

УДК 551.24, 550.93

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2026-65-2-134-147

## ОБЛОМОЧНЫЙ ЦИРКОН НИЖНЕМЕЛОВОЙ ЭГИЛЬКНЫВЕЕМСКОЙ СВИТЫ ЗАПАДНОЙ ЧУКОТКИ И ИСТОЧНИКИ СНОСА ТЕРРИГЕННОГО МАТЕРИАЛА В ПЕРИОД КОЛЛИЗИИ ЧУКОТСКОГО МИКРОКОНТИНЕНТА И ЕВРАЗИИ

Глеб Сергеевич Колотыгин<sup>1</sup>, Альвина Владимировна Чистякова<sup>2</sup>,  
Петр Леонидович Тихомиров<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; k.glebron9@mail.ru

<sup>2</sup> Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия; alvina.tch@gmail.com

<sup>3</sup> Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия; Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН, Магадан, Россия; petr\_tikhomirov@mail.ru

**Аннотация.** Представлены первые результаты U-Pb датирования зерен обломочного циркона из песчаников эгилькнывеемской свиты, залегающей в основании вулканогенной Тытыльвеемской впадины постколлизийной природы. Возраст наиболее молодой популяции обломочного циркона составил  $140,7 \pm 2,2$  млн лет. Молодые популяции цирконов (190–130 млн лет) в позднеюрско-раннемеловых песчаниках, предположительно, связаны с активностью субдукционного магматического пояса южной окраины Чукотского микроконтинента.

**Ключевые слова:** Западная Чукотка, обломочный циркон, синколлизийные бассейны, магматизм

**Для цитирования:** Колотыгин Г.С., Чистякова А.В., Тихомиров П.Л. Обломочный циркон нижнемеловой свиты Западной Чукотки и источника сноса терригенного материала в период коллизии Чукотского микроконтинента и Евразии // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2026. № 2. С. 134–147.

## DETRITAL ZIRCON OF THE LOWER CRETACEOUS EGILKNYVEEM FORMATION OF WESTERN CHUKOTKA AND PROVENANCE OF TERRIGENOUS MATERIAL DURING THE COLLISION OF THE CHUKOTKA TERRANE AND EURASIA

Gleb S. Kolotygin<sup>1</sup>, Alvina V. Chistyakova<sup>2</sup>, Petr L. Tikhomirov<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; k.glebron9@mail.ru

<sup>2</sup> Schmidt Institute of physics of the Earth of the RAS, Moscow, Russia; alvina.tch@gmail.com

<sup>3</sup> Schmidt Institute of physics of the Earth of the RAS, Moscow, Russia; North-East Interdisciplinary Scientific Research Institute named after N.A. Shilo, Far Eastern Branch of the RAS, Magadan, Russia; petr\_tikhomirov@mail.ru

**Abstract.** The study provides the first results of U-Pb dating of detrital zircons from sandstones of the Egilknyveem suite, which underlies the Tytylveem volcanic depression of a post-collisional nature. The U-Pb age of the youngest population of detrital zircons is  $140.7 \pm 2.2$  Ma. Young zircon populations (190–130 Ma) from the Late Jurassic through Early Cretaceous sandstones are likely related to the activity of the supra-subduction magmatic belt of the southern margin of the Chukotka microcontinent.

**Keywords:** Western Chukotka, detrital zircon, syn-collisional basins, magmatism

**For citation:** Kolotygin G.S., Chistyakova A.V., Tikhomirov P.L. Detrital zircon of the lower cretaceous egilknyveem formation of Western Chukotka and provenance of terrigenous material during the collision of the Chukotka microcontinent and Eurasia. Moscow University Geol. Bull. 2026; 2: 134–147. (In Russ.).

**Введение.** Согласно современным палеотектоническим реконструкциям [Nokleberg et al., 2001; Kuzmichev, 2009; Соколов, 2010; Miller et al., 2017], формирование главных структурных зон мезозойского северо-востока Верхояно-Чукотской складчатой области произошло в раннемеловую эпоху, после коллизии Чукотского микроконтинента (также упоминающегося в публикациях как микроплита Арктическая Аляска — Чукотка [Соколов, 2010; Miller et al., 2017]) с окраиной Евразийского континента. Сближение Чукотского террейна и Евразии привело к закрытию разделявшего их Южно-Аньюского океанического бассейна и формированию одноименной

сутурной зоны [Парфенов, 1984; Соколов и др., 2015; Amato et al., 2015]. Реликты юрско-раннемеловых субдукционных магматических провинций выявлены по обе стороны бывшего Южно-Аньюского океана [Nokleberg et al., 2001; Соколов, 2010; Tikhomirov et al., 2008; Tikhomirov, Gulpa, 2024]. В пределах самой Южно-Аньюской сутурной зоны выявлены реликты энсиматической палеоостроводужной системы позднеюрско-раннемелового возраста [Моисеев и др., 2021].

Принято считать, что закрытие Южно-Аньюского океана произошло до титона [Miller et al., 2008], а процесс коллизии Чукотского микроконтинента

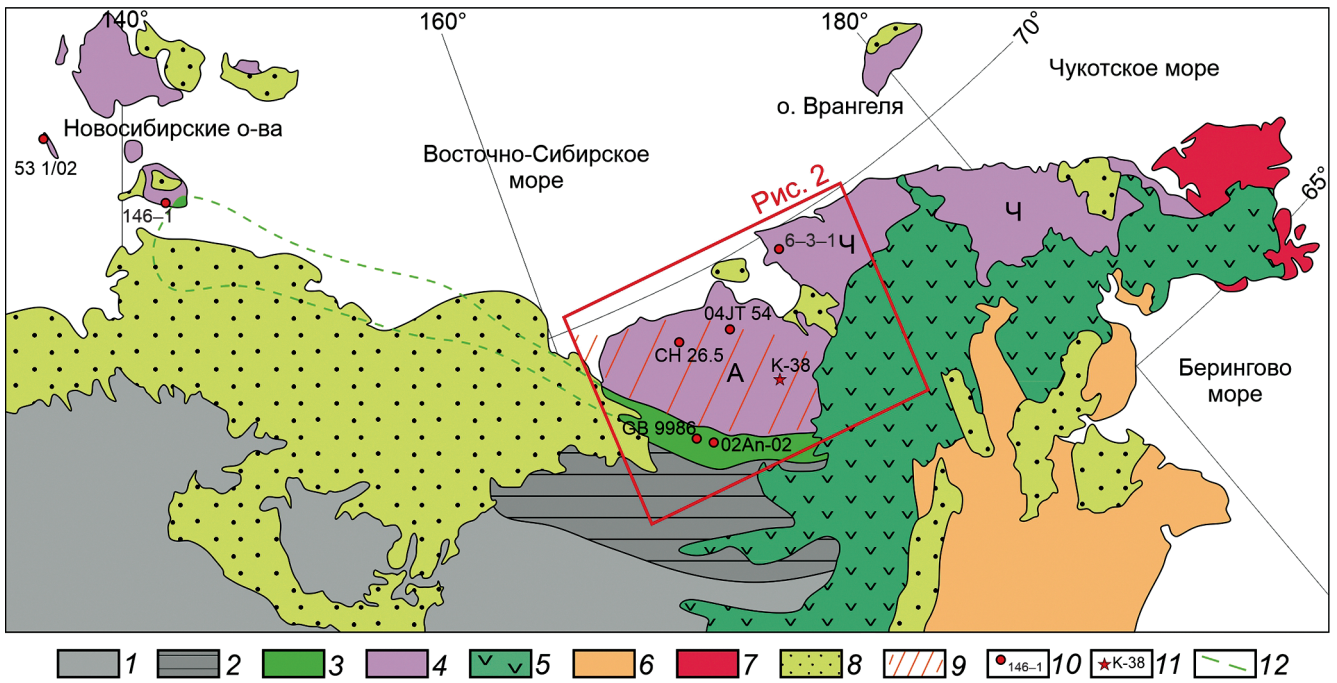


Рис. 1. Тектоническая схема Северо-Востока Евразии, по данным [Геодинамика..., 2006; Варламова и др., 2004; Ватрушкина, 2018; Соколов и др., 2021], упрощено. 1–4 — Верхояно-Чукотская складчатая область: 1 — комплексы «Колымской петли» — тектонический коллаж разнородных террейнов, включающий блоки древней континентальной коры и комплексы различных переходных зон континент-океан, 2 — Олойская складчатая зона, 3 — комплексы Южно-Ануйской сутурной зоны, 4 — комплексы пассивной окраины Чукотского континентального террейна (складчатые зоны: А — Ануйская, Ч — Чаунская); 5 — Охотско-Чукотский вулканический пояс; 6 — Корьякско-Камчатская складчатая область; 7 — Восточно-Чукотское поднятие; 8 — кайнозойский осадочный чехол; 9 — Тытыльвеемский вулканоплутонический пояс; 10 — точки отбора образцов на детритовые цирконы (данные публикаций); 11 — место отбора пробы К-38 (рис. 3); 12 — предполагаемое продолжение комплексов Южно-Ануйской сутурной зоны под кайнозойским чехлом. Схема геологического строения Западной Чукотки (в прямоугольнике) увеличена на рис. 2

и Евразии продолжался в течение неокома [Бондаренко, 2004; Соколов, 2010; Соколов и др., 2015] и завершился примерно на рубеже баррема и апта [Amato et al., 2015].

В аптское и раннеальбское время (123–105 млн лет назад) на значительной площади, включающей Ануйскую и Олойскую складчатые зоны, а также район современного архипелага Новосибирских островов и часть северной Якутии, сформировались вулканоплутонические комплексы предположительно постколлизийной природы [Тихомиров и др., 2009, 2017]. Временные и пространственные границы этой провинции продолжают уточняться [Miller et al., 2009; Кара, 2018; Akinin et al., 2020; Tikhomirov et al., 2024] и до настоящего времени окончательно не определены. Северо-восточная часть этой провинции, пространственно соответствующая осевой части Ануйской складчатой зоны (рис. 1), упоминается в публикациях как Тытыльвеемский вулканоплутонический пояс [Тихомиров и др., 2017; Akinin et al., 2020].

Процесс смены субдукционного магматизма Западной Чукотки постколлизийным изучен слабо. В частности, неизвестно, сопровождалась ли эта смена каким-либо перерывом в магматической активности. Также остается открытым вопрос о палеогеографической обстановке в переходный период. Важным источником сведений, позволяющих добиться про-

гресса в решении указанных вопросов, является изотопная геохронология детритовых цирконов из терригенно-обломочных пород, присутствующих в основании разреза постколлизийных вулканитов. Настоящая публикация подготовлена по результатам первой попытки изучения этих цирконов.

**Краткие сведения о геологическом строении и тектонической истории Западной Чукотки.**

Рассматриваемая территория входит в состав Верхояно-Чукотской складчатой области [Парфенов, 1984] и охватывает несколько крупных тектонических зон (рис. 1; 2): 1) Олойская складчатая зона объединяет преимущественно островодужные террейны палеозойского и мезозойского возраста [Соколов, 2010]; 2) Южно-Ануйская сутурная зона представляет собой коллаж тектонических пластин, сложенных интенсивно дислоцированными терригенными и вулканогенными породами триаса, юры и неокома с телами офиолитовых ультрабазитов [Соколов и др., 2001, 2015]; 3) Ануйская и 4) Чаунская складчатые зоны относятся к пассивной окраине Чукотского микроконтинента [Тучкова, 2011]. Терригенно-обломочные породы позднеюрско-раннемелового возраста, подстилающие постколлизийные вулканиты, имеют наибольшее распространение в пределах Ануйской зоны (рис. 2).

Верхнеюрско-нижнемеловые терригенно-обломочные породы с угловым несогласием перекрывают

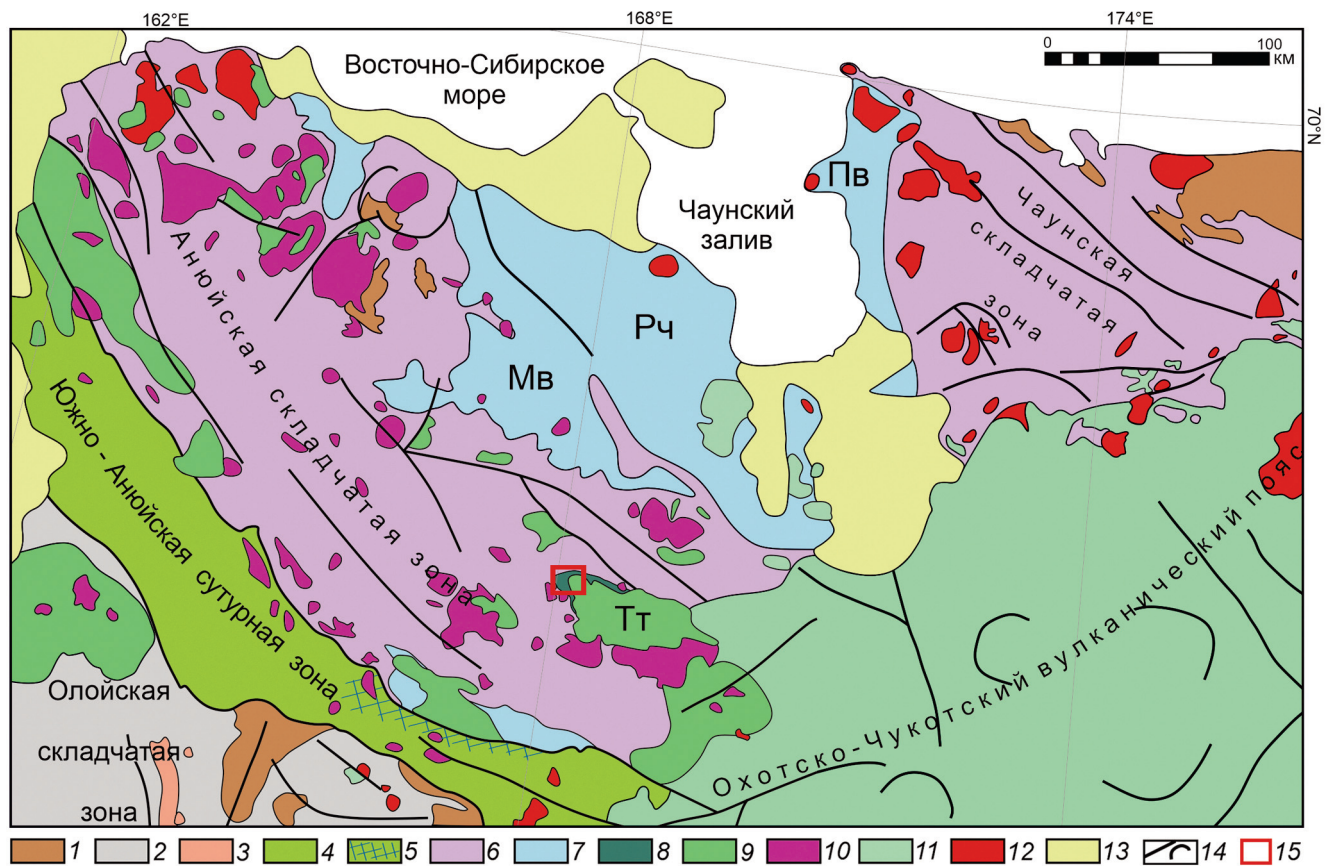


Рис. 2. Схема геологического строения Западной Чукотки, по данным [Варламова и др., 2004; Chitalin et al, 2021; Tikhomirov et al., 2024], упрощено. 1 — терригенные и вулканические породы девона, карбона; 2 — триасово-раннемеловые терригенные и вулканические породы Олойской складчатой зоны; 3 — габбро-сиенитовые плутоны (142–138 млн лет); 4 — комплексы Южно-Ануйской сутурной зоны; 5 — вулканогенно-осадочные породы Кульпольнейского комплекса; 6 — триасовые терригенные отложения пассивной окраины Чукотского континентального террейна; 7 — позднеюрско-раннемеловые преимущественно терригенные синколлизийные осадки; 8 — эгилькнвеевская свита (берриас-готерив); 9, 10 — постколлизийные магматические комплексы (апт-альб, 122–105 млн лет): 9 — вулканические, 10 — плутонические; 11 — комплексы Охотско-Чукотского вулканического пояса (альб-кампан, 106–74 млн лет); 12 — гранитные плутоны; 13 — кайнозойский осадочный чехол; 14 — тектонические нарушения; 15 — участок работ (рис. 3, а). Впадины: Тт — Тытыльвеевская, Мв — Мырговаамская, Рч — Раучуанская, Пв — Певекская

триасовые толщи, выполняя в пределах Ануйской зоны несколько обширных син- и постколлизийных впадин (рис. 2). Литологические особенности верхнеюрско-нижнемеловых отложений указывают на их накопление в различных частях подводных конусов выноса неглубокого морского бассейна [Ватрушкина, 2018], а присутствие в этих отложениях пирокластического материала является одним из главных отличий от триасовых толщ. Примесь вулканогенного материала особенно значительна в волжско-берриасовых отложениях, где на вулканиды нередко приходится свыше 50 % обломков в песчаниках. Источником пирокластического материала считается вулканический пояс андийского типа, сформированный на окраине Чукотского континентального террейна [Ватрушкина, 2018]. Крупный фрагмент этого пояса выявлен на территории Центральной Чукотки, где для серии гранитоидных массивов и фрагментов вулканических полей получены U-Pb оценки возраста в интервале 147–124 млн лет [Tikhomirov et al., 2008; Tikhomirov, Gulpa, 2024].

В пределах территории, показанной на рис. 2, присутствуют гранитоидные плутоны с U-Pb возрастом 148–145 млн лет [Безруков и др., 2020], вероятно, связанные с этим же магматическим поясом.

В Олойской и Ануйской зонах на смятых в складки палеозойских и мезозойских (до готерива включительно) комплексах с несогласием залегают ограниченно распространенные вулканогенные толщи, имеющие преимущественно аптский возраст. Вулканические покровы апта и комагматичные им гранитоидные плутоны Ануйской зоны считаются реликтами глубоко эродированного Тытыльвеевского вулкано-плутонического пояса постколлизийной природы [Akinin, et al., 2020; Tikhomirov, et al., 2024]. Одним из наиболее крупных фрагментов Тытыльвеевского пояса является одноименная впадина (размером примерно 30 × 100 км), расположенная в юго-восточной части Ануйской зоны (рис. 2). Вулканиды Тытыльвеевской впадины (аптская тытыльвеевская свита) местами залегают субгоризонтально, местами смяты в пологие складки северо-западного прости-

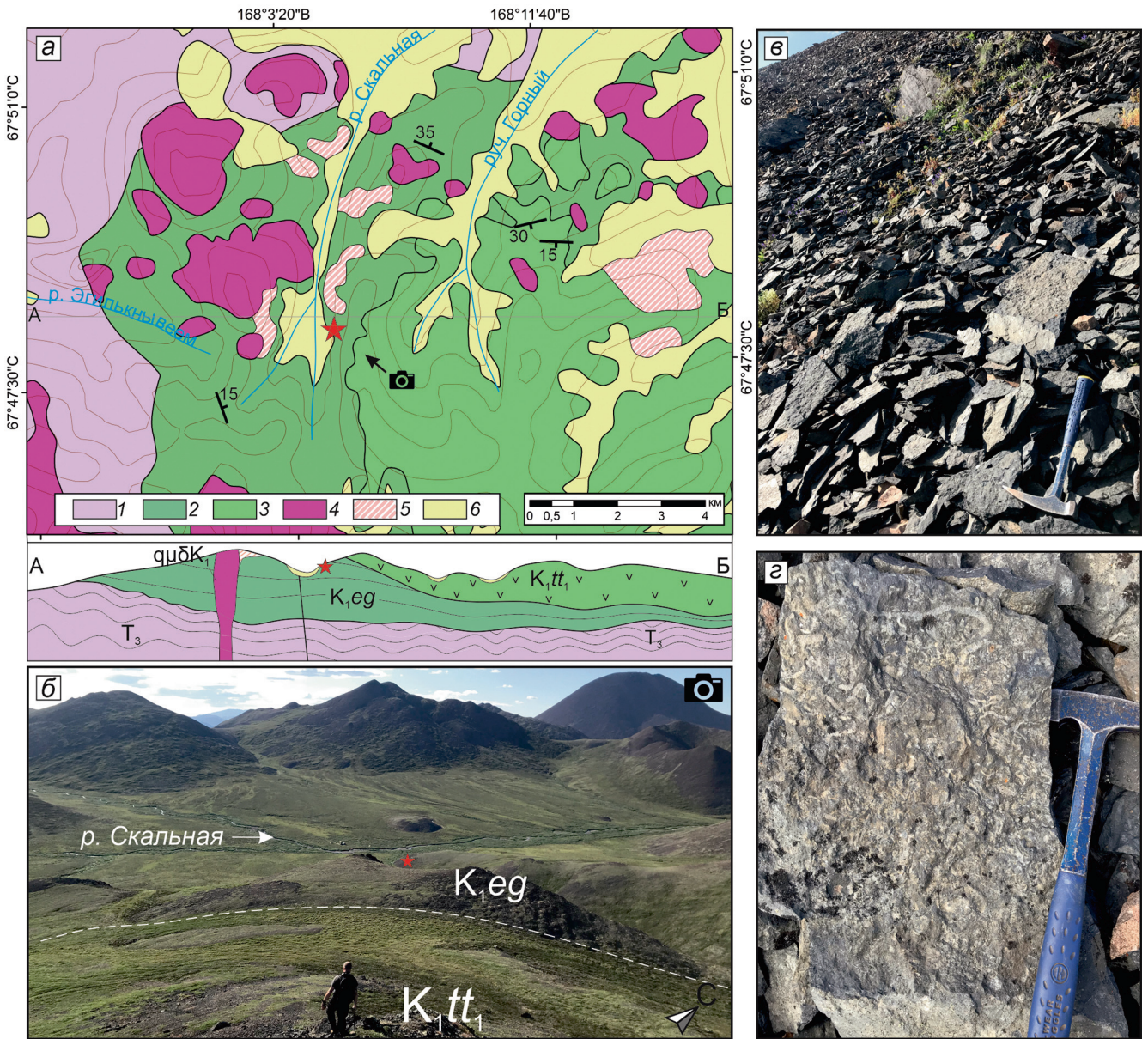


Рис. 3. Место отбора пробы К-38 (красная звездочка) на фрагменте геологической карты 1:200 000 [Журавлев и др., 1999] и схематическом геологическом разрезе (а) и фотографиях местности (б, в). Следы жизнедеятельности донных организмов (предположительно скоениевая ихнофация) в песчаниках из верхней части эгилькнывеемской свиты (место отбора пробы К-38) (г). 1 — верхний триас (Т<sub>3</sub>): сланцы, алевролиты, песчаники; 2 — эгилькнывеемская свита (K<sub>1</sub>eg); 3, 4, 5 — Тытыльвеемский постколлизонный вулканоплутонический пояс: 3 — нижняя подсвита тытыльвеемской свиты (K<sub>1</sub>tt<sub>1</sub>): лавы андезитов, вулканомиктовые конгломераты; 4 — кварцевые монцодиориты; 5 — субвулканические андезиты; 6 — кайнозойский чехол

рания [Тихомиров и др., 2017]. Породы тытыльвеемской свиты с резким угловым несогласием перекрывают интенсивно смятые триасовые терригенные отложения. В основании разреза Тытыльвеемской впадины, стратиграфически между терригенными толщами триаса и аптскими вулканитами (рис. 3; 4), обнажаются терригенно-обломочные породы с примесью вулканогенного материала, объединенные в составе эгилькнывеемской свиты нижнего мела [Журавлев и др., 1999; Малышева и др., 2012] и являющиеся главным объектом настоящего исследования.

**Сведения о структурном положении, литологическом составе и возрасте эгилькнывеемской**

**свиты.** Породы, отнесенные к эгилькнывеемской свите, выходят на поверхность в районе водораздела рр. Мал. Анюй и Раучуа, слагая нижнюю часть разреза Тытыльвеемской впадины (рис. 2; 3). Эгилькнывеемская свита с резким угловым несогласием перекрывает смятые в складки отложения триаса. Угловое несогласие между эгилькнывеемской свитой и перекрывающей ее вулканогенной тытыльвеемской свитой выражено слабее, чем несогласие в подошве эгилькнывеемской свиты — рис. 3 [Депарма, 1981; Журавлев и др., 1999].

Эгилькнывеемская свита представлена песчаниками, туфопесчаниками, алевролитами, аргиллитами с маломощными прослоями известняков, гравелитов

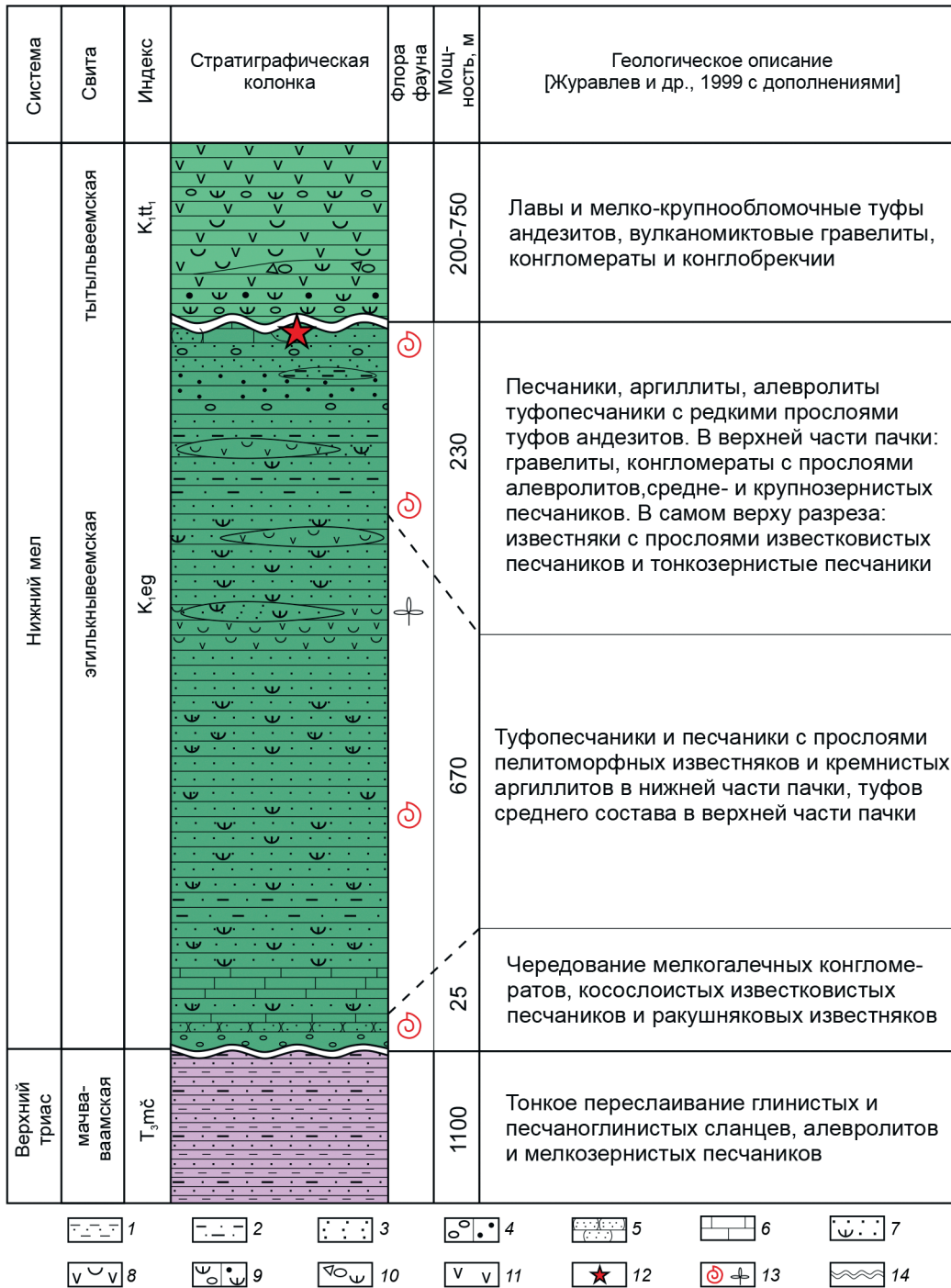


Рис. 4. Стратиграфическая колонка эгилькнывеемской свиты [Журавлев и др., 1999]. 1 — песчано-глинистые сланцы; 2 — алевролиты, аргиллиты; 3 — песчаники; 4 — конгломераты, гравелиты; 5 — известковистые песчаники; 6 — известняки; 7 — туфопесчаники; 8 — туфы среднего состава; 9 — вулканомиктовые конгломераты и гравелиты; 10 — вулканомиктовые конглобрекции; 11 — лавы андезитов; 12 — положение в разрезе образца К-38; 13 — находки ископаемой фауны и флоры; 14 — угловые несогласия

и конгломератов (рис. 4). В верхней части разреза в ее составе появляются линзовидные горизонты туфов среднего состава [Сафин и др., 1976; Депарма, 1981; Журавлев и др., 1999; Малышева и др., 2012].

Нижняя часть разреза эгилькнывеемской свиты сложена полимиктовыми песчаниками с маломощными прослоями конгломератов и известняков, в средней части преобладают туфопесчаники с линзовидными горизонтами туфов среднего состава, в верхней части — песчаниками с прослоями кон-

гломератов и гравелитов (рис. 4) [Журавлев и др., 1999]. Конгломераты эгилькнывеемской свиты, как правило, мелкогалечные, размер обломков в них редко превышает 5 см. Завершается разрез эгилькнывеемской свиты известняками (верховья р. Верхний Пувтувеем) и тонкозернистыми песчаниками (долина р. Скальная). Оценки максимальной мощности отложений эгилькнывеемской свиты варьируют от 850–900 м [Журавлев и др., 1999] до 1150–1250 м [Малышева и др., 2012]. В юго-восточной части

Тытыльвеевской впадины эгилькнывеевская свита выклинивается, и вулканы тытыльвеевской свиты здесь налегают непосредственно на триасовые отложения (рис. 2).

Возраст эгилькнывеевской свиты ранее оценивался лишь на основании определений ископаемой фауны (двусторок и аммонитов), причем публикуемые оценки различны, от берриаса-готерива [Малышева и др., 2012] до баррема-апта [Депарма, 1981].

#### **Методика аналитических исследований.**

С целью исследования обломочного циркона из верхней части разреза эгилькнывеевской свиты, на правом борту р. Скальная (67°48'11" с.ш., 168°4'13" в.д.) отобрана проба тонкозернистого песчаника (образец К-38) массой 4,2 кг (рис. 3, з).

В Лаборатории аксессуарных минералов Геологического института РАН по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей из данной пробы выделена монофракция циркона весом 0,01 г. Далее под биноклем случайным образом выбраны и интегрированы в шашку из эпоксидной смолы 200 зерен циркона.

U-Pb LA-ICP-MS датирование детритового циркона было выполнено с использованием квадрупольного масс-спектрометра iCAP Qc (Thermo Fisher Scientific) и системы лазерной абляции Analyte Excite ArF 193 nm (Teledyne) в Институте геологии и нефтегазовых технологий Казанского федерального университета (ИГиНГТ КФУ, г. Казань). Расчет возраста производился относительно стандартного циркона Harvard 91500 [Horstwood et al., 2016]. Контроль качества аналитических данных осуществлялся путем измерения стандартного циркон Plešovice [Sláma et al., 2008], для которого по отношению  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  получена оценка изотопного возраста  $336,2 \pm 1,1$  млн лет, соответствующая в пределах погрешности возрасту, аттестованному методом ID-TIMS.

Редукция данных и расчет изотопных отношений проведены в программе Iolite 4.0 [Paton et al., 2011], визуализация данных выполнена в программе IsoplotR [Vermeesch, 2018]. Для зерен циркона с возрастом меньше 1 млрд лет для дальнейшей интерпретации использованы оценки изотопного возраста, полученные по отношению  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ , для более древних зерен – по отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ . Выбор способа расчета коэффициента дискордантности также зависел от возраста циркона: для зерен моложе 1 млрд лет принято значение D1, рассчитанное по оценкам изотопного возраста, полученным по отношениям  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  и  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ , для зерен древнее 1 млрд лет – значение D2, определенное по отношениям  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  и  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ . Из интерпретации исключены оценки изотопного возраста с дискордантностью  $|D| > 10\%$ .

Максимальный возраст осадочной толщи определялся как равный средневзвешенному возрасту наиболее молодой популяции циркона, представленной не менее чем тремя зернами, оценки возраста

которых по отношению  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  перекрываются на уровне  $2\sigma$  [Dickinson, Gehrels, 2009].

Для оценки сходства и различия возрастных распределений обломочного циркона использован тест Колмогорова-Смирнова (K-S тест). В случае, если K-S критерий оказывался меньше порогового значения  $p < 0,05$ , то с уровнем доверия  $\alpha 95$  сравниваемые возрастные спектры считались статистически неравноценными (т.е., выборки признавались различными с точки зрения возрастных спектров цирконов [Guynn, Gehrels, 2010]).

**Литолого-петрографическая характеристика изученной пробы.** Песчаники в месте отбора изученной пробы характеризуются тонкой слабоволнистой слоистостью (с плитчатой отдельностью по слоистости — рис. 3, в), а также большим количеством ихнофоссилий — рис. 3, г, предположительно относящихся к скоениевой (Scoyenia) ихнофафии по [Frey, Pemberton, 1984; Микулаш, Дронов, 2016].

В шлифе (рис. 5) изученная порода представляет собой линзовидно- и косослоистый тонкозернистый алевритистый полевошпатово-кварцевый песчаник. Обломочный материал характеризуется хорошей сортировкой и представлен кварцем (90%), измененным плагиоклазом (5–10%), кластическим мусковитом (<1%), редкими кристаллами микроклина, карбонатов, циркона. Редкие (не более 1%) обломки пород представлены аргиллитами и глинистыми сланцами. Размер обломков составляет от 0,01 мм до 0,1 мм, в среднем 0,05 мм. Обломки имеют разную степень окатанности, с преобладанием угловатых. Цемент глинистый. В песчанике присутствуют обрывки растительного детрита. Косоволнистая текстура песчаника сформирована в условиях конседиментационных деформаций при умеренно активном гидродинамическом режиме осадконакопления. Порода несет следы умеренной тектонизации: волнистое погасание и признаки дробления отдельных зерен кварца, две слабо выраженные разнонаправленные системы кливажных зон — рис. 5. Гидротермальные изменения изученного песчаника сравнительно слабые. Гидротермальные фазы представлены редким эпидотом, хлоритом, пиритом, альбитом, кальцитом, серицитом и гидрослюдами.

**Результаты U-Pb LA-ICP-MS датирования.** Подавляющему большинству изученных зерен циркона свойственна ясная осцилляторная зональность, указывающая на их магматическое происхождение. Из 200 зерен циркона, изученных в проходящем свете и в режиме CL, оценка изотопного возраста выполнена для 105. Значения, соответствующие условию дискордантности  $|D| < 10\%$ , получены для 85 зерен (табл. 1 в Приложении).

Значения U-Pb возраста этих 85 цирконов распределены в широком интервале от  $3052 \pm 77$  до  $130 \pm 4$  ( $\pm 2\sigma$ ) млн лет. Четыре наиболее значимых возрастных пика соответствуют значениям 2730, 1860, 288, 144 млн лет (рис. 6, а). Фанерозойские значения изотопного возраста получены для 42 цирконов из

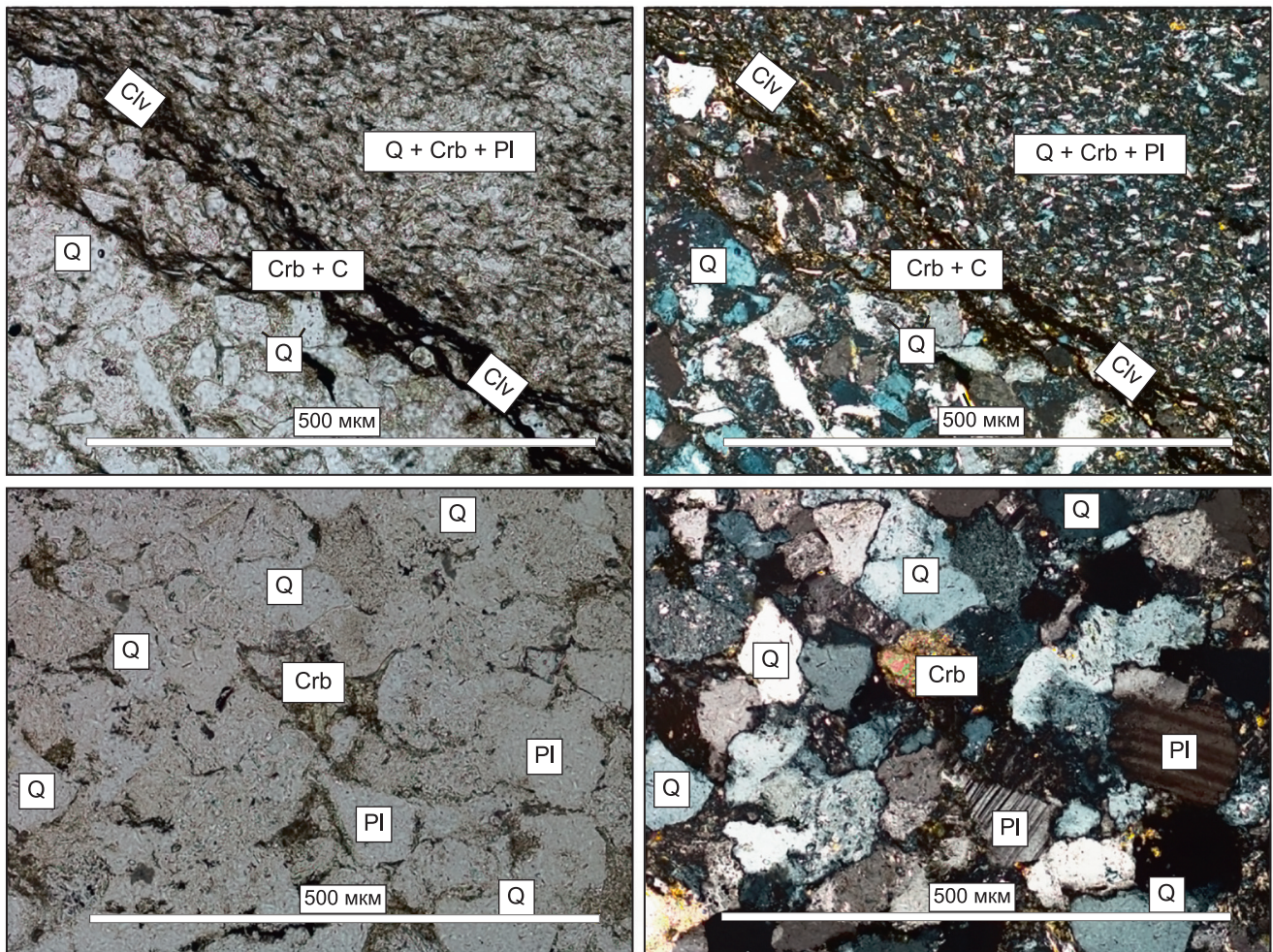


Рис. 5. Микрофотографии шлифа К-38. Слева — снимки без анализатора, справа — с анализатором. Q — кварц, Pl — плагиоклаз, Crb — карбонат, С — тонкодисперсное углистое вещество, Clv — гливая зона

85; их статистические максимумы приходятся на значения 385, 288, 258 и 142 млн лет (рис. 6, б). Самая молодая популяция цирконов представлена четырьмя зернами, средневзвешенный  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возраст которых составил  $140,7 \pm 2,2$  млн лет ( $\text{СКВО} = 0,11$ ,  $p(x^2) = 0,95$ ). Самое молодое зерно имеет возраст  $129,7 \pm 2,2$  млн лет, что соответствует готеривскому веку (здесь и далее использована шкала геологического времени по [Walker, Geissman, 2022]).

В общих чертах докембрийские и фанерозойские зерна различаются степенью окатанности: около 72 % докембрийских зерен имеют хорошо сглаженные вершины и ребра, в фанерозойской группе цирконов доля окатанных зерен составляет 27 %, при этом большая часть из них имеет изотопный возраст в интервале 290–240 млн лет (5 зерен).

Среднее Th/U отношение чаще превышает единицу в фанерозойских цирконах, чем в докембрийских. Количество зерен с отношениями Th/U < 0,1, косвенно указывающими на метаморфический генезис циркона [Schaltegger et al., 1999; Hoskin, Black, 2000; Rubatto et al., 2001], незначительно (8 зерен). Преобладающая часть из них имеет возраст в интервале 1910–1870 млн лет. Практически все зерна с отношением Th/U < 0,1 лишены отчетливой осцилляторной

зональности, что согласуется с предположением об их метаморфическом происхождении.

**Обсуждение результатов.** Тонкозернистая структура и косоволнистая текстура песчаника К-38, хорошая сортировка обломков, присутствие ихнофоссилий (предположительно, ихнофагии *Scoyenia*) и растительного детрита свидетельствуют о накоплении изученных пород в условиях прибрежного мелководья, при умеренной гидродинамике, с обильной пищевой базой для донных организмов. В частности, эти условия свойственны речным дельтам, но уверенный вывод требует более детального исследования. Ихнофагия *Scoyenia* характерна для низкоэнергетичных эпиконтинентальных условий с часто затопляемыми и субаэрально экспонируемыми областями аккумуляции [Frey, Pemberton, 1984; Барабошкин, 2013; Микулаш, Дронов, 2016]. Умеренное и не повсеместное распространение грубообломочного терригенного материала по разрезу эгилькньюеимской свиты (как и в разрезах прочих позднеюрско-раннемеловых стратонов Западной Чукотки) говорит об отсутствии высокого горного сооружения вблизи области аккумуляции. Из этого можно предположить, что завершающие этапы консолидации Чукотского микроконтинента с окраинной

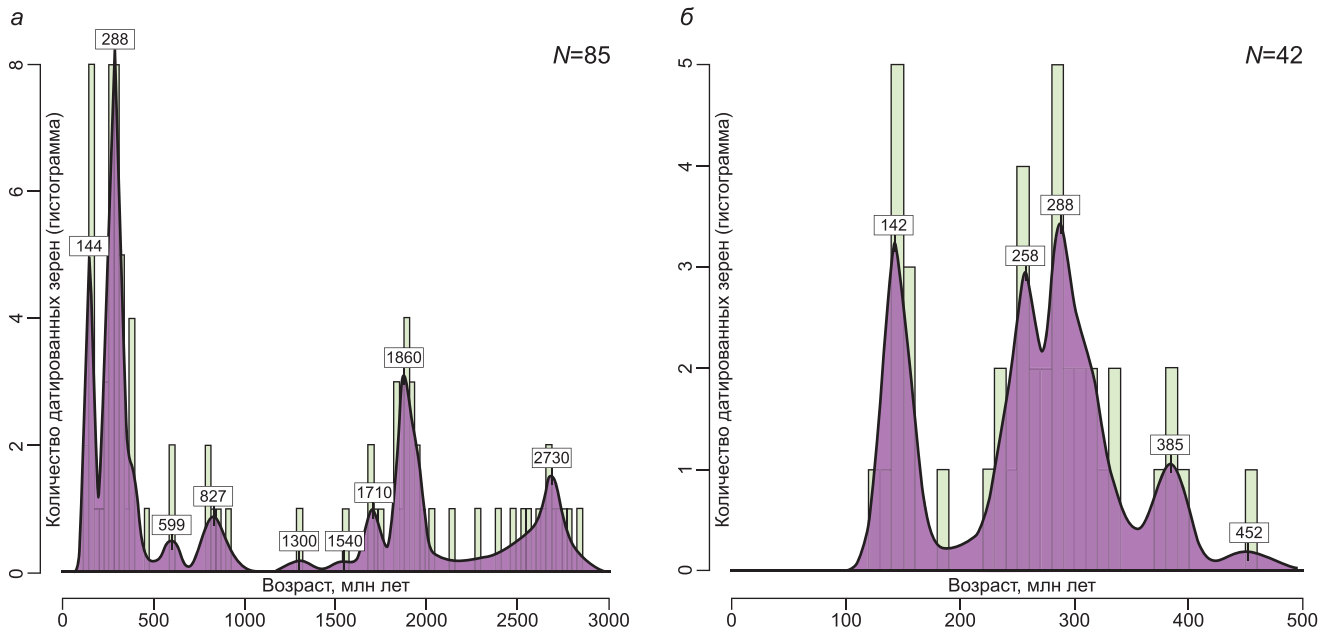


Рис. 6. Гистограммы и кривые плотности вероятности распределения U-Pb возраста обломочных цирконов из образца К-38 в интервале от 0 до 3000 млн лет (а) и от 0 до 500 млн лет (б). Значения пиков возраста в млн лет. *N* — количество анализируемых зерен циркона

Евразии не сопровождалась формированием крупного коллизионного орогена.

Возрастной спектр цирконов из песчаника эгилькнывеевской свиты имеет хорошее сходство с возрастными спектрами обломочных цирконов из близких по возрасту раннемеловых осадочных толщ Чукотского террейна и Южно-Аньюской сутурной зоны (таблица; рис. 7, а-в). Источником цирконов раннемеловых осадочных толщ могут являться подстилающие позднейские отложения. В позднейских и раннемеловых осадочных толщах Чукотского террейна главные популяции цирконов имеют U-Pb возраст (млн лет): (1) около 2700, (2) около 1900, (3) 296–285, (4) 265–242 и (5) 167–156.

Результаты статистического теста Колмогорова-Смирнова, приведенные в таблице, косвенно подтверждают сходство источников обломочного материала для осадочного бассейна эгилькнывеевской свиты, синколлизионной Певекской впадины Чукотского террейна и одного из раннемеловых остаточных бассейнов закрывающегося Южно-Аньюского океана [Miller et al., 2008; Amato et al., 2015; Ватрушкина, 2018].

**Докембрийские популяции обломочного циркона.** Возрастные пики 2,7 и 1,9 млрд лет весьма характерны для цирконов из обломочных толщ микроплиты Арктическая Аляска — Чукотка. Например, аналогичные возрастные пики получены для детритовых цирконов большинства неопротерозойско-кембрийских комплексов северной Аляски [Strauss et al., 2013], триасовых и нижнеюрских отложений шельфа северного склона Аляски [Gottlieb et al., 2014], драгированных метаосадочных пород хребта Норсуинд (Northwind Escarpment) Канадского арктического бассейна [O'Brien et al., 2016]. Популяция циркона с изотопным возрастом около

1,9 млрд лет (рис. 7) также присутствует в триасовых и позднейско-раннемеловых терригенных толщах континентальной Чукотки [Miller et al., 2006; Ватрушкина, 2018], о. Врангеля [Miller et al., 2010] и Новосибирских островов [Miller et al., 2013; Соловьев, Миллер, 2014].

Неоархейские (2700–2600 млн лет) и палеопротерозойские (2000–1800 млн лет) популяции циркона широко распространены не только в отложениях Чукотского террейна, но и в осадочных толщах Арктической Канады [Anfinson et al., 2012; Hadlari et al., 2012; Strauss et al., 2013] и Гренландии [Kirkland et al., 2009].

При переходе от триасовых отложений к позднейско-раннемеловым существенно увеличивается доля раннедокембрийских цирконов, и столь же резко убывает доля неопротерозойских и раннепалеозойских цирконов (рис. 7). Исходя из этих фактов, мы предполагаем, что триасовые толщи не были главным источником раннедокембрийских цирконов для пород верхней части эгилькнывеевской свиты. Можно предположить, что резкое увеличение доли докембрийских цирконов в позднейско-раннемеловых толщах связано с гипотетическим экспонированием докембрийских кристаллических комплексов в ранне-среднеюрское время, либо с существенным изменением направления транспорта терригенного материала [Тучкова и др., 2025].

При отсутствии сведений о раннедокембрийских комплексах в фундаменте Чукотского континентального террейна остается предположить, что архейские и раннепротерозойские цирконы транспортировались в позднейско-раннемеловые бассейны Чукотки (возможно, через промежуточные коллекторы) из какой-либо тектонической провинции с корой соответствующего возраста. Магматические и мета-

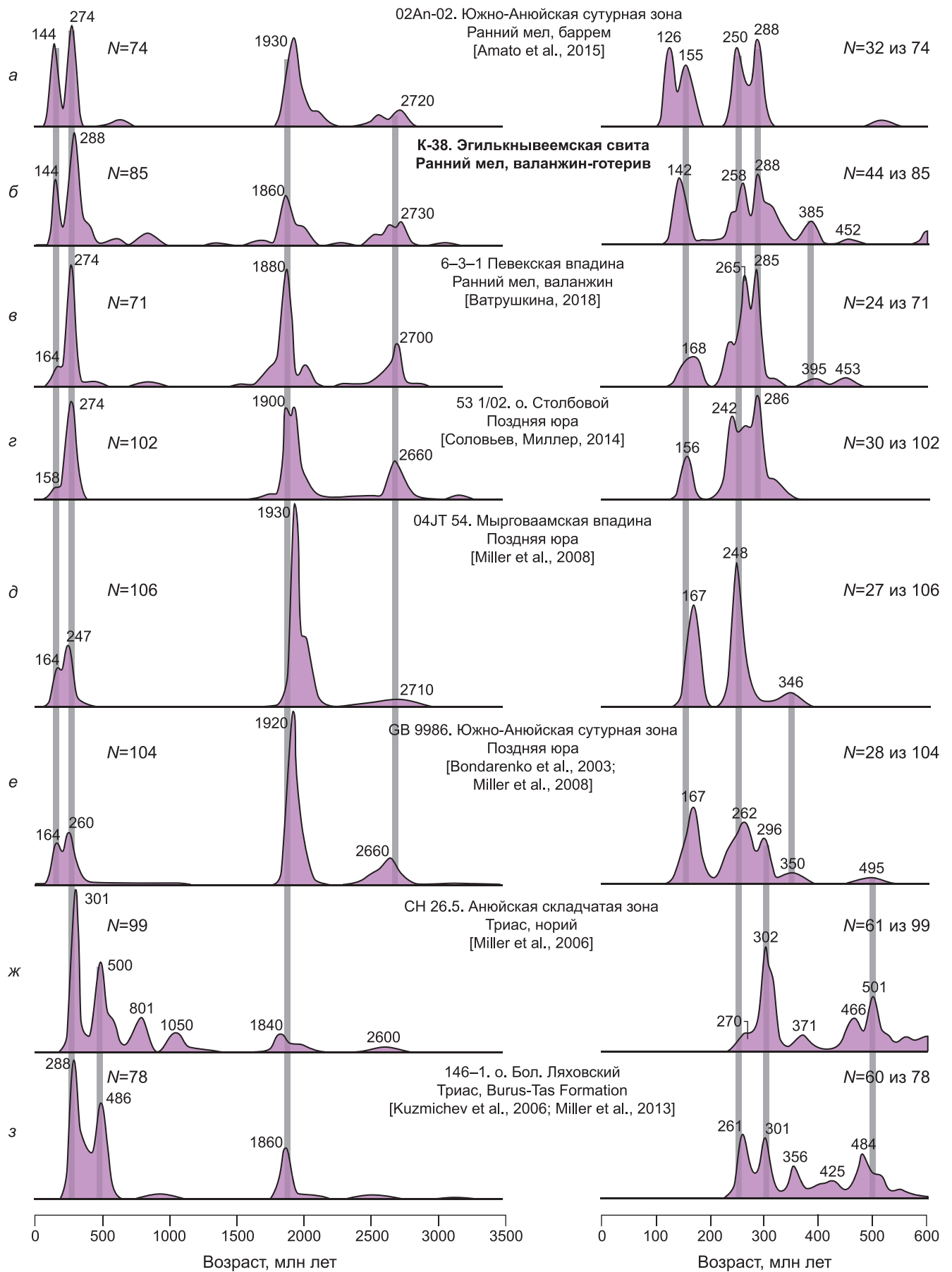


Рис. 7. Диаграммы распределения относительных вероятностей для U-Pb-возраста обломочного циркона из мезозойских терригенно-обломочных толщ Западной Чукотки и архипелага Новосибирских островов. Вертикальными серыми линиями выделены наиболее значимые возрастные пики. N — кол-во анализов

Таблица

Результаты теста Колмогорова-Смирнова для детритовых цирконов из различных мезозойских осадочных толщ Западной Чукотки

Возраст толщи, локация	K <sub>1</sub> eg	J <sub>3</sub> -K <sub>1</sub> о. Столбовой	J <sub>3</sub> -K <sub>1</sub> Синколлизионные впадины Чукотского террейна				J <sub>3</sub> -K <sub>1</sub> Южно-Ануйская сутура		T <sub>3</sub> n Ануйская зона
Проба	K-38	53 1/02	04JT 54	CH04ELM7	6-3-1	21-5-1	02An-02	GB9986	CH 26.5
K-38									
53 1/02	0,041								
04JT 54	0,001	<b>0,200</b>							
CH04ELM7	0,001	<b>0,222</b>	<b>0,999</b>						
6-3-1	<b>0,063</b>	<b>0,185</b>	0,000	0,001					
21-5-1	0,000	<b>0,241</b>	<b>0,289</b>	<b>0,262</b>	0,014				
02An-02	<b>0,176</b>	<b>0,198</b>	0,013	0,017	<b>0,4</b>	0,001			
GB9986	0,000	<b>0,813</b>	<b>0,809</b>	<b>0,669</b>	0,008	<b>0,214</b>	<b>0,097</b>		
CH 26.5	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	

Примечание. 53 1/02 — о. Столбовой, Новосибирские о-ва [Соловьев, Миллер, 2014]; 04JT 54 и CH04ELM7 — Мырговаамская впадина [Miller et al., 2008]; 6-3-1 и 21-5-1 — Певекская впадина [Ватрушкина, 2018], 02An-02 и GB9986 — Южно-Ануйская сутурная зона [Miller et al., 2008; Amato et al., 2015], CH 26.5 — Ануйская складчатая зона [Miller et al., 2006]. Значения, которые прошли тест K-S с 95 %-ной степенью достоверности (p>0,05), выделены желтым цветом и жирным шрифтом (для соответствующих толщ высока вероятность общих источников обломочного материала).

морфические комплексы возрастом 3,9–2,6 млрд лет и 2–1,7 млрд лет широко распространены в пределах докембрийских щитов Канады, Балтики и Сибирской платформы [Gaál, Gorbatshev, 1987; Frost et al., 1998; Slabunov et al., 2006; Baadsgaard, Godfrey, 2011]. Критический анализ тектонических моделей не входит в задачи данной публикации, но отметим, что некоторые исследователи, исходя из факта сходства возрастных спектров детритовых цирконов в осадочных толщах Чукотки и Сибирской платформы, предположили, что в домеловое время Чукотский микроконтинент располагался ближе к Сибирскому кратону, чем в настоящее время [Miller et al., 2013; Amato et al., 2015].

Пять зерен циркона из образца K-38 показали U-Pb возраст в интервале 913–790 млн лет с пиком 827 млн лет (рис. 6, а). Цирконы с близким возрастом встречены в триасовых отложениях Ануйской зоны (11 зерен с возрастом в интервале 836–729 млн лет [Miller et al., 2006]) и песчаниках Певекской впадины (два зерна с возрастом 876 и 794 млн лет [Ватрушкина, 2018]). Происхождение этих цирконов может быть связано с неопротерозойскими гранитно-метаморфическими комплексами Фаддеевского и Мамонто-Шренковского террейнов Таймыро-Североземельской области [Проскурнин и др., 2014].

**Палеозойские цирконы** из песчаника эгилькнывеевской свиты группируются в три популяции с возрастными пиками 385, 288 и 258 млн лет (рис. 6, б).

Обломочные цирконы девонского возраста в больших количествах выявлены в некоторых юрско-раннемеловых (рис. 7, в, д) и триасовых (рис. 7, ж, з) толщах Чукотского террейна. Их возможными источниками являются девонские магматические комплексы, фрагментарно обнажающиеся на арктическом побережье Чукотки [Катков и др., 2013;

Amato et al., 2014; Лучицкая и др., 2015; Lane et al., 2015]. Менее вероятным представляется поступление девонских цирконов из комплексов Олойской зоны [Соколов и др., 2015], Омолонского массива [Акинин и др., 2025] и/или Сибирской платформы [Ershova et al., 2020; Ершова, 2024].

Популяции цирконов пермского и раннетриасового возраста, в отличие от девонских, распространены в мезозойских отложениях Чукотского террейна гораздо шире (рис. 7). В бассейн седиментации эгилькнывеевской свиты они могли попасть из промежуточных коллекторов. Хорошая окатанность части пермско-раннетриасовых зерен циркона подтверждает предположение об их рециклинге. Вопрос происхождения этих цирконов пока остается нерешенным, поскольку непосредственно в пределах Чукотского микроконтинента не выявлены магматические или метаморфические комплексы пермского возраста. Незначительные по площади выходы пермских вулканитов описаны в пределах Алазейской и Олойской зон [Лычагин и др., 1977], но на территорию Чукотского террейна материал этих комплексов мог попасть, лишь преодолев остаточные бассейны Южно-Ануйского океана, существовавшие, как минимум, до конца баррема [Amato et al., 2015]. Ранне-среднетриасовый возраст определен для ануйского магматического комплекса [Ledneva et al., 2011; Леднева и др., 2022], но в составе данного комплекса резко преобладают габбро и долериты, и их роль как источника обломочных цирконов неочевидна.

Цирконы с возрастом 302–283 млн лет составляют главную популяцию в каменноугольно-пермских терригенных породах о. Котельный Новосибирских о-вов [Ershova et al., 2018]. Предполагается связь этих цирконов с комплексами Урало-Таймырского орогена [Pease et al., 2015, 2017; Ershova et al., 2018]. Непо-

средственно в пределах Таймырской складчатой области присутствуют коллизионные (306–258 млн лет) и постколлизионные (264–247 млн лет) гранитоиды [Верниковский, 1996; Демина и др., 2018], возрастной диапазон которых соотносится с U-Pb возрастом палеозойских популяций цирконов из эгилькнывеемской свиты (296–285 и 265–242 млн лет).

Поступление в осадочные бассейны Чукотки обломочного материала из Таймырского, а также Алазейско-Олойского регионов может быть объяснено тектоническими реконструкциями, предусматривающими праводвиговое смещение Чукотского континентального блока от северной части Сибирского кратона и Таймыра вдоль Южно-Аньюской сутурной зоны [Miller et al., 2013; Amato et al., 2015; Akinin et al., 2020; Акинин и др., 2025].

**Позднеюрско-раннемеловая популяция обломочного циркона.** Средневзвешенный U-Pb возраст наиболее молодой популяции цирконов из пробы К-38 (четыре зерна), составляет  $140,7 \pm 2,2$  млн лет, что примерно соответствует границе берриасса и валанжина. Для самого молодого циркона эгилькнывеемской свиты получено значение возраста  $129,7 \pm 2,2$  млн лет, близкое к границе готерива и баррема. Единичное определение LA-ICP-MS методом, однако, не считается надежным обоснованием максимального возраста осадконакопления. Из полученных данных следует, что формирование эгилькнывеемской свиты завершилось не раньше начала валанжина. При этом определения ископаемой фауны [Журавлев и др., 1999; Малышева и др., 2012] допускают и более молодой возраст данного стратона, включая готерив и, возможно, баррем.

Позднеюрско-раннемеловые цирконы пробы К-38 (10 зерен из 85) имеют возраст в интервале 157–130 млн лет, с пиком около 142 млн лет (рис. 6). Молодые популяции цирконов из позднеюрско-раннемеловых впадин Чукотского террейна показывают сходные значения возраста — от 190 до 130 млн лет с резко выраженным максимумом в интервале 147–144 млн лет [Ватрушкина, 2018].

В пределах Чукотского террейна и Южно-Аньюской сутурной зоны магматические комплексы соответствующего возраста представлены фрагментами энсиматической Кульпольнейской островной дуги [Моисеев и др., 2020, 2021] и реликтами магматического пояса андийского типа у южной (в современных координатах) окраины Чукотского микроконтинента [Tikhomirov et al., 2008; Ватрушкина и др., 2019; Tikhomirov, Gulpa, 2024]. Консолидация Кульпольнейской дуги с пассивной окраиной Чукотского микроконтинента предположительно произошла около 143–140 млн лет назад [Соколов и др., 2022], поэтому источниками позднеюрско-раннемеловой популяции циркона потенциально могли служить аккрецированные палеоостроводужные магматические комплексы. Однако, мы предполагаем, что большая часть позднеюрско-раннемеловых цирконов в породах эгилькнывеемской свиты и прочих

стратонов синколлизионных впадин Чукотского террейна связана именно с поясом андийского типа, поскольку объем связанных с ним кремнекислых магматических пород на порядки превышает таковой для энсиматической Кульпольнейской дуги. В пределах Олойской зоны (рис. 1) и ряда прочих структурных зон Верхояно-Чукотской области также широко распространены позднеюрские и раннемеловые вулканы и интрузивы [Кара и др., 2019; Коновалов и др., 2024; Amato et al., 2015; Chitalin et al., 2021], однако возможность транспортировки обломочного материала через остаточные бассейны Южно-Аньюского океана остается дискуссионной.

Общий интервал возраста молодых популяций цирконов из синколлизионных впадин Чукотского террейна (190–130 млн лет; [Ватрушкина, 2018]) позволяет предположить, что субдукционный пояс окраины Чукотского микроконтинента был активен в течение почти всего юрского периода и значительной части раннемеловой эпохи (до начала баррема). Поскольку наиболее древний из доступных U-Pb возрастов для пород постколлизионного Тытыльвеемского пояса составляет  $123,4 \pm 0,8$  млн лет [Tikhomirov et al., 2024], можно предположить, что активность субдукционной и постколлизионной раннемеловых магматических провинций Западной Чукотки разделена паузой продолжительностью 5–8 млн лет.

**Закключение.** 1. Максимальный возраст осадконакопления верхней части разреза эгилькнывеемской свиты составляет  $140,7 \pm 2,2$  млн лет, т. е. формирование эгилькнывеемской свиты завершилось не раньше рубежа берриасса и валанжина (с учетом палеонтологических данных, вероятно, позже).

2. Изученная часть разреза эгилькнывеемской свиты накапливалась в условиях слабо расчлененного рельефа эродируемой суши. Вероятно, завершающие этапы коллизии Чукотского микроконтинента с окраиной Евразии не сопровождались формированием крупного орогена.

3. Сходство возраста обломочных цирконов эгилькнывеемской свиты, стратонов позднеюрско-раннемеловых впадин западной (в современных координатах) части Чукотского террейна, а также некоторых раннемеловых осадочных комплексов Южно-Аньюской сутурной зоны предполагает наличие общих источников сноса терригенного материала в соответствующие осадочные бассейны.

4. Триасовые толщи не являются главным источником раннедокембрийских цирконов в породах верхней части эгилькнывеемской свиты.

5. Значимую роль в источниках обломочного материала эгилькнывеемской свиты играли магматические породы юрско-раннемелового субдукционного пояса окраины Чукотского микроконтинента. Исходя из диапазона возраста молодых популяций детритовых цирконов из позднеюрско-раннемеловых толщ Чукотского террейна (190–130 млн лет), можно предположить, что указанный субдукци-

онный пояс был активен в период с плинсбах по готерив включительно.

**Благодарность.** Авторы благодарны доктору геол.-мин. наук М.И. Тучковой (ГИН РАН) за ценные консультации при решении вопроса об условиях накопления эгилькнвеемской свиты, А.В. Прокопьеву (ИГАБМ СО РАН) и чл.-корр. РАН В.В. Акинину (СВКНИИ ДВО РАН) за рецензии, позволившие существенно улучшить качество публикации.

**Финансирование.** Работа выполнена в рамках темы НИР геологического факультета МГУ

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Акинин В.В., Ползуненков Г.О., Прокопьев А.В., Брусницына Е.А. Магматизм Омолонского кратонного террейна (Северо-Восток России): геохронология, геохимия и геодинамика // Геология и геофизика. 2025. Т. 66, № 4. С. 415–440.

Барбошкин Е.Ю. Ихнофацция Scoyenia в мезозойских отложениях Западной Сибири. Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории. Материалы VII Всероссийского литологического совещания (Новосибирск, 28–31 октября 2013 г.). Т. 1. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2013. 426 с.

Безруков В.И., Салтыкова Т.Е., Вербицкий И.В. Создание и подготовка к изданию комплектов государственных геологических карт масштаба 1 : 1 000 000 по группе листов территории Российской Федерации. Листы Р-37, 48, 50, 51, 57, 60, L-53, 54, S-39, 40, 43, N-39, M-39, 56, 57, Q-49, 50, 51, R-50, 55, 56, 57, 58, 59, 60, O-39, 54. ФГБУ Росгеолфонд, 2020.

Бондаренко Г.Е. Тектоника и геодинамическая эволюция мезозойд северного обрамления Тихого океана: Автореф. дисс. ... докт. геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 2004. 46 с.

Варламова В.А., Вяткин Б.В., Мальшева Г.М. Информационный отчет о результатах незавершенных работ по объекту «Создание цифрового комплекта карт геологического содержания масштаба 1 : 500 000 территории Чукотского автономного округа (мониторинг региональных геологических исследований в масштабе 1 : 500 000). Анадырь: Георегион, 2004.

Ватрушкина Е.В. Верхнеюрско-нижнемеловые отложения Западной Чукотки: состав, источники сноса, обстановки осадконакопления и геодинамические режимы: Дисс. ... канд. геол.-минер. наук. М.: ГИН РАН, 2018. 196 с.

Ватрушкина Е.В., Тучкова М.И., Соколов С.Д. Позднеюрский-раннемеловой надсубдукционный вулканизм Чукотского террейна (Арктический регион, Россия) // Геотектоника. 2019. № 6. С. 78–91.

Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области // Новосибирск: СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996. 202 с.

Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. 572 с.

Демина Л.И., Захаров В.С., Промышлова М.Ю., Завьялов С.П. Соотношение коллизионного и траппового магматизма Таймыра по геологическим данным и результатам моделирования // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2018. № 1. С. 16–25.

Депарма И. В. Отчет о групповой геологической съемке, геологическом доизучении масштаба 1 : 50 000 на листах R-59-134-В, Г; 135-Б, В, Г; 136-А, Б, В, Г; Q-59-2-А, Б, В, Г; 3-А, Б, В, Г; 4-А, Б, В, Г; 5-А, В и поисках место-

имени М.В. Ломоносова «Геодинамика полярных и приполярных областей Российской Федерации», а также Госзаданий СВКНИИ ДВО РАН (тема 121031700312-1) и ИФЗ РАН (FMWU-2025-0033). Работа П.Л. Тихомирова по интерпретации полученных данных финансировалась за счет гранта РНФ 23-17-00112.

**Дополнительные материалы (Приложение)** доступны по ссылке: [https://docs.google.com/document/d/180Cpdy16-adTHGBs0dNei\\_J7LVk58WjF/edit?usp=sharing&ouid=113292473973552718097&rtpof=true&sd=true](https://docs.google.com/document/d/180Cpdy16-adTHGBs0dNei_J7LVk58WjF/edit?usp=sharing&ouid=113292473973552718097&rtpof=true&sd=true)

рождений золота в юго-восточной части Раучуанской золотоносной зоны за 1976–1980 гг. Чукотский филиал ФБУ «ТФГИ по ДФО», 1981.

Ершова В.В. Реконструкция источников сноса и геодинамических обстановок формирования девон-пермских обломочных пород российского сектора Арктики (архипелаги Земля Франца-Иосифа, Северная Земля, Новосибирские острова и север Сибири): Дисс. ... докт. г.-минер. наук. М.: ГИН РАН, 2024. 362 с.

Журавлев Г.Ф., Казьмин С.С., Пукало Р.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Серия Анюйско-Чаунская, лист Q-59-I, II. Объяснительная записка / Ред. Ю.М. Бычков. Министерство природных ресурсов РФ, ВСЕГЕИ, Чукотприродресурсы, ЗАО Чаунское ГПП, 1999. 105 с.

Кара Т.В. Новые данные о возрасте магматических комплексов Алазейско-Олойской складчатой системы (Западная Чукотка) // Тихоокеанская геология. 2018. Т. 37, № 6. С. 107–115.

Кара Т.В., Луцицкая М.В., Катков С.М., Белоусова Е.А. Позднеюрско-раннемеловая вулcano-плутоническая ассоциация Олойского пояса Западной Чукотки: уран-свинцовые SIMS и LA-ICP-MS данные // Вестник СПбГУ. Науки о Земле. 2019. Т. 64 (3). DOI: 10.21638/spbu07.2019.303.

Катков С.М., Луцицкая М.В., Котов А.Б. и др. Позднепалеозойские гранитоиды Центральной Чукотки: структурное положение и обоснование возраста // Доклады Российской Академии Наук. 2013. Т. 450, № 2. С. 193–198.

Коновалов А.Л., Черкашин А.В., Старикова Е.В. и др. Раннемеловые гранитоидные комплексы Олойской зоны (Западная Чукотка) // Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН. 2024. № 2. С. 3–25.

Леднева Г.В., Исаева Е.П., Соколов С.Д. и др. Циркон из внутрилитных габброидов Западной Чукотки (анюйский плутонический комплекс) и интерпретация его возраста // Доклады Российской Академии Наук. Науки о Земле. 2022. Т. 505, № 1. С. 46–52.

Луцицкая М.В., Соколов С.Д., Котов А.Б. и др. Позднепалеозойские гранитоиды Чукотки: особенности состава и положение в структуре арктического региона России // Геотектоника. 2015. № 4. С. 1–27.

Лычагин П. П., Мерзляков В. М., Терехов М. И. Геология Алазейского плоскогорья // Вопросы геологии срединных массивов Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1977. С. 18–55.

Мальшева Г. М., Исаева Е. П., Тихомиров Ю. Б., Вяткин Б. В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Чукотская. Лист Q-59 — Марково. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. 226 с.

- Микулаш Р., Дронов А. Палеоихнология — введение в изучение ископаемых следов жизнедеятельности. Прага: Геологический институт АН Чешской Республики, 2016. 122 с.
- Моисеев А.В., Луцицкая М.В., Соколов С.Д. Вулканиды и гранитоиды мыса Святой Нос (Восточная Арктика): состав, возраст и палеотектонические реконструкции // Доклады РАН. 2020. Т. 492, № 2. С. 11–15.
- Моисеев А.В., Маскаев М.В., Ульянов Д.К. и др. Культурный вулканический комплекс Южно-Аньюйской Сутуры (Западная Чукотка): состав, возраст и палеотектонические интерпретации // Доклады Российской Академии Наук, Науки о Земле. 2021. Т. 499, № 1. С. 42–48.
- Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойд Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
- Проскурнин В.Ф., Верниковский В.А., Метелкин Д.В. и др. Риолит-гранитная ассоциация Центрально-Таймырской зоны: свидетельство аккреционно-коллизийных событий в неопротерозойское время // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 1. С. 23–40.
- Сафин Д.А., Булеев Ж.Т., Ситковский В.М. Отчет о результатах геолого-съёмочных и поисковых работ масштаба 1:50 000 в бассейне реки Нижний Пувтувеем за полевой сезон 1975 г. Чукотский филиал ФБУ «ТФГИ по ДФО», 1976.
- Соловьев А.В., Миллер Э.Л. Возрасты обломочных цирконов из верхнеюрско-нижнемеловых отложений острова Столбовой (Новосибирские острова) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2014. Т. 22, № 5. С. 66–76.
- Соколов С.Д. Очерк тектоники Северо-Востока Азии // Геотектоника. 2010. № 6. С. 60–78.
- Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Григорьев В.Н. Зона перехода Азиатский континент — Северо-Западная Пацифика в позднеюрско-раннемеловое время // Теоретические и региональные проблемы геодинамики. М.: Наука, 1999. С. 30–82. (Тр. ГИН РАН; Вып. 515)
- Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л. и др. Покровная тектоника Южно-Аньюйской сутуры (Западная Чукотка) // Доклады Российской Академии Наук. 2001. Т. 376, № 1. С. 80–84.
- Соколов С.Д., Лобковский Л.И., Верниковский В.А. и др. Тектоника и геодинамика Восточной Арктики в мезозое // Геология и геофизика. 2022. Т. 63, № 4. С. 389–409.
- Соколов С.Д., Тучкова М.И., Ганелин А.В. и др. Тектоника Южно-Аньюйской сутуры (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. 2015. № 1. С. 5–30.
- Соколов С.Д., Тучкова М.И., Леднева Г.В. и др. Тектоническая позиция Южно-Аньюйской сутуры // Геотектоника. 2021. № 5. С. 51–72.
- Тихомиров П.Л., Калинина Е.А., Кобаяши К., Накамура Э. Тытыльвеемский вулканоплутонический пояс — раннемеловая магматическая провинция Северо-Восточной Азии // Геология полярных областей земли. Материалы XLII Тектонического совещания. 2009. Т. 2. С. 239–242.
- Тихомиров П.Л., Прокофьев В.Ю., Калько И.А. и др. Постколлизийный магматизм Западной Чукотки и раннемеловая тектоническая перестройка северо-востока Азии // Геотектоника. 2017. № 2. С. 32–54.
- Тучкова М.И. Терригенные породы древних континентальных окраин (Большой Кавказ и Северо-Восток России). Т. 600. М.: ЛАР, ГИН РАН, 2011. 365 с.
- Тучкова М.И., Ватрушкина Е.В., Соколов С.Д. Гравитационные песчаники мезозойских отложений Западной Чукотки как отражение тектонических событий в питающих провинциях (Северо-Восток России) // Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2025. Материалы LVI Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2025. 674 с.
- Akinin V.V., Miller E.L., Toro J., et al. Episodicity and the dance of late Mesozoic magmatism and deformation along the northern circum-Pacific margin: north-eastern Russia to the Cordillera // Earth-Science Reviews. 2020. Vol. 208. 103272. DOI: 10.1016/j.earscirev.2020.103272.
- Amato J.M., Aleinikoff J.N., Akinin V.V., et al. Age, chemistry, and correlations of Neoproterozoic-Devonian igneous rocks of the Arctic Alaska-Chukotka terrane: An overview with new U-Pb ages // Geological Society of America Special Paper. 2014. Vol. 506. P. 29–58.
- Amato J.M., Toro J., Akinin V.V., et al. Tectonic evolution of the Mesozoic South Anyui suture zone, eastern Russia: A critical component of paleogeographic reconstructions of the Arctic region // Geosphere. 2015. Vol. 11(5). P. 1530–1564.
- Anfinson O.A., Leier A.L., Embry A.F., Dewing K. Detrital zircon geochronology and provenance of the Neoproterozoic to Late Devonian Franklinian Basin, Canadian Arctic Islands // Geological Society of America Bulletin. 2012. Vol. 124. P. 415–430.
- Baadsgaard H., Godfrey J.D. Geochronology of the Canadian shield in Northeastern Alberta: I. Andrew Lake area // Canadian Journal of Earth Sciences. 2011. Vol. 4(3). P. 541–563.
- Bondarenko G.E., Soloviev A.V., Tuchkova M.I., et al. Age of detrital zircons from sandstones of the Mesozoic flysch formation in the South Anyui suturezone (western Chukotka) // Lithology and Mineral Resources. 2003. Vol. 38. P. 162–176.
- Chitalin A.F., Baksheev I.A., Nikolaev Yu.N., et al. Porphyry Cu-Au±Mo mineralization hosted by potassic igneous rocks: implications from the giant Peschanka porphyry deposit, Baimka Trend (North East Siberia, Russia) // Geological Society. London. Special Publications. 2021. Vol. 513. № 1. P. 323–349.
- Dickinson W.R., Gehrels G.E. Use of U-Pb ages of detrital zircons to infer maximum depositional ages of strata: A test against a Colorado Plateau Mesozoic database // Earth and Planetary Science Letters. 2009. Vol. 288 (1). P. 115–125.
- Ershova V., Prokopiev A., Andersen T., et al. U-Pb and Hf isotope analysis of detrital zircons from Devonian-Permian strata of Koteln'ny Island (New Siberian Islands, Russian Eastern Arctic): Insights into the Middle-Late Paleozoic evolution of the Arctic // Journal of Geodynamics. 2018. Vol. 119. P. 199–209.
- Ershova V.B., Prokopiev A.V., Khudoley A.K. Hidden Middle Devonian Magmatism of North-Eastern Siberia: Age Constraints from Detrital Zircon U-Pb Data // Minerals. 2020. Vol. 10. 874. DOI: 10.3390/min10100874.
- Frey R.W., Pemberton, S.G. Trace fossils facies models. In: R.G. Walker (ed.): Facies Models, 2nd Ed // Geoscience Canada reprint series. 1984. P. 189–207.
- Frost B.R., Avchenko O.V., Chamberlain K.R., Frost C.D. Evidence for extensive Proterozoic remobilization of the Aldan shield and implications for Proterozoic plate tectonic reconstructions of Siberia and Laurentia // Precambrian Research. 1998. Vol. 89. P. 1–23.
- Gaál G., Gorbatshev R. An Outline of the precambrian evolution of the baltic shield // Precambrian Research. 1987. Vol. 35. P. 15–52.
- Gottlieb E.S., Meisling K.E., Miller E.L., Mull C.G. Closing the Canada Basin: detrital zircon geochronology relationships between the North Slope of Arctic Alaska and the Franklinian mobile belt of Arctic Canada // Geosphere. 2014. Vol. 10. DOI: 10.1130/GES1027.1.
- Guynn J., Gehrels G. Comparison of Detrital Zircon Age Distributions Using the K-S Test [электронный ресурс]. 2010:

<https://sites.google.com/laserchron.org/arizonalaserchroncenter/home> (дата обращения 10.10.2024).

*Hadlari T., Davis W.J., Dewing K., et al.* Two detrital zircon signatures for the Cambrian passive margin of northern Laurentia highlighted by new U-Pb results from northern Canada // *Geological Society of America Bulletin*. 2012. Vol. 124. P. 1155–1168.

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

*Hoskin P.W.O., Black L.P.* Metamorphic zircon formation by solid state recrystallization of protolith igneous zircon // *Journal of Metamorphic Geology*. 2000. Vol. 18. P. 423–439.

*Kirkland C.L., Pease V.L., Whitehouse M.J., Ineson J.R.* Provenance record from Mesoproterozoic-Cambrian sediments of Peary Land, North Greenland: Implications for the ice-covered Greenland Shield and Laurentian paleogeography // *Precambrian Research*. 2009. Vol. 170. P. 43–60.

*Kuzmichev A.B.* Where does the South Anyui suture go in the New Siberian islands and Laptev Sea?: Implications for the Amerasia basin origin // *Tectonophysics*. 2009. Vol. 463. P. 86–108.

*Kuzmichev A.B., Soloviev A.V., Gonikberg V.E., et al.* Mesozoic syn-collision siliciclastic sediments, Bol'shoi Lyakhov Island (New Siberian Islands) // *Stratigraphy and Geological Correlation*. 2006. Vol. 14. P. 30–48.

*Lane L.S., Cecile M.P., Gehrels G.E., et al.* Geochronology and structural setting of latest Devonian — Early Carboniferous magmatic rocks, Cape Kiber, northeast Russia // *Can. J. Earth Sci.* 2015. Vol. 52. P. 147–160.

*Ledneva G.V., Pease V.L., Sokolov S.D.* Permo-Triassic hypabyssal mafic intrusions and associated tholeiitic basalts of the Kolyuchinskaya Bay, Chukotka (NE Russia): links to the Siberian LIP // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2011. Vol. 40. P. 737–745.

*Miller E.L., Gehrels G.E., Pease V.L., Sokolov S.D.* Paleozoic and Mesozoic stratigraphy and U-Pb detrital zircon geochronology of Wrangel Island, Russia: constraints on paleogeography and paleocontinental reconstructions of the Arctic // *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. 2010. Vol. 94. P. 665–692.

*Miller E.L., Katkov S.M., Strickland A., et al.* Geochronology and thermochronology of Cretaceous plutons and metamorphic country rocks, Anyui-Chukotka fold belt, North East Arctic Russia // *Geology and Tectonic Origins of Northeast Russia*, Stephan Mueller Spec. Publ. Ser. 4. 2009. P. 157–175.

*Miller E.L., Meisling K.E., Akinin V.V., et al.* Circum-Arctic Lithosphere Evolution (CALE) Transect C: displacement of the Arctic Alaska-Chukotka microplate towards the Pacific during opening of the Amerasia Basin of the Arctic // *Geological Society, London, Special Publications*. 2017. Vol. 460. DOI: 10.1144/SP460.9.

*Miller E.L., Soloviev A., Kuzmichev A., et al.* Jurassic and Cretaceous foreland basin deposits of the Russian Arctic: Separated by birth of the Makarov Basin? // *Norwegian Journal of Geology*. 2008. Vol. 88. P. 201–226.

*Miller E.L., Soloviev A.V., Prokopiev A.V., et al.* Triassic river systems and the paleo-Pacific margin of northwestern Pangea // *Gondwana Res.* 2013. Vol. 23. Iss. 4. P. 1631–1645.

*Miller E.L., Toro J., Gehrels G., et al.* New insights into Arctic paleogeography and tectonics from U-Pb detrital zircon geochronology // *Tectonics*. 2006. Vol. 25. DOI: 10.1029/2005TC001830.

*Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., et al.* Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific // *US Geological Survey Professional paper*. 2001. Vol. 1626. P. 122.

*O'Brien T., Miller E.L., Benowitz J., et al.* Dredge samples from the Chukchi Borderland: implications for paleogeographic reconstruction and tectonic evolution of the Amerasia Basin of the Arctic // *American Journal of Science*. 2016. Vol. 316. P. 873–934.

*Paton Ch., Hellstrom J.C., Paul P. et al.* Iolite: Freeware for the Visualisation and Processing of Mass Spectrometric Data // *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*. 2011. Vol. 26. P. 2508–2518.

*Pease V.L., Kuzmichev A.B., Danukalova M.K.* The New Siberian Islands and evidence for the continuation of the Uralides, Arctic Russia // *Journal of Geol. Soc.* 2015. Vol. 172 (1). P. 1–4.

*Pease V.L., Miller E.L., Wyld S., et al.* U-Pb zircon geochronology of Cretaceous arc magmatism in eastern Chukotka, NE Russia, with implications for Pacific plate subduction and the opening of the Amerasia Basin // *Geological Society, London, Special Publications*, 2017. Vol. 460. P. 159–182.

*Rubatto D., Williams I.S., Buick I.S.* Zircon and monazite response to prograde metamorphism in the Reynolds Range, Central Australia // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2001. Vol. 140. P. 458–468.

*Schaltegger U., Fanning C.M., Günther D. et al.* Growth, annealing and recrystallization of zircon and preservation of monazite in high-grade metamorphism: conventional and in-situ U-Pb isotope, cathodoluminescence and microchemical evidence // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1999. Vol. 134. P. 186–201.

*Slabunov A.I., Lobach-Zhuchenko S.B., Bibikova E.V., et al.* The Archean of the Baltic Shield: Geology, Geochronology, and Geodynamic Settings // *Geotectonics*. 2006. Vol. 40, № 6. P. 409–433.

*Sláma J., Košler J., Condon D.J., et al.* Plešovice Zircon — A New Natural Reference Material for U-Pb and Hf Isotopic Microanalysis // *Chemical Geology*. 2008. Vol. 249 (1–2). P. 1–35.

*Sokolov S.D., Bondarenko G.Ye., Layer P.W., Kravchenko-Berezhnaya I.R.* South Anyui suture: tectono-stratigraphy, deformations, and principal tectonic events // *Geology and Tectonic Origins of Northeast Russia: A Tribute to Leonid Parfenov*. Stephan Mueller Spec. Publ. Ser. 4. 2009a. P. 201–221.

*Strauss J.V., Macdonald F.A., Taylor J.F., et al.* Laurentian origin for the North Slope of Alaska; implications for the tectonic evolution of the Arctic // *Lithosphere*. 2013. Vol. 5. P. 477–482.

*Tikhomirov P.L., Gulpa M.S.* The Jurassic through Early Cretaceous magmatic belt of the southern margin of Chukotka terrane (Northeastern Russia): new zircon U-Pb age data // *Doklady Earth Sciences*. 2024. Vol. 519. № 2. P. 2143–2148.

*Tikhomirov P.L., Kalinina E.A., Kobayashi K., Nakamura E.* Late Mesozoic silicic magmatism of the North Chukotka area (NE Russia): age, magma sources and geodynamic implications // *Lithos*. 2008. Vol. 105. P. 329–346.

*Tikhomirov P.L., Luchitskaya M.V., Prokofiev V.Y., et al.* Evolution of Aptian and Albian magmatism of Western and Northern Chukotka (Northeast Russia) based on zircon U-Pb geochronology and rock geochemistry // *International Geology Review*. 2024. Vol. 66. P. 607–632.

*Vermeesch P.* IsoplotR: A Free and Open Toolbox for Geochronology // *Geoscience Frontiers*. 2018. Vol. 9 (5). P. 1479–1493.

*Walker J.D., Geissman J.W.* Geological Time Scale version 6.0 // *Geological Society of America*, 2022. DOI: 10.1130/2022.CTS006C.

Статья поступила в редакцию 01.10.2025, одобрена после рецензирования 12.11.2025, принята к публикации 24.04.2026