

Научная статья

УДК 551.242.5.058(571.620)
doi:10.52349/0869-7892_2026_105_33-51**Ключевые слова:** ранний докембрий, геохронология, гнейсы, гранулиты, амфиболиты**Благодарности:** исследование проведено (частично) в рамках объекта Всероссийского научно-исследовательского геологического института им. А. П. Карпинского «Создание и подготовка к изданию комплектов геологических карт масштаба 1:1 000 000 третьего поколения; лист О-54 — Охотск».**Для цитирования:** Кузьмин В. К. Верхнемайское поднятие (Охотский массив): геологическое строение, состав, возраст, тектоническая позиция // Региональная геология и металлогения. 2026. Т. 33, № 1. С. 33–51. https://doi.org/10.52349/0869-7892_2026_105_33-51

Original article

UDC 551.242.5.058(571.620)
doi:10.52349/0869-7892_2026_105_33-51**Keywords:** Early Cambrian, geochronology, gneiss, granulite, amphibolite**Acknowledgments:** the research was (partly) aligned with the All-Russian Geological Research Institute of A. P. Karpinsky's object "Creating and editing geological map sets, scale of 1:1,000,000 (third generation); sheet O-54 — Okhotsk".**For citation:** Kuzmin V. K. (2026). Upper Maya uplift (Okhotsk massif): Geological structure, composition, age, tectonic position. *Regional Geology and Metallogeny*, 33(1), 33–51. https://doi.org/10.52349/0869-7892_2026_105_33-51

© Кузьмин В. К., 2026

Верхнемайское поднятие (Охотский массив): геологическое строение, состав, возраст, тектоническая позиция

В. К. Кузьмин

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия, vkuzmin@mail.ru **Аннотация.** В Верхнемайском поднятии Охотского массива выделены эоархейский древнемайский, неоархейский верхнемайский и палеопротерозойский искринский комплексы. Для древнемайского комплекса получены эоархейские и гадейские Nd-модельные датировки — 3,76, 3,77 и 3,99 млрд лет. В гнейсах в ядрах циркона установлены конкордантная гадейская датировка 3949 ± 11 млн лет и 11 эоархейских датировок в интервале 3862–3757 млн лет. Верхнемайский комплекс представлен породами гранулитовой и амфиболитовой фаций. По параметрам Sm–Nd изотопной системы нижняя возрастная граница формирования пород комплекса оценивается в 3,0 млрд лет. Для цирконов из гнейсов получена конкордантная неоархейская датировка — $2651,9 \pm 8,9$ млн лет (U–Pb, SHRIMP-II). В краевой западной части поднятия располагается искринский комплекс, сложенный гранат-биотитовыми и силлиманит-кордиерит-биотитовыми сланцами с палеопротерозойскими модельными возрастными $T_{Nd}(DM)$ от 2,28 до 2,19 млрд лет.

Upper Maya uplift (Okhotsk massif): Geological structure, composition, age, tectonic position

V. K. Kuzmin

All-Russian Geological Research Institute of A. P. Karpinsky, Saint Petersburg, Russia, vkuzmin@mail.ru **Abstract.** The Upper Maya uplift of the Okhotsk massif contains the Eoarchean Ancient Maya, Neoproterozoic Upper Maya, and Paleoproterozoic Iskra complexes. For the Maya complex, the author obtained the Eoarchean and Hadean Nd-model dating — 3.76, 3.77, and 3.99 Ga. In gneiss, zircon cores present the Hadean concordant age as $3,949 \pm 11$ Ma and 11 Eoarchean datings as 3,862–3,757 Ma. The Upper Maya complex has granulite and amphibolite facies rocks. As the Sm–Nd isotope system suggests, the lower age boundary of the complex's rock formation is 3.0 Ga. Gneiss zircons have the Neoproterozoic concordance age of $2,651.9 \pm 8.9$ Ma (U–Pb, SHRIMP-II). The uplift's western margin locates the Iskra complex of garnet-biotite, sillimanite-cordierite-biotite schists with the Paleoproterozoic model ages of $T_{Nd}(DM)$ from 2.28 to 2.19 Ga.

ВВЕДЕНИЕ

Верхнемайское поднятие расположено вдоль юго-западной границы Охотского массива и представлено четырьмя выступами глубокометаморфизованных пород и гранитоидов среди неметаморфизованных отложений рифея и фанерозоя. По сравнению с другими поднятиями Охотского массива — Кухтуйским и Юровским — Верхнемайское поднятие является наименее изученным. Наиболее крупный Верхнемайский выступ представлен тектоническим блоком клиновидной формы (22×120 км), который прослеживается от верховьев р. Мая вдоль ее левобережья на юг до р. Амагаран, где перекрывается меловыми эффузивами Ульяновского прогиба (рис. 1). Далее к югу на протяжении 180 км из-под эффузивов вновь появляются небольшие выходы метаморфических пород: Иниканский (6×17 км) в верховьях одноименной реки, Налбандянский (5×11 км) в истоках р. Северный Уй и Аянский (3×18 км) в бассейне р. Алдома. Структурно-геологическая позиция, сходство пород по составу, фациям метаморфизма, степени гранитизации, характеру дислокаций, а также тесная парагенетическая связь с гранитоидами майского комплекса позволяли рассматривать эти выходы в качестве фрагментов единого раннедокембрийского кристаллического фундамента Верхнемайского поднятия. Таким образом, разобщенные выходы кристаллических образований прослеживаются с севера на юг более чем на 300 км, хотя и с перерывами.

Расположение Верхнемайского поднятия в активной зоне сочленения крупных разнотипных и разновозрастных тектонических структур (восточная окраина Сибирской платформы, Юдомо-Майская складчато-глыбовая область, Южно-Верхоянский синклиорий и Билякчанское поднятие на западе, а также Охотский массив и Ульяновский вулканоген на востоке) во многом определило особенности развития его внутренней структуры (рис. 1). На протяжении длительного времени в этой зоне активно проявлялись архей-протерозойские и рифей-мезозойские эндогенные процессы: магматизм основного и кислого состава, полихронный метаморфизм и метасоматоз различных фаций, разновозрастные складчатые деформации и разрывные нарушения различной интенсивности. Структурно-геологические, петрографо-геохимические и геохронологические исследования (K–Ar, Rb–Sr методы), выполненные в ходе геологосъемочных работ среднего и крупного масштабов, а также тематических исследований^{1–3}, (Александров и др., 1986; Громов и др., 1978; Фердман и др., 1976; Фердман, 1978), не принесли однозначных, непротиворечивых выводов о геологическом строении, вещественном составе и возрасте пород Верхнемайского поднятия и не позволили с необходимой полнотой расшифровать его геологическое строение. Поэтому и сегодня представления о геологической истории развития данного региона весьма противоречивы, а тектоническая позиция остается не выясненной и является предметом дискуссии. В настоящей работе приведены результаты комплексных исследований

метаморфических образований Верхнемайского выступа, включающие наряду с традиционными современные прецизионные методы изучения вещественного состава — количественную оценку РТ-условий образования пород, Sm–Nd датирование пород, всестороннее изотопно-геохимическое исследование циркона (U–Pb, SHRIMP-II).

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Отбор неизмененных проб проводился весьма тщательно, с использованием макроскопических, микроскопических и геохимических исследований, поскольку породы Верхнемайского поднятия часто в различной степени диафорированы, в них отмечаются дробление и грануляция зерен породобразующих минералов. Содержания петрогенных элементов, а также Ba, Cr, V определены в Центральной лаборатории Института Карпинского рентгено-спектральным флуоресцентным методом (ARL-9800, аналитик Б. А. Цимошенко); Rb, Sr, Zr, Y, Pb, Nb — на приборе АРФ-6 (аналитик Л. А. Матвеева); Co, Ni, Cr, Cu, V, Sc, La, Yb — методом ICP-AES (Optima-4300, аналитик Э. Г. Червякова); редкоземельные элементы — методом ICP-MS (ELAN-DRC-6100, аналитик В. А. Шишлов). Анализ Sm–Nd изотопной системы пород выполнен в Институте геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук (аналитик Е. С. Богомолов) на термоионизационном девятиколлекторном масс-спектрометре TRITON в статическом режиме по методике, описанной ранее (Кузьмин и др., 2009). Определение состава и U–Pb возраста цирконов осуществлялось на вторично-ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований Всероссийского научно-исследовательского геологического института им. А. П. Карпинского (аналитики Е. Н. Лепехина, П. А. Львов, Н. В. Родионов) по многократно апробированной методике (Williams, 1998). Для выбора участков (точек) датирования использовались оптические (в проходящем и отраженном свете) и катодолюминесцентные изображения, отражающие внутреннюю структуру и зональность цирконов. Интенсивность первого пучка молекулярного кислорода составляла 4 нА, диаметр пятна (кратера) — не более 30 мкм при глубине 2 мкм. Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы SQUID⁴. Изотопные U–Pb отношения нормализованы на значение 0,0668, соответствующее стандартному циркону TEMORA с возрастом 416,75 млн лет (Black

¹ Геологическая карта Охотского района Хабаровского края масштаба 1:500 000. Объяснительная записка к геологической карте масштаба 1:500 000 Охотского района Хабаровского края (отчет по теме 144). Хабаровск, 1975. 20 с.

² Константиновский А. А., Громов В. В. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Майская. Лист О-54-XIII. Объяснительная записка. М., 1984. 98 с.

³ Константиновский А. А., Громов В. В., Рейтлингер А. С. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Майская. Лист О-54-XIX. Объяснительная записка. М., 1978. 83 с.

⁴ Ludwig K. R. SQUID 1.00 — a user's manual // Berkeley Geochronology Center Special Publication. No. 2. Berkeley, USA : Berkeley Geochronol. Center, 2000. 17 p.

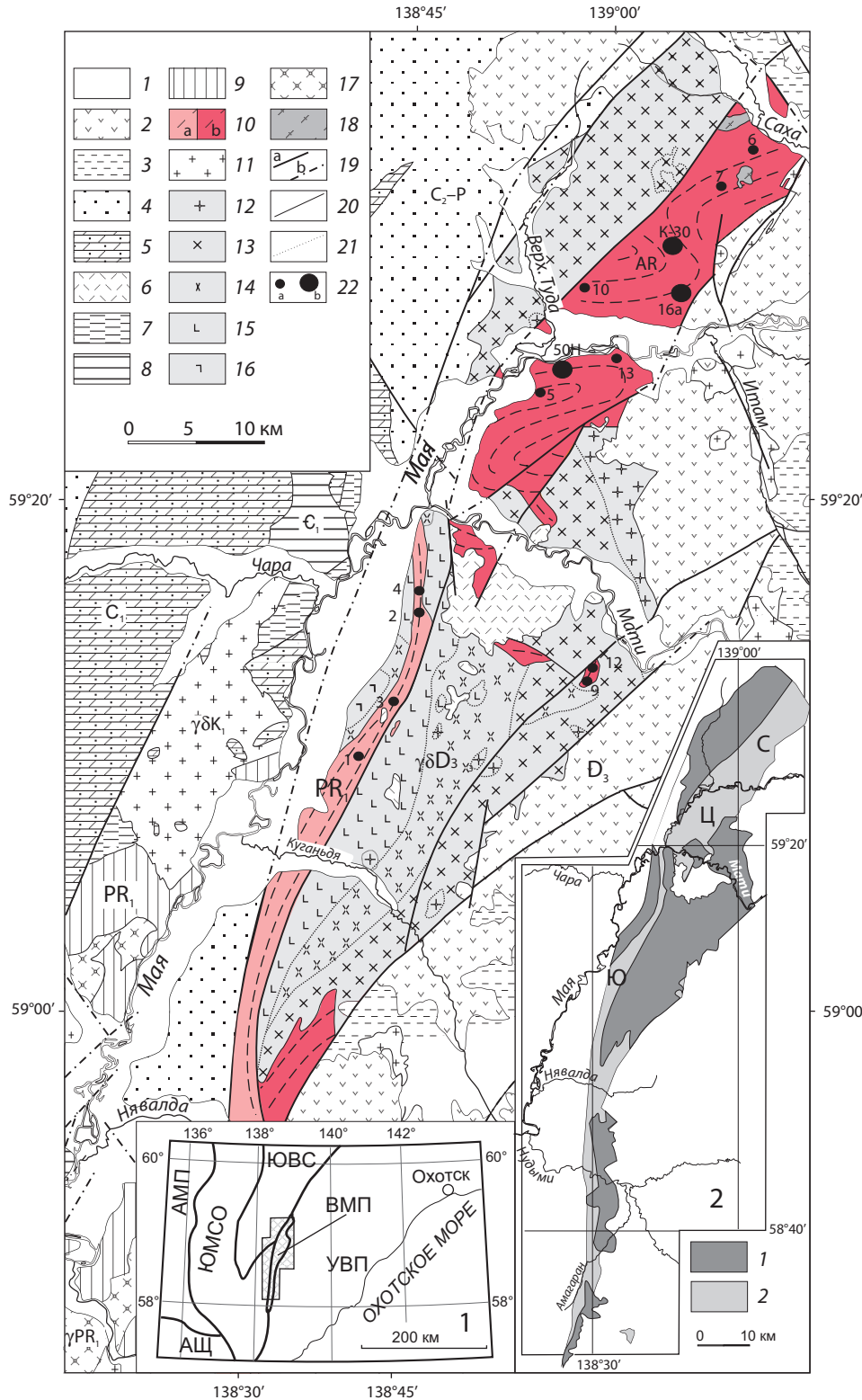


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Верхнемайского выступа

1 — пески, суглинки, галечники (Q); **2** — конгломераты, дациты, андезиты, андезибазальты, туфы среднего и кислого состава (K); **3** — песчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты (T₃); **4** — песчаники, алевролиты, аргиллиты, конгломераты (C₂-P); **5** — известняки, аргиллиты, алевролиты, песчаники (C₁); **6** — игнимбриты, липариты, дациты, андезиты, туфы, туфоконгломераты (D₃); **7** — песчаники, алевролиты, известняки (O); **8** — известняки, доломиты, аргиллиты (C₁); **9** — базальты, андезитовые порфиры, кварцевые порфиры, кварциты, песчаники, конгломераты (PR₁); **10** — метаморфические породы: *a* — метаморфические сланцы искринского комплекса (AR); *b* — гнейсы, кристаллические сланцы, мигматиты верхнемайского комплекса (AR); **11** — гранодиориты, граниты, граносиениты, гранит-порфиры (γδK₁); **12–16** — майский комплекс монцогаббро-граносиенит-гранитный (γδD₃): **12** — субщелочные граниты, граниты, лейкограниты, **13** — гранодиориты, **14** — граносиениты, **15** — кварцевые монзониты, кварцевые диориты, **16** — монзониты; **17** — граносиениты, граниты (PR₁); **18** — биотитовые гнейсограниты (PR₁); **19** — тектонические нарушения: *a* — достоверные, *b* — предполагаемые; **20** — геологические границы; **21** — фазовые и фациальные границы майского комплекса; **22** — места отбора проб для определения возраста: *a* — Sm–Nd, *b* — U–Pb, SHRIMP-II методы.

На врезке 1 показана геотектоническая позиция: АЩ — Алданский щит, АМП — Алдано-Майский прогиб, ЮМСО — Юдомо-Майская складчато-глыбовая область, ЮВС — Южно-Верхоянский синклиниорий, ВМП — Верхнемайское поднятие, УВП — Ульинский вулканоген. На врезке 2 показана блоковая структура Верхнемайского выступа: С — Северный, Ц — Центральный, Ю — Южный, а также расположение массивов позднедевонских гранитоидов: **1** — гранитоиды майского комплекса, **2** — гнейсы и кристаллические сланцы Верхнемайского выступа

Fig. 1. Schematic geological map of the Upper Maya uplift

1 — sand, loam, shingle (Q); **2** — conglomerates, dacite, andesite, andesibasalt, basic and felsic tuffs (K); **3** — sandstone, siltstone, gravelite, conglomerates (T₃); **4** — sandstone, siltstone, argillite, conglomerates (C₂-P); **5** — limestone, argillite, siltstone, sandstone (C₁); **6** — ignimbrite, liparite, dacite, andesite, tuff, tuff conglomerates (D₃); **7** — sandstone, siltstone, limestone (O); **8** — limestone, dolomite, argillite (C₁); **9** — basalt, andesitic porphyrite, quartz porphyry, quartzite, sandstone, conglomerates (PR₁); **10** — metamorphic rocks: *a* — metamorphic shales of the Iskra complex (PR₁), *b* — gneiss, crystalline shale, migmatite of the Upper Maya complex (AR); **11** — granodiorite, granite, granosyenite, granite porphyry (γδK₁); **12–16** — monzogabbro-granosyenite-granite of the Maya complex (γδD₃): **12** — subalkaline granite, granite, leucogranite, **13** — granodiorite, **14** — granosyenite, **15** — quartz monzonite, quartz diorite, **16** — monzonite; **17** — granosyenite, granite (PR₁); **18** — biotite gneiss-granite (PR₁); **19** — tectonic disturbances: *a* — established, *b* — inferred; **20** — geological boundaries; **21** — phase and facies boundaries of the Maya complex; **22** — sampling locations for dating: *a* — Sm–Nd, *b* — U–Pb, SHRIMP-II methods.

Inset 1 displays the geotectonic position: АЩ — Aldan Shield, АМП — Aldan-Maya trough, ЮМСО — Yudomo-Maya fold-block area, ЮВС — South Verkhoyansk sinclinorium, ВМП — Upper Maya uplift, УВП — Ulya volcanogen. Inset 2 demonstrates the block structure of the Upper Maya uplift: С — Northern, Ц — Central, Ю — Southern, as well as location of the Late Devonian granitoid massifs: **1** — Maya complex granitoid, **2** — gneiss and crystalline shale of the Upper Maya uplift

et al., 2003). Коррекция на обыкновенный свинец проводилась по измеренному ^{204}Pb . В таблице и тексте погрешности индивидуальных анализов приводятся в интервале 1σ , а конкордантных значений возрастов, рассчитанных по нескольким анализам либо по пересечению линии дискордии с конкордией, — на уровне 2σ . Построение графиков с конкордией выполнялось с использованием программы ISOPLOT/EX¹.

Тектоническая позиция Верхнемайского поднятия

При геологической съемке среднего и крупного масштабов в 60–70-е гг. XX в. исследователи не сомневались в дорифейском возрасте метаморфических толщ верхнемайского комплекса и ассоциирующих с ними гранитоидов майского комплекса. Верхнемайское поднятие рассматривалось либо как часть Кухтуйского поднятия Охотского массива (Вельдяков и др., 1976; Гринберг, 1968; Громов и др., 1978; Карсаков и др., 2005), или Южно-Верхоянского синклиория², либо как отделившийся блок кристаллического фундамента Маймакано-Батомгского поднятия восточной окраины Алданского щита (Беэр, 1965; Фердман и др., 1976; Фердман, 1978). При этом породы сопоставлялись с различными метаморфическими сериями. Так, Ф. Ф. Вельдяков и Р. Б. Умитбаев (1976) сравнивали верхнемайский комплекс с нижнеархейской маймачанской серией Кухтуйского поднятия, а В. В. Громов и др. (1978) сопоставляли нижнюю толщу Верхнемайского поднятия с няннагинской свитой, а верхнюю — с дальсичанской. Однако широко распространенное мнение о сходстве составов и возраста метаморфических пород Верхнемайского и Кухтуйского поднятий и о принадлежности Верхнемайского поднятия к кристаллическому фундаменту Охотского массива поддерживалось не всеми исследователями. При межрегиональных корреляциях Верхнемайское поднятие сопоставлялось и с другими структурами. А. А. Беэр (1965), И. М. Фердман (1976, 1978) и М. В. Мартынюк с соавторами² соотносили метаморфический комплекс Верхнемайского поднятия с нижнепротерозойскими образованиями Маймакано-Батомгского поднятия и считали его отделившимся краевым выступом фундамента Сибирской платформы. На некоторых геологических и тектонических картах Верхнемайское поднятие кристаллических пород вообще отсутствует, а Б. М. Чиков (1970) считает метаморфиты поднятия пограничной зоной смятия.

В настоящее время большинство исследователей рассматривают тектоническое положение, генезис и возраст верхнемайского комплекса Верхнемайского поднятия с позиции тектоники литосферных плит. Л. П. Зоненшайн с соавторами (1990) и Л. М. Парфенов (1984) рассматривают Верхнемайское поднятие совместно с Юровским и Кухтуйским поднятиями (Охотский экзотический террейн) как чужеродную структуру, которая ранее находилась в Западной Австралии или Южной Америке³, испытала значительные перемещения и присоединилась к Сибирскому кратону в раннем мелу. Л. М. Натапов,

Е. П. Сурмилова (1995) полагают, что Охотский массив до мелового времени никогда не принадлежал к окраине Сибирского континента и, возможно, как и Омолонский, проделал значительный путь, прежде чем столкнуться с огромной подводной равниной Сибирского континента. А. В. Прокопьев с соавторами (2003) предположили, что метаморфические образования Верхнемайского поднятия представляют собой комплекс метаморфического ядра, формирование которого связано с позднедевонским рифтогенезом в Южном Верхоянье, проявленным в тылу позднепалеозойской окраинно-континентальной магматической дуги.

Геологическое строение Верхнемайского выступа

Внешние ограничения Верхнемайского выступа имеют различную морфологию и природу, являются преимущественно разрывными и отчетливо фиксируются протяженными зонами интенсивно катаклазированных, милонитизированных и диафорированных пород, которые, вероятно, формируются как за счет преобразования метаморфических образований верхнемайского комплекса, так и вулканогенно-терригенных пород биякчанской серии и гранитоидов нудымийского комплекса. С запада выступ ограничивает Биякчанская зона глубинных разломов, падающая на восток под метаморфические толщи под углами от 45 до 70–80°. Горизонтальная амплитуда смещения составляет несколько километров, вертикальная — от 2–3 до 5–6 км. Глубина погружения фундамента в зоне сочленения Верхнемайского выступа и Юдомо-Майского прогиба достигает 6 км, а севернее увеличивается до 8 км (Зелепугин и др., 2021). Восточная граница Верхнемайского выступа также имеет тектоническую природу, однако здесь кристаллический фундамент ступенчато погружается под полого падающие на восток маломощные (0,2–1,5 км) позднедевонские кислые вулканы матийской свиты чехла Охотского массива, мезозойские вулканогенно-континентальные и прибрежно-морские отложения Ульяновского прогиба, которые в его центральной части сменяются более мощными (до 3–4 км) полого дислоцированными терригенными отложениями (Зелепугин и др., 2021). Таким образом, в субширотном направлении Верхнемайский выступ имеет отчетливо выраженное асимметричное строение: на западе кристаллические породы круто погружаются на глубину до 10 км, а в восточном направлении наблюдается постепенное погружение фундамента с максимальной глубиной до 3–4 км лишь на значительном удалении

¹ Ludwig K. R. Using Isoplot/Ex, Version 2.01: A geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Special Publication. No. 1a. Berkeley, USA : Berkeley Geochronol. Center, 1999. 47 p.

² Мартынюк М. В., Рямов С. А., Кондратьева В. А. Объяснительная записка к схеме расчленения и корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области (отчет по теме № 330 за 1987–1990 гг.). Хабаровск : МинГео СССР, 1990. 216 с.

³ Колесов Е. В. Магнитостратиграфия палеозоя Северо-Востока России : автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. СПб., 2005. 42 с.

от него. С севера выступ ограничен разломом северо-западного простирания, приуроченным к долине р. Саха, вдоль которого интенсивно милонитизированные породы метаморфического комплекса контактируют с триас-юрскими осадочными отложениями чехла Охотского массива. На юге кристаллические образования Верхнемайского выступа постепенно выклиниваются; здесь отложения Юдомо-Майского прогиба не только соприкасаются с ульинскими вулканитами, но и перекрываются ими.

Структурный план метаморфических образований Верхнемайского выступа с трудом поддается расшифровке, что отмечали все исследователи, проводившие на этой территории геологическую съемку среднего и крупного масштаба: Е. Г. Песков, М. А. Тархова (Александров и др., 1984), И. М. Фердман (1976, 1978), В. В. Громов (1978) и др.^{1–3}. Достоверно установить характер залегания и расшифровать структуру сложнослоистых метаморфических толщ не представляется возможным в связи с крайней редкостью коренных обнажений пород, явным преобладанием элювиальных развалов и весьма однородным составом верхнемайского комплекса. Однако на геологических и тектонических картах и схемах, а также в объяснительных записках к ним^{2,3} (Александров и др., 1986; Громов и др., 1978; Фердман, 1978) простирание метаморфических пород, прослеженное по элювиальным развалам, показано как северо-восточное и субмеридиональное, совпадающее с удлинением Верхнемайского выступа и конформное тектоническим границам поднятия. Проведенные нами детальные структурно-геологические, минералого-петрографические исследования пород в северной и центральной частях Верхнемайского выступа от р. Саха до р. Куганья (более 70% выступа) позволили установить неоднородность его строения и выделить в его пределах три блока — Северный, Центральный и Южный (рис. 1). В этих блоках выявлены существенные различия в структурном плане, строении геологических разрезов, особенностях проявлений в них магматизма и метаморфизма, а также в вещественном составе и возрасте метаморфических толщ.

Структурно-геологические исследования подтвердили крайнюю редкость коренных обнажений метаморфических пород в пределах Верхнемайского выступа (рис. 1), но позволили установить в них широтное, а не субмеридиональное простирание пород верхнемайского комплекса (Кузьмин, 1991). Поэтому единичные скальные выходы метаморфических пород заслуживают краткого описания.

В береговых обрывах левобережья р. Мая, от устья руч. Поратас до руч. Хотойдах (Центральный блок), на протяжении 3,5 км наблюдаются прерывистые обнажения биотит-роговообманковых мигматитов и гнейсов с выдержанным широтным простиранием полосчатости, гнейсовидности и сланцеватости: азимут падения 350–10° и 170–180°, угол падения 50–80°. На водораздельном хребте ручьев Итта и Таяттах (Центральный блок) в биотит-роговообманковых гнейсах также отмечается субширотное простирание гнейсовидности (азимут падения 10–20°, угол падения 20–30°). В приустьевой

части левобережья р. Мати в береговых обнажениях (Южный блок), сложенных роговообманковыми сланцами, гнейсами и мигматитами, на протяжении 250 м наблюдаются близкие элементы залегания: азимут падения 340–10°, 170–200°, угол падения 40–80°. В верховьях руч. Лаабыстах (Северный блок) в горных выработках (Громов и др., 1978) на протяжении 200 м прослежены тела гранатосодержащих биотит-роговообманковых гнейсов и полосчатых магнетитовых кварцитов, имеющие широтное простирание при крутых углах падения на север и юг. Во всех изученных обнажениях Северного, Центрального и Южного блоков кристаллические сланцы, гнейсы и мигматиты смяты в изоклинальные складки с размахом крыльев в 1–3 м, нередко сопровождаемые плейчатостью. Для этих складок характерны круто падающие осевые поверхности и субширотные ориентированные шарниры с углом падения в 5–20°. Стиль складчатости в этих блоках выдержан, что подтверждается фрагментами складок в крупноглыбовых развалах.

Однако в крайней западной части Южного блока в узкой (2–4 км) меридиональной полосе, прослеживающейся от р. Мати до р. Нудыми, простирание плоскостных текстур и характер складчатости меняются. В приустьевой части р. Нудыми по правому борту в скальных обнажениях наблюдается не субширотное, а конформное к Билякчанскому глубинному разлому меридиональное простирание милонитовых текстур метаморфитов при крутых (80–90°) углах падения (Фердман, 1978). Эти изменения связаны с мощно проявленным дислокационным метаморфизмом в западной части Южного блока, которая непосредственно примыкает к Билякчанскому глубинному разлому, и ее можно рассматривать в качестве зоны динамометаморфитов, развивающейся, возможно, по породам палеопротерозойского билякчанского комплексов, прилегающим к Верхнемайскому выступу с запада. Центральная и восточная части Южного блока сложены позднедевонскими массивными гранитоидами майского комплекса с крупными (1 × 1,8 км и 2 × 3 км) ксенолитами в бассейне рек Марамджи и Тарыннах (рис. 1), которые представлены развалами биотит-роговообманковых и биотитовых плаггиогнейсов и гнейсов, основных кристаллосланцев и амфиболитов, сходных с породами верхнемайского комплекса (Зелепугин и др., 2021).

По мнению многих исследователей⁴ (Васькин, 2010; Карсаков и др., 2005; *Легенда*, 1998;

¹ Геологическая карта Охотского района Хабаровского края масштаба 1 : 500 000. Объяснительная записка к геологической карте масштаба 1 : 500 000 Охотского района Хабаровского края (отчет по теме 144). Хабаровск, 1975. 20 с.

² Константиновский А. А., Громов В. В. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Майская. Лист О-54-ХIII. Объяснительная записка. М., 1984. 98 с.

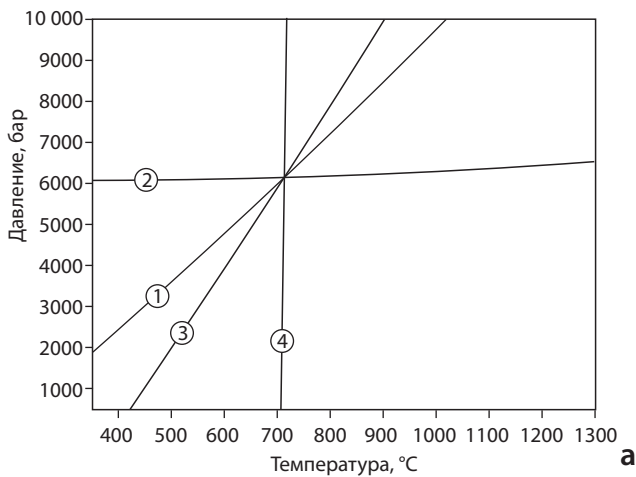
³ Константиновский А. А., Громов В. В., Рейтлингер А. С. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Майская. Лист О-54-ХIХ. Объяснительная записка. М., 1978. 83 с.

⁴ Мартынюк М. В., Рямов С. А., Кондратьева В. А. Объяснительная записка к схеме расчленения и корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области (отчет по теме № 330 за 1987–1990 гг.). Хабаровск : МинГео СССР, 1990. 216 с.

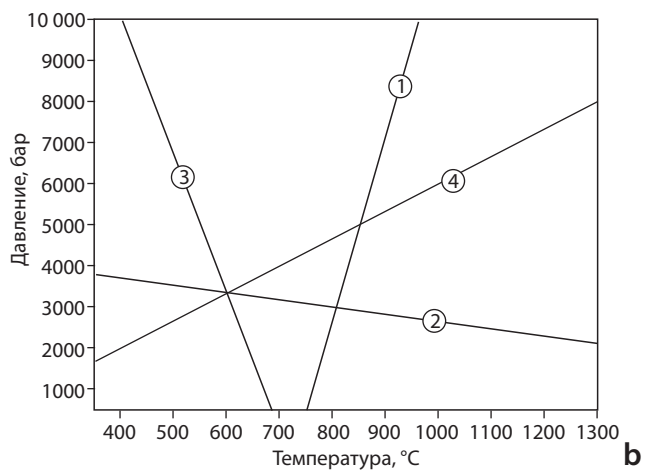
Ян-жин-шин, 2003), верхнемайский комплекс весьма однообразен на всей площади Верхнемайского поднятия и сложен небогатым набором пород, которые рассматриваются как стратифицированные вулканогенно-терригенные отложения раннего алдания или сахабория, метаморфизованные в РТ-условиях амфиболитовой фации, но сопоставляются с разными стратиграфическими подразделениями. Так, в Дальневосточной серийной легенде (Васькин, 2010) верхнемайский комплекс рассматривается как правоамагаранская толща позднего архея, слагающая кристаллический фундамент всего Охотского массива; либо в качестве аналога нижнепротерозойской(?) батомгской серии (Легенда, 1998); либо как нижнеархейские нерасчлененные образования (Ян-жин-шин, 2003). В большинстве разрезов наблюдается субсогласное чередование преобладающих пластообразных тел биотит-амфиболовых и биотитовых гнейсов, перемежающихся с редкими линзовидными телами амфиболитов, основных кристаллосланцев и магнетитовых кварцитов. Маркирующие горизонты не отмечались. Мощность видимого разреза оценивается исследователями в 2–3 км.

Минералого-петрографические исследования показали, что выделенные тектонические блоки различаются не только структурным планом, но и вещественным составом. Так, Северный блок сложен пластовыми и линзообразными телами биотитовых, биотит-роговообманковых плагиогнейсов и гнейсов (80–90%) мощностью до десятков и сотен метров, а также чередующимися с ними амфиболитами и кристаллосланцами (10–15%), которые и формируют основной фон верхнемайского комплекса. Встречаются маломощные прослои и линзы (1–2%)

мезократовых гранат-биотитовых сланцев и гнейсов, ультраосновных кристаллосланцев, диопсидовых, магнетитовых, гранатовых и графитовых кварцитов. Гнейсы, амфиболиты и кристаллосланцы мигматизированы с развитием полосчатых и теневых мигматитов. Широко развиты согласные и секущие жилы плагиогранитов, гранитов, пегматоидов, кварц-полевошпатовые обособления. На небольших участках отмечаются не переработанные метаморфо-метасоматическими процессами фрагменты (полосы, линзы, блоки) однородных мелко-среднезернистых биотитовых гнейсов, которые, возможно, подтверждают присутствие в структуре Верхнемайского поднятия доменов древнейших катархейских образований Земли (Кузьмин и др., 2018). Среди метаморфических образований встречаются мелкие субсогласные тела интрузивных пород (1–5%): плагиограниты, гнейсограниты, умереннощелочные лейкократовые граниты с гранатом и биотитом, шрисгеймиты, пироксениты, габбро-амфиболиты. На северо-востоке блока закартировано тело гнейсированных гранитов площадью 6 км². Для всего комплекса характерно преобладание пород высокотемпературной амфиболитовой фации. Породы с критическими минеральными парагенезисами гранулитовой фации в Северном блоке не обнаружены, однако отмечались оливковые и коричневые роговые обманки, красно-коричневые биотиты с высокими содержаниями щелочей, TiO₂, Al₂O₃, характерные для пород гранулитовой фации. Количественная оценка РТ-условий образования пород Верхнемайского поднятия с использованием методов расчета фазовых диаграмм TWEEQU и программ THERMOCAL (рис. 2, а) для кристаллосланцев



Образец 21Г
 1) $3 \text{ Tsc} + 12 \text{ bQz} + 2 \text{ Py} + 4 \text{ Gr} = 12 \text{ An} + 3 \text{ Tr}$
 2) $3 \text{ FeTs} + 12 \text{ bQz} + 5 \text{ Py} + 4 \text{ Gr} = 3 \text{ Alm} + 12 \text{ An} + 3 \text{ Tr}$
 3) $2 \text{ Alm} + 4 \text{ Gr} + 12 \text{ bQz} + 5 \text{ Tsc} = 2 \text{ FeTs} + 3 \text{ Tr} + 12 \text{ An}$
 4) $\text{Alm} + \text{Tsc} = \text{FeTs} + \text{Py}$



Образец 66Д
 1) $\text{cEn} = \text{pEn}$
 2) $3 \text{ Tr} + 5 \text{ FeTs} = 5 \text{ Tsc} + 3 \text{ FeTr}$
 3) $5 \text{ FePa} + 4 \text{ Tr} = 4 \text{ FeTr} + 5 \text{ Parg}$
 4) $3 \text{ Parg} + 4 \text{ FeTs} = 4 \text{ Tsc} + 3 \text{ FePa}$

Рис. 2. Расчет равновесия в парагенезисе

а — гранат-плагиоклаз-клонопироксен-амфибол (№ 21г); б — плагиоклаз-ортопироксен-амфибол (№ 66д)

Fig. 2. Paragenesis equilibrium calculation

а — garnet-plagioclase-clonopyroxene-amphibole (no. 21г); б — plagioclase-orthopyroxene-amphibole (no. 66д)

и плагиогнейсов Северного блока (образцы K-21г, K-48б) показала значения $T = 710\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 6$ кбар. Границы между отдельными видами пород согласные, резкие, реже — постепенные. Распределение метаморфических пород в пределах Северного блока неоднородно. Так, на севере блока преобладают биотитовые гнейсы, а на юге — биотит-роговообманковые и биотитовые плагиогнейсы. Мелкие тела габбро-амфиболитов, ультрамафитов, умереннощелочных лейкогранитов, гранат-биотитовых гнейсов, гранатовых и магнетитовых кварцитов отмечаются преимущественно вдоль северо-западной границы блока.

В Центральном блоке основной фон верхнемайского комплекса представлен той же ассоциацией пород высокотемпературной амфиболитовой фации, что и в Северном блоке. Однако здесь не обнаружены габбро-амфиболиты, умереннощелочные лейкограниты, магнетитовые и гранатовые кварциты, но появляются породы с минеральными парагенезисами гранулитовой фации метаморфизма: дупироксен- и гиперстен-роговообманковые кристаллосланцы. Они представлены согласными маломощными прослоями, линзами и мелкими участками площадью 100–300 м² среди сплошных полей гнейсов и мигматитов высокотемпературной амфиболитовой фации на западных отрогах г. Поратас и слагают здесь до 6–8% общего объема метаморфических образований. Количественная оценка РТ-условий образования пород Верхнемайского поднятия с использованием методов расчета фазовых диаграмм TWEEQU и программ THERMOCAL (рис. 2, б) для основных гранулитов (обр. K-66д) показала $T = 750\text{--}850\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 3,5\text{--}4$ кбар.

Центральная и восточная части Южного блока сложены позднедевонскими массивными гранитоидами майского комплекса. В бассейне рек Марамджи и Тарыннах (рис. 1) в них заключены крупные (1×1,8 км и 2×3 км) ксенолиты, представленные элювиальными развалами биотит-роговообманковых и биотитовых плагиогнейсов и гнейсов, основных кристаллосланцев и амфиболитов, сходных с породами верхнемайского комплекса.

Для западной части Южного блока на участке (2–3×24 км) от устья р. Мати до руч. Бок (рис. 1) установлена толща метаморфических пород, резко отличающаяся от метаморфитов Северного и Центрального блоков. Здесь развиты мезо-меланократовые биотитовые, биотит-роговообманковые, роговообманковые, гранат-роговообманковые сланцы и амфиболиты с типичными милонитовой и blastomylonitовой текстурами. Среди них наблюдаются прослои высокоглиноземистых кордиерит-гранат-биотитовых и силлиманит-кордиерит-биотитовых сланцев и гнейсов, гранат-диопсидовых плагиогнейсов, магнетитовых кварцитов. Минеральные парагенезисы соответствуют амфиболитовой фации, однако породы часто диафорированы в РТ-условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Несмотря на интенсивно проявленную милонитизацию, катаклиз и диафорез, иногда сквозь тонкозернистую милонитовую структуру просвечивают реликты средне- и крупнозернистых

магматических структур и породообразующих минералов. Метаморфические образования этой толщи распространены только в крайней западной части субмеридиональной полосы Южного блока Верхнемайского выступа и ранее не выделялись, так как рассматривались в составе верхнемайского комплекса. Субмеридиональный структурный план, петрографический состав и происхождение метаморфитов в Южном блоке отличаются от таковых в Северном и Центральном блоках, что позволяет исключить метаморфические образования западной части Южного блока из верхнемайского комплекса и выделить их как искринский комплекс.

Метаморфические образования верхнемайского комплекса обычно рассматриваются^{1–3} (Васькин, 2010; Громов и др., 1978; Карсаков и др., 2005; *Легенда*, 1998; Фердман и др., 1976; Фердман, 1978) как вулканогенно-терригенные отложения амфиболитовой фации, а слагающие 75–90% комплекса гнейсы относят к метаосадкам на основании находок реликтовой слоистости, повышенных содержаний некоторых главных и малых элементов, интерпретации морфологии циркона как детритового. Иная точка зрения представлена в работах Л. И. Красного (Красный и др., 1975, 1979), подчеркивавшего доминирующую роль магматических пород основного состава и считавшего, что метаморфический комплекс Верхнемайского выступа первоначально сложен основными кристаллосланцами и амфиболитами с прослоями пироксен-амфиболовых сланцев, которые были интенсивно мигматизированы и гранитизированы до гнейсов, мигматитов и гранито-гнейсов.

Для метаморфических образований верхнемайского комплекса характерны массивная, сланцеватая и гнейсовидная текстуры, метаморфическая и мигматитовая полосчатость, хорошо выраженные гранобластовые структуры; структурно-текстурные признаки первичной слоистости отсутствуют. Основные петрохимические характеристики главных типов пород, слагающих Верхнемайский выступ, приведены в табл. 1. Применение известных петрохимических методов реставрации генетической природы протолита по А. Н. Неелову (1980) показало, что по химическому составу гнейсы соответствуют магматическим породам ряда липарито-дациты-андезито-дациты, а ассоциирующиеся с ними основные гранулиты и кристаллические сланцы, слагающие прослои и линзы, — андезит-базальтам и базальтам. Анализ распределения фигуративных точек метаморфических пород на различных петрохимических диаграммах показывает, что метаморфиты основного и средне-кислого

¹ Константиновский А. А., Громов В. В. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Майская. Лист О-54-XIII. Объяснительная записка. М., 1984. 98 с.

² Константиновский А. А., Громов В. В., Рейтлингер А. С. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Майская. Лист О-54-XIX. Объяснительная записка. М., 1978. 83 с.

³ Мартынюк М. В., Рямов С. А., Кондратьева В. А. Объяснительная записка к схеме расчленения и корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области (отчет по теме № 330 за 1987–1990 гг.). Хабаровск : МинГео СССР, 1990. 216 с.

Содержания петрогенных элементов (мас. %) в метаморфических породах Верхнемайского выступа

Table 1. Concentrations of petrogenic elements (wt. %) in metamorphic rocks in the Upper Maya uplift

Код	1	1.1	2	3	3.1	4	5	6	7	8	10	11	12
n	2	5	5	8	3	1	10	5	7	14	3	6	3
SiO ₂	48,4	47,61	48,89	49,12	60,54	61,28	65,34	67,73	69,98	75,18	52,43	64,22	66,74
TiO ₂	0,28	0,93	0,85	0,87	0,78	0,71	0,6	0,39	0,31	0,05	0,98	0,46	0,06
Al ₂ O ₃	6,1	10,78	14,83	13,94	16,47	16,97	16,23	16	15,22	13,59	13,3	14,87	17,59
Fe ₂ O ₃	4,72	3,5	3,37	3,36	2,3	0,43	1,44	1,24	0,87	0,17	6,18	1,72	0,06
FeO	4,46	7,42	9,23	8,64	3,9	3,55	3,4	2,14	2,18	1,12	6,65	4,16	1,24
MnO	0,15	0,2	0,22	0,25	0,08	0,15	0,06	0,04	0,03	0,03	0,25	0,12	0,02
MgO	26,44	15,51	6,62	7,67	2,97	3,48	1,67	1,22	1,05	0,17	6,79	2,99	0,47
CaO	5,34	8,03	10,96	9,86	5,33	6,31	3,98	2,96	2,07	0,79	7,17	4,23	1,02
Na ₂ O	0,48	1,54	2,76	2,74	4,59	3,95	4,6	5,12	4,93	3,4	3,04	4,22	2,85
K ₂ O	0,1	0,47	0,82	0,96	1	0,57	1,58	1,79	2,32	5,26	1,08	1,35	9,52
P ₂ O ₅	0,06	0,12	0,04	0,06	0,25	0,59	0,16	0,12	0,07	0,01	0,09	0,07	0,03
ппп	4,24	3,83	1,46	2,41	1,43	2,17	0,95	1,1	0,97	0,42	1,61	1,27	0,57
Сумма	100,7	99,9	100	99,9	99,6	100,2	100	99,9	100	100,2	99,6	99,7	100,3
Fe ₂ O ₃ *	9,66	11,73	13,62	12,95	6,63	4,37	5,21	3,62	3,29	1,42	13,56	6,33	1,78
FeO*	8,7	10,56	12,27	11,67	5,97	3,94	4,69	3,26	2,96	1,28	12,21	5,71	1,3
Na + K	0,58	2,01	3,58	3,7	5,59	4,52	6,18	6,91	7,25	8,66	4,13	5,57	12,37
Na/K	2,97	3,84	3,36	3,43	5,51	6,93	3,12	3,04	3,46	0,72	3,34	3,36	0,3
al*	0,17	0,41	0,78	0,72	1,8	2,27	2,55	3,5	3,87	10,38	0,69	1,74	11
al	0,19	0,74	0,29	0,38	5,56	6,14	6,07	6,12	5,9	4,14	2	5,06	4,48
Ka	0,07	0,19	0,24	0,27	0,34	0,27	0,38	0,43	0,48	0,64	0,31	0,37	0,7
Kf	0,26	0,41	0,66	0,61	0,68	0,53	0,74	0,74	0,74	0,88	0,64	0,67	0,73
f'	35,88	27,36	20,07	20,54	9,96	8,17	7,11	4,98	4,41	1,51	20,59	9,33	1,83

Примечание. Код: 1 — амфиболиты магнезиальные, 1.1 — габбро-амфиболиты, 2 — гранулиты, 3 — амфиболиты, 3.1 — плагиогнейсы Би-Рог мезократовые, 4 — плагиогнейсы Ди, 5 — плагиогнейсы Би-Рог, 6 — плагиогнейсы Би, 7 — гнейсы Би, 8 — лейкогранитогайсы, 10 — ксенолиты амфиболита, 11 — ксенолиты плагиогнейса, 12 — кварцевые сиениты; n — количество анализов, al* = Al₂O₃/(Fe₂O₃ + FeO + MgO), al = Al₂O₃ — (CaO + Na₂O + K₂O), Ka = (Na₂O + K₂O)/Al₂O₃, Kf = (Fe₂O₃ + FeO)/(Fe₂O₃ + FeO + MgO), f' = TiO₂ + Fe₂O₃ + FeO + MgO

Note. Codes: 1 — magnesian amphibolite, 1.1 — gabbro-amphibolite, 2 — granulite, 3 — amphibolite, 3.1 — mesocratic biotite-hornblende plagiogneiss, 4 — diopside plagiogneiss, 5 — biotite-hornblende plagiogneiss, 6 — biotite plagiogneiss, 7 — biotite gneiss, 8 — leucogranite gneiss, 10 — amphibolite xenolith, 11 — plagiogneiss xenolith, 12 — quartz syenite; n — test numbers, al* = Al₂O₃/(Fe₂O₃ + FeO + MgO), al = Al₂O₃ — (CaO + Na₂O + K₂O), Ka = (Na₂O + K₂O)/Al₂O₃, Kf = (Fe₂O₃ + FeO)/(Fe₂O₃ + FeO + MgO), f' = TiO₂ + Fe₂O₃ + FeO + MgO

составов, скорее всего, не принадлежат к единой магматической серии, так как в интервал химических составов, соответствующих полям андезитов и андезито-базальтов, попадают лишь единичные точки, причем отчетливо тяготеющие соответственно к полям андезито-дацитов и базальтов. Например, на диаграмме a–b (Неелов, 1980) вся ассоциация пород верхнемайского комплекса, кроме кварцитов и магнетитовых кварцитов, располагающихся в поле силицитов и ультрасилицитов, находится в пределах тренда магматических пород, что свидетельствует, вероятно, об их магматическом происхождении

и образует две дискретные группы. Одна из них, представленная роговообманковыми, биотит-роговообманковыми и биотитовыми гнейсами, образует непрерывный тренд, занимая поля дацитов, липарито-дацитов и частично андезито-дацитов. Положение точек на диаграмме a–b (рис. 3) свидетельствует об умеренной глиноземистости гнейсов, а длина векторов и наклон влево-вниз указывают на несколько большую, по сравнению с амфиболитами, щелочность и калиевость. В верхней части магматического тренда располагается вторая группа пород, представленная основными

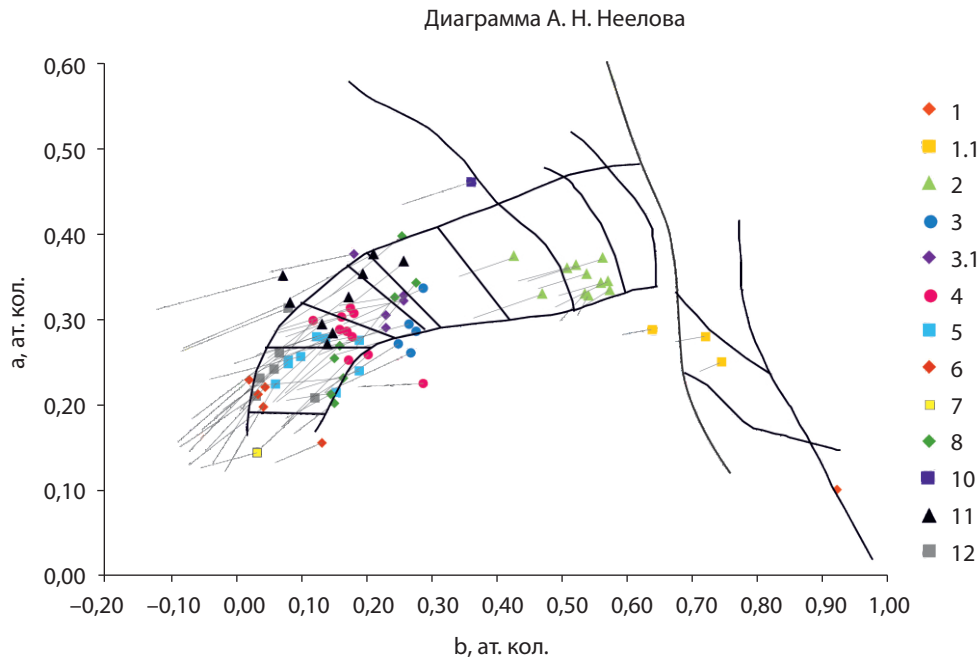


Рис. 3. Диаграмма а–b для метаморфических пород Верхнемайского выступа

Номера точек в легенде к рис. 3 соответствуют номерам кодов в примечании к табл. 1

Источник: по Неелову (1980)

Fig. 3. Ab diagram for metamorphic rocks in the Upper Maya uplift

The dot numbers in the fig. 3 legend correspond to the code numbers in the Table 1 note

Source: from Neelov (1980)

гранулитами и кристаллосланцами, которые расположились в полях базальтов и частично базанито-базальтов и андезитов-базальтов. По положению фигуративных точек, а также по длине и наклону векторов они относятся к умеренноглиноземистым и умереннощелочным, натровым и реже кали-натровым разновидностям. Нормативные составы и распределение фигуративных точек metabазальтов на диаграмме Куно позволяют разделить их на две группы, отвечающие по составу толеитам и щелочным базальтам. Для первых характерен феннеровский тип дифференциации, выраженный в увеличении содержания железа при уменьшении или постоянстве кремнекислотности, а для базальтов щелочной серии типичен боуэновский тренд, выраженный в увеличении кремнекислотности и щелочности при абсолютном уменьшении содержания MgO и FeO. Таким образом, исследование химического состава и направленности дифференциации приводит к выводу о принадлежности основных пород верхнемайского комплекса к двум типам синхронно формировавшихся магматических серий — толеитовой и щелочно-базальтовой. Фигуративные точки аляскинских гнейсогранитов располагаются в самой нижней части магматического тренда на диаграмме а–b А. Н. Неелова, где занимают поле липаритов и характеризуются повышенной глиноземистостью, щелочностью и высокой калиево-кислотностью.

В то же время по химическому составу петрогенных элементов плагиогнейсы и гнейсы

верхнемайского комплекса могут быть сопоставлены не только с вулканитами, но и с породами тоналит-трондьемит-гранодиоритовой серии. Так, на диаграмме K–Na–Ca точки их составов располагаются параллельно тоналит-трондьемитовому тренду. Таким образом, распределение петрогенных элементов указывает на первично магматическую, а не осадочную природу протолита гнейсов, однако отнесение их к эффузивным или интрузивным образованиям остается не выясненным. Вопрос о соответствии гнейсов широкому ряду пород — от гранитов до гранодиоритов, и ассоциирующих с ними основных гранулитов и кристаллосланцев — габбро-диоритам и габбро, возможно, будет решен при более детальном исследовании. Можно предполагать, что Верхнемайское поднятие принадлежит к структурам земной коры, ранее не выходившим на дневную поверхность. Это означает, что у пород верхнемайского комплекса не было возможности пройти стадию литогенеза, и в его составе, вероятно, отсутствуют породы осадочного и вулканического генезиса.

Изотопная геохимия и геохронология метаморфических образований Верхнемайского выступа

Первые геохронологические исследования метаморфических пород верхнемайского комплекса K–Ar методом не установили в них архейских датировок и показали большой разброс результатов — от 1,2

до 2,45 млрд лет с максимумом около 1,9 млрд лет, который геологи интерпретировали как возраст регионального метаморфизма или как время формирования протолита комплекса. Для определения возраста нижней границы времени формирования метаморфических комплексов Верхнемайского поднятия и выявления наиболее древних пород были проведены Sm–Nd изотопно-геохимические исследования девяти проб верхнемайского комплекса (биотит-роговообманковых плагиогнейсов, биотитовых гнейсов, амфиболитов, гранулитов) и четырех проб сланцев искиринской толщи (биотитовых, кордиерит-биотитовых и амфиболовых). В метаморфитах верхнемайского комплекса значения модельного возраста $T_{Nd}(DM)$, рассчитанные к деплетированной мантии (DePaolo, 1988), располагаются в узком временном интервале от 3,04 до 2,95 млрд лет при $\epsilon_{Nd}(1950) = -12,3 \dots -1,2$. Лишь в трех пробах получены эоархейские и гадейские значения модельного возраста $T_{Nd}(DM) = 3,99-3,76$ млрд лет при $\epsilon_{Nd}(1950) = -8,8 \dots -23,4$ (табл. 2). Эти данные позволяют приблизительно определить нижнюю границу времени формирования для шести

проб верхнемайского комплекса как не древнее мезоархея. Для трех проб нижняя граница оказалась существенно древнее (3,76–3,99 млрд лет), что позволяет предполагать присутствие в верхнемайском комплексе более древних образований, возможно, эоархейского и гадейского возраста, которые могут быть выделены как древнемайский комплекс. В западной части Южного блока для кордиерит-биотитовых, гранат-биотитовых и амфиболовых сланцев искиринского комплекса величины модельного возраста $T_{Nd}(DM)$, рассчитанные к деплетированной мантии (DePaolo, 1988), варьируют от 2,28 до 2,19 млрд лет при $\epsilon_{Nd}(1950) = +1,1 \dots +2,4$. Это определяет нижнюю возрастную границу его формирования как палеопротерозойскую — не древнее 2,2 млрд лет. Субмеридиональный структурный план, петрографический состав, происхождение и Sm–Nd изотопно-геохимические данные метаморфитов западной части Южного блока отличаются от Северного и Центрального блоков, что позволяет исключить сланцы искиринского комплекса из архейского верхнемайского комплекса и выделить их как раннепротерозойский

Таблица 2

Результаты Sm–Nd анализа метаморфических пород Верхнемайского выступа

Table 2. Sm–Nd dating of metamorphic rocks in the Upper Maya uplift

	Блок	Проба	Порода	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2 σ	$T_{Nd}(DM)$, млн лет	$\epsilon_{Nd}(1950)$
Искиринский комплекс										
1	Южный	537в	Сланец Гр-Би	6,146	38,45	0,0966	0,511464	5	2189	2,2
2	Южный	167г	Сланец Сил-Корд-Би	5,79	29,2	0,1029	0,511527	6	2227	1,8
3	Южный	151д	Сланец Корд-Би-Кв	8,806	51,13	0,1041	0,511506	5	2280	1,1
4	Южный	119ж	Амфиболит Би-Рог зел-Пл	2,42	14,5	0,1136	0,511692	5	2215	2,4
Верхнемайский комплекс										
5	Центральный	333	Гранулит Ги-Ди-Пл-Рог	2,869	11,99	0,1446	0,511777	4	3015	–3,8
6	Северный	233	Амфиболит Пл-Рог	2,346	8,623	0,1645	0,512166	7	3037	–1,2
7	Северный	13а	Плагиогнейс Би-Рог	3,939	30,55	0,0779	0,510487	6	2973	–12,3
8	Центральный	405	Плагиогнейс Би-Рог	5,643	40,47	0,0843	0,510597	4	2991	–11,7
9	Южный	462в	Ксенолит плагиогнейс Би-Рог	2,804	15,04	0,1127	0,51115	9	3002	–8,04
10	Северный	90в	Гнейс Би	0,467	3,414	0,0826	0,510598	6	2951	–11,3
Древнемайский комплекс										
11	Северный	к30	Гнейс Би	5,226	35,16	0,0898	0,510071	10	3758	–23,4
12	Южный	1776	Ксенолит амфиболит Кв-Рог-Пл	1,155	5,264	0,1326	0,51113	7	3768	–13,4
13	Центральный	50п	Гранулит Ги-Ди-Рог-Пл	4,161	15,82	0,159	0,511707	4	3990	–8,8

Примечание. Сокращения: Гр — гранат, Би — биотит, Сил — силлиманит, Корд — кордиерит, Кв — кварц, Рог зел — роговая обманка зеленая, Пл — плагиоклаз, Ги — гиперстен, Ди — диопсид

Note. Abbreviations: Гр — garnet, Би — biotite, Сил — sillimanite, Корд — cordierite, Кв — quartz, Рог зел — green hornblende, Пл — plagioclase, Ги — hypersthene, Ди — diopside

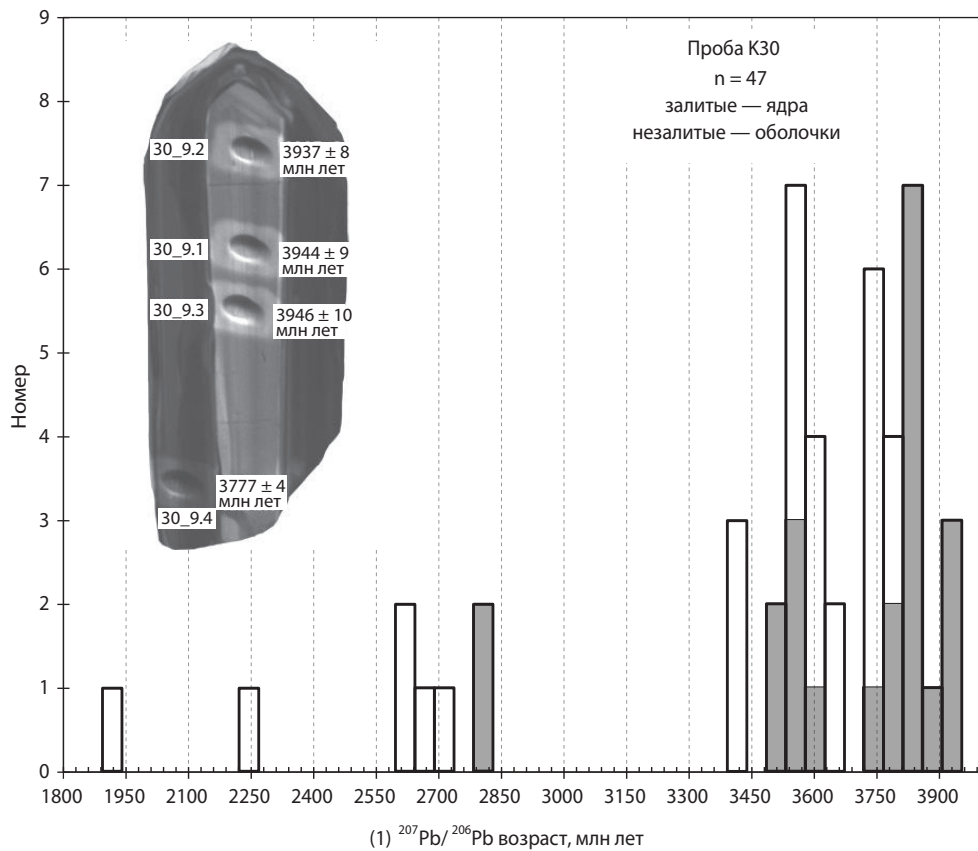


Рис. 4. Гистограмма распределения U–Pb в цирконах с дискордантностью от –1 до 5: № К30 гнейс биотитовый (древнемайский комплекс)

Fig. 4. U–Pb zircon distribution bar chart, discordance from –1 to 5; no. K30 biotite gneiss (Ancient Maya complex)

искринский метаморфический комплекс. Следует отметить, что Sm–Nd характеристики в ксенолитах метаморфитов Южного блока и метаморфических пород Северного и Центрального блоков близки. Это подтверждает их родство с верхнемайским комплексом и свидетельствует о присутствии под позднедевонскими гранитоидами майского комплекса архейского, а не раннепротерозойского кристаллического фундамента.

Для уточнения времени формирования древнемайского комплекса были выбраны биотитовые гнейсы (№ К30) из элювиальных развалов в верховьях р. Эселях. Для них получено эоархейское значение модельного возраста $T_{Nd}(DM)$ 3758 млн лет (Кузьмин и др., 2018). Из этой пробы было выделено 49 зерен циркона преимущественно призматического габитуса с характерной для древних высокометаморфизованных ортогнейсов сглаженностью вершин и ребер кристаллов. Выделяются три морфологические группы цирконов: длиннопризматические (76%), короткопризматические (16%) и шаровидные (8%). Преобладающая часть зерен имеет двухфазное строение и состоит из ядра и оболочки. Ядра представлены кристаллами призматического габитуса с выраженной грубой и тонкой осцилляторной зональностью, а в окаймляющих их темных широких оболочках зональность отсутствует. Результаты

U–Pb — SHRIMP-II изучения цирконов представлены на диаграмме распределения $^{207}Pb/^{206}Pb$ возрастов (дискордантность от –1 до 5), где выделяются два главных возрастных интервала (рис. 4). В самом древнем эоархейском возрастном интервале отмечаются только длиннопризматические цирконы, представленные как ядрами, так и оболочками. Для неизмененных ядер (возрастной интервал 3862 ± 6 – 3757 ± 9 млн лет) свойственны умеренные содержания U (110–740 г/т, среднее 468 г/т) и высокое отношение Th/U (0,12–0,65, среднее 0,46), характерные для кристаллов магматического происхождения. Для оболочек (возрастной интервал 3777 ± 4 – 3731 ± 16 млн лет) отмечаются сходные содержания U (131–621 г/т, среднее 488 г/т) и низкое отношение Th/U (0,03–0,12, среднее 0,09), что, возможно, соответствует времени проявления раннего метаморфизма. Заслуживает особого внимания результат, полученный по длиннопризматическому зональному зерну № 9, в ядре которого установлен гадейский конкордантный возраст 3949 ± 11 млн лет, средний квадрат взвешенных отношений (далее — СКВО) 4,8 по трем измерениям (рис. 4). Длиннопризматический габитус ядра, низкое содержание U (87–130 г/т, среднее 106 г/т) и высокое отношение Th/U (0,64–0,69, среднее 0,65) свидетельствуют о его магматическом происхождении. В широкой

метаморфической оболочке в зерне № 9 установлены низкое отношение Th/U (0,09), умеренное содержание U (516 г/т) и субконкордантный возраст 3777 ± 4 млн лет. Эти данные позволяют предполагать проявление первого метаморфизма очень рано — в эоархейское время. В палеоархейском возрастном интервале отмечаются как длиннопризматические, так и короткопризматические цирконы. Для ядер, слагающих интервал 3580 ± 7 – 3504 ± 18 млн лет, свойственны умеренные содержания U (277–998 г/т, среднее 436 г/т) и низкое отношение Th/U (0,04–0,2, среднее 0,13). В оболочках, располагающихся в интервале 3654 ± 4 – 3538 ± 7 млн лет, отмечается умеренное содержание U (131–621 г/т, среднее 488 г/т) и низкое отношение Th/U (0,03–0,12, среднее 0,09). Выявленные в оболочках датировки в возрастных интервалах 3429 ± 6 – 3411 ± 22 , 2720 ± 9 – 2601 ± 7 , 2266 ± 13 и 1928 ± 13 млн лет, вероятно, отражают более поздние этапы метаморфизма.

Для определения времени образования верхнемайского комплекса проведены U–Pb — SHRIMP-II изотопно-геохронологические исследования по циркону из биотит-роговообманковых плагиогнейсов (№ 16а) и кварцевых сиенитов (№ 50н). Проба биотит-роговообманковых плагиогнейсов (№ 16а) была отобрана из крупноглыбовых элювиальных развалов по левому борту среднего течения руч. Эселях. Цирконы представлены прозрачными и полупрозрачными вишневыми и светло-розовыми субидiomорфными кристаллами призматического (48%), длиннопризматического (26%), короткопризматического и эллипсоидального (20%) и таблитчатого (6%) облика. Длина наиболее крупных длиннопризматических и таблитчатых кристаллов достигает 500–600 мкм, коэффициент удлинения (K_u) составляет 2,1–3,0. Для призматических и короткопризматических цирконов длина варьирует от 200 до 420 мкм, K_u — 1,4–1,9. Детальное изучение цирконов с использованием электронного микроскопа в проходящем свете и в катодолюминесценции (далее — КЛ) показало, что зерна цирконов характеризуются трех-, двух- и однофазным внутренним строением, что позволило выделить три группы минерала. I группа циркона представлена темно-серыми в КЛ субидiomорфными призматическими (№ 3) и длиннопризматическими (№ 5) кристаллами с характерной тонкоритмичной магматической зональностью, конформной к внешней границе зерна. Иногда в центре кристалла отмечаются черные в КЛ метамиктные участки неправильной формы. Для цирконов I группы (табл. 3, рис. 5, а) характерны относительно низкие содержания U (113–292 г/т, среднее 201 г/т) и высокие отношения Th/U (0,35–1,88, среднее 0,7). U–Pb анализ на SHRIMP-II показал, что субконкордантные ($D =$ от –1 до +2) значения возраста цирконов I группы по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ располагаются в диапазоне от 2686 ± 9 до 2759 ± 11 млн лет, а средневзвешенное значение для восьми измерений составляет 2732 ± 21 млн лет. Вероятно, эти ядра представляют собой ксеногенные кристаллы из более ранних интрузивных пород. Таблитчатые (№ 9, 24), короткопризматические (№ 16) и эллипсоидальные (№ 22) кристаллы

образуют II группу цирконов — светло-серые в КЛ, однородные, со слабо выраженной секториальной или ритмической зональностью. Для них типичны низкие содержания U (16–91 г/т, среднее 44 г/т) и высокие отношения Th/U (0,66–2,11, среднее 1,34). По данным U–Pb изотопного анализа десяти цирконов II группы, субконкордантные значения возраста по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ находятся в интервале от 2647 ± 21 до 2706 ± 48 млн лет. Приведенные характеристики цирконов II группы (размер таблитчатых кристаллов до 600 мкм, высокое Th/U отношение (среднее 1,34)) позволяют отнести их к типичным магматическим кристаллам. Идиоморфные кристаллы I группы (темные ядра) обычно облекают широкие светло-серые каймы варьирующей ширины (30–150 мкм), слагающие от 40 до 70% площади кристалла (№ 6, 12), часто с неясными контурами секториальной и ритмической зональности. Каймы часто конформны (№ 7), реже корродируют ядра (№ 15); наблюдается срезание магматической зональности корродированными контурами ядра (№ 14), что свидетельствует о «растворении» ядра перед нарастанием каймы и о прерывистом характере роста циркона на магматической стадии. По внутреннему строению и геохимическим характеристикам ($U = 13$ – 63 г/т, в среднем 37 г/т; Th/U = 0,9–1,34, в среднем 1,19) каймы не отличаются от кристаллов II группы и могут быть отнесены к этой же группе. На диаграмме с конкордией все 24 точки изотопного состава цирконов II группы образуют дискордию (рис. 6, а), верхнее пересечение которой с конкордией отвечает возрасту $2651,9 \pm 8,9$ млн лет, а нижнее пересечение соответствует возрасту 426 ± 410 млн лет ($СКВО = 0,74$). По периферии кристаллов I и II групп наблюдаются тонкие (5–15 мкм) незональные фрагментарные оболочки светло-серого и белого цвета, относящиеся к III группе цирконов (№ 17, 19). Они занимают не более 5–10% площади кристалла, которые характеризуются низким Th/U отношением (0,01–0,14, среднее 0,06). U–Pb изотопный анализ показал, что субконкордантные ($D = 0$ –3) значения возраста оболочек по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ располагаются в интервале от 1865 ± 22 до 2037 ± 46 млн лет, а средневзвешенное значение для пяти измерений составляет 1947 ± 32 млн лет. Образование оболочек циркона III группы, вероятно, связано с палеопротерозойскими процессами регионального метаморфизма и гранитизации. Происхождение цирконов из тонких оторочек с возрастом 2,2–2,4 млрд лет, скорее всего, связано с захватом зондом более древних зон циркона. Следует отметить, что диапазон 2,2–2,4 млрд лет считается временным интервалом геологической истории с минимальной скоростью роста континентальной коры (Condie, 1998). Таким образом, проведенные геохронологические исследования цирконов из биотит-роговообманковых плагиогнейсов (№ 16а) установили неоархейский (2652 ± 9 млн лет) возраст формирования протолита верхнемайского комплекса, палеопротерозойский (1947 ± 32 млн лет) возраст метаморфизма, а также выявили многочисленные неоархейские (2739 ± 21 млн лет) ксеногенные ядра

Результаты U–Pb изотопного анализа циркона из дайки кварцевого сиенита (50н) и биотит-роговообманкового плагиогнейса (16а) Верхнемайского выступа

Table 3. U–Pb zircon isotope analysis from a quartz syenite dyke (50n) and biotite-hornblende plagiogness (16a) in the Upper Maya uplift

№	Зона	$^{206}\text{Pb}_c$, %	U, ppm	Th, ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$, ppm	$(^{106}\text{Pb}/^{238}\text{U})$ age	\pm , %	$(^{107}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$ age	\pm , %	Discor-dant, %	$(^{107}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*)$	\pm , %	$(^{107}\text{Pb}^*/^{235}\text{U})$	\pm , %	$(^{107}\text{Pb}^*/^{238}\text{U})$	\pm , %	err corr		
																			Кварцевый сиенит, левый борт р. Мая	
50н																				
2.1	Ц	0,42	4975	333	0,07	358	516,1	6,2	1539,0	15,0	198	12	1,3	0,09557	0,78	1,098	1,5	0,0833	1,3	0,849
8.1	Ц	0,17	3238	408	0,13	642	1336	15	1866,8	7,3	40	4,342	1,2	0,11416	0,4	3,624	1,3	0,2302	1,2	0,951
7.1	Ц	0,02	3176	263	0,09	815	1685	18	1887,7	5,8	12	3,347	1,2	0,1155	0,32	4,757	1,3	0,2987	1,2	0,968
2.2	Ц	0,18	2603	105	0,04	628	1591	18	1909,3	9,3	20	3,571	1,3	0,11689	0,52	4,513	1,4	0,28	1,3	0,924
4.1	Ц	1,20	4598	761	0,17	478	727,3	8,6	1697,0	18,0	133	8,37	1,3	0,104	0,96	1,713	1,6	0,1194	1,3	0,792
3.1	Ц	0,08	4148	243	0,06	707	1166	13	1805,1	8,4	55	5,043	1,2	0,11034	0,46	3,016	1,3	0,1983	1,2	0,938
1.1	Ц	0,04	4665	318	0,07	957	1379	15	1840,2	5,3	33	4,191	1,2	0,1125	0,29	3,701	1,3	0,2386	1,2	0,973
6.2	Кр	0,77	1393	168	0,12	370	1722	19	1916,0	14,0	11	3,262	1,3	0,11732	0,79	4,95	1,5	0,3061	1,3	0,85
1.2	Кр	2,10	477	217	0,47	122	1649	27	1906,0	37,0	16	3,418	1,9	0,1167	2,1	4,69	2,8	0,2915	1,9	0,676
4.2	Кр	0,04	184	76	0,43	52	1836	23	1906,0	21,0	4	3,035	1,4	0,1167	1,2	5,30	1,8	0,3295	1,4	0,765
3.2	Кр	2,31	197	66	0,35	65	2048	28	1855,0	59,0	-9	2,658	1,6	0,1135	3,3	5,85	3,7	0,374	1,6	0,441
5.2	Кр	0,15	1078	139	0,13	467	2628	27	2650,7	7,0	1	1,985	1,2	0,17976	0,42	12,48	1,3	0,5034	1,2	0,948
5.1	Я	0,13	497	315	0,65	228	2750	29	2782,0	9,3	1	1,879	1,3	0,1947	0,57	14,28	1,4	0,532	1,3	0,915
9.1	Я	1,86	402	15	0,04	178	2617	29	2735,0	36,0	4	1,984	1,4	0,1891	2,2	13,06	2,6	0,5007	1,4	0,523
6.3	Я	0,51	86	22	0,26	43,1	2954	35	2976,0	19,0	1	1,716	1,5	0,2194	1,2	17,58	1,9	0,5814	1,5	0,787
6.1	Я	0,47	109	72	0,68	60,3	3185	41	3263,0	19,0	2	1,561	1,7	0,2627	1,2	23,15	2	0,639	1,7	0,811
6.1re	Я	0	107	75	0,73	59	3206	35	3259,0	32,0	2	1,552	1,4	0,2621	2	23,28	2,5	0,6443	1,4	0,567
16а																				
19.2	0	0	200	13	0,07	57,1	1850	± 24	1865	± 22	1	3,008	1,5	0,114	1,2	5,23	1,9	0,3324	1,5	0,77
16.2	0	0	328	12	0,04	97,6	1915,3	$\pm 4,8$	1915	± 11	0	2,8905	0,3	0,1173	0,63	5,59	0,7	0,3460	0,29	0,416
11.2	0	0,39	21	3	0,14	6,24	1886	± 34	1947	± 60	3	2,94	2,1	0,1194	3,3	5,6	3,9	0,3399	2,1	0,524
17.2	0	0,18	44	1	0,01	13,3	1924	± 16	1970	± 81	2	2,874	1	0,1209	4,5	5,8	4,6	0,3478	0,96	0,207
12.2	0	0,25	46	3	0,08	14,3	1988	± 17	2037	± 46	2	2,767	1	0,1256	2,6	6,26	2,8	0,3612	0,98	0,351
20.2	0т	0	37	14	0,39	13,3	2240	± 14	2318	± 27	3	2,406	0,8	0,1476	1,6	8,46	1,7	0,4156	0,76	0,44
28.2	0т	0,29	21	2	0,11	7,83	2331	± 31	2412	± 32	4	2,296	1,6	0,156	1,9	9,36	2,4	0,4355	1,6	0,639
9.2	0т	0	13	7	0,56	4,7	2254	± 25	2423	± 43	7	2,389	1,3	0,1569	2,6	9,06	2,9	0,4187	1,3	0,45
8.2	0т	0	41	38	0,95	16	2411	± 15	2470	± 25	2	2,204	0,8	0,1614	1,5	10,1	1,7	0,4536	0,77	0,461
18.2	0т	0,26	15	15	1,02	6,2	2527	± 28	2500	± 39	-1	2,081	1,3	0,1643	2,3	10,87	2,7	0,4801	1,3	0,501

Биотит-роговообманковый плагиогнейс мигматизированный, руч. Эселях, правый борт р. Мая

12.3	K	0,42	33	35	1,09	13,7	2523	±60	2569	±34	2	2,1	2,9	0,1711	2	11,3	3,5	0,4791	2,9	0,8
6.2	K	0	42	44	1,08	17,9	2592	±17	2613	±26	1	2,02	0,8	0,1758	1,6	12	1,8	0,4950	0,8	0,457
29.2	K	0,15	63	82	1,34	28,5	2718	±24	2635	±15	-3	1,906	1,1	0,1781	0,92	12,88	1,4	0,5245	1,1	0,766
21.2	K	0,12	43	54	1,31	18,5	2623	±59	2642	±25	1	2	2,7	0,1789	1,5	12,38	3,1	0,5020	2,7	0,9
14.2	K	0	29	34	1,22	12,6	2630	±18	2644	±25	1	1,985	0,8	0,179	1,5	12,43	1,7	0,5037	0,84	0,491
1.2	K	0	37	45	1,28	16,3	2678	±18	2670	±26	0	1,942	0,8	0,1819	1,6	12,92	1,8	0,5150	0,83	0,464
4.2	K	0	13	11	0,9	5,59	2641	±31	2672	±46	1	1,975	1,5	0,1821	2,8	12,71	3,1	0,5064	1,5	0,464
19.3	K	0,43	34	42	1,28	14,9	2669	±61	2692	±29	1	1,9	2,8	0,1843	1,7	13,04	3,3	0,5130	2,8	0,8
29.1	Ясв	0,12	91	178	2,02	38,9	2603	±22	2644	±13	2	2,01	1	0,1791	0,78	12,28	1,3	0,4974	1	0,796
28.1	Ясв	0,18	31	20	0,66	14,2	2724	±29	2647	±21	-3	1,902	1,3	0,1794	1,2	13,01	1,8	0,5259	1,3	0,729
27.1	Ясв	0,15	63	82	1,34	28,3	2714	±24	2648	±15	-2	1,91	1,1	0,1795	0,88	12,96	1,4	0,5235	1,1	0,775
16.1	Ясв	0,08	28	51	1,89	12,1	2651	±30	2655	±21	0	1,966	1,4	0,1802	1,3	12,64	1,9	0,5088	1,4	0,733
25.1	Ясв	0,08	79	162	2,11	34	2600	±22	2655	±13	2	2,013	1	0,1802	0,79	12,35	1,3	0,4968	1	0,798
9.1	Ясв	0,46	20	21	1,08	8,66	2600	±67	2658	±39	3	2	3,1	0,1806	2,4	12,37	3,9	0,4969	3,1	0,8
22.1	Ясв	-	31	25	0,82	13,1	2587	±61	2667	±29	4	2	2,8	0,1815	1,8	12,36	3,3	0,4938	2,8	0,9
24.1	Ясв	0,21	25	23	0,97	11,3	2702	±31	2677	±26	-1	1,921	1,4	0,1826	1,6	13,11	2,1	0,5206	1,4	0,665
23.1	Ясв	0,15	59	88	1,52	26,3	2673	±24	2685	±15	0	1,946	1,1	0,1835	0,88	13	1,4	0,5138	1,1	0,776
26.1	Ясв	0,25	16	15	0,98	7,17	2668	±41	2706	±48	1	1,95	1,9	0,1858	2,9	13,14	3,4	0,5128	1,9	0,54
12.1	Яс	0,31	129	40	0,32	51,4	2448	±50	2633	±16	8	2,2	2,5	0,1778	0,9	11,33	2,7	0,4620	2,5	0,9
19.1	Яс	0,14	87	36	0,43	35,1	2478	±52	2641	±17	7	2,1	2,5	0,1787	1	11,55	2,7	0,4687	2,5	0,9
31.1	Яс	0,04	141	219	1,6	62,1	2661	±21	2646,6	±9,7	-1	1,957	1	0,1793	0,59	12,63	1,1	0,5110	0,95	0,852
30.1	Яс	0,12	488	307	0,65	204	2554	±18	2641,9	±5,4	3	2,057	0,9	0,1788	0,32	11,98	0,9	0,4861	0,86	0,935
10.1	Ят	0	222	90	0,42	96,5	2644,3	±6,9	2685,5	±8,7	2	1,972	0,3	0,1836	0,53	12,84	0,6	0,5071	0,32	0,516
5.1	Ят	0	292	214	0,76	130	2693,6	±8,1	2704,7	±9,3	0	1,928	0,4	0,1857	0,57	13,28	0,7	0,5187	0,37	0,545
7.1	Ят	0,03	113	206	1,88	50,7	2706	±11	2721	±12	1	1,9173	0,5	0,1876	0,75	13,49	0,9	0,5215	0,5	0,555
2.1	Ят	0	212	122	0,59	96,4	2742,5	±8,1	2728	±11	-1	1,8859	0,4	0,1883	0,66	13,77	0,8	0,5302	0,36	0,481
21.1	Ят	0,01	173	100	0,6	78,4	2733	±55	2751	±11	1	1,9	2,5	0,1911	0,7	13,91	2,6	0,5280	2,5	1
13.1	Ят	0	134	45	0,35	61,9	2768,1	±8,9	2754	±11	-1	1,8645	0,4	0,1914	0,66	14,15	0,8	0,5363	0,39	0,513
15.1	Ят	0	237	109	0,47	109	2758,7	±6,8	2754,7	±8	0	1,8723	0,3	0,1915	0,49	14,1	0,6	0,5341	0,3	0,529
3.1	Ят	0,02	224	114	0,52	103	2760,6	±9,2	2759	±11	0	1,8706	0,4	0,192	0,64	14,15	0,8	0,5346	0,41	0,539
19.4	K	6,01	7	4	0,61	2,76	2329	±89	2593	±120	12	2,3	4,5	0,1736	7,2	10,42	8,5	0,4352	4,5	0,5
21.3	K	0,7	8	6	0,76	3,08	2435	±83	2649	±66	10	2,2	4,1	0,1796	4	11,36	5,7	0,4589	4,1	0,7

Примечание. 50н: Ц — центр зерна, Кр — край, Я — ядро; 16а: Ят — ядро темно-серое в катодолуминисцентном изображении, Ясв — ядро светлое, Яс — ядро серое, К — кайма, От — оболочка тонкая, О — оболочка; err corr — коэффициент корреляции ошибок

Note. 50н: Ц — grain center, Кр — edge, Я — core; 16a: Ят — core, Ясв — light core, Яс — gray core, К — rim, От — thin shell, О — shell; err corr — error correlation

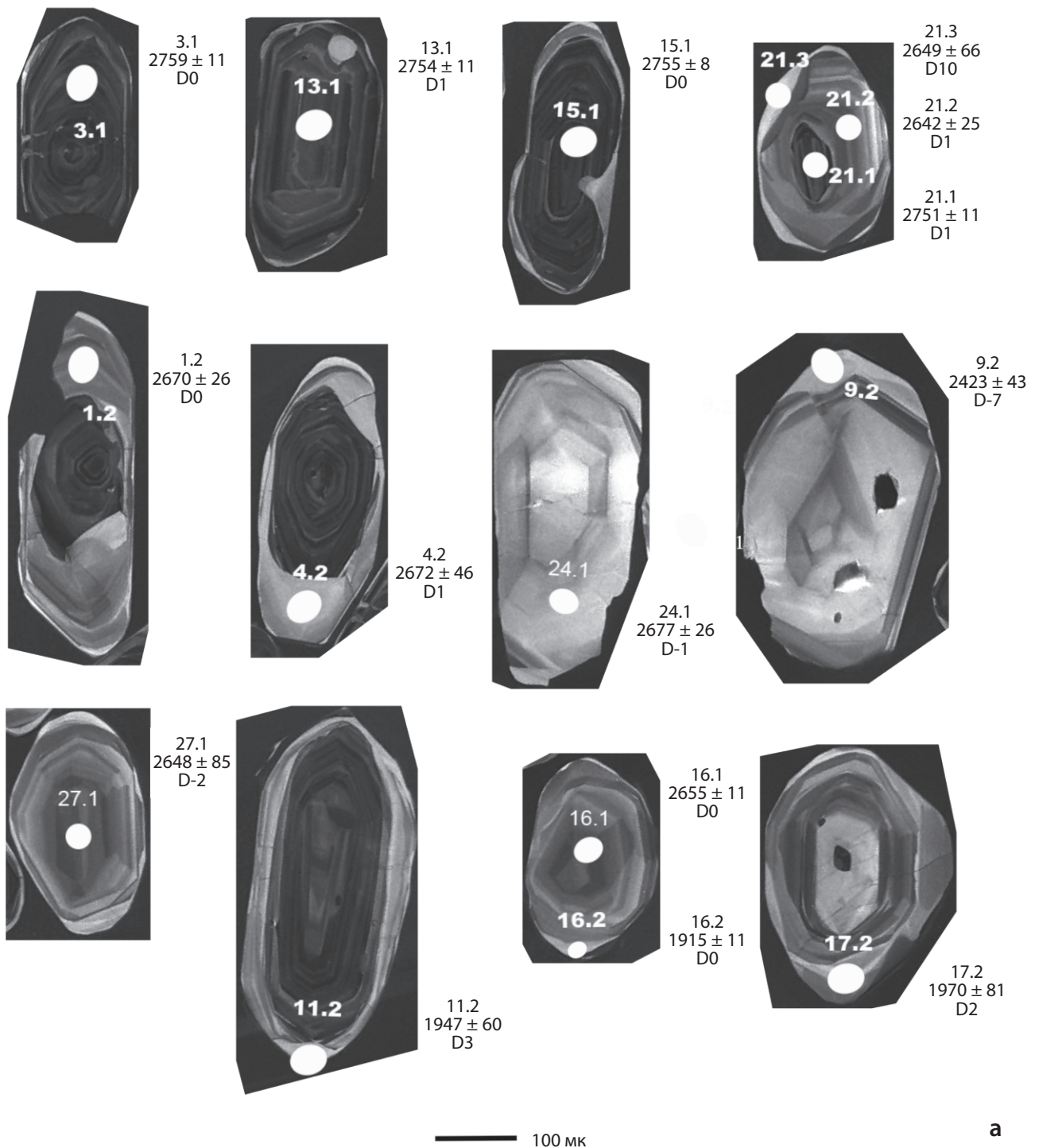
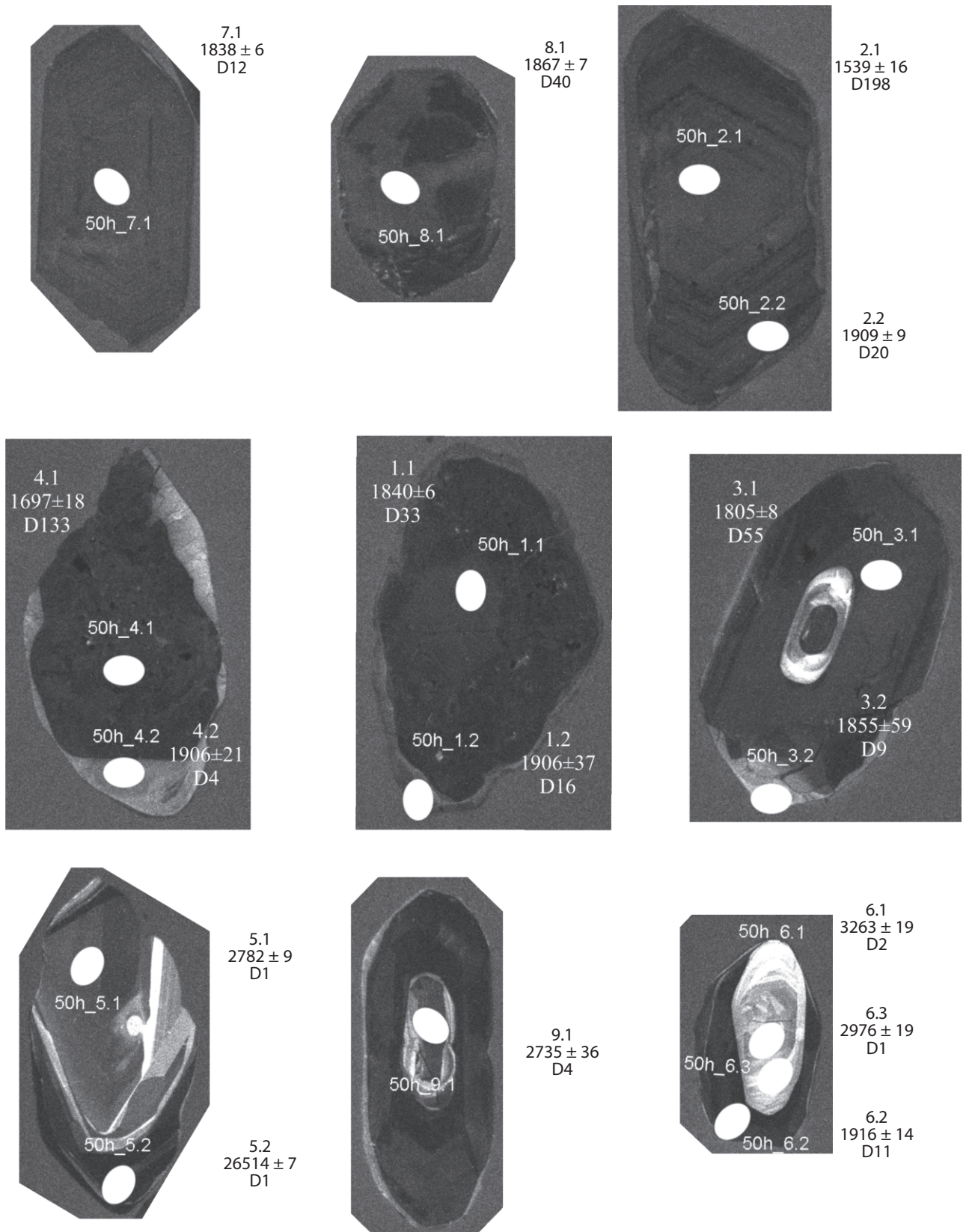


Рис. 5. Катодолуминесцентные изображения и возраст циркона из пород Верхнемайского выступа

a — № 16а; *b* — № 50н. Окружностями обозначены аналитические кратеры, в числителе — номер анализа, в знаменателе — $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст. D — дискордантность. Диаметр кратера составляет 20–30 мкм

Fig. 5. Cathodoluminescence images and zircon age from the Upper Maya uplift rocks

a — no. 16a; *b* — no. 50n. The circles refer to analytical craters, the numerator displays the test number, the denominator shows the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age. D — discordance. The crater diameter is 20–30 μm



b

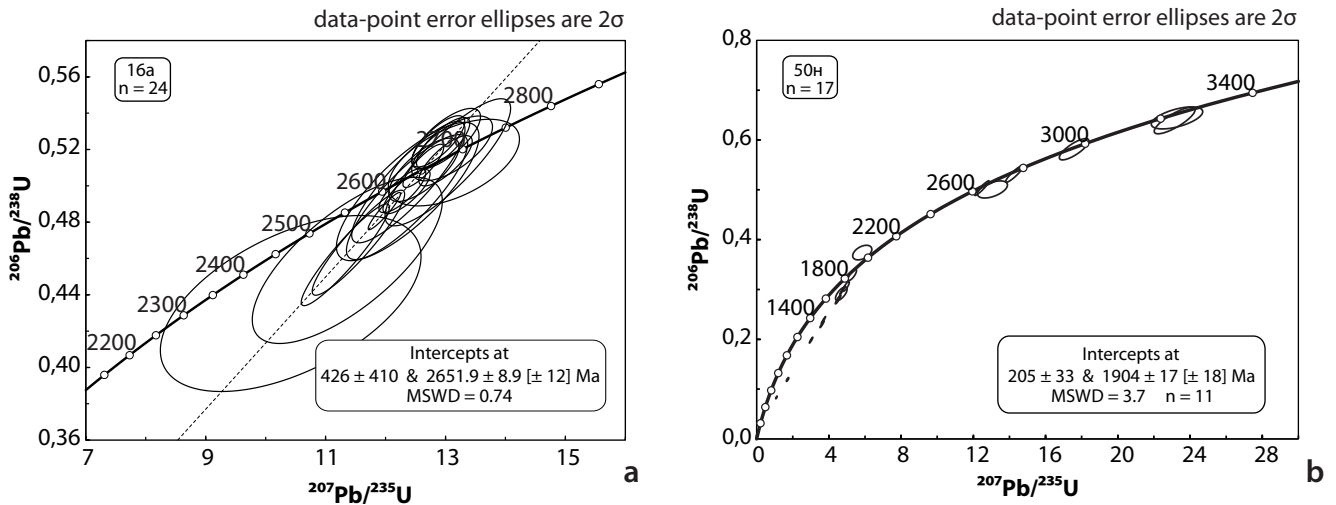


Рис. 6. U–Pb диаграммы с конкордией для цирконов из пород верхнемайского комплекса

a — № 16a, биотит-роговообманковый плагиогнейс; b — № 50H, кварцевый сиенит

Fig. 6. U–Pb concordia diagrams for zircons from the Upper Maya complex rocks

a — no. 16a, biotite-hornblende plagiogness; b — no. 50H, quartz syenite

в цирконах. Близкий результат (2615 ± 11 млн лет) был получен для десяти цирконов одной генерации, выделенных из биотит-роговообманковых гнейсов верхнемайского комплекса, U–Pb методом на ионном микрозонде обратной геометрии SHRIMP-RG в лаборатории Стэнфордского университета (Проккопьев и др., 2003).

Для определения возраста верхней границы формирования верхнемайского комплекса была отобрана проба (№ 50H) из коренного выхода дайки кварцевых сиенитов (Центральный блок, левый борт р. Мая) мощностью до 3 м, секущей гнейсы, амфиболиты, гранулиты и содержащей их ксенолиты. Цирконы представлены темно-коричневыми, редко со светло-розовыми ядрами, полупрозрачными и мутными, крупными субидiomорфными и ксеноморфными коротко- и длиннопризматическими кристаллами. Длина цирконов составляет от 390 до 700 мкм, Ку варьирует от 1,45 до 2,83. Детальное изучение цирконов с использованием электронного микроскопа в проходящем свете и КЛ показало, что их зерна характеризуются трех-, двух- и однофазным внутренним строением (рис. 5). По морфологическим признакам выделены три группы цирконов. Первая группа включает цирконы удлиненно-призматического облика (Ку 2,2–2,6) со сглаженными вершинами кристаллов. Они состоят из двух-трех фаз, в КЛ светло-серые, в проходящем свете с ядром светло-розового цвета (№ 5, 6, 9). Вторая группа представлена крупными темно-серыми идиоморфными призматическими (Ку 2,1–2,2) однофазными кристаллами циркона (№ 2, 7, 8) со слабо выраженной ритмичной или секториальной зональностью. К третьей группе относятся цирконы ксеноморфного облика (Ку 1,7–1,8) с темно-серым ядром, занимающим более 80–90% площади кристалла, и прерывистой каймой светло-серого цвета по периферии

(№ 1, 3, 4). U–Pb изотопно-геохронологические исследования на ионном микрозонде SHRIMP-II проводились для всех трех групп циркона (9 зерен, 17 измерений) как в центре, так и по периферии кристаллов. Установлено, что для ядер цирконов I группы (№ 6.1 и 5.1) характерны умеренные содержания U (109 и 497 г/т), высокие отношения Th/U (0,68 и 0,65) и субконкордантные ($D = 1–2$) значения возраста по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, соответствующие 3263 ± 19 и $2782 \pm 9,3$ млн лет. Для оболочек (№ 5.2 и 6.2), облекающих ядра циркона широкой темно-серой полосой, установлены низкие отношения Th/U (0,13 и 0,12) и неархейские и палеопротерозойские оценки возраста (2651 ± 7 и 1916 ± 14 млн лет) (табл. 3). На диаграмме с конкордией 11 точек изотопного состава цирконов II и III групп образуют дискордию (рис. 6, b), верхнее пересечение которой с конкордией отвечает возрасту 1904 ± 17 млн лет, а нижнее пересечение, вблизи которого располагаются точки изотопного состава цирконов III группы, соответствует возрасту 205 ± 33 млн лет (СКВО = 3,7). Примечательно, что для цирконов этой группы в центре зерен установлены датировки в интервале 1539–1909 млн лет (в среднем 1702 млн лет) при высоком содержании U (4975–2603 г/т, в среднем 3915 г/т) и низким отношении Th/U (0,04–0,17, в среднем 0,09), а для периферии зерен $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст несколько древнее — 1855–1916 млн лет (в среднем 1896 млн лет), содержание U существенно ниже (184–1393 г/т, в среднем 563 г/т), а отношение Th/U выше (0,12–0,47, в среднем 0,34). Несмотря на некоторую дисперсию точек относительно определяемой ими линии регрессии, обусловленную, видимо, неоднократным нарушением U–Pb изотопной системы при наложенных метаморфических воздействиях, возрасты, полученные по цирконам различного

габитуса и из различных частей кристалла, практически идентичны в пределах экспериментальной ошибки. Примечательно, что тренд изменчивости состава цирконов в пределах зонального зерна (№ 1, 2, 3, 4) совпадает с дискордией. Нео- и палеоархейские ядра цирконов I группы (№ 5.1, 9.1, 6.1) представляют собой ксеногенные зерна более ранних, скорее всего, интрузивных пород. Вероятно, они претерпели два этапа регионального метаморфизма, что нашло отражение в образовании оболочек с неоархейскими (№ 5.2) и палеопротерозойскими (№ 6.2) возрастами. Образование цирконов II и III групп связывается с формированием расплава, близкого по составу к кварцевым сиенитам. Палеопротерозойские цирконы II группы, сохранившиеся по краям зерен, отражают время формирования даек и мелких тел кварцевых сиенитов, а высокоурановые цирконы этой группы фиксируют время их преобразования в верхнем триасе. Полученные данные позволяют оценить верхнюю возрастную границу формирования верхнемайского комплекса как не моложе 1,9 млрд лет, что определяется проявлением гранитного магматизма палеопротерозойского возраста.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований установлено сложное геологическое строение Верхнемайского выступа. Новые данные о внутреннем строении, вещественном составе и времени образования метаморфических толщ, слагающих раннедокембрийский кристаллический фундамент Верхнемайского выступа, позволяют впервые выделить в его пределах эоархейский древнемайский, неоархейский верхнемайский и палеопротерозойский искринский комплексы.

Древнемайский комплекс выделен на основании полученных эоархейских и гадейских Nd-модельных датировок (3,76, 3,77 и 3,99 млрд лет, при $\epsilon_{Nd}(1950) = -8,8 \dots -23,4$) из гнейсов, амфиболитов и гранулитов, приуроченных к полям развития пород верхнемайского комплекса. Результаты U–Pb (SHRIMP) геохронологических исследований подтверждают выделение древнемайского комплекса: в биотитовых гнейсах в ядрах цирконов с магматическими геохимическими характеристиками установлены конкордантная гадейская датировка 3949 ± 11 млн лет и 11 эоархейских датировок ($3862\text{--}3757$ млн лет). Кроме того, в неоархейских субщелочных гранитах выявлены два гадейских циркона с конкордантными значениями $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста (3859 ± 5 и 3862 ± 6 млн лет) с магматическими геохимическими характеристиками.

Верхнемайский комплекс слагает большую часть Верхнемайского поднятия. Он представлен складчатыми толщами субширотного залегания — плагиогнейсами, гнейсами, гранулитами, амфиболитами, кристаллосланцами, метаморфизованными в гранулитовой ($T = 750\text{--}850$ °C, $P = 3,5\text{--}4$ кбар) и высокотемпературной амфиболитовой ($T = 710$ °C, $P = 6$ кбар) фациях. Формирование комплекса происходило

в неоархейское время, что подтверждают U–Pb (SHRIMP) геохронологические данные: верхнее пересечение конкордии дискордией, построенной по 24 измерениям цирконов из наиболее распространенных биотит-роговообманковых плагиогнейсов, отвечает возрасту $2651,9 \pm 8,9$ млн лет, (СКВО = 0,74). Sm–Nd изотопно-геохимические исследования пород верхнемайского комплекса также свидетельствуют о позднеархейском времени формирования протолита метаморфических образований — не древнее 3,0 млрд лет при отрицательных значениях $\epsilon_{Nd}(1950) = -8,04 \dots -12,3$ для гнейсов и от $-1,2$ до $-3,8$ для гранулитов и амфиболитов.

В краевой западной части Южного блока располагается искринский комплекс, для которого характерен меридиональный структурный план, преимущественное развитие гранат-биотитовых, силлиманит-кордиерит-биотитовых и биотит-амфиболовых сланцев, а также палеопротерозойские значения модельного возраста $T_{Nd}(DM)$, варьирующие от 2,28 до 2,19 млрд лет при $\epsilon_{Nd}(1950) = +1,1 \dots +2,4$.

Метаморфическая история Верхнемайского выступа, установленная по сезональным оболочкам цирконов с отношением Th/U меньше 0,25, обрамляющим ядра, заключается в многоэтапном (3777 ± 4 , 3731 ± 16 , 3654 ± 4 , 3538 ± 7 , 3429 ± 6 , 2720 ± 9 , 2266 ± 13 , 1947 ± 32 , 1904 ± 17 , 205 ± 33 млн лет) преобразовании архейских и протерозойских образований в P–T условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций.

Таким образом, наиболее древний этап развития Верхнемайского поднятия характеризуется очень ранним — гадейским (не позднее 4,0 млрд лет назад) — временем заложения континентальной коры и ее активной тектонической жизнью в раннем и позднем архее и раннем протерозое. Несмотря на недостаток сведений о возрасте геологических событий раннедокембрийского периода, можно утверждать, что в целом он характеризовался неоднократными проявлениями мощных корообразующих процессов, которые выражались в разрастании новой континентальной коры и в глубокой переработке древнейших блоков коры. В результате к началу позднего докембрия Верхнемайское поднятие и обширные территории региона приобрели устойчивость и перешли в платформенное состояние.

СПИСОК ИСТОЧНИКОВ

- Безр А. А. Юдомо-Майский прогиб и его восточное обрамление в верхнем протерозое и нижнем палеозое // Известия Академии наук СССР. Сер. геологическая. 1965. № 4. С. 71–85.
- Вельдяков Ф. Ф., Умитбаев Р. Б. Основные черты тектоники и металлогении Охотского срединного массива и его обрамления // Складчатые системы Дальнего Востока / под ред. Л. М. Парфенова, С. М. Тильмана. Владивосток, 1976. С. 93–117.
- Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист О-53), 54 — Охотск / под ред. Г. П. Александрова, Г. С. Ганешина, И. К. Зайцева, К. Б. Ильина, Г. Н. Шапошникова, Э. Г. Якубасова. Л. : ВСЕГЕИ, 1986. 126 с.
- Громов В. В., Громова Л. И., Рейтлингер А. С. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000.

Серия Майская. Лист О-54-II. Объяснительная записка. М., 1978. 80 с.

Гринберг Г. А. Докембрий Охотского массива. М. : Наука, 1968. 187 с.

Зелепугин В. Н., Дымович В. А., Лопатин Б. Г., Кирьянова В. В., Саутченкова Р. А., Иванова В. В., Кузьмин В. К., Бондаренко С. С., Юрченко Ю. Ю., Опалихина Е. С., Петраков Н. А., Иванова Т. К., Супруненко О. И., Проскурин Г. Ю. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000. Третье поколение. Серия Дальневосточная. Лист О-54 — Охотск. Объяснительная записка. СПб. : ВСЕГЕИ, 2021. 503 с.

Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натапов Л. М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. М. : Недра, 1990. 334 с.

Карсаков Л. П., Чжао Ч., Малышева Ю. Ф., Горошко М. В. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов : объяснительная записка к Тектонической карте масштаба 1 : 1 500 000. Владивосток [и др.] : ИТиГ ДВО РАН, 2005. 263 с.

Красный Л. И., Рассказов Ю. П., Никитин Ю. И., Ольков В. В. Металлогения зоны сочленения Сибирской платформы и Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Геология рудных месторождений. 1979. Т. 21, № 1. С. 6–22.

Красный Л. И., Рассказов Ю. П. Новый рудный район в Северном Приохотье // Разведка и охрана недр. 1975. № 12. С. 5–11.

Кузьмин В. К. Метаморфические образования Верхнемайского поднятия (Охотский срединный массив) // Метаморфические комплексы Северо-Востока СССР, их рудоносность и геологическое картирование / под ред. М. Л. Гельмана. Магадан : СВКНИИ, 1991. С. 21–30.

Кузьмин В. К., Глебовицкий В. А., Родионов Н. В., Антонов А. В., Богомолов Е. С., Сергеев С. А. Главные этапы формирования палеоархейской коры Кухтуйского выступа Охотского массива // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. Т. 17, № 4. С. 3–22.

Кузьмин В. К., Лепехина Е. Н., Богомолов Е. С. Гадейские и зоархейские цирконы (3,95–3,6 млрд лет) из биотитовых гнейсов Верхнемайского поднятия (Охотский массив) // Методы и геологические результаты изучения изотопных геохронометрических систем минералов и пород : материалы VII Рос. конф. М. : ИГЕМ РАН, 2018. С. 172–174.

Легенда Верхояно-Колымской серии листов Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Объяснительная записка / под ред. В. А. Ян-жин-шина. Якутск : ГУП РС (Я) «ЯПСЭ», 2003. 360 с.

Легенда Дальневосточной серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Объяснительная записка / под ред. А. Ф. Васькина. Хабаровск, 2010.

Легенда Охотской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (издание второе). Объяснительная записка. Хабаровск, 1998. 70 с.

Натапов Л. М., Сурмилова Е. П. Позиция и природа Охотского массива // Отечественная геология. 1995. № 2. С. 49–53.

Неелов А. Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л. : Наука, Ленингр. отд-ние, 1980. 100 с.

Парфенов Л. М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойд Северо-Востока Азии. Новосибирск : Наука, Сиб. отд-ние, 1984. 191 с.

Прокопьев А. В., Бахарев А. Г., Торо Х., Миллер Э. Л., Хорриген Дж. К., Думитру Т. А. Среднепалеозойский окраинно-континентальный магматизм и мезозойские метаморфические события зоны сочленения Северо-Азиатского кратона и Охотского террейна // Отечественная геология. 2003. № 6. С. 57–63.

Фердман И. М. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Майская. Лист О-54-VII. Объяснительная записка. М., 1972. 86 с.

Фердман И. М., Гаврилова З. С., Зивзах Р. М. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Майская. Лист О-54-I. Объяснительная записка. Л., 1976. 59 с.

Чиков Б. М. Тектоника Охотского срединного массива // Труды института геологии и геофизики. Вып. 86. М. : Наука, 1970. 151 с.

Black L. P., Kamo S. L., Allen Ch. M., Aleinikoff J. N., Davis D. W., Korsch R. J., Foudoulis Ch. TEMORA 1: A new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology // Chemical Geology. 2003. Vol. 200, nos. 1–2. P. 155–170. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(03\)00165-7](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(03)00165-7)

Condie K. C. Episodic continental growth and supercontinents: A mantle avalanche connection? // Earth and Planetary Science Letters. 1998. Vol. 163, nos. 1–4. P. 97–108.

DePaolo D. J. Neodymium isotope geochemistry: An introduction. Heidelberg : Springer-Verlag, 1988. 187 p.

Williams I. S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe // Reviews in Economic Geology : Vol. 7. Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes / Eds. M. A. McKibben, W. C. Shanks III, W. I. Ridley. Littleton, USA: Soc. of Econ. Geol., 1998. P. 1–35. <https://doi.org/10.5382/Rev.07.01>

REFERENCES

Beer A. A. (1965). Yudomo-Maya trough and its eastern adjacent areas in the Upper Proterozoic and Lower Paleozoic. *Izvestiya Akademii Nauk SSSR. Ser. Geologicheskaya*, (4), 71–85. (In Russ.).

Veldyakov F. F., Umitbaev R. B. (1976). Main characteristics of tectonics and metallogeny of the Okhotsk median mass and its adjacent areas. In L. M. Parfenov, S. M. Tilman (Eds.), *Far East fold belt* (pp. 93–117). Vladivostok. (In Russ.).

Aleksandrov G. P., Ganeshin G. S., Zaytsev I. K., Ilyin K. B., Shaposhnikov G. N., Yakubasov E. G. (Eds.). (1986). *Geological map of the USSR. Scale of 1 : 1,000,000 (new series). Explanatory note. Sheet O-(53), 54 — Okhotsk*. Leningrad: VSEGEI, 126 p. (In Russ.).

Gromov V. V., Gromova L. I., Reytinger A. S. (1978). *State Geological Map of the USSR, scale of 1 : 200,000. Maya series. Sheet O-54-II. Explanatory note*. Moscow, 80 p. (In Russ.).

Grinberg G. A. (1968). *Precambrian Okhotsk massif*. Moscow: Nauka, 187 p. (In Russ.).

Zelepugin V. N., Dymovich V. A., Lopatin B. G., Kiryanova V. V., Sautchenkova R. A., Ivanova V. V., Kuzmin V. K., Bondarenko S. S., Yurchenko Yu. Yu., Opalikhina E. S., Petrakov N. A., Ivanova T. K., Suprunenko O. I., Proskurin G. Yu. (2021). *State Geological Map of the Russian Federation, scale of 1 : 1,000,000. Third generation. Far East series. Sheet O-54 — Okhotsk. Explanatory note*. St. Petersburg: VSEGEI, 503 p. (In Russ.).

Zonenshayn L. P., Kuzmin M. I., Nataпов L. M. (1990). *Plate tectonics of the USSR territory*. Bk. 2. Moscow: Nedra, 334 p. (In Russ.).

Karsakov L. P., Zhao Ch., Malysheva Yu. F., Goroshko M. B. (2005). *Tectonics, deep structure and metallogeny of the Central Asian-Pacific belts junction area: Explanatory note to the tectonic map, scale of 1 : 1,500,000*. Vladivostok [et al.]: ITiG FEB RAS, 263 p. (In Russ.).

Krasny L. I., Rasskazov Yu. P., Nikitin Yu. I., Olkov V. V. (1979). Metallogeny of the junction zone of the Siberian platform and Okhotsk-Chukotka volcanogenic belt. *Geology of Ore Deposits*, 21(1), 6–22. (In Russ.).

Krasny L. I., Rasskazov Yu. P. (1975). New ore-bearing district in the North Okhotsk Sea region. *Prospect and Protection of Mineral Resources*, (12), 5–11. (In Russ.).

Kuzmin V. K. (1991). Metamorphic formations in the Upper Maya uplift (Okhotsk median mass). In M. L. Gelman (Ed.), *Metamorphic complexes in North-East USSR, their ore potential, and geological mapping* (pp. 21–30). Magadan: NEISRI. (In Russ.).

Kuz'min V. K., Glebovitskii V. A., Rodionov N. V., Antonov A. V., Bogomolov E. S., Sergeev S. A. (2009). Main

formation stages of the Paleoproterozoic crust in the Kukhtui Inlier of the Okhotsk Massif. *Stratigraphy and Geological Correlation*, 17, 355–372. <https://doi.org/10.1134/S0869593809040017>

Kuzmin V. K., Lepekhina E. N., Bogomolov E. S. (2018). Hadean and Eoarchean zircons (3.95–3.6 Ga) from biotite gneiss in the Upper Maya uplift (Okhotsk massif). In *Methods and geological findings of isotope geochronometry systems of minerals and rocks* (pp. 172–174) [VII Russ. conf.]. Moscow: IGM RAS. (In Russ.).

Yan-zhin-shin V. A. (Ed.). (2003). *Verkhoyansk-Kolyma series sheet legend of the State Geological Map of the Russian Federation, scale of 1:1,000,000 (third generation)*. Explanatory note. Yakutsk: Yakutsk Exploration Survey Company, 360 p. (In Russ.).

Vaskin A. F. (Ed.). (2010). *Far East series sheet legend of the State Geological Map of the Russian Federation, scale of 1:1,000,000 (third generation)*. Explanatory note. Khabarovsk. (In Russ.).

Okhotsk series sheet legend of the State Geological Map of the Russian Federation, scale of 1:200,000 (second edition). Explanatory note. (1998). Khabarovsk, 70 p. (In Russ.).

Natapov L. M., Surmilova E. P. (1995). Position and nature of the Okhotsk massif. *Otechestvennaya Geologiya*, (2), 49–53. (In Russ.).

Neelov A. N. (1980). *Petrochemical classification of metamorphosed sedimentary and volcanic rocks*. Leningrad: Nauka, Leningrad branch, 100 p. (In Russ.).

Parfenov L. M. (1984). *Continental margins and island arcs of North-East Asia mesozoids*. Novosibirsk: Nauka, Siberian branch, 191 p. (In Russ.).

Prokopyev A. V., Bakharev A. G., Toro H., Miller E. L., Hourigen G. K., Dumitru T. A. (2003). Mid-Paleozoic continental margin magmatism and Mesozoic metamorphic events of North Asian craton — Okhotsk terrain conjunction zone. *Otechestvennaya Geologiya*, (6), 57–63. (In Russ.).

Ferdman I. M. (1972). *State Geological Map of the USSR, scale of 1:200,000. Maya series. Sheet O-54-VII. Explanatory note*. Moscow, 86 p. (In Russ.).

Ferdman I. M., Gavrilova Z. S., Zivzakh R. M. (1976). *Geological map of the USSR, scale of 1:200,000. Maya series. Sheet O-54-I. Explanatory note*. Leningrad, 59 p. (In Russ.).

Chikov B. M. (1970). Tectonics of the Okhotsk median mass. In *Transactions of the Institute of Geology and Geophysics*. Vol. 86. Moscow: Nauka, 151 p. (In Russ.).

Black L. P., Kamo S. L., Allen Ch. M., Aleinikoff J. N., Davis D. W., Korsch R. J., Foudoulis Ch. (2003). TEMORA 1: A new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology. *Chemical Geology*, 200(1–2), 155–170. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(03\)00165-7](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(03)00165-7)

Condie K. C. (1998). Episodic continental growth and supercontinents: A mantle avalanche connection? *Earth and Planetary Science Letters*, 163(1–4), 97–108.

DePaolo D. J. (1988). *Neodymium isotope geochemistry: An introduction*. Heidelberg: Springer-Verlag, 187 p.

Williams I. S. (1998). U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. In *Reviews in Economic Geology: Vol. 7. M. A. McKibben, W. C. Shanks III, W. I. Ridley (Eds.), Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes* (pp. 1–35). Littleton, USA: Soc. of Econ. Geol. <https://doi.org/10.5382/Rev.07.01>

Владимир Константинович Кузьмин

Кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, отдел региональной геологии и полезных ископаемых Дальнего Востока

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

<https://orcid.org/0000-0002-8887-652X>

Scopus Author ID 7202936134

WoS ResearcherID LZ1-2656-2025

РИНЦ SPIN-код 8862-8236

vkuzmin@mail.ru

Vladimir K. Kuzmin

PhD (Geology and Mineralogy), Leading Researcher, Department of Regional Geology and Mineral Resources of the Far East

All-Russian Geological Research Institute of A. P. Karpinsky, Saint Petersburg, Russia

<https://orcid.org/0000-0002-8887-652X>

Scopus Author ID 7202936134

WoS ResearcherID LZ1-2656-2025

RSCI SPIN-code 8862-8236

vkuzmin@mail.ru

Конфликт интересов: автор заявляет об отсутствии конфликта интересов.

Conflict of interest: the author declares no conflicts of interest.

Статья поступила в редакцию 22.12.2025

Одобрена после рецензирования 17.02.2026

Принята к публикации 24.03.2026

Submitted 22.12.2025

Approved after reviewing 17.02.2026

Accepted for publication 24.03.2026