

УДК 552.2:551.72 (571.5)

## ГРАНИТЫ РАПАКИВИ КОДАРСКОГО КОМПЛЕКСА (АЛДАНСКИЙ ЩИТ): ВОЗРАСТ, ИСТОЧНИКИ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

© 2021 г. А. М. Ларин<sup>a, \*</sup>, А. Б. Котов<sup>a</sup>, В. П. Ковач<sup>a</sup>, Е. Б. Сальникова<sup>a</sup>,  
Д. П. Гладкочуб<sup>b</sup>, В. М. Саватенков<sup>a</sup>, С. Д. Великославинский<sup>a</sup>, Т. М. Сквитина<sup>b</sup>,  
Н. Г. Ризванова<sup>a</sup>, Н. А. Сергеева<sup>a</sup>, В. Ю. Водовозов<sup>c, d</sup>

<sup>a</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

<sup>b</sup>Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

<sup>c</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

<sup>d</sup>Геологический институт РАН, Москва, Россия

\*e-mail: larin7250@mail.ru

Поступила в редакцию 12.10.2020 г.

После доработки 15.11.2020 г.

Принята к публикации 26.12.2020 г.

Выполнены геохимические, геохронологические (U-Pb по цирконам ID-TIMS) и изотопно-геохимические (Nd, Pb) исследования гранитоидов кодарского комплекса, развитых в западной части Алданского щита. Установлено, что они могут быть классифицированы как постколлизийные граниты рапакиви А-типа, образующие с мафит-ультрамафитовыми породами чинейского комплекса единую магматическую ассоциацию, сформированную в возрастном интервале  $1876 \pm 4$ – $1859 \pm 2$  млн лет. Массивы этой ассоциации входят в состав гигантского Южно-Сибирского магматического пояса протяженностью более 2500 км, формирование которого происходило на завершающей стадии эволюции палеопротерозойского орогена (1.88–1.84 млрд лет) в процессе коллапса сформированных орогенических сооружений. В глобальном плане этот пояс представляет собой крупнейшую сшивающую тектоническую структуру, фиксирующую становление Сибирского кратона и вхождение его в палеопротерозойский суперконтинент Нуна. Формирование исходных магм гранитоидов кодарского комплекса происходило в результате мантийно-корового взаимодействия при смешении первичных базитовых мантийных магм или их производных и вторичных анатектических расплавов, возникших в результате парциального плавления вещества архейской нижней континентальной коры региона при термальном воздействии базитовых магм. Коровый компонент в составе источника явно преобладает и имеет гетерогенную природу. В составе мантийного компонента смешения доминирует вещество древней обогащенной мантии, не исключается также присутствие вещества типа OIB.

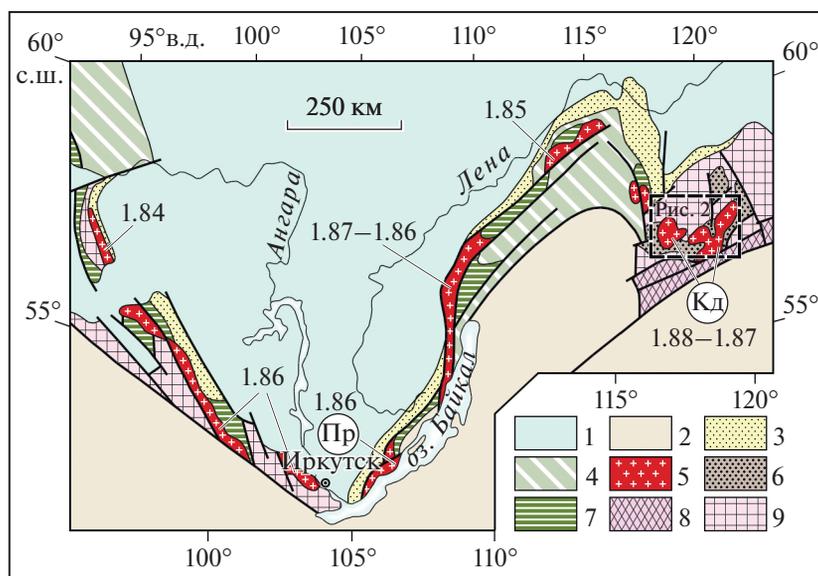
**Ключевые слова:** гранитоиды, рапакиви, источники, континентальная кора, мантия, постколлизийная геодинамическая обстановка, геохронология, изотопная геохимия, петрогенезис, Алданский щит, Сибирский кратон

**DOI:** 10.31857/S0869590321030031

### ВВЕДЕНИЕ

Граниты кодарского комплекса, распространенные в западной части Алданского щита в пределах Чара-Олекминского геоблока, издавна привлекали внимание геологов, исследовавших этот регион, спецификой текстурных и минералого-геохимических особенностей, сближающих их с гранитами рапакиви, а также громадными размерами массивов. Граниты рапакиви интересны в первую очередь тем, что с ними ассоциирует широкий круг разнообразных полезных ископаемых, нередко образующих крупные и даже уникальные по масштабам месторождения. К таковым относятся оловорудные месторождения провинций Питинга и Рондония в Бразилии, превративших эту стра-

ну в число мировых лидеров по запасам и добыче олова (Bettencourt et al., 1999), Cu-U-Au-Ag-REE месторождение Олимпик-Дам в Австралии, редкометальное месторождение Стрэндж-Лейк в Канаде и др. Граниты рапакиви достаточно широко распространены на древних платформах мира, где они образуют протяженные трансконтинентальные магматические пояса протерозойского возраста. Для них весьма характерна ассоциация с автономными анортозитами, которые так же как и граниты рапакиви, образуют крупные, а зачастую и гигантские плутоны. На Сибирской платформе граниты рапакиви известны в юго-восточной ее части, где они входят в состав Улкан-Джугджурской анортозит-рапакивигранит-щелочногранитной



**Рис. 1.** Геологическое положение Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса (1.88–1.84 млрд лет) в складчатом обрамлении Сибирской платформы. 1 – осадочный чехол Сибирской платформы; 2 – Центрально-Азиатский складчатый пояс; 3, 4 – неопротерозойские тектонические структуры: 3 – перикратонные прогибы, 4 – складчато-надвиговые пояса на раннедокембрийском основании; 5–8 – палеопротерозойские тектонические структуры: 5 – Южно-Сибирский магматический пояс, 6 – эпикратонные бассейны, 7 – фрагменты складчатых поясов, 8 – сутурная зона (Пристановой пояс гранулитов); 9 – архейские краевые выступы Сибирской платформы. Кд – кодарский комплекс, Пр – приморский комплекс.

магматической ассоциации (1.74–1.70 млрд лет; Ларин, 2014) и в юго-западной ее части, где они входят в состав Южно-Сибирского магматического пояса (1.88–1.84 млрд лет), протягивающегося более чем на 2500 км по ее южному обрамлению от Енисейского кряжа и до Алданского щита (Ларин и др., 2003). Наряду с гранитами кодарского комплекса к гранитам рапакиви в пределах этого пояса принадлежат и граниты приморского комплекса, развитые в центральной его части (рис. 1).

Кодарский комплекс впервые был выделен М.М. Мануйловой в 1960 г. как комплекс рапакиви-подобных гранитов (Мануйлова, 1960). Позже детальную геологическую и петрохимическую характеристику эти граниты получили в монографии Л.И. Салопа (Салоп, 1967), который также рассматривал их как граниты рапакиви. В.Т. Свириденко (Свириденко, 1975) относил граниты кодарского комплекса к формации гранитов рапакиви, а В.С. Федоровский (Федоровский, 1985) – к анортозит-рапакиви-гранитной формации. Однако первые достоверные сведения о возрасте этих гранитоидов (1876–1873 млн лет) были получены сравнительно недавно (Ларин и др., 2000). То же касается и степени геохимической и изотопно-геохимической изученности этих гранитоидов (Ларин и др., 1999, 2012). К сожалению, накопленных на сегодняшний день геохронологических, геохимических и изотопно-геохимических данных явно недостаточно для того, чтобы оце-

нить условия формирования этих гранитоидов, идентифицировать их источники и определить геодинамическую обстановку их образования, что является необходимым условием для разработки непротиворечивой модели эволюции палеопротерозойского магматизма в истории геологического развития Алданского щита. В настоящей статье обсуждаются особенности геологического положения и результаты новых U-Pb геохронологических (ID-TIMS), геохимических и изотопно-геохимических (Sm-Nd и Pb-Pb) исследований гранитоидов кодарского комплекса Чара-Олекминского геоблока Алданского щита.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ГРАНИТОВ КОДАРСКОГО КОМПЛЕКСА

Гранитоиды кодарского комплекса образуют серию крупных массивов (рис. 2) в юго-западном обрамлении Чара-Олекминского геоблока и тяготеют к Кодаро-Удоканскому прогибу, выполненному палеопротерозойскими метаосадочными породами удоканской серии. Наиболее крупные массивы комплекса: Кодарский (2400 км<sup>2</sup>), Кеменский (860 км<sup>2</sup>) и Каларский (752 км<sup>2</sup>), по мнению В.С. Федоровского (1985), сливаются на глубине в единый гигантский Кодаро-Кеменский лополит. Они прорывают архейские метаморфические породы и породы ТТГ-ассоциации Олекминской гранит-зеленокаменной области, а также палеопротерозойские гранитоиды и метаосадочные породы

удоканской серии. Контакты с вмещающими породами резкие интрузивные, как правило, крутые, местами они имеют тектонический характер (Салоп, 1967). Граниты имеют явно посттектонический характер и секут складчатую структуру рамы. Для них характерны массивные текстуры и только в редких случаях отмечаются слабо выраженная гнейсовидность и структуры течения. Контактное воздействие на вмещающие породы выражается в образовании различного рода роговиков (биотит-гранатовых, биотит-кордиеритовых, эпидотсодержащих и др.), а также скарноидов (диопсидовых, диопсид-гранатовых и др.). Ореолы контактовых роговиков представляют собой сравнительно узкие зоны. В зоне ближайшего экзоконтакта проявлены процессы фельдшпатизации, выражающиеся в образовании по роговикам порфиروبластового калиевого полевого шпата и реже плагиоклаза.

Возрастное положение гранитов кодарского комплекса, согласно геологическим данным, определяется прорыванием ими метаосадочных пород верхних и средних частей разреза удоканской серии (чинейской и кеменской подсерий), а также син-метаморфических (синколлизонных) гранитов куандинского и ничатского комплексов. Согласно данным (Ковач и др., 2018), основанным на геохронологических (U-Th-Pb LA-ICP-MS) исследованиях детритовых цирконов, отложение осадочных пород чинейской и кеменской подсерий могло происходить не раньше 1.9 млрд лет назад. Возраст гранитов ничатского комплекса составляет  $1906 \pm 4$  млн лет (Ларин и др., 2006). Таким образом, нижняя возрастная граница гранитов кодарского комплекса не превышает 1.9 млрд лет. Верхняя возрастная граница определяется прорыванием гранитов Каларского массива дайками диабазов dorosского комплекса, возраст которых составляет по результатам датирования Sm-Nd методом  $1055 \pm 69$  млн лет (Иванов и др., 1995). Последние геохронологические исследования (Ларин и др., 2000) показали, что граниты Кеменского массива кодарского комплекса имеют возраст  $1876 \pm 4$  млн лет. Практически такой же возраст был установлен и для гранитов Ханинского массива —  $1873 \pm 2$  млн лет, который некоторые исследователи (Государственная ..., 2010) рассматривают в составе пуричиканского комплекса.

В составе плутонов кодарского комплекса выделяется две интрузивные фазы: (1) грубозернистые порфиroidные биотит-амфиболовые и биотитовые граниты, реже гранодиориты и кварцевые сиениты; (2) мелкозернистые порфиroidные биотитовые лейкократовые граниты, образующие небольшие штокообразные и плитообразные тела. Породы первой фазы явно доминируют. В эндоконтактных зонах иногда отмечаются диориты и монзониты. Чаще они встречаются в виде мафических инклавов среди гранитов, образуя струк-

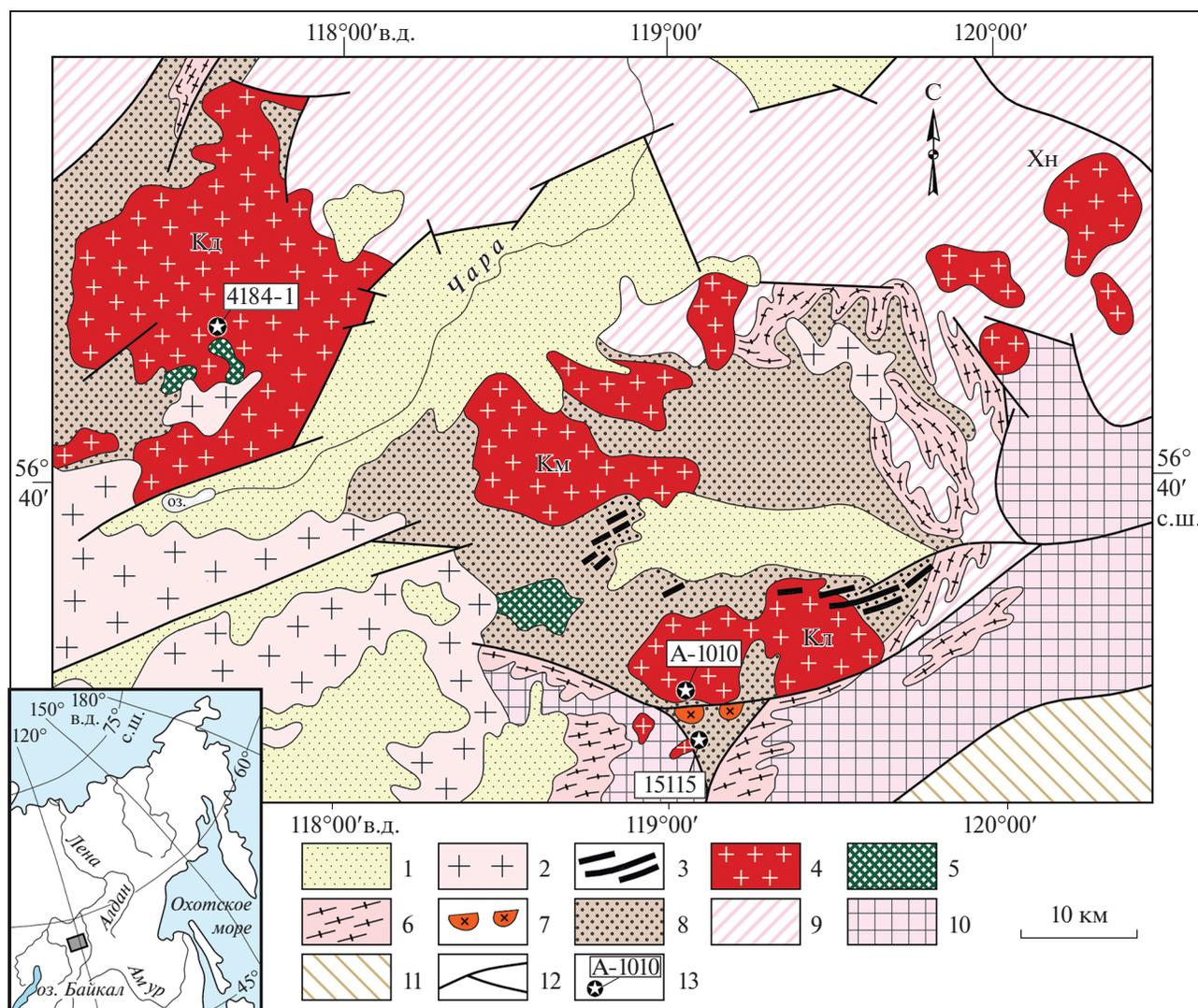
туры минглинга. Граниты второй фазы развиты весьма неравномерно. Наибольшим распространением они пользуются в Каларском массиве, наименее эродированном массиве комплекса. Он содержит большое количество ксенолитов и крупные провесы кровли вмещающих пород удоканской серии. Из жильных пород в массивах комплекса развиты в основном мелкозернистые лейкограниты, гранит-порфиры и мусковит-альбитовые граниты. Последние наиболее характерны для Каларского массива и локализованы как в его краевых частях, так и в апикальных зонах. Пегматиты редки.

Гранитоиды имеют, как правило, массивные и порфиroidные текстуры. Характерной особенностью гранитоидов этого комплекса является наличие маргинационных текстур, выражающихся в наличии крупных таблитчатых или овоидных вкрапленников микроклин-пертита, нередко имеющих олигоклазовые оболочки. Это, а также ряд особенностей минерального состава, таких как наличие порфировых выделений дипирамидального дымчатого кварца, постоянное присутствие высокожелезистых железо-магнезиальных силикатов (моноклинный и ромбический пироксен, амфибол и биотит), а также флюорита, сближает эти породы с гранитами рапакиви. Среди полевых шпатов в гранитоидах, как правило, преобладает микроклин-пертит. Плагиоклаз варьирует по составу от олигоклаза до олигоклаз-андезина. Альбит присутствует главным образом в альбит-мусковитовых жильных гранитах. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, сфеном, ортитом, магнетитом, ильменитом, рутилом, молибденитом и флюоритом.

Постмагматические процессы в гранитах выражаются в альбитизации, мусковитизации, грейзенизации и флюоритизации. Наиболее интенсивно они проявлены в Каларском плутоне, где зоны проявления этих метасоматических процессов ассоциируют с телами альбит-мусковитовых гранитов.

С гранитоидами кодарского комплекса связана разнообразная минерализация: золотая, молибденовая, редкометальная, олово-вольфрамовая, свинцово-цинковая, флюоритовая и урановая. Наиболее интересны урановые месторождения в апоскарновых альбитовых метасоматитах. В 40–50-х годах прошлого века некоторые из них (Мраморное, Сюльбан, Хадатканда и др.) прошли стадию разведки и даже разрабатывались вручную.

Массивы гранитов этого типа, по мнению Л.И. Салопа (1967), являются типичными трещинными малоглубинными интрузиями, внедрившимися на заключительном этапе периода складкообразования (позднеорогенные интрузии). С гранитами кодарского комплекса ассоциируют мафит-ультрамафитовые расслоенные плутоны чинейского комплекса аналогичного возраста —  $1867 \pm 3$  млн лет (Попов и др., 2009).



**Рис. 2.** Схема размещения массивов гранитоидов кодарского комплекса в пределах Чара-Олекминского геоблока Алданского шита.

1 – рифты и наложенные впадины постранидекембрийского возраста; 2 – фанерозойские гранитоиды; 3 – рифейские дайки базитов доросского комплекса; 4–8 – палеопротерозойские геологические образования: 4, 5 – постколлизионная чиней-кодарская магматическая ассоциация (1.88–1.86 млрд лет); 4 – гранитоиды кодарского комплекса (массивы: Кл – Кодарский, Км – Кеменский, Кл – Каларский, Хн – Ханинский), 5 – расслоенные интрузии чинейского комплекса; 6 – синколлизионные граниты куандинского комплекса (~1.9 млрд лет); 7 – анорогенные щелочные граниты катугинского комплекса (2.07 млрд лет); 8 – метаосадочные породы эпикратонных впадин Удоканского типа; 9 – архейские тоналит-трондьемит-гнейсовый комплекс и зеленокаменные пояса Олекминской гранит-зеленокаменной области; 10, 11 – архей-палеопротерозойские геологические образования: 10 – высокобарические гранулиты Курьютинского блока Станового сутурной зоны; 11 – метаморфические и ультраметаморфические породы станового комплекса Джуджуро-Станового супертеррейна; 12 – разрывные нарушения; 13 – места отбора геохронологических проб.

### АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Определение содержаний главных элементов в породах выполнено рентгенофлуоресцентным методом, а содержаний элементов-примесей методом ICP-MS с относительной погрешностью 3–5%.

Выделение акцессорного циркона проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Выбранные для U-Pb геохронологических исследований (ID-TIMS) кри-

сталлы циркона подвергались многоступенчатому удалению поверхностных загрязнений в спирте, ацетоне и 1 М HNO<sub>3</sub>. При этом после каждой ступени они промывались особо чистой водой. Химическое разложение циркона и выделение U и Pb выполнялись по модифицированной методике Т.Е. Кроу (Krogh, 1973). Для изотопных исследований использовался смешанный изотопный индикатор <sup>235</sup>U-<sup>202</sup>Pb. Определения изотопного состава Pb и U выполнялись на многоколлекторных масс-

спектрометрах TRITON TI и Finnigan MAT-261 в статическом и динамическом (с помощью электронного умножителя) режимах. Точность определения содержаний U и Pb и U/Pb отношения составила 0.5%. Холостое загрязнение не превышало 15 пг Pb и 1 пг U. Обработка экспериментальных данных проводилась при помощи программ "PbDAT" (Ludwig, 1991) и "ISOPLOT" (Ludwig, 2003). При расчете возрастов использовались общепринятые значения констант распада урана (Steiger, Jager, 1976). Поправки на обычный свинец вводились в соответствии с модельными величинами (Stacey, Kramers, 1975). Все ошибки приведены на уровне  $2\sigma$ .

Sm-Nd и Pb-Pb изотопные данные получены в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург). Навески около 100 мг растертых в пудру образцов горных пород, к которым добавлялись смешанные трассеры  $^{149}\text{Sm}$ - $^{150}\text{Nd}$  и  $^{85}\text{Rb}$ - $^{84}\text{Sr}$ , разлагались в тefлоновых бюксах в смеси HCl + HF + HNO<sub>3</sub> при температуре 110°C. Полнота разложения проверялась под бинокуляром. Редкоземельные элементы выделялись посредством стандартной катионо-обменной хроматографии на колонках смолы BioRad AG1-X8 200–400 меш, а Sm и Nd – с помощью экстракционной хроматографии на колонках LN-Spec (100–150 меш) фирмы Eichrom. Изотопные составы Sm и Nd измерялись на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI в статическом режиме. Измеренные отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  нормализовались к отношению  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$  и приводились к отношению  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512115$  в Nd стандарте JNdi-1. Средневзвешенное значение  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в Nd стандарте JNdi-1 за период измерений составляло  $0.512108 \pm 7$  ( $n = 10$ ). Точность определения концентраций Sm и Nd –  $\pm 0.5\%$ , изотопных отношений  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  –  $\pm 0.5\%$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  –  $\pm 0.005\%$  ( $2\sigma$ ). Уровень холостого опыта не превышал 0.2 нг Sm и 0.5 нг Nd.

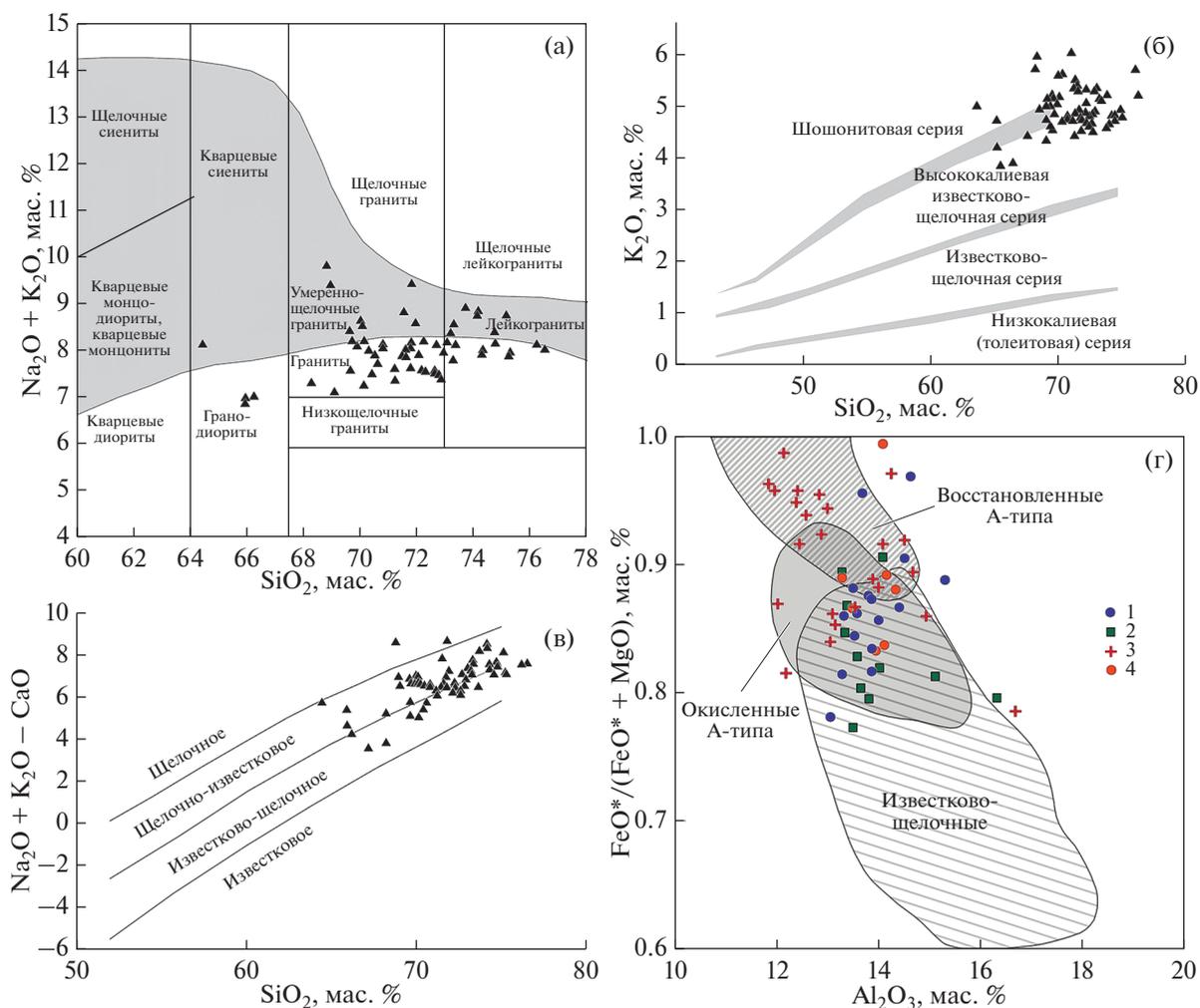
При расчете величин  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  и модельных возрастов  $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$  использовались современные значения однородного хондритового резервуара (CHUR) по (Jacobsen, Wasserburg, 1984) ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$ ,  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ ) и деплетированной мантии (DM) по (Goldstein, Jacobsen, 1988) ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$ ,  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.21365$ ). Для учета возможного фракционирования Sm и Nd во внутрикоровых процессах для коровых (S-тип) гранитоидов и осадочных пород рассчитывались двустадийные ("коровые") Nd-модельные возрасты  $T_{\text{Nd}}(\text{C})$  (Keto, Jacobsen, 1987) с использованием среднекорового отношения  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.12$  (Taylor, McLennan, 1985).

Для измерения изотопного состава обыкновенного Pb пород использовались полевые шпаты и галенит как минералы с наиболее низкими зна-

чениями  $\mu$  ( $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ ). Образцы полевых шпатов выделялись по стандартным методикам. После чего фракции отмывались от поверхностных загрязнений 10% раствором двуназиевой соли этилендиаминтетрауксусной кислоты, затем растирались в пудру. После этого фракции полевых шпатов выщелачивались 0.5 N плавиковой кислотой при температуре 20°C 10 мин, 11 N HCl 4 ч при температуре 80°C, затем примерно 12 ч при температуре 20°C, затем по такой же схеме они выщелачивались 16 N HNO<sub>3</sub>. Выщелачивание производилось для того, чтобы удалить возможно присутствующий радиогенный Pb. Остаток после выщелачивания разлагался при температуре 110°C смесью концентрированных HF и HNO<sub>3</sub>. Химическое выделение Pb и U из пород проводилось на анионообменной смоле Bio-RadAG1-X8 в растворах кислот HBr-HCl, согласно методике (Manhes et al., 1984). Изотопный анализ Pb и U выполнялся в остатках от выщелачивания и выщелоках на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261 в режиме одновременной регистрации ионных токов исследуемых элементов с погрешностью внутри опыта 0.01% ( $2\sigma$ ). Изотопный состав Pb и U измерялся в одноленточном режиме на рениевых испарителях. Для измерений использовался силикатный эмиттер в смеси с H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub>. Общий уровень лабораторного загрязнения Pb и U не превышал 0.1 и 0.01 нг соответственно. Поправка изотопных отношений Pb на фракционирование проводилась по методике двойного изотопного разбавления с использованием трассера  $^{235}\text{U}$ - $^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}$  (Мельников, 2005). Ошибки измерения изотопных отношений  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , определенные по серии параллельных анализов стандарта породы BCR-1, не превышали 0.03, 0.03 и 0.05% соответственно. Расчеты изотопных отношений и содержаний Pb и U проводились с использованием программы PBDAT (Ludwig, 1991), модельных параметров – с помощью программы "ISOPLOT" (Ludwig, 1988).

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОИДОВ КОДАРСКОГО КОМПЛЕКСА

Гранитоиды кодарского комплекса изменяются по составу от гранодиоритов и кварцевых сиенитов до лейкогранитов при явном преобладании гранитов (рис. 3а, табл. 1), среди которых наибольшим распространением пользуются умеренно- и высокожелезистые ( $A/\text{CNK} = 0.99$ – $1.30$ ) и высокожелезистые ( $f = 0.77$ – $0.99$ ) породы. В координатах ( $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ )– $\text{SiO}_2$  составы этих гранитоидов распределены между полями умеренно-щелочных пород и пород нормального ряда. Для них характерны варьирующие, но в целом повышенные содержания щелочей ( $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 6.0$ –



**Рис. 3.** Классификационные петрохимические диаграммы для гранитоидов кодарского комплекса: (а) –  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{--SiO}_2$ , (б) –  $\text{K}_2\text{O}\text{--SiO}_2$ , (в) –  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO})\text{--SiO}_2$  (Frost, Frost, 1997), (г) –  $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})\text{--Al}_2\text{O}_3$  (Dall'Agnol, Oliveira, 2007).

1–4 – массивы кодарского комплекса: 1 – Каларский, 2 – Кеменский, 3 – Кодарский, 4 – Ханинский.

9.78 мас. %), повышенная агаитность ( $\text{NK}/\text{A} = 0.63\text{--}0.87$ ) и преимущественно калиевый тип щелочности ( $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.89\text{--}2.40$ ). На диаграмме  $\text{K}_2\text{O}\text{--SiO}_2$  составы этих гранитоидов распределяются между полями пород высококальциевой и шохонитовой серий (рис. 3б). В координатах  $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} - \text{CaO})\text{--SiO}_2$  составы этих гранитоидов распределены между полями известково-щелочных и щелочно-известковых пород (рис. 3в). Глиноземистость, железистость и степень агаитности возрастают от более примитивных пород повышенной основности главной фазы к более дифференцированным лейкогранитам второй фазы. Содержание фтора в гранитах комплекса повышенное – 0.1–0.23 мас. %.

Жильные альбитовые граниты Каларского массива несколько отличаются от остальных гранитов массива повышенной кремнекислотностью

( $\text{SiO}_2 = 74.12\text{--}74.72$  мас. %), высоким содержанием  $\text{Na}_2\text{O}$  при пониженном отношении  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  (4.20–4.26 и 0.96–1.09 соответственно), низким содержанием  $\text{CaO}$  (0.47–0.71 мас. %). Для них характерны также более высокие содержания фтора (до 0.5 мас. %).

Граниты кодарского комплекса отличаются обогащенностью некогерентными элементами и высокой степенью дифференцированности. От наиболее геохимически примитивных мезократовых кварцевых сиенитов и гранодиоритов к поздним лейкогранитам наблюдается последовательное увеличение содержания таких типичных литофильных элементов, как Rb, Cs, U, Th, Pb, а также Nb, Ta, Y, LREE, Sn, и снижение Fe, Mg, Ti, Ca, P, Ba, Sr, Zr, Hf и Eu. Для REE спектров наиболее основных пород главной фазы (рис. 4) характерно умеренное обогащение LREE ( $(\text{La}/\text{Yb})_N =$

Таблица 1. Химический состав представительных образцов гранитоидов кодарского комплекса

Комп- ненты	Коларский массив					Кеменский массив										
	4184-1	51	Ч-07	4198-2	51-1	52	Ч-11	U-75	U-75-1	A-984	A-985	A-986	1012	U-76	U-74	U-77
	КПБГ					МПБГ					КПБГ					
SiO <sub>2</sub>	64.44	65.93	71.23	74.33	69.08	73.35	76.23	69.60	71.60	71.56	72.05	73.73	71.81	68.80	70.80	70.00
TiO <sub>2</sub>	0.95	0.73	0.51	0.16	0.65	0.31	0.18	0.59	0.48	0.40	0.40	0.28	0.30	0.29	0.44	0.37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.92	14.07	12.86	14.49	12.84	12.98	11.94	13.80	13.50	13.34	13.37	13.26	14.08	16.30	14.00	15.10
FeO <sub>tot</sub>	5.85	7.52	4.64	2.05	7.06	3.35	2.31	3.88	3.20	3.05	2.89	2.46	2.98	2.19	3.17	2.87
MnO	0.83	0.07	0.047	0.04	0.07	0.04	0.027	0.015	0.011	0.04	0.03	0.02	0.04	0.017	0.021	0.021
MgO	0.95	0.69	0.38	0.18	0.33	<0.20	<0.10	1.00	0.94	0.55	0.44	0.29	0.31	0.56	0.70	0.66
CaO	2.42	1.45	1.26	0.46	0.54	0.53	0.55	1.60	1.40	1.50	1.48	1.31	1.40	1.20	1.60	1.60
Na <sub>2</sub> O	3.13	2.64	2.62	3.57	2.14	2.80	2.42	3.40	3.30	3.17	3.00	3.00	2.81	4.10	3.40	4.00
K <sub>2</sub> O	4.99	4.20	4.72	4.40	4.93	5.31	5.68	5.00	4.70	4.69	4.90	4.41	5.33	5.70	4.70	4.60
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.27	0.04	0.10	<0.05	<0.04	<0.04	0.066	0.25	0.20	0.13	0.12	0.07	0.09	0.14	0.21	0.14
П.п.п.	0.80	1.39	1.47	0.60	1.15	<0.50	0.60	0.72	0.55	1.02	0.77	0.80	0.63	0.76	0.90	0.80
F	He опр.	0.18	He опр.	He опр.	0.15	0.21	He опр.	0.19	He опр.	0.23	0.22	0.09	He опр.	He опр.	0.21	He опр.
Сумма	100.20	99.04	99.97	100.56	99.06	99.71	100.00	100.16	99.98	99.75	99.72	99.76	99.81	100.11	100.24	100.24
Cu	He опр.	14.00	9.97	43.90	32.60	26.70	8.83	He опр.	11.10	8.15	7.36	8.09	7.75	7.30	10.60	10.70
Zn	He опр.	115	85	60.2	60.1	88.8	33.6	He опр.	35.9	56.1	53.5	23.8	34.9	52.5	50	44
Ga	He опр.	27.4	22.6	23.6	27.9	27	18.4	He опр.	17.3	19.4	20.3	18.9	19.4	18	19.3	19
Cs	He опр.	He опр.	1.76	3.38	4.84	5.68	2.23	8.6	5.02	3.66	5.72	4.6	4.93	4.82	4.51	5.68
Rb	127	176	172	231	229	284	163	204	181	198	191	173	194	184	192	194
Ba	1860	1170	1290	462	211	133	244	1234	934	1160	1410	943	1670	1770	962	626
Sr	291	144	82.4	54.5	35.2	25.9	47.9	203	162	170	174	167	190	232	151	145
Y	29.2	37.2	46.6	19.4	52.2	31.8	25.5	48	39.4	29.7	33	33.9	28.6	26.3	39.2	32
Zr	381	279	470	295	390	119	271	315	333	297	298	236	258	254	322	254
Hf	9.02	7.11	11.5	11.6	11.9	4.06	7.18	8.5	8.24	7.14	7.66	5.94	6.21	6.36	8.72	6.67
Nb	29.5	38.6	23.6	37.9	21.5	34.2	18.8	30	18.4	18	22.8	15.7	18.3	15.3	21.1	18.5
Ta	1.48	3.11	1.7	2.56	1.6	2.31	1.59	1.8	1.22	1.07	1.32	1.23	1.21	0.86	1.26	1.33
Pb	21.2	35.5	39.9	57.1	60.6	66.4	55.4	33	24.5	36	31.8	31.1	40.8	38.4	32.6	30.3
Th	13.5	11.5	23.3	41.8	30.8	28.1	29.9	41	25.1	18	18.4	10.7	16.7	17.5	23.9	32.3
U	2.08	2.64	2.41	4.18	5.5	4.64	2.12	3.3	3.11	3.06	1.62	2.47	2.07	2.84	3.14	3.54
Sn	He опр.	He опр.	7.38	4.69	3.43	14.1	5.92	He опр.	5.31	5.16	4.23	3.55	2.59	3.72	6.28	6.14
Be	He опр.	He опр.	3	2.51	3.72	2.87	1.92	He опр.	2.95	2.9	1.97	2.17	1.78	2.61	2.86	3.58
La	56.2	77.9	140	86.1	145	165	130	144	118	91.7	123	95.6	83.5	96.2	86.8	90
Ce	127	148	256	179	295	316	254	271	210	178	231	162	151	166	171	169
Pr	14.7	17.2	31.6	20.7	33	36	30.3	He опр.	24.3	19.8	24.4	19	17.2	18.5	19.1	18.7
Nd	54.2	61.6	108	76	117	123	105	113	86.8	69.2	86.5	64.7	63	68.5	68.8	67.6
Sm	9.46	10.9	16.7	14.9	18.6	19.7	15.4	16	13.9	11.7	13.5	10.1	10.5	10.1	12.4	11.1
Eu	2.87	1.8	1.87	0.63	0.48	0.31	0.57	1.74	1.57	1.41	1.47	1.4	1.57	1.7	1.3	1.12
Gd	7.81	9.34	14.6	11	13.9	13.2	11.9	He опр.	10	8.35	9.85	7.04	8.19	7.92	9.57	8.25
Tb	1.11	1.32	1.75	1.59	1.88	1.88	1.18	1.8	1.38	1.18	1.39	1	1.11	1.04	1.26	1.2
Dy	5.83	7.14	9.04	6.41	10	7.55	5.82	He опр.	6.89	5.31	6.4	5.37	5.23	4.81	6.44	5.69
Ho	1.08	1.39	1.7	1.24	1.95	1.37	1.08	He опр.	1.35	1.14	1.22	1.22	1.08	0.92	1.33	1.18
Er	2.88	3.7	4.82	2.49	5.19	3.67	2.62	He опр.	3.8	2.92	3.31	3.4	2.51	2.44	3.73	3.24
Tm	0.42	0.52	0.67	0.32	0.76	0.45	0.39	He опр.	0.59	0.45	0.56	0.56	0.37	0.54	0.54	0.46
Yb	2.66	3.4	4.3	2.09	4.65	2.91	2.64	5.1	3.97	3.13	2.95	3.69	2.56	2.79	3.52	3.28
Lu	0.4	0.51	0.67	0.33	0.7	0.48	0.37	0.73	0.59	0.49	0.44	0.52	0.36	0.36	0.54	0.48
(La/Yb) <sub>n</sub>	14.28	15.48	22.00	27.84	21.07	38.32	33.27	19.08	20.08	19.80	28.17	17.51	22.04	23.30	16.66	18.54
(La/Sm) <sub>n</sub>	3.74	4.50	5.28	3.64	4.91	5.27	5.31	5.66	5.34	4.93	5.73	5.96	5.00	5.99	4.41	5.10
(Cd/Yb) <sub>n</sub>	2.38	2.23	2.75	4.26	2.42	3.68	3.65	2.04	2.04	2.16	2.71	1.55	2.59	2.30	2.20	2.04
Eu/Eu*	1.02	0.54	0.37	0.15	0.09	0.06	0.13	0.41	0.41	0.44	0.39	0.51	0.52	0.58	0.36	0.36

Таблица 1. Окончание

Компо- ненты	Каларский массив										Ханнинский массив					Сателлит Каларского массива				
	1010	100	87	118	124	85	114-2	128-2	134	60-10	1-11а	8	БН	15117	15114	15115	15116			
	КПБГ		МПБГ	МПБГ			ГП	МАГ			КПБГ		МПБГ		СБГ					
SiO <sub>2</sub>	71.90	74.75	73.05	71.75	72.92	71.80	74.28	74.72	74.12	70.06	73.16	69.64	75.14	70.29	70.12	69.71	69.87			
TiO <sub>2</sub>	0.50	0.10	0.24	0.31	0.27	0.17	0.13	<0.02	0.02	0.39	0.15	0.67	0.06	0.54	0.65	0.57	0.55			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.86	13.52	13.88	13.99	13.30	14.70	14.41	13.63	14.49	13.92	14.32	14.08	14.06	13.85	13.56	13.80	13.50			
FeO <sub>tot</sub>	2.90	1.41	1.86	2.99	2.33	1.63	1.30	1.05	0.90	3.35	1.56	4.15	0.88	4.13	4.19	4.21	4.49			
MnO	0.04	0.05	0.05	0.06	0.04	0.016	0.05	0.04	0.26	0.04	0.02	0.06	0.01	0.05	0.05	0.05	0.04			
MgO	0.65	0.26	0.37	0.50	0.38	0.50	<0.20	0.38	0.10	0.67	0.21	0.81	<0.20	0.60	0.67	0.60	0.60			
CaO	1.50	0.70	0.82	1.09	1.13	0.74	0.60	0.71	0.47	1.52	1.07	1.78	0.62	1.39	1.53	1.45	1.45			
Na <sub>2</sub> O	2.64	3.60	3.32	3.20	3.32	3.90	3.26	4.26	4.18	3.32	3.87	3.23	3.82	3.15	3.04	3.05	3.08			
K <sub>2</sub> O	5.30	4.54	4.84	4.83	4.62	5.50	4.64	4.11	4.58	5.18	4.49	4.32	4.91	4.83	5.13	5.14	5.00			
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.15	<0.04	0.04	<0.04	<0.04	0.075	0.15	<0.04	<0.04	0.13	0.04	0.19	<0.04	0.14	0.15	0.15	0.16			
П.п.п.	0.47	<0.50	0.83	<0.50	<0.50	0.78	<0.50	<0.50	<0.50	0.83	0.72	0.80	0.43	0.80	0.68	0.73	0.80			
Не опр.	99.96	99.67	99.59	99.53	99.08	100.04	99.64	99.59	100.29	99.56	99.66	99.88	99.99	99.78	99.78	99.54	99.54			
Сумма	9.7	4.53	6.1	15.7	30	Не опр.	28.1	232	26.2	9.55	51.4	10.5	30.2	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.			
Cu	60.2	26.2	39.5	65.7	58.6	Не опр.	47.5	704	49.6	64.5	86.7	77.6	31.6	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.			
Zn	16.6	18.4	20	19.5	18.8	Не опр.	17	24.4	28.7	18.9	20.4	19.3	17.6	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.			
Ga	5.83	5.2	4.72	3.34	1.81	9.2	11.4	6.45	13.3	0.93	1.66	1.18	0.64	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.			
Cs	197	393	309	250	212	382	289	397	1330	135	129	109	124	156	88	180	140			
Rb	1070	158	569	616	697	889	229	19.8	30.8	1580	1620	1890	785	163	184	198	182			
Ba	127	37.5	110	82.3	84.3	101	48	14.2	5.93	234	223	282	133	103	211	180	185			
Sr	11.5	48.1	31.4	14.6	26.3	47	16.6	7.1	7.1	46.6	24.4	29.6	14	24	20	55	38			
Y	306	158	186	104	219	184	85.6	41.8	27.5	350	467	481	70.7	500	300	590	480			
Hf	7.5	6.15	6.05	3.16	5.86	5.2	3.11	3.48	2.57	9.24	11.5	10.8	3.28	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.			
Nb	25.4	17	35.2	18.7	16.9	39	16.1	18.3	61.8	26.8	26.4	24.9	14.1	23	25	27	22			
Ta	1.37	3.19	3.17	1.22	1.1	4.2	2.45	4.12	21.3	2.14	1.72	1.24	1.42	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.			
Pb	38.3	47.7	44.5	35.9	37.8	38	56.4	50.3	15.6	27.9	24.3	25.2	24	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.			
Th	13	43.2	37.7	16.1	24.7	26	10.6	20.8	2.05	17.5	19.6	12.6	20	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.			
U	2.39	9.71	7.68	2.03	2.06	5.9	3.29	1.3	2.43	1.43	3.04	1.6	0.94	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.			
Sn	4.43	13.9	8.59	9.07	5.43	Не опр.	9.83	11	46	3.66	2.55	2.83	1.28	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.			
Be	1.96	2.87	5.01	1.43	1.85	Не опр.	3	4.48	2.05	1.48	1.99	1.51	1.7	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.			
La	46.3	32.2	54	64.4	82.1	38	20.4	26.4	2.25	104	48.7	55.7	18	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.			
Ce	76.6	67.4	115	100	139	81	41.6	60.4	6.67	280	153	150	43.9	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.			
Pr	8.89	8.22	12.6	12.7	16	Не опр.	4.75	11.2	0.93	23.6	12.2	14.5	3.88	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.			
Nd	30.7	32.8	42.8	37.5	57.1	39	16.5	42.5	3.57	87.5	45.6	56.3	13.2	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.			
Sm	4.58	7.36	7.46	5.97	8.95	6.4	3.37	14.1	1.63	15.8	8.04	10.7	2.38	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.			
Eu	1.3	0.31	0.82	0.59	0.69	0.57	0.25	0.043	0.04	2.37	1.67	2.45	0.56	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.			
Gd	3.73	6.03	5.91	4.29	6.84	Не опр.	2.71	12.7	1.2	12.6	6.36	7.94	2.16	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.			
Tb	0.48	1.22	0.91	0.59	1.01	1.1	0.47	2.73	0.37	1.87	1.09	1.09	0.37	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.			
Dy	1.89	6.65	4.97	2.9	4.69	Не опр.	2.9	17.8	1.68	9.12	4.75	5.36	2.23	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.			
Ho	0.41	1.67	1.12	0.5	1.02	Не опр.	0.59	3.59	0.27	1.89	0.91	1.09	0.47	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.			
Er	1.07	4.34	3.14	1.2	2.47	Не опр.	1.72	11.3	0.82	4.95	2.5	2.88	1.39	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.			
Tm	0.13	0.74	0.45	0.19	0.36	Не опр.	0.27	2.04	0.21	0.37	0.37	0.38	0.22	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.			
Yb	1.01	5.19	3.21	1.26	2.3	4.4	1.95	2.08	1.48	3.85	2.29	2.37	1.4	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.			
Lu	0.19	0.82	0.6	0.19	0.35	0.92	0.28	2.11	0.31	0.51	0.35	0.43	0.23	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.			
(La/Yb) <sub>n</sub>	30.98	4.19	11.37	34.54	24.12	5.37	7.07	1.20	0.73	18.25	14.37	15.88	8.69	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.			
(La/Sm) <sub>n</sub>	6.36	2.75	4.56	6.79	5.77	3.74	3.81	1.18	0.87	4.14	3.81	3.28	4.76	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.			
(Gd/Yb) <sub>n</sub>	2.99	0.94	1.49	2.76	2.41	1.13	1.13	0.69	0.47	2.65	2.25	2.71	1.25	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.			
Eu/Eu*	0.96	0.14	0.38	0.36	0.27	0.25	0.25	0.01	0.09	0.51	0.71	0.81	0.75	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.			

Примечание. КПБГ – крупнозернистые порфировидные биотитовые и биотит-амфиболовые граниты, гранодиориты и кварцевые сиениты; МПБГ – мелкозернистый порфировидный биотитовый гранит; ГП – гранит-порфир. МАГ – мусковит-альбитовый гранит; СБГ – среднезернистый биотитовый гранит; \*Номер пробы.

= 14.28–23.30), относительно пологий наклон графика в области MREE–HREE ( $(\text{Gd}/\text{Yb})_N = 2.38–2.23$ ), отсутствие или умеренная отрицательная Eu-аномалия ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.02–0.55$ ) и углубление этой аномалии до 0.36 в гранитах. По мере увеличения степени дифференцированности гранитов, при переходе к лейкогранитам второй фазы, происходит, как правило, обогащение LREE относительно HREE ( $(\text{La}/\text{Yb})_N = 22.5–38.3$ ) и углубление Eu-аномалии до 0.38–0.06.

Спайдерграммы (рис. 4), демонстрирующие плавное снижение содержаний элементов в ряду усилении совместимых свойств элементов, с резкими негативными аномалиями для Sr, P, Ti и менее выраженными для Ba, Ta, Nb и Eu в гранитоидах первой фазы типичны и для гранитов А-типа. В мелкозернистых лейкогранитах отрицательные аномалии Ba, Sr, P, Ti и Eu еще больше углубляются. Несколько иное распределение некогерентных элементов наблюдается в мелкозернистых гранитах Ханинского массива. Для них характерно общее параллельное снижение содержаний практически всех элементов, исключая Rb и Th, а также обеднение LREE относительно HREE,  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  снижается до 8.7 (рис. 4).

Наиболее дифференцированными гранитами кодарского комплекса являются жильные альбитовые граниты Каларского массива, значение отношения  $\text{Rb}/\text{Sr}$  в них достигает 224, а  $\text{Zr}/\text{Hf}$  – снижается до 10–12. Столь высокие значения  $\text{Rb}/\text{Sr}$  и низкие  $\text{Zr}/\text{Hf}$  отношений характерны уже для редкометальных гранитов, с которыми ассоциируют месторождения Sn, Mo, W, Be (см. Зарайский и др., 2009). Эти граниты отличаются также значительным обогащением такими элементами, как Rb, Nb, Ta, Y, HREE, Sn, Cu, Zn, и деплетацией по Ba, Sr, P, Ti, Zr, Hf, LREE и Eu (табл. 1, рис. 4). График распределения REE в этих гранитах (рис. 4) характеризуется “равноплечностью” и даже существенной обогащенностью HREE ( $(\text{La}/\text{Sm})_N = 1.18–0.87$  и  $(\text{Gd}/\text{Yb})_N = 0.69–0.47$ ) и сильно выраженной отрицательной Eu-аномалией ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.09–0.01$ ). Подобный спектр REE наиболее характерен для Li-F гранитов и онгонитов.

Небольшой шток биотитовых гранитов (сателлит Каларского массива) по своим геохимическим характеристикам близок к типичным гранитам кодарского комплекса, несколько отличаясь лишь весьма низким содержанием Ba (163–198 мкг/г) (табл. 1).

На дискриминационных диаграммах (Whalen et al., 1987) гранитоиды кодарского комплекса ложатся в поле гранитов А-типа, исключение составляют лишь наиболее дифференцированные альбитовые граниты и некоторые лейкограниты поздней фазы Каларского и Ханинского массивов (рис. 5). В координатах  $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})–\text{Al}_2\text{O}_3$  (Dall’Agnol, Oliveira, 2007) граниты кодарского

комплекса распределены почти поровну между полями восстановленных и окисленных гранитов А-типа (рис. 3г).

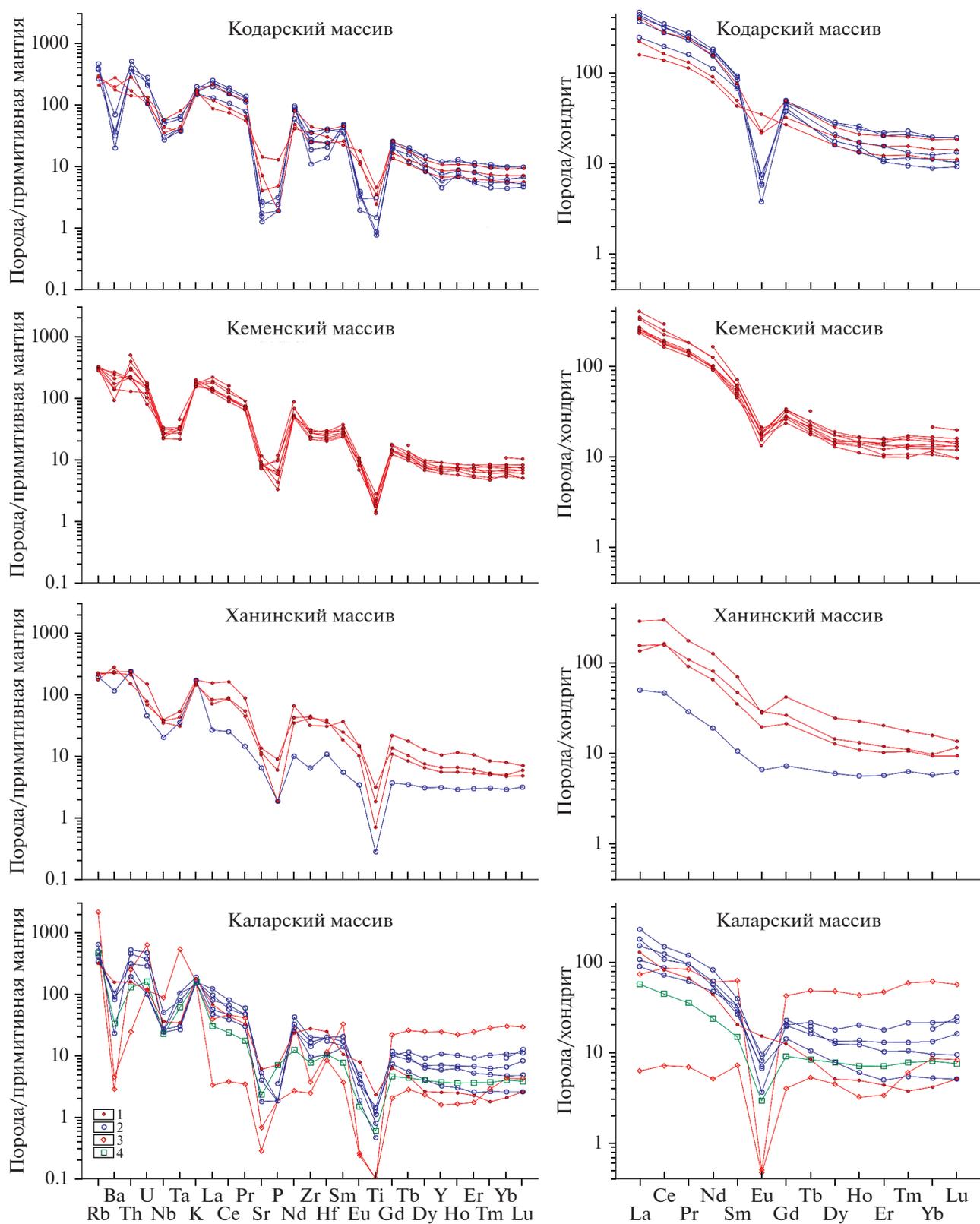
Грубая оценка температур ликвидуса исследуемых гранитов была проведена с использованием уравнений цирконового геотермометра (Watson, Harrison, 1983; Watson, 1987). Установлено, что среди гранитоидов главной фазы наиболее высокотемпературными являются граниты Кодарского и Ханинского массивов – 845–900 и 870–900°C соответственно. Для гранитоидов Каларского и Кеменского массивов эти цифры несколько ниже – 855 и 835–860°C. Для лейкогранитов второй фазы температуры начальных стадий кристаллизации еще ниже – 725–820°C.

### РЕЗУЛЬТАТЫ U–Pb (ID-TIMS) ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Акцессорный циркон в кварцевом сиените Кодарского массива (проба 4184-1) представлен субидiomорфными и идиоморфными прозрачными и полупрозрачными кристаллами вишневого цвета. Габитус кристаллов изменяется от короткопризматического до игольчатого, размер составляет 50–300 мкм, огранка представлена призмами {100}, {110} и дипирамидами {101}, {111} (рис. 6, I–IV). В режиме катодolumинесценции наблюдается тонкая магматическая зональность (рис. 6, V–VIII), а в проходящем свете в отдельных зернах обнаруживаются реликты унаследованных ядер.

U–Pb изотопные исследования были проведены для трех микронавесок (20–40 кристаллов) наиболее прозрачного идиоморфного циркона длиннопризматического облика из размерных фракций 100–150 и >150 мкм (рис. 7, табл. 2). Как видно на рис. 7а, точки изотопного состава изученного циркона аппроксимируются дискордией, верхнее пересечение которой с конкордией отвечает возрасту  $1867 \pm 5$  млн лет (СКВО=0.02), возраст нижнего пересечения практически отвечает нулю ( $57 \pm 500$  млн лет).

Из крупнозернистого порфировидного биотитового гранита Каларского массива (проба А-1010) выделены зерна циркона, среди которых преобладают прозрачные и полупрозрачные идиоморфные и субидiomорфные кристаллы розового цвета. Облик кристаллов изменяется от короткопризматического до игольчатого. Основными элементами огранки этих кристаллов являются сочетание граней призм {100}, {110} и дипирамид {101}, {111}, {211} (рис. 6, IX–XII), их размер изменяется от 50 до 500 мкм, а коэффициент удлинения составляет 1.0–5.0. Внутреннее строение этого циркона характеризуется наличием тонкой четко проявленной магматической зональности (рис. 6, XIII–XVI). При микроскопическом изучении в некоторых



**Рис. 4.** Спайдерграммы и графики распределения REE в гранитоидах кодарского комплекса. Нормировано: примитивная мантия по (Sun, McDonough, 1989), хондрит по (Taylor, McLennan, 1985). Породы: 1 – крупнозернистые порфириновые биотитовые и биотит-амфиболовые гранитоиды, 2 – мелкозернистые порфириновые биотитовые граниты, 3 – альбитовые и альбит-мусковитовые граниты, 4 – гранит-порфир дайковый.

кристаллах обнаруживаются реликты унаследованных ядер.

U-Pb геохронологические исследования проведены как для необработанных, но наиболее идиоморфных и прозрачных кристаллов циркона из размерных фракций 85–100 и 100–150 мкм (№ 4, 5, табл. 2), так и для циркона из фракции 100–150 мкм, подвергнутого предварительной кислотной обработке (Mattinson, 1994), (№ 6, табл. 2). Циркон характеризуется незначительной (3–4%) прямой возрастной дискордантностью, однако при этом обладает близкими значениями U/Pb отношения, вследствие чего величины возрастов, определяемых пересечением дискордии с конкордией, рассчитываются с большими погрешностями ( $1916 \pm 150$  и  $1098 \pm 1100$  млн лет соответственно). Значение возраста, рассчитанное по изотопному соотношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , составляет  $1859 \pm 2$  млн лет (СКВО = 2.6) (рис. 7б) и может быть использовано в качестве оценки возраста кристаллизации циркона из расплава.

В среднезернистых биотитовых гранитах сателлита Каларского массива (проба 15115) изучен акцессорный циркон, который представлен идиоморфными и субидиоморфными длиннопризматическими и призматическими прозрачными редко полупрозрачными кристаллами желтого и коричневого цвета. Циркон огранен призмами {100} и {110} и дипирамидой {101} (рис. 6, XVIII–XX), а его размер изменяется от 80 до 300 мкм, коэффициент удлинения – от 2.0 до 4.0. Для изученного циркона характерно тонкозональное внутреннее строение (рис. 6, XXI–XXIV), обилие минеральных, расплавных и газово-жидких включений.

Для U-Pb изотопных геохронологических исследований нами были использованы три микроаналитические наиболее крупных идиоморфных прозрачных необработанных кристаллов из размерной фракции 100–150 мкм. На диаграмме с конкордией (рис. 7в) точки изотопного состава изученного циркона (№ 7–9) образуют линию регрессии, верхнее пересечение которой с конкордией отвечает возрасту  $1864 \pm 8$  млн лет (нижнее пересечение –  $527 \pm 440$  млн лет, СКВО = 0.18).

Совокупность морфологических особенностей циркона из изученных гранитов кодарского комплекса свидетельствует о его кристаллизации из расплава и отсутствии более поздних существенных посткристаллизационных потерь радиогенного свинца. Таким образом, полученные для этих цирконов оценки возрастов  $1867 \pm 5$ ,  $1859 \pm 2$  и  $1864 \pm 8$  млн лет отвечают возрасту кристаллизации расплавов, родоначальных для этих гранитов.

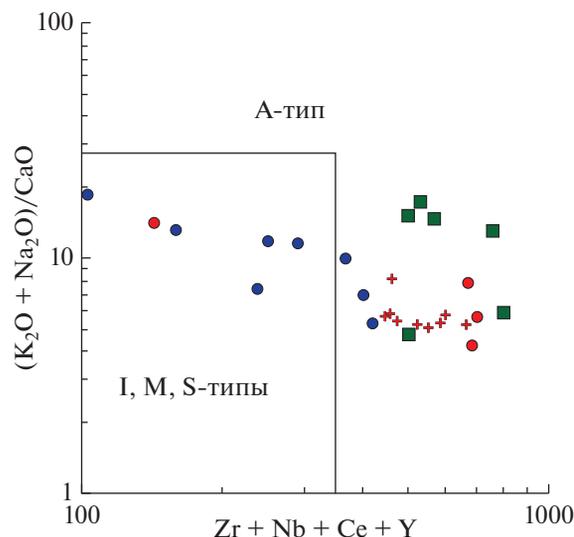


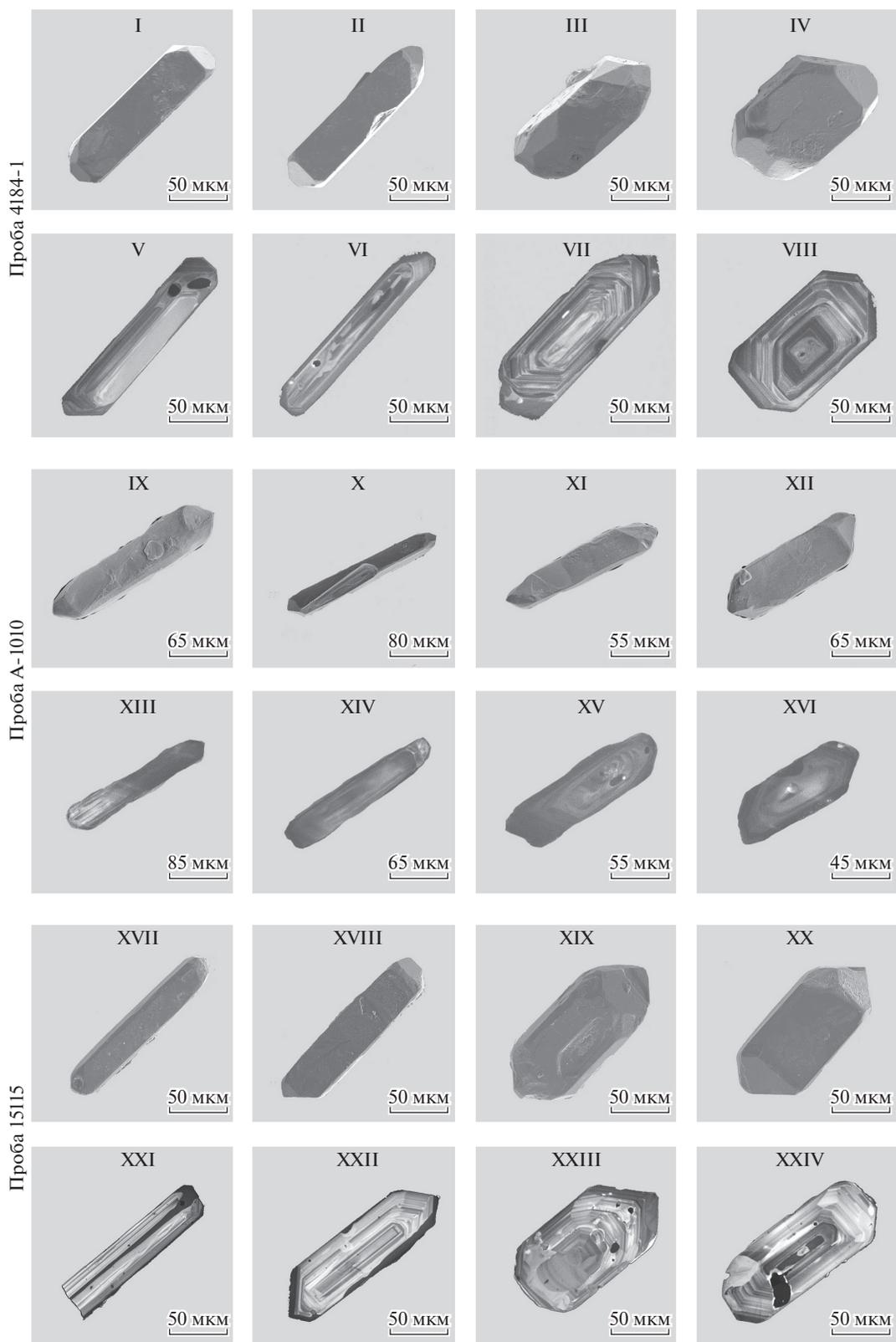
Рис. 5. Дискриминационная диаграмма  $[(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})/\text{CaO}] - (\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y})$  для гранитоидов (Whalen et al., 1987).

Условные обозначения см. рис. 3г.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

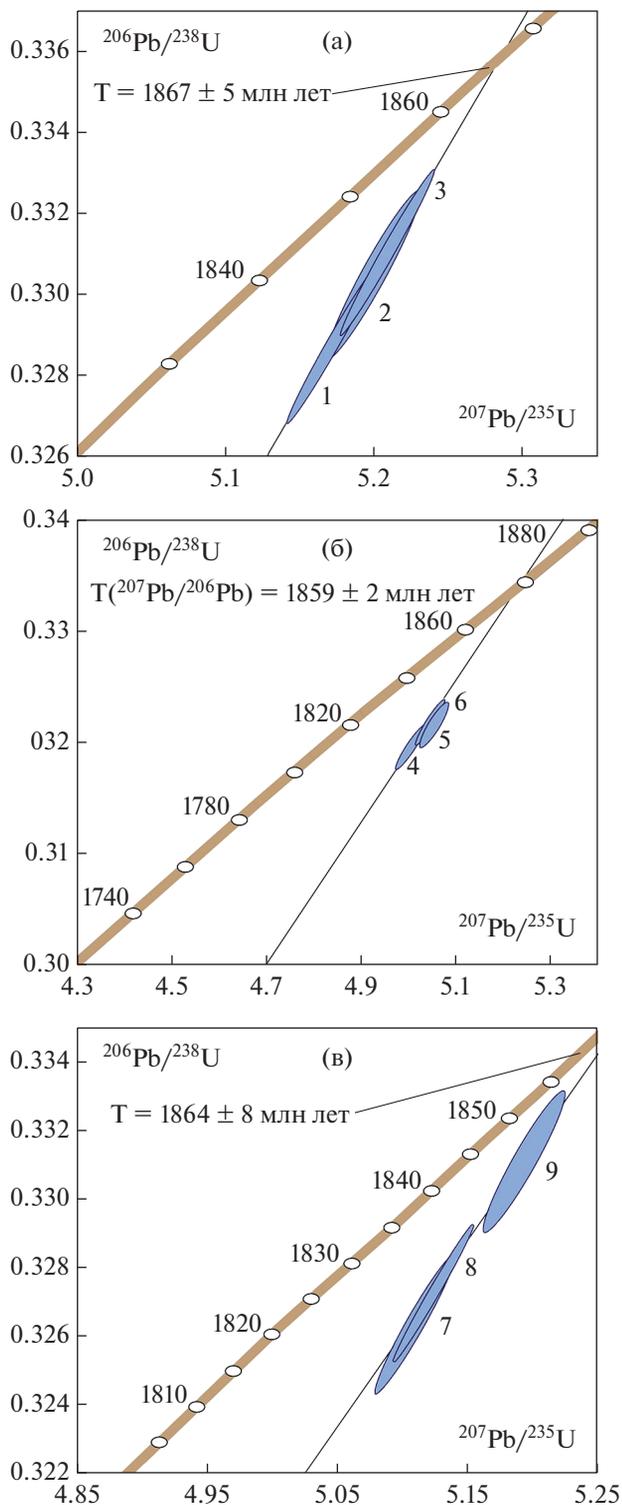
**Sm-Nd изотопная систематика.** Результаты Sm-Nd изотопных исследований рассматриваемых гранитоидов приведены в табл. 3 и на рис. 8. Значение  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  отношения в них варьирует в пределах 0.0853–0.1158, что в целом близко к среднекоровому значению ( $0.11 \pm 0.02$  млн лет; Millisenda et al., 1998). Гранитоиды имеют мало-радиогенный изотопный состав Nd и характеризуются вариациями величин  $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$  от –11.5 до –6.1 и Nd-модельными возрастными  $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$  от 3.2 до 2.6 млрд лет. В то же время коровые Nd-модельные  $T_{\text{Nd}}(\text{C})$  возрасты этих гранитоидов составляют 3.3–2.9 млрд лет. На диаграмме  $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ –Возраст (рис. 8) точки изотопных составов гранитоидов этого комплекса располагаются в верхней части поля эволюции изотопного состава Nd пород архейского основания Чара-Олекминского геоблока (Neymark et al., 1993; Сальникова и др., 1996; Котов, 2003) и выше, между полями архейского основания и вмещающих палеопротерозойских метаосадочных пород Кодаро-Удоканского прогиба (Подковыров и др., 2006; Ковач и др., 2017). Еще выше располагаются точки изотопных составов когенетичных мафических пород Чинейского массива. Первичные значения параметра  $\epsilon_{\text{Nd}}$  в этих породах варьируют от –5.2 до –2.5 (Гонгальский и др., 2008, неопубликованные данные А.Н. Тимашкова, ВСЕГЕИ).

**Pb-Pb изотопная систематика.** Исследовались полевые шпаты, как минералы гранитоидов с наиболее низким U/Pb соотношением и относи-

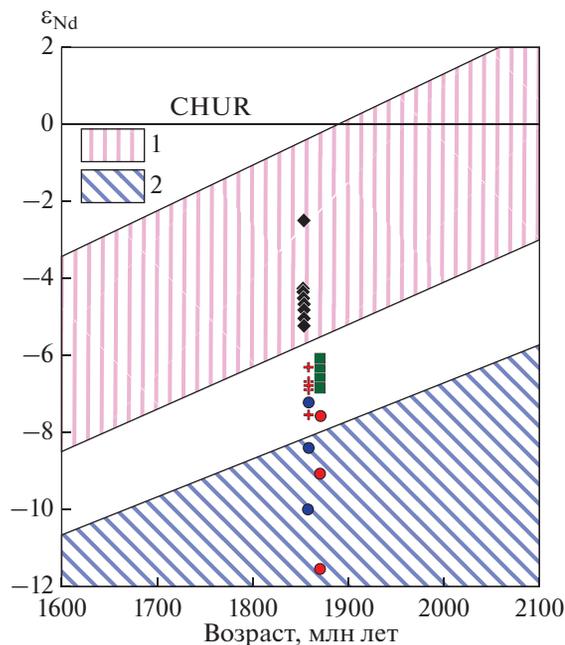


**Рис. 6.** Микрофотографии кристаллов циркона из гранитов кодарского комплекса, выполненные на сканирующем электронном микроскопе АВТ-55.

Кодарский массив (проба 4184-1): I–IV – в режиме вторичных электронов, V–VIII – в режиме катодолуминесценции. Каларский массив (проба А-1010): IX–XII – в режиме вторичных электронов, XIII–XVI – в режиме катодолуминесценции. Сателлит Каларского массива (проба 15115): XVII–XX – в режиме вторичных электронов, XXI–XXIV – в режиме катодолуминесценции.



**Рис. 7.** Диаграммы с конкордией для цирконов из гранитоидов кодарского комплекса: (а) – Кодарский массив, проба 4184-1; (б) – Каларский массив, проба А-1010; (в) – спутник Каларского массива, проба 15115. Номера точек на диаграммах соответствуют порядковым номерам в табл. 2.



**Рис. 8.** Диаграмма  $\epsilon_{Nd}(T)$ –Возраст для гранитоидов кодарского комплекса. Условные обозначения см. рис. 3г, ромб – габброиды Чинейского массива чинейского комплекса. 1, 2 – поля эволюции изотопного состава Nd: 1 – метасадочных пород удоканской серии палеопротерозойского Кодаро-Удоканского прогиба (Подковыров и др., 2006; Ковач и др., 2017), 2 – архейской континентальной коры Олекминской гранит-зеленокаменной области (Чара-Олекминский геоблок) (Сальникова и др., 1996; Котов, 2003; Neymark et al., 1993).

тельно высоким содержанием свинца, т.е. в первую очередь калиевые полевые шпаты, а также галениты из кварцевых прожилков в гранитах Кодарского массива. Pb изотопные данные для галенитов и остатков от кислотного выщелачивания микроклинов и плагиоклазов представлены в табл. 4 и на рис. 9. В координатах  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  фигуративные точки изотопных составов Pb остатков выщелачивания и выщелоков полевых шпатов и галенитов лежат вдоль линии, угол наклона которой отвечает возрасту 1.9 млрд лет, сходному с возрастом гранитов кодарского комплекса. Такое соответствие указывает на то, что Pb-Pb изотопная система в полевых шпатах из гранитов различных массивов кодарского комплекса оставалась закрытой с момента их кристаллизации. Относительно небольшие вариации изотопных отношений Pb как в полевых шпатах, так и в галенитах, близость значений модельных возрастов и возрастов кристаллизации гранитов кодарского комплекса, а также близкие и относительно низкие значения параметра  $\mu_2$  предполагают несущественную добавку радиогенного Pb с момента кристаллизации полевых шпатов и гале-

Таблица 2. Результаты U–Pb изотопных исследований цирконов из гранитоидов колдарского комплекса

Номер п/п	Размерная фракция (мкм) и характеристика циркона	Навеска, мг	Pb, мкг/г	U, мкг/г	Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн лет		
					$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
Проба 4184-1, крупнозернистый кварцевый сиенит, Колдарский массив													
1	100–150, 20 крист.	0.12	54.20	152	5913	0.1141 ± 1	0.1490 ± 1	5.1732 ± 134	0.3288 ± 5	0.99	1848 ± 5	1833 ± 5	1865 ± 1
2	>150, 30 крист.	0.20	67.40	189	7001	0.1141 ± 4	0.1349 ± 1	5.2007 ± 61	0.3305 ± 2	0.96	1852 ± 2	1841 ± 2	1865 ± 1
3	100–150, 40 крист., A = 20%	0.09	9.60	27	6804	0.1141 ± 1	0.1553 ± 1	5.2094 ± 143	0.3311 ± 5	0.99	1854 ± 5	1844 ± 5	1866 ± 1
Проба А-1010, крупнозернистый порфиридный биотитовый гранит, Каларский массив													
4	85–100, 40 крист.	0.11	61.20	183	13722	0.1135 ± 1	0.1233 ± 1	5.0103 ± 58	0.3202 ± 2	0.94	1821 ± 2	1791 ± 2	1857 ± 1
5	100–150, 30 крист.	0.22	40.60	121	10976	0.1137 ± 1	0.0981 ± 1	5.0512 ± 58	0.3223 ± 2	0.96	1828 ± 2	1801 ± 2	1859 ± 1
6	100–150, кисл.обр.=2.0		U/Pb = 3.05	36363	0.1139 ± 1	0.1728 ± 1	5.0595 ± 63	0.3222 ± 2	0.89	1829 ± 2	1800 ± 2	1863 ± 1	
Проба 15115, среднезернистый биотитовый гранит, сателлит Каларского массива													
7	100–150, 30 крист.	0.33	25.00	64	1285	0.1135 ± 1	0.2235 ± 1	5.1114 ± 79	0.3127 ± 3	0.97	1838 ± 3	1822 ± 3	1856 ± 1
8	100–150, 50 крист.	0.50	58.00	136	1245	0.1135 ± 1	0.3502 ± 1	5.1251 ± 121	0.3274 ± 4	0.99	1840 ± 4	1826 ± 4	1857 ± 1
9	100–150, 60 крист.	0.60	92.70	95	2992	0.1138 ± 1	0.2982 ± 1	5.1945 ± 65	0.3312 ± 2	0.95	1852 ± 2	1844 ± 2	1860 ± 1

Примечание. Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ; A = 20% – количество вещества, удаленное в процессе аэробразивной обработки. Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам. <sup>a</sup>Изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец.

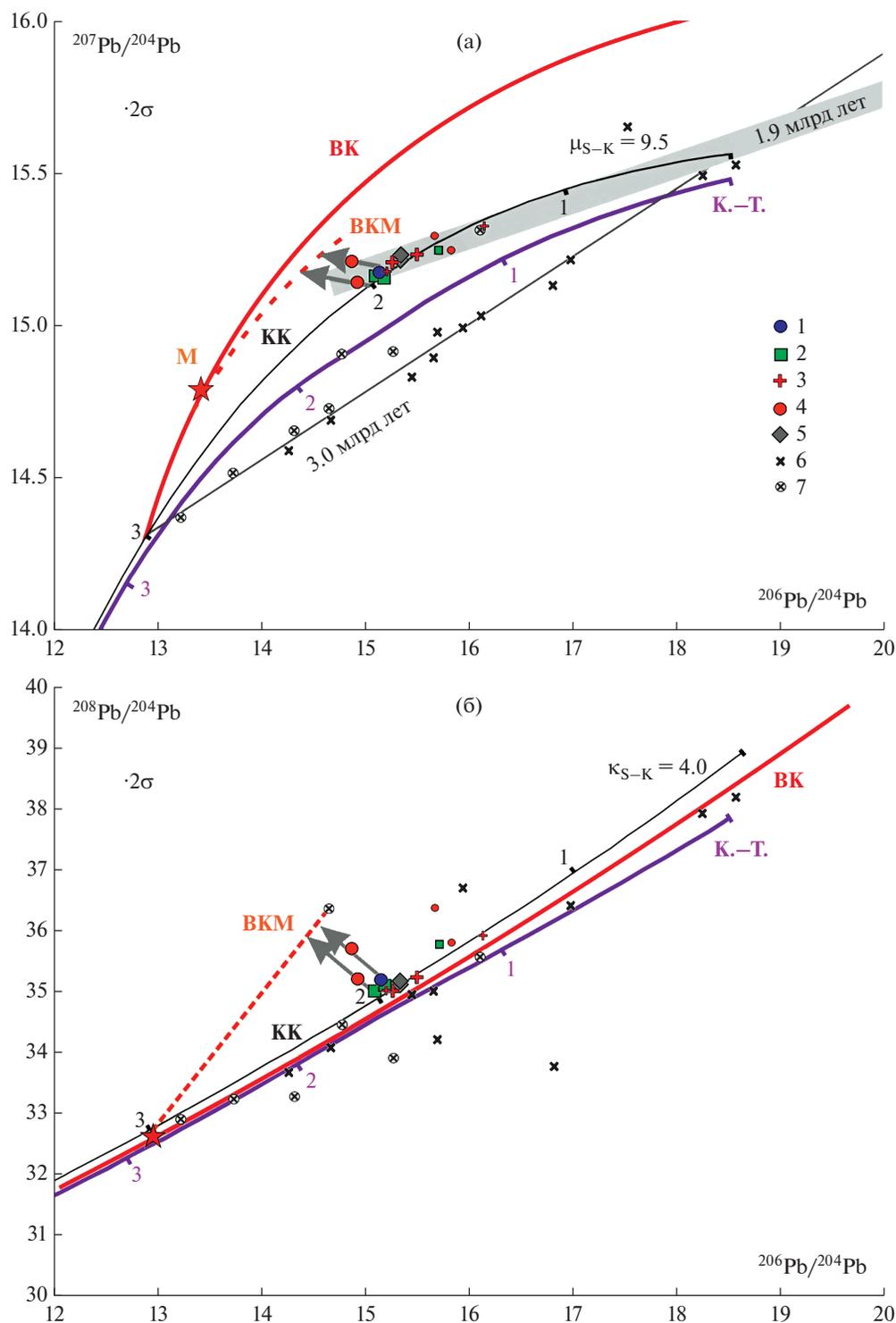
Таблица 3. Sm-Nd изотопные данные для гранитоидов кодарского комплекса

Проба	Возраст, млн лет	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , $\pm 2\sigma_{\text{изм.}}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ , млн лет	$T_{\text{Nd}}(\text{C})$ , млн лет
Кеменский массив								
U-75	1876	16.70	110.0	0.0915	$0.511012 \pm 8$	-6.4	2655	2891
A-985	1876	12.73	85.9	0.0896	$0.510977 \pm 6$	-6.6	2657	2909
A-986	1876	9.30	65.9	0.0853	$0.510949 \pm 2$	-6.1	2601	2868
U-74	1876	11.87	73.5	0.0977	$0.511073 \pm 1$	-6.7	2715	2914
A-1012	1876	10.46	67.1	0.0942	$0.511034 \pm 1$	-6.7	2688	2910
Ханинский массив								
X-8	1873	10.56	60.5	0.1056	$0.511128 \pm 2$	-7.6	2835	2983
X-1-11A	1873	9.05	50.7	0.1079	$0.511081 \pm 1$	-9.1	2965	3105
БН	1873	2.79	14.95	0.1130	$0.511020 \pm 3$	-11.5	3204	3303
Каларский массив								
85	1866	6.74	33.4	0.1220	$0.511297 \pm 7$	-8.3	3062	3037
118	1866	5.65	38.7	0.0883	$0.510803 \pm 3$	-9.9	2837	3165
A-1010	1866	4.32	28.4	0.0921	$0.510989 \pm 2$	-7.2	2696	2943
Кодарский массив								
51-1	1867	19.82	125.2	0.0957	$0.511051 \pm 1$	-6.8	2699	2914
4184-1	1867	10.91	63.9	0.1032	$0.511142 \pm 2$	-6.8	2758	2916
4198-2	1867	16.17	84.4	0.1158	$0.511261 \pm 4$	-7.5	2924	2972
Ч-07	1867	17.21	108.3	0.0961	$0.511052 \pm 1$	-6.8	2705	2919

Таблица 4. Рb-изотопные данные для полевых шпатов и галенитов гранитоидов кодарского комплекса

Проба	Массив	Минерал	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\mu_2$	$\kappa_2$	Модельный возраст, млн лет
52-4a	Кодарский	<i>gn</i>	15.334	15.220	35.093	9.64	3.90	1893
52-4b	Кодарский	<i>gn</i>	15.341	15.228	35.117	9.69	3.92	1900
4-07	Кодарский	<i>fsp(rst)</i>	15.497	15.234	35.224	9.49	3.86	1777
4-07	Кодарский	<i>fsp(leach)</i>	16.136	15.323	35.919			
4184-1	Кодарский	<i>fsp(rst)</i>	15.257	15.206	35.004	9.67	3.89	1939
4184-1	Кодарский	<i>fsp(leach)</i>	15.212	15.173	35.004	9.49	3.93	1923
U-74	Кеменский	<i>fsp(rst)</i>	15.192	15.152	35.071	9.37	4.01	1906
A-1012	Кеменский	<i>fsp(rst)</i>	15.106	15.158	34.979	9.57	4.02	1991
A-1012	Кеменский	<i>fsp(leach)</i>	15.722	15.245	35.760			
A-1010	Каларский	<i>fsp(rst)</i>	15.153	15.170	35.153	9.57	4.16	1969
X-1-11-A	Ханинский	<i>fsp(rst)</i>	14.929	15.140	35.192	9.79	4.48	2120
X-1-11-A	Ханинский	<i>fsp(leach)</i>	15.829	15.250	35.795			
БН	Ханинский	<i>fsp(rst)</i>	14.865	15.212	35.697	10.6	5.19	2287
БН	Ханинский	<i>fsp(leach)</i>	15.670	15.295	36.362			

Примечание. Модельные параметры были вычислены по (Stacey, Kramers. 1975),  $\mu_2 = ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$  и  $\kappa_2 = ^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$  в источнике в настоящее время. *gn* – галенит, *fsp* – микроклин-пертит, *rst* – остаток после выщелачивания, *leach* – выщелок.



**Рис. 9.** Диаграмма  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (а) и  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (б) для полевых шпатов и галенитов из гранитоидов кодарского комплекса.

1–4 – массивы гранитоидов кодарского комплекса: 1 – Каларский, 2 – Кеменский, 3 – Кодарский, 4 – Ханинский (крупные знаки – калиевый полевой шпат, остатки после выщелачивания; мелкие знаки – калиевый полевой шпат, выщелоки); 5 – галенит из кварцевых жил Кодарского массива; 6, 7 – Олекминская гранит-зеленокаменная область (Neumark et al., 1993): 6 – порода в целом, 7 – плагиоклаз, остаток после выщелачивания. Модельные тренды эволюции изотопного состава Pb (цифры против узлов отвечают возрасту в млрд лет.): КК – в источнике гранитов кодарского комплекса; КТ – в верхней мантии, согласно модели (Kramers, Tolstikhin, 1997); ВК – в верхнекоровом источнике; ВКМ – в верхнекоровом источнике, претерпевшем этап метаморфического преобразования во время М. Линия 3.0 млрд лет – регрессия, аппроксимирующая данные для пород Олекминской гранит-зеленокаменной области.

нита. Таким образом, приведенные изотопные составы свинца в этих минералах с большой долей уверенности можно рассматривать как отвечающие составу обыкновенного Pb в источнике этих гранитов.

Из рис. 9 видно, что первичные изотопные отношения в различных массивах комплекса достаточно близки и исключение составляют граниты Ханинского массива. Первичные изотопные отношения Pb в полевых шпатах гранитов этого массива на диаграммах  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  смещены в область более высоких значений отношений U/Pb и Th/U. Модельные параметры  $\mu_2 = (^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb})$  и  $\kappa_2 = (^{232}\text{Th}/^{238}\text{U})$ , вычисленные по модели Стейси—Крамерса (Stacey, Kramers, 1975), для всех массивов кроме Ханинского характеризуются величинами 9.37—9.69 и 3.86—4.16 соответственно (табл. 4), что в целом близко к средним значениям этих параметров для континентальной коры (9.73 и 3.78). Гранитоиды Ханинского массива отличаются несколько более высокими значениями этих параметров — 9.79—10.60 и 4.48—5.19. Для них характерны также и более древние значения модельного возраста — 2.12—2.29 млрд лет (табл. 4).

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Представленные в статье новые геохронологические данные свидетельствуют о том, что все гранитоиды кодарского комплекса имеют достаточно близкие значения возраста и были сформированы в пределах сравнительно узкого промежутка времени от  $1859 \pm 2$  до  $1876 \pm 4$  млн лет. Возраст гранитов кодарского комплекса полностью соответствует второму по величине пику U-Pb возраста цирконов в гранитоидах и детритовых цирконов в разновозрастных песчаниках (Condie, Aster, 2010), что указывает на его формирование в одно из главнейших орогенических событий планеты. В Сибирском кратоне становление гранитоидов кодарского комплекса полностью укладывается в возрастную интервал формирования Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса (1.84—1.88 млрд лет) (Ларин и др., 2003). Как уже было сказано выше, возраст гранитоидов кодарского комплекса полностью соответствует возрасту расслоенных плутонов чинейского комплекса, что позволяет рассматривать их как единую когенетическую магматическую ассоциацию. Геохимические особенности рассматриваемых гранитоидов свидетельствуют об их принадлежности к гранитам А-типа.

#### *Источники вещества*

Одной из важнейших задач, встающих перед исследователями магматических пород, является проблема источников вещества. Рассматриваемая

магматическая ассоциация имеет явно выраженный бимодальный характер. При этом большинство исследователей рассматривает генезис гранитов А-типа исключительно в связи с базитовым магматизмом. В этом случае связи кислых и базитовых магм ограничиваются тремя вариантами: (1) базитовые магмы — источник тепла для плавления коровых пород (Collins et al., 1982; Skjerlie, Johnston, 1992; Rämö, Naapala, 1996); (2) кислые магмы нормального и умеренно-щелочного типа образуются в ходе фракционирования толеитовых магм (Великославинский и др., 1978; Weaver et al., 1992; Kleeman, Twist, 1989); (3) комбинированные модели, когда привлекаются мантийный и коровый источники (Barker et al., 1975; DePaolo, 1981; Poitrasson et al., 1995; Bonin, 2004, 2007). Рассмотрим возможные изотопные и геохимические ограничения для формирования исходных магм гранитоидов кодарского комплекса.

Родоначальные магмы как умеренно-щелочных, так и щелочных гранитоидов А-типа отличаются высокими температурами и “сухостью” (Anderson, 1983; Frost, 1997; Litvinovsky et al., 2002 и др.), что накладывает ограничения на выбор петрогенетических моделей. При высоких температурах (>900°C) и средних или низких давлениях (<5 кбар) любой потенциальный магмообразующий субстрат, содержащий водосодержащую фазу (слюды, амфиболы), будет полностью плавиться (Clemens, Vielzeuf, 1987). Таким образом, породы верхней континентальной коры как возможный магмообразующий субстрат для гранитоидов А-типа исключаются. Это соответствует представлениям большинства исследователей о том, что в качестве возможного корового источника для гранитоидов А-типа могут быть только породы нижней континентальной коры (Anderson, 1983; Collins et al., 1982; Creaser et al., 1991; Skjerlie, Johnston, 1992; Naapala, Rämö, 1992).

При использовании Sm-Nd изотопных данных с целью идентификации источников и изучения процессов мантийно-корового взаимодействия при формировании исходных магм гранитоидов крайне важно обращать внимание на интервал времени между формированием континентальной коры данного региона и их внедрением. В рамках Sm-Nd изотопной систематики ювенильная новообразованная кора (особенно нижние ее части) по своим изотопным характеристикам мало отличается от мантии (Liègeois et al., 1998), что в первую очередь обусловлено очень большим периодом полураспада  $^{147}\text{Sm}$ . В связи с этим для изучения процессов мантийно-корового взаимодействия при формировании исходных магм гранитоидов наибольший интерес представляют те из них, которые приурочены к областям развития древней континентальной коры, где возраст становления магматических комплексов и возраст проявления корообразующих процессов часто су-

шественно отличаются. Гранитоиды кодарского комплекса полностью соответствуют данному ограничению. Они расположены в пределах Чара-Олекминского геоблока Алданского щита, образование континентальной коры которого завершилось к 3.0 млрд лет (Сальникова и др., 1996; Котов, 2003; Котов и др., 2006).

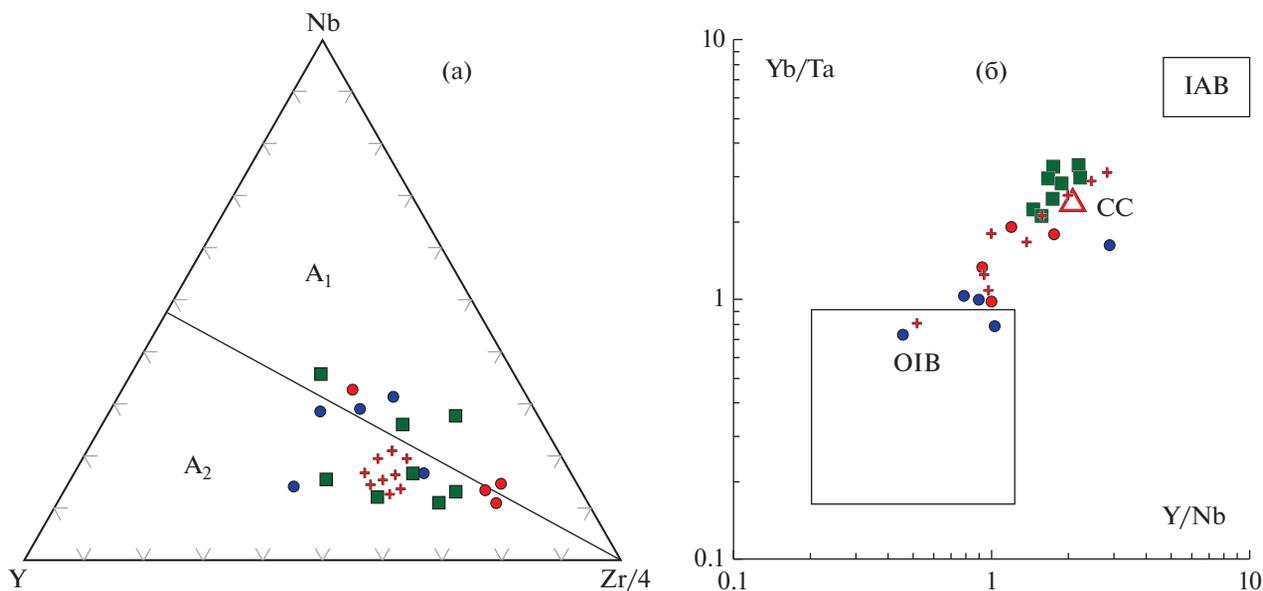
Изотопные характеристики Nd рассматриваемых гранитоидов (рис. 8, табл. 3) указывают на образование исходных магм в результате смещения вещества по крайней мере из двух источников. Один компонент — это, безусловно, породы архейской континентальной коры, образующей фундамент Чара-Олекминского геоблока. Второй компонент может быть представлен как веществом некоего ювенильного источника, так и метаосадочными породами палеопротерозойского Кодаро-Удоканского прогиба. Источниками последних послужили породы архейской континентальной и ювенильной палеопротерозойской коры (Подковыров и др., 2006; Ковач и др., 2017). Однако нижняя граница распространения отложений Кодаро-Удоканского прогиба не опускается ниже 11 км (Федоровский, 1985), что исключает возможность привлечения этих пород в качестве потенциального источника гранитоидов кодарского комплекса, так как, согласно расчетным данным, для гранитов А-типа глубина зарождения магматического очага оценивается как минимум в 20 км (Bonin, 2007). Как нам представляется, наиболее вероятным претендентом на роль второго компонента смещения является вещество мантийного происхождения (Ларин и др., 1999, 2012). В пользу этого предположения свидетельствует и ассоциация гранитоидов кодарского комплекса с идентичными по возрасту расслоенными мафитовыми интрузиями чинейского комплекса, а также достаточно широко развитые явления гибридизма кислой и базитовой магм. Значения  $\epsilon_{Nd}(T)$  в основных породах Чинейского массива варьируют в пределах от  $-5.2$  до  $-2.5$  (Гонгальский и др., 2008; неопубликованные данные А.Н. Тимашкова, ВСЕГЕИ). На возможную примесь мантийного компонента типа OIB в источнике гранитоидов кодарского комплекса указывают также и геохимические данные. Канонические соотношения несовместимых элементов свидетельствуют в пользу мантийно-корового взаимодействия при формировании исходных магм этих гранитоидов. Например, на диаграммах  $Ce/Pb-Zr/Nb$  и  $Nb/U-Zr/Nb$  точки их составов лежат вблизи области средних составов континентальной коры (Taylor, McLennan, 1985; Rudnic, Gao, 2004), в то время как пониженные значения  $Yb/Ta$  и  $Y/Nb$  отношений ( $0.8-3.2$  и  $0.8-2.8$ ) указывают на примесь компонента типа OIB, а низкие величины  $Zr/Nb$  ( $3.5-19.3$ ) практически исключают участие источника типа IAB. На диаграмме  $Y-Nb-Zr/4$  (рис. 10а) точки составов рассматриваемых гранитов распределены

между полями гранитов  $A_1$  и  $A_2$ , которые представляют собой соответственно дифференциаты магм, отделенных от источников типа OIB и от континентальной или андерплейтовой коры (Eby, 1992). В координатах  $Y/Nb-Yb/Ta$  (рис. 10б) они образуют тренд от поля OIB в сторону к полю IAB, интерпретируемый как тренд смещения мантийного источника типа OIB и континентальной коры (Eby, 1992).

Для оценки роли и типа возможных коровых источников, определявших изотопные характеристики Pb в гранитах кодарского комплекса, на диаграммы в координатах  $^{206}Pb/^{204}Pb-^{207}Pb/^{204}Pb$  и  $^{206}Pb/^{204}Pb-^{208}Pb/^{204}Pb$  (рис. 9) вынесены изотопные характеристики как исследуемых гранитоидов, так и пространственно ассоциирующихся с ними архейских пород Чара-Олекминского геоблока (Олекминской гранит-зеленокаменной области) (Neumark et al., 1993). Изотопные характеристики Pb архейских пород в координатах  $^{206}Pb/^{204}Pb-^{207}Pb/^{204}Pb$  образуют линейную регрессию, угол наклона которой отвечает возрасту этих пород 3.0 млрд лет (Neumark et al., 1993). Эта регрессия хорошо аппроксимируется кривой эволюции изотопного состава Pb, отвечающей значению  $\mu = 9.5$  и времени отделения от деплетированной мантии — не моложе 3.6 млрд лет по модели Крамерса—Толстикхина (Kramers, Tolstikhin, 1997).

Этой же кривой эволюции Pb отвечает положение фигуративных точек изотопного состава Pb в полевых шпатах из гранитов кодарского комплекса. При этом положение фигуративных точек этих гранитов находится вблизи точки, соответствующей возрасту 1.9 млрд лет, который совпадает с возрастом этих гранитов. Для полученного значения  $\mu = 9.5$  и возраста отделения от мантии ( $\geq 3.6$  млрд лет) линия эволюции изотопного состава Pb на диаграмме в координатах  $^{206}Pb/^{204}Pb-^{208}Pb/^{204}Pb$  (рис. 9б) должна отвечать параметру  $\kappa = 4.0$  и проходить выше модельной линии эволюции изотопного состава Pb в деплетированной мантии, согласно модели Крамерса—Толстикхина (Kramers, Tolstikhin, 1997).

Таким образом, изотопные характеристики Pb в гранитных массивах кодарского комплекса указывают на то, что эти граниты образовались, главным образом, за счет плавления вещества архейской коры, по своим изотопным параметрам близкой к коре Олекминской гранит-зеленокаменной области. Этому не противоречат и Nd изотопные данные, указывающие на древний коровый источник как доминирующий для рассматриваемых гранитов. При этом мантийный источник раннеархейской коры, представленной породами Олекминской гранит-зеленокаменной области, принимавшей участие в формировании гранитов кодарского комплекса, характеризовался U/Pb и Th/U соотношениями, отличными от та-

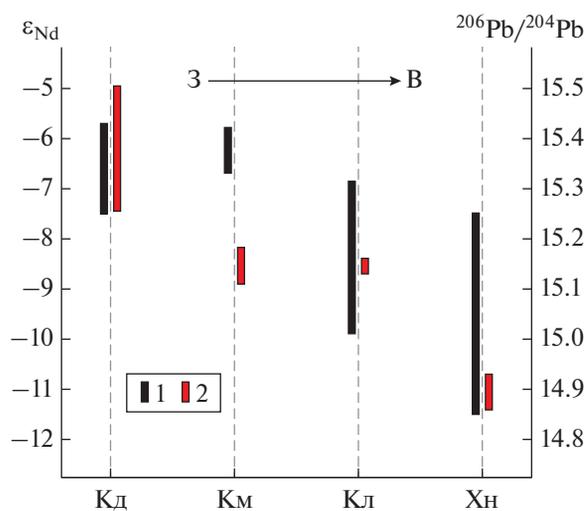


**Рис. 10.** Дискриминационные диаграммы Y–Nb–Zr/4 (a) и Y/Nb–Yb/Ta (б) и для гранитов А-типа, по (Eby, 1992). Условные обозначения см. рис. 3г. А<sub>1</sub> – А-граниты, представляющие собой дифференциаты магм, отделенных от источников, близких к таковым для ОИВ; А<sub>2</sub> – А-граниты, представляющие собой магмы, отделенные от континентальной коры, или андерплейтовой коры, которая прошла через цикл континентальной коллизии или островодужного магматизма; СС – континентальная кора (среднее значение).

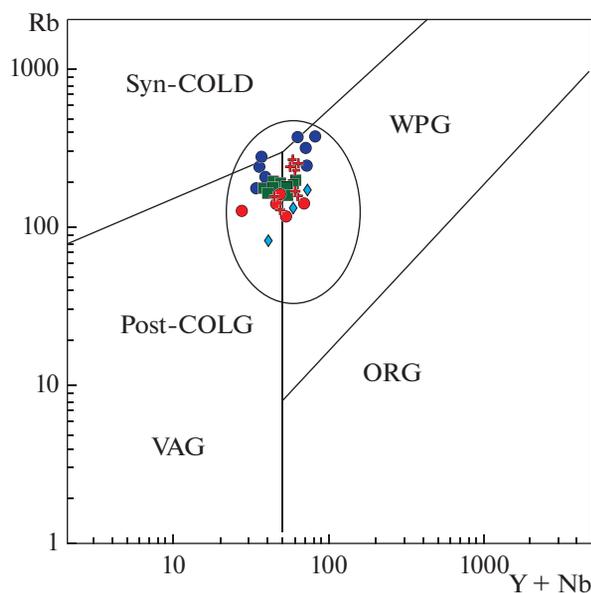
ковых в деплетированной мантии, отвечающей общепринятой модели Крамерса–Толстикина (Kramers, Tolstikhin, 1997), и имел допалеоархейскую историю (≥3.6 млрд лет). Таким источником, согласно имеющейся точке зрения (Shirey et al., 2008; O’Neil, Carlson, 2017), могла быть переработанная гадейская мафическая кора с близким к мантийному соотношением Sm/Nd.

Некоторое исключение в рассматриваемой совокупности составляют граниты Ханинского массива. Изотопные характеристики Nd в этих гранитах указывают на участие в их формировании несколько более древнего источника ( $T_{Nd}(C) = 3.0–3.3$  млрд лет) относительно остальных массивов комплекса ( $T_{Nd}(C) = 2.9–3.1$  млрд лет). Либо этот источник имел более низкое значение отношения Sm/Nd на момент формирования 2.9–3.1 млрд лет. В целом же для гранитов комплекса фиксируется некоторая изотопная зональность в направлении с запада на восток. Она выражается в последовательном снижении  $^{206}Pb/^{204}Pb$  и  $^{208}Pb/^{204}Pb$  отношений и уменьшении значений параметра  $\epsilon_{Nd}(T)$  от –6.3...–7.5 до –7.5...–11.5 от Кодарского массива к Ханинскому (рис. 11). При этом в Ханинском массиве эти изменения выражены наиболее контрастно. Изотопные характеристики Pb в гранитах Ханинского массива указывают на то, что в формировании этих гранитов принимал участие источник с более высокими значениями отношений U/Pb и Th/U. Таким параметрам могла отве-

чать древняя, раннеархейская кора, в результате дифференциации которой на раннем этапе ее существования сформировался коровый компонент с повышенным U/Pb соотношением. Повышенное значение отношения Th/U в этом компоненте может быть результатом последующего метаморфи-



**Рис. 11.** Диаграмма  $\epsilon_{Nd}(T)–^{206}Pb/^{204}Pb$  для различных массивов гранитоидов кодарского комплекса. 1 –  $\epsilon_{Nd}(T)$ , 2 –  $^{206}Pb/^{204}Pb$ . Массивы: Кд – Кодарский, Км – Кеменский, Кл – Каларский, Хн – Ханинский.



**Рис. 12.** Дискриминационная диаграмма Rb–(Y + Nb) для гранитоидов кодарского комплекса, по (Pearce et al., 1984). Условные обозначения см. рис. 3г, ромб – сателлит Каларского массива.

ческого преобразования, приведшего к частичной потере U (рис. 9а, 9б).

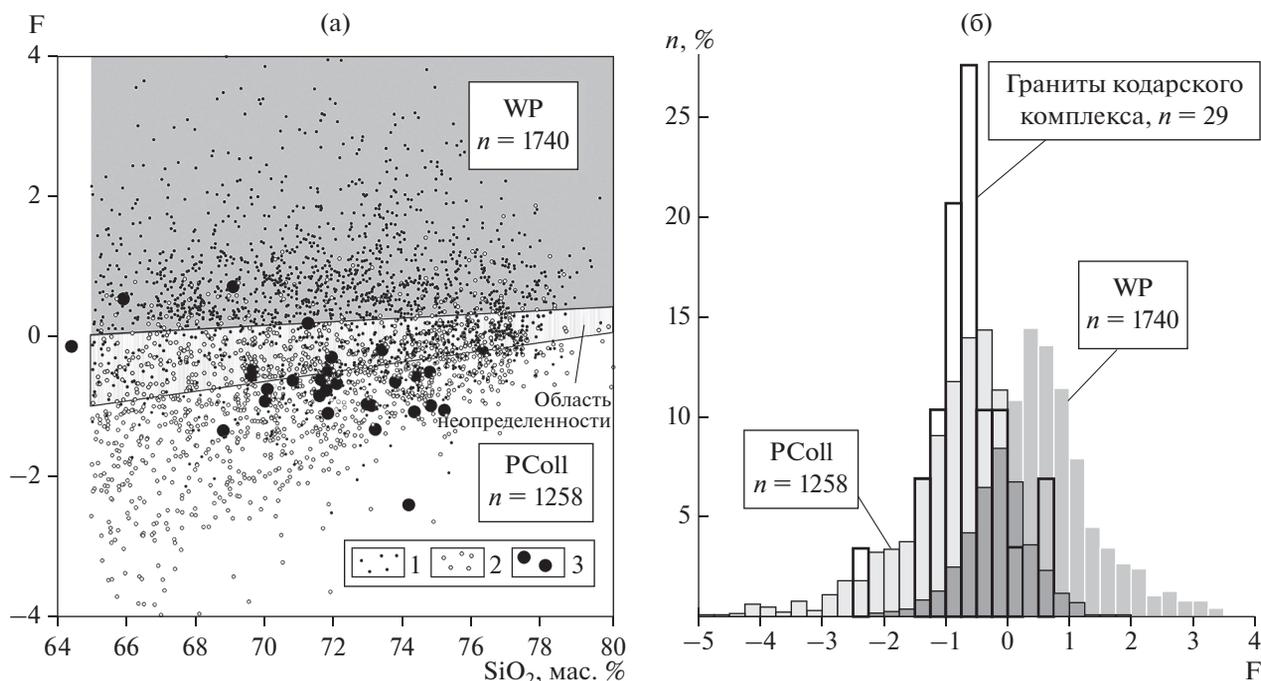
Таким образом, на основании анализа приведенных геохимических и изотопных (Nd и Pb) данных, можно полагать, что формирование исходных магм гранитоидов кодарского комплекса происходило в результате мантийно-корового взаимодействия, при смешении первичных базитовых мантийных магм или их производных и вторичных анатектических расплавов, возникших в результате парциального плавления вещества архейской нижней континентальной коры региона при термальном воздействии базитовых магм. Коровый компонент в составе источника явно преобладает и имеет гетерогенную природу, которая отражается в изотопной зональности в породах различных массивов кодарского комплекса. Мантийное вещество представлено обогащенной мантией с пониженным, относительно деплетированной мантии, соотношением Sm/Nd и повышенным U/Pb. При этом это должен быть долгоживущий мантийный источник с раннеархейским возрастом. Возможность участия мантийного компонента типа OIB определяется исключительно геохимическими данными.

#### *Геодинамическая обстановка формирования гранитоидов кодарского комплекса*

Тектоническое положение гранитоидов кодарского комплекса контролируется Становым

структурным швом. Массивы этих гранитов тяготеют к южной краевой части Чара-Олекминского террейна и располагаются почти исключительно в пределах Кодаро-Удоканского прогиба. Как зеркальное их отражение с противоположной стороны Станового структурного шва, в Иликанском блоке Джугджуро-Станового супертеррейна локализованы гранитоиды А-типа балыктахского комплекса. Они имеют такой же возраст ( $1866 \pm 3$  млн лет), как и кодарские граниты, и геохимически также очень близки к ним (Ларин и др., 2012). Становление массивов гранитоидов кодарского и балыктахского комплексов, скорее всего, отвечает заключительным этапам проявления коллизионных процессов, обусловленных столкновением Алданской и Джугджуро-Становой континентальных плит с раннедокембрийскими континентальными блоками Байкальской складчатой области. Массивы этих гранитоидов относятся к восточному окончанию Южно-Сибирского постколлизионного магматического пояса, протягивающегося по юго-западному обрамлению Сибирской платформы от Алданского щита до Ангаро-Канского блока Енисейского кряжа более чем на 2500 км. Формирование этого пояса происходило в течение короткого возрастного интервала (1.88–1.84 млрд лет) на завершающей стадии эволюции палеопротерозойского орогена, в процессе коллапса сформированных орогенических сооружений. Необходимо отметить, что магматизм этого этапа и этого пояса был для раннего протерозоя Сибирского кратона наиболее масштабным (Донская, 2019). При этом проявления инициального субдукционного магматизма имели место в интервале 2.06–2.02 млрд лет (Неймарк и др., 1998; Котов, 2003; Великославинский и др., 2006; Донская и др., 2013), а завершение коллизионных процессов происходило в южной части кратона в интервале 1.95–1.90 млрд лет (Котов и др., 1999; Котов, 2003; Ларин и др., 2006; Глебовицкий и др., 2008).

Геохимические характеристики гранитоидов кодарского комплекса наиболее близки к гранитам постколлизионного типа. На тектономагматической диаграмме Rb–(Y + Nb) Дж. Пирса (Pearce et al., 1984) они тяготеют к полю постколлизионных гранитов (рис. 12). На дискриминационной диаграмме для гранитоидов А-типа (рис. 13) они отвечают постколлизионным гранитам и отличаются от внутриплитных гранитов. Кристаллизация магмы для этих гранитов происходила в условиях несколько более высокой степени ее окисленности (рис. 3г) по сравнению с типичными внутриплитными “восстановленными” гранитами ильменитовой серии, такими, например, как граниты анортозит-рапакивигранитных ассоциаций (Frost, Frost, 1997). Окислительные условия кристаллизации выше FMQ буфера более харак-



**Рис. 13.** Дискриминантная диаграмма  $\text{SiO}_2$ – $F$  (а) и распределение значений  $F$  для гранитоидов кодарского комплекса (б). 1, 2 – гранитоиды А-типа: 1 – внутриплитные, 2 – постколлизийные; 3 – гранитоиды кодарского комплекса. WP – внутриплитные гранитоиды, PColl – постколлизийные гранитоиды.  $F = 0.0055Y + 0.52\text{FeO}^* + 0.009\text{Nb} + 0.019\text{Na}_2\text{O} + 0.31\text{SiO}_2 + 1.3\text{TiO}_2 + 0.36\text{K}_2\text{O} + 0.28\text{Al}_2\text{O}_3 + 0.29\text{CaO} - 0.0014\text{Rb} + 0.046\text{Yb} - 0.24\text{MgO} - 0.0013\text{Ce} + 0.095\text{Eu} - 0.0002\text{Zr} + 0.029\text{Sm} - 0.0084\text{Nd} + 0.0033\text{La} - 30.9$ ,  $\text{FeO}^* = 0.9\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ , петрогенные элементы в мас. %, редкие элементы – мкг/г. Заштрихованная область неопределенности ограничена 95% распределения фигуративных точек внутриплитных и постколлизийных гранитоидов. Источники данных – многочисленные публикации, в меньшей степени база данных GEOROC.

терны именно для постколлизийных гранитов А-типа (Ларин, 2011; Dall’Agnol, Oliveira, 2007).

Постколлизийный магматизм Кодаро-Удоканского района происходил в дискретном режиме. В частности, здесь в краевой части Чаро-Олекминского блока Алданского щита в зоне сочленения с Нечерским поднятием Байкальской складчатой области развиты граниты березовского комплекса ( $1894 \pm 4$  млн лет; неопубликованные данные авторов), фиксирующие магматический импульс, предшествующий гранитам кодарского комплекса всего на 20–30 млн лет. Эти граниты по своим текстурно-структурным, петрографическим и геохимическим характеристикам близки гранитам кодарского комплекса, отличаясь лишь несколько более низкими содержаниями большинства некогерентных элементов. Кроме того, следует отметить, что и в кодарском комплексе намечается слабовыраженная диахронность: Кеменский и Ханинский массивы формировались в интервале 1873–1876 млн лет, а Кодарский и Каларский (и его сателлит) массивы – 1859–1867 млн лет.

Многочисленные геохронологические данные (Донская и др., 2003, 2005, 2008, 2019; Ларин и др.,

2000, 2003, 2006; Левицкий и др., 2002; Ножкин и др., 2003; Неймарк и др., 1991; Туркина и др., 2006; Poller et al., 2005 и др.), полученные для магматических комплексов Южно-Сибирского пояса, свидетельствуют о том, что приращение континентальных блоков и террейнов к Сибирскому кратону осуществлялось последовательно – с востока (1.88–1.87 млрд лет) на запад (1.84 млрд лет), что дает возможность в первом приближении оценить продолжительность закрытия палеопротерозойского океана и вхождения Сибирского кратона в суперконтинент Нуня. При этом следует отметить, что такая тенденция однонаправленного изменения возраста постколлизийных магматических и метаморфических образований типична для транспрессионных орогенов. Палеомагнитные данные также подтверждают представления о формировании гранитов кодарского комплекса в постколлизийную (посторогенную) стадию тектонического развития региона в условиях литосферного растяжения. Они говорят о становлении жесткой структуры этой части кратона по крайней мере с 1.87 млрд лет (Водовозов, Зверев, 2015).

Южно-Сибирский постколлизийный магматический пояс в глобальном плане представляет

собой крупнейшую сшивающую тектоническую структуру, фиксирующую становление единого Сибирского кратона (Ларин и др., 2003; Ларин, 2011; Gladkochub et al., 2006), а также вхождения его в палеопротерозойский суперконтинент Нуна (Колумбия) (Ларин, 2011; Донская, 2019).

Присутствие мантийного компонента типа ОIВ в источниках гранитоидов кодарского комплекса, в целом не типичного для постколлизийного магматизма, по-видимому, можно объяснить их положением в пределах Кодаро-Удоканского эпикратонного прогиба, представляющего собой южное окончание палеопротерозойского авлакогена, который протягивается в субмеридиональном направлении от Станового структурного шва, палеопротерозойской сутурной зоны (Гусев, Хаин, 1995), вглубь Сибирского кратона. По сути дела, этот прогиб отвечает точке тройного сочленения авлакогена и двух лучей закрывшегося к 1.9 млрд лет океанического бассейна. Эта точка контролирует проявление весьма специфического палеопротерозойского внутриплитного магматизма: пикритов, резко обогащенных HFS-элементами (~2.2 млрд лет; Пухтель, Журавлев, 1992), щелочных гранитов катугинского комплекса (2.07 млрд лет), расслоенных интрузий чинейского комплекса (1.87 млрд лет; Попов и др., 2009), гранитоидов кодарского комплекса (1.88–1.86 млрд лет) и даек лампроитов (~1.87 млрд лет; Богатиков и др., 1991). Специфика этой зоны тройного сочленения подчеркивается формированием в том же возрастном интервале (2.2–1.9 млрд лет) широкого круга рудных месторождений (Cu, Fe, Ti, V, PGE, Ta, Nb, Sn-W, REE, Au, U), среди которых известны такие гиганты, как платиноносные Fe-Ti-V месторождения Этырко и Магнитное и сульфидное Cu-Ni-Pd Чинейское месторождение в основных породах чинейского комплекса, редкометальное месторождение Катугин в щелочных гранитах, месторождения медистых песчаников Удоканского рудного района Кодаро-Удоканского прогиба. Скорее всего, это связано с активностью мантийного суперплюма в интервале 2.2–2.1 млрд лет, которая привела к внутриконтинентальному рифтингу и открытию океанического бассейна. Поэтому можно предполагать, что геохимические “следы” источника ОIВ-типа в гранитоидах кодарского комплекса являются унаследованными от деятельности предшествующего мантийного суперплюма.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Граниты кодарского комплекса имеют минерало-петрографические и геохимические характеристики существенно калиевых постколлизийных гранитов А-типа и могут быть классифицированы как граниты рапакиви. Они образуют с мафит-ультрамафитовыми породами чинейского комплекса единую чиней-кодарскую магматиче-

скую ассоциацию, сформированную в возрастном интервале  $1876 \pm 4$ – $1859 \pm 2$  млн лет.

2. Массивы гранитов кодарского комплекса входят в состав гигантского Южно-Сибирского магматического пояса протяженностью более 2500 км, формирование которого происходило на завершающей стадии эволюции палеопротерозойского орогена (1.88–1.84 млрд лет) в процессе коллапса сформированных орогенических сооружений. В глобальном плане этот пояс представляет собой крупнейшую сшивающую тектоническую структуру, фиксирующую становление Сибирского кратона и вхождение его в палеопротерозойский суперконтинент Нуна.

3. Формирование исходных магм гранитоидов кодарского комплекса происходило в результате мантийно-корового взаимодействия при смешении первичных базитовых мантийных магм или их производных и вторичных анатектических расплавов, возникших в результате парциального плавления вещества архейской нижней континентальной коры региона при термальном воздействии базитовых магм. Коровый компонент в составе источника явно преобладает и имеет гетерогенную природу. В составе мантийного компонента смешения доминирует вещество древней обогащенной мантии, не исключается также присутствие вещества типа ОIВ.

*Благодарности.* Авторы выражают глубокую признательность рецензентам В.В. Ярмолюку и А.А. Цыганкову за ценные советы и конструктивные замечания, способствовавшие улучшению текста статьи, а также искреннюю благодарность Л.Б. Макарьеву и А.Н. Тимашкову (ВСЕГЕИ) за бескорыстную помощь в обеспечении геологическими материалами и плодотворные обсуждения проблем гранитоидного магматизма Алданского щита.

*Источники финансирования.* Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проекты: №№ 17-05-00659, 18-05-00403, 19-05-00647, 20-05-00401), РНФ (проект № 19-17-00205), темы НИР ИГГД РАН 0153-2019-0002 и 0153-2019-0001 и при поддержке гранта Правительства Российской Федерации № 075-15-2019-1883.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Богатиков О.А., Рябчиков И.Д., Кононова В.А. и др. Лампроиты. М.: Наука, 1991. 302 с.
- Великославинский Д.А., Биркис А.П., Богатиков О.А. и др. Анортозит-рапакивигранитная формация Восточно-Европейской платформы. Л.: Наука, 1978. 296 с.
- Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Первичная природа, возраст и геодинамическая обстановка формирования протолитов метаморфических пород федоровской толщи, Алданский щит // Петрология. 2006. Т. 14. № 1. С. 25–43.

- Водовозов В.Ю., Зверев А.Р.* Палеомагнетизм раннепротерозойских образований юга Сибирского кратона (хребты Удокан и Кодар) // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент. Всероссийская школа-семинар по проблемам палеомагнетизма и магнетизма горных пород. Научный совет по геомагнетизму РАН. М.: ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН, 2015. С. 27–33.
- Глебовицкий В.А., Хильтова В.Я., Козаков И.К.* Тектоническое строение Сибирского кратона: интерпретация геолого-геофизических, геохронологических и изотопно-геохимических данных // Геотектоника. 2008. № 1. С. 12–26.
- Гонгальский Б.И., Суханов М.К., Гольцман Ю.В.* Sm-Nd изотопная система Чинейского анортозит-габброноритового плутона (Восточное Забайкалье) // Проблемы геологии рудных месторождений, минералогии, петрологии и геохимии. М.: ИГЕМ РАН, 2008. С. 57–60
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1000000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист О-50 (Бодайбо). СПб.: ВСЕГЕИ, 2010. 612 с.
- Гусев Г.С., Хаин В.Е.* О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири) // Геотектоника. 1995. № 5. С. 68–82.
- Донская Т.В.* Раннепротерозойский гранитоидный магматизм Сибирского кратона. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2019. 38 с.
- Донская Т.В., Бибикова Е.В., Мазукабзов А.М. и др.* Приморский комплекс гранитоидов Западного Прибайкалья: геохронология, геодинамическая типизация // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 10. С. 1006–1016.
- Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Ковач В.П., Мазукабзов А.М.* Петрогенезис раннепротерозойских постколлизийных гранитоидов юга Сибирского кратона // Петрология. 2005. Т. 13. № 3. С. 253–279.
- Донская Т.В., Бибикова Е.В., Гладкочуб Д.П. и др.* Петрогенезис и возраст вулканитов кислого состава Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса, Сибирский кратон // Петрология. 2008. Т. 16. № 5. С. 452–479.
- Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М. и др.* Палеопротерозойские граниты чуйского и кутимского комплексов (юг Сибирского кратона): возраст, петрогенезис и геодинамическая природа // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 3. С. 371–389.
- Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М. и др.* Саяно-Бирюсинский вулканоплутонический пояс (южная часть Сибирского кратона): возраст, петрогенезис и геодинамическая позиция // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 1. С. 18–40.
- Зарайский Г.П., Аксюк А.М., Девятова В.Н. и др.* Цирконий-гафниевый индикатор фракционирования редкометалльных гранитов // Петрология. 2009. Т. 17. № 1. С. 28–50.
- Иванов А. И., Лифшиц В. И., Перевалов О. В. и др.* Докембрий Патомского нагорья. М.: Недра, 1995. 352 с.
- Ковач В.П., Котов А.Б., Гладкочуб Д.П. и др.* Возраст и источники метапесчаников чинейской подсерии удоканской серии (Алданский щит): результаты U-Th-Pb геохронологических (LA-ICP-MS) и Nd изотопных исследований // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы научного совещания. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2017. С. 124–125.
- Ковач В.П., Котов А.Б., Гладкочуб Д.П. и др.* Возраст и природа источников сноса метапесчаников кеменской подсерии удоканской серии (Алданский щит): результаты U-Th-Pb геохронологических и Lu-Hf изотопных исследований детритовых цирконов // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы совещания. 2018. С. 120–121.
- Котов А.Б.* Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. СПб: Изд. СПбГУ, 2003. 78 с.
- Котов А.Б., Шемякин В.М., Сальникова Е.Б., Ковач В.П.* Этапы формирования и изотопная структура континентальной коры Сутамского блока Алданского щита: Sm-Nd изотопная систематика гранитоидов // Докл. АН. 1999. Т. 366. № 6. С. 809–812.
- Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Глебовицкий В.А. и др.* Sm-Nd изотопные провинции Алданского щита // Докл. АН. 2006. Т. 410. № 1. С. 91–94.
- Ларин А.М.* Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. СПб.: Наука, 2011. 402 с.
- Ларин А.М.* Улкан-Джугджурская анортозит-рапакивигранит-щелочногранитная рудоносная магматическая ассоциация (Сибирский кратон): возраст, тектоническое положение, источники и металлогения // Геология рудн. месторождений. 2014. Т. 56. № 4. С. 291–316.
- Ларин А.М., Немчин А.А., Крымский Р.Ш., Ковач В.П.* Sm-Nd изотопные ограничения на генезис гранитов рапакиви кодарского комплекса (западная часть Алдано-Станового щита) // Докл. АН. 1999. Т. 369. № 2. С. 251–253.
- Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др.* Новые данные о возрасте гранитов кодарского и тукурингского комплексов, Восточная Сибирь: геодинамические следствия // Петрология. 2000. Т. 8. № 3. С. 267–279.
- Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др.* Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс: возраст, длительность формирования и тектоническое положение // Докл. АН. 2003. Т. 392. № 4. С. 506–511.
- Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др.* Раннепротерозойские коллизийные и постколлизийные граниты северной части Байкальской складчатой области // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 3. С. 3–15.
- Ларин А.М., Котов А.Б., Великославинский С.Д. и др.* Раннедокембрийские гранитоиды А-типа Алданского щита и его складчатого обрамления: источники и гео-

- динамические обстановки формирования // Петрология. 2012. Т. 20. № 3. С. 242–265.
- Левицкий В.И., Мельников А.И., Резницкий Л.З. и др. Посткинематические раннепротерозойские гранитоиды юго-западной части Сибирской платформы: геохронология, геодинамическая типизация // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 8. С. 717–732.
- Мануйлова М.М. Петрология гранитов Кодарского массива (Олекма-Витимская горная страна) // Тр. ЛАГЕД АН СССР. 1960. Вып. 9. С. 360–329.
- Мельников Н.Н. Погрешности метода двойного изотопного разбавления при изотопном анализе обыкновенного свинца // Геохимия. 2005. № 12. С. 1333–1339.
- Неймарк Л.А., Ларин А.М., Яковлева С.З. и др. Новые данные о возрасте пород акитканской серии Байкало-Патомской складчатой области по результатам U-Pb датирования цирконов // ДАН СССР. 1991. Т. 320. № 1. С. 182–186.
- Неймарк Л.А., Ларин А.М., Немчин А.А. и др. Геохимические, геохронологические (U-Pb) и изотопные (Pb, Nd) свидетельства анорогенного характера магматизма Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса // Петрология. 1998. Т. 6. № 2. С. 139–164.
- Ножкин А.Д., Бибилова Е.В., Туркина О.М., Пономарчук В.А. Изотопно-геохронологическое исследование (U-Pb, Ar-Ar, Sm-Nd) субщелочных порфиридных гранитов Таракского массива Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 9. С. 879.
- Подковыров В.Н., Котов А.Б., Ларин А.М. и др. Источники и области сноса раннепротерозойских терригенных пород удоканской серии южной части Кодаро-Удоканского прогиба: результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований // Докл. АН. 2006. Т. 408. № 2. С. 223–227.
- Попов Н.В., Котов А.Б., Постников Е.Б. и др. Возраст и тектоническое положение Чинейского расслоенного массива (Алданский щит) // Докл. АН. 2009. Т. 424. № 4. С. 517–521.
- Пухтель И.С., Журавлев Д.З. Раннепротерозойские пикриты Олекминской гранит-зеленокаменной области: изотопная Nd-систематика и петрогенезис // Геохимия. 1992. № 8. С. 1111–1123.
- Салон Л.И. Геология Байкальской горной области. Т. 2. Магматизм, тектоника и история геологического развития. М.: Недра, 1967. 699 с.
- Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Котов А.Б., Немчин А.А. Этапы формирования континентальной коры западной части Алданского щита: Sm-Nd систематика гранитоидов // Петрология. 1996. Т. 4. № 2. С. 115–130.
- Свириденко В.Т. Формация гранитов-рапакиви западной части Алданского щита // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1975. № 9. С. 25–39.
- Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б. Источники и условия образования раннепротерозойских гранитоидов юго-западной окраины Сибирского кратона // Петрология. 2006. Т. 14. № 3. С. 282–303.
- Федоровский В.С. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан (Восточная Сибирь). М.: Наука, 1985. 200 с.
- Anderson J.L. Proterozoic anorogenic granite plutonism of North America // Proterozoic geology: selected papers from an international Proterozoic symposium. Eds. L.G. Medaris, C.W. Byers, D.M. Mickelson, W.C. Shnaks. Geol. Soc. Amer. Mem. 1983. V. 161. P. 133–154.
- Barker F., Wones D.R., Sharp W.N., Desborough G.A. The Pikes Peak batholith, Colorado Front Range, and a model for the origin of the gabbro-anorthosite-syenite-potassic granite suite // Ibid. 1975. V. 2. P. 97–160.
- Bettencourt J.S., Tosdal R.M., Leite W.B., Payolla B.L. Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondônia Tin Province, southwestern border of the Amazonian craton, Brazil – Reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications // Prec. Res. 1999. V. 95. P. 41–67.
- Bonin B. Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal sources? A review // Lithos. 2004. V. 78. P. 1–24.
- Bonin B. A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problem and prospects // Ibid. 2007. V. 97. P. 1–29.
- Clemens J.D., Vielzeuf D. Constraints on melting and magma production in the crust // Earth Planet. Sci. Lett. 1987. V. 86. P. 287–306.
- Collins W.J., Beams S.D., White A.J.R., Chappell B.W. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia // Contrib. Mineral. Petrol. 1982. V. 80. P. 189–200.
- Condie K.C., Aster R.C. Episodic zircon age spectra of orogenic granitoids: The supercontinent connection and continental growth // Precamb. Res. 2010. V. 180. P. 227–236.
- Creaser R.A., Price R.C., Wormald R.J. A-type granites revisited: assessment of residual source // Geology. 1991. V. 19. P. 163–166.
- Dall'Agnol R., Oliveira D.C. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: Implications for classification and petrogenesis of A-type granites // Lithos. 2007. V. 93. P. 215–233.
- DePaolo D.J. Trace element and isotopic effects of combined wall-rock assimilation and fractional crystallization // Earth Planet. Sci. Lett. 1981. V. 52. P. 177–184.
- Eby G.N. Chemical subdivision of A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications // Geology. 1992. V. 20. P. 641–644.
- Frost C.D., Frost B.R. Reduced rapakivi-type granites: The tholeiite connection // Ibid. 1997. V. 25. P. 647–650.
- Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V. et al. The Siberian Craton and its evolution in terms of the Rodinia hypothesis // Episodes. 2006. V. 29. P. 169–174.
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: Implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. P. 249–265.
- Haapala I., Rämö O.T. Tectonic setting and origin of the Proterozoic rapakivi granites of southeastern Fennoscandia // Trans. R. Soc. Edinburg. Earth Sci. 1992. V. 83. P. 165–171.
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. P. 137–150.

- Keto L.S., Jacobsen S.B.* Nd and Sr isotopic variations of Early Paleozoic oceans // *Ibid.* 1987. V. 84. P. 27–41.
- Kleeman G.J., Twist, D.* The compositionally-zoned sheet-like granite pluton of the Bushveld Complex: Evidence bearing on the nature A-type magmatism // *J. Petrol.* 1989. V. 30. P. 1383–1414.
- Kramers J.D., Tolstikhin I.N.* Two terrestrial lead isotope paradoxes, forward transport modelling, core formation and the history of the continental crust // *Chem. Geology.* 1997. V. 139. P. 75–110.
- Krogh T.E.* A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1973. V. 37. P. 485–494.
- Liégeois J.-P., Navez J., Hertogen J., Black R.* Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalization // *Lithos.* 1998. V. 45. P. 1–28.
- Litvinovsky B.A., Jahn Bor-Ming, Zhanilevich A.N. et al.* Petrogenesis of syenite-granite suites from the Bryansky complex (Transbaikalia, Russia): Implications for the origin of A-type granitoid magmas // *Chem. Geol.* 2002. V. 189. P. 105–133.
- Ludwig K.R.* ISOPLOT – a plotting and regression program for IBM-PC compatible computers, version 2 // *US Geol. Surv. Open-File Rep.* 1988. V. 62. P. 88–557.
- Ludwig K.R.* PbDat for MS-DOS, version 1.21 // *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept.* 88-542. 1991. 35p.
- Ludwig K.R.* Isoplot 3.70. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // *Berkeley Geochronology Center Spec.* 2003. V. 4. 71 p.
- Manhes G., Allegre C.J., Provost A.* U-Th-Pb systematics of the eucrite “Juvinas”. Precise age determination and evidence for exotic lead // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1984. V. 48. 12. P. 2247–2264.
- Mattinson J.M.* A study of complex discordance in zircons using step-wise dissolution techniques // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1994. V. 116. P. 117–129.
- Millisenda C.C., Liew T.C., Hofmann A.W., Köhler H.* Nd isotopic mapping of the Sri Lanka basement: Update and additional constraints from Sr isotopes // *Prec. Res.* 1998. V. 66. P. 95–110.
- Neymark L.A., Kovach V.P., Nemchin A.A. et al.* Late Archaean intrusive complexes in the Olekma granite-greenstone terrane (eastern Siberia): Geochemical and isotopic study // *Ibid.* 1993. V. 62. P. 453–472.
- O’Neil J., Carlson R.W.* Building Archaean cratons from Hadean mafic crust // *Science.* 2017. V. 355. P. 1199–1202.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G.* Trace element distribution diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrol.* 1984. V. 25. Part 4. P. 956–983.
- Poitrasson F., Duthou J.-L., Pin C.* The relationship between petrology and Nd isotopes as evidence for contrasting anorogenic granite genesis: Example of the Corsican Province (SE France) // *Ibid.* 1995. V. 36. P. 1251–1274.
- Poller U., Gladkochub D., Donskaya T. et al.* Multistage magmatic and metamorphic evolution in the Southern Siberian Craton: Archean and Paleoproterozoic zircon ages revealed by SHRIMP and TIMS // *Prec. Res.* 2005. V. 136. P. 353–368.
- Rämö O.T., Haapala I.* Rapakivi granite magmatism: A global review with emphasis on petrogenesis // *Petrology and Geochemistry of Magmatic suites of rocks in the continental and oceanic crust.* Ed. D. Demaiffe. Université Libre de Bruxelles. Royal Museum for Central Africa (Tervuren), 1996. P. 177–200.
- Rudnick R.L., Gao S.* Composition of the Continental crust // *The Crust.* (Ed. R.L. Rudnick). V. 3. Treatise on Geochemistry (Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian). Elsevier Ltd. [CD-ROM]. 2004. P. 1–64.
- Shirey S.B., Kamber B.S., Whitehouse M.J. et al.* A review of the isotopic and trace element evidence for mantle and crustal processes in the Hadean and Archean: Implications for the onset of plate tectonic subduction // *Eds. K.C. Condie, V. Pease. When Did Plate Tectonics Begin on Planet Earth?* *Geol. Soc. Amer.* 2008. Special Paper 440. P. 1–29.
- Skjerlie K.P., Johnston A.D.* Vapor absent melting at 10 kbar of magmas biotite- and amphibole-bearing tonalitic gneiss: Implications for the generation of A-type granites // *Geology.* 1992. V. 20. P. 263–266.
- Sun S.-S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the Ocean Basins.* Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geological Society. London. Special Publication. 1989. № 42. P. 313–345.
- Stacey J.S., Kramers J.D.* Approximation of terrestrial lead isotopic composition by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 26. P. 207–221.
- Steiger R.H., Jäger E.* Subcommission of Geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Ibid.* 1976. V. 36. № 2. P. 359–362.
- Taylor S.R., McLennan S.M.* The continental crust: its composition and evolution. Oxford, London, Edinburgh, Boston, Palo Alto, Melbourne: Blackwell Scientific Publications, 1985. 312 p.
- Watson E.B.* The role of accessory minerals in granitoid geochemistry // *Hutton Conference of the Origin of granites.* Univ. Edinburgh. 1987. P. 209–213.
- Watson E.B., Harrison T.M.* Zircon saturated revisited. Temperature and composition effects in variety of crustal magma types // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1983. V. 64. P. 295–304.
- Weaver B.L., Hogan J.P., Gilbert M.C., Lambert D.D.* Origin of A-type granites from the southern Oklahoma aulacogen: The importance of crystal fractionation of mafic magmas // *Eos.* 1992. V. 73. P. 347.
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W.* A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1987. V. 95. P. 407–419.

## Rapakivi Granites of the Kodar complex (Aldan shield): Age, Sources and Tectonic Setting

A. M. Larin<sup>1</sup>, A. B. Kotov<sup>1</sup>, V. P. Kovach<sup>1</sup>, E. B. Sal'nikova<sup>1</sup>, D. P. Gladkochub<sup>2</sup>, V. M. Savatenkov<sup>1</sup>,  
S. D. Velikoslavinskii<sup>1</sup>, T. M. Skovitina<sup>2</sup>, N. G. Rizvanova<sup>1</sup>, N. A. Sergeeva<sup>1</sup>, and V. Yu. Vodovozov<sup>3,4</sup>

<sup>1</sup>*Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Science, Saint-Petersburg, Russia*

<sup>2</sup>*Institute of Earth Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Science, Irkutsk, Russia*

<sup>3</sup>*Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*

<sup>4</sup>*Geological Institute, Russian Academy of Science, Moscow, Russia*

Geochemical, geochronological (U-Pb on zircon ID-TIMS) and isotope-geochemical (Nd, Pb) studies of granitoids of the Kodar complex developed in the western part of the Aldan shield have been carried out. It has been established that they can be classified as postcollisional rapakivi A-type granites, forming a single magmatic association with mafic-ultramafic rocks of the China complex, formed in the age interval  $1876 \pm 4$ – $1859 \pm 2$  Ma. The massifs of this association are part of the giant South Siberian magmatic belt over 2500 km in length, which was formed at the final stage (1.88–1.84 Ga) of the evolution of the Paleoproterozoic orogen. Globally, this belt is the largest stitch tectonic unit that marks the formation of the Siberian craton and its entry into the Paleoproterozoic supercontinent Nuna. The formation of the initial magmas of the granitoids of the Kodar complex occurred because of mantle-crustal interaction, during the mixing of primary basic mantle magmas or their derivatives and secondary anatectic melts that formed as a result of partial melting of the Archean lower continental crust of the region under the thermal influence of basic magma. The crustal component in the composition of the source clearly predominates and has a heterogeneous nature. The material of the ancient enriched mantle dominates the composition of the mantle component; the presence of the OIB-type material is also possible.

*Keywords:* granitoids, rapakivi, source, continental crust, mantle, postcollisional geodynamic setting, geochronology, isotopic geochemistry, petrogenesis, Aldan shield, Siberian craton