



## ПОГРЕБЕННЫЕ ГРАНИТОИДЫ КАЛБИНСКОГО ПОЯСА В РОССИЙСКОМ ЮГО-ЗАПАДНОМ АЛТАЕ: ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ, ГЕОХИМИЯ, ГЕОХРОНОЛОГИЯ

Н. И. Гусев, С. И. Федак

С гранитами Калбинского пояса Восточного Казахстана связаны промышленные месторождения Ta, Nb, Be, Li, Cs, Sn и W руд. В фундаменте Кулундинской впадины российского Юго-Западного Алтая бурением прослежено продолжение Калбинских структур и магматических образований. На основании петрографических, геохимических данных и изотопного датирования (7 определений возраста U-Pb методом по циркону SHRIMP II) охарактеризованы три интрузивных массива: Семеновский, Мещанский и Борисовский. В строении массивов выделяются плюмазитовые гранитоиды трех интрузивных комплексов: кунушского (303±3 млн лет), раннекалбинского (283±2–271±3 млн лет) и позднекалбинского (258±2 млн лет). Геохимические характеристики пород подобны таковым гранитов вулканических дуг и постколлизионных гранитоидов. В составе кунушского и раннекалбинского комплексов присутствуют адakitоподобные гранитоиды коллизионных зон. По циркониевому геотермометру температура кристаллизации гранитоидов 740–830 °С. Каменноугольные гранитоиды отсутствуют в Горном Алтае к северу от Северо-Восточной зоны смятия. Магматизм Калбинского пояса интерпретируется как следствие постколлизионного отрыва слэба в зоне палеосубдукции юго-западного погружения в современных координатах.

**Ключевые слова:** Калбинский редкометалльный пояс, граниты, адakitоподобные гранитоиды, U-Pb возраст по циркону SHRIMP.

## BURIED GRANITOIDS OF THE KALBA BELT IN THE RUSSIAN SOUTH-EASTERN ALTAI: MATERIAL CONSTITUTION, GEOCHEMISTRY, GEOCHRONOLOGY

N. I. Gusev, S. I. Fedak

Commercial deposits of Ta, Nb, Be, Li, Cs, Sn and W ores are associated with granites of the Kalba belt in the Eastern Kazakhstan. The continuation of the Kalba structures and magmatic formations is traced by drilling in the basement of the Kulunda depression in the Russian South-Western Altai. Based on petrographic, geochemical data and isotopic dating (7 datings using U-Pb method by zircon, SHRIMP II) three intrusive massives such as Semenovskiy, Meshchanskiy and Borisovskiy are characterized. The massives' structure includes peraluminous granitoids of three intrusive complexes: Kunushskiy (303±3 Ma), Early Kalbinskiy (283±2–271±3 Ma) and Late Kalbinskiy (258±2 Ma) ones. Geochemical rock features are similar to granites of volcanic arcs and post-collisional granitoids. There are adakite-like granitoids of collisional zones as a part of the Kunushskiy and Early Kalbinskiy complexes. Granitoid crystallization temperature was 740–830 °C according to the zirconium geothermometer. There are no any carboniferous granitoids to the north from the North-Eastern shear zone in the Gornyi Altai. Magmatism of the Kalba belt is interpreted as the consequence of post-collisional slab breakoff in the paleosubduction zone of south-western downwarping in present-day coordinates.

**Keywords:** Kalba rare-metal belt, granites, adakite-like granitoids, U-Pb age by zircon, SHRIMP II.

### Геологическое строение

Калбинский гранитоидный редкометалльный пояс обнажен и хорошо изучен в Республике Казахстан, где прослеживается более чем на 500 км при ширине 20–50 км [5, 10, 12]. В российской части северо-западное продолжение Калбинского магматического пояса перекрыто кайнозойскими отложениями Кулундинской впадины. В 2007 г. «Горно-Алтайская экспедиция» проводила ГДП-200, при этом Калба-Нарымская и Западно-Калбинская зоны были прослежены бурением под кайнозойским чехлом (мощностью 25–170 м) от Республики Казахстан на протяжении 50 км в полосе шириной около 40 км (рис. 1). На северо-востоке Калба-Нарымская зона граничит с Иртышской зоной смятия (ИЗС) по Калба-Нарымскому разлому. В калбинских

структурах вскрыты средне-верхнепалеозойские флишоидные и молассоидные углеродисто-алевролитово-песчанниковые отложения. Они прорваны несколькими массивами гранитоидов, три из которых (Семеновский, Мещанский и Борисовский) будут далее охарактеризованы с юго-востока на северо-запад, по мере удаления от границы с Республикой Казахстан (см. рис. 1). Характеристика гранитоидного магматизма, приведенная Ю. А. Туркиным в 2008 г. в объяснительной записке к листу М-44-IX, в последние годы была дополнена новыми аналитическими данными, существенно уточнившими представления о становлении калбинского комплекса, что и послужило основанием для написания данной статьи.

**Семеновский массив** имеет размеры 5×10 км, грубую овальную форму с общим удлинением в се-

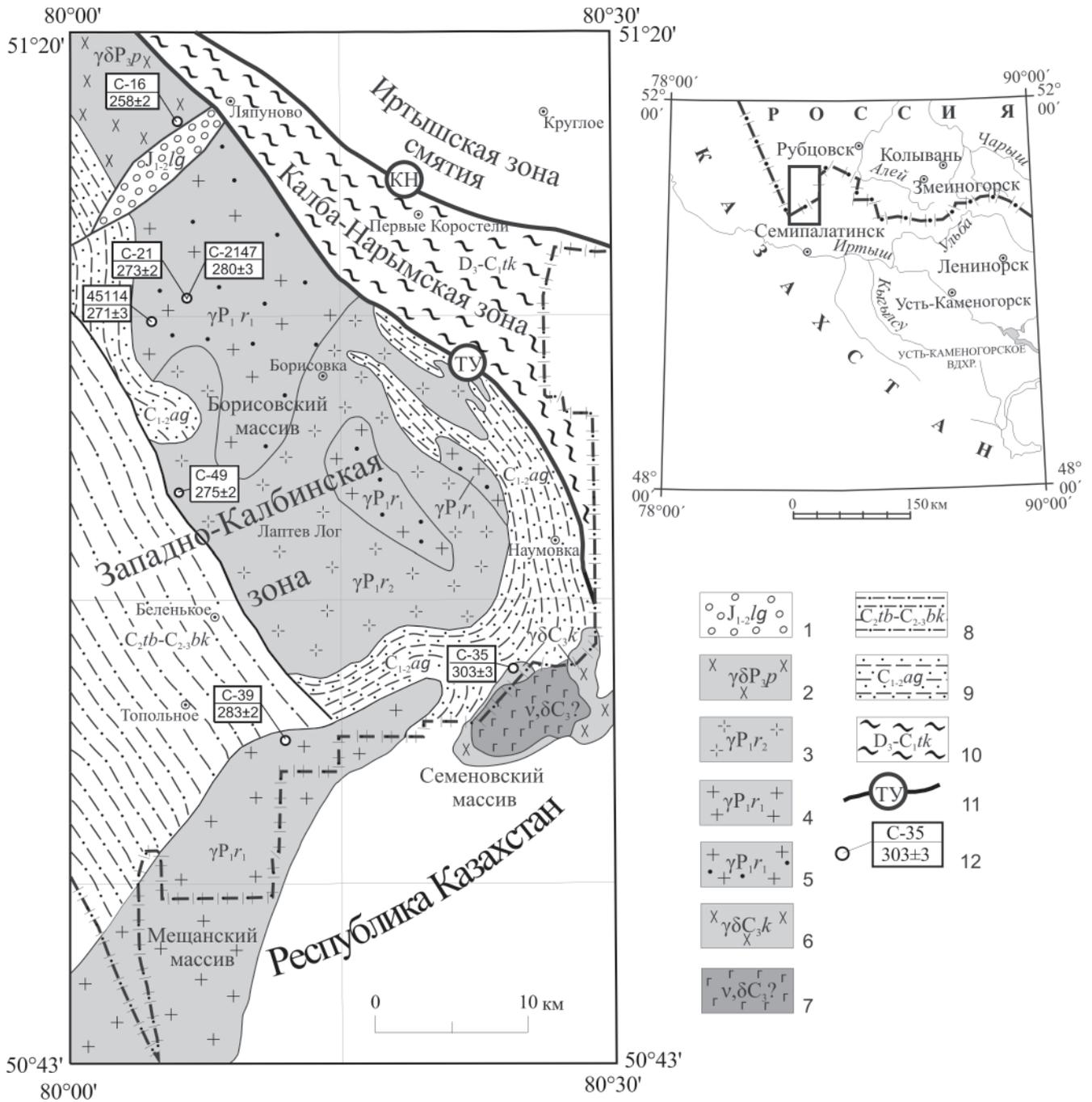


Рис. 1. Схема геологического строения докайнозойского фундамента юго-запада Кулундинской впадины

1 – конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты луговой свиты; 2 – гнейсовидные граносиениты и гранодиориты позднекалбинского комплекса; 3–5 – раннекалбинский комплекс, вторая фаза: 3 – лейкократовые биотитовые и двуслюдяные граниты, первая фаза: 4 – биотитовые граниты, 5 – гранодиориты, плагиограниты и меланограниты; 6 – кунушский комплекс, гранодиориты; 7 – габбро, диориты, кварцевые диориты; 8 – таубинская и бакырчикская толщи нерасчлененные: алевролиты, углеродистые аргиллиты; 9 – аганактинская свита: алевролиты, аргиллиты углеродистые, песчаники; 10 – такырская серия: алевролиты углисто-глинистые, песчаники, филлитовидные сланцы, 11 – главные разломы (КН – Калба-Нарымский, ТУ – Теректинско-Улунгурский); 12 – места отбора проб из скважин для определения возраста U-Pb методом по циркону (SHRIMP): в числителе – номер пробы, в знаменателе – возраст, млн лет

веро-восточном направлении и концентрически-зональное строение. Массив прорывает терригенные отложения ранне-среднекаменноугольной аганактинской свиты. На территории Казахстана ему соответствуют интенсивная гравиметрическая и высокоинтенсивная положительная аномалии в магнитном поле. По данным магнито- и гравиразведки массив имеет штокообразную форму и про-

слеживается на глубину до 3 км. По геологическим и геофизическим данным выделяются центральная расслоенная габброидная часть и гранитоидная периферия. Центральная часть Семеновского массива, расположенная на казахстанской территории, сложена породами мафит-ультрамафитового состава (перидотитами, норитами, оливиновыми габброноритами) и окаймляется меланократовыми



и лейкократовыми габбро, по периферии сменяющимися диоритами, кварцевыми диоритами, которые прорваны гранитоидами. Вмещающие породы в ореоле до нескольких сотен метров подвергнуты контактово-метасоматическим изменениям с формированием роговиков, пироксен-скаполитовых, куммингтонит-альбитовых и нефелин-авгитовых пород.

Перидотиты, чередующиеся с габброноритами, и оливиновые габбронориты характеризуются невыдержанным минеральным составом и кумулятивными структурами с гнездовыми обособлениями плагиоклаза и шлировыми сростками пироксенов и оливина.

Габброноритам присущи габбровая структура и такситовая текстура. Во внешней зоне габброноритов и перидотитов распространены биотит-роговообманковые габбро, спорадически развиты оливиновые габбро-долериты и породы типа спесартитов. Габброиды характеризуются мелко-среднезернистой структурой, в контактах с гранитоидами переходящей в типичную роговиковую. Состав пород (%): андезин – 40, пироксен – 30–35, бурая роговая обманка – до 35–40, флогопит – до 3, акцессорные (титаномагнетит, сфен, апатит). Габброидиориты и диориты, развитые по периметру массива, характеризуются среднезернистыми и порфирировидными структурами. Плагиоклаз среднего состава составляет 80–85 % объема пород. Темноцветные минералы представлены моноклинным пироксеном, буро-зеленой роговой обманкой, бурым биотитом; акцессорные минералы – апатитом, сфеном, магнетитом, редкой вкрапленностью пирита и пирротина, иногда присутствует андалузит. Характерно широкое развитие вторичных минералов.

К эндоконтактам массива и границам различных петрографических разностей пород приурочены зоны убогой медно-никелевой и пирит-пирротиновой минерализации метасоматического происхождения. Магматические сульфиды (пирротин) развиты в габброноритах в виде мелкой вкрапленности в оливине. Содержания в породах никеля, меди, хрома составляют сотые – тысячные доли процента.

Гранодиориты Семеновского массива, изученные нами, состоят из зонального плагиоклаза ( $An_{25-30}$ ) (45–50, иногда до 60 %), кварца (25–30 %), решетчатого микроклина (10–15 %), развитого в межзерновых стыках и вместе с кварцем замещающего плагиоклаз. С микроклином пространственно ассоциируют бурый биотит (5–10 %), зеленый хлорит по биотиту и мусковит (1 %). Акцессорные минералы – клиноцоизит, сфен, магнетит, циркон, пирит (<1 %). В лимонитизированном пирите и миацроловых пустотах отмечалось самородное золото.

К юго-западу от Семеновского массива на границе с Казахстаном находится северо-восточная часть **Мещанского массива** размером 28×8 км, вытянутая поперек доминирующих структур се-

веро-западного простирания (см. рис. 1). Граниты и лейкограниты Мещанского массива сложены зональным олигоклазом ( $An_{18-22}$  40–45 %), кварцем (30–35 %) и калишпатом (17–20 %), замещающим первичный олигоклаз. Биотит бурый (5 %), частично псевдоморфозно хлоритизирован и мусковитизирован. В биотите встречаются циркон, апатит, сфен, эпидот (1 %).

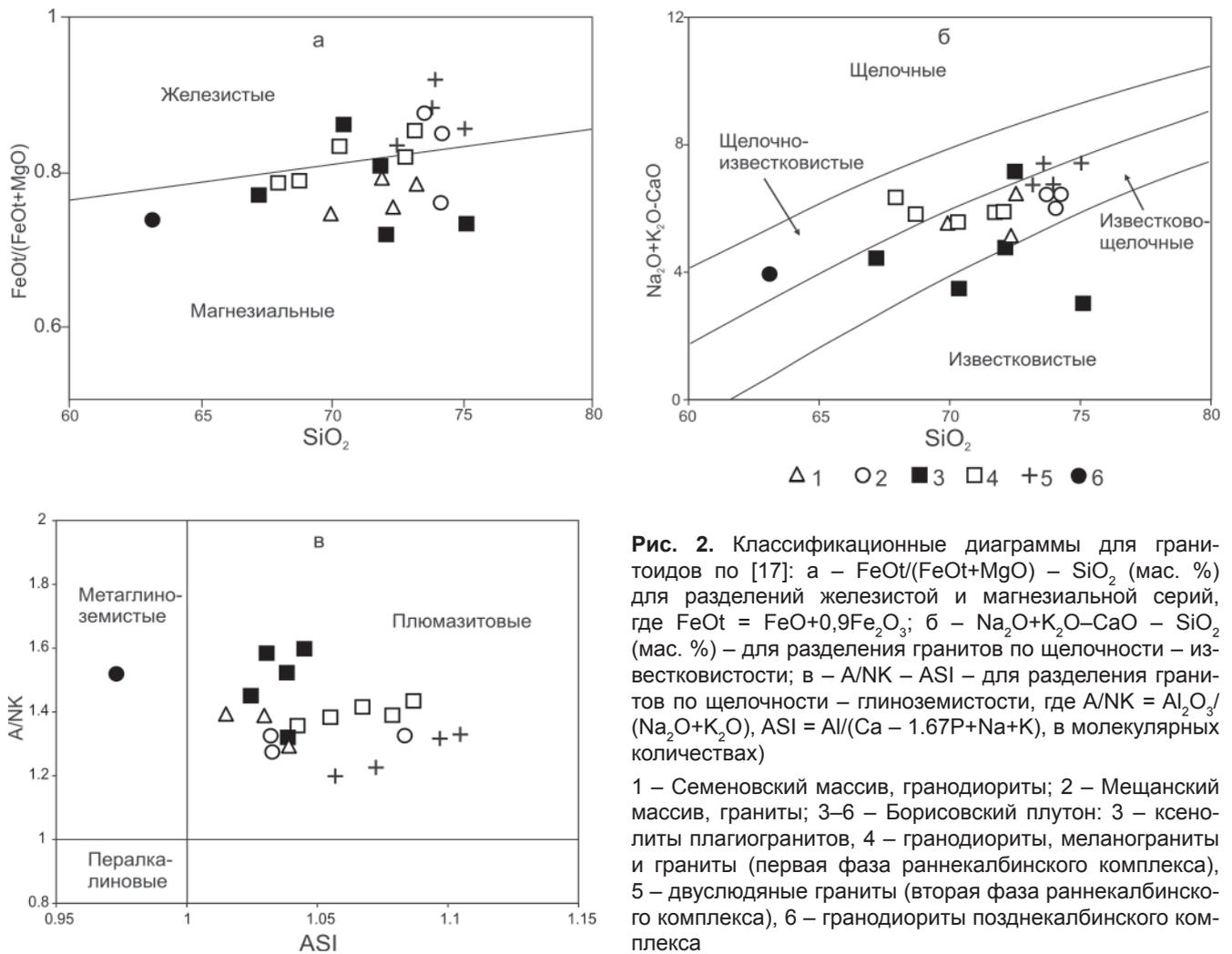
Севернее Семеновского массива находится наиболее крупный **Борисовский плутон** овально-линзовидной формы (60×20–25 км), вытянутый в северо-западном направлении в соответствии с основными разломами и складчатыми структурами (см. рис. 1). Он имеет извилистые пологие контакты, наиболее сложный из них – заливообразный восточный с рассланцованными и милонитизированными черносланцевыми отложениями. В южном и юго-западном экзоконтактах распространены полосчатые биотитовые роговики, формирующиеся по терригенным толщам карбона.

По данным бурения в строении Борисовского массива намечаются три фазы внедрения: 1) биотитовые граниты, местами гранодиориты, плагиограниты и меланограниты; 2) лейкократовые биотитовые и двуслюдяные граниты; 3) амфибол-биотитовые гранодиориты и граносиениты. Две первые фазы мы относим к раннекалбинскому комплексу, третью – к позднекалбинскому.

*Первая фаза раннекалбинского комплекса.* Граниты и меланограниты первой фазы сложены плагиоклазом ( $An_{15-17}$ ) (47–50 %), кварцем (20–30 %), калишпатом (15–18 %), густо окрашенным буровато-коричневым биотитом (5–7 %, иногда до 10–12 %). Акцессорные представлены апатитом и цирконом.

*Вторая фаза раннекалбинского комплекса.* Двуслюдяные граниты второй фазы сложены плагиоклазом ( $An_{10-12}$ ) (35–37 %), кварцем (30–35 %) и микроклин-пертитом (23–26 %). Темноцветные минералы представлены бурым биотитом (2–5 %), частично хлоритизированным, мусковитом (1–2 %) и серицитом (1–2 %). Акцессорные представлены цирконом, апатитом, магнетитом и эпидотом (1 %).

На западе плутона в керне одной из скважин (пробы С-21, С-2147 на рис. 1) наблюдались гибридные породы, образующиеся в результате контактамации крупнозернистыми лейкогранитами (минеральный состав (%): олигоклаз ( $An_{15-20}$ ) 40, кварц 30–35, микроклин 30, биотит 1–2) ксенолитов плагиогранитного состава (олигоклаз ( $An_{20}$ ) 50–60 %, кварц 35–40 %, микроклин 3–15 %, биотит 5–7 %). Преобладающие гибридные плагиограниты сложены слабо зональным олигоклазом ( $An_{25}$ ) (45–50 %), кварцем (25–30 %), микроклином (5–10 %), бурым биотитом (10 %), который частично замещен хлоритом (2 %). Акцессорные представлены крупными выделениями сфена, слабо плеохроирующим в серо-зеленых тонах апатитом, эпидотом, ортитом, цирконом, магнетитом.



**Рис. 2.** Классификационные диаграммы для гранитоидов по [17]: а –  $\text{FeOt}/(\text{FeOt}+\text{MgO}) - \text{SiO}_2$  (мас. %) для разделений железистой и магнезиальной серий, где  $\text{FeOt} = \text{FeO}+0,9\text{Fe}_2\text{O}_3$ ; б –  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO} - \text{SiO}_2$  (мас. %) – для разделения гранитов по щелочности – известковистости; в –  $\text{A}/\text{NK} - \text{ASI}$  – для разделения гранитов по щелочности – глиноземистости, где  $\text{A}/\text{NK} = \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ ,  $\text{ASI} = \text{Al}/(\text{Ca} - 1,67\text{P}+\text{Na}+\text{K})$ , в молекулярных количествах

1 – Семеновский массив, гранодиориты; 2 – Мещанский массив, граниты; 3–6 – Борисовский плутон: 3 – ксенолиты плагиогранитов, 4 – гранодиориты, меланограниты и граниты (первая фаза раннекалбинского комплекса), 5 – двуслюдяные граниты (вторая фаза раннекалбинского комплекса), 6 – гранодиориты позднекалбинского комплекса

**Позднекалбинский комплекс.** В северной части Борисовского плутона (см. рис. 1) на площади с повышенными магнитным и гравитационным полями развиты гнейсовидные (катаклазированные) порфиробластические граносиениты и гранодиориты позднекалбинского комплекса, сложенные плагиоклазом ( $\text{An}_{30-33}$ ) (40 %), кварцем (15–18 %), калишпатом (10–15 %), биотитом (12–15 %), роговой обманкой (5–7 %). На участках катаклаза гранулированный кварц-плагиоклазовый агрегат обогащен биотитом, эпидотом, хлоритом и магнетитом.

### Геохимические особенности

По химическому составу преобладают гранитоиды известково-щелочной серии нормально-щелочного ряда (рис. 2). Умереннощелочными являются высококалийевые меланограниты (до граносиенитов) первой фазы и двуслюдяные граниты второй фазы Борисовского плутона. Почти все гранитоиды плюмазитовые, но  $\text{ASI}^1$  не превышает 1,12, к метаглиноземистым относятся только позднекалбинские гнейсовидные гранодиориты. Большинство гранитоидов магнезиальные, железистый

уклон имеют умереннощелочные и двуслюдяные граниты Борисовского плутона.

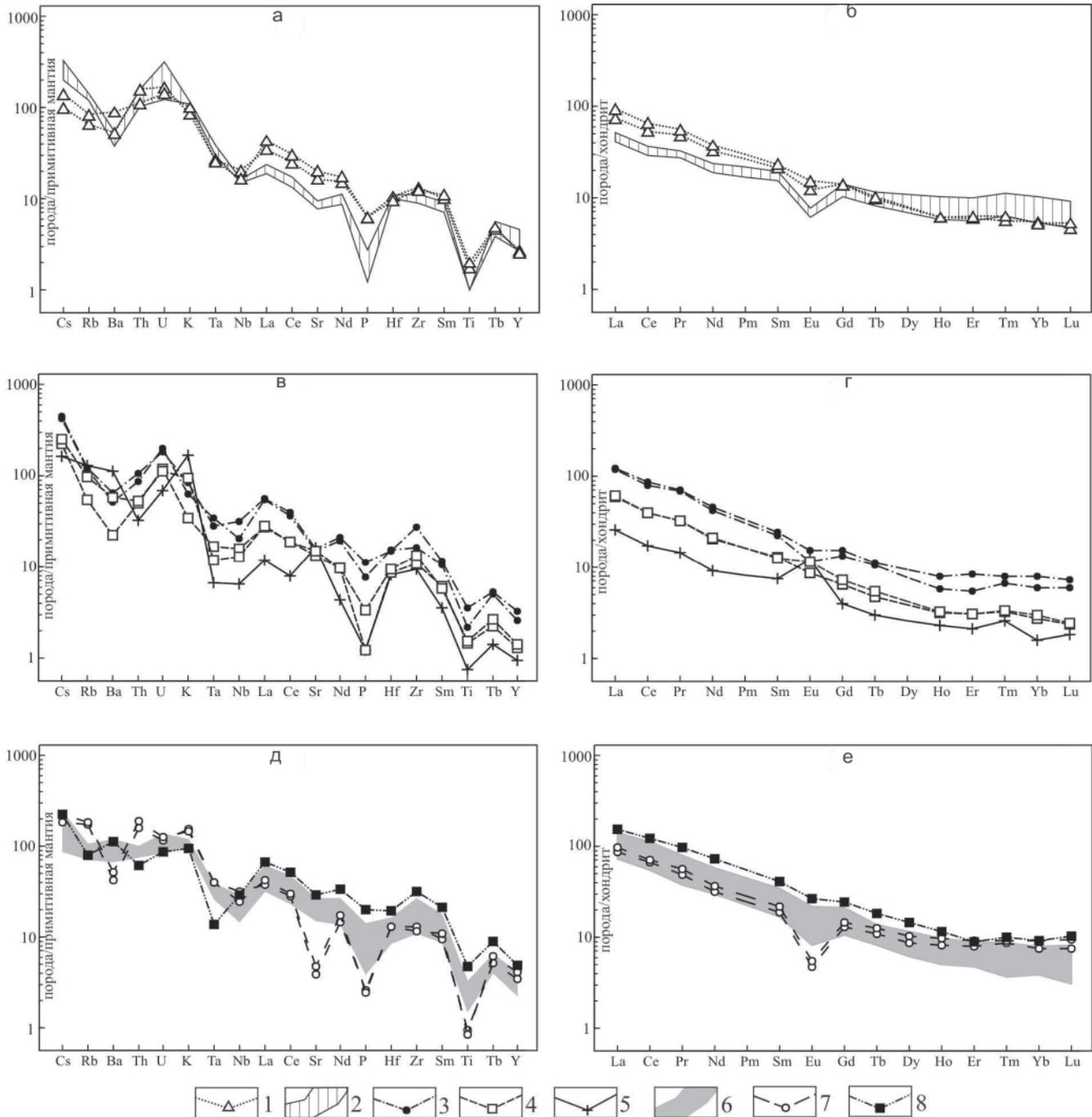
Граниты Мещанского массива менее магнезиальные ( $\text{mg}\#^2$  19–36), но более глиноземистые ( $\text{ASI}$  1,02–1,08), богаче Cs и Rb (рис. 3) с более четко выраженными отрицательными аномалиями Ba, P, Ti; отношение Sr/Y ниже (9,86–13,80), они беднее редкоземельными элементами ( $\Sigma \text{PЗЭ}$  64,7–84,3 мкг/г) с менее фракционированной структурой их распределения ( $(\text{La}/\text{Yb})_N$  5,5–8,5) и более выраженным Eu-минимумом ( $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  0,47–0,49).

**В Борисовском плутоне** гранодиориты и меланограниты первой фазы отличаются повышенной магнезиальностью ( $\text{mg}\#$  32–33) и высоким отношением Sr/Y (27–38). Наиболее меланократовые разности обогащены апатитом ( $\text{P}_2\text{O}_5$  0,25–0,29 %) и рудными минералами. Они богаче PЗЭ ( $\Sigma \text{PЗЭ}$  188,5–201,3 мкг/г) со слабым Eu-минимумом ( $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  0,80) и фракционированной структурой распределения ( $(\text{La}/\text{Yb})_N$  18–20,6).

Нормально-щелочные граниты первой фазы имеют примерно такой же уровень магнезиальности ( $\text{mg}\#$  26–32), отношения Sr/Y 28–30. Они бед-

<sup>1</sup>  $\text{ASI}$  (Aluminum-Saturation Index) =  $\text{Al}/(\text{Ca} - 1,67\text{P}+\text{Na}+\text{K})$ , в молекулярных количествах.

<sup>2</sup>  $\text{mg}\#$  =  $100 \cdot \text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{3+})$ , в атомных количествах.



**Рис. 3.** Мультиэлементные диаграммы для гранитоидов: а, б – Семеновский и Мещанский массивы, в, г, е – Борисовский массив

1 – Семеновский массив, гранодиориты; 2 – Мещанский массив, граниты; 3–8 – Борисовский массив: 3 – плагиограниты, 4 – гибридные плагиограниты (21-4, 7), 5 – калишпатизированные гибридные плагиограниты (21-1), 6 – меланограниты и граниты (первая фаза раннекалбинского комплекса), 7 – двуслюдяные граниты (вторая фаза раннекалбинского комплекса), 8 – гранодиориты позднекалбинского комплекса. Нормализация содержаний проведена по составу примитивной мантии и хондрита по [22]

нее РЗЭ ( $\Sigma$  РЗЭ 101,83–113,66 мкг/г), но с фракционированной структурой распределения  $((La/Yb)_N$  14–21), аналогичной первой фазе, и более проявленным Eu-минимумом ( $Eu/Eu^*$  0,60–0,75).

Ксенолиты плагиогранитов (mg# 39,7–41,8) характеризуются высоким отношением Sr/Y 49–51, бедны РЗЭ ( $\Sigma$  РЗЭ 78–80 мкг/г) с фракционированным распределением  $((La/Yb)_N$  23–24) при отсутствии Eu-минимума ( $Eu/Eu^*$  0,93–1,20). Некоторые ксе-

нолиты обогащены  $K_2O$  до 5 %, и относятся к железистым разностям (mg# 27), но при этом имеют высокое отношение Sr/Y 84, наиболее низкие содержания РЗЭ ( $\Sigma$  РЗЭ 35,82 мкг/г), положительную Eu-аномалию ( $Eu/Eu^*$  2,25) и фракционированную структуру распределения РЗЭ  $((La/Yb)_N$  17,89), что указывает на плагиогранитный протолит, подвергшийся наложенной калишпатизации. В гибридных плагиогранитах отмечены промежуточные значе-



ния магнезиальности (mg# 23–35) и отношения Sr/Y 23–28, выше содержание РЗЭ ( $\Sigma$  РЗЭ 156–168 мкг/г) с фракционированной структурой распределения ( $(La/Yb)_N$  16,85–21,91) и заметно выраженным Eu-минимумом ( $Eu/Eu^*$  0,66–0,78).

Двуслюдяные граниты второй фазы железистые (mg# 20–23) с низким значением отношения Sr/Y (5,50–5,56), высоким содержанием РЗЭ ( $\Sigma$  РЗЭ 120–133 мкг/г) и хорошо проявленным Eu-минимумом ( $Eu/Eu^*$  0,31).

Гранодиориты позднекалбинского комплекса наиболее магнезиальные (mg# 39,2) и характеризуются содержаниями и структурой распределения редких и редкоземельных элементов, подобной меланогранитам первой фазы раннекалбинского комплекса за исключением отрицательной аномалии Ta, что указывает на общность их очага. Для них характерна наибольшая обогащенность РЗЭ ( $\Sigma$  РЗЭ 228,56 мкг/г), слабый Eu-минимум ( $Eu/Eu^*$  0,84), фракционированное распределение РЗЭ ( $(La/Yb)_N$  16,4) и высокое значение Sr/Y (28,92).

Гранодиориты Семеновского массива, плагиограниты и гранитоиды первой фазы Борисовского плутона характеризуются геохимическими особенностями адакитоподобных пород континентальных коллизионных зон [14]. Наряду с повышенной глиноземистостью их отличают отрицательные аномалии Ti, Nb, Ta, Ba, Sr, P (см. рис. 3), сочетающиеся с положительными аномалиями крупноионных литофильных (Cs, Rb) и высокозарядных (U, Th, Pb) элементов. Высокие значения отношений Sr/Y (20–80) в этих породах достигаются за счет низких содержаний Y (4,49–17,4 мкг/г). Характерна фракционированная структура распределения РЗЭ ( $La/Yb$  20–36) при низком содержании тяжелой группы (Yb 0,32–1,7 мкг/г), а также слабо выраженный Eu-минимум или положительные аномалии Eu. Индикаторными для адакитов являются высокие значения Sr/Y и La/Yb (рис. 4). Аналогичные особенности в Калба-Нарымской зоне характерны для кунушского комплекса [13]. В сравнении с петротипическими плагиогранитами кунушского комплекса изученные адакитоподобные гранитоиды имеют близкие по характеру спектры распределения редких и редкоземельных элементов, однако отличаются наличием отрицательной аномалии Ba, отсутствием положительной аномалии Sr, а также обогащенностью K, Cs, Rb, U, Pb, Zr и РЗЭ. Не имеют признаков адакитов граниты Мещанского массива и двуслюдяные граниты второй фазы Борисовского плутона.

### Результаты изотопного датирования

Определение возраста гранитов во всех трех массивах было выполнено U-Pb методом по цирконам из семи проб в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ.

Цирконы из гранодиоритов **Семеновского массива** бесцветные, желтоватые прозрачные.

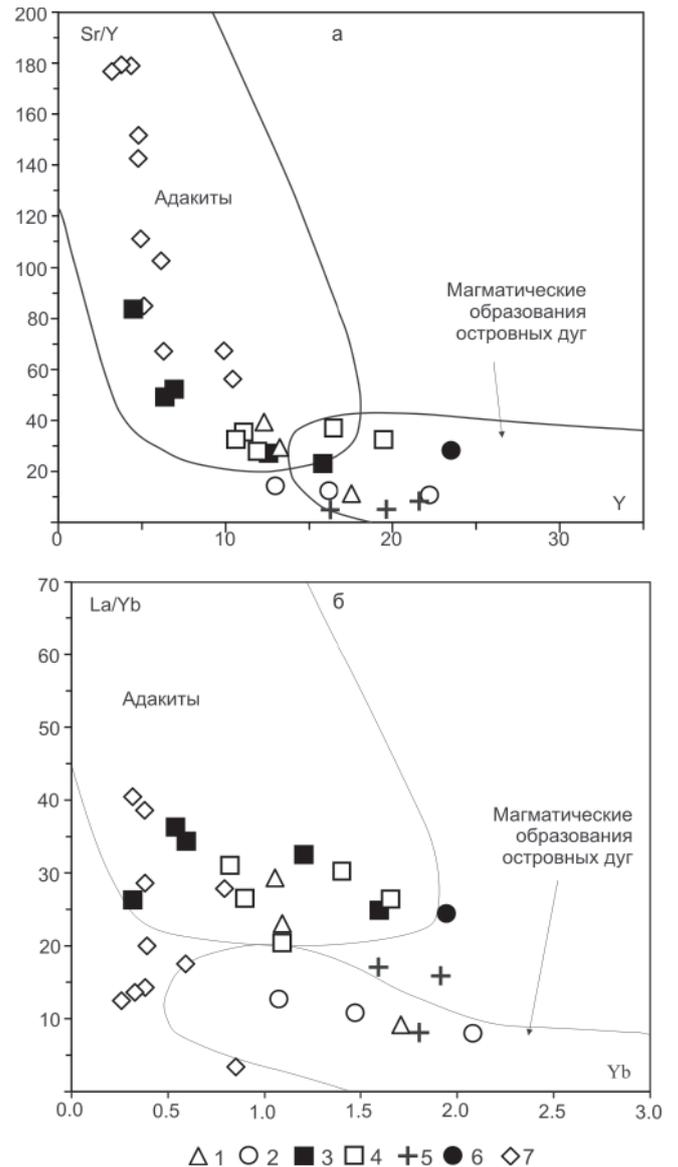


Рис. 4. Диаграммы Sr/Y – Y (а) и La/Yb – Yb (б) для разделения адакитов и обычных известково-щелочных магматических образований островных дуг по [15]

7 – плагиограниты кунушского комплекса, результаты анализов которых заимствованы из работы [13]. Остальные усл. обозн. см. на рис. 2

В основном зерна длинно- и умеренно-призматические. Длина зерен 125–434 мкм,  $K_z$  (коэффициент удлинения) 2–7. В катодолюминесцентном (КЛ) изображении (рис. 5) зерна темные, с элементами тонкой и грубой зональности, полигенные со следами перекристаллизации обычно в центральных частях зерен (2,1; 6,1), иногда с более древними ядрами. За счет часто встречающихся высоких содержаний U (375–6969 мкг/г) и выдержанных содержаний Th (77–87 мкг/г) отношение Th/U варьирует от 0,01 до 0,55. Наиболее древнее ядро 4.2 имеет возраст 401 млн лет (Th/U 0,55) и является унаследованным от девонского протолита.

Кластер из 6 измерений характеризуется конкордантным возрастом  $303 \pm 3$  млн лет, который принимается как возраст кристаллизации гранодиоритов.

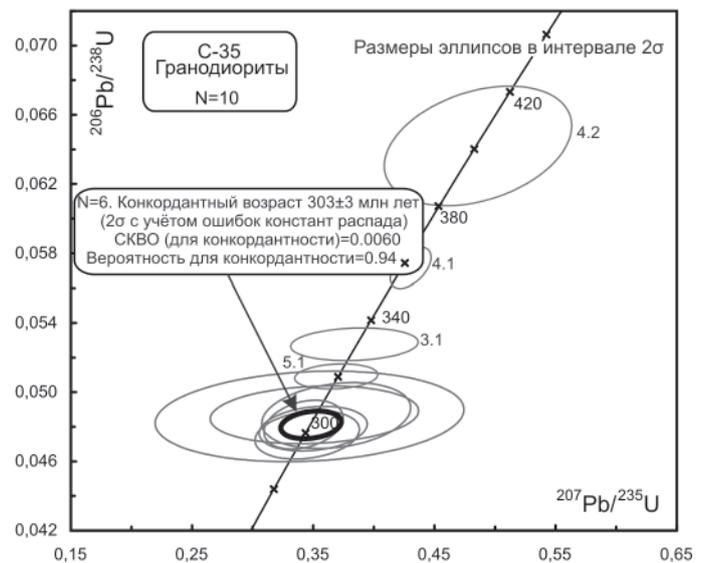
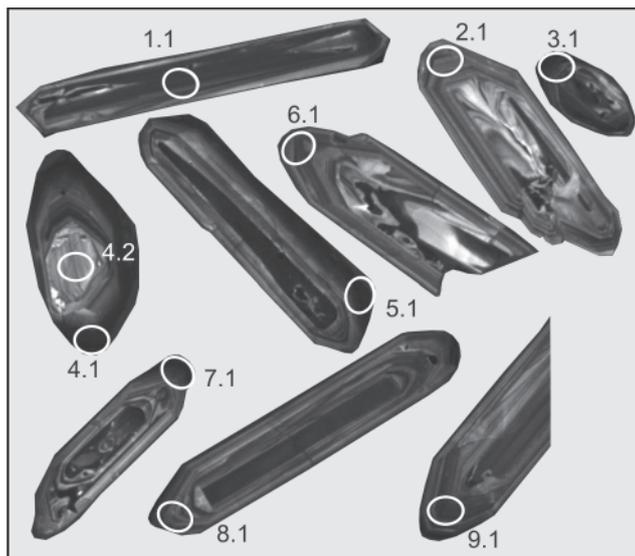


Рис. 5. КЛ изображения и возраст циркона из гранодиоритов Семеновского массива

В гранитах **Мещанского массива** зерна циркона розовые и буроватые, призматические, субидiomорфные кристаллы и их обломки. Длина зерен 88–172 мкм,  $K_y$  2,15–2,58. В КЛ изображении зерна имеют слабое свечение. Характерна тонкая осцилляторная зональность краевых частей или заметны следы такой зональности. Повышены содержания U (412–2183 мкг/г), Th (68–76 мкг/г), низкое отношение Th/U (0,10). По центральным и краевым частям зерен получен конкордантный возраст  $283 \pm 2$  млн лет (среднеквадратичное отклонение (СКВО) 0,94), который принимается как время кристаллизации гранитов массива.

В **Борисовском плутоне** в ксенолитах **плаггиогранитов** зерна циркона прозрачные бледно-розовые призматические, субидiomорфные и умеренно-призматические и их обломки. Длина зерен 100–300 мкм,  $K_y$  1,6–4,0. В КЛ изображении встречаются зерна с ярким свечением и ритмичной зональностью с темными до черных каймами и оболочками. Средние содержания урана U 345, Th 95 мкг/г, отношение Th/U 0,29. Ядерная часть одного полигенного зерна характеризуется возрастом  $300 \pm 8$  млн лет, окружающие ее зоны роста –  $282 \pm 4$  млн лет. По девяти измерениям в центральных и краевых частях зерен получено конкордантное значение  $280 \pm 3$  млн лет (СКВО 0,0073), которое рассматривается как время кристаллизации плаггиогранитов. Возможно, что повторному плавлению подвергались гранитоиды возрастом около 300 млн лет, циркон которых сохранился в ядрах полигенных зерен.

В **гибридных гранитоидах**, контаминированных плаггиогранитами, содержания урана в цирконе колеблются в широком диапазоне (74–1148 мкг/г, в среднем 520 мкг/г), тория, наоборот, очень выдержанные (76–93 мкг/г, в среднем 87 мкг/г), Th/U 0,08–1,22. Измерения по краевым частям с осцилляторной зональностью показали конкордантный возраст  $273 \pm 2$  млн лет (СКВО

0,16), который рассматривается как время кристаллизации пород.

Таким образом, в породах скв. 21 фиксируются три магматических эпизода. В цирконе из плаггиогранитных ксенолитов ядра циркона возрастом  $300 \pm 8$  млн лет находятся в оболочках циркона возрастом  $280 \pm 3$  млн лет. В гибридных гранитоидах, вмещающих ксенолиты, преобладает циркон возрастом  $273 \pm 2$  млн лет.

В **меланогранитах** первой фазы зерна циркона в КЛ изображении имеют яркое неравномерно распределенное свечение, ритмичная зональность отсутствует. Пятнистое распределение свечения указывает на интенсивные метасоматические изменения. Характерны довольно выдержанные содержания урана в цирконе (в среднем около 262 мкг/г), а содержания тория изменяются от 14 до 585 мкг/г, и, как следствие, отношение Th/U варьирует от 0,08–1,26. Возраст ядерной части одного полигенного зерна составляет  $313 \pm 10$  млн лет; видимо, это унаследованный от более древнего протолита циркон. В целом кластер из 11 измерений показал конкордантный возраст  $271 \pm 3$  млн лет (СКВО 0,0098). Это значение рассматривается как время метасоматических преобразований меланогранитов.

В **двуслюдяных гранитах** второй фазы раннекалбинского комплекса (рис. 6) циркон представлен бурыми призматическими субидiomорфными кристаллами. Длина зерен 140–472 мкм,  $K_y$  1,38–2,40. В КЛ изображении они имеют слабое свечение, большинство с черными краевыми частями и более светлыми центральными. Они имеют тонкую зональность в измеренных краевых частях (5,1; 7,1; 6,1; 8,1; 9,1), некоторым зернам свойственны следы грубой зональности (2,1; 10,1). Содержания U 291–713, Th 79–89 мкг/г, Th/U 0,12–0,31. Конкордантный возраст  $275 \pm 2$  млн лет принимается как время кристаллизации двуслюдяных гранитов.

В **гранодиоритах** позднекалбинского комплекса зерна циркона удлиненно призматические,



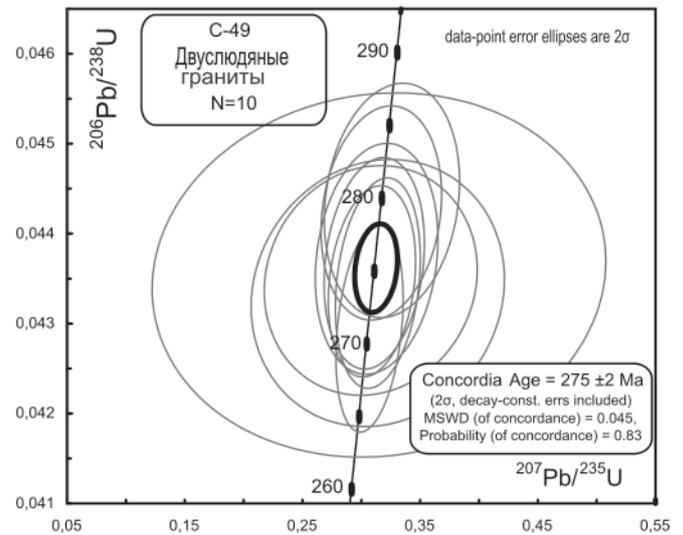
Рис. 6. КЛ изображения и возраст циркона из двуслюдяных гранитов Борисовского массива

длина 150–400 мкм,  $K_u$  2,75–6,9. В КЛ изображении свечение слабое (рис. 7) с хорошо выраженной осцилляторной зональностью во внутренних частях зерен, краевые части неотчетливо зональные и более темные. По 10 измерениям содержания урана колеблются в диапазоне 31–147 мкг/г, в среднем 70 мкг/г, тория – 9–207 мкг/г, в среднем 66 мкг/г, Th/U 0,77. Конкордантный возраст  $258 \pm 2$  млн лет (СКВО 0,14) рассматривается как время кристаллизации гранодиоритов. Близкий возраст (от  $264 \pm 2$  до  $260 \pm 8$  млн лет) имеет лейкосома мигматитов в метаморфических ядрах Иртышской зоны смятия [8].

### Геодинамическая обстановка

Гранитоидный пояс Калба-Нарымской зоны структурно сопряжен с ИЗС, но несколько удален от сдвиговой зоны и не огнейсован, однако в южной части (район Бухтарминского водохранилища) его породы подверглись бластомилонитизации [1]. Ранее обстановка формирования гранитов Калбинского пояса рассматривалась как синколлизонная с кратковременными периодами растяжения [1]. Многие интрузивы имеют прямоугольные и ромбовидные очертания с признаками внедрения в структуры растяжения типа «пулл-апарт», что дает основание предполагать их формирование в коллизонной обстановке крупных левосторонних сдвигов [4]. В последнее время эти гранитоиды стали интерпретироваться как проявление специфического магматизма «горячих» сдвиговых систем, формирование которых связано с взаимодействием процессов плюм- и плейт-тектоники [9] в связи с деятельностью Таримского плюма [2].

По геохимическим критериям большинство гранитоидов не отличается от гранитов вулканических дуг (рис. 8, а). Следует учитывать, что на этой диаграмме выделение постколлизонных гранитов невозможно и они обычно размещаются в области тройного сочленения синколлизонных, внутриплитных и субдукционных гранитов [19]. Кроме ксенолитов плагиогранитов, гранодиоритов и мела-



ногранитов Борисовского плутона, которые вместе с плагиогранитами кунушского комплекса классифицируются как граниты вулканических дуг, все остальные гранитоиды относятся преимущественно к постколлизонному типу (см. рис. 8, б).

По температуре насыщения цирконием расплава (740–780 °C) [23] почти все гранитоиды попадают в диапазон «холодных» гранитов. В петротипических плагиогранитах кунушского комплекса  $T_{Zr}$  720–790 °C, только в гранодиоритах и ксенолитах плагиогранитов в Борисовском плутоне достигает 825–830 °C, но и эти температуры значительно ниже по сравнению с гранитами Эмейшаньского и Таримского плюмов, в которых  $T_{Zr} = 934–1053$  °C [20, 25]. Почти полное отсутствие геохимического типа внутриплитных гранитов, невысокая температура кристаллизации расплавов, наличие более древнего унаследованного циркона делают маловероятной связь гранитов калбинского комплекса с плюмовым магматизмом.

### Обсуждение результатов

В обстановке глобальных событий коллизии Сибирского и Казахстанского палеоконтинентов в карбоне произошло закрытие Обь-Зайсанского палеоокеанического бассейна, которое в Калбинской зоне сопровождалось формированием углеродисто-терригенных отложений (в основании флишоидных с олистостромами) аганактинской, таубинской свит и бакырчикской тощи в условиях остаточного субконтинентального прогиба. Собственно коллизонная обстановка характеризуется режимом сжатия и мало благоприятна для проявления магматизма. Однако коллизонный период, сопровождающийся сжатием и утолщением коры, обычно сменяется периодом растяжения, возникающим как реакция на ранее существовавшее сжатие [16], в течение которого происходили коллапс орогена и формирование комплексов гранитно-метаморфических куполов. Формированию Калбинского батолита предшествовал гранитоидный магматизм с изотопными

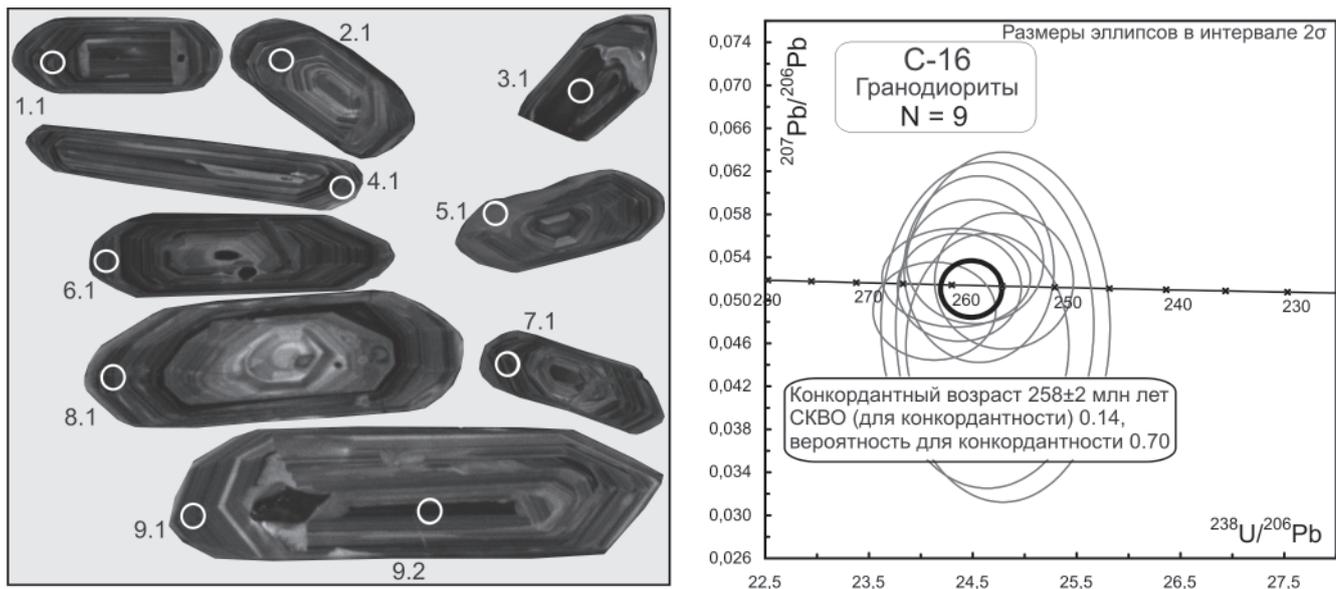


Рис. 7. КЛ изображения и возраст циркона из гранодиоритов северо-западной части Борисовского массива

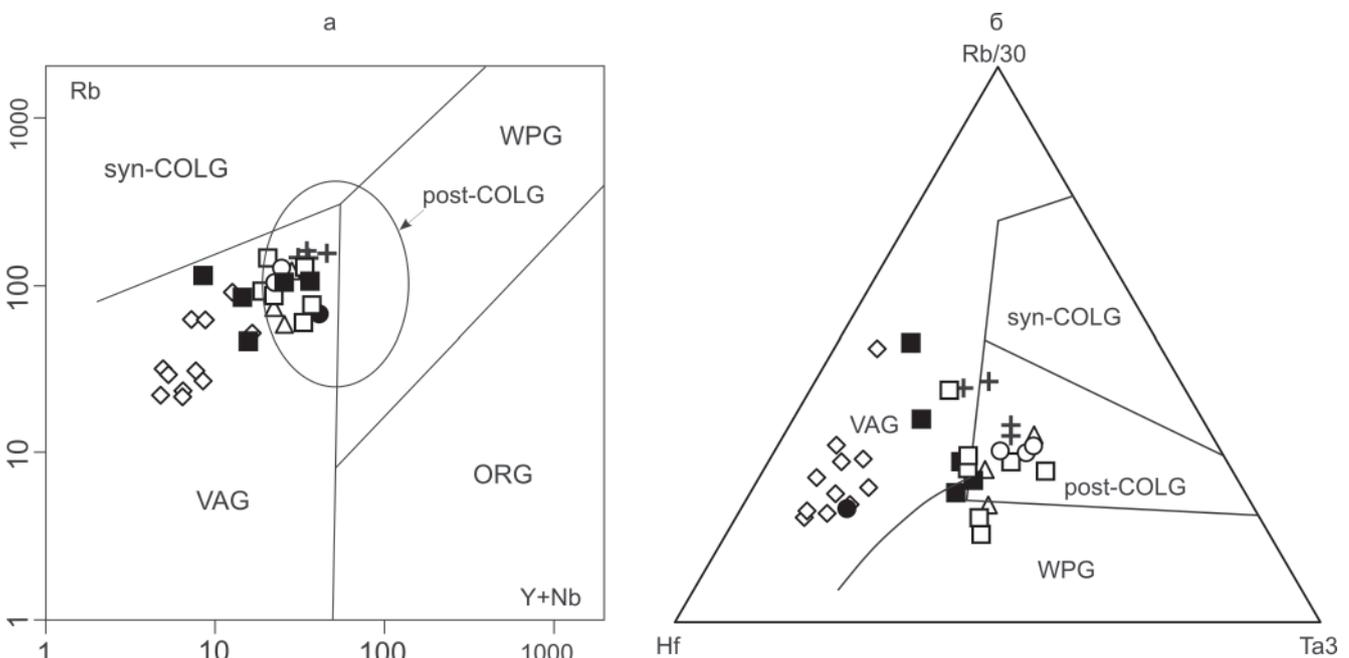


Рис. 8. Диаграммы геодинамических обстановок формирования гранитоидов

Основы диаграмм: а – [19], б – [18]. Поля гранитоидов: syn-COLG – синколлизонных гранитов, VAG – гранитов вулканических дуг, WPG – внутриплитных гранитов, post-COLG – постколлизонных гранитов. Остальные усл. обозн. см. на рис. 2, 4

характеристиками мантийного источника [3, 13]. Вероятно, после амальгамации Алтае-Саянского и Джунгарского террейнов отрыв субдуцированного слэба привел к частичному плавлению ювенильной мафитовой коры. Результатом этого стал постколлизонный магматизм в диапазоне 320–270 млн лет в Рудном Алтае, Калбе [3, 13] и северной части Джунгарского террейна [21]. Несмотря на синхронность с деятельностью Таримского плюма, доминирующая роль в формировании калбинских гранитов, скорее всего, принадлежала коллизонным и постколлизонным процессам, поскольку гранитоиды возрастом 290–270 млн лет ограничиваются ИЗС и не установлены северо-восточнее нее в Руд-

ном и Горном Алтае, что трудно объяснить в случае связи этих гранитов с плюмовым магматизмом. Узкие линейные зоны постколлизонного магматизма с близкими по возрасту мантийными и коровыми характеристиками и вытянутые вдоль главных региональных линейментов обычно объясняются геодинамической моделью отрыва слэба [24]. В данном случае она может служить альтернативой плюмовой модели и, на наш взгляд, более приемлема для геодинамической интерпретации магматизма Калбинской зоны. Широкое развитие каменноугольного магматизма только в Рудном Алтае и Калбе и его отсутствие на юго-западе Горного Алтая восточнее Северо-Восточной зоны смятия, вероятно, свиде-

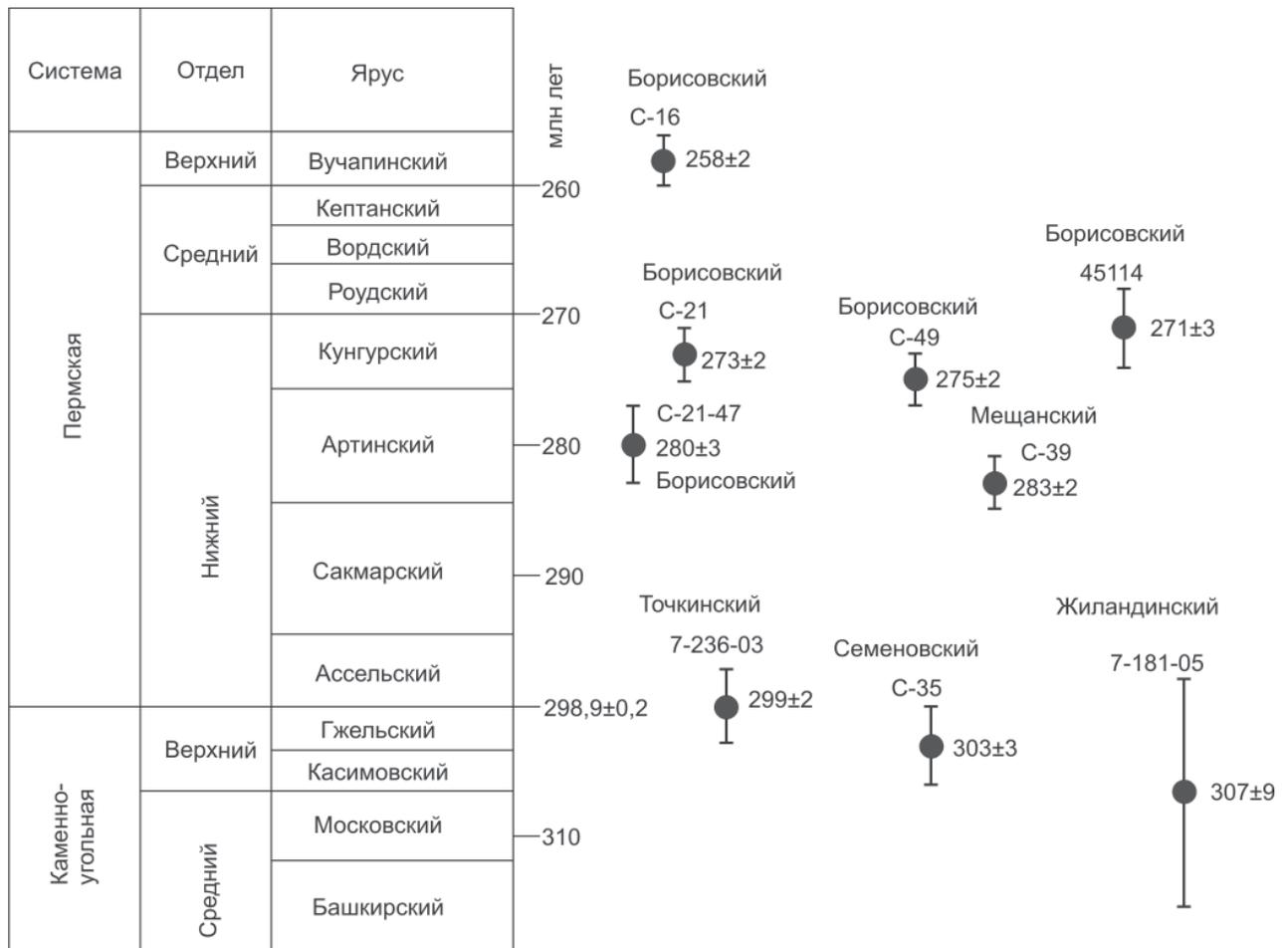


Рис. 9. Корреляция результатов определения возраста гранитоидов U-Pb методом по циркону (SHRIMP II)

Сверху указаны названия массивов и номера проб, справа – конкордантный возраст (млн лет). Данные по Точкинскому и Жиландинскому массивам заимствованы из работы [13]

тельствует о южной вергентности в современных координатах предколлизиионной зоны палеосубдукции и последующего отрыва слэба.

Повышенные значения Sr/Y, низкие содержания Yb и высокие отношения La/Yb, выявленные в гранодиоритах Семеновского массива, ксенолитах плагиогранитов и меланогранитах первой фазы Борисовского плутона, указывают на их подобие адакитам. Высокие отношения Sr/Y и La/Yb отражают как присутствие резидуального граната, так и отсутствие плагиоклаза в источнике адакитовых магм или в магматической камере, из которой кристаллизовался адакитоподобный расплав. Такие гранитоиды, согласно модельным расчетам [11], формируются либо в результате плавления в зоне субдукции погружающейся океанической плиты (слэба), либо за счет плавления метабазитов в основании утолщенной коры при  $P \geq 15$  кбар в равновесии с гранатосодержащим амфиболитовым, гранулитовым и эклогитовым реститом. Фактическое формирование адакитоподобных пород второго типа впервые было установлено в постколлизиионной обстановке в южном Тибете [14].

Адакитоподобные постколлизиионные гранитоиды Калбинского пояса в отличие от классических адакитов, образующихся в субдукционной

обстановке, имеют более низкие содержания MgO (<3%),  $mg\# < 45$ , Cr, Ni, но более высокие содержания  $K_2O$ ,  $Al_2O_3$ , несовместимых элементов (Rb, Ba, Th, U), более высокие значения отношений Th/Yb и Th/Sm, а также содержат большое количество унаследованного циркона, что характерно для «холодных» гранитов.

На основании U-Pb изотопного датирования формирование изученных гранитоидов охватывает временной интервал 303–258 млн лет с тремя дискретными импульсами – 307–300, 280–270, 258 млн лет (рис. 9). В интервале 303–280 млн лет внедрялись гранитоиды Семеновского и Мещанского массивов, вытянутых в северо-восточном направлении, поперек современной ориентировки главных региональных разломов.

Семеновский массив может быть представителем известного в ИЗС ультрамафит-мафит-диоритового комплекса Kokesentao, массивы которого рассматриваются в качестве расслоенных комплексов основания островной дуги [21]. Интрузивные массивы этого кумулятивного островодужного комплекса внедрялись в среднедевонские отложения, а сами были прорваны калиевыми гранитами. Габбро комплекса Kokesentao имеют возраст (SHRIMP) 332 и 336 млн лет, гранодиори-



ты – 315 млн лет, а прорывающие их калиевые граниты – 300 млн лет [21].

Формирование основного объема гранитоидов происходило в диапазоне 280–270 млн лет. В Борисовском плутоне северо-западного простирания преобладают граниты возрастом 270 млн лет, соответствующие второй фазе раннекалбинского комплекса и, видимо, синхронные сдвиговым левосторонним дислокациям, проявленным вдоль ИЗС. Этими магмами были переработаны более ранние плагиограниты кунушского комплекса и иногда гранодиориты первой фазы раннекалбинского комплекса с перестройкой U-Pb изотопных систем в цирконе этих гранитоидов. Гнейсовидные гранодиориты и граносиениты в северной части Борисовского плутона возрастом  $258 \pm 2$  млн лет интерпретируются как позднекалбинский цикл магматизма.

С первой фазой раннекалбинского комплекса, представленной биотитовыми гранитами и их контаминированными разностями, связаны главные промышленные редкометалльно-пегматитовые месторождения Восточного Казахстана [7, 10, 12]. Пегматиты размещаются в эндо-экзоконтактовой зоне крупных гранитных плутонов, наследуя наложенные или подновленные системы рудокализирующих трещин среди контаминированных и гибридных гранитов, мигматитов и роговиков. Продуктивные рудные поля обычно тяготеют к языкоподобным сателлитам гранитных массивов или к их участкам «этажного» строения [7, 10]. Возраст редкометалльного оруденения, определенный Ag-Ag методом по мусковиту из грейзенов и лепидолиту из литиевых пегматитов, составляет  $294 \pm 4$  и  $292 \pm 4$  млн лет соответственно [9].

С учетом критериев прогнозирования [7, 10, 12], потенциально перспективным для поисков промышленного редкометалльного оруденения является юго-восточный экзо-эндоконтакт Борисовского плутона с многочисленными апофизами и мелкими телами гранитов первой фазы раннекалбинского комплекса (см. рис. 1).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Большой Алтай** (геология и металлогения): В 3 кн. Кн. 1. Геологическое строение [Текст] / Г. Н. Щерба, Б. А. Дьячков, Н. И. Стучевский [и др.]. – Алматы: Гылым, 1998. – 304 с.

2. **Возраст**, состав и геодинамическая интерпретация Калба-Нарымского батолита (Восточный Казахстан) [Текст] / П. Д. Котлер, С. В. Хромых, О. В. Навозов [и др.] // Гранитоиды: условия формирования и рудоносность. – Киев: ИГМР НАН Украины, 2013. – С. 76–77.

3. **Геологическая** позиция, возраст и петрогенезис плагиогранитов северной части Рудного Алтая [Текст] / М. Л. Куйбида, Н. Н. Крук, О. В. Мурзин [и др.] // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54, № 10. – С. 1668–1684.

4. **Добрецов, Н. Л.** Мантийные плюмы и их роль в формировании анорогенных гранитов [Текст] / Н. Л. Добрецов // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 12. – С. 1243–1261.

5. **Дьячков, Б. А.** Интрузивный магматизм и металлогения Восточной Калбы [Текст] / Б. А. Дьячков. – М.: Недра, 1972. – 212 с.

6. **Магматизм** и рудоносность Калба-Нарымской зоны Восточного Казахстана [Текст] / В. В. Лопатников, Э. П. Изох, П. В. Ермолов [и др.]. – М.: Наука, 1982. – 248 с.

7. **Нерешенные** вопросы пространственной и генетической связи некоторых видов полезных ископаемых с интрузиями Калба-Нарымской и Западно-Калбинской зон Большого Алтая [Текст] / О. В. Навозов, В. П. Соляник, Н. А. Клепиков [и др.] // Геология и охрана недр. – 2011. – № 2. – С. 32–40.

8. **Основные** возрастные рубежи интрузивного магматизма Кузнецкого Алатау, Алтая и Калбы [Текст] / А. Г. Владимиров, М. С. Козлов, С. П. Шокальский [и др.] // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42, № 8. – С. 1157–1178.

9. **Пермский** магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в земной коре и мантии [Текст] / А. Г. Владимиров, Н. Н. Крук, С. В. Хромых [и др.] // Геология и геофизика. – 2008. – Т. 49, № 7. – С. 621–636.

10. **Пушко, Е. П.** Металлогенические аспекты формирования редкометалльных пегматитов и редкометалльных гранитов в Калба-Нарымском рудном поясе [Текст] / Е. П. Пушко, О. В. Навозов // Большой Алтай – уникальная редкометалльно-золото-полиметаллическая провинция Центральной Азии: Матер. междунар. конф. – Усть-Каменогорск, 2010. – С. 66–67.

11. **Туркина, О. М.** Модельные геохимические типы тоналит-трондьемитовых расплавов и их природные эквиваленты [Текст] / О. М. Туркина // Геохимия. – 2000. – № 7. – С. 704–717.

12. **Эволюция** рудоносности гранитоидного магматизма Калба-Нарымского пояса (Восточный Казахстан) [Текст] / Б. А. Дьячков, Н. П. Майорова, В. Н. Майоров [и др.] // Гранитоиды: условия формирования и рудоносность. – Киев: ИГМР НАН Украины, 2013. – С. 54–55.

13. **U-Pb-изотопный** возраст, состав и источники плагиогранитов Калбинского хребта (Восточный Казахстан) [Текст] / М. Л. Куйбида, Н. Н. Крук, А. Г. Владимиров [и др.] // Докл. РАН. – 2009. – Т. 424, № 1. – С. 84–88.

14. **Adakites** from continental collision zones, melting of thickened lower crust beneath southern Tibet [Text] / S. L. Chung, D. Y. Liu, J. Q. Ji [et al.] // Geology. – 2003. – Vol. 31. – P. 1021–1024.

15. **Defant, M. J.** Derivation of modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere [Text] / M. J. Defant, M. S. Drummond // Nature. – 1990. – Vol. 347. – P. 662–665.



16. Dewey, J. F. Extensional collapse of orogens [Text] / J. F. Dewey // *Tectonics*. – 1988. – Vol. 7. – P. 1123–1139.

17. Frost, B. R. A geochemical classification for granitic rocks [Text] / B. R. Frost, C. G. Barnes, W. J. Collins // *Journal of Petrology*. – 2001. – Vol. 42, N 11. – P. 2033–2048.

18. Harris, N. B. W. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism [Text] / N. B. W. Harris, J. A. Pearce, A. G. Tindle // *Geol. Soc. Spec. Publ.* – 1986. – Vol. 19. – P. 67–81.

19. Pearce, J. A. Sources and settings of granitic rocks [Text] / J. A. Pearce // *Episodes*. – 1996. – Vol. 19, N 4. – P. 120–125.

20. Post-collisional plutons in the Balikun area, East Chinese Tianshan: Evolving magmatism in response to extension and slab break-off [Text] / C. Yuan, M. Sun, S. Wilde [et al.] // *Lithos*. – 2010. – Vol. 119, N 3–4. – P. 269–288.

21. Revisiting the «Irtish tectonic belt»: Implications for the Paleozoic tectonic evolution of the Altai orogen [Text] / C.-L. Zhang, M. Santosh, H.-B. Zou [et al.] // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2012. – Vol. 52. – P. 117–133.

22. Sun, S. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes [Text] / S. Sun, W. F. McDonough // *Geol. Soc. Spec. Publ.* – 1989. – Vol. 42. – P. 313–345.

23. Watson, E. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types [Text] / E. Watson, T. M. Harrison // *Earth Planet Sci. Lett.* – 1983. – Vol. 64, N 2. – P. 295–304.

24. Whalen, J. B. Spatial, temporal and geochemical characteristics of Silurian collision-zone magmatism, Newfoundland Appalachians, an example of a rapidly evolving magmatic system related to slab break-off [Text] / J. B. Whalen, V. J. McNicoll, C. R. Staal // *Lithos*. – 2006. – Vol. 89. – P. 377–404.

25. Zhang, C.-L. Permian A-type granites in Tarim and western part of Central Asian Orogenic Belt (CAOB): Genetically related to a common Permian mantle plume? [Text] / C.-L. Zhang, H.-B. Zou // *Lithos*. – 2013. – Vol. 172–173. – P. 47–60.

## REFERENCES

1. Shcherba G.N., Dyachkov B.A., Stuchevskiy N.I., et al. *Bolshoi Altai (geologiya i metallogeniya). V. 3 kn. Kn. 1. Geologicheskoe stroenie* [Big Altai (geology and metallogeny). In 3 books. Book 1. Geological structure]. Almaty, Gylym Publ., 1998. 304 p. (In Russ.).

2. Kotler P.D., Khromykh S.V., Navozov O.V. [Age, composition and geodynamic interpretation of the Kalba-Narym batholite (Eastern Kazakhstan)]. *Granitoidy: usloviya formirovaniya i rudonosnost [Granitoids: conditions of formation and ore content]*. Kiev, Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralo-

gy and Ore Formation of NAS, Ukraine, 2013, pp. 76–77. (In Russ.).

3. Kuibida M.L., Kruk N.N., Murzin O.V., et al. Geological position, age and petrogenesis of plagiogranites in northern Rudnyi Altai. *Russian Geology and Geophysics*, vol. 54, iss. 10, October 2013, pp. 1305–1318.

4. Dobretsov N.L. [Mantle plumes and their role in formation of anorogenic granites]. *Geologiya i Geofizika – Geology and Geophysics*, 2003, vol. 44, no. 12, pp. 1243–1261. (In Russ.).

5. Dyachkov B.A. *Intruzivnyi magmatizm i metallogeniya Vostochnoi Kalby* [Intrusive magmatism and metallogeny of Eastern Kalba]. Moscow, Nedra Publ., 1972. 212 p. (In Russ.).

6. Lopatnikov V.V., Izokh E.P., Etmolov P.V. *Magmatizm i rudonosnost Kalba-Narymskoi zony Vostochnogo Kazakhstana* [Magmatism and ore content of the Kalba-Narym zone of the Big Altai]. Moscow, Nauka Publ., 1982. 248 p. (In Russ.).

7. Navozov O.V., Solyanik V.P., Klepikov N.A., et al. [Unsolved questions of positional connection and genetic affinity of some kinds of minerals with intrusions of the Kalba-Narym and Western-Kalba zones in the Big Altai]. *Geologiya i okhrana nedr – Geology and Subsurface Protection*. 2011, no. 2, pp. 32–40. (In Russ.).

8. Vladimirov A.G., Kozlov M.S., Shokalskiy S.P., et al. [Principal age boundaries of intrusive magmatism in Kuznetskiy Alatau, Altai and Kalba]. *Geologiya i Geofizika – Geology and Geophysics*, 2001, vol. 42, no. 8, pp. 1157–1178. (In Russ.).

9. Vladimirov A.G., Kruk N.N., Khromykh S.V., et al. Permian magmatism and lithospheric deformation in the Altai caused by crustal and mantle thermal processes. *Russian Geology and Geophysics*, 2008, vol. 49, no. 7, pp. 468–479.

10. Pushko E.P., Navozov O.V. [Metallogenic aspects of rare-metal pegmatites and rare-metal granites in the Kalba-Narym ore belt]. *Materialy Mezhdunarodnoi Konferentsii “Bolshoi Altai – unikalnaya redko-metalлно-zoloto-polimetallicheskaya provintsiya Tsentralnoi Azii” [Proc. of International Conference: Big Altai is unique rare-metal – gold-polymetallic province of Central Asia]*. Ust-Kamenogorsk, 2010, pp. 66–67. (In Russ.).

11. Turkina O.M. [Model geochemical types of tonalite-trondjemite melts and their natural equivalents]. *Geokhimiya – Geochemistry*, 2000, no. 7, pp. 704–717. (In Russ.).

12. Dyachkov B.A., Mayorova N.P., Mayorov V.N., et al. [Ore content evolution of granitoid magmatism in the Kalba-Narym belt (Eastern Kazakhstan)]. *Granitoidy: usloviya formirovaniya i rudonosnost [Granitoids: conditions of formation and ore content]*. Kiev, Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of NAS, Ukraine, 2013, pp. 54–55. (In Russ.).

13. Kotler P.D., Khromykh S.V., Navozov O.V. [Age, composition and geodynamic interpretation of the



Kalba-Narym batholite (Eastern Kazakhstan). *Granitoidy: usloviya formirovaniya i rudonosnost [Granitoids: conditions of formation and ore content]*. Kiev, Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of NAS, Ukraine, 2013, pp. 76–77. (In Russ.).

14. Chung S.L., Liu D.Y., Ji J.Q., et al. Adakites from continental collision zones, melting of thickened lower crust beneath southern. *Geology*, 2003, vol. 31, pp. 1021–1024.

15. Defant M.J., Drummond M. S. Derivation of modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 1990, vol. 347, pp. 662–665.

16. Dewey J.F. Extensional collapse of orogens. *Tectonics*, 1988, vol. 7, pp. 1123–1139.

17. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 2001, vol. 42, no. 11, pp. 2033–2048.

18. Harris N. W., Pearce J.A., Tindle A.G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 1986, vol. 19, pp. 67–81.

19. Pearce J.A. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, 1996, vol. 19, no. 4, pp. 120–125.

20. Yuan C., Sun M., Wilde S., et al. Post-collisional plutons in the Balikun area, East Chinese Tianshan: Evolving magmatism in response to extension

and slab break-off. *Lithos*, 2010, vol. 119, no. 3–4, pp. 269–288.

21. Zhang C.-L., Santosh M., Zou H.-B. Revisiting the «Irtish tectonic belt»: Implications for the Paleozoic tectonic evolution of the Altai orogen. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2012, vol. 52, pp. 117–133.

22. Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 1989, no. 42, pp. 313–345.

23. Watson E., Harrison T.M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth Planet Sci. Lett.*, 1983, vol. 64, no. 2, pp. 295–304.

24. Whalen J.B., McNicoll V.J., Staal C.R. Spatial, temporal and geochemical characteristics of Silurian collision-zone magmatism, Newfoundland Appalachians, an example of a rapidly evolving magmatic system related to slab break-off. *Lithos*, 2006, vol. 89, pp. 377–404.

25. Zhang C.-L., Zou H.-B. Permian A-type granites in Tarim and western part of Central Asian Orogenic Belt (CAOB): Genetically related to a common Permian mantle plume? *Lithos*, 2013, vol. 172–173, pp. 47–60.

© Н. И. Гусев, С. И. Федак, 2014

**ГУСЕВ Николай Иванович**

Всероссийский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, зав. отделом

E-mail: nikolay\_gusev@vsegei.ru

**ФЕДАК Степан Иванович**

ОАО «Горно-Алтайская экспедиция», Алтайский край, Бийский район, с. Малоенисейское, гл. геолог

E-mail: gapse@mail.biysk.ru

**GUSEV Nikolai**, Karpinsky All-Russia Geological Research Institute (VSEGEI), Saint-Petersburg, Russia

E-mail: nikolay\_gusev@vsegei.ru

**FEDAK Stepan**, ОАО Gorno-Altayskaya expedition, Altayskiy krai, Biiskiy district, Maloyeniseiskoye village, Russia

E-mail: gapse@mail.biysk.ru