

**РАННЕЮРСКИЙ ВОЗРАСТ И СРЕДНЕ-ПОЗДНЕЮРСКОЕ ТЕКТОНИЧЕСКОЕ  
ЭКСПОНИРОВАНИЕ ГРАНИТОИДОВ ВЫСТУПА ФУНДАМЕНТА В СЕВЕРНОЙ  
ЧАСТИ АМУРО-ЗЕЙСКОЙ ВПАДИНЫ: Rb-Sr И K-Ar ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ**

**А.В. Иванов\*, С.В. Рассказов\*, М.Н. Масловская\*, Е.И. Демонтерова\*,  
И.С. Брандт\*, С.Б. Брандт\*, Е.В. Саранина\*, М.Е. Маркова\*,  
Ю.В. Кошков\*\*, А.В. Пупич\*\***

*\*Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск*

*\*\*ФЦП "Амургеология", г. Благовещенск*

Установлена нарушенность Rb-Sr и K-Ar изотопных систем в минералах образцов, отобранных из двух массивов известково-щелочных гранитоидов выступа фундамента в северной части Амуро-Зейской впадины. Оба изученных массива кристаллизовались в ранней юре около 191 млн лет назад. Характер перераспределения радиогенного стронция между минералами и потери радиогенного аргона биотитом указывают на закрытие Rb-Sr и K-Ar изотопных систем в средней-поздней юре в интервале 169–155 млн лет назад. По возрасту и химическому составу изученные породы подобны палингенным гранитоидам западной и центральной частей Монголо-Охотского складчатого пояса, внедрявшимся при коллизии Амурского микроконтинента с Сибирским континентом. Заключительная стадия коллизионных процессов в средней-поздней юре сопровождалась началом деструкции восточной части Амурского микроконтинента, вероятно выраженной в начале формирования Амуро-Зейской впадины и тектоническом выведении изученных массивов в близповерхностные условия низких температур.

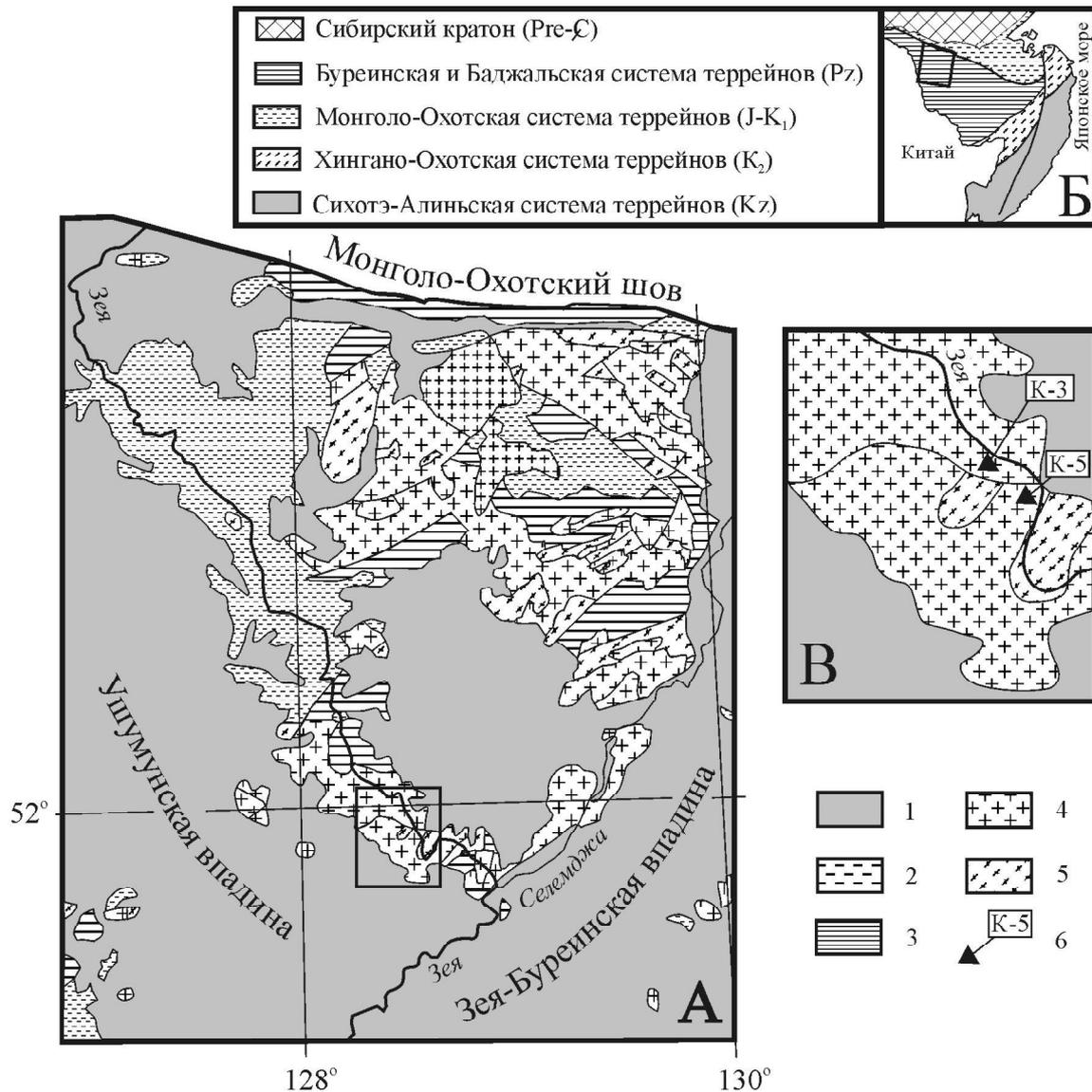
**Ключевые слова:** известково-щелочные гранитоиды, Rb-Sr и K-Ar датирование, Амуро-Зейская впадина, Монголо-Охотский складчатый пояс.

**ВВЕДЕНИЕ**

Закрытие Монголо-Охотского палеоокеана происходило в результате сближения группы палеозойских террейнов и Сибирского континента [1, 7, 12, 14, 31]. В ранней перми, на начальном этапе закрытия палеоокеана, эти террейны представляли собой единый микроконтинент Амурия. В средней-поздней юре палеоокеан прекратил свое существование практически на всем своем протяжении, за исключением восточной части. Закрытие восточной части палеоокеана сопровождалось деструкцией микроконтинента [7]. В результате деструкции, начиная с поздней юры, начали формироваться крупные угле- и нефтегазоносные впадины Сунляо (Китай) и Амуро-Зейская (Российский Дальний Восток). В позднем мелу восточная окраина Азии полностью консолидировалась и ее дальнейшее развитие было связано с процессами в Тихоокеанском сегменте Земли [17, 31].

Амуро-Зейская впадина в плане имеет Y-образную форму. При ширине около 170 км она про-

тягивается от границы с Китаем в субмеридиональном направлении к северу на 250 км, где разветвляется на две отдельные впадины меньшего размера, восточную – Зей-Буреинскую и западную – Ушумунскую (рис. 1А). По данным бурения и геофизической съемки, в наиболее глубоких частях Амуро-Зейской впадины мощность мезозойских и кайнозойских отложений превышает 3 км [3, 4]. Наиболее древние осадки относятся к средней-поздней юре. Они выходят на поверхность на севере в пределах Ушумунской впадины. В центральной части Амуро-Зейской впадины скважинами вскрыты осадочные отложения средней юры, вероятно маркирующие время начальной стадии формирования впадины. Фундамент впадины сложен гранитоидами, которые, по геофизическим данным, протягиваются на восток в сторону Хингано-Буреинского массива, где рассматриваются в составе тирмо-буреинского и биджанского комплексов [3]. Возраст этих комплексов достоверно не установ-



**Рис. 1.** Геологическое строение северной части Амуро-Зейской впадины в районе сочленения Ушумунской и Зейско-Буреинской структур (А).

На врезках показана схема тектонического районирования российского Дальнего Востока (Б) и район отбора образцов для датирования (В). На врезке Б рамкой обведен район, показанный на схеме А. Составлено с упрощениями по [3 и 31].

1–3 – осадочные и вулканогенно-осадочные отложения: 1 - неоген-четвертичные, 2 - средне-позднеюрские и ранне-меловые, 3 – доюрские (преимущественно средне-позднепалеозойские); 4 – палеозойские и мезозойские гранитоидные интрузии; 5 – высокоградные метаморфические породы и чарнокитоиды (предположительно докембрийские); 6 – точки отбора и номера датированных образцов.

лен [3, 6, 7, 18]. В последней сводке по геологии Дальнего Востока тырмо-буреинский комплекс отнесен к перми, а биджанский – к среднему ордовику [3]. В рабочей легенде геологического доизучения площадей 1:200000 масштаба (ГДП-200) гранитоиды фундамента Амуро-Зейской впадины рассматриваются в составе тырмо-буреинского комплекса, но уже с карбоновым возрастом. На поверх-

ности они обнажаются по долинам рек Зей и Селемджа в районе разделения на Зейско-Буреинскую и Ушумунскую структуры (рис. 1А). Для геохронологических исследований отобраны образцы из массивов гранитов (обр. К-3) и гранодиоритов (обр. К-5) (табл. 1, рис. 1В). Гранодиориты прорывают граниты. Оба массива перекрываются неоген-четвертичными осадочными отложениями. Геологические

**Таблица 1. Содержания петрогенных компонентов (мас. %) в изученных образцах и географические координаты точек опробования.**

Образец	К-3	К-5
Порода	Гранит	Гранодиорит
Географические координаты	51°58'16" с.ш., 128°26'15" в.д.	51°57'10" с.ш., 128°28'6" в.д.
SiO <sub>2</sub>	70,57	66,56
TiO <sub>2</sub>	0,306	0,559
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,96	15,88
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,15*	3,79*
MnO	0,086	0,070
MgO	0,602	1,76
CaO	2,11	3,80
Na <sub>2</sub> O	4,37	3,73
K <sub>2</sub> O	2,99	3,06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,146	0,119
П.П.П.	0,57	0,57
Сумма	99,86	99,90

Примечание. \* – суммарное железо в виде Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

соотношения гранитоидов с другими биоостратиграфически и радиоизотопно датированными толщами не ясны.

Учитывая неоднозначность интерпретации геологических данных, вопрос об определении радиоизотопного возраста рассматриваемых гранитоидов стоит особо остро. По результатам К-Аг и Rb-Sr датирования в настоящей работе установлено, что 1) массивы имеют возраст не древнее ранней юры, а 2) закрытие К-Аг и Rb-Sr изотопных систем в минералах произошло при тектоническом выведении гранитоидных массивов в близповерхностные условия в средней–поздней юре. Гранитоидный магматизм и более поздние тектонические движения рассматриваются в связи с закрытием Монголо-Охотского океана и последующей деструкцией Амурского микроконтинента.

#### МЕТОДИКА АНАЛИТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для геохимической типизации гранита К-3 и гранодиорита К-5 изучен их микроэлементный состав. Измерения концентраций микроколичеств 31 элемента в образцах осуществлялись на квадрупольном масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) PlasmaQuad 2+ при стандартных режимах измерений [25] (прибор используется в рамках Иркутского Центра коллективного пользования). Пробоподготовка выполнялась в Институте земной коры СО РАН. Используемая навеска истертого образца в 50 мг разлагалась смесью дважды дистиллированных концентрированных HF и HNO<sub>3</sub> в пропорции 6:2 в специальных тетрафторэтиленовых (фторопласт-4) контейнерах, приспособленных для облуживания в микроволновом поле [9]. Для контроля за дрейфом прибора в пробы добавлялись известные количества внутренних изотопных стандартов <sup>87</sup>In и <sup>209</sup>Bi. Контроль правильности измерений осуществлялся путем параллельного анализа стандартных образцов. Результаты измерений представлены в табл. 2.

**Таблица 2. Концентрации микроэлементов (мкг/г) в граните К-3 и гранодиорите К-5.**

Элемент	К-3	К-5	Элемент	К-3	К-5
Sc	2,5	7,5	Nd	15	16
Cu	5,3	9,2	Sm	2,4	3,2
Zn	69	60	Eu	0,56	0,73
Rb	65	86	Gd	1,9	2,4
Sr	312	446	Tb	0,27	0,37
Y	9,4	14	Dy	1,4	1,95
Zr	237	111	Ho	0,28	0,42
Nb	10,6	8,3	Er	0,79	1,2
Mo	0,13	1,0	Yb	0,96	1,1
Sn	1,0	2,8	Lu	0,19	0,17
Cs	5,2	4,1	Hf	6,4	3,2
Ba	351	409	Ta	0,75	0,66
La	21	18	W	0,09	0,15
Ce	29	45	Pb	14	13
Pr	3,8	4,4	Th	11	14
			U	2,1	2,9

Для определения возраста выделялись минеральные фракции. Начальная масса проб составляла 3–5 кг. Породообразующие минералы (биотит, амфибол, полевые шпаты) отделялись из фракций размером 0,5–0,25 мм и 0,25–0,18 мм, которые предварительно делились по магнитным свойствам на роговиком магните. Для выделения аксессуарных минералов (апатит, титанит) использовался гравитационный столик и бромформ. Окончательный отбор минералов осуществлялся под биноклем. Чистота фракций апатитов и биотитов обоих образцов, а также титанита и плагиоклаза образца К-5 составляла не хуже 99,9 %. Фракция амфибола образца К-5 могла представлять собой смесь амфиболов разных генераций. Фракция полевого шпата образца К-3 состояла из смеси плагиоклаза и калиевого полевого шпата с преобладанием первого.

Разложение порошков валовых проб гранита К-3 и гранодиорита К-5, минеральных фракций титанита, амфибола, полевых шпатов и биотитов осуществлялось смесью дважды дистиллированных концентрированных HF и HNO<sub>3</sub> в пропорции 6:2 при температуре 180–200 °С под давлением в тетрафторэтиленовых бомбах. Для апатита применялось открытое разложение в концентрированной HNO<sub>3</sub>. В зависимости от концентраций стронция, которые предварительно измерялись методом ICP-MS, при-

разложение порошков валовых проб гранита К-3 и гранодиорита К-5, минеральных фракций титанита, амфибола, полевых шпатов и биотитов осуществлялось смесью дважды дистиллированных концентрированных HF и HNO<sub>3</sub> в пропорции 6:2 при температуре 180–200 °С под давлением в тетрафторэтиленовых бомбах. Для апатита применялось открытое разложение в концентрированной HNO<sub>3</sub>. В зависимости от концентраций стронция, которые предварительно измерялись методом ICP-MS, при-

менялись либо кварцевые хроматографические колонки с внутренним диаметром 8 мм, заполненные 5 см<sup>3</sup> смолы Dowex 50×8 крупностью 200–400 меш, либо полиэтиленовые хроматографические колонки диаметром 5 мм и длиной 5 см фирмы Vel (Бельгия), заполненные смолами EICrom Industries, II USA. В последней методике выделение Sr осуществлялось с использованием одноразовой смолы Sr. Spec (83 мг) по методике [33].

Концентрации рубидия и стронция определялись методом изотопного разбавления. Изотопные отношения стронция измерялись на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT 262 Иркутского центра коллективного пользования, а рубидия – на одноколлекторном масс-спектрометре МИ-1201ТМ Института земной коры СО РАН. При измерениях изотопные стронциевые отношения нормализовались на  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$ . Коррекция на фракционирование проводилась по закону Рэлея. В период измерений значения изотопного стандарта стронция NBS 987 составили  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,71028 \pm 0,00002$ .

Расчеты Rb-Sr возраста в изотопных координатах, начальных отношений изотопов стронция ( $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ ) и среднего квадрата взвешенных отклонений (СКВО) осуществлялись по методу Йорка [36] с использованием программы ISOPLOT [27]. Для расчетов принимались следующие константы:  $\lambda = 1.42 \cdot 10^{-11} \text{ год}^{-1}$ ,  $^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Rb} = 2.593$  [35].

K-Ar датирование проводилось по мономинеральной фракции биотита, отобранной из гранодиорита К-5. Концентрации калия измерялись методом фотометрии пламени по трем навескам, а радиогенного аргона – методом изотопного разбавления на модифицированном для одновременного определения масс 36 и 40 масс-спектрометре МИ-1201. В качестве трассера использовался воздушный аргон. Для разделения атмосферного и радиогенного аргона осуществлялась термальная тренировка датируемого образца в вакууме. Методика измерений детально охарактеризована в работе [16]. Для определения характера диффузионных потерь радиогенного аргона в геологическом прошлом из одной аликвоты биотита гранодиорита К-5 осуществлялось ступенчатое выделение аргона по методике [2]. При расчетах возраста использовались константы:  $\lambda_{\alpha} = 0.581 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$ ;  $\lambda_{\beta} = 4.962 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$ ;  $^{40}\text{K} = 0.01167 \text{ ат.}\% \text{ K}$  [35].

#### ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОИДОВ

Гранит (обр. К-3) состоит из кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, биотита и магнетита. Среди аксессуарных минералов преобладает апатит.

Встречаются непрозрачные окисленные рудные минералы и циркон, а также в резко подчиненном количестве – титанит. Гранодиорит (обр. К-5) сложен плагиоклазом, кварцем, биотитом, калиевым полевым шпатом, амфиболом нескольких генераций и магнетитом. Основным аксессуарным минералом является титанит, который значительно преобладает над апатитом и цирконом. При изучении образцов под микроскопом следов вторичных изменений не обнаружено, однако в протолочках обеих проб под бинокуляром были замечены редкие зерна белой слюды (мусковита или серицита), возможно образовавшейся при вторичных изменениях.

По петрографической классификации магматических горных пород образцы К-3 и К-5 относятся, соответственно, к гранитам и гранодиоритам [10, 13]. На классификационной диаграмме  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  они попадают в поле пород нормальной щелочности (рис. 2) и соответствуют породам известково-щелочного ряда (табл. 1). На дискриминационной диаграмме  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  (рис. 3А) образец К-3 попадает в поле гранитоидов S-типа, а образец К-5 – в поле гранитоидов I-типа. Эти типы гранитоидов значительно перекрываются по индексу насыщенности алюминием ( $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ , мол. кол-ва) в интервале значений от 1,0 до 1,1 [22]. Исследуемые образцы соответствуют этому интервалу. По соотношению  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  оба образца располагаются в поле гранитоидов I-типа (рис. 3Б).

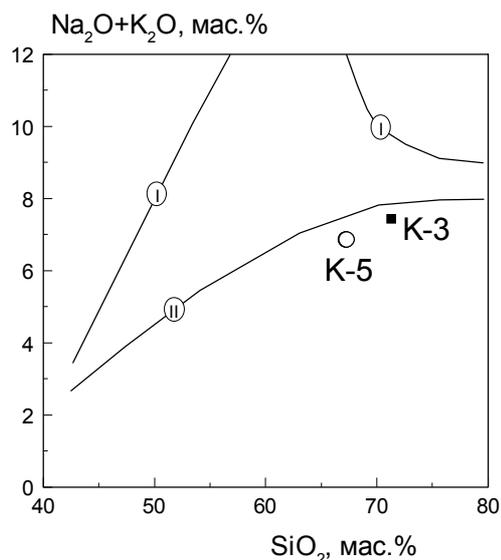
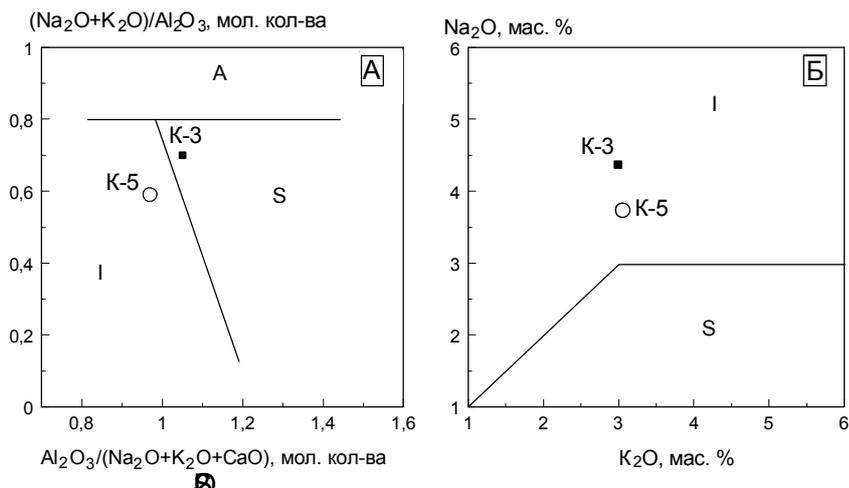
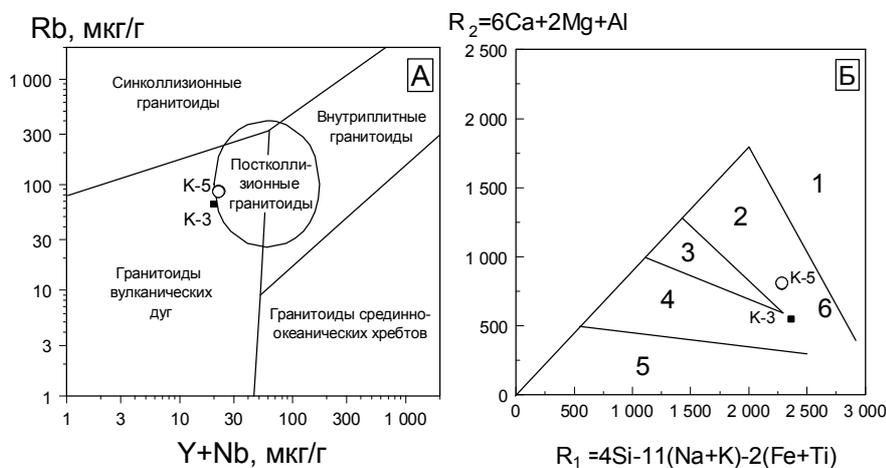


Рис. 2. Диаграмма  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ .

Разделительные линии: I – между высоко- и умеренно щелочными составами, II – между умеренно- и нормально щелочными составами [13].

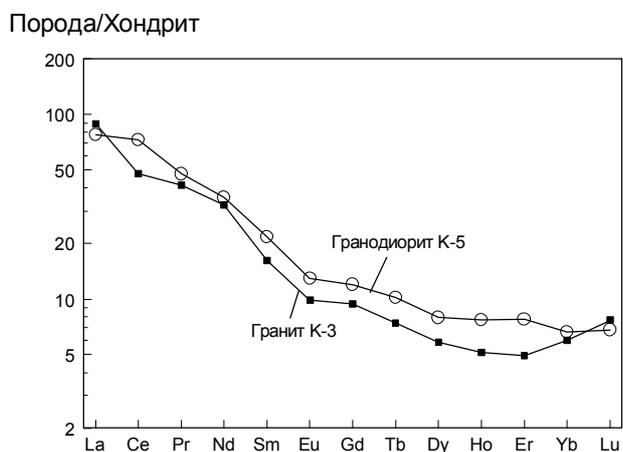


**Рис. 3.** Диаграммы  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  (А) и  $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$  (Б) для разделения I-, S- и А-типов гранитоидов [21, 27].



**Рис. 4.** Диаграммы  $\text{Rb} - \text{Y}+\text{Nb}$  (А) и  $\text{R}_2 - \text{R}_1$  (Б) для геодинамической классификации гранитоидов.

На диаграмме А поля гранитоидов показаны по [31]. На диаграмме Б цифры соответствуют полям гранитоидов: 1 – мантийных дифференциатов, 2 – доколлизийных, 3 – постколлизийных, 4 – позднеорогенных, 5 – анорогенных, 6 – синколлизийных [19].



**Рис. 5.** Диаграмма редкоземельных элементов, нормированных к хондриту. Состав хондрита по [26].

По геодинамической классификации [32], образцы находятся в области перекрытия полей гранитоидов островных дуг и постколлизийных областей (рис. 4А). На диаграмме  $\text{R}_1 - \text{R}_2$  образцы попадают в область перекрытия полей до-, пост- и синколлизийных гранитоидов (рис. 4Б).

Гранит К-3 и гранодиорит К-5 характеризуются близкими содержаниями микроэлементов (табл. 2). В обоих образцах отсутствует европиевая аномалия (рис. 5). В граните можно отметить более высокие концентрации Zr и Hf и более низкие – Ti (табл. 1, 2). Такое различие обусловлено большим содержанием титаниста в гранодиорите.

**ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗРАСТА**

**Результаты К-Аг изотопных исследований**

Концентрации калия и радиогенного аргона в мономинеральной фракции биотита из гранодиорита К-5 соответствуют возрасту  $155 \pm 5$  млн лет (табл. 3). Измерениями методом ступенчатого нагрева по методике [2] установлено, что К-Аг изотопная система не была замкнутой. Таким образом, измеренный К-Аг возраст является кажущимся и не может интерпретироваться как возраст интрузива, а соответствует времени закрытия К-Аг изотопной системы биотита в понимании М.Х. Додсона [23]. В медленно остывающих системах кажущемуся возрасту соответствует определенная температура, называемая температурой закрытия. Для биотита в зависимости от его со-

**Таблица 3. Результаты К-Аг датирования монофракции биотита из гранодиорита К-5.**

Географическая привязка	К, %	$^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$ , $10^{-4}$ , нмм <sup>3</sup> /г	$\text{Ar}_{\text{возд}}$ , %	Возраст, млн лет
Правый борт р. Зея	$8,863 \pm 0,106$	$426,7 \pm 9,0$	61	$155 \pm 5$

*Примечание.* Погрешность в определении калия рассчитана по измерениям трех аликвот. Ошибка в определении концентраций радиогенного аргона представляет максимально возможную инструментальную ошибку отчета при единичном измерении [16].

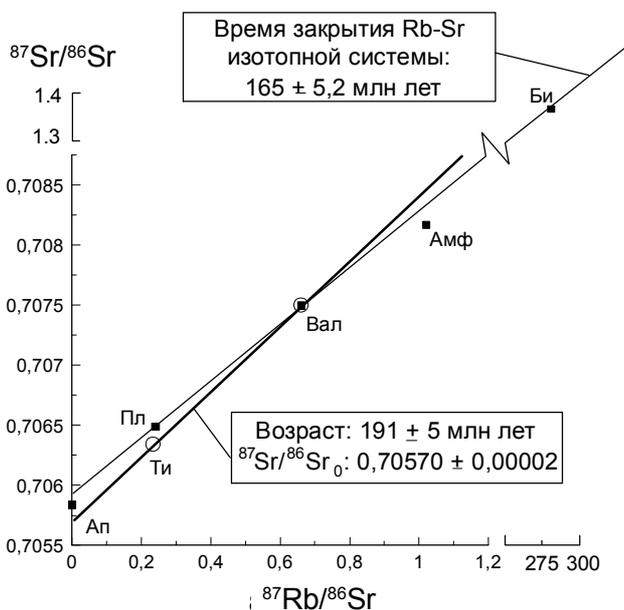
става и скорости остывания обычно рассчитывается температура закрытия К-Аг изотопной системы в интервале 230–370 °С [19].

### Результаты Rb-Sr изотопных исследований

Результаты измерений изотопных отношений стронция и рубидий-стронциевых отношений в минеральных фракциях и валовых составах гранодиорита К-5 и гранита К-3 приведены в табл. 4 и на рис. 6 и 7. Наклон линии регрессии, рассчитанной для всех точек гранодиорита К-5, дает значение возраста  $165,3 \pm 1,1$  млн лет (возраст определяется высоким Rb/Sr биотита) при высоком СКВО (51,3). Последний параметр не позволяет рассматривать эту совокупность точек в рамках изохронной модели [21].

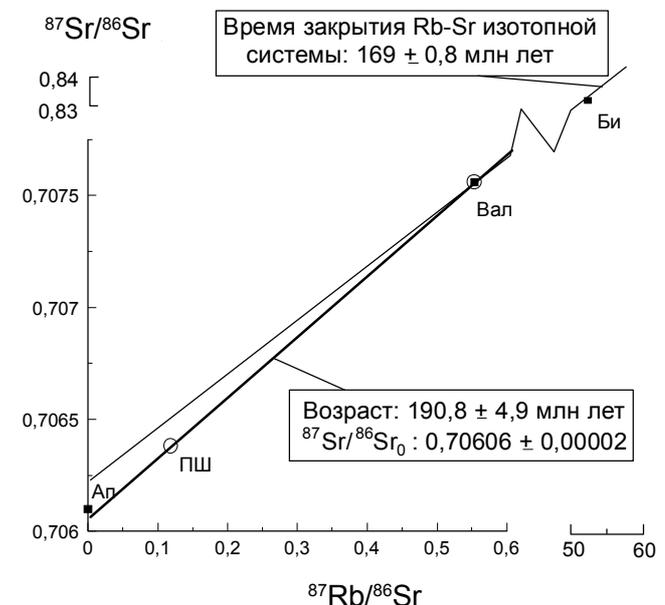
Эффект нарушения изотопной системы в минералах интрузивных пород обычно связывается либо с медленным остыванием пород при их тектоническом выведении с глубоких горизонтов коры на земную поверхность, либо с кратким импульсом термального воздействия в результате метаморфизма. Биотит теряет радиогенный стронций, который захватывается плагиоклазом, а возможно и другими минеральными фазами – концентраторами стронция [26]. Валовый состав породы сохраняет Rb-Sr изотопную систему замкнутой, если не было приноса или выноса вещества.

На рис. 6 на линии порода – биотит располагается плагиоклаз. По этим минералам и валовому составу породы рассчитывается время закрытия изотопной системы  $165,0 \pm 5,2$  млн лет назад при СКВО = 1,7. Этот возраст в пределах погрешности измерений согласуется с возрастом закрытия К-Аг изотопной системы в биотите (табл. 3). Титанит, очевидно, не участвует в процессах перераспределения радиогенного стронция. По паре титанит–порода оценивается возраст интрузива  $191 \pm 5$  млн лет при начальных отношениях  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,70570 \pm 0,00002$  (рис. 6). Более высокие значения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в апатите (табл. 4) в сравнении с начальными отношениями, рассчитанными из наклона линии титанит–порода, свидетельствуют о его вовлечении в перераспределение радиогенного стронция. Амфибол теряет радио-



**Рис. 6.** Rb-Sr изохронная диаграмма для гранодиорита К-5.

Принятые сокращения: Ап – апатит, Ти – титанит, Пл – плагиоклаз, Амф – амфибол, Би – биотит.



**Рис. 7.** Rb-Sr изохронная диаграмма для гранита К-3.

Принятые сокращения: Ап – апатит, ПШ – смесь полевых шпатов, Би – биотит.

**Таблица 4. Результаты масс-спектрометрических определений изотопных отношений стронция и рубидий-стронциевых отношений в минералах и валовых составах гранодиорита К-5 и гранита К-3.**

Номер образца	Анализируемый материал	Rb (мкг/г)	Sr (мкг/г)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2 \sigma$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2 \sigma$
К-5	Вал	100,5	440,2	0,6610	0,0033	0,707497	0,000021
	Титанит	3,046	37,64	0,2345	0,0012	0,706340	0,000021
	Апатит	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0,705838	0,000013
	Плагиоклаз	56,70	680,0	0,2410	0,0012	0,706490	0,000021
	Амфибол	15,36	43,49	1,0206	0,0051	0,708170	0,000018
	Биотит	703,5	7,710	281,3	1,4	1,366750	0,000030
К-3	Вал	94,40	493,0	0,5540	0,0028	0,707560	0,000021
	Апатит	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0,706115	0,000018
	Полевой шпат	35,20	857,0	0,1190	0,0006	0,706380	0,000021
	Биотит	735,0	41,26	52,30	0,26	0,831870	0,000025

*Примечание.* Н.о. – не определялось (при расчетах для апатита принимается  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}=0$ ).

генный стронций после того, как изотопная система биотита закрылась. Суммируя рубидий-стронциевые изотопные данные по гранодиориту К-5, следует отметить, что его возраст, скорее всего, соответствует наклону линии порода–титанит ( $191 \pm 5$  млн лет), а закрытие изотопной системы в биотите – наклону линии биотит–вал–плагиоклаз ( $165,0 \pm 5,2$  млн лет). Температура закрытия Rb-Sr изотопной системы в модели перераспределения изотопов между биотитом, валом и плагиоклазом оценивается интервалом  $470\text{--}600$  °C [26].

Для минералов и валового состава гранита К-3 рассчитывается линия регрессии с наклоном равным  $169,1 \pm 1,9$  млн лет. Как и в случае с гранодиоритом, это значение возраста определяется высокими Rb/Sr отношениями в биотите. Значение СКВО = 44 указывает на отклонение Rb-Sr изотопной системы от изохронной модели. По паре биотит–порода время закрытия Rb-Sr изотопной системы составляет  $169,0 \pm 0,8$  млн лет. Линия порода–полевой шпат имеет наклон, соответствующий возрасту  $190,8 \pm 4,9$  млн лет с начальным отношением  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$   $0,70606 \pm 0,00002$  (рис. 7). Апатит имеет более высокое значение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (табл. 4). Для линии регрессии по валовому составу, полевоому шпату и апатиту рассчитывается значение возраста  $186 \pm 70$  млн лет при совпадающих начальных изотопных отношениях стронция ( $0,7061 \pm 0,0003$ ) и СКВО = 10,2. Таким образом, Rb-Sr изотопная система апатита нарушена слабо. Большие значения СКВО и ошибка в определении возраста в данном случае обусловлены близкими значениями Rb/Sr отношений.

Наклон линии полевой шпат–вал для гранита К-3 соответствует наклону линии титанит–вал гранодиорита К-5 (рис. 6, 7). Вероятно, это совпадение не является случайным и отражает близкое время внедрения гранитоидов  $191 \pm 5$  млн лет назад. Rb-Sr ка-

жущийся возраст по биотиту и валу гранита К-3 согласуется с кажущимся возрастом по биотиту, валу и плагиоклазу гранодиорита К-5 в интервале  $169\text{--}165$  млн лет.

При сопоставлении K-Ar и Rb-Sr возрастов необходимо учитывать погрешность в измерениях констант радиоактивного распада [34]. Недавно было установлено [30], что константа распада калия определена с меньшей точностью, чем это обычно принимается при геологических исследованиях [35]. Для возраста в 165 млн лет ошибка при расчете K-Ar возраста за счет неопределенности констант составит около 4 млн лет [19]. Ошибка при расчете Rb-Sr возраста, связанная с неопределенностью постоянной распада рубидия, при возрасте породы 165 млн лет составит около 2 млн лет [34]. Таким образом, с учетом погрешности, вносимой неопределенностями в определении констант радиоактивного распада, возраст закрытия Rb-Sr изотопной системы в биотите гранита К-3 составляет  $169 \pm 3$  млн лет, а возраст закрытия Rb-Sr и K-Ar изотопных систем в биотите гранодиорита К-5 –  $165,0 \pm 7$  млн лет и  $155 \pm 10$  млн лет, соответственно. Эти значения перекрываются между собой. Поэтому принимается общий возраст интервал закрытия K-Ar и Rb-Sr изотопных систем в биотите  $169\text{--}155$  млн лет назад.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты исследования Rb-Sr и K-Ar изотопных систем гранитоидов опробованных массивов в северной части Амуро-Зейской впадины свидетельствуют, что они не могут относиться к палеозойским комплексам пород, а внедрялись в ранней юре  $191 \pm 5$  млн лет назад. Закрытие Rb-Sr и K-Ar изотопных систем имело место на рубеже средней–поздней юры в интервале  $169\text{--}155$  млн лет назад (шкала мезозоя по данным [5, 24]). В возрастном отношении изученные гранитоиды сопоставляются с комплексами палин-

генных [по 11] гранитоидов западной и центральной части Монголо-Охотского пояса, формировавшихся в коллизионной обстановке после закрытия центральной части Монголо-Охотского океана [8]. По вариациям микроэлементов гранодиорит К-5 и гранит К-3 соответствуют среднему составу палингенных гранитоидов Монголо-Охотского складчатого пояса [11] (рис. 8). Таким образом, коллизионный гранитоидный магматизм проявился в ранней юре в пределах Амурского микроконтинента на всем протяжении Монголо-Охотского пояса.

В региональных тектонических схемах район исследований относится к палеозойскому Норско-Сухотинскому террейну, выделенному по фрагментарным выходам островодужных стратиграфических последовательностей среднего–позднего палеозоя [1, 15, 31]. Норско-Сухотинский террейн входит в единую систему Буреинских и Баджалских палеозойских террейнов – составных частей Амурского микроконтинента [7] (рис. 1Б). Таким образом, изученные гранитоиды образовались в островодужном террейне в результате переплавления коры базитового состава (I-тип, гранодиорит К-5) и, возможно, частично пелитовых метаосадков (переход между I- и S-типом, гранит К-3). Об отличии источников может свидетельствовать более низкое  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$   $0,70570 \pm 0,000035$  в гранодиорите К-5 и более высокое  $0,70606 \pm 0,00002$  в граните К-3. Известно, что граниты I-типа имеют

$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$  менее 0,706, а граниты S-типа – более 0,706 [8].

В схеме Б.А. Натальина [31] Норско-Сухотинский террейн характеризуется островодужным магматизмом раннего и позднего палеозоя. В нижней–средней юре имела место коллизия Буреинской системы террейнов (включая Норско-Сухотинский террейн) с комплексом террейнов Монголо-Охотской субдукционной зоны. Раннеюрская датировка интрузивов указывает на развитие гранитоидного магматизма, сопровождавшего коллизионные процессы. Замыкание Rb-Sr и K-Ar изотопных систем на рубеже средней–поздней юры соответствовало завершению коллизии.

Омоложение кажущихся возрастов по отношению к возрасту внедрения интрузивов может объясняться в рамках двух моделей. Одна модель предполагает кратковременное термальное воздействие на породы. Во второй модели, совпадение K-Ar и Rb-Sr кажущихся возрастов по биотиту в пределах погрешности измерений объясняется быстрым поднятием территории с тектоническим выведением интрузивных массивов в приповерхностные условия низких температур. Быстрое поднятие следует из различия температур закрытия для K-Ar и Rb-Sr изотопных систем. С учетом мезозойской коллизии и последующей деструкции Амурского микроконтинента вторая модель представляется более вероятной, чем первая. Данные о важной роли средне-позднеюрского тектогенеза хорошо согласуются с имевшимися представлениями о механизме и времени начала формирования Амуро-Зейской впадины [7].

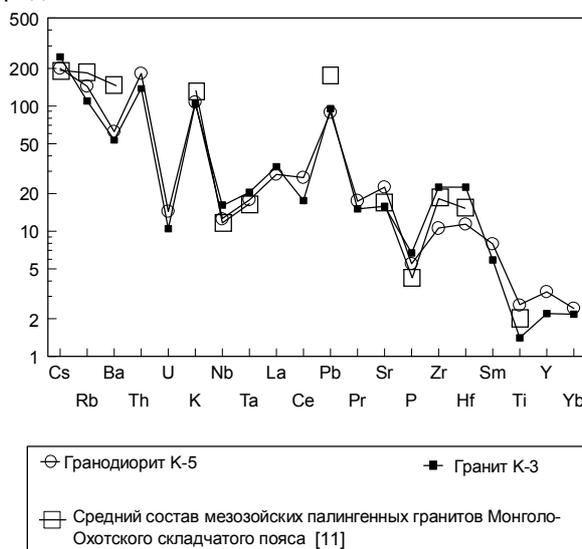
## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Измеренные Rb-Sr возрасты внедрения гранодиорита К-5 ( $191,0 \pm 5,1$  млн лет) и гранита К-3 ( $190,8 \pm 4,9$  млн лет) соответствуют ранней юре. Массивы гранодиоритов и гранитов формировались при коллизии Буреинской системы террейнов с комплексом террейнов Монголо-Охотской субдукционной зоны. При завершении коллизионных процессов в интервале 169–155 млн лет назад они тектонически выводились в близповерхностные условия низких температур. По времени это соответствовало началу деструкции Амурского микроконтинента, вероятно выразившемуся в формировании Амуро-Зейской впадины.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Изучение процессов формирования внутриконтинентальных впадин ведется в рамках проектов научной школы 00-15-98574 и РФФИ 01-05-65005. Аналитические работы финансировались ФЦП

Порода/Мантия



**Рис. 8.** Диаграмма содержаний элементов, нормированных к составу недифференцированной мантии [26]. Для сравнения нанесен средний состав мезозойских палингенных гранитов западной и центральной части Монголо-Охотского складчатого пояса [11].

«Амургеология». Авторы выражают свою признательность Л.З. Резницкому за обсуждение ранней версии статьи и помощь при выделении минеральных фракций, а также А.Ф. Васькину за конструктивные замечания.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Борукаев Ч.Б., Натальин Б.А. Аккреционная тектоника юга российского Дальнего Востока // Геология и геофизика. 1994. № 7–8. С. 89–93.
2. Брандт С.Б., Брандт И.С., Рассказов С.В., Резницкий Л.З., Иванов А.В. Метод определения остаточного и главного радиогенного аргона в зерне минерала // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и подходы: Тез. докл. Первой Всерос. конф. по изотопной геохронологии. М.: ИГЕМ, 2000. С. 70–72.
3. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. 1:2500000 / Ред. Л.И. Красный и Пэн Юньбяо. Харбин, СПб., Благовещенск, 1998.
4. Геология СССР. Т. XIX: Хабаровский край и Амурская область. Полезные ископаемые / Ред. В.В. Онихимовский. М.: Недра, 1976. 271 с.
5. Дополнения к стратиграфическому кодексу России / Ред. А.И. Жамойда. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 112 с.
6. Дудник А.Н., Шашкин К.С. К проблеме образования гранитоидов Хингано-Буреинского массива // Тихоокеан. геология. 1989. № 2. С. 102–106.
7. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 1. 328 с.
8. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1992. 192 с.
9. Иванов А.В., Маркова М.Е., Демонтерова Е.И. Кислотное разложение геологических образцов в микроволновой печи для последующего микроэлементного и изотопного анализа: предварительное сообщение о методике используемой в лаборатории изотопии и геохронологии ИЗК СО РАН // INTRISIBGEOCHEM'01. Иркутск, 2001. С. 109.
10. Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов: Рекомендации подкомиссии по систематике изверженных пород Международного союза геологических наук / Пер. с англ. М.: Недра, 1997. 248 с.
11. Коваль П.В. Региональный геохимический анализ гранитоидов. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГТМ, 1998. 492 с.
12. Кузьмин М.И., Кравчинский В.А. Первые палеомагнитные данные по Монголо-Охотскому поясу // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 5. С. 54–62.
13. Магматические горные породы / Андреева Е.Д., Баскина В.А., Богатиков О.А. и др. М.: Наука, 1985. 367 с.
14. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойд Северо-Восточной Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 100 с.
15. Попекко Л.И., Натальин Б.А., Беляева Г.В., Котляр Г.В., Шишкина Г.Р. Палеобиогеографическая зональность палеозоя и геодинамика юга Дальнего Востока России // Тихоокеан. геология. 1993. № 5. С. 19–30.
16. Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С., Брандт С.Б., Иванов А.В. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя: (Южная Сибирь – Южная и Восточная Азия). Новосибирск: Наука, 2000. 288 с.
17. Романовский Н.П. Тихоокеанский сегмент Земли: глубинное строение, гранитоидные рудно-магматические системы. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 1999. 167 с.
18. Ромашкин А.И. Мигматиты в процессе гранитизации в метаморфических породах Амурской серии (Буреинский массив) // Вопросы магматизма и тектоники Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975. С. 198–204.
19. Скляр Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Иванов А.В., Летникова Е.Ф., Миронов А.Г., Бараш И.Г., Буланов В.А., Сизых А.И. Интерпретация геохимических данных. М.: Интермет-инжиниринг, 2001. 288 с.
20. Batchelor R.A., Bowden P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters // Chemical Geology. 1985. V. 48. P. 43–55.
21. Brooks C., Hart S.R., Wendt I. Realistic use of two-error regression treatments as applied to rubidium-strontium data // Rev. Geophys. Space Phys. 1972. V. 10. P. 551–577.
22. Chappell B.W., White A.J.R. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt // Trans. Royal Soc. Edinburg. Earth Sci. 1992. V. 83. P. 1–26.
23. Dodson M.H. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems // Contrib. Mineral. Petrol. 1973. V. 40. P. 259–274.
24. Gradstein F.M., Agterberg F.P., Ogg J.G., Hardenbol J., Veen van P., Thierry J., Huang Z. A Mesozoic time scale // J. Geophys. Res. 1994. V. 99. P. 24051–24074.
25. Ivanov A.V., Rasskazov S.V., Chebykin E.P., Markova M.E., Saranina E.V. Y/Ho ratios in the Late Cenozoic basalts from the Eastern Tuva, Russia: An ICP-MS study with enhanced data quality // Geostandards Newsletter. The Journal of Geostandards and Geoanalysis. 2000. V. 42. P. 197–204.
26. Jenkin J.R.T., Rogers G., Fallick A.E., Farrow C.M. Rb-Sr closure temperatures in bi-mineralic rocks: a mode effect and test for different diffusion models // Chemical Geology. 1995. V. 122. P. 227–240.
27. Ludwig K.R. Isoplot: A plotting and regression program for radiogenic – isotope data for IBM-PC compatible computers, version 2.01 // USGS open-file report. 1990. P. 88–557.
28. Maeda J. Opening of the Kuril basin deduced from the magmatic history of Central Hokkaido, North Japan // Tectonophysics. 1990. V. 174. P. 235–255.
29. McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120. P. 223–253.
30. Min K., Mundil R., Renne P.R., Ludwig K.R. A test for systematic errors in  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology through comparison with U/Pb analysis of a 1.1-Ga rhyolite // Geochim. Cosmochim. Acta. 2000. V. 64. P. 73–98.
31. Natal'in B. History and modes of Mesozoic accretion in Southeastern Russia // The Island Arc. 1993. V. 2. P. 15–34.
32. Pearce J. Sources and settings of granitic rocks // Episodes. 1996. V. 24. P. 956–983.
33. Pin C., Briot D., Bassin C., Poitrasson F. Concomitant separation of strontium and samarium-neodymium for isotopic analysis in silicate samples, based on specific extraction chromatography // Analyt. Chim. Acta. 1994. V. 298. P. 209–217.
34. Renne P.R., Kärner D.B., Ludwig, K.R. Absolute ages aren't

- exactly // Science. 1998. V. 282. P. 1840–1841.
35. Steiger R.H., Jäger E. Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1977. V. 36. P. 359–362.
36. York D. Least-Squares fitting of a straight line // Canadian Journal of Physics. 1966. V. 44. P. 1079–1086.

*Поступила в редакцию 6 мая 2002 г.*

*Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой*

***A.V. Ivanov, S.V. Rasskazov, M.N. Maslovskaya, Ye.I. Demonterova, I.S. Brandt, S.B. Brandt, Ye.V. Saranina, M.Ye. Markova, Yu.V. Koshkov, A.V. Pipich***

**The Early Jurassic age and Middle-Late Jurassic tectonic exposure of granitoids from the basement bulge, northern part of the Amur-Zeya depression: Rb-Sr and K-Ar isotope data**

The disturbance of Rb-Sr and K-Ar isotope systems has been established in minerals from samples taken from two massifs of calc-alkaline granitoids in the basement bulge of the northern part of the Amur-Zeya depression. Both studied massifs crystallized in the Early Jurassic at 191 Ma. The redistribution character of radiogenic strontium between minerals and the loss of radiogenic argon attributed to biotite indicate closing of the Rb-Sr and K-Ar isotope systems in the Middle-Late Jurassic in the interval 169–155 Ma. In terms of their age and chemical composition, the studied rocks are similar to the palaeogenic granitoids of the western and central Mongol-Okhotsk fold belt intruded during collision of the Amur microcontinent with the Siberian continent. The final stage of collision processes in the Middle-Late Jurassic was accompanied by the start of destruction of the eastern part of the Amur microcontinent, which was, probably, obvious at the initial stage of formation of the Amur-Zeya depression and a tectonic move of the studied massifs into the near-surface conditions of low temperatures.