

**ВОЗРАСТНЫЕ РУБЕЖИ И ОЦЕНКА ДЛИТЕЛЬНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ  
КАЛГУТИНСКОЙ Mo-W РУДНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ (Алтай):  
ТЕРМОХРОНОЛОГИЯ И МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ**

**А.Г. Владимиров<sup>1,2,3</sup>, И.Ю. Анникова<sup>1,2,3</sup>, Н.Г. Мурзинцев<sup>1</sup>, А.В. Травин<sup>1,2,3</sup>,  
Е.Н. Соколова<sup>1,2</sup>, С.З. Смирнов<sup>1,2,3</sup>, О.А. Гаврюшкина<sup>1,2</sup>, Т.А. Ойцева<sup>4</sup>**

<sup>1</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,  
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

<sup>2</sup>Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

<sup>3</sup>Томский государственный университет, 634050, Томск, просп. Ленина, 36, Россия

<sup>4</sup>Восточно-Казахстанский государственный технический университет,  
070004, Усть-Каменогорск, ул. Протожанова, 69, Республика Казахстан

Калгутинская Mo-W рудно-магматическая система (РМС) представлена одноименным гранитным батолитом ( $S = 70 \text{ км}^2$  на современном эрозионном срезе,  $V = 12\,800 \text{ км}^3$ , по геолого-геофизическим данным). Этот батолит прорван Восточно-Калгутинским поясом редкометалльных онгонит-эльвановых даек, которые сопряжены в пространстве и времени с одноименным кварцево-жильно-грейзеновым Mo-W месторождением. Геологические и петрогенетические исследования, а также результаты опубликованных и новых авторских данных по геохронологическому датированию (U/Pb — циркон, Re/Os — молибденит,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  — биотит, мусковит) позволили реконструировать термохронологическую историю формирования — Калгутинской РМС. Выделены пять этапов: I ( $215 \pm 1$  млн лет) отвечает формированию гранитов главной интрузивной фазы и богатого молибденового оруденения, представленного рудным телом, именуемым «Молибденовый шток»; II ( $206 \pm 1$  млн лет) — связан с образованием штоков лейкогранитов и внутригранитных пегматитов в гранитах главной интрузивной фазы; III ( $202 \pm 1$  млн лет) — онгонит-эльвановый, его временной диапазон соответствует формированию большинства даек, слагающих дайковый пояс; IV ( $195 \pm 1$  млн лет) отвечает развитию ультраредкометаллических протяженных даек онгонитов и эльванов, локализованных в центральной части дайкового пояса, пространственно совмещенной с богатыми вольфрамовыми жилами месторождения; V ( $181 \pm 1$  млн лет) — представлен маломощными дайками онгонитов и эльванов на периферии дайкового пояса. Проведено математическое тестирование выделенных возрастных рубежей Калгутинской Mo-W рудно-магматической системы на основе модели кристаллизационной дифференциации и динамики теплообмена в магматической камере, отвечающей Калгутинскому гранитному батолиту. Полученные результаты позволяют утверждать, что формирование гранитного батолита ( $215 \pm 1$  млн лет) и оторванного во времени онгонит-эльванового дайкового комплекса с богатым Mo-W оруденением ( $195 \pm 1$  млн лет) может быть объяснено только в варианте двухуровневой рудно-магматической системы, в которой существует «верхний» гранитный батолит на глубине 8—15 км и «нижний» гранитный очаг на глубине 20—31 км. Общая продолжительность рудно-магматических процессов составляет 20 млн лет (рудопродуктивный этап) и 30 млн лет, если учитывать единичные эльвановые дайки по периферии Калгутинского месторождения с бедным кварц-флюорит-барит-ферберитовым оруденением ( $181 \pm 1$  млн лет).

*Редкометалльные граниты, онгониты, эльваны, Mo-W месторождения, U/Pb и Ar/Ar изотопное датирование, термохронология, математическое моделирование, Горный Алтай.*

**STAGES AND DURATION OF FORMATION OF THE KALGUTY Mo-W  
ORE-MAGMATIC SYSTEM (Altai):  
THERMOCHRONOLOGY AND MATHEMATICAL MODELING**

**A.G. Vladimirov, I.Yu. Annikova, N.G. Murzintsev, A.V. Travin, E.N. Sokolova,  
S.Z. Smirnov, O.A. Gavryushkina, and T.A. Oitseva**

The Kalguty Mo-W ore-magmatic system (OMS) is a granite batholith ( $S = 70 \text{ км}^2$ ,  $V = 12,800 \text{ км}^3$  at the recent denudation level, according to geological and geophysical data). This batholith is cut by the East Kalguty belt of rare-metal ongonite-Elvan dikes spatially and temporally associated with the East Kalguty quartz-vein-greisen Mo-W deposit. Geological and petrogenetic studies along with published and our new results of geochronological (U/Pb zircon, Re/Os molybdenite, and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  biotite and muscovite) dating made it possible to reconstruct the thermochronological history of the Kalguty OMS. Five stages have been recognized: I ( $215 \pm 1 \text{ Ma}$ ) — formation of granites of major intrusive phase and of Mo-rich mineralization, which is an

orebody called the Molybdenum stock; II ( $206 \pm 1$  Ma) — formation of leucogranite and intragranitic-pegmatite stocks in the granites of major intrusive phase; III ( $202 \pm 1$  Ma) — formation of most of ongonite–elvan dikes composing a dike belt; IV ( $195 \pm 1$  Ma) — formation of long ultrarare-metal ongonite–elvan dikes in the central part of the dike belt, which is spatially associated with the W-rich veins of the deposit; and V ( $181 \pm 1$  Ma) — formation of thin ongonite–elvan dikes on the periphery of the dike belt. The recognized age stages of the Kalguty Mo–W ore-magmatic system were mathematically tested based on the model of crystallization differentiation and the dynamics of heat and mass transfer in the magma chamber corresponding to the Kalguty granite batholith. The results obtained show that the formation of a granite batholith ( $215 \pm 1$  Ma) and a later ongonite–elvan dike complex with Mo–W-rich mineralization ( $195 \pm 1$  Ma) can be explained only by a two-level ore-magmatic system with the “upper” granite batholith at a depth of 5–15 km and the “lower” granite chamber at a depth of 20–31 km. The total duration of ore-magmatic processes is 20 Myr (ore production stage) or 30 Myr, if we take into account occasional elvan dikes with poor quartz–fluorite–barite–ferberite mineralization ( $181 \pm 1$  Ma) on the periphery of the Kalguty deposit.

*Rare-metal granites, ongonites, elvans, Mo–W deposits, U/Pb and Ar/Ar isotope dating, thermochronology, mathematical modeling, Gorny Altai*

## ВВЕДЕНИЕ

Проблема оценки длительности формирования редкометалльно-гранитных рудно-магматических систем (РМС), в том числе с участием гранитоидных батолитов, онгонитов и эльванов, слабо освещена в научной литературе. На основе экспериментальных данных и математического моделирования традиционно считается, что кремнекислая магма не может длительное время находиться в расплавленном состоянии, в частности, отвердевание редкометалльно-гранитного расплава происходит в сотни тысяч лет — первые миллионы лет в зависимости от объема магматической камеры [Аверкин и др., 1988; Шарпов, Аверкин, 1990; Владимиров и др., 1993; Коваленко и др., 1999]. Эти представления подтверждаются изотопно-геохронологическими данными по рудно-магматическим системам, отвечающим гипабиссальной фации глубинности (например, литий-фтористые граниты Восточного Забайкалья [Костицын и др., 2004]), и сопоставимы с продолжительностью зарождения и отмирания рудоносных гидротермальных систем ( $\leq 0.5$ – $2.0$  млн лет) [Merceron et al., 1992].

Вместе с тем приходится констатировать, что в большинстве публикаций приводятся результаты изотопного датирования только магматических пород, а возраст рудных образований (внутримагматическая и/или постмагматическая минерализация) устанавливается по геологическим наблюдениям и соответствующей геохимической специализации гранитов: редкометалльные граниты Бовуар (Франция) [Raimbault et al., 1995], гранитные комплексы Чукотки и Приамурья с онгонитами и Sn–W оруденением [Алексеев, 2013], Хангилайский редкометалльный рудный пояс в Восточном Забайкалье с входящими в его состав Орловским (Ta–Nb) и Спокойнинским (W) месторождениями [Коваленко и др., 1999; Баданина и др., 2010], топаз-протолигнитовые граниты и онгониты Базардаринского рудного района (Юго-Восточный Памир) [Владимиров и др., 1991], оловоносные гранит-лейкограниты массива Пиа Оак (Северный Вьетнам) [Владимиров и др., 2012б]. Анализ этих материалов позволяет сделать вывод, что действительно существовали кратковременные рудно-магматические импульсы (магматическая камера  $\Rightarrow$  дифференциация магматического расплава  $\Rightarrow$  рудоносные гидротермальные флюиды), которые характерны для гранитоидных массивов и связанных с ними гидротермальных систем на гипабиссальном уровне глубинности (0.5– $2.0$  кбар,  $h = 1.5$ – $7.0$  км).

Однако по мере увеличения глубины формирования (мезоабиссальная и абиссальная фации,  $h \geq 10$ – $15$  км) длительность образования рудно-магматических систем существенно превышает традиционные модельные оценки. Так, например, для ряда гранитоидных батолитов, с которыми ассоциирует редкометалльное оруденение, установлены длительные интервалы их формирования (десятки миллионов лет): граниты Азиатского оловянного пояса [Cobbing et al., 1986], Корнубийский батолит [Darbyshire, Shepherd, 1994], Рудные горы в Чехии [Štemprock et al., 2005], Вознесенская РМС в Приморье [Гоневчук, 2002; Руб, Руб, 2006], редкометалльные граниты и сподуменовые пегматиты Калба-Нарымской рудной зоны (Восточный Казахстан) [Дьячков, 2012; Владимиров и др., 2012а; Oitseva et al., 2016] и Забайкалья [Загорский и др., 2014; Antipin et al., 2016; и др].

В статье предпринята первая попытка решить эту проблему, используя два независимых подхода к оценке длительности формирования редкометалльных рудно-магматических систем, в состав которых входят гранитоидные батолиты и постгранитные онгонит-эльвановые дайки. Первый подход заключается в термохронологическом анализе геологических объектов на основе U/Pb и  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  изотопного датирования [Травин, 2016]. Второй подход предполагает математическое тестирование выделенных

возрастных рубежей на основе модели кристаллизационной дифференциации и динамики тепломассообмена в магматической камере, отвечающей гранитоидному батолиту [Мурзинцев и др., 2016].

В качестве объекта исследований выбран Калгутинский гранитоидный батолит и одноименное Мо-В месторождение (Горный Алтай), где в пределах одного эрозионного среза детально изучены породы и руды всех этапов формирования редкометалльной рудно-магматической системы (граниты, лейкограниты, внутригранитные пегматиты и штокверки, постгранитные дайки, Мо-В кварцево-рудные жилы и грейзены), а также получены достоверные представления о глубинной морфологии и структуре гранитного батолита по геолого-геофизическим данным [Анникова и др., 2004].

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

**Тектоническая позиция.** Калгутинская РМС представляет собой пример взаимосвязи гранитно-магматизма и редкометалльно-молибден-вольфрамового оруденения. Ее формирование относят к внутриплитному этапу, связанному с тектономагматической активизацией и, как следствие, с интенсивными сдвигово-раздвиговыми деформациями литосферы Алтайского аккреционно-коллизийного орогена под воздействием Сибирского суперплюма [Добрецов и др., 2005; Владимиров и др., 2005]. В этих геодинамических условиях был проявлен ряд рудно-магматических систем, к которым относятся крупные и уникальные месторождения Мо, W, Sn, Li, Rb, Cs, Ta, Nb, Be [Щерба и др., 1998, 2000; Владимиров и др., 2003, 2012а; Добрецов и др., 2010; Кузьмин, Ярмолюк, 2011; Дьячков, 2012]. В геологических структурах Алтайской аккреционно-коллизийной системы Калгутинскую РМС следует рассматривать как автономный магматический очаговый ареал (рис. 1, 2), формирование которого обусловлено существованием глубинной магматической камеры — гранитного батолита, на современном эрозионном срезе имеющего следующие параметры:  $S = 70 \text{ км}^2$ ,  $V = 12800 \text{ км}^3$ , по геолого-геофизическим данным [Анникова и др., 2004]. Батолит прорван онгонит-эльвановыми дайками, с которыми совмещено Калгутинское Мо-В месторождение кварцево-жильно-грейзенового типа. Геологическая, петрографическая и минералогическая характеристики магматических комплексов и рудных образований Калгутинской РМС представлены в многочисленных публикациях [Дергачев и др., 1981; Дергачев, 1988, 1989а,б; Владимиров и др., 1997, 1998; Титов и др., 2001; Анникова и др., 2006; Поцелуев и др., 2008; Соколова и др., 2011; Гусев, 2011]. Здесь отметим основные особенности этой рудно-магматической системы, необходимые для корректной оценки длительности ее формирования.

**Глубинная морфология Калгутинского гранитоидного батолита** была определена на основе карт гравитационного поля: остаточных аномалий силы тяжести ( $\Delta g_{\text{ост.}} = \Delta g_{\text{набл.}} - \Delta g_h = 10 \text{ км}$ ) масштаба 1:200 000, регионального фона масштаба 1:500 000 ( $\Delta g_h = 10 \text{ км}$ ), карт изодинам м-ба 1:50 000 Калгутинского района. Расчеты моделей проводились по  $\Delta g_{\text{набл.}}$ , полученному суммированием значений регионального фона и остаточных аномалий. Методика моделирования гравитационных и магнитных аномалий основана на комплексном подходе к интерпретации данных гравиметрии, магнитометрии, сейсморазведки и геологии [Василевский, 1980; Витте, 1981; Витте, Василевский, 1988]. Результаты моделирования гравитационных аномалий по главным профилям (рис. 3) сводятся к следующему [Анникова и др., 2004]:

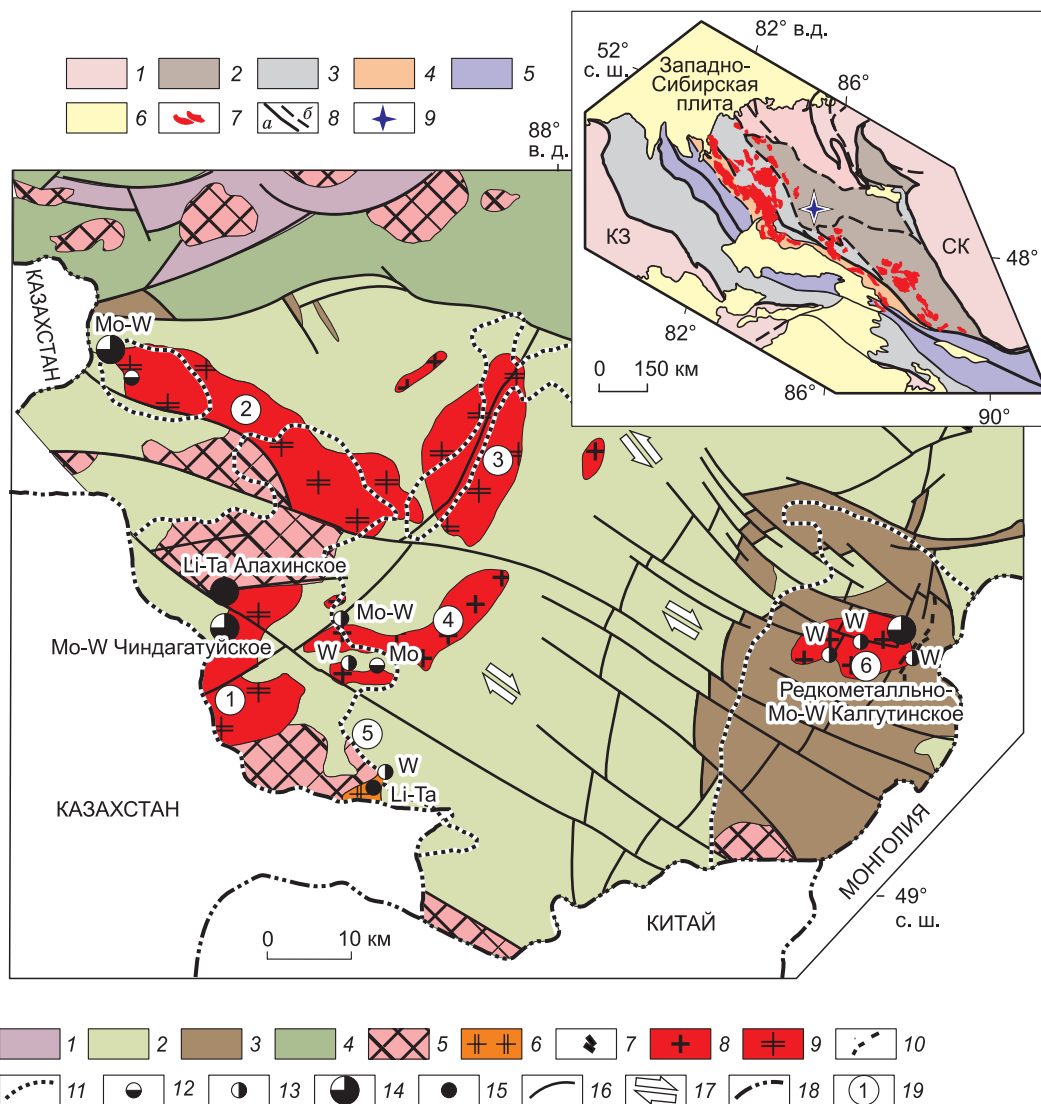
1. В центральной части батолита установлена «ножка» шириной 1—2 км, протягивающаяся в с.-в. направлении и падающая на ю.-в. по углом 45—60°.

2. К с.-з. от центральной части батолита и глубокозалегающей под ней «ножки» граниты слагают пластообразное тело мощностью 6—9 км с резким обрывом на границе Калгутинской вулканоплутонической структуры.

3. К ю.-в. от центральной части батолита и глубокозалегающей «ножки» граниты слагают сложное по конфигурации тело, которое можно интерпретировать как серию крутопадающих на ю.-в. блоков с контрастно уменьшающейся мощностью гранитов до 3—4 км.

**Магматические комплексы Калгутинской РМС** включают одноименный массив редкометалльных порфировидных гранитов главной фазы (см. рис. 2), интрузивные штоки лейкогранитов (Аргамджинский, Джумалинский и Восточный) и Восточно-Калгутинский онгонит-эльвановый дайковый пояс (рис. 4). Породы главной интрузивной фазы представлены биотитовыми и двуслюдяными крупнозернистыми порфировидными гранитами мезоабиссальной фации глубинности.

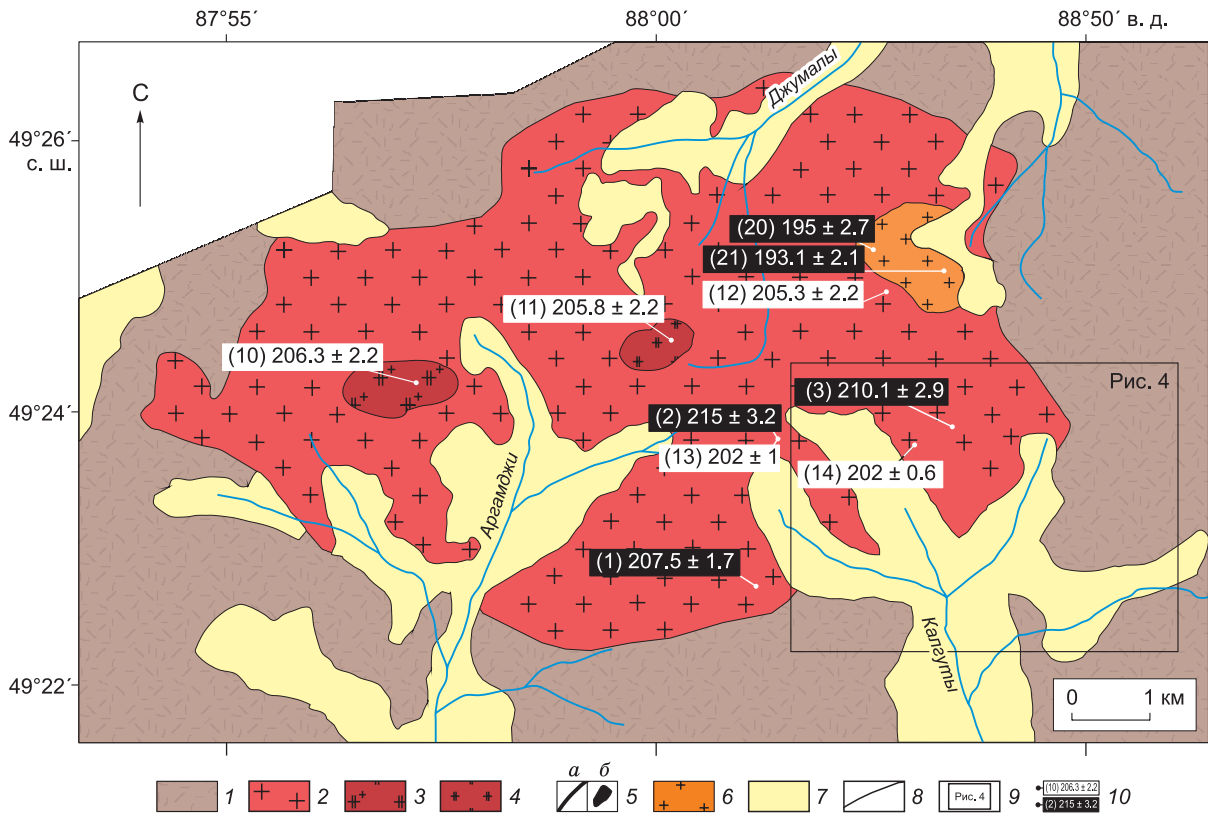
В результате специализированного картирования, проведенного В.Б. Дергачевым [1988, 1989а], в пределах Восточно-Калгутинского дайкового пояса, имеющего протяженность 10—15 км при ширине около 3 км, было закартировано 125 онгонитовых и эльвановых даек мощностью от десятков сантиметров до первых метров (см. рис. 3). Главные вкрапленники в этих породах — калиевый полевой шпат, альбит, кварц, мусковит, в единичных дайках — биотит. В подчиненных, но значительных количествах встречаются апатит и флюорит. Среди аксессуарных минералов диагностированы пирит, циркон, монацит, танталит-колумбит, ксенотим, вольфрамит, монтебразит, гердерит, магнетит [Титов и др., 2001; Соколова и др., 2011; Sokolova et al., 2011].



**Рис. 1.** Схема расположения позднепалеозойско-раннемезозойских гранитоидных батолитов и редкометалльных месторождений в геологических структурах южной части Горного Алтая, по [Владимиров и др., 1997, 2003; Шокальский и др., 2000; Анникова и др., 2006] с изменениями.

1 — структурно-вещественные комплексы венд-раннекембрийской аккреционной призмы Горного Алтая; 2—4 — Холзунско-Чуйский террейн в составе Алтае-Монгольского микроконтинента: 2 — нижний структурный этаж — турбидитовые толщи раннепалеозойского возраста, 3 — верхний структурный этаж, осадочно-вулканогенные толщи среднепалеозойского возраста, 4 — коллизионный шов, представленный южно-чуйским метаморфическим комплексом (PZ<sub>1</sub>—PZ<sub>2</sub>); 5 — среднепалеозойские коллизионные гранитоиды, имеющие известково-щелочной состав в пределах Холзунско-Чуйского террейна и монцитонидный в пределах Южно-Чуйского коллизионного шва; 6—10 — раннемезозойские магматические комплексы, относящиеся к внутриплитному этапу тектогенеза: 6 — гранит-лейкограниты кунгурджаринского комплекса (T<sub>2</sub>kg), 7 — лампрофиры и щелочные базальты чуйского комплекса (T<sub>2</sub>č), 8 — гранит-лейкограниты калгутинского комплекса (T<sub>3</sub>-J<sub>1</sub>kl), 9 — гранит-лейкограниты чиндагатуйского комплекса (J<sub>1</sub>čп), 10 — гранит-порфиры, эльваны и онгониты восточно-калгутинского комплекса (J<sub>1</sub>vk); 11 — контуры Бухтарминского (на западе) и Калгутинского (на востоке) очаговых ареалов раннепалеозойского возраста, проведенные с учетом отрицательных аномалий остаточного гравитационного поля; 12—15 — редкометалльные гидротермальные и магматогенные рудопровления и месторождения: 12 — существенно-молибденовые, 13 — существенно-вольфрамовые, 14 — молибден-вольфрамовые, 15 — литий-танталовые; 16 — раннемезозойские разломы сдвигового и взбрособросового характера; 17 — преобладающая кинематика сдвигов в различных геоблоках (литонах); 18 — государственные границы; 19 — номера массивов: 1 — Чиндагатуйский, 2 — Орочаганский, 3 — Акалахинский, 4 — Текекундейский, 5 — Кунгурджаринский, 6 — Калгутинский. На врезке: Алтайская аккреционно-коллизионная система, по [Владимиров и др., 2003, 2008] с изменениями. 1 — неопротерозойские-раннепалеозойские структурно-вещественные комплексы Сибирского (СК) и Казахстанского (КЗ) палеоконтинентов; 2 — Алтае-Монгольский террейн (микроконтинент); 3 — Рудно-Алтайский и Жарма-Саурский окраинно-морско-островодужные террейны; 4 — Калба-Нарымский турбидитовый террейн; 5 — Чарский океанический террейн; 6 — кайнозойские отложения; 7 — гранитоиды в возрастном диапазоне от позднего карбона до ранней юры нерасчлененные; 8 — региональные сдвиги и разломы нерасчлененные: а — достоверные, б — предполагаемые; 9 — Калгутинское рудное месторождение.





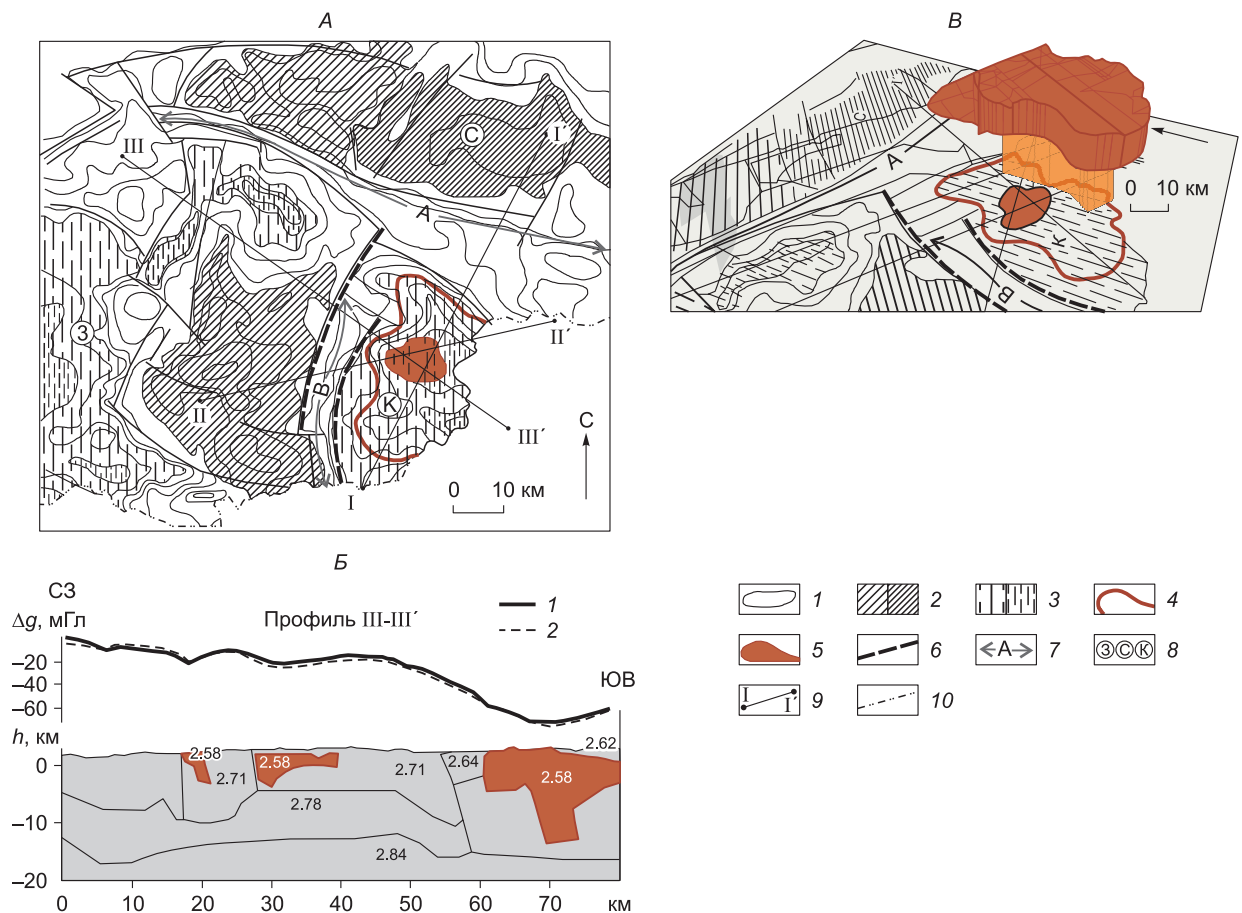
**Рис. 2. Схема геологического строения Калгутинского редкометалльно-гранитного батолита, по [Анникова и др., 2006] с изменениями.**

1 — девонские вулканогенно-осадочные отложения нерасчлененные; 2 — порфировидные биотитовые граниты главной интрузивной фазы; 3 — резкопорфировидные двуслюдяные турмалинсодержащие лейкограниты (Аргамджинский штук); 4 — порфировидные и/или неравномерно-зернистые двуслюдяные лейкограниты (Джумалинский штук); 5 — Восточно-Калгутинский онгонит-эльвановый пояс (а — дайки, б — массивы); б — крупнозернистые мусковитовые лейкограниты (Восточный штук); 7 — четвертичные отложения; 8 — геологические границы; 9 — контур центральной части дайкового пояса и наиболее продуктивного разведочного участка Калгутинского месторождения; 10 — точки отбора проб и результаты изотопного датирования (в черных прямоугольниках — данные U-Pb изотопного датирования, в белых — Ag-Ag изотопного датирования), номера в скобках соответствуют порядковым номерам в табл. 3.

Особое место в этом поясе занимает Центральная дайка, сложенная ультраредкометалльными разностями онгонитов и эльванов [Анникова и др., 2006; Соколова и др., 2011; Sokolova et al., 2011]. Кварцевые жилы главного Mo-W рудопродуктивного этапа пересекаются эльванами, онгонитами и лишь в редких случаях наблюдается обратная картина, на этом основании сделан вывод о «внутрирудном» характере даек и их тесной пространственно-временной сопряженности с гидротермальной системой [Annikova et al., 2007]. Эволюция Калгутинской РМС завершается маломощными дайками онгонитов и эльванов по периферии рудного поля, с которыми ассоциирует бедное кварц-флюорит-барит-ферберитовое оруденение.

Важно подчеркнуть, что, несмотря на специализированные поиски, ни в пределах Калгутинского гранитоидного батолита, ни в пределах Восточно-Калгутинского онгонит-эльванового дайкового пояса не было обнаружено ни одной дайки базитового и/или лампрофирового состава [Шокальский и др., 2000]. Это означает, что Калгутинская РМС, после ее формирования в земной коре, являлась квазиавтономной гранитной системой. Подобная внутриплитная геодинамическая обстановка является уникальной для Алтая и очень редко реализуется в других геологических структурах Центральной и Юго-Восточной Азии [Владимиров и др., 2012а,б].

**Калгутинское Mo-W месторождение** представлено двумя типами рудопроявлений, которые совмещены в пределах одного рудного поля, однако резко различаются по структурно-геологическим характеристикам, вещественному составу и, как сейчас становится очевидным, изотопным возрастам (U/Pb, Re/Os,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ).

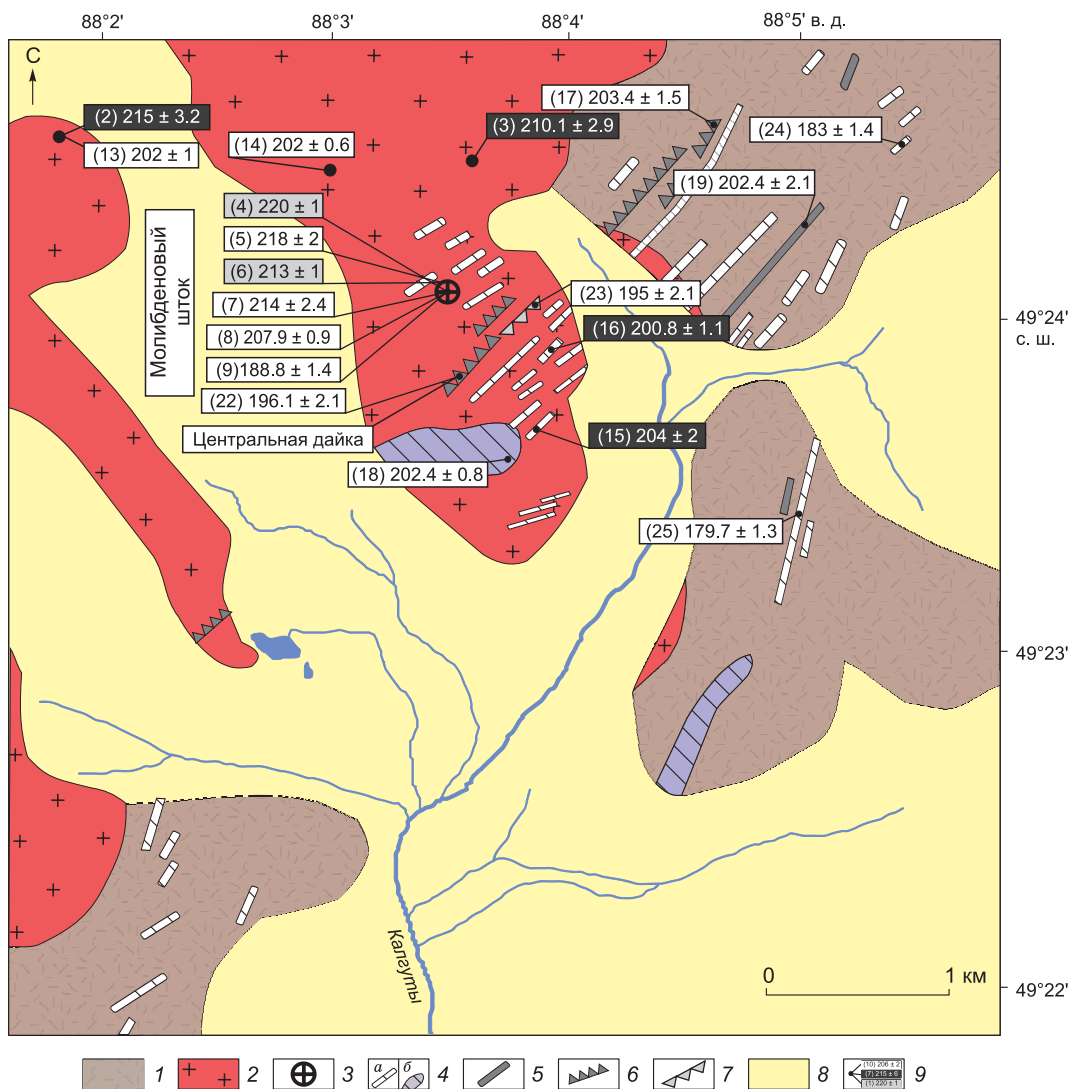


**Рис. 3. Глубинная модель Калгутинского гранитного батолита по геолого-геофизическим данным, по [Анникова и др., 2004] с дополнениями.**

*A* — схема районирования локальных гравитационных аномалий южной части Горного Алтая, составленная А.Н. Василевским [Анникова и др., 2004]: 1 — изолинии напряженности гравитационного поля; 2, 3 — аномалии силы тяжести (частота штриховки — интенсивность аномалий): относительные максимумы (2), минимумы (3); 4 — контур выходов на поверхность Калгутинского плутона; 5 — контуры погребенного массива по данным моделирования; 6 — глубинные разломы; 7 — гравитационные ступени (А, В); 8 — блоки земной коры (К — Калгутинский, 3 — Западный, С — Северный); 9 — расчетные профили; 10 — государственная граница. *Б* — профиль III-III' иллюстрирует контрастную морфологию массива с anomalно выраженной «ножкой» в центральной части, кромка которой доходит до 10—12 км. Фланги батолита имеют мощность 4—6 км. Составлен А.Н. Василевским. Цифрами обозначены величины удельной плотности пород (г/см<sup>3</sup>),  $\Delta g$  — перепад значений напряженности гравитационного поля: 1 —  $\Delta g$  наблюдаемое, 2 —  $\Delta g$  моделируемое. *В* — геометрическая 3D модель Калгутинского батолита с гранитной ножкой. Аксонометрия выполнена на основе локальных гравитационных аномалий. Составлена И.А. Владимировым.

Первый тип представлен богатым молибденовым оруденением, которое сконцентрировано в грейзенах и грейзенизированных микрогранитах штокверка, известного на Калгутинском месторождении как Молибденовый шток (см. рис. 4). В возрастной последовательности рудно-магматических процессов молибден-порфировое оруденение обнаруживает тесную связь с гранитоидами главной интрузивной фазы, предшествуя молибден-вольфрамовым кварцево-рудным жилам и грейзенам [Анникова и др., 2006; Поцелуев и др., 2008; Гусев, 2011].

Второй тип представляет собственное Калгутинское месторождение и включает серию кварцево-рудных жил и грейзенов в краевой юго-восточной части гранитного батолита и его экзоконтакте (см. рис. 4). Рудная зона протягивается почти на 2 км при ширине 0.5 км, при этом наиболее продуктивный участок месторождения пространственно совмещен с осевой частью Восточно-Калгутинского дайкового пояса (Центральная дайка). Из 600 известных на месторождении кварцево-рудных жил и прожилков только 17 учтены в его балансовых запасах (в них сосредоточены 70 % запасов  $WO_3$  и 75 % запасов Mo). Эти промышленно значимые кварцево-рудные жилы характеризуются наибольшей мощностью (в среднем 1.5—2.0 м) и протяженностью (в среднем 300—350 м), главные рудные минералы в них представ-



**Рис. 4. Схема геологического строения Восточно-Калгутинского дайкового пояса. Составлена В.Б. Дергачевым [1988, 1989а], с дополнениями.**

1 — девонские вулканогенно-осадочные отложения нерасчлененные; 2 — порфиридные биотитовые граниты главной интрузивной фазы Калгутинского массива; 3 — Молибденовый штوك; 4–7 — породы Восточно-Калгутинского дайкового пояса: 4 — эльваны (а — дайки, б — массивы), 5 — онгониты, б — ультраредкометалльные онгониты, 7 — ультраредкометалльные эльваны; 8 — четвертичные отложения; 9 — точки отбора проб и результаты изотопного датирования (в черных прямоугольниках — данные U-Pb изотопного датирования, в серых — Re-Os изотопного датирования, в белых — Ag-Ag изотопного датирования), номера в скобках соответствуют порядковым номерам в табл. 3.

лены вольфрамом, молибденитом, халькопиритом, бериллом и висмутином, а средние содержания полезных компонентов составляют (мас. %):  $WO_3$  — 2.81, Mo — 0.52, Be — 1.14, Bi — 0.11, Cu — 0.91. Наиболее продуктивный участок Калгутинского месторождения характеризуется тесной пространственной совмещенностью с Центральной дайкой (см. рис. 4).

**Вещественный состав и термобарогеохимия магматических пород.** Составы представительных проб магматических пород Калгутинской РМС приведены в таблицах 1, 2. Граниты главной интрузивной фазы отвечают умеренно-глиноземистым составам нормальной щелочности, при переходе к лейкогранитам характерно увеличение коэффициента глиноземистости и суммарной щелочности, а подавляющее большинство фигуративных точек пород дайкового пояса отвечает высокоглиноземистым субщелочным породам (рис. 5, А). На диаграмме кварц—альбит—ортоклаз— $H_2O$  (см. рис. 5, Б) нормативные составы магматических пород Калгутинской РМС отвечают «альбитовому» и «эльвановому» трендам [Коваленко, Коваленко, 1976; Антипин и др., 1999, 2002; Соколова и др., 2011].

Таблица 1. Химический состав представительных образцов магматических пород Калгутинской РМС

Компонент	I этап — граниты главной фазы и Молибденовый шток		215 ± 1 млн лет		II этап — лейкограниты фазы дополнительных интрузий		206 ± 1 млн лет		III этап — онгониты и эльваны Восточно-Калгутинского дайкового пояса		202 ± 1 млн лет		IV этап — лейкограниты Восточного штока и ультраредкометалльные онгониты и эльваны центральной части дайкового пояса		195 ± 1 млн лет		V этап — эльваны на периферии дайкового пояса		
	Граниты биотитовые порфировидные		Лейкограниты		Аргамджинский шток		Джумалинский шток		Онгониты		Эльваны		Центральная дайка		Мусковитовые лейкограниты		Эльваны		
	1-271	1-277	1-277	П-678*	Л-448	Л-449/1	КЛ-341/1	Л-741/1	КЛ-15	1-262/3	1-278	683-11*	КЛ-211	КЛ-209	УРМ эльван	УРМ лейкограниты	Л-503	10137*	КЛ-121
SiO <sub>2</sub> мас. %	70.91	70.33	73.80	73.93	74.07	72.46	74.32	72.95	72.18	72.78	74.70	71.73	73.69	76.21	76.10	73.25	72.54		
TiO <sub>2</sub>	0.41	0.49	0.40	0.13	0.17	0.15	0.05	0.05	0.06	0.08	0.07	0.04	0.08	0.13	0.13	0.08	0.06		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.27	14.36	13.80	14.64	14.04	14.11	13.94	14.40	14.82	14.87	14.40	15.65	14.90	13.21	13.40	14.85	14.34		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ	2.42	2.86	2.29	1.27	1.29	1.97	1.12	1.48	0.88	0.93	0.75	1.05	0.92	1.43	0.79	1.16	1.02		
MnO	0.08	0.09	0.07	0.09	0.09	0.06	0.06	0.11	0.09	0.11	0.03	0.09	0.08	0.06	0.05	0.15	0.08		
MgO	0.67	0.79	0.64	0.23	0.31	0.28	0.40	0.12	0.10	0.14	0.10	0.13	0.10	0.05	0.24	0.24	0.17		
CaO	1.52	1.62	1.42	0.77	0.79	0.69	0.84	0.48	0.62	0.61	0.48	0.82	0.60	0.63	0.86	0.58	0.51		
Na <sub>2</sub> O	2.98	3.62	2.72	3.78	3.68	3.33	3.79	4.65	6.02	3.60	3.82	4.29	3.80	3.41	3.70	4.09	3.64		
K <sub>2</sub> O	4.76	5.10	4.43	4.20	4.48	4.78	3.90	4.26	3.92	4.87	4.72	3.35	4.40	4.11	4.15	4.39	5.45		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.19	0.21	0.19	0.19	0.20	0.21	0.33	0.38	0.48	0.28	0.31	0.66	0.32	0.08	0.08	0.34	0.35		
П.л.п.	0.64	0.72	0.50	0.71	0.86	0.92	0.96	0.55	0.92	0.84	0.74	1.89	0.83	0.74	0.70	0.60	1.29		
Сумма	98.85	100.19	100.30	99.94	99.98	98.96	99.81	99.42	100.09	99.11	100.10	99.71	99.72	100.06	100.20	99.74	99.45		

Примечание. Определение содержания оксидов выполнено методом рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск), УРМ – ультраредкометалльный.

\* Данные Н.И. Гусева [2011].



Таблица 2. Содержание фтора, бора, редких и редкоземельных элементов в представительных образцах магматических пород Калугинской РМС

Элемент	I этап — граниты главной фазы и Молибденовый шток			II этап — лейкограниты фазы дополнительных интрузий			III этап — онгониты и эльваны Восточно-Калугинского дайкового пояса			IV этап — лейкограниты Восточного штока и ультраредкометалльные онгониты и эльваны центральной части дайкового пояса			V этап — эльваны на периферии дайкового пояса			
	215 ± 1 млн лет			206 ± 1 млн лет			202 ± 1 млн лет			195 ± 1 млн лет			181 ± 1 млн лет			
	Граниты биотитовые порфиридные			Лейкограниты			Онгониты			Эльваны			Мусковитовые лейкограниты			
	1-271	1-277	П-678*	Л-448	Л-449/1	КЛ-341/1	Л-741/1	КЛ-15	1-262/3	1-278	683-11*	КЛ-211	КЛ-209	Л-503	10137*	КЛ-121
F	0.15	0.14	—	0.07	0.07	0.12	0.24	0.26	0.26	—	0.57	0.23	0.11	—	0.44	0.43
B	—	—	—	—	—	35	35	—	—	—	0.57	40	—	—	81	110
Li	—	101	348	155	167	—	150	275	332	122	1645	540	130	70.1	395	220
Rb	360	223	281	220	267	400	648	666	623	584	1307	578	441	413	650	680
Cs	29.4	34.4	28.1	47	81	21	100	185	76.4	120	512	160	33	17.1	139	51
Be	—	2.55	—	14	9	6.4	—	42.1	23	—	97	52	8	—	58	—
Nb	35.8	24.7	31.2	46	32	13	67	64.6	43	58	77	47	100	51.6	52	42
Ta	3.00	3.28	2.86	—	—	—	40	40.9	11.4	12	71	16	—	9.72	22	15.2
Sr	123	103	127	110	140	98	66	31.3	20	24	140	33	63	29.9	31	56
Ba	320	347	650	360	540	180	75	38.1	54.9	46	30	81	200	42.7	82	114
Mo	—	—	3.8	2.5	3.3	12	—	—	—	—	0.58	0.7	22	1.02	0.6	—
Sn	—	—	—	5.1	—	—	—	—	—	—	1.3	2.5	—	—	1.6	—
W	—	21.9	8.71	7.5	13	95	—	—	—	—	27	—	—	16.8	16	—
Y	36.4	24.9	34.4	26	40	1	11.0	4.7	9.2	8.85	10.6	18.2	19	25.1	9.8	7.3
Zr	208	52.6	224	180	140	24	37	24.9	28.9	36.3	24	41	170	49.2	40	25
Hf	4.70	2.03	6.03	—	—	—	1.75	1.81	1.1	1.38	1.97	1.91	—	2.03	1.94	1.62
Th	23	22	23	—	—	—	4.3	3.69	4.8	3.33	2.0	6.2	—	11.9	7.2	4.4
U	11.7	3.72	7.1	—	—	—	27	13.6	2.3	4.55	25	39	—	25	19.8	13.4
La	44.1	25.8	41.1	—	—	—	5.3	4.0	8.9	4.85	2.3	7.2	—	25	9.0	6.4
Ce	74.6	55.1	86.3	—	—	—	11.2	8.91	17.2	11.0	5.2	15.6	—	55	19.7	12.9
Pr	—	7.67	10.2	—	—	—	1.56	0.99	2.03	1.21	0.69	2	—	6.72	2.2	1.68
Nd	35.2	29.3	36.3	—	—	—	6.0	3.8	6.82	4.75	3.1	7.9	—	25	8.0	5.7
Sm	8	6.06	7.68	—	—	—	1.56	0.7	1.32	1.17	1.03	2.1	—	5.81	1.82	1.41
Eu	1	1	1.08	—	—	—	0.21	0.1	0.18	0.17	0.17	0.26	—	0.5	0.22	0.14
Gd	7.5	5.47	6.8	—	—	—	1.57	0.71	1.27	1.18	1.41	2.3	—	4.98	1.58	1.32

Tb	1.27	0.92	0.99	—	—	0.51	—	0.25	0.14	0.25	0.24	0.26	0.43	—	0.73	0.27	0.25
Dy	—	4.95	5.8	—	—	2.9	—	1.65	0.76	1.48	1.33	1.58	2.9	—	4.2	1.66	1.70
Ho	—	1.07	1.16	—	—	0.57	—	0.32	0.16	0.31	0.28	0.29	0.58	—	0.84	0.29	0.31
Er	—	2.9	3.27	—	—	1.68	—	0.95	0.42	0.94	0.8	0.85	1.88	—	2.54	0.87	0.94
Tm	—	0.46	0.48	—	—	0.28	—	0.15	0.07	0.17	0.14	0.14	0.31	—	0.39	0.15	0.18
Yb	3.78	2.82	3.29	—	—	1.82	—	1.01	0.49	1.05	1.04	0.92	2.2	—	3.37	1.12	1.13
Lu	0.55	0.39	0.48	—	—	0.28	—	0.14	0.08	0.15	0.18	0.14	0.34	—	0.5	0.15	0.18

Примечание. Содержания F даны в мас. %, остальных элементов — в г/т, прочерк — отсутствие данных; определение содержания редких и редкоземельных элементов выполнено методом ICP-MS в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований (г. Новосибирск), F, B, Li, Rb, Cs, Be, W, Cu, Zn, Ge, Mo, Ag, Sn, Tl, Pb — количественным атомно-эмиссионным анализом в Аналитическом центре ИГХ СО РАН (г. Иркутск);

\* Данные Н.И. Гусева [2011].

Диаграмма  $P_2O_5 - \frac{(Li+Rb+Cs)F}{Sr+Ba}$  демонстрирует специфический

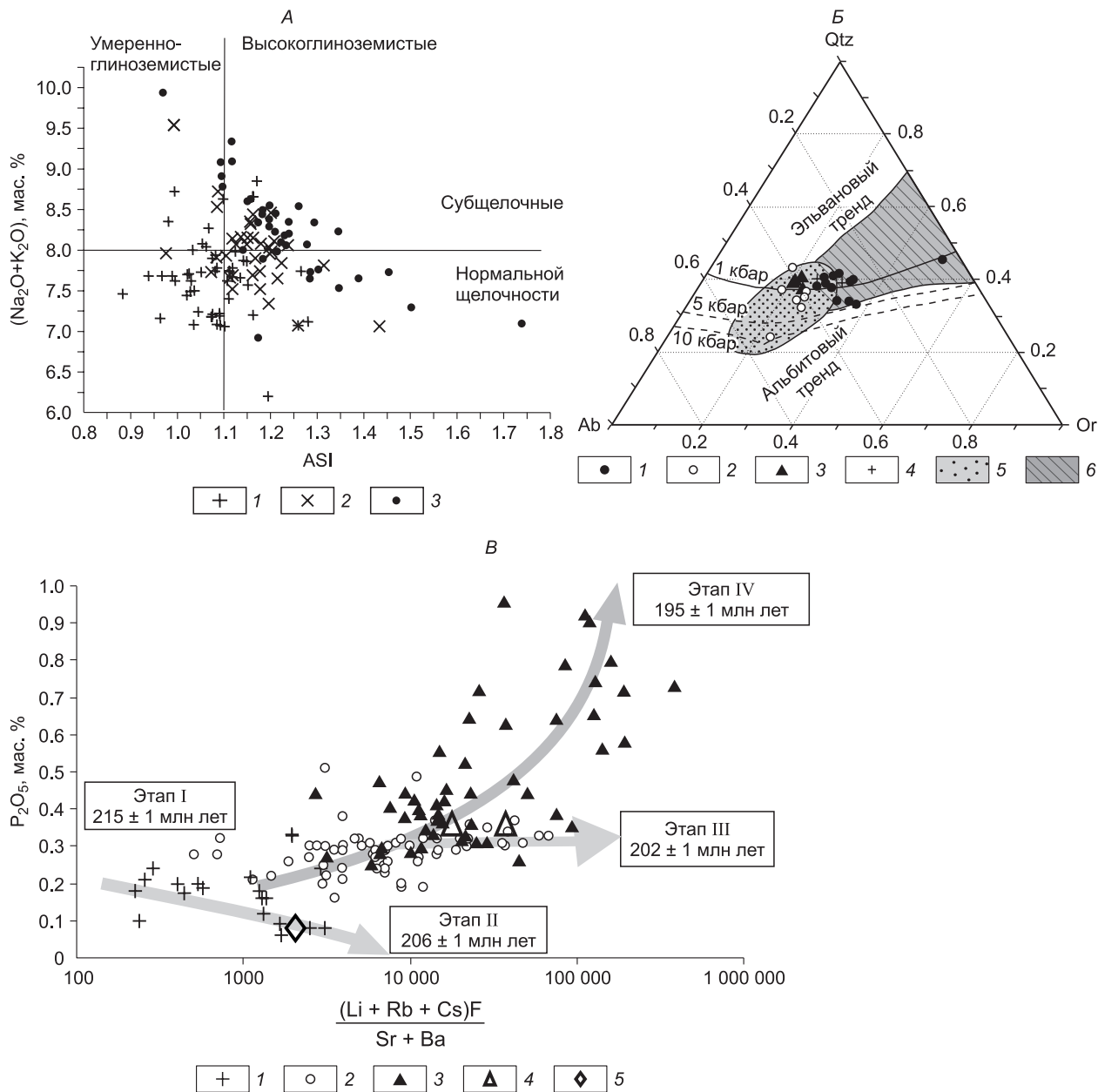
тренд ультраредкометалльных разновидностей онгонитов и эльванов Восточно-Калгутинского дайкового пояса (см. рис. 5, B). Здесь при переходе от гранитов и лейкогранитов к эльванам, онгонитам и ультраредкометалльным онгонитам наблюдаются резкие переломы в содержаниях  $P_2O_5$ , при этом породы с наиболее высоким суммарным содержанием редких щелочных элементов и фосфора слагают Центральную дайку в осевой части пояса (см. рис. 4). В пределах этой дайки зафиксированы фациальные переходы между существенно-натровыми ( $Na_2O > K_2O$ ) и существенно-калиевыми ( $K_2O > Na_2O$ ) разновидностями онгонитов, при этом калиевые разновидности относятся к высокоредкометалльным, а натровые — к ультраредкометалльным, подчеркивая, таким образом, гетерогенность состава как дайкового пояса в целом, так и отдельных даек, и одновременно их генетическое родство как продуктов дифференциации единой родоначальной магмы в глубинном очаге [Sokolova et al., 2011].

Изучение расплавных и сингенетичных флюидных включений в порфировых вкрапленниках кварца из пород Восточно-Калгутинского дайкового пояса показало, что кристаллизация вкрапленников проходила в гетерогенной среде, состоявшей из силикатного расплава, кристаллов и преимущественно водного флюида [Титов и др., 2001; Соколова и др., 2011]. По *PT*-параметрам среда минералообразования, вероятно, была близка к водонасыщенному солидусу. Проведенные оценки показали, что флюидное давление при образовании вкрапленников кварца могло составлять от 3.0 до 4.5—5.5 кбар, температура 600—650 °С, при этом вкрапленники кварца ультраредкометалльных разновидностей пород дайкового пояса кристаллизовались при температуре на 20—30 °С ниже, чем вкрапленники пород с более низкими суммарными уровнями концентрации редких щелочных элементов [Соколова и др., 2011]. Таким образом, эволюция остаточного очага (магматической камеры) была связана с активным химическим взаимодействием между гранитным расплавом и водным флюидом.

## ТЕРМОХРОНОЛОГИЯ

**История геохронологического изучения Калгутинской РМС.** Первые К-Аг оценки возраста магматических пород и рудных тел Калгутинской РМС были получены в СНИИГиГМСе под руководством В.Н. Меленевского в конце 70-х — начале 80-х годов XX в. (авторы проб — Н.Н. Амшинский, В.Б. Дергачев и др.). Были использованы мономинеральные фракции мусковита как наиболее устойчивого минерала для К-Аг радиогенной системы, отобранные из гранитов главной фазы, аплитов, пегматитов, кварц-вольфрамитовых жил и грейзеновых оторочек, а также валовые пробы стекловатых разновидностей онгонитов и эльванов. Все полученные возрасты укладывались в интервал:  $T = 197 \pm 20$  млн лет,  $N = 19$ , что резко противоречило традиционным взглядам, согласно которым на всех геологических картах возраст Калгутинской РМС принимался пермским по аналогии с калбинскими гранитами Рудного Алтая [Амшинский, 1973]. Вместе с тем первый Rb-Sr изохронный возраст, полученный В.А. Пономарчуком (устное сообщение) в 1980 г. в геохронологической лаборатории ИГиГ СО АН СССР по гранитам главной фазы Калгутинской РМС и выделенным из них минералам (калиевый полевой шпат, биотит, апа-

тит), а также эльванам и онгонитам, показал взаимосогласованные оценки:  $T = 204 \pm 2$  млн лет;  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70688 \pm 14$ ; СКВО = 0.22 (авторы проб — А.А. Оболенский, Г.Э. Дашкевич). Следует отметить, что этот образец отобрали в пределах Калгутинского рудного месторождения, и, вероятнее всего, полученный возраст был обусловлен переустановкой Rb-Sr радиогенной системы в процессе околорудной грейзенизации магматических пород. По аналогии с K-Ar возрастaми эта оценка также не получила корректного объяснения и, как следствие, не была опубликована.



**Рис. 5. Геохимические особенности гранитов, онгонитов и эльванов Калгутинской РМС.**

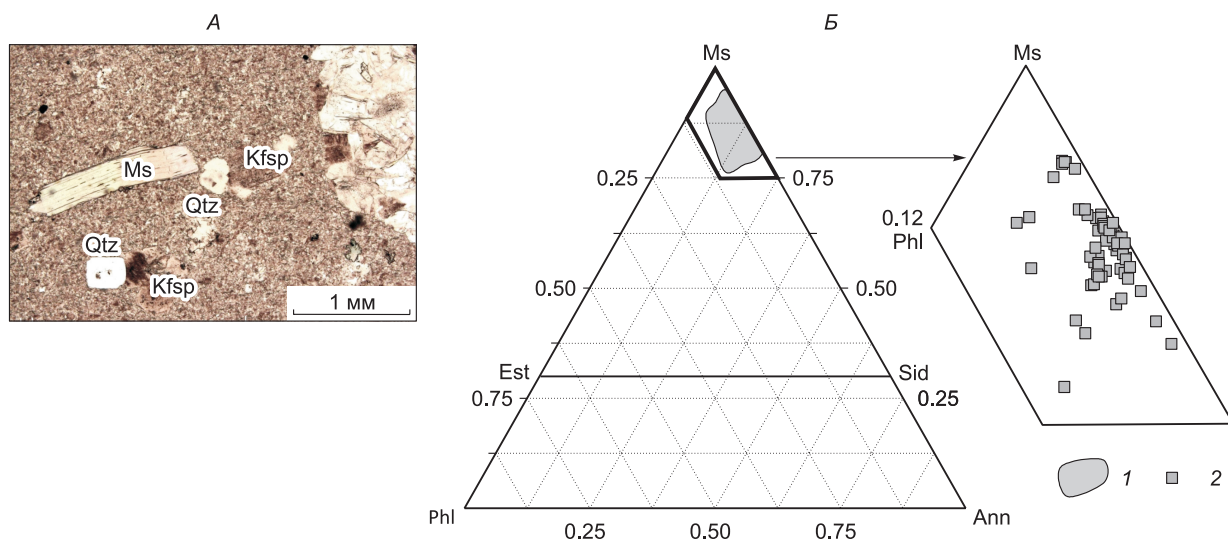
*А* — положение составов интрузивных пород Калгутинской РМС на диаграмме ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ )—ASI. (ASI) = A/CNK — индекс насыщенности алюминием [Zen, 1986]; 1 — граниты, 2 — лейкограниты, 3 — онгониты и эльваны. *Б* — нормативные составы интрузивных пород Калгутинской РМС на диаграмме кварц—альбит—ортоклаз— $\text{H}_2\text{O}$ : 1 — эльваны, 2 — онгониты, 3 — ультраредкометалльные онгониты, 4 — граниты главной интрузивной фазы, 5 — поле составов онгонитов Монголии и Прибайкалья [Коваленко, Коваленко, 1976; Антипин и др., 1999], 6 — поле составов эльванов Корнуолла [Антипин и др., 2002]. *В* — диаграмма  $\text{P}_2\text{O}_5$  —  $\frac{(\text{Li} + \text{Rb} + \text{Cs})\text{F}}{\text{Sr} + \text{Ba}}$  для интрузивных пород Калгутинской рудно-магматической системы: 1 — биотитовые порфировидные граниты главной фазы и лейкограниты Аргамджинского и Джумалинского штоков, 2 — онгониты и эльваны, 3 — ультраредкометалльные онгониты и эльваны, 4 — эльваны периферийной части дайкового пояса, 5 — лейкограниты Восточного штока. Стрелками показаны тренды эволюции состава пород Калгутинской РМС. Остальные пояснения см. в тексте.

Современный этап геохронологического изучения Калгутинской РМС связан с появлением принципиально новых аналитических приборов и методик ( $U/Pb$  изотопное датирование цирконов методом SHRIMP-II,  $^{40}Ar/^{39}Ar$  изотопное датирование минералов методом ступенчатого прогрева) [Baksi et al., 1996; Williams, 1998; Black, Kamo, 2003; Травин и др., 2009].

**$U/Pb$  изотопное датирование.** Геохронологические исследования были независимо проведены геологами ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) [Анникова и др., 2006] и ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) [Гусев, 2011]. В первом случае была изучена пр. 1-271 (см. рис. 2, 4), отобранная за пределами Калгутинского рудного поля. Во втором случае была проведена систематическая цирконометрия всех разновидностей магматических пород Калгутинской РМС, при этом основное внимание было уделено Калгутинскому рудному полю [Гусев, 2011]. Наиболее неожиданным результатом оказался возраст Восточного штока (193—195 млн лет), однако его совпадение с возрастом ультраредкометалльных онгонит-эльванов Центральной дайки и особенности геологического строения не оставляют сомнений в его достоверности. Это подтверждается геологическими наблюдениями, согласно которым Восточный шток пространственно приближен к Калгутинскому рудному полю и онгонит-эльвановому дайковому поясу (см. рис. 2, 4). С ним связаны обильные внутригранитные шпировые и жильные пегматиты с турмалином, мусковитом, флюоритом и бериллом, при этом количество пегматитовых образований уменьшается по мере удаления от рудного поля. Более молодой возраст внедрения двуслюдяных лейкогранитов Восточного штока, их рудогенерирующий характер и возможность регенерации раннего молибден-порфирового оруденения могут быть одной из причин наложения грейзенового оруденения на дайки эльванов и онгонитов [Гусев, 2011].

**$^{40}Ar/^{39}Ar$  изотопное датирование.** Одной из главных задач проведенного исследования являлся максимально широкий охват магматических и рудных тел как в пределах Калгутинского рудного поля, так и на удалении от него, включая труднодоступные Аргамджинский и Джумалинский лейкогранитные интрузивные штоки (см. рис. 2). Отбор проб для  $^{40}Ar/^{39}Ar$  датирования осуществлялся из наименее грейзенизированных и/или наименее подверженных вторичному изменению магматических пород (рис. 6, А). Особое внимание уделялось мусковитам и мусковит-фенгитам с повышенными содержаниями Li, Rb и F (см. рис. 6, Б), для которых сейчас доказано магматическое происхождение в лейкогранитных интрузивных штоках, а также в эльван-онгонитовых дайках [Титов и др., 2001; Анникова и др., 2006; Соколова и др., 2011]. Для рудных образований выбирались сингенетичные слюды, имеющие гидротермальный генезис (грейзены и кварцево-рудные жилы).

Выделение минеральных фракций проводилось с использованием стандартных методик магнитной и плотностной сепарации.  $^{40}Ar/^{39}Ar$  изотопные исследования методом ступенчатого прогрева выполнены в Центре коллективного пользования многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН. Навески образцов совместно с мусковитом МСА-11 (возраст  $311.0 \pm 1.5$  млн лет), используемым в качестве монитора и откалиброванным с помощью международных стандартных образцов биотита LP-6 и мусковита Bern-4m [Baksi et al., 1996], заворачивали в алюминиевую фольгу, помещали в квар-



**Рис. 6. Морфология вкрапленников (А) и состав (Б) магматических мусковитов из пород Восточно-Калгутинского дайкового пояса, по которым выполнялось  $^{40}Ar/^{39}Ar$  датирование.**

Kfsp — калиевый полевой шпат, Qtz — кварц, Ms — мусковит, Ann — аннит, Est — истонит, Sid — сидерофиллит, Phl — флогопит. Символы минералов даны по [Kretz, 1983]. 1 — поле составов мусковитов, 2 — фигуративные точки составов мусковитов.

цевую ампулу и после откачки из нее воздуха запаивали. Затем пробы облучали в кадмированном канале научного реактора ВВР-К типа в Физико-техническом институте при ТПУ (г. Томск). Градиент нейтронного потока не превышал 0.5 % в размере образца. Эксперименты по ступенчатому прогреву проводились в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Холостой опыт по определению  $^{40}\text{Ar}$  (10 мин при 1200 °С) не превышал  $5 \times 10^{-10}$  нсм<sup>3</sup>. Очистка аргона производилась с помощью ZrAl-SAES-геттеров. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре Noble gas 5400 фирмы Микромасс (Англия). Ошибки измерений соответствуют интервалу  $\pm 1 \sigma$ . Для коррекции на мешающие изотопы аргона, образовавшиеся во время облучения на Са, К, использовались следующие коэффициенты:  $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.000891 \pm 0.000003$ ,  $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.000446 \pm 0.000004$ ,  $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}} = 0.089 \pm 0.001$ . Перед измерениями производилась предварительная дегазация образцов при температуре 350 °С. Для контроля изотопной дискриминации масс-спектрометра регулярно измерялись порции очищенного атмосферного аргона. Среднее значение отношения  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  на период измерений составило  $299 \pm 1$ . При интерпретации возрастных и Са/К спектров использовался метод возрастного плато [Fleck et al., 1977], в котором рассчитывается средний взвешенный возраст для нескольких последовательных (не менее трех) температурных ступеней с согласующимися значениями возраста, близкими Са/К отношениями. Доля выделенного  $^{39}\text{Ar}$ , соответствующего плато, должна быть не менее 50 %.

Во всех полученных возрастных спектрах (рис. 7, 8) наблюдаются четкие плато, средневзвешенные значения возраста по которым приняты за возраст закрытия К/Аг радиогенной системы в соответствующих минералах-геохронометрах.

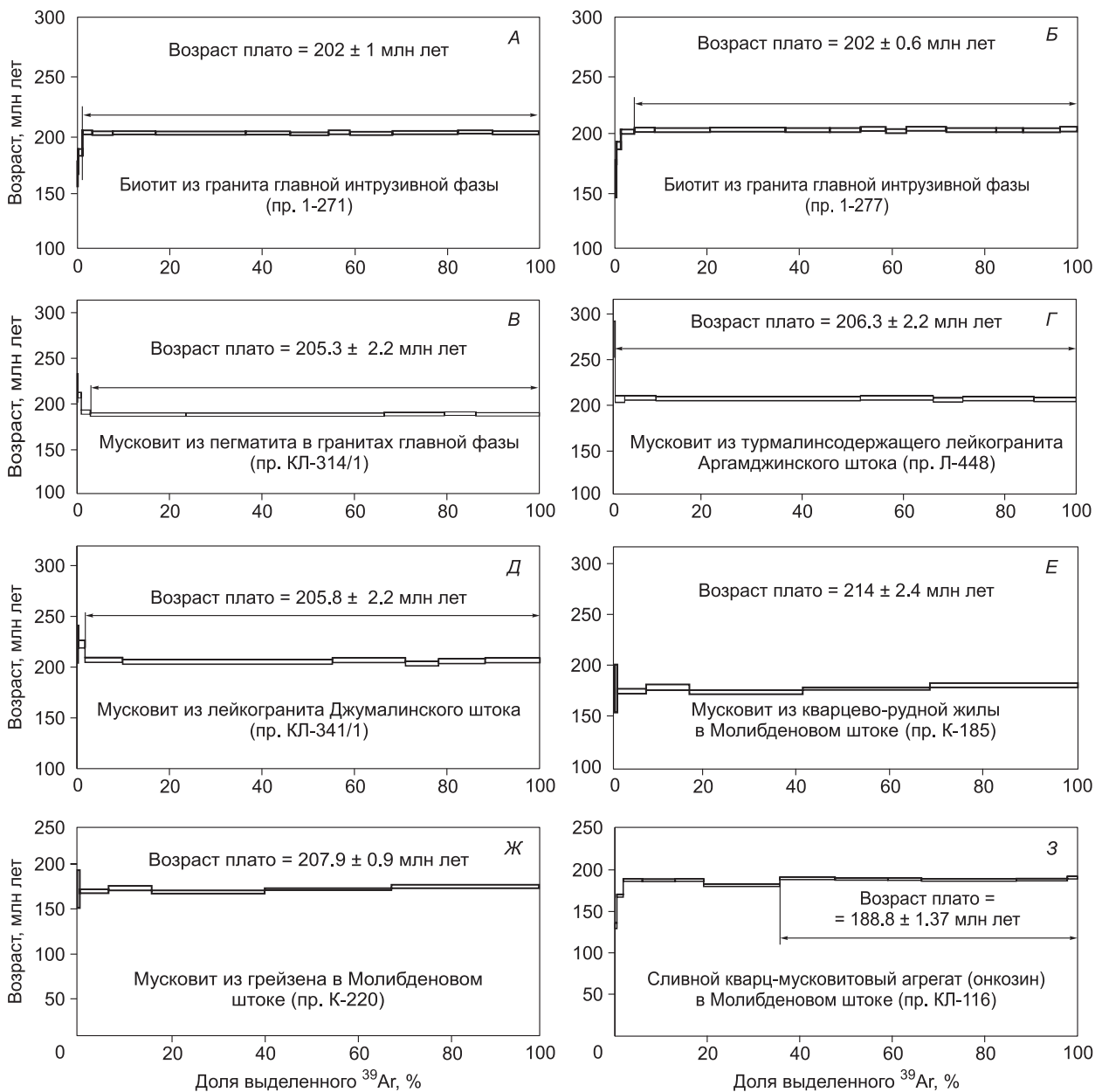
Для мусковитов из лейкогранитов Джумалинского и Аргамджинского штоков получены следующие оценки возраста —  $206 \pm 2$  и  $207 \pm 2$  млн лет соответственно, для биотитов из гранитов главной фазы и связанных с ними пегматитов —  $202 \pm 1$  млн лет и  $202 \pm 1$  млн лет соответственно (см. рис. 2; рис. 7, А—Д). С учетом аналитической погрешности можно было бы принять, что они отвечают одному и тому же магматическому событию, однако их геологическая интерпретация различна, если учесть полученные данные цирконометрии (см. ниже).

Для Восточно-Калгутинского дайкового пояса получены три статистически обособленные группы возрастов. Наиболее «древние» оценки возраста укладываются в узкий интервал — 202—203 млн лет и были получены для онгонитов, обнаженных на северо-восточном фланге, в пределах одного из разведочных участков Калгутинского месторождения (см. рис. 4; рис. 8, А—В). Две оценки возраста для Центральной ультраредкометалльной дайки из осевой части пояса дали близкий результат: эльвановая часть дайки —  $195 \pm 2$  млн лет, онгонитовая часть —  $196 \pm 2$  млн лет (см. рис. 4; рис. 8, Г, Д). Наиболее молодые оценки возраста пород Восточно-Калгутинского дайкового пояса ( $180 \pm 1$  млн лет и  $184 \pm 1$  млн лет) характерны для эльванов юго-восточного и восточного флангов пояса (см. рис. 4; рис. 8, Е, Ж). Важно подчеркнуть, что во всех отобранных образцах дайки не подвержены грейзенизации и другим постмагматическим вторичным изменениям, что позволяет рассматривать оценки их возраста как реальные события, отвечающие кристаллизации онгонит-эльвановых расплавов.

Геохронологическое изучение рудных образований было проведено на примере Молибденового штока, где зафиксированы практически все стадии рудно-гидротермальных процессов, проявленных на Калгутинском месторождении. Наиболее «древние» оценки возраста были получены Re-Os методом по молибдениту:  $220 \pm 1$  и  $213 \pm 1$  млн лет [Berzina et al., 2003].  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  изотопный метод датирования по мусковитам из грейзенов и кварцевых Мо-W рудных жил дал более широкий интервал значений: 214—208 млн лет (см. рис. 4; рис. 7, Е, Ж), и, наконец, для сливных молибденит-кварц-мусковитовых агрегатов (онкозин) значение возраста плато составило  $189 \pm 1$  млн лет (см. рис. 4; рис. 7, З). Последняя датировка подтверждает вывод Н.И. Гусева [2011] о регенерации молибден-порфирового оруденения на Калгутинском месторождении.

**Этапы и длительность формирования Калгутинской рудно-магматической системы.** Для Калгутинской РМС характерно многостадийное развитие магматических и рудообразующих процессов с заметным временным разрывом. В этих условиях изотопные даты для минералов и систем с различной устойчивостью могут быть распределены во временной шкале в зависимости от характера термической истории, интенсивности наложенных воздействий. Событиям большей интенсивности (наложенный прогрев, резкое падение температуры и т.д.) должно соответствовать большее число датировок, поскольку повышается вероятность полного омоложения, закрытия системы. Таким образом, совпадение датировок изотопных систем различных минералов увеличивает вероятность того, что они соответствуют возрасту реального геологического события. На этом основаны критерии пары: совпадение К/Аг ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ) возраста двух (и более) минералов, обладающих хорошей сохранностью радиогенного аргона [Шанин, 1979; Морозова, Рублев, 1987]. Предложенные принципы были использованы при интерпретации результатов комплексного датирования по широкому набору изотопных систем, минералов. В нашем случае — это U/Pb (циркон),  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  (биотит, мусковит), Re/Os (молибденит) датирование. Общая



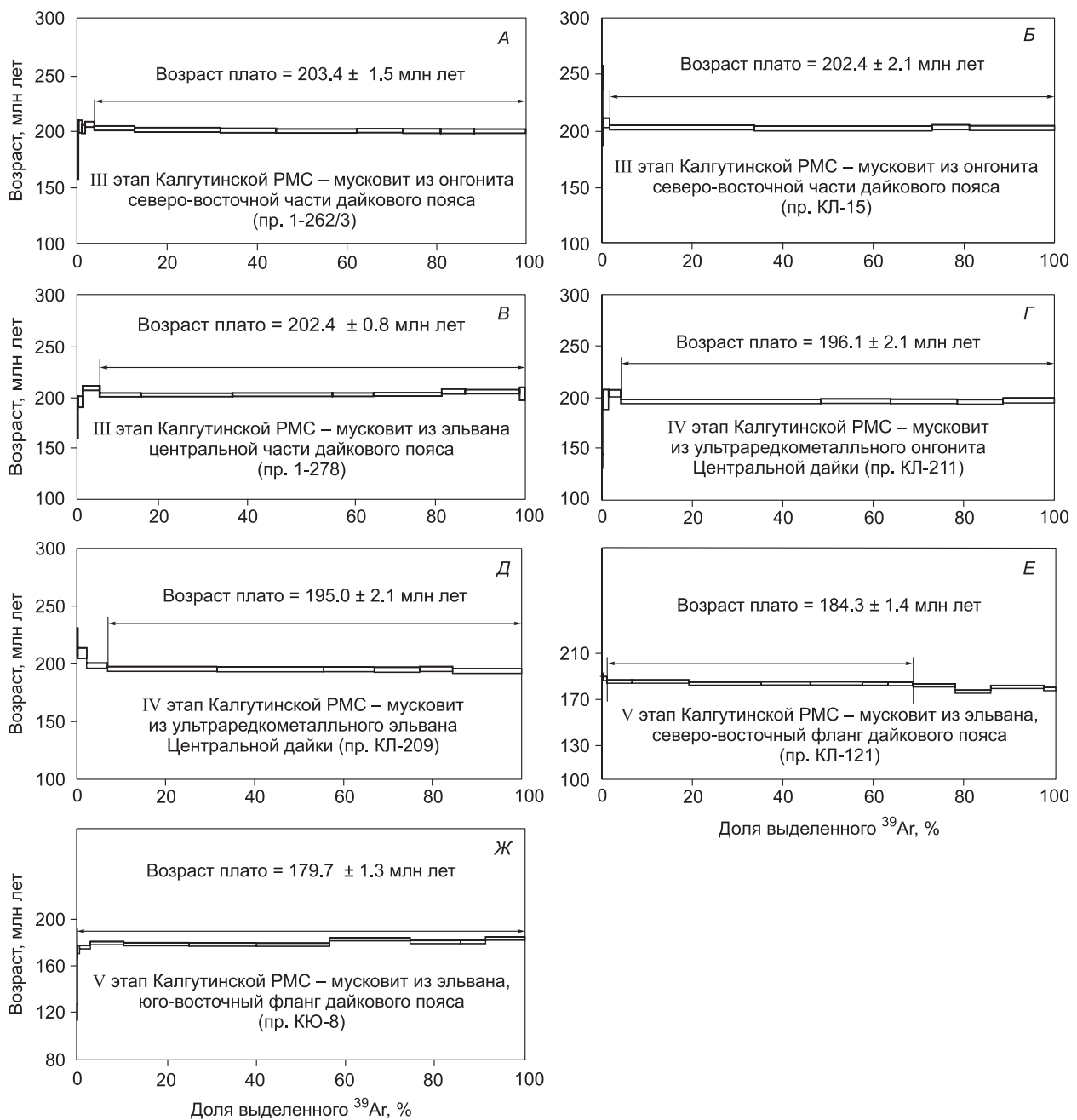


**Рис. 7.**  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  возрастные спектры мусковитов и биотитов из гранит-лейкогранитов Калгутинского гранитоидного батолита и рудных образований Молибденового штока.

A—З — пояснения см. в тексте.

сводка геохронологических данных приведена в табл. 3. Термохронограмма реальных геологических событий в координатах температура—возраст закрытия радиогенных систем представлена на рис. 9. Эта диаграмма позволяет оценить статистические пики возрастов и, как следствие, перейти к геологическому сценарию. Реконструирована наиболее вероятная история термического остывания Калгутинской РМС (рис. 10), которая требует комментариев с точки зрения совместного анализа геологических наблюдений, термохронологии и физико-химических условий дифференциации и остывания гранитных расплавов.

**I этап ( $215 \pm 1$  млн лет).** Возраст гранитов главной интрузивной фазы Калгутинского гранитоидного батолита, с одной стороны, был установлен тремя U/Pb датировками методом SHRIMP-II по циркону в диапазоне 215—207 млн лет [Гусев, 2011]. С другой стороны, он не должен быть моложе возраста секущих гранитов рудных жил, для которых Re/Os методом определен возраст  $220 \pm 1$ ,  $213 \pm 1$  млн лет, кроме того, имеются  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датировки по мусковиту  $218 \pm 2$ ,  $214 \pm 2$  млн лет (см. табл. 3). Таким



**Рис. 8.**  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  возрастные спектры мусковитов из онгонитов и эльванов Восточно-Калгутинского дайкового пояса.

A—Ж — пояснения см. в тексте.

образом, логично предположить, что возраст гранитов главной фазы составляет  $215 \pm 1$  млн лет (среднее по перечисленным изотопным датировкам).

По биотитам из гранитов главной фазы получен значимо более молодой  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  возраст —  $202 \pm 2$  млн лет, который невозможно объяснить омоложением K/Ar радиогенной системой биотитов во время внедрения многочисленных даек Восточно-Калгутинского пояса, поскольку образцы этих гранитов отобраны как в пределах рудного поля, так и за его пределами (см. рис. 2, 4) и не содержат следов постмагматической перекристаллизации и грейзенизации [Анникова и др., 2006]. На рисунке 10 эти датировки выделены как «биотитовый порог» закрытия K/Ar изотопной системы при денудации кровли Калгутинского батолита и, как следствие, его охлаждения. В региональном плане это геологическое событие, вероятнее всего, отражает растяжение континентальной литосферы Южного Алтая, которое, с

Таблица 3. Геохронологическая сводка опубликованных и авторских данных U/Pb, Re/Os, Ar/Ar изотопного датирования пород и рудных образований Калгутинской РМС

№ п/п	Порода	№ пробы	Метод, минерал	Возраст, млн лет	Первоисточник
1	2	3	4	5	6
<b>I этап — граниты главной интрузивной фазы и Молибденовый шток с богатым молибденовым оруденением</b>					
1	Биотитовый порфиroidный гранит на удалении от рудного поля месторождения	П-068	U-Pb, SHRIMP-II, циркон	207.5 ± 1.7	[Гусев, 2011]
2	Биотитовый порфиroidный гранит на периферии рудного поля месторождения	1-271	»	215.0 ± 3.2	[Анникова и др., 2006]
3	Биотитовый порфиroidный гранит в рудном поле месторождения	П-678	»	210.1 ± 2.9	[Гусев, 2011]
4	Кварц-молибденит-халькопиритовая жила в Молибденовом штоке	P-220	Re-Os, молибденит	220.0 ± 1	[Berzina et al., 2003]
5	»	—	Ar-Ar, мусковит	218.0 ± 2	[Magmatism..., 2007]
6	Кварц-молибденит-вольфрамитовая жила в Молибденовом штоке	K-209	Re-Os, молибденит	213.0 ± 1	[Berzina et al., 2003]
7	»	K-185	Ar-Ar, мусковит	214.0 ± 2.4	[Magmatism..., 2007]
8	Кварц-мусковитовый грейзен с сульфидами в Молибденовом штоке	K-220	»	207.9 ± 0.9	[Magmatism..., 2007]
9	Сливной кварц-мусковитовый агрегат (онкозин) в Молибденовом штоке	КЛ-116	Ar-Ar, порода	188.8 ± 1.4	[Анникова и др., 2014]
<b>II этап — лейкограниты дополнительных интрузий (Аргамджинский и Джумалинский штоки) и внутригранитные пегматиты</b>					
10	Двуслюдяной турмалиносодержащий лейкогранит Аргамджинского штока	Л-448	Ar-Ar, мусковит	206.3 ± 2.2	[Анникова и др., 2014]
11	Двуслюдяной лейкогранит Джумалинского штока	КЛ-341/1	»	205.8 ± 2.2	»
12	Пегматит в гранитах главной фазы	КЛ-314/1	»	205.3 ± 2.2	»
<b>Биотитовый порог K-Ar системы в гранитах ГФ</b>					
13	Биотитовый порфиroidный гранит ГФ на периферии рудного поля месторождения	1-271	Ar-Ar, биотит	202.0 ± 1	[Анникова и др., 2006]
14	Биотитовый порфиroidный гранит ГФ в рудном поле месторождения	1-277	»	202.0 ± 0.6	»
<b>III этап — онгониты и эльваны Восточно-Калгутинского дайкового пояса</b>					
15	Эльван (рудное поле месторождения)	683-11	U-Pb, SHRIMP-II, циркон	204.0 ± 2	[Гусев, 2011]
16	Ультракалиевый риолит-порфир (рудное поле месторождения)	678-2	»	200.8 ± 1.1	»
17	Онгонит (северо-восточная часть пояса в пределах одного из разведочных участков месторождения)	1-262/3	Ar-Ar, мусковит	203.4 ± 1.5	[Анникова и др., 2006]
18	Эльван (массив в центральной части дайкового пояса)	1-278	»	202.4 ± 0.8	»
19	Онгонит (северо-восточная часть пояса в пределах одного из разведочных участков месторождения)	КЛ-15	»	202.4 ± 2.1	[Анникова и др., 2014]
<b>IV этап — лейкограниты Восточного штока, ультраредкометалльные онгониты и эльваны центральной части дайкового пояса и богатое вольфрамовое оруденение</b>					
20	Мусковитовый лейкогранит Восточного штока	10136	U-Pb, SHRIMP-II, цирконы	195.0 ± 2.7	[Гусев, 2011]
21	»	10137	»	193.1 ± 2.1	»

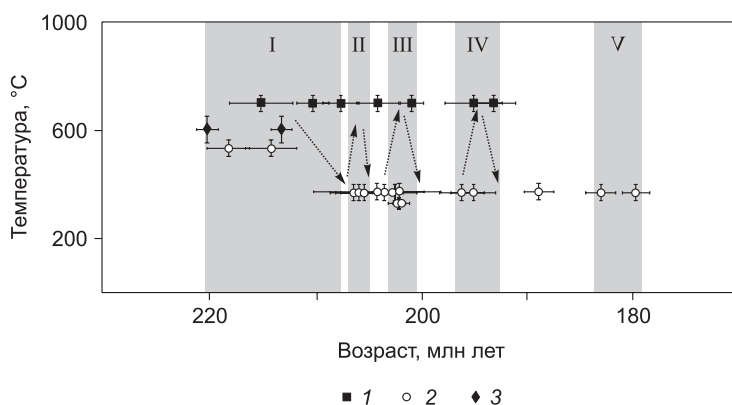
1	2	3	4	5	6
22	Ультраредкометалльный онгонит из протяженной дайки центральной части пояса	КЛ-211	Ag-Ag, мусковит	196.1 ± 2.1	[Анникова и др., 2014]
23	Ультраредкометалльный эльван из той же дайки	КЛ-209	»	195.0 ± 2.1	»
<b>V этап — эльваны на периферии дайкового пояса</b>					
24	Эльван (северо-восточный фланг пояса)	КЛ-121	Ag-Ag, мусковит	184.3 ± 1.4	[Анникова и др., 2014]
25	Крупновкрапленниковый эльван (юго-восточный фланг пояса)	КЮ-8	»	179.7 ± 1.3	»

одной стороны, сопровождалось тектоническим экспонированием уже закристаллизованного гранитоидного батолита, с другой, — субсинхронными интрузиями (Аргамджинский и Джумалинский штоки) и наиболее «древними» дайками микрогранит-порфиров и онгонит-эльванов Восточно-Калгутинского дайкового пояса.

**II этап (206 ± 1 млн лет).** Для лейкогранитов Аргамджинского и Джумалинского штоков, располагающихся на удалении от рудного поля, а также для внутригранитных пегматитов получены согласующиеся  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датировки по мусковиту (206 ± 2, 206 ± 2, 205 ± 2 млн лет соответственно, см. табл. 3; рис. 10), что увеличивает степень их достоверности. Эти результаты допускают двойную интерпретацию: 1) возраст магматических событий, 2) возраст закрытия K/Ag изотопной системы мусковитов при тектоническом экспонировании гранитного батолита на верхние уровни земной коры. В статье условно принят первый вариант, однако окончательное решение вопроса требует дополнительного комбинированного U/Pb и  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирования магматических тел.

**III этап (202 ± 1 млн лет).** Из микрогранит-порфиров и онгонит-эльванов, слагающих главный объем Восточно-Калгутинского пояса и имеющих автономный геохимический тренд на индикаторных диаграммах (см. рис. 5), были получены две U/Pb изотопные датировки по цирконам (204 ± 2, 201 ± 1 млн лет соответственно) и три  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датировки по магматическим мусковитам (см. табл. 3; рис. 10). Эти датировки согласуются в пределах аналитических ошибок и однозначно позволяют оценить начало формирования Восточно-Калгутинского дайкового пояса.

**IV этап (195 ± 1 млн лет).** Анализ полученных геологических и геохронологических данных [Анникова и др., 2006; Гусев, 2011] (см. табл. 3; рис. 10) позволяет утверждать, что формирование Калгутинского Mo-W рудного месторождения было практически синхронизировано с внедрением Восточного лейкогранитного штока и Центральной ультраредкометалльной онгонит-эльвановой дайки, а также связанных с ней мелких тел и сателлитов (см. рис. 4). Для двух образцов гранитов Восточного штока получены U/Pb датировки 195 ± 3, 193 ± 2 млн лет (см. табл. 3). Для онгонитов и эльванов Центральной дайки получены неразличимые в пределах аналитической ошибки  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  изотопные датировки по магматическому мусковиту — 196 ± 2 и 195 ± 2 млн лет. Следует подчеркнуть, что для онгонитовых и эльвановых фаций Центральной дайки характерны постепенные переходы, что связано с внутрикамерной кристаллизационной дифференциацией в присутствии магматогенного флюида, и ранее этот процесс был задокументирован для Ары-Булакского онгонит-эльванового штока в Забайкалье [Антипин и др., 2009].



**V этап (181 ± 1 млн лет).** Для Калгутинского рудного поля установлено зональное строение. Если основной объем

**Рис. 9.** Мультисистемная и мультиминеральная термохронограмма, отражающая температуру и возраст закрытия радиогенных систем в минералах Калгутинской РМС.

1 — U-Pb изотопный метод, цирконы (SHRIMP-II), 2 — Ag-Ag изотопный метод, слюды, 3 — Re-Os изотопный метод, молибден.

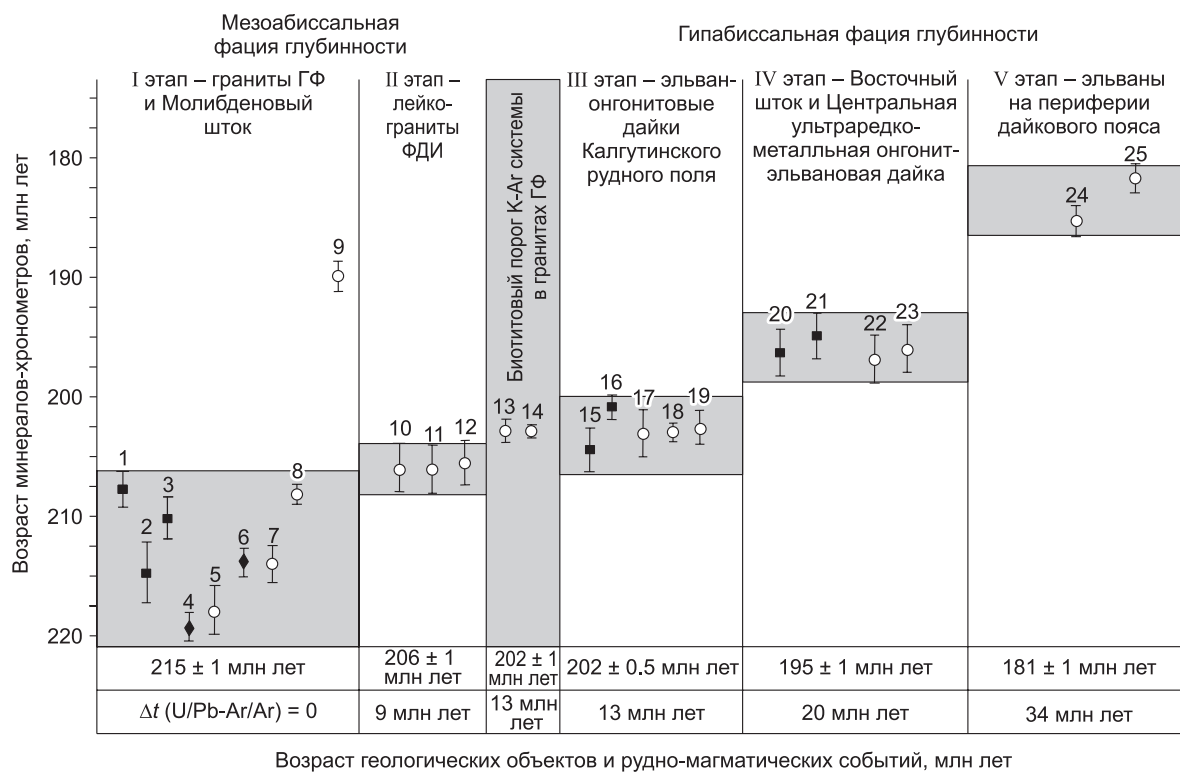


Рис. 10. Главные возрастные рубежи формирования Калгутинской РМС.

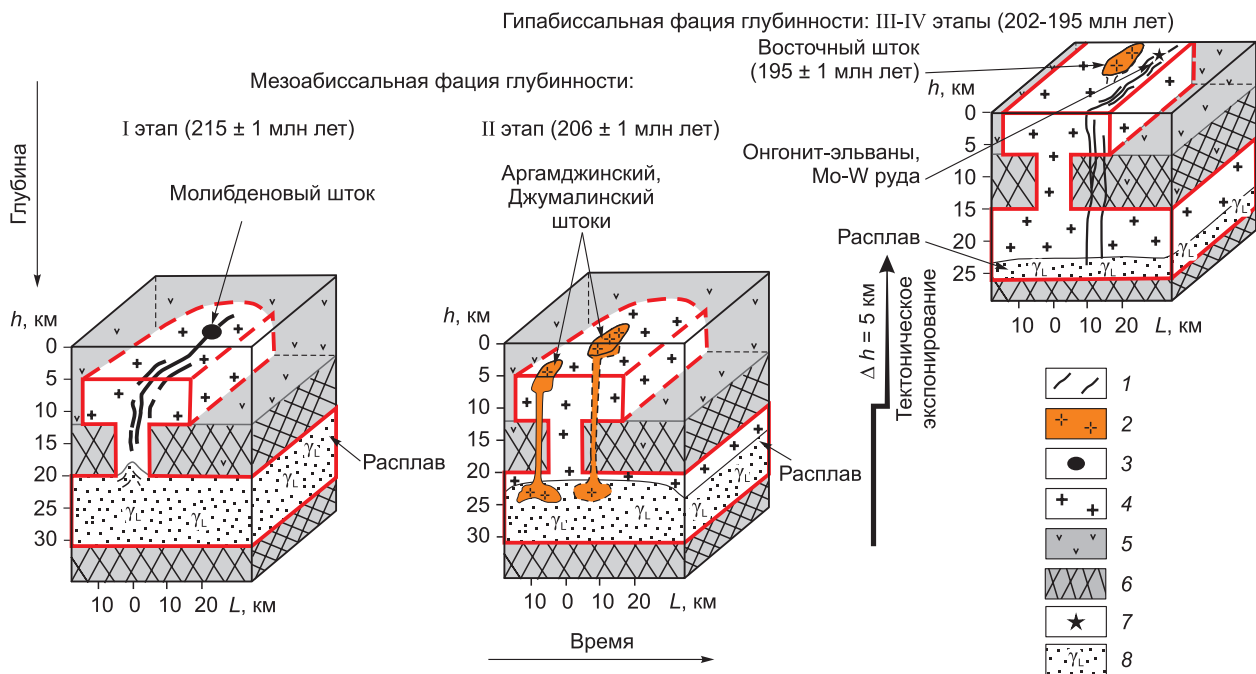
Номера датировок на схеме соответствуют порядковым номерам в табл. 3, пояснения см. в тексте. Усл. обозн. см. на рис. 9. ФДИ — фаза дополнительных интрузий, ГФ — главная интрузивная фаза.

онгонит-эльвановых даек пространственно совпадает с одноименным Мо-В месторождением (рудным столбом), то по периферии зафиксированы единичные эльвановые дайки, с которыми пространственно совмещены бедные кварц-флюорит-барит-ферберитовые жилы (см. рис. 4). Для магматических мусковитов из этих даек  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  методом получены наиболее молодые датировки ( $184 \pm 1$ ,  $180 \pm 1$  млн лет соответственно). Следует отметить, что к этому возрастному рубежу оказалась близка  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датировка по мусковиту из сливного кварц-мусковитового агрегата Молибденового штока (см. рис. 10).

**Оценка длительности и механизма формирования Калгутинской РМС.** Новые данные  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирования Калгутинской РМС в совокупности с результатами предшествующих геохронологических исследований [Berzina et al., 2003; Анникова и др., 2006; Seltmann et al., 2007; Гусев, 2011] позволяют констатировать длительный характер формирования как в целом Калгутинской РМС (215—181 млн лет), так и Восточно-Калгутинского дайкового пояса (202—181 млн лет), а с учетом геологических взаимоотношений различных компонентов Калгутинской РМС можно выделить пять этапов в ее формировании (см. табл. 3, рис. 10). Полученные возрастные оценки требуют согласования с тектоническим режимом и спецификой магматизма Горного Алтая, который в раннем мезозое отвечал внутриплитному этапу [Владимиров и др., 1997, 2005; Шокальский и др., 2000; Анникова и др., 2006, 2014; Крук, 2015].

На внутриплитном этапе тектогенеза ( $MZ_1$ ) южная часть Горного Алтая испытала интенсивные сдвигораздвиговые и сбросовзбросовые деформации, заложившие ортогональную сетку разрывных нарушений с.-в. и ю.-в. простираний (см. рис. 1). В результате интенсивного сжатия с.-в. направления эта сетка разломов испытала неоднократную реактивацию, что выразилось в сдвиговзбросовых движениях. На фоне этих деформаций внедрение гранитоидных магм определялось наиболее ослабленными зонами в узлах пересечения разломов. В итоге гранитные батолиты оказались сосредоточены в двух очаговых ареалах — Бухтарминском и Калгутинском. На основе U/Pb, Rb/Sr и  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирований сейчас установлено, что отдельные магматические импульсы (ритмы, комплексы) в пределах каждого ареала синхронизированы между собой (245—230, 215—205, 200—180 млн лет), отражая периодически возобновляющуюся тектоническую активность в регионе, однако на каждом этапе они резко различались по масштабам гранитообразования, механизму внедрения расплавов и уровню их глубинности. Особенно отчетливо эта закономерность проявлена на раннеюрском этапе тектогенеза (205—180 млн лет), когда в Бухтарминском очаговом ареале были сформированы крупные гранитоидные батолиты мезоабиссаль-





**Рис. 11. Схематизированная модель Калгутинской РМС, отражающая последовательно остывание двухуровневой магматической колонны, осложненной тектоническим экспонированием (подъемом при растяжении континентальной литосферы Южного Алтая и сдвиговзбросовыми деформациями).**

1 — онгонит-эльвановые дайки Мо-W месторождения; 2 — лейкогранитные штоки нерасчлененные; 3 — Молибденовый шток; 4 — граниты главной фазы Калгутинского батолита; 5 — вулканические породы аксайской свиты ( $D_{1-2}$ ); 6 — терригенные породы горно-алтайской серии ( $V-C$ ); 7 — Мо-W месторождение; 8 — гранитный расплав.

ной фации глубинности, а в Калгутинском, где этап масштабного гранитообразования уже прошел, ведущим механизмом было тектоническое экспонирование гранитного батолита на верхние горизонты земной коры и субсинхронное внедрение субвулканических даек онгонитов и эльванов. Таким образом, внедрение и становление родоначальной гранитной магмы Калгутинского батолита происходило, по крайней мере, на фоне двух фаз деформаций: 215—210 млн лет — заложение сдвиговзброса с.-в. простирания с падением главной плоскости срыва на ю.-в. под  $\angle 60-70^\circ$ , 205—180 млн лет — его реактивация как сдвиговзброса. Учитывая геолого-геофизические и термобарогеохимические данные [Анникова и др., 2004; Соколова и др., 2011], а также вышеприведенный термохронологический анализ, можно уверенно предположить, что Калгутинская РМС представляла собой двухуровневую магматическую колонну, при этом вскрытый на современном эрозионном срезе Калгутинский батолит отвечал верхней магматической камере, которая, в свою очередь, была сформирована значительно глубже — на мезоабиссальном уровне глубинности ( $\geq 5-15$  км), а затем экспонирована вместе с глубинным магматическим очагом на более высокий уровень земной коры,  $\Delta t \sim 5$  км (рис. 11).

Для этой модели проведено математическое тестирование с целью согласования полученных геохронологических возрастных рубежей с длительностью остывания одно- и двухуровневой магматических колонн в разрезе земной коры.

### МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

**Исходные предпосылки.** Для исследования динамики остывания взаимосвязанных, находящихся на разных уровнях магматических камер использован алгоритм численного моделирования с учетом стационарной геотермы в земной коре с начальным термическим градиентом  $30^\circ\text{C}/\text{км}$  [Spear, 1993; Полянский и др., 2011] и общих свойств термодинамики гранитообразования [Мурзинцев и др., 2016].

1. В разработанном алгоритме главное внимание уделено реконструкции трендов остывания гранитной магмы, при этом проблемы механизмов зарождения и внедрения расплавов не рассматриваются, в том числе: а) проблема пространства, б) гранитогнейсовый диапиризм, в) пассивное заполнение гранитной магмой локальных декомпрессионных областей земной коры при ее реологическом расслаивании, г) роль контаминации и мантийно-корового взаимодействия (минглинг-процессы).

Таблица 4. **Физические свойства минералов, принятые для численного моделирования термической истории формирования Калгутинской РМС**

Минерал*	Теплопроводность, Вт/(м·К)	Теплоемкость, Дж/(кг·К)	Плотность, г/см <sup>3</sup>
Кварц	7.99	750.0	2.65
Альбит	2.31	711.0	2.61
Ортоклаз	2.31	628.0	2.55
Авгит	3.82	748.8	3.40

\* Исходные характеристики [Физические свойства..., 1984].

Таблица 5. **Входные параметры алгоритма, принятого для численного моделирования термической истории формирования Калгутинской РМС**

Параметр	Интрузия	Вмещающие породы
Теплопроводность, Вт/(м·К)	4.01	3.48
Теплоемкость, Дж/(кг·К)	693.35	733
Плотность, г/см <sup>3</sup>	2.6	2.93
Геотермальный градиент, °С/км	—	30
Шаг сетки, м	500	500
Температура ликвидуса, °С	815	—
Температура солидуса, °С	815—600	—

Примечание. Пояснение см. в тексте.

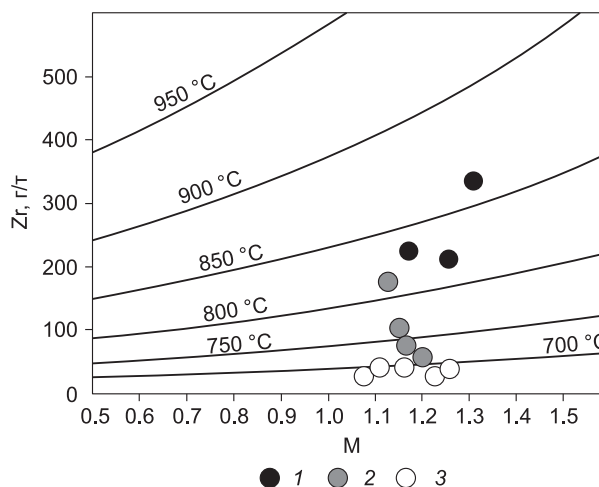
2. Температурный градиент и тепловая энергия делящихся элементов в составе земной коры являются ведущими контролирующими факторами, т. е. распределение температуры в коре определяется стационарным решением уравнения теплопроводности, учитывающего содержание делящихся элементов в коре и температуру и градиент температур у поверхности Земли [Spear, 1993; Полянский и др., 2011]. Однако, исходя из свойств гаплогранитной системы Qtz—Ab—Or—H<sub>2</sub>O, необходимо учитывать, что масштабное гранитообразование определяется двумя факторами: 1) снятием давления и, как следствие, декомпрессионным плавлением исходного субстрата и масштабным гранитообразованием; 2) повышением температуры за счет появления базитовых очагов (андерплейтинг) на границе мантия—земная кора. Ранее было показано, что оба фактора играют существенную роль при формировании редкометалльных гранитов и месторождений Горного Алтая [Владимиров и др., 1997, 1998; Добрецов и др., 2005; Анникова и др., 2006], однако конкретно для Калгутинской РМС роль мантийных источников не учитывается (обоснование см. выше, в разделе геолого-геофизических характеристик), а крупномасштабное рифтогенное растяжение континентальной литосферы при сдвиговзбросовых деформациях принято в формате «мгновенного подъема» всей южной части Горного Алтая, включая магматическую колонну: от глубинного уровня ( $h \sim 5\text{—}30$  км) до верхних горизонтов земной коры ( $h \leq 0\text{—}25$  км).

3. В данном алгоритме также не рассматривается влияние химических реакций на РТХ-параметры гаплогранитной системы, поэтому полученные результаты следует считать соответствующими варианту кондуктивного теплообмена, когда «стандартная» гранитная магма находится в квазистационарных условиях, т. е. отвечает замкнутой системе, без внешнего поступления тепла в виде базитовых инъекций и(или) интрателлурических мантийных потоков.

Рис. 12. Диаграмма Zr—M для гранитоидов Калгутинского массива.

Температуры насыщения циркона показаны кривыми линиями;  $M = (Na + K + 2Ca)/(Al \cdot Si)$ , в молярных долях элемента от суммы [Watson, Harrison, 1983].

1 — I этап Калгутинской РМС — граниты главной фазы; 2 — II этап Калгутинской РМС — лейкограниты Джумалинского и Аргамджинского штока; 3 — IV, V этапы Калгутинской РМС — онгонит-эльваны Восточно-Калгутинского дайкового пояса.



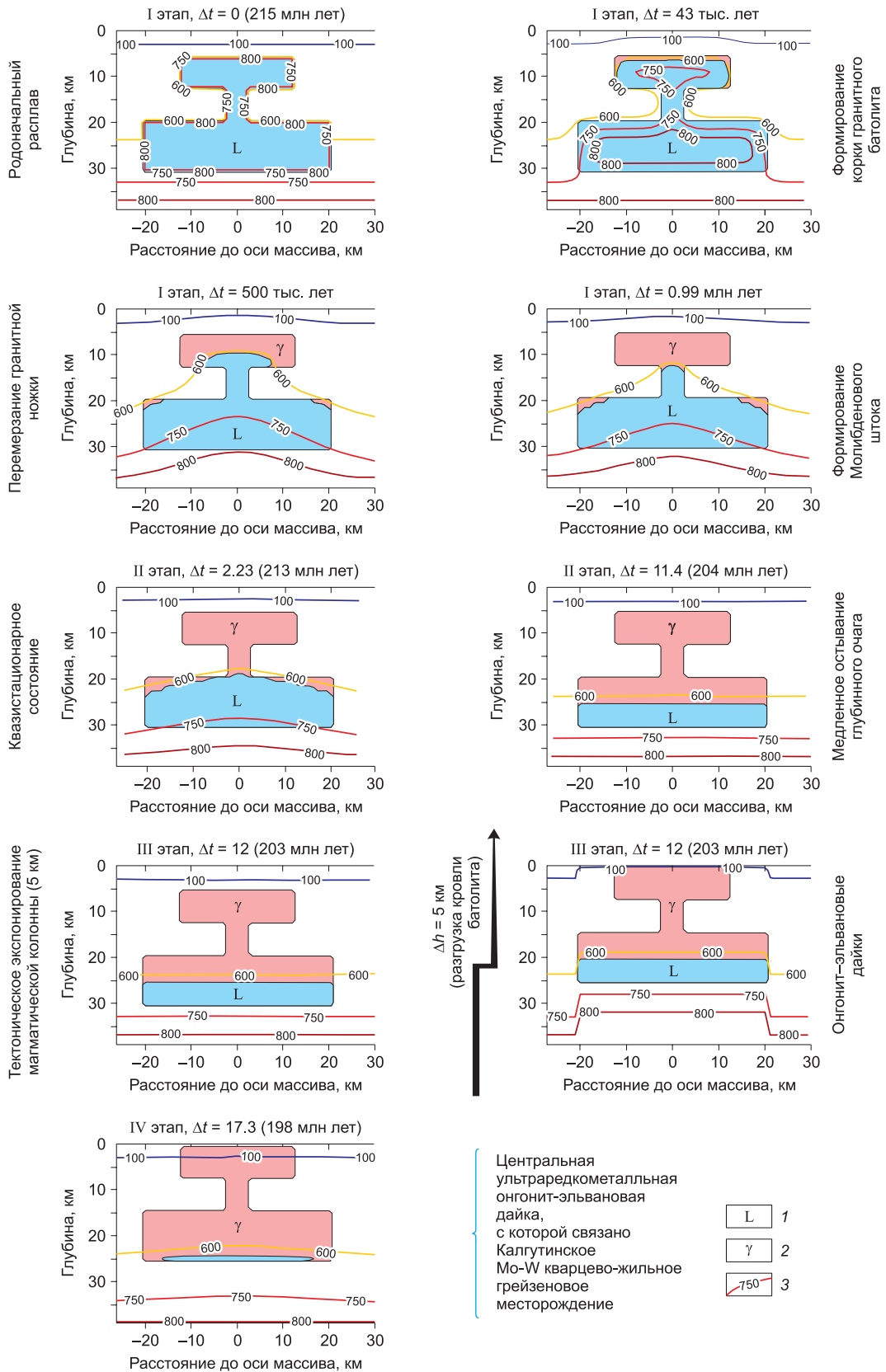


Рис. 13. Результаты численного моделирования, отражающего динамику остывания Калгутинской РМС в разрезе земной коры.

Двухуровневая модель включает: гранитоидный батолит—подводящий канал—глубинный очаг,  $\Delta t = t_{1(U/Pb)} - t_{2(Ar/Ar)}$ , остальные пояснения см. в тексте. 1 — расплав гранитного состава; 2 — закристаллизованный гранит; 3 — изотерма ( $^{\circ}\text{C}$ ).

4. Кристаллизационная дифференциация гранитного расплава, неизбежно происходившая при остывании магматических камер, учитывается в виде заданных температур солидуса на разноглубинных уровнях земной коры; для гаплогранитной системы температуры солидуса следующие: при 0.7 кбар ~730 °С, при 2 кбар ~680 °С, при 3 кбар ~660 °С, при 5 кбар ~645 °С [Johannes, Holtz, 1996].

**Граничные условия.** При численном моделировании термической истории формирования Калгутинской РМС были заложены физические свойства минералов и пород, представленные в таблицах 4, 5.

1. Морфология и глубинное строение Калгутинской РМС (см. рис. 3) представлены в виде системы: верхняя магматическая камера (гранитоидный батолит мощностью 6 км и диаметром 25 км) — подводящая ножка — глубинный гранитный слой мощностью 11 км. Последний слой, вероятнее всего, был тесно взаимосвязан с магмообразующим субстратом.

2. Возрастные рубежи формирования Калгутинской РМС отражены на рис. 10, при этом растяжение континентальной литосферы («биотитовый порог», «мгновенная декомпрессия») принято в алгоритме как механическое перемещение магматической колонны с глубинного на верхний уровень земной коры.

3. В качестве протолита взяты граувакки горно-алтайской осадочно-вулканогенной серии раннепалеозойского возраста [Шокальский и др., 2000; Крук, 2015]. Нормативный минеральный состав граувакк горно-алтайской терригенной толщи (%): кварц — 10, плагиоклаз — 50, авгит — 40.

4. Состав родоначальной магмы, очевидно, отвечал гранитам главной фазы (см. табл. 1). Усредненный минеральный нормативный состав гранитов главной фазы Калгутинского батолита (%): кварц — 30, плагиоклаз — 35, калиевый полевой шпат — 35.

5. Температурный режим Калгутинской РМС оценен на основе Zr-термометра [Watson, Harrison, 1983; Boehnke et al., 2013]. Согласно проведенным расчетам (рис. 12), наиболее высокотемпературными породами Калгутинской РМС являются биотитовые граниты главной интрузивной фазы (857—815 °С, средняя 835 °С по 3 анализам); лейкограниты фазы дополнительных интрузий, согласно проведенной оценке, имеют относительно широкие вариации температур — 812—701 °С (средняя 750 °С по четырем анализам); для онгонитов, относимых к заключительной фазе, получены самые низкие значения температур — 693—652 °С (средняя 674 °С по 5 анализам). Эти данные согласуются с общим гомодромным трендом Калгутинской РМС, когда температуры падают от биотитовых гранитов через лейкограниты к онгонитам, что соответствует выделяемым интрузивным фазам. Учитывая вышесказанное, за температуру ликвидуса родоначальной гранитной магмы принято значение  $T = 815$  °С.

6. Температура солидуса остаточного гранитного расплава, в зависимости от глубины кристаллизации, принята в интервале 600—630 °С, основываясь на термобарогеохимическом изучении расплавных включений в онгонитах и эльванах Восточно-Калгутинского дайкового пояса [Соколова и др., 2011].

**Обсуждение результатов численного моделирования.** Результаты расчетов показали, что через 10 млн лет после внедрения главной фазы расплав длительное время сохраняется на глубинах более 25 км ( $\geq 20$  млн лет). Это связано с тем, что верхняя камера и подводящий канал быстро перемораживаются и наличие расплава определяется только равновесной температурой на данном горизонте, определяемой стационарной геотермой. То есть на глубинах менее 25 км подводящий канал, как и сам массив, за 2.2 млн лет консолидируется полностью и его температура выравнивается до температуры окружающей среды, а на глубине более 25 км температура среды, обусловленная стационарной геотермой, становится выше температуры солидуса гранитного расплава, и его остаточные порции могут сохраняться в жидком состоянии десятки — сотни миллионов лет. Этот теоретический вывод корректен только для «спокойной» геодинамической обстановки, когда отсутствуют тектонические деформации [Травин и др., 2009; Травин, 2016]. Ввод «внешнего» тектонического фактора (например, подъем геоблока) становится определяющим для остывания гранитоидного батолита. Расчеты показывают, что для случая двухуровневой магматической колонны, наиболее близко отвечающей Калгутинской РМС (см. рис. 11, 13), расплав с момента внедрения эволюционирует 12 млн лет, а после подъема всего геоблока на 5 км, включая магматическую колонну, остаточный редкометалльный расплав продолжает эволюционировать в глубинной магматической камере до 20 млн лет с начала формирования Калгутинской РМС (см. рис. 13). Этот сценарий позволяет согласовать возрастные рубежи и длительность формирования Калгутинской РМС, включая оторванный во времени восточно-калгутинский онгонит-эльвановый дайковый комплекс и связанное с ним в пространстве и времени молибден-вольфрамовое кварцево-жильно-грейзеновое месторождение.

## ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. Термохронологический анализ магматических пород и руд, слагающих Калгутинскую РМС, позволил выделить пять этапов ее формирования: I этап ( $215 \pm 1$  млн лет) отвечает формированию гранитов главной интрузивной фазы и богатого молибденового оруденения, представленного рудным телом, именуемым «Молибденовый шток»; II этап ( $206 \pm 1$  млн лет) связан с формированием штоков

лейкогранитов и внутригранитных пегматитов в гранитах главной интрузивной фазы; III этап ( $202 \pm 1$  млн лет) — онгонит-эльвановый, его временной диапазон соответствует формированию большинства даек, слагающих дайковый пояс; IV этап ( $195 \pm 1$  млн лет) отвечает формированию ультраредкометалльных протяженных даек онгонитов и эльванов, локализованных в центральной части дайкового пояса, пространственно совмещенной с богатыми вольфрамовыми жилами месторождения; V этап ( $181 \pm 1$  млн лет) представлен маломощными дайками онгонитов и эльванов на периферии дайкового пояса. Общая продолжительность рудно-магматических процессов составляет 20 млн лет (Mo-W рудопродуктивный этап) и 30 млн лет, если учитывать единичные эльвановые дайки по периферии Калгутинского месторождения, пространственно совмещенные с кварц-флюорит-барит-ферберитовыми жилами ( $181 \pm 1$  млн лет).

2. Математическое тестирование термической истории Калгутинской РМС позволяет утверждать, что формирование гранитного батолита ( $215 \pm 1$  млн лет) и оторванного во времени онгонит-эльванового дайкового комплекса с богатым Mo-W оруденением ( $195 \pm 1$  млн лет) может быть объяснено в варианте двухуровневой магматической колонны, в которой существует «верхний» гранитный батолит на глубине 5—15 км и «нижний» гранитный очаг на глубине 20—31 км, связанные между собой гранитной ножкой (подводящим каналом).

3. Решающим фактором, который обусловил термическое остывание Калгутинской РМС, является тектоническое экспонирование всей магматической колонны на верхние горизонты земной коры, только в этом случае при решении обратной физической задачи удастся согласовать термохронологические рубежи и результаты численных расчетов.

Авторы выражают искреннюю благодарность за многолетнее обсуждение поднятых проблем д.г.-м.н. А.С. Борисенко, д.г.-м.н. Н.Н. Круку, д.г.-м.н. В.А. Пономарчуку, а также за участие в совместных экспедиционных работах и авторские результаты геохронологических исследований, любезно представленные для совместного анализа, д.г.-м.н. Г.Г. Павловой, к.г.-м.н. А.Н. Берзиной, к.г.-м.н. Д.С. Юдину, к.г.-м.н. С.В. Хромых, к.г.-м.н. П.Д. Котлеру и С.А. Выставному. Необходимо отметить исключительно большой вклад в изучение Калгутинской РМС д.г.-м.н. А.А. Оболенского, к.г.-м.н. А.В. Титова и к.г.-м.н. В.Б. Дергачева, без чьих материалов написание этой статьи было бы невозможно. Техническую помощь на всех стадиях проведенного исследования оказали О.П. Герасимов (экспедиционные работы), И.А. Владимиров (ГИС-технологии), Т.В. Мирясова и О.Ю. Дубровина (оформление статьи).

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН, при финансовой поддержке Министерства образования и науки РФ: проект № 5.1688.2017/ПЧ (численное моделирование Калгутинской РМС), проект № 14.Y26.31.0012 (формирование компьютерной графики и построение петрологической модели Калгутинской РМС), а также РФФИ (гранты 16-05-00128а —  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  изотопные исследования пород и руд Калгутинской РМС, 17-05-00936а — интерпретация данных геохронологических исследований, термохронологический анализ и 17-55-540001 — обработка фондовых материалов).

## ЛИТЕРАТУРА

**Аверкин Ю.А., Черепанов А.Н., Шарапов В.Н.** Эволюция флюидных систем при ретроградном кипении магм, Новосибирск, 1988, 52 с. (Препринт / ИГиГ СО АН СССР, № 8).

**Алексеев В.И.** Дальневосточная провинция редкометалльных литий-фтористых гранитов и ее рудоносность // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Пермь, Изд-во ПГНИУ, 2013, № 16, с. 258—263.

**Амшинский Н.Н.** Вертикальная петрогеохимическая зональность гранитоидных плутонов. Новосибирск, Зап.-Сиб. кн. изд-во, 1973, 200 с.

**Аникова И.Ю., Владимиров А.Г., Выставной С.А., Василевский А.Н., Витте Л.В., Мороз Е.Н.** Геолого-геофизическая модель формирования Калгутинской рудно-магматической системы (Южный Алтай) // Изв. Том. политех. ун-та, 2004, т. 307, № 4, с. 38—42.

**Аникова И.Ю., Владимиров А.Г., Выставной С.А., Журавлев Д.З., Крук Н.Н., Лепехина Е.Н., Матуков Д.И., Мороз Е.Н., Палесский С.В., Пономарчук В.А., Руднев С.Н., Сергеев С.А.** U-Pb,  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  датирование и Sm-Nd, Pb-Pb изотопное исследование Калгутинской молибден-вольфрамовой рудно-магматической системы (Южный Алтай, Россия) // Петрология, 2006, т. 14, № 1, с. 90—108.

**Аникова И.Ю., Смирнов С.З., Соколова Е.Н., Хромых С.В., Владимиров А.Г., Травин А.В.** Эволюция очага магмы при формировании Восточно-Калгутинского редкометалльно-гранитоидного дайкового пояса (Горный Алтай) // Материалы Второй международной геологической конференции «Граниты и эволюция Земли», 17—20 августа 2014 г. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2014, с. 15—19.

**Антипин В.С., Савина Е.А., Митичкин М.А., Переляев В.И.** Редкометалльные литий-фтористые граниты, онгониты и топазиты Южного Прибайкалья // Петрология, 1999, т. 7, № 2, с. 141—155.



**Антипин В.С., Холлс К., Митичкин М.А., Скотт П., Кузнецов А.Н.** Эльваны Корнуолла (Англия) и Южной Сибири — субвулканические аналоги субщелочных редкометалльных гранитов // Геология и геофизика, 2002, т. 43 (9), с. 847—857.

**Антипин В.С., Андреева И.А., Коваленко В.И., Кузнецов В.А.** Геохимические особенности онгонитов Ары-Булакского массива (Восточное Забайкалье) // Петрология, 2009, т. 17, № 6, с. 601—612.

**Баданина Е.В., Сырицо Л.Ф., Волкова Е.В., Томас Р., Грамболл Р.Б.** Состав расплава Li-F гранитов и его эволюция в процессе формирования рудоносного Орловского массива в Восточном Забайкалье // Петрология, 2010, т. 18, № 2, с. 139—167.

**Василевский А.Н.** Применение метода подбора при моделировании региональных геологических структур (по гравитационным и магнитным аномалиям) // Геология и геофизика, 1980 (3), с. 83—93.

**Виноградов А.П.** Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры // Геохимия, 1962, № 7, с. 555—571.

**Витте Л.В.** Типы континентальной земной коры и история их развития. Новосибирск, Наука, 1981, 236 с.

**Витте Л.В., Василевский А.Н.** К вопросу о тектонической позиции и формах проявлений в коре щелочно-ультраосновного магматизма Сибирской платформы // Геология и геофизика, 1988 (5), с. 55—65.

**Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Чупин В.П., Туркина О.М., Руднев С.Н., Владимиров В.Г., Титов А.В.** Топаз-протолитионитовые граниты и онгониты Базардаринского рудного района (Юго-Восточный Памир) // Геология и геофизика, 1991 (4), с. 40—48.

**Владимиров А.Г., Чупин В.П., Крук Н.Н., Аверкин Ю.А.** Динамика кристаллизации многофазных лейкогранитных массивов и проблема остаточных очагов литий-фтористых магм (на примере Базардаринского массива, Юго-Восточный Памир) // ДАН, 1993, т. 328, № 1, с. 82—83.

**Владимиров А.Г., Пономарева А.П., Шокальский С.П., Халилов В.А., Костицын Ю.А., Пономарчук В.А., Руднев С.Н., Выставной С.А., Крук Н.Н., Титов А.В.** Позднепалеозойский-раннемезозойский гранитоидный магматизм Алтая // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (4), с. 715—729.

**Владимиров А.Г., Выставной С.А., Титов А.В., Руднев С.Н., Дергачев В.Б., Анникова И.Ю., Тикунов Ю.В.** Петрология раннемезозойских редкометалльных гранитов юга Горного Алтая // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (7), с. 901—916.

**Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В.** Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (12), с. 1321—1338.

**Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Полянский О.П., Владимиров В.Г., Бабин Г.А., Руднев С.Н., Анникова И.Ю., Травин А.В., Савиных Я.В., Палесский С.В.** Корреляция герцинских деформаций, осадконакопления и магматизма Алтайской коллизионной системы как отражение плейт- и плюмтектоники // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). М., ГИН РАН, 2005, с. 182—215.

**Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Хромых С.В., Полянский О.П., Червов В.В., Владимиров В.Г., Травин А.В., Бабин Г.А., Куйбида М.Л., Хомяков В.Д.** Пермский магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в земной коре и мантии // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (7), с. 621—636.

**Владимиров А.Г., Ляхов Н.З., Загорский В.Е., Макагон В.М., Кузнецова Л.Г., Смирнов С.З., Исупов В.П., Белозеров И.М., Уваров А.Н., Гусев Г.С., Юсупов Т.С., Анникова И.Ю., Бескин С.М., Шокальский С.П., Михеев Е.И., Котлер П.Д., Мороз Е.Н., Гаврюшкина О.А.** Литиевые месторождения сподуменовых пегматитов Сибири // Химия в интересах устойчивого развития, 2012а, т. 20, № 1, с. 3—20.

**Владимиров А.Г., Фан Лыу Ань, Крук Н.Н., Смирнов С.З., Анникова И.Ю., Павлова Г.Г., Куйбида М.Л., Мороз Е.Н., Соколова Е.Н., Астрелина Е.И.** Петрология оловоносных гранит-лейкогранитов Пиа Оак (Северный Вьетнам) // Петрология, 2012б, т. 20, № 6, с. 599—621.

**Гоневчук В.Г.** Оловоносные системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез. Владивосток, Дальнаука, 2002, 300 с.

**Гусев Н.И.** Хронология магматизма (SHRIMP II) Калгутинской редкометалльно-вольфрам-молибденовой рудно-магматической системы (Горный Алтай, Россия) // Геология рудных месторождений, 2011, т. 53, № 3, с. 280—296.

**Дергачев В.Б.** Новая разновидность онгонитов // Докл. АН СССР, 1988, т. 302, № 1, с. 188—191.

**Дергачев В.Б.** Закономерности формирования редкометалльных гранитных даек // Прогнозирование оруденения редких металлов и золота в Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, СНИИГГиМС, 1989а, с. 60—70.

**Дергачев В.Б.** Цезиевая разновидность ультраредкометалльных гранит-порфиров (эльванов) // Докл. АН СССР, 1989б, т. 305, № 6, с. 708—712.

**Дергачев В.Б., Тимофеев Н.И., Ладыгина И.Н.** Зональность Калгутинского молибден-вольфрамового месторождения // Зональность рудных месторождений Сибири. Новосибирск, СНИИГГиМС, 1981, вып. 289, с. 84—92.

**Добрецов Н.Л., Владимиров А.Г., Крук Н.Н.** Пермско-триасовый магматизм Алтае-Саянской складчатой области как отражение Сибирского суперплума // ДАН, 2005, т. 400, № 4, с. 505—509.

**Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М.** Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (9), с. 1159—1187.

**Дьячков Б.А.** Генетические типы редкометалльных месторождений Калба-Нарымского пояса. Усть-Каменогорск, ВКГТУ, 2012, 129 с.

**Загорский В.Е., Владимиров А.Г., Макагон В.М., Кузнецова Л.Г., Смирнов С.З., Дьячков Б.А., Анникова И.Ю., Шокальский С.П., Уваров А.Н.** Крупные поля сподуменовых пегматитов в обстановках рифтогенеза и постколлизийных сдвигово-раздвиговых деформаций континентальной литосферы // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (2), с. 303—322.

**Коваленко В.И., Коваленко Н.И.** Онгониты (топазсодержащие кварцевые кератофиры) — субвулканические аналоги редкометалльных литий-фтористых гранитов. М., Наука, 1976, 127 с.

**Коваленко В.И., Костицын Ю.А., Ярмолюк В.В., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Антипин В.С.** Источники магм и изотопная (Sr, Nd) эволюция редкометалльных Li-F гранитоидов // Петрология, 1999, т. 7, № 4, с. 401—429.

**Костицын Ю.А., Зарайский Г.П., Аксюк А.М., Чевычелов В.Ю.** Rb-Sr изотопные свидетельства генетической общности биотитовых и Li-F гранитов на примере месторождений Спокойнинское, Орловское и Этыкинское (Восточное Забайкалье) // Геохимия, 2004, № 9, с. 940—948.

**Крук Н.Н.** Континентальная кора Горного Алтая: этапы формирования и эволюции, индикаторная роль гранитоидов // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (8), с. 1403—1423.

**Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В.** Плюмы и связанные с ними месторождения полезных ископаемых // Современное состояние наук о Земле: материалы научно-практической конференции. М., Изд-во Моск. ун-та, 2011, с. 1032—1034.

**Морозова И.М., Рублев А.Г.** Калий-аргоновые системы полиметаморфических пород // Изотопное датирование процессов метаморфизма и метасоматоза / Ред. Ю.А. Шуколюков. М., Наука, 1987, с. 19—28.

**Мурзинцев Н.Г., Травин А.В., Котлер П.Д., Владимиров А.Г.** Численное моделирование термической истории и ареала термического влияния гранитного массива на вмещающие породы и поведения K-Ag системы в минералах-геохронометрах при этих процессах // Петрология магматических и метаморфических формаций. Вып. 8. Материалы Всероссийской петрографической конференции с международным участием. Томск, Изд-во Том. ЦНТИ, 2016, с. 256—259.

**Полянский О.П., Сухоруков В.П., Травин А.В., Алехин И.Г., Юдин Д.С.** Тектоническая интерпретация термохронологических данных и *P-T*-параметров метаморфизма пород зонального комплекса Бодончин (Монгольский Алтай) // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (9), с. 1256—1275.

**Поцелуев А.А., Рихванов Л.П., Владимиров А.Г., Анникова И.Ю., Бабкин Д.И., Никифоров А.Ю., Котегов В.И.** Калгутинское редкометалльное месторождение (Горный Алтай): магматизм и рудогенез. Томск, STT, 2008, 226 с.

**Руб А.К., Руб М.Г.** Редкометалльные граниты Приморья. М., ВИМС, 2006, 86 с.

**Соколова Е.Н., Смирнов С.З., Астрелина Е.И., Анникова И.Ю., Владимиров А.Г., Котлер П.Д.** Состав, флюидный режим и генезис онгонит-эльвановых магм Калгутинской рудно-магматической системы (Горный Алтай) // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (11), с. 1748—1775.

**Титов А.В., Владимиров А.Г., Выставной С.А., Поспелова Л.Н.** Необычные высокотемпературные фельзит-порфиры в постгранитном дайковом поясе Калгутинского редкометалльно-гранитного массива (Горный Алтай) // Геохимия, 2001, № 6, с. 677—682.

**Травин А.В.** Термохронология раннепалеозойских коллизийных, субдукционно-коллизийных структур Центральной Азии // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (3), с. 553—574.

**Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б.** Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия, 2009, № 11, с. 1181—1199.

**Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика).** Справочник геофизика. 2-е изд., перераб. и доп. / Ред. Н.Б. Дортман. М., Недра, 1984, 455 с.

**Шанин Л.Л.** Критерии надежности и возможные причины искажения радиологических датировок // Критерии надежности методов радиологического датирования. М., Наука, 1979, с. 6—13.

**Шарапов В.Н., Аверкин Ю.А.** Динамика тепло- и массообмена в ортомагматических флюидных системах. Новосибирск, Наука, 1990, 220 с.

**Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Борисов С.М., Гусев Н.И., Токарев В.Н., Зыбин В.А., Дубский В.С., Мурзин О.В., Кривчиков В.А., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Федосеев Г.С., Титов А.В., Сергеев В.П., Лихачев Н.Н., Маллин А.Н., Котельников Е.И., Кузнецов С.А., Зейферт Л.Л., Яшин В.Д., Носков Ю.С., Уваров А.Н., Федак С.И., Гусев А.И., Выставной С.А.** Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области / Ред. А.Ф. Морозов. Новосибирск, Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2000, 120 с.

**Щерба Г.Н., Дьячков Б.А., Стучевский Н.И., Нахтигаль Г.П., Антоненко А.Н., Любецкий В.Н.** Большой Алтай (геология и металлогения). В 3-х кн. Кн. 1. Геологическое строение. Алматы, Гылым, 1998, 304 с.

**Щерба Г.Н., Беспяев Х.А., Дьячков Б.А., Мысник А.М., Ганженко Г.Д., Сапаргалиев Е.М.** Большой Алтай (геология и металлогения). В 3-х кн. Кн. 2. Металлогения. Алматы, РИО ВАК РК, 2000, 400 с.

**Annikova I.Yu., Borisenko A.S., Borovikov A.A., Goverdovskiy V.A., Kruk N.N., Naumov E.A., Obolenskiy A.A., Pavlova G.G., Travin A.V., Tretyakova I.G., Vladimirov A.G.** The South-Chuya Ridge and the Ukok Plateau (southern part of Gorny Altai) // Metallogeny of the Southern Altai (Russia) and North-western Mongolia ore district, Permian–Triassic boundary. London, Novosibirsk, Guidebook of field excursion, 2007, p. 63–77.

**Antipin V.S., Perepelov A.B., Ochir G., Odgerel D., Tsegmed Z.** Late Paleozoic and Early Mesozoic rare-metal granites in Central Mongolia and Baikal region: review of geochemistry, possible magma sources and related mineralization // *J. Geosci.*, 2016, v. 61, p. 105–125.

**Baksi A.K., Archibald D.A., Farrar E.** Intercalibration of  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating standards // *Chem. Geol.*, 1996, v. 129, p. 307–324.

**Berzina A.N., Stein H.J., Zimmerman A., Sotnikov V.I.** Re-Os ages for molybdenite from porphyry Cu-Mo and greisen Mo-W deposits of southern Siberia (Russia) preserve metallogenic record // *Mineral exploration and sustainable development*. Millpress, Rotterdam, 2003, p. 213.

**Black L.P., Kamo S.L.** TEMORA 1: a new zircon standard for U-Pb geochronology // *Chem. Geol.*, 2003, v. 200, p. 155–170.

**Boehnke P., Watson E.B., Trail D., Harrison T.M., Schmitt A.K.** Zircon saturation re-revisited // *Chem. Geol.*, 2013, v. 351, p. 324–334.

**Cobbing E.J., Mallick D.I., Pitfield P.E., Teoh L.H.** The granites of the Southeast Asian Tin Belt // *J. Geol. Soc. London*, 1986, v. 143, p. 537–550.

**Darbyshire D.P.F., Shepherd T.J.** Nd and Sr isotope constraints on the origin of the Cornubian batholith, SW England // *J. Geol. Soc. London*, 1994, v. 151, p. 795–802.

**Fleck R.J., Sutter J.F., Elliot D.H.** Interpretation of discordant  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age-spectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1977, v. 41, p. 15–32.

**Johannes W., Holtz F.** Petrogenesis and experimental petrology of granitic rocks. Berlin, New York, Springer, 1996, v. 22, p. 335.

**Kretz R.** Symbols for rock-forming mineral // *Amer. Miner.*, 1983, v. 68, p. 277–279.

**Magmatism** and metallogeny of the Altai and adjacent Large Igneous Provinces with an introductory essay on the Altaids / Eds. R. Seltmann, A. Borisenko, G. Fedoseev. IAGOD Guidebook Series 16, CERCAMS/NHM, London, 2007, 294 p.

**Merceron T., Vieillard P., Fouillac A.M., Meunier A.** Hydrothermal alterations in the Echassières granitic cupola (Massif Central, France) // *Contr. Miner. Petrol.*, 1992, v. 112, № 2, p. 279–292.

**Oitseva T.A., Kuzmina O.N., Murzintsev N.G., Kotler P.D.** Rare metal structures, mineral types and age of the pegmatite deposits of Qalba-Narym granitoid belt // *Proceedings of the 8th International Siberian Early Career Geoscientists Conference*, Novosibirsk, 13-24 June 2016, IGM SB RAS, IPPG SB RAS, NSU. 2016, p. 216–217.

**Raimbault L., Cuney M., Azencott C., Duthou J.L., Joron J.L.** Geochemical evidence for a multistage magmatic genesis of Ta-Sn-Li mineralization in the granite at Beauvoir, French Massif Central // *Econ. Geol.*, 1995, v. 90, p. 548–576.

**Sokolova E., Smirnov S., Annikova I.** Compositions of magmatic melts at formation of chemically heterogeneous rare-metal felsic dike in the East Kalguty dike belt (Gorny Altai, Russia) // *European current research on fluid inclusions. Abstracts of the 21st Biennial conference*, Leoben, Austria, 9–11 August 2011. Vienna, Geologische Bundesanstalt, 2011, p. 174–175.

**Spear F.S.** Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths // *Miner. Soc. Amer.*, Washington, D.C., 1993, 799 p.

**Štemprok M., Pivec E., Langrová A.** The petrogenesis of a wolframite-bearing greisen in the Vykmanov granite stock, Western Krušné hory pluton (Czech Republic) // Bull. Geosci., 2005, v. 80, № 3, p. 163—184.

**Watson E.B., Harrison T.M.** Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types // Earth Planet. Sci. Lett., 1983, v. 64, p. 295—304.

**Williams I.S.** U-Th-Pb geochronology by ion microprobe / Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // Eds. M.A. McKibben, W.C. Shanks III, W.I. Ridley. Rev. Econ. Geol., 1998, v. 7, p. 1—35.

**Zen E.** Aluminum enrichment in silicate melts by fractional crystallization: some mineralogic and petrographic constraints // J. Petrol., 1986, v. 27, p. 1095—1117.

*Рекомендована к печати 8 ноября 2018 г.  
О.П. Полянским*

*Поступила в редакцию 20 февраля 2018 г.,  
после доработки — 29 октября 2018 г.*