

НОВЫЕ КАЛИЙ-АРГОНОВЫЕ ДАТИРОВКИ ГРАНИТОИДОВ СИХОТЭ-АЛИНЯ (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК, РОССИЯ) ПО БИОТИТУ И АМФИБОЛУ: КРИТЕРИИ ДОСТОВЕРНОСТИ И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

*В.Г. Гонеvчук<sup>1</sup>, А.И. Ханчук<sup>1</sup>, Г.А. Гонеvчук<sup>1</sup>, В.А. Лебедев<sup>2</sup>*

<sup>1</sup>ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр-т 100 лет Владивостоку 159, г. Владивосток, 690022; e-mail: [gonevchuk@fegi.ru](mailto:gonevchuk@fegi.ru)

<sup>2</sup>ФГБУН Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Старомонетный пер. 35, г. Москва, 119017; e-mail: [leb@igem.ru](mailto:leb@igem.ru)

Поступила в редакцию 24 апреля 2015 г.

Проведено К-Аг изотопное датирование гранитоидов южной (Сихотэ-Алинской) части Сихотэ-Алинь – Северо-Сахалинского орогенного пояса по биотиту и по паре биотит-амфибол. Сравнение полученных результатов с U-Pb датировками по цирконам (авторскими и приведенными в публикациях) в целом показывает хорошую сходимость данных двух методов. При этом в триаде циркон (U-Pb) – биотит (К-Аг) – амфибол (К-Аг) близкими, часто идентичными, оказываются даты по циркону и биотиту. Значения К-Аг возраста амфиболов, в большинстве случаев, более молодые, что не согласуется с представлениями об относительной устойчивости калий-аргоновой изотопной системы этого минерала к термальному воздействию. Проведенное краткое исследование позволяет авторам присоединиться к мнению о наиболее вероятной обусловленности этого факта гидротермально-метасоматическими изменениями гранитоидов, при которых изотопная система биотита оказывается более устойчивой, чем амфибола. Для монцонитовидных ассоциаций в качестве одного из возможных вариантов также рассматривается образование амфибола по пироксену на позднемагматической и ранней постмагматической стадиях.

Полученные результаты, с учетом проведенного анализа достоверности изотопных датировок, выполненных К-Аг и U-Pb методами по разным минеральным фазам, подтверждают представления об особом положении альбского века в геохронологической шкале эволюции рассматриваемого региона и фиксируют пик активности магматизма в интервале 105–95 млн лет. В альб-сеноманское время, в соответствии с изотопными датировками, в Сихотэ-Алине синхронно формировались монцониты и граниты, что характерно для обстановки трансформного скольжения литосферных плит на границе континент–океан. Выявлены элементы упорядоченности распределения разновозрастных гранитоидов в соответствии с границами террейнов орогенного пояса.

**Ключевые слова:** изотопная геохронология, К-Аг метод, гранитоиды, орогенный пояс, Сихотэ-Алинь, Дальний Восток.

**ВВЕДЕНИЕ**

Датирование – один из важнейших элементов геологического исследования, без которого невозможно построение близких к действительности моделей формирования разноранговых геологических объектов, в том числе и Земли в целом. Для определения возраста горных пород в настоящее время успешно используются изотопные методы, которые с различной точностью и для разных отрезков геохронологической шкалы позволяют установить численный возраст геологических событий. Во второй половине прошлого

столетия в геохронологии широкое распространение получил К-Аг метод изотопного датирования геологических объектов. Этому, несомненно, способствовало присутствие калия в большинстве горных пород и более чем в 100 слагающих их минералах. Наиболее подходящими для исследования указанным методом оказались кислые и средние магматические породы. При этом датирование эффузивных разновидностей магматических пород проводится обычно по их основной массе или минералам вкрапленников, а при датировании интрузивных образований для большей надежности результатов рекомендуется определять

К-Аг возраст по паре сосуществующих минералов. Это позволяет хотя бы частично исключить появление искаженных значений, связанных с нарушением изотопных систем под воздействием постмагматических событий, что особенно важно при проведении исследований в рудных районах. В гранитоидах в качестве такой минеральной пары лучше всего использовать амфибол и биотит. Однако их изотопный возраст иногда оказывается не идентичным, что ставит перед исследователем задачу выбора и корректной, учитывающей геологические особенности исследуемого объекта, интерпретации полученного результата. Это важно еще и потому, что к концу XX столетия, в связи с публикацией большого количества изотопно-геохронологических данных, полученных по низкокачественному геологическому материалу (например, валовым пробам измененных пород) с использованием несовершенных методик и оборудования, у многих исследователей сложилось скептическое (часто негативное) восприятие К-Аг датировок и проведенных с их использованием хронологических реконструкций, необходимость которых особенно велика в условиях смены «теории геосинклиналей» на представления «плитной тектоники». По мнению авторов, скепсис здесь не всегда обоснован: калий-аргоновый метод датирования магматических пород по биотиту и (или) амфиболу при проведении геологических исследований является не только относительно недорогим и доступным, но и достаточно информативным. Это мы и пытались показать на примере наших новых результатов изотопно-геохронологического исследования гранитоидов южной части Дальневосточного региона – Сихотэ-Алиня. В целом Сихотэ-Алинь отличается от других частей региона более детальной изученностью. И, тем не менее, геохронологическое обоснование моделей его развития является недостаточным. Приведенные в статье материалы, по мнению ее авторов, послужат минимизации этого недостатка.

#### ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В предлагаемой статье критически, с учетом общих представлений о геологической эволюции региона, рассмотрены результаты К-Аг изотопного датирования по биотитам и амфиболам гранитоидов в южной части Сихотэ-Алинь – Северо-Сахалинского орогенного пояса.

Мел-палеогеновый магматизм этого региона до недавнего времени большинством исследователей рассматривался исключительно в связи с формированием Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса (САВП). В геологическом строении территории пояс проявлен как непрерывная ССВ полоса вулканических и тесно связанных с ними интрузивных

пород вдоль побережья Японского моря и Татарского пролива. Субширотные (ЗСЗ) ответвления от этой полосы обычно ограничиваются зоной Центрального Сихотэ-Алинского разлома (ЦСР), но иногда, чаще в интрузивной фации, прослеживаются далее к западу. На основании геологических и изотопных данных (преимущественно К-Аг по породе) возраст всех этих пород признавался позднеэоценом-датским, и их принадлежность к ассоциации САВП не вызывала сомнений. С внедрением в практику более точных методов изотопной хронологии стало появляться все больше сведений о присутствии в этой ассоциации альбских, реже раннеэоценомских пород. В большинстве случаев это отдельные массивы или локальные ареалы субщелочных гранитоидов и диоритоидов, локализованные на незначительном удалении к востоку от зоны ЦСР и очень редко сопровождающиеся комагматичными эффузивами. В моделях надсубдукционного магматизма САВП эти породы часто рассматриваются образованиями его фронтальной зоны [5, 31], что не объясняет многих их особенностей, в том числе и наибольшую древность в составе ассоциации. Обобщение изотопно-геохронологических, изотопно-геохимических и петрологических данных по рассматриваемому и другим регионам позволило обосновать альтернативную точку зрения об образовании этих пород в модели «слэб-виндоу». Была разработана общая модель эволюции мезозойско-кайнозойского магматизма региона, предполагающая смену ранне-мелового трансформного геодинамического режима субдукционным на рубеже раннего и позднего мела и позднемелового субдукционного трансформным в раннем эоцене [34, 35].

В соответствии с ней образование ранне-меловой магматической ассоциации, в которой представлены, с одной стороны, «типичные коровые» граниты, а с другой – «мантийные» субщелочные габбро и монцониты, происходило в условиях синсдвигового орогенеза и формирования континентальной литосферы в геодинамической обстановке трансформного скольжения литосферных плит на границе континент–океан. «Мантийные» характеристики ранне-мелового магматизма объясняются внедрением астеносферных диапиров в разрывы слэба (слэб-виндоу) после коллизии в альбское время ранне-меловой островной дуги; «коровые» – плавлением молодой континентальной коры под воздействием диапиров.

Поздне-меловые гранитоиды связаны с развитием посторогенного надсубдукционного окраинно-континентального вулканического пояса, который начал формироваться в позднем эоцене [30].

В начале палеогена (около 60 млн лет назад) субдукция прекратилась (возможно, в результате погру-

жения под континентальную окраину спредингового хребта между плитами Кула и Тихоокеанская) и вновь возникла обстановка трансформного скольжения литосферных плит с характерными вулканическими комплексами [22] и гранитоидами. По данным современных исследований, палеогеновые гранитоиды на рассматриваемой территории распространены намного шире, чем считалось ранее.

В дальнейшем совершенствовании этой модели одной из важнейших задач является геохронологическое обоснование границ выделяемых геодинамических этапов. Основная часть наших результатов

получена по магматическим породам Арминского, Кавалеровского и Краснореченского (Приморский край), а также Комсомольского и Верхнекурского (Хабаровский край) рудных районов, при исследовании проблем генезиса и эволюции соответствующих им локальных рудно-магматических систем (рис. 1). В соответствии с рекомендациями и собственным опытом работ, мономинеральные фракции для исследования выделялись нами, в основном, методом электромагнитной сепарации. Лишь в отдельных случаях для выделения амфиболов использовался бромформ. Финальная очистка мономинеральных проб

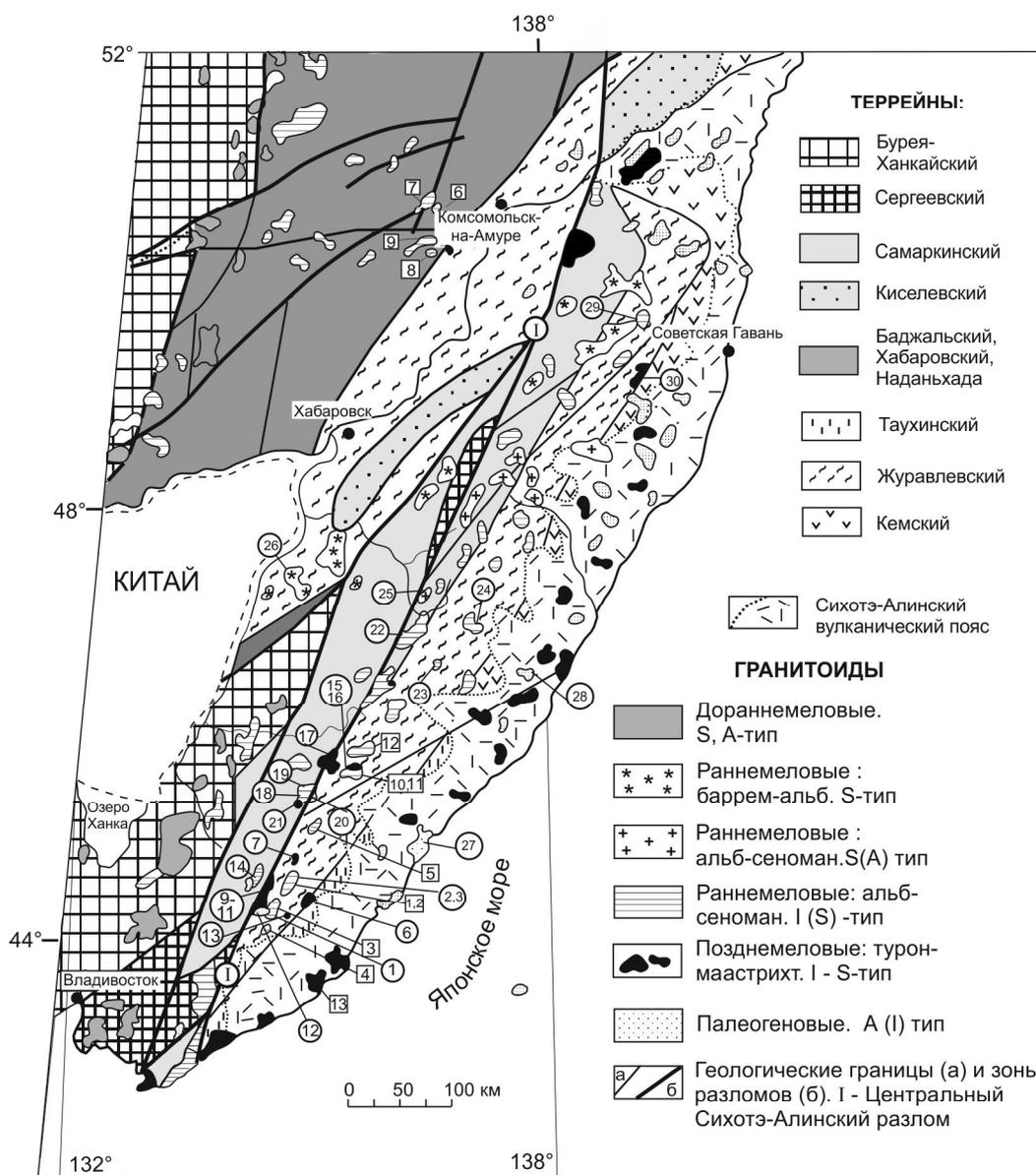


Рис. 1. Положение исследованных объектов в геологической схеме Сихотэ-Алия.

Цифры в квадратах – номера проб в табл. 1; то же в кружках – номера в табл. 2.

проводилась ручной отборкой под бинокулярным микроскопом.

К-Аг датирование проведено в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН (г. Москва) на масс-спектрометре МИ-2101ИГ (СЭЛМИ, Украина) методом изотопного разбавления с применением в качестве трассера моноизотопа  $^{38}\text{Ar}$ . Содержание калия в пробах определялось методом пламенной фотометрии на спектрометре ФПА-01 (Элам-Центр, Россия). При расчете возраста использованы современные международные константы распада калия ( $\lambda_{\text{K}} = 0.581 \times 10^{-10} \text{год}^{-1}$ ,  $\lambda_{\text{Rb}} = 4.962 \times 10^{-10} \text{год}^{-1}$ ). Результаты представлены в табл. 1, 2.

Для сопоставления и проверки надежности результатов калий-аргонового датирования использованы данные Rb-Sr и U-Pb методов для тех же геологических образований, полученные авторами или опубликованные другими исследователями. При этом наиболее близким к истинному возрасту породы рассматривался результат, полученный U-Pb датированием единичных кристаллов циркона (преимущественно, SHRIMP и LA-ICP-MS).

#### ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

По результатам наших исследований, ранее частично опубликованным [8, 12, 24], обнаружилось, что во многих случаях, особенно при исследовании пород монцонитоидной группы, в рекомендованной для датирования минеральной паре «биотит-амфибол» значение К-Аг изотопного возраста биотита оказывается более «древним» (часто, без перекрытия в доверительных интервалах датировок на уровне вероятности  $\pm 2\sigma$ ) в сравнении с амфиболом. На этот факт мы уже обращали внимание в статье о возрасте монцонитоидной ассоциации Кавалеровского рудного района [10]. Поскольку наше исследование предполагало определение возраста не только биотит-амфиболовых гранитоидов, но и разновидностей, для которых присутствие амфибола не характерно (ассоциация высокоглиноземистых вольфрамовоносных гранитов), была предпринята попытка оценить достоверность и надежность результатов, получаемых по рассматриваемой минеральной паре.

Поиск необходимых для этого данных в публикациях других исследователей не был результативным: в большинстве случаев авторы статей используют результаты, полученные по валовым пробам пород. Значительно реже они дополнительно приводят датировки по биотитам, и лишь иногда – для минеральной пары биотит-амфибол. Например, в монографии [16] таблица изотопного К-Аг возраста гранитоидов Сихотэ-Алиня включает более 80 дат, из которых только одна (!) получена по биотиту. Приятное исключение в

этом отношении представляет статья Н.В. Андреевой с соавторами [3], где из 20 исследованных образцов пород магаданской габбродиорит-гранитной серии Магаданского плутона 11 датированы по валу, амфиболу и биотиту. Все они, с пересчетом итоговой погрешности К-Аг дат на уровень вероятности  $\pm 2\sigma$ , приведены в табл. 3 и, по нашему мнению, также хорошо иллюстрируют выявленную нами закономерность в дискордантности изотопных возрастов для рассматриваемой минеральной пары.

В попытке объяснения обсуждаемого феномена отметим, что чаще всего причиной искажения К-Аг датировок при определении возраста магматических пород является нарушение замкнутости изотопной системы вследствие частичной или полной потери накопленного *in situ* радиогенного  $^{40}\text{Ar}$ . Эти потери могут быть вызваны термальным воздействием, катаклизмом, диафторезом и т. д. Очевидно, что все эти процессы в разной мере воздействуют на К-Аг изотопную систему различных по составу пород и разных минералов. П.Э. Дэмон [14], в частности, определил ряд устойчивости наиболее часто используемых для датирования К-Аг методом минералов-геохронометров магматических пород при температурном воздействии до  $250^\circ\text{C}$  и в интервале  $600\text{--}700^\circ\text{C}$ . В этом ряду для нас наиболее важным является более высокая в обоих случаях устойчивость К-Аг системы амфибола (роговой обманки) в сравнении с биотитом. По данным [38], температура закрытия изотопной системы для амфибола ( $T_{\text{закр}} - 400\text{--}600^\circ\text{C}$ ) выше, чем для биотита ( $T_{\text{закр}} - 350\text{--}400^\circ\text{C}$ ), что также свидетельствует о лучшей устойчивости амфибола во время поздних термальных событий. Соответственно, датировки по амфиболу признаются большинством исследователей более достоверными. При этом упускается из виду то обстоятельство, что указанные температуры закрытия определены исключительно для «сухого» прогрева. При наличии флюидной фазы и химического воздействия на минералы их устойчивость может оказаться совершенно иной. В рассматриваемой минеральной паре амфибол является фазой с низким содержанием калия, в которой этот элемент распределен неравномерно в виде изоморфной примеси. В этой связи даже небольшое в количественном отношении изменение содержания калия в этом минерале при позднем событии (например, воздействие флюидной фазы) может нарушить его изотопную систему при температуре, существенно меньшей по сравнению с указанными выше значениями  $T_{\text{закр}}$ . Биотит, где калий является основным компонентом, в этом случае (при низкотемпературном химическом воздействии) может оказаться более устойчивым в отношении сохранности его К-Аг сис-

Таблица 1. Результаты К-Аг изотопного датирования гранитоидов по паре биотит-амфибол.

№ п/п	Авторский № пробы. Минерал	Калий, % ± σ	<sup>40</sup> Аг <sub>рад</sub> (нг/г) ± σ	Возраст, млн лет ± 2σ	Район, массив. Порода	Возраст по другим данным
1	ГВ-1357 амфибол	0.45 ± 0.010	3.17 ± 0.04	99 ± 4	Кавалеровский р-н. Березовский м-в.	U/Pb 102 ± 8.
	ГВ-1357 биотит	6.98 ± 0.07	50.69 ± 0.17	102 ± 2	Монцонит	Авторский. Не опубл
2	А-204 А амфибол	0.37 ± 0.013	2.36 ± 0.02	91 ± 6	Кавалеровский р-н. Березовский м-в.	
	А-204 Б биотит	6.33 ± 0.06	40.04 ± 0.16	105 ± 2.5	Кварцевый монцонит	
3	А-117 Амфибол	0.51 ± 0.015	3.34 ± 0.04	92 ± 5	Кавалеровский р-н. Араратский м-в.	Rb/Sr 113 ± 2 [10]
	А-117 Биотит	7.29 ± 0.07	51.1 ± 0.3	98.3 ± 2	Кв. монцодиорит – монцогранодиорит	
4	А-189 Амфибол	0.46 ± 0.015	2.97 ± 0.02	91 ± 5	Кавалеровский р-н. Соболиный ареал.	Rb/Sr 106 ± 2
	А-189 Биотит	6.76 ± 0.07	50.7 ± 0.2	105 ± 2	Кв. монцодиорит	Авторский, 2011 U/Pb 103.5 ± 1.5 [29]
5	ГВ-1271 Амфибол	0.65 ± 0.015	4.22 ± 0.03	91 ± 4	Краснореченский р-н. М-е Южное.	Rb/Sr 98.4 ± 6
	ГВ-1269 Биотит	7.28 ± 0.08	49.51 ± 0.17	95.5 ± 2.2	Монцодиорит	Авторский. Не опубл.
6	ЧГ-333 Амфибол	0.51 ± 0.012	3.15 ± 0.015	87 ± 4	Комсомольский р-н. Чалбинский м-в.	Rb/Sr 97 ± 25
	ЧГ-333 Биотит	7.46 ± 0.08	48.28 ± 0.15	91 ± 2	Монцогранит	U/Pb 92.4 ± [12]
7	ЧГ-8233 Амфибол	0.91 ± 0.015	5.95 ± 0.02	92 ± 3	Комсомольский р-н. Чалбинский м-в.	U/Pb 91.5 ± 0.8 [12]
	ЧГ-8233 Биотит	6.57 ± 0.07	42.69 ± 0.14	91.5 ± 2.0	Гранит	
8	С-54 Амфибол	0.838 ± 0.012	3.40 ± 0.2	84.1 ± 5	Верхне-Курский р-н. Даухманский м-в.	
	С-54 Биотит	7.65 ± 0.10	34.7 ± 0.20	113.3 ± 5.0	Монцогранит	
9	С-51 амфибол	0.650 ± 0.10	3.65 ± 0.20	102.9 ± 5.	Верхне-Курский р-н. Анаджаканский м-в.	
	С-51 биотит	7.87 ± 0.10	34.6 ± 0.20	103.5 ± 5.0	Гранодиорит	
10	АГ-109 амфибол	0.557 ± 0.012	3.987 ± 0.018	100.5 ± 3.0	Арминский р-н. Приисковый массив	Rb/Sr 84 ± 1.9 [27]
	АГ-109 биотит	7.28 ± 0.08	41.89 ± 0.14	81.1 ± 1.9	(СЗ часть). Гранодиорит	
11	АГ-443 амфибол	0.539 ± 0.012	3.841 ± 0.016	100 ± 3	Арминский р-н. Приисковый массив	
	АГ-443 Биотит	7.47 ± 0.08	51.67 ± 0.17	97 ± 2	(вост. часть). Кв. диорит	
12	АГ-411 амфибол	0.760 ± 0.015	5.28 ± 0.02	97.5 ± 4	Арминский р-н. Усть-Арминский м-в.	
	АГ-411 Биотит	6.94 ± 0.07	46.41 ± 0.15	94 ± 2	Адамеллит	
13	ГВ-431 амфибол	0.580 ± 0.01	2.67 ± 0.02	65 ± 3	Ольгинский м-в. Гранодиориты	K/Ar 60–65, U/Pb 65, 70 [6]
	ГВ-431 биотит	6.06 ± 0.07	30.73 ± 0.13	71.7 ± 1.8		

*Примечание.* На рис. 1 места отбора проб отмечены указателем с квадратом. Rb/Sr дата для пород Араратского массива (№ 3) получена по габромонцониту. Для гранитоидов Краснореченского района (№ 5) Rb/Sr дата с наибольшей вероятностью фиксирует их минимальный возраст (позднемагматическая стадия кристаллизации или ранняя постмагматическая стадия преобразования).

Таблица 2. Результаты К-Аг изотопного датирования гранитоидов по биотиту.

№ п/п	№ образца	Калий, % ± σ	<sup>40</sup> Аг <sub>рад</sub> (нг/г) ± σ	К-Аг возраст, млн лет ± 2 σ	Район, объект, порода. Дополнительные данные о возрасте
1	ГВ-18	7.02 ± 0.10	56.5 ± 1.5	115 ± 3	Кавалеровский р-н. Араратский м-в. Включение в монцонитах
2	ГВ-1365	7.24 ± 0.08	52.88 ± 0.18	102.5 ± 2.0	Там же. Березовский м-в. Кварцевый диорит. U/Pb – 99.3 ± 1.5. Авторский. Не опубл.
3	ГВ-1401	6.09 ± 0.07	42.23 ± 0.14	97 ± 2	Там же. Кварцевый монцонит
4	ГВ-221С	7.43 ± 0.07	55.0 ± 0.2	103.5 ± 2.0	Там же. Соболиный ареал. Диорит
5	ГВ-158	6.79 ± 0.07	49.90 ± 0.17	103 ± 2	Там же. Гранит
6	КГ-41	7.57 ± 0.08	48.39 ± 0.15	90 ± 2	Кавалеровский р-н. Угловая ВТС. Скв. 536; 940 м. Монцодиорит.
7	ГВ-1383	6.68 ± 0.07	37.37 ± 0.13	78.8 ± 1.7	Кавалеровский р-н. Р. п. Интересное, Скв.1; 11м. Гранодиорит
8	ГВ-1633	6.57 ± 0.07	36.67 ± 0.15	78.7 ± 1.8	То же. Скв. 7; 154 м
9	ГВ-725	6.41 ± 0.07	34.50 ± 0.15	76.0 ± 1.5	Кавалеровский р-н, западная часть. Шумненский массив. Гранит главной фазы. U/Pb – 78.5 ± 2.0 Авторский. Не опубл.
10	ГВ-727	5.76 ± 0.06	29.81 ± 0.14	73.1 ± 1.7	Там же. Дайка поздних м/з гранитов.
11	ГВ-722	6.33 ± 0.07	31.85 ± 0.14	71.1 ± 1.7	Там же. Пегматит в гранитах
12	А-185	6.08 ± 0.07	28.10 ± 0.5	65 ± 2	Там же. Южная часть. Лейкогранит.
13	ГВ-411	5.92 ± 0.06	28.33 ± 0.12	67.5 ± 1.5	Кавалеровский район. М-е Кедровое. Скв. 10. 636 м. Гранит.
14	ГВ-1583/1	6.45 ± 0.07	41.04 ± 0.18	89.5 ± 2.0	Садовский м-в. Гранит. Главная фаза.
15	АГ-442	7.44 ± 0.08	51.43 ± 0.16	97 ± 2	Арминский р-н. Приисковый массив, вост. часть. Гранодиорит.
16	АГ-112	7.27 ± 0.08	41.75 ± 0.14	80.8 ± 1.9	Приисковый м-в, с-з часть. Гранит.
17	АТ-131	7.06 ± 0.08	41.01 ± 0.13	81.9 ± 1.9	Арминский р-н. Левобережный м-в. Гранит.
18	ГВ-1446	8.30 ± 0.09	62.60 ± 0.3	105.5 ± 2.5	Малиновский р-н. М-е Скрытое. Лейкогранит U/Pb – 105 ± 2. Авторский. Не опубл.
19	62-295.5	6.55 ± 0.07	48.42 ± 0.18	103.5 ± 2.0	Малиновский р-н. М-е Кордонное, Гранит. U/Pb – 102.1 ± 1.5. Авторский. Не опубл.
20	ГВ-1891а	7.39 ± 0.08	50.10 ± 0.17	95 ± 2	Малиновский р-н. Гранит двуслюдяной. ЦСР
21	ГВ-1774	6.32 ± 0.07	39.08 ± 0.13	87 ± 2	Малиновский р-н. М-е Кордонное. Гранит биотитовый с роговой обманкой.
22	АТ-133	5.95 ± 0.06	42.09 ± 0.14	99 ± 2	Арминский р-н. М-в Излучинский. Гранит.
23	АТ-31	7.79 ± 0.08	56.53 ± 0.18	102 ± 2	М-е Тигриное. М-в Буреломный. Монцонит
24	АТ-314	7.16 ± 0.08	50.96 ± 0.16	100 ± 2	М-е Тигриное. М-в кл. Прямой. Гранит.
25	С-850-Г	6.77 ± 0.07	49.98 ± 0.16	103 ± 2	Бисерский м-в. Гранит.
26	АГ-412	7.32 ± 0.08	64.50 ± 0.2	123 ± 3	Горбунский м-в. Гранит. U/Pb – 131 ± 2 [21]. Rb/Sr: 127–123. [7]
27	ГВ-391	7.00 ± 0.07	32.29 ± 0.17	65.3 ± 1.5	Тернейский м-в. Гранит.
28	ГВ-1895	6.30 ± 0.07	24.28 ± 0.10	54.7 ± 1.3	Кемский м-в. Гранит.
29	СГ-57	7.18 ± 0.08	49.62 ± 0.16	97 ± 2	Северн. Сихотэ-Алинь. М-е Верхнее Мопан. Хуту- Джаурский м-в. Монцогранит. ЦСР.
30	СГ-103	6.52 ± 0.07	37.76 ± 0.12	81.6 ± 1.8	То же. М-е Надежда. М-в Сакай-Баппу.

Примечание Места отбора проб отмечены на рис. 1. ЦСР – зона Центрального Сихотэ-Алинского разлома.

Таблица 3. Данные К-Аг геохронометрии проб магаданской серии [3].

Образец	Материал	К, %	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}} \pm \sigma$ , нг/г	К-Аг возраст, млн лет $\pm 2\sigma$
2.29.1	Габбродиорит	0.82	$3.7 \pm 0.2$	$65 \pm 8$
	Биотит	6.42	$44.7 \pm 1.7$	$98 \pm 8$
	Амфибол	0.82	$4.5 \pm 0.1$	$78 \pm 8$
5.12.3	Кв. диорит	1.67	$10.5 \pm 0.1$	$89 \pm 2$
	Биотит	7.12	$47.9 \pm 0.4$	$95 \pm 2$
	Амфибол	0.79	$4.9 \pm 0.1$	$87 \pm 2$
5.8.1	Кв. диорит	1.18	$7.2 \pm 0.1$	$86 \pm 2$
	Биотит	6.64	$45.6 \pm 0.6$	$97 \pm 2$
	Амфибол	0.83	$4.4 \pm 0.1$	$74 \pm 4$
5.47.1	Гранодиорит	2.07	$12.9 \pm 0.2$	$88 \pm 2$
	Биотит	6.13	$43.5 \pm 0.2$	$100 \pm 2$
	Амфибол	0.69	$3.9 \pm 0.2$	$81 \pm 4$
3.12.1	Гранодиорит	2.74	$16.7 \pm 0.5$	$86 \pm 6$
	Биотит	6.36	$46.0 \pm 0.2$	$102 \pm 2$
	Амфибол	0.59	$4.3 \pm 0.1$	$101 \pm 6$
5.9.1	Габбродиорит	1.38	$8.1 \pm 0.1$	$83 \pm 2$
	Биотит	6.61	$47.4 \pm 0.3$	$101 \pm 2$
	Амфибол	0.82	$3.8 \pm 0.1$	$67 \pm 4$
5.41.2	Диорит	2.51	$14.9 \pm 0.1$	$84 \pm 2$
	Биотит	6.61	$49.5 \pm 1.5$	$105 \pm 6$
	Амфибол	0.77	$4.4 \pm 0.2$	$81 \pm 6$
5.12.2	Диорит	1.33	$8.2 \pm 0.2$	$87 \pm 4$
	Биотит	7.05	$46.8 \pm 0.6$	$94 \pm 2$
	Амфибол	0.61	$3.7 \pm 0.1$	$85 \pm 2$
5.46.2	Диорит	1.34	$7.2 \pm 0.2$	$76 \pm 6$
	Биотит	6.85	$46.4 \pm 0.5$	$95 \pm 2$
	Амфибол	0.74	$3.6 \pm 0.1$	$70 \pm 2$
5.46.1	Диорит	1.59	$9.7 \pm 0.1$	$86 \pm 2$
	Биотит	6.86	$46.4 \pm 0.1$	$95 \pm 2$
	Амфибол	0.67	$4.4 \pm 0.1$	$93 \pm 2$
5.45.4	Кв. диорит	2.79	$18.3 \pm 0.5$	$93 \pm 6$
	Биотит	6.80	$46.0 \pm 0.5$	$95 \pm 2$
	Амфибол	0.75	$4.3 \pm 0.1$	$80 \pm 2$

Примечание. Данные из статьи [3], использованные в таблице, округлены (и значение возраста, и его погрешность) согласно правилам математической статистики и затем пересчитаны на уровень вероятности 95 % ( $\pm 2\sigma$ ).

темы. Эта ситуация в наибольшей степени вероятна при исследовании в рудных районах.

Кроме того, как было ранее показано [37], устойчивость К-Аг системы амфибола существенно зависит от состава этого минерала, варьирующего в соответствии с изменением состава породы. В этом плане особой осторожности требуют выводы о возрасте пород монцонитоидных (субщелочных, высококальциевых) ассоциаций, в которых, как правило, бывает представлен ряд дифференциатов от габбро до

ультракислых гранитов, а роговая обманка появляется не только как результат кристаллизации расплава, но и как продукт замещения пироксенов на поздние и постмагматической стадиях [3, 4, 17]. Соответственно этому содержания главных оксидов в биотитах и амфиболах значительно варьируют, что снижает достоверность определения их «свежести – измененности» по результатам химических анализов (табл. 4, 5).

По данным [15], надежным индикатором «свежести» биотита и его пригодности для изотопно-геохронологического исследования является содержание в нем  $\text{K}_2\text{O}$  более 6 мас. %. Из исследованных нами биотитов по этому критерию измененным может быть лишь биотит из дайки, рвущей граниты главной фазы Шумнинского массива (табл. 2, обр. ГВ-727: К % –  $5.76 \pm 0.06$ ). Нами предпринята попытка оценить качество использованных для датирования минералов по содержанию (соотношению)  $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3$  (суммарное) –  $\text{K}_2\text{O}$ . При выборе оксидов мы исходили из того, что изменения биотита и амфибола в исследованных нами объектах (рудноносные магматические ассоциации) вероятнее всего могли быть связаны с воздействием гидротерм, вызывающих их хлоритизацию. В этом случае биотит может незначительно обогатиться алюминием, железом и более значительно – потерять калий, а амфибол – существенно обогатиться алюминием и железом [13]. Менее вероятны, по нашему мнению, мусковитизация биотита и актинолитизация амфибола, происходящие обычно на поздние и постмагматической стадиях кристаллизации гранитоидов.

На треугольных диаграммах (рис. 2), отражающих соотношение указанных компонентов в использованных для датирования биотитах и амфиболах, фигуративные точки образуют ареалы: более компактный – для минералов, исследованных Н.В. Андреевой с соавторами, и менее компактный – для исследованных нами. Обратим внимание, что наиболее значительно отклоняются от общего ареала точки амфиболов из монцонитоидов рудных районов – Комсомольского и Верхне-Курского [9, 11], в которых именно с монцонитоидами связана оловянная минерализация. В целом положение на этой диаграмме биотитов и амфиболов может свидетельствовать о большей стабильности состава биотитов.

Поскольку треугольная диаграмма не фиксирует истинного содержания элементов в минерале, в качестве дополнения использована диаграмма соотношения содержаний (атомные количества) алюминия и калия (рис. 3). Она показывает, что исследованные нами биотиты, за исключением биотита из монцонитоидов Верхне-Курского района (табл. 1, № 8), попадают в поле неизменных разновидностей, в то время как для амфиболов изменение (вероятнее все-

Таблица 4. Химический состав некоторых исследованных авторами интрузивных пород (п) и выделенных из них амфиболов (а) и биотитов (б).

Параметр	ЧГ-333	ЧГ-333	ЧГ-333	8233	8233	8233	АГ-109	АГ-109	АГ-109	А-117	А-117
	(п)	(а)	(б)	(п)	(а)	(б)	(п)	(а)	(б)	(п)	(а)
	1	1	1	2	2	2	3	3	3	4	4
SiO <sub>2</sub>	67.65	48.60	35.94	68.75	42.83	34.20	64.20	45.40	36.33	65.27	47.90
TiO <sub>2</sub>	0.44	1.17	4.72	0.48	1.70	4.05	0.498	1.34	3.13	0.63	1.06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.81	5.10	14.69	14.38	9.72	15.23	16.64	7.30	14.32	16.28	5.02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.52	2.16	1.14	1.77	2.93	5.85	1.66	4.16	3.33	2.81	0.64
FeO	2.94	15.26	19.52	2.68	21.93	25.00	2.53	12.71	18.22	1.44	12.07
MnO	0.09	0.40	0.20	0.08	0.86	0.25	0.07	0.52	0.28	0.06	0.58
MgO	1.64	11.66	10.76	1.02	5.04	3.74	2.48	13.12	11.01	1.95	17.07
CaO	3.64	11.56	-	2.41	9.54	0.92	5.14	10.90	0.34	2.73	11.76
Na <sub>2</sub> O	2.82	1.08	0.48	3.19	1.85	0.42	3.85	0.79	0.14	3.71	0.86
K <sub>2</sub> O	4.41	0.60	7.90	4.40	1.08	7.56	2.30	0.60	8.25	3.97	0.37
H <sub>2</sub> O	0.48	1.91	3.63	0.56	1.66	2.04	0.43	2.79	4.50	0.80	2.27
F	0.10	0.30	0.50	0.12	0.75	0.40	0.03	0.15	0.15	0.08	0.20
Сумма	99.54	99.80	99.48	99.84	99.89	99.66	99.82	99.78	100.00	99.73	99.54
К-Аг возраст, млн лет		87 ± 4	91 ± 2		92 ± 3	91.5 ± 2.0		101 ± 3	81.1 ± 1.9		92 ± 5

Параметр	А-117	С-51	С-51	С-51	С-54	С-54	С-54	ГВ-1357	ГВ-1271	АГ-443	АГ-411
	(б)	(п)	(а)	(б)	(п)	(а)	(б)	(п)	(п)	(п)	(п)
	4	5	5	5	6	6	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	35.80	64.80	48.50	36.28	69.10	46.60	34.20	60.81	57.30	61.83	66.23
TiO <sub>2</sub>	4.13	0.63	0.97	4.43	0.43	1.00	4.50	0.71	0.74	0.63	0.49
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.60	15.18	3.60	12.55	15.25	5.40	13.02	16.15	17.37	16.33	15.02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.51	2.62	0.27	1.29	0.44	8.00	2.97	6.34	1.86	5.04	4.14
FeO	16.04	2.50	18.04	19.49	2.71	14.70	21.13		5.87	0.50	
MnO	0.32	0.09	0.37	0.20	0.05	0.39	0.24	0.13	0.12	0.10	0.08
MgO	15.26	2.63	13.20	12.11	1.40	9.20	9.05	2.61	3.79	2.55	1.98
CaO	1.45	4.10	11.30	0.15	2.99	10.20	0.90	4.04	6.25	5.07	3.55
Na <sub>2</sub> O	0.17	2.85	0.80	0.19	3.00	1.48	0.62	3.30	3.06	3.97	3.32
K <sub>2</sub> O	8.33	3.25	0.78	9.48	3.80	1.40	9.22	4.41	1.50	2.45	3.54
H <sub>2</sub> O	2.33	0.81	1.80	2.92	0.48	1.90	3.53	1.46	0.90	0.89	0.63
F	0.31		0.40	0.70	0.15	0.24	0.77		0.045		0.043
Сумма	99.80	99.46	100.03	99.79	99.8	100.51	100.15	99.96	99.55	99.36	99.11
К-Аг возраст, млн лет	98.5 ± 2.0		103 ± 5	104 ± 5		84 ± 5	113 ± 5				

*Примечание.* Основные характеристики образцов приведены в табл. 1; для проб 7–10 анализы биотита и амфибола отсутствуют. Химический состав датированных минералов определен валовым силикатным анализом в лаборатории химико-аналитических методов исследования ДВГИ ДВО РАН.

го – хлоритизация) может предполагаться для четырех проб из шести. Расчет формул амфиболов и биотитов (табл. 6) фиксирует существенное отклонение от стехиометрии только для амфибола и биотита из гранодиоритов западной части Приисковского массива

(проба АГ-109), описание которого дано ниже. Отметим, что обусловлено это избыточным содержанием в данных анализа воды и что на использованных нами диаграммах (рис. 2, 3) исследуемые минералы определяются как «неизменные». Дополни-

Таблица 5. Химический состав пород (п) магаданской серии и выделенных из них амфиболов (а) и биотитов (б), по [3].

Параметр	2.29.1 (п)	2.29.1 (а)	2.29.1 (б)	5.12.2 (п)	5.12.2 (а)	5.12.2 (б)	5.41.2 (п)	5.41.2 (а)	5.41.2 (б)	5.45.4 (п)	5.45.4 (а)	5.45.4 (б)	5.30.1 (п)	2.30.1 (п)	2.30.1 (б)
SiO <sub>2</sub>	51.73	48.65	38.60	57.96	47.49	36.84	53.91	49.35	38.13	59.76	47.37	37.72	69.06	71.24	37.31
TiO <sub>2</sub>	1.08	1.32	2.61	0.92	1.11	3.10	1.46	0.71	3.39	1.07	1.00	2.86	0.40	0.37	3.17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.24	6.45	15.06	16.32	7.39	14.75	11.33	6.28	14.30	12.23	7.99	14.75	15.18	14.10	13.51
FeO	8.94	13.28	17.31	8.34	16.18	18.70	14.81	14.77	18.77	11.33	15.25	18.32	3.56	2.64	19.73
MnO	0.17	0.22	0.12	0.13	0.49	0.15	0.27	0.61	0.25	0.18	0.46	0.32	0.06	0.04	0.19
MgO	4.41	14.64	13.48	4.00	12.27	11.57	6.97	13.02	11.70	4.05	12.35	11.56	1.22	0.77	10.72
CaO	8.50	11.39	0.03	6.12	11.30	0.00	6.08	11.25	0.01	4.33	11.34	0.01	3.59	2.42	0.01
Na <sub>2</sub> O	4.16	1.10	0.13	3.14	1.12	0.12	1.87	1.10	0.05	2.39	1.41	0.08	3.14	3.58	0.03
K <sub>2</sub> O	0.98	0.53	9.03	2.38	0.73	9.14	2.88	0.57	9.06	3.94	0.84	8.95	3.61	4.02	8.66
п.л.д.	0.58	2.06	4.04	0.63	2.01	3.90	0.43	2.04	3.97	0.293	2.03	3.94	0.17	0.66	3.85
Сумма	98.96	99.64	100.42	100.10	100.09	98.27	100.25	99.70	99.63	99.57	100.04	98.51	99.99	99.84	100.09
K-Аг	65 ± 8	78 ± 8	98 ± 8	87 ± 4	85 ± 2	94 ± 2	84 ± 2	81 ± 6	105 ± 6	93 ± 6	80 ± 2	95 ± 2	86 ± 2	85 ± 4	98 ± 4
возраст, млн лет															

Примечание. «Данные получены в лаборатории рентгеноспектрального анализа СВКНИИ ДВО РАН на микроанализаторе «Камебакс» [3] с. 181).

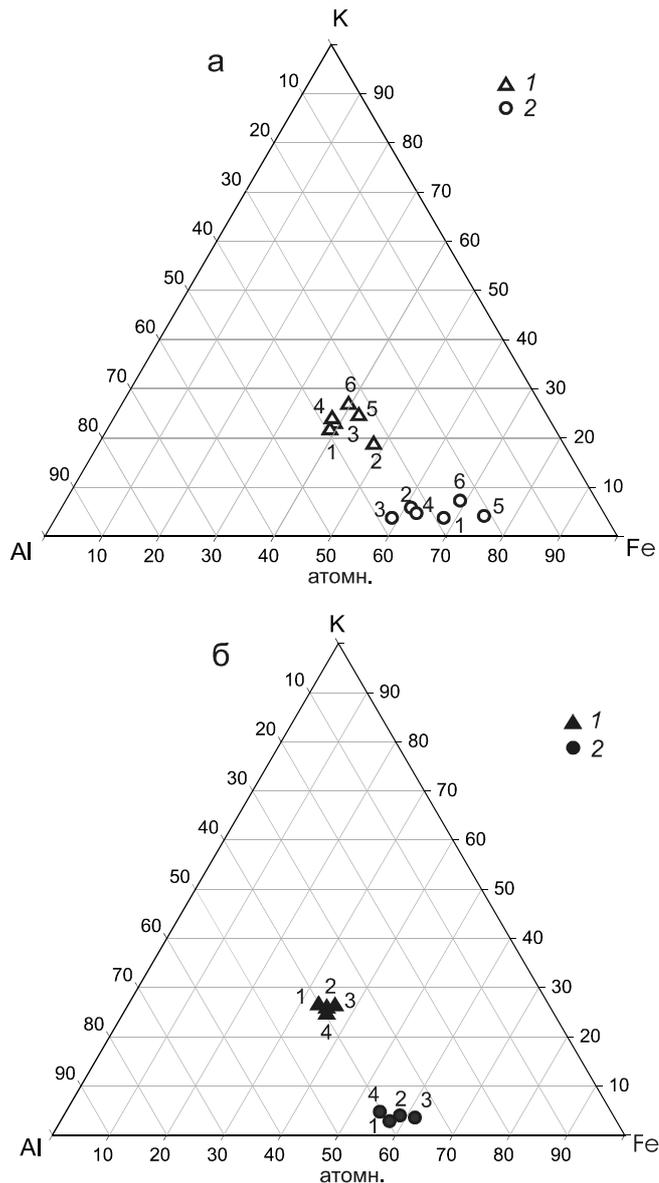
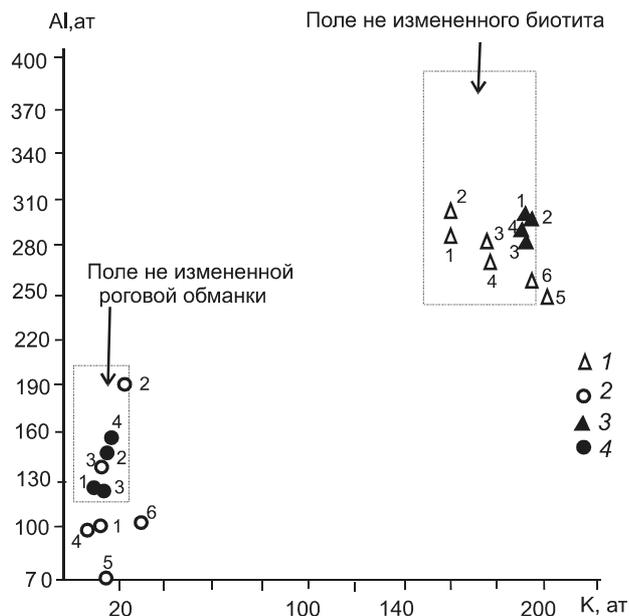


Рис. 2. Соотношение содержаний элементов – индикаторов постмагматического изменения в исследованных биотитах (1) и амфиболах (2).

а – по данным авторов, табл. 4: 1 – ЧГ-333, 2 – 8233, 3 – АГ-109, 4 – ГВ-117, 5 – С-51, 6 – С-54, 7 – ГВ-1357, 8 – ГВ-1271. б – по [3] табл. 5: 1 – 2.29.1, 2 – 5.12.2, 3 – 5.41.2, 4 – 5.45.4.

Номера точек соответствуют порядковым номерам проб в таблицах.

ным источником информации в таких случаях может быть исследование минералов в прозрачных шлифах. Приведенные нами фотографии (рис. 4) показывают, например, что в северо-западной части Приискового массива (АГ-109) различие в возрасте биотита и амфибола, вероятнее всего, не обусловлено их постмагматическим преобразованием. В восточной части, где амфибол и биотит присутствуют в сростках с пи-



**Рис. 3.** Вариации содержаний алюминия и калия в исследованных биотитах и амфиболах.

1, 2 – по данным авторов, табл. 4: 1 – биотит, 2 – амфибол. 1 – ЧГ-333, 2 – 8233, 3 – АГ-109, 4 – ГВ-117, 5 – С-51, 6 – С-54. 3, 4 – по [3], табл. 5: 1 – 2.29.1, 2 – 5.12.2, 3 – 5.41.2, 4 – 5.45.4.

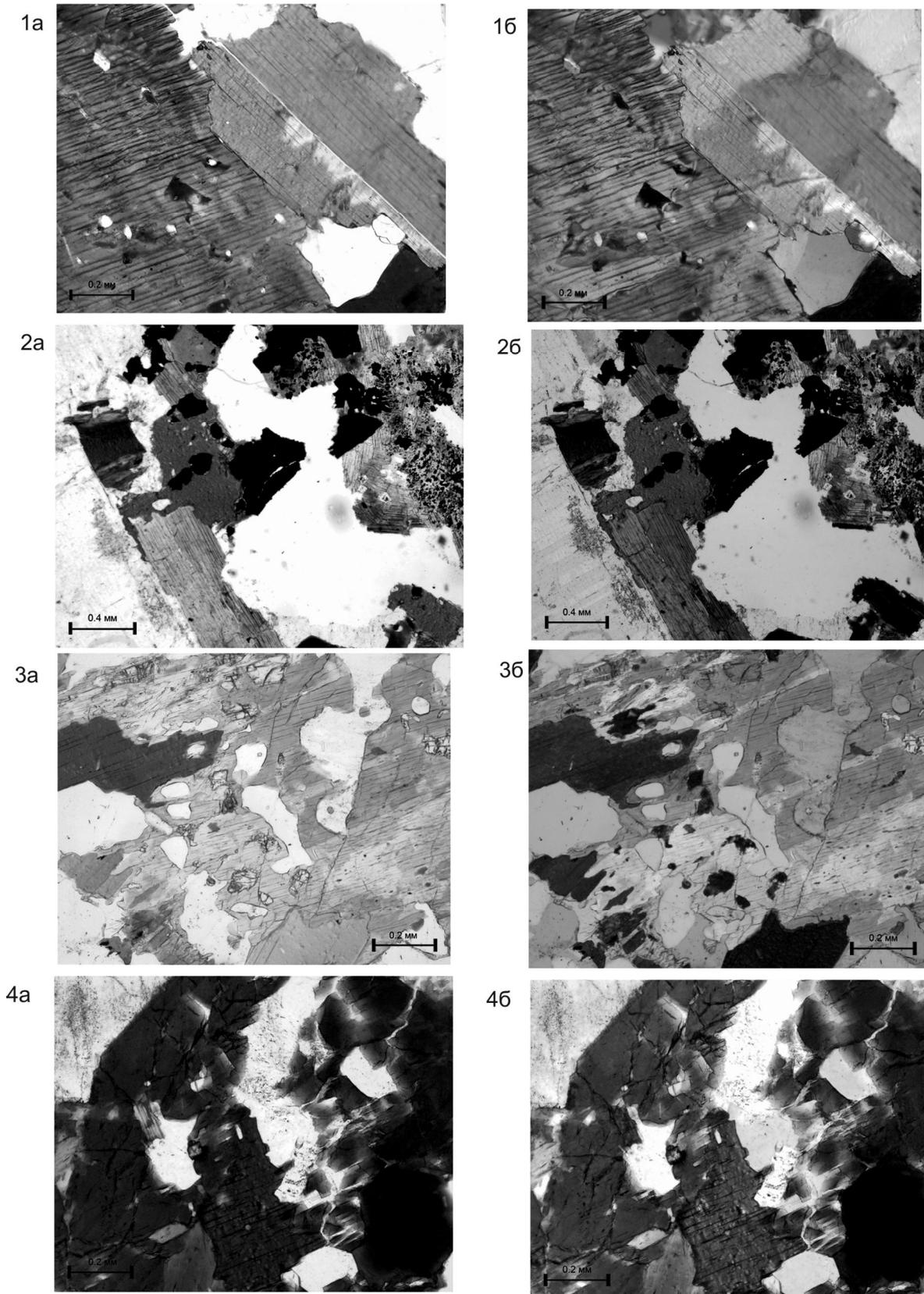
ритом, изменение их кажется более интенсивным, а разница в изотопном возрасте, тем не менее, близка к инструментальной погрешности. Для Чалбинского массива выявляются различия в характере изменения биотита и амфибола совмещенных в нем монцонитов (ЧГ-335. аналог ЧГ-333) и известково-щелочных гранитов (8233), которые подтверждают представления о том, что «молодость» амфибола в монцонитах может быть связана с особенностями его происхождения (реликты пироксена в амфиболе) и более интенсивным, в сравнении с биотитом, постмагматическим преобразованием.

В поиске причин выявленного различия изотопных возрастов биотита и амфибола обратим внимание на замечание Н.И. Ненашева и А.И. Зайцева [23]: «Различный калий-аргоновый возраст породообразующих минералов из одного массива и даже одного образца объясняется неодновременным запиранием К-Аг системы в отношении диффузии из них радиогенного аргона после их кристаллизации...» (Примечание к табл. 7; стр. 38). В исследуемой нами минеральной паре температуры закрытия составляют [37]: для амфибола – 550–500°С, для биотита – 240–320°С (по [38], для амфибола – 400–600°С, для биотита – 350–400°С), что в условиях длительного остывания, очевидно, должно обусловить более древние К-Аг датировки для амфибола. Обсуждаемое нами проти-

воположное соотношение возрастов может быть обусловлено наличием в биотите избыточного аргона, что, по данным [15, 32], – явление достаточно редкое и чаще всего наблюдается в породах основного состава. Последнее замечание кажется нам важным, поскольку «древность» датировок по биотиту, в сравнении с датировками по амфиболу, в нашем исследовании наиболее отчетливо проявилась в гранитоидах «повышенной основности» – монцонитоидных ассоциациях. На использованных нами классификационных диаграммах эти гранитоиды, за редким исключением, определяются как породы известково-щелочной высококалийевой серии (рис. 5). В гранитоидах среднекалийевой известково-щелочной серии Приисковского, Усть-Арминского и Чалбинского массивов более древние даты в большинстве случаев получены по роговой обманке (табл. 1). Вопрос о закономерности этого явления требует детального исследования. Сегодня же неоспоримым фактом является то, что и по данным нашего исследования, и по данным Н.В. Андреевой с коллегами [3] в парагенетической триаде амфибол – биотит – порода в абсолютном большинстве проб изотопный калий-аргоновый возраст биотита является наиболее древним. Об этом наглядно свидетельствует построенная по материалам Н.В. Андреевой гистограмма [20], которую мы воспроизводим без редактирования (рис. 6). При этом разница в изотопном возрасте биотита с валовой пробой и амфиболом здесь весьма значительная и, как правило, превышает инструментальную погрешность. Это обуславливает необходимость ответа на вопрос: что же ближе к истинному возрасту кристаллизации гранитоидов?

Исходя из того, что появление такой «разницы» с наибольшей вероятностью обусловлено событиями постмагматическими, можно предположить, что изотопная К-Аг система амфибола, более устойчивая (в среднем около 500°С) к термальному воздействию, чем система биотита (в среднем около 300°С), при термохимическом воздействии (флюиды и гидротермы) оказывается менее устойчивой. Этот вариант, обосновывающий предпочтительность датировок по биотиту, уже рассматривался нами выше.

С другой стороны, в сложных дифференцированных магматических ассоциациях биотит часто, особенно в породах среднего и основного состава, является наложенным поздне- и постмагматическим. В этом варианте вполне вероятно присутствие в нем избыточного аргона, захваченного из раннего постмагматического флюида или гидротермального раствора, и повышенный возраст. Однако такие образцы могут быть отбракованы уже на ранних стадиях пробоподготовки по результатам петрографического исследования.



**Рис. 4.** Фотографии прозрачных шлифов. а – николи параллельные, б – николи скрещенные.

1, 2 – Приисковый массив. Арминский рудный район (см. табл. 1): 1 (АГ-109) – С-3 часть массива. Гранодиорит. Амфибол (слева) представляется слабо измененным, биотит (справа сверху) – не измененным, возможно наложенным.

Важнейшим в оценке достоверности и близости к истинному возрасту гранитоидов датировок по биотиту и (или) амфиболу мы рассматриваем результаты параллельного датирования другими методами (табл. 1, 2). В этом отношении наиболее изучены монцонитоиды западной части Кавалеровского рудного района, слагающие здесь крупные Березовский и Ара-

ратский массивы и группу более мелких интрузивных тел Соболиного ареала [10].

Датировки пробы монцонита Березовского массива (табл. 1, №1) составляют: К-Аг по амфиболу –  $99 \pm 4$  млн лет, то же по биотиту –  $102 \pm 2$  млн лет; U-Pb по циркону –  $102.8 \pm 2$  млн лет. Датирование образца кварцевого монцонита этого же массива

**Таблица 6. Расчетные формулы минералов в исследованных парах амфибол + биотит.**

**Амфиболы** (к табл. 4)

1. **ЧГ-333**  $(Ca_{1.84} Na_{0.31} K_{0.11})_{2.26} (Mg_{2.58} Fe^{2+}_{1.90} Fe^{3+}_{0.24} Al_{0.11} Ti_{0.13} Mn_{0.05})_{5.01} ((Si_{7.22} Al_{0.78})_{8.00} O_{22.00}) (OH_{1.89} O_{0.11})_{2.00}$
2. **8233**  $(Ca_{1.59} Na_{0.56} K_{0.21})_{2.36} (Mg_{1.17} Fe^{2+}_{2.85} Fe^{3+}_{0.34} Al_{0.42} Ti_{0.20} Mn_{0.07})_{5.05} ((Si_{6.64} Al_{1.36})_{8.00} O_{22.00}) (OH_{1.72} O_{0.28})_{2.00}$
3. **АГ-109**  $(Ca_{1.72} Na_{0.23} K_{0.11})_{2.06} (Mg_{2.87} Fe^{2+}_{1.56} Fe^{3+}_{0.46} Al_{0.11} Ti_{0.15} Mn_{0.07})_{5.22} ((Si_{6.67} Al_{1.33})_{8.00} O_{22.00}) (OH_{2.73} O_{0.11})_{2.84}$
4. **А-117**  $(Ca_{1.84} Na_{0.24} K_{0.07})_{2.15} (Mg_{3.71} Fe^{2+}_{1.47} Fe^{3+}_{0.07} Al_{0.00} Ti_{0.12} Mn_{0.07})_{5.00} ((Si_{6.99} Al_{0.86})_{7.85} O_{22.00}) (OH_{2.21} O_{0.11})_{2.34}$
5. **С-51**  $(Ca_{1.82} Na_{0.23} K_{0.15})_{2.2} (Mg_{2.91} Fe^{2+}_{2.26} Fe^{3+}_{0.03} Al_{0.11} Ti_{0.11} Mn_{0.05})_{5.01} ((Si_{7.28} Al_{0.64})_{7.92} O_{22.00}) (OH_{1.80} O_{0.20})_{2.00}$
6. **С-54**  $(Ca_{1.64} Na_{0.43} K_{0.27})_{2.34} (Mg_{2.06} Fe^{2+}_{1.85} Fe^{3+}_{0.91} Al_{0.07} Ti_{0.11} Mn_{0.05})_{5.01} ((Si_{7.01} Al_{0.89})_{8.00} O_{22.00}) (OH_{1.91} O_{0.09})_{2.00}$

**Биотиты** (к табл. 4)

1. **ЧГ-333**  $K_{0.77} (Fe^{2+}_{1.25} Fe^{3+}_{0.07} Mg_{1.22} Ti_{0.27} Al_{0.06} Mn_{0.01})_{2.88} ((Si_{2.74} Al_{1.26})_{4.00} O_{10.00}) (O_{0.03} OH_{1.85} F_{0.12})_{2.00}$
2. **8233**  $K_{0.75} (Fe^{2+}_{1.63} Fe^{3+}_{0.34} Mg_{0.44} Ti_{0.24} Al_{0.07} Mn_{0.02})_{2.74} ((Si_{2.67} Al_{1.33})_{4.00} O_{10.00}) (O_{0.80} OH_{1.10} F_{0.10})_{2.00}$
3. **АГ-109**  $K_{0.80} (Fe^{2+}_{1.16} Fe^{3+}_{0.19} Mg_{1.25} Ti_{0.18} Al_{0.06} Mn_{0.02})_{2.86} ((Si_{2.77} Al_{1.23})_{4.00} O_{10.00}) (O_{0.03} OH_{2.26} F_{0.04})_{2.33}$
4. **А-117**  $K_{0.79} (Fe^{2+}_{1.00} Fe^{3+}_{0.14} Mg_{1.69} Ti_{0.23} Al_{0.06} Mn_{0.02})_{3.14} ((Si_{2.66} Al_{1.19})_{3.85} O_{10.00}) (O_{0.74} OH_{1.19} F_{0.07})_{2.00}$
5. **С-51**  $K_{0.93} (Fe^{2+}_{1.25} Fe^{3+}_{0.07} Mg_{1.38} Ti_{0.26} Al_{0.06} Mn_{0.01})_{3.03} ((Si_{2.78} Al_{1.13})_{3.91} O_{10.00}) (O_{1.32} OH_{1.51} F_{0.17})_{2.00}$
6. **С-54**  $K_{0.92} (Fe^{2+}_{1.39} Fe^{3+}_{0.18} Mg_{1.06} Ti_{0.27} Al_{0.06} Mn_{0.02})_{2.98} ((Si_{2.68} Al_{1.20})_{3.88} O_{10.00}) (O_{0.03} OH_{1.84} F_{0.19})_{2.06}$

**Амфиболы** (к табл. 5)

1. **2.29.1**  $(Ca_{1.78} Na_{0.31} K_{0.10})_{2.12} (Mg_{3.19} Fe^{2+}_{1.62} Fe^{3+}_{0.22} Al_{0.22} Ti_{0.15} Mn_{0.03})_{5.21} ((Si_{7.11} Al_{0.89})_{8.00} O_{22.00}) (OH_{2.01} O_{0.01})_{2.01}$
2. **5.12.2**  $(Ca_{1.79} Na_{0.32} K_{0.14})_{2.36} (Mg_{2.71} Fe^{2+}_{2.00} Fe^{3+}_{0.31} Al_{0.31} Ti_{0.12} Mn_{0.06})_{5.20} ((Si_{7.02} Al_{0.98})_{8.00} O_{22.00}) (OH_{1.98} O_{0.02})_{2.00}$
3. **5.41.2**  $(Ca_{1.77} Na_{0.31} K_{0.11})_{2.19} (Mg_{2.85} Fe^{2+}_{1.81} Fe^{3+}_{0.34} Al_{0.34} Ti_{0.08} Mn_{0.08})_{5.16} ((Si_{7.25} Al_{0.75})_{8.00} O_{22.00}) (OH_{2.0} O_{0.0})_{2.00}$
4. **5.45.4**  $(Ca_{1.79} Na_{0.40} K_{0.16})_{2.35} (Mg_{2.72} Fe^{2+}_{1.88} Fe^{3+}_{0.38} Al_{0.38} Ti_{0.11} Mn_{0.06})_{5.15} ((Si_{6.99} Al_{1.01})_{8.00} O_{22.00}) (OH_{2.00} O_{0.0})_{2.00}$

**Биотиты** (к табл. 5)

1. **2.29.1**  $K_{0.85} (Fe^{2+}_{1.07} Fe^{3+}_{0.07} Mg_{1.49} Ti_{0.15} Al_{0.18} Mn_{0.01})_{2.90} ((Si_{2.86} Al_{1.14})_{4.00} O_{10.00}) (O_{2.00} OH_{1.85} F_{0.12})_{2.00}$
2. **5.12.2**  $K_{0.90} (Fe^{2+}_{1.20} Fe^{3+}_{0.34} Mg_{1.32} Ti_{0.18} Al_{0.16} Mn_{0.01})_{2.87} ((Si_{2.83} Al_{1.17})_{4.00} O_{10.00}) (O_{2.00} OH_{1.10} F_{0.10})_{2.00}$
3. **5.41.2**  $K_{0.87} (Fe^{2+}_{1.18} Fe^{3+}_{0.19} Mg_{1.32} Ti_{0.19} Al_{0.15} Mn_{0.02})_{2.86} ((Si_{2.88} Al_{1.12})_{4.00} O_{10.00}) (O_{2.00} OH_{2.26} F_{0.04})_{2.33}$
4. **5.45.4**  $K_{0.87} (Fe^{2+}_{1.17} Fe^{3+}_{0.14} Mg_{1.31} Ti_{0.16} Al_{0.19} Mn_{0.02})_{2.85} ((Si_{2.87} Al_{1.13})_{4.00} O_{10.00}) (O_{2.00} OH_{1.19} F_{0.07})_{2.00}$
5. **2.30.1**  $K_{0.86} (Fe^{2+}_{1.28} Fe^{3+}_{0.18} Mg_{1.24} Ti_{0.19} Al_{0.14} Mn_{0.01})_{2.86} ((Si_{2.90} Al_{1.10})_{4.00} O_{10.00}) (O_{2.00} OH_{1.84} F_{0.19})_{2.06}$

*Примечание.* Расчет формул минералов выполнен по обычному кислородному методу; для амфибола количество анионов – 24, для биотита – 12.

**Рис. 4.**

**Расчетные формулы:** амфибол –  $(Ca_{1.72} Na_{0.3} K_{0.11})_{2.06} (Mg_{2.87} Fe^{2+}_{1.56} Fe^{3+}_{0.46} Al_{0.11} Ti_{0.15} Mn_{0.07})_{5.22} ((Si_{6.67} Al_{1.33})_{8.00} O_{22.00}) (OH_{2.73} O_{0.11})_{2.84}$ ; биотит –  $K_{0.80} (Fe^{2+}_{1.16} Fe^{3+}_{0.19} Mg_{1.25} Ti_{0.18} Al_{0.06} Mn_{0.02})_{2.86} ((Si_{2.77} Al_{1.23})_{4.00} O_{10.00}) (O_{0.03} OH_{2.26} F_{0.04})_{2.33}$ ;

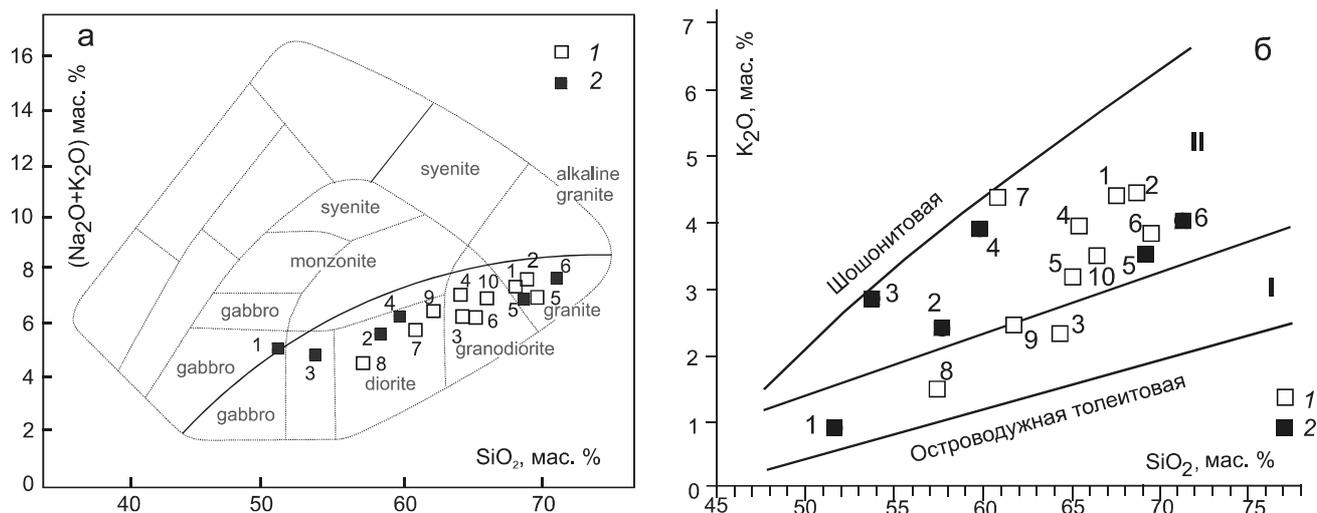
2 (АГ-443) – Ю-В часть массива. Кварцевый диорит. Амфибол и биотит относительно слабо и примерно в одинаковой степени изменены. И то, и другое в сростках с пиритом.

3, 4 – Чалбинский массив. Комсомольский рудный район: 3 (ЧГ-333) – восточная часть массива. Монцониты (монцограниты) оловоносного комплекса. Роговая обманка (амфибол) слабо актинолитизирована, с реликтами пироксена. Биотит не измененный (слабо измененный).

**Расчетные формулы:** амфибол –  $(Ca_{1.84} Na_{0.31} K_{0.11})_{2.26} (Mg_{2.58} Fe^{2+}_{1.90} Fe^{3+}_{0.24} Al_{0.11} Ti_{0.13} Mn_{0.05})_{5.01} ((Si_{7.22} Al_{0.78})_{8.00} O_{22.00}) (OH_{1.89} O_{0.11})_{2.00}$ ; биотит –  $K_{0.77} (Fe^{2+}_{1.25} Fe^{3+}_{0.07} Mg_{1.22} Ti_{0.27} Al_{0.06} Mn_{0.01})_{2.88} ((Si_{2.74} Al_{1.26})_{4.00} O_{10.00}) (O_{0.03} OH_{1.85} F_{0.12})_{2.00}$

4 (8233) – западная часть массива. Биотитовый с роговой обманкой гранит. В амфибол-биотитовом сростке оба минерала в равной степени (незначительно) изменены.

**Расчетные формулы:** амфибол –  $(Ca_{1.59} Na_{0.56} K_{0.21})_{2.36} (Mg_{1.17} Fe^{2+}_{2.85} Fe^{3+}_{0.34} Al_{0.42} Ti_{0.20} Mn_{0.07})_{5.05} ((Si_{6.64} Al_{1.36})_{8.00} O_{22.00}) (OH_{1.72} O_{0.28})_{2.00}$ ; биотит –  $K_{0.75} (Fe^{2+}_{1.63} Fe^{3+}_{0.34} Mg_{0.44} Ti_{0.24} Al_{0.07} Mn_{0.02})_{2.74} ((Si_{2.67} Al_{1.33})_{4.00} O_{10.00}) (O_{0.80} OH_{1.10} F_{0.10})_{2.00}$



**Рис. 5.** Положение исследованных образцов на диаграммах классификации магматических пород по: а [40]; б [39]

На диаграмме по [39] римскими цифрами обозначены поля пород: I – среднекальциевых известково-щелочных, II – высококальциевых известково-щелочных.

I – по данным авторов, табл. 4: 1 – ЧГ-333, 2 – 8233, 3 – АГ-109, 4 – ГВ-117, 5 – С-54, 6 – С-51, 7 – ГВ-1357, 8 – ГВ-1271, 9 – АГ-443, 10 – АГ-411; 2 – по [3], табл. 5: 1 – 2.29.1, 2 – 5.12.2, 3 – 5.41.2, 4 – 5.45.4, 5 – 5.30.1, 6 – 2.30.1.

(табл. 2, № 2) фиксирует его изотопный возраст: К-Аг по биотиту –  $102.5 \pm 2.0$  млн лет, U-Pb по циркону –  $99.3 \pm 1.5$  млн лет.

Для образца кварцевого монцодиорита Арагатского массива (табл. 1, № 3), который рассматривается как частично вскрытое на поверхности южное продолжение массива Березовского, параллельная Rb-Sr дата ( $113 \pm 2$  млн лет) более древняя в сравнении с датировками как по биотиту (98.3 млн лет), так и по амфиболу (92 млн лет). Близкая к Rb-Sr и самая древняя для рассматриваемой группы пород К-Аг дата ( $115 \pm 3$  млн лет) (табл. 2, № 1) получена по биотиту из включения биотит-пироксенового габбро в монцонитах Арагатского массива.

Для расположенной южнее (ок. 20 км) Арагатского массива группы более мелких интрузивных тел «Соболиного ареала» параллельное датирование проведено по образцу кварцевых монцодиоритов (№ 4, табл. 1), К-Аг возраст которого по биотиту –  $105 \pm 2$ , по роговой обманке –  $91 \pm 5$  млн лет. Датировка по Rb-Sr изохроне –  $106 \pm 2$ , вполне очевидно, совпадает с калий-аргоновой датировкой по биотиту. Для этих же пород В.Г. Сахно с соавторами [29] получена U-Pb датировка  $103.5 \pm 1.5$  млн лет, которая также фиксирует большую надежность К-Аг датирования по биотиту в сравнении с амфиболом.

В целом результаты проведенного нами датирования монцонитоидов западной части Кавалеровского рудного района показывают их формирование во временном интервале альбского века: по биотиту –

105.0–97.0 ( $\pm 2$ ) млн лет; по циркону –  $102.8\text{--}99.3$  ( $\pm 2$ ) млн лет; по амфиболу –  $99.0\text{--}91.0$  ( $\pm 2$ ) млн лет. Аналогично, в удаленном примерно на 25 км к СВ Краснореченском рудном районе К-Аг датировка монцодиорита по биотиту (95.5 млн лет; табл. 1, № 5) совпадает в пределах приведенной погрешности с Rb-Sr изохронной датировкой (валовая проба + полевой шпат + амфибол + биотит) –  $98.4 \pm 6$  млн лет, в то время как возраст по амфиболу ( $91 \pm 4$  млн лет) представляется немного заниженным. Причины этого очевидны, поскольку интрузив, для которого выполнено датирование, расположен в рудном поле свинцово-цинкового с оловом месторождения Южное. Тем не менее, результат, полученный по биотиту и подтвержденный Rb-Sr изохроной, укладывается в региональный альбский этап монцонитоидного магматизма.

Отдельного обсуждения, по нашему мнению, заслуживает результат, полученный по биотитам из гранитов Шумненского массива (комплекса), локализованного в крайней западной части Кавалеровского района непосредственно в зоне Центрального Сихотэ-Алиньского разлома – ЦСР (табл. 2, № 9-13). Подтвержденный U-Pb датировкой по циркону, он еще раз показывает достоверность К-Аг дат по биотиту даже в случае интенсивной тектонической нарушения гранитоидов (зона ЦСР) и демонстрирует возможности метода при исследовании истории формирования интрузивных тел и эволюции рудно-магматических систем (РМС). В частности, установлена соответствующая геологическим данным, временная

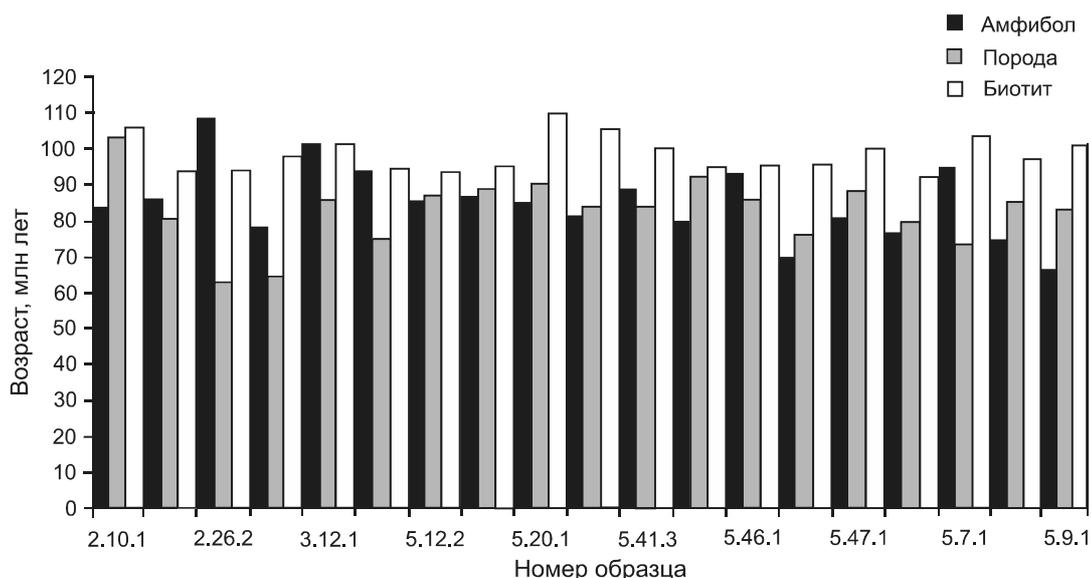


Рис. 6. Гистограмма К-Аг датировок пород и минералов магаданского комплекса. Массив Магаданский [20].

последовательность формирования крупнозернистых биотитовых, рвущих их мелкозернистых с биотитом гранитов и, наконец, пегматитов. Этот ряд (в петрогенетической терминологии – комплекс), в соответствии с датировками, может начинаться с гранодиоритов (78.8 млн лет; табл. 2, № 7, 8), выявленных при бурении скважин на рудопроявлении «Интересное» вблизи северо-западного контакта Березовского массива, и заканчиваться редкометалльными гранитами (65 млн лет; табл. 2, № 12), слагающими локальное тело в южной части Шумненского массива [24]. Положение в нем редкометалльных гранитов требует дополнительного обоснования, поскольку изотопный возраст их (65 млн лет) и гранитов главной фазы массива (76.0 млн лет) фиксирует возможную принадлежность указанных гранитов к разным этапам геодинамической эволюции региона и не позволяет рассматривать их как фазы одного комплекса. Более вероятно, что редкометалльные граниты образуют генетическую ассоциацию с гранитами (67.5 млн лет; табл. 2, № 13), обнаруженными на глубине около 630 м на рудопроявлении Кедровое (рис. 1).

Для гранитов Садовского интрузива, расположенного на удалении около 20 км к западу от Центрального Сихотэ-Алинского разлома, и, соответственно, Кавалеровского рудного района, по биотиту получен возраст около 90 млн лет, что соответствует времени образования гранитоидов Центрального плутонического пояса [1, 2, 28]. Отметим, что идентичный возраст определен нами по биотиту для кварцевых диоритов в центральной части района (Угловая вулканотектоническая структура (ВТС), фиксирую-

щих ранний, туронский этап в эволюции надсубдукционного Сихотэ-Алинского пояса.

В юго-западной части Арминского рудного района нами выполнено датирование по биотиту и амфиболу (всего 6 проб; см. табл. 1, 2) гранитоидов Приисковского массива (рис. 7), а также пространственно близких к нему Левобережного (Нижне-Перевального, по [27]), и Усть-Арминского массивов. Повышенное внимание к Приисковому массиву обусловлено тем, что охарактеризованная еще в первой половине прошлого века по данным геологических и аналитических исследований его гетерогенность [18] не имеет достаточного геохронологического обоснования. Это, в свою очередь, обуславливает незавершенность металлогенических построений, важность которых определяется совмещением на площади массива и в его ближайшем обрамлении разных по генезису и по перспективам объектов оловянной и золотой минерализации.

По результатам нашего исследования установлено, что преобладающие в составе Приисковского интрузива гранодиориты и меланократовые граниты имеют возраст 100–97 млн лет. При этом в датировках по паре биотит-амфибол, в противоречии с выявленной нами «закономерностью», более древними являются даты по амфиболу. И если для гранитоидов юго-восточной части массива это различие ( $100 \pm 3$  и  $97 \pm 2$  млн лет) лежит в пределах перекрытия аналитических погрешностей дат, то для северо-западной ( $100.5 \pm 3$  и  $81.1 \pm 1.9$ ) оно более значительно и требует своего объяснения. В этой связи обратим внимание на К-Аг датировки по биотиту для гранитов, рву-

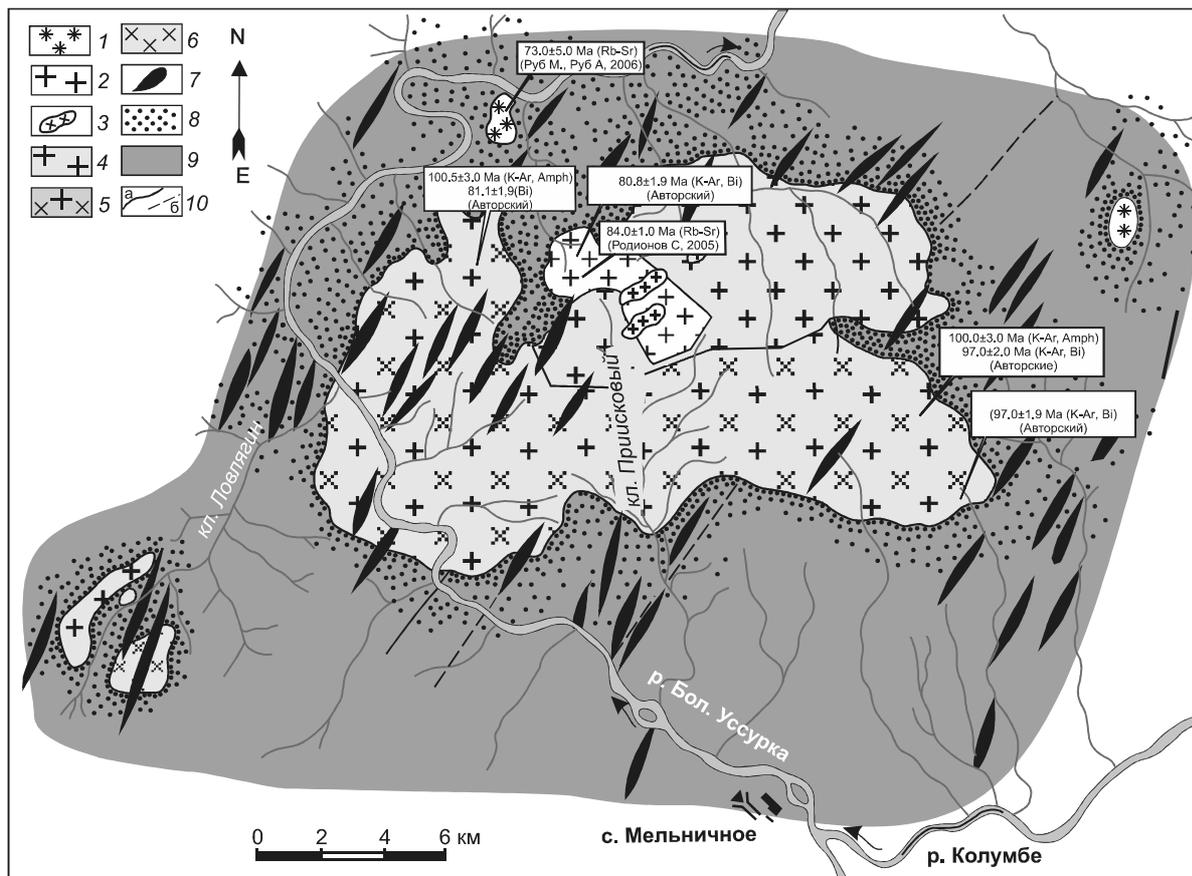


Рис. 7. Геологическая схема Приискового массива с указанием места отбора проб и результатами их датирования. При построении схемы за основу приняты данные [18].

1–3 – граниты позднемеловой вулканоплутонической ассоциации Сихотэ-Алинского пояса (субдукционные): 1 – гранит-порфиры и порфировидные граниты, 2 – мелкозернистые биотитовые граниты, 3 – средне- и крупнозернистые граниты биотитовые, иногда с роговой обманкой; 4–6 – гранитоиды раннемеловой плутонической ассоциации (досубдукционные): 4 – среднезернистые порфировидные биотитовые (с мусковитом) граниты, 5 – среднезернистые меланократовые граниты и гранодиориты с биотитом, роговой обманкой, редко с пироксеном, 6 – монцодиориты и монцониты; 7 – дайки базитов пред- и постгранитные; 8 – зоны приконтактового ороговивания; 9 – терригенный комплекс Журавлевского террейна, преимущественно алевролиты и алевропесчаники; 10 – геологические границы (а) и зоны разломов (б).

щих здесь гранодиориты –  $80.8 \pm 1.9$  млн лет, а также для гранитов Левобережного интрузива –  $81.9 \pm 1.9$  млн лет, незначительно ( $\leq 5$  км) удаленного на северо-запад от Приискового. Их идентичность позволяет предположить, что гранодиориты северо-западной части Приискового массива испытали термальное воздействие со стороны более поздних гранитов с «перезапуском» К-Аг изотопной системы биотита. Изотопная система амфибола, в соответствии с «рядом устойчивости Дэмона», в этом событии оказалась замкнутой и фиксирует время образования породы. Отметим, что возраст гранитов Левобережного массива, определенный нами по биотиту, подтверждает Rb-Sr дата (ок. 85 млн лет, эрохрона) [27]. Определенная этим же автором Rb-Sr изотопная дата «по валу» для гранодиоритов СЗ части Приискового массива ( $84 \pm$

1.9 млн лет), так же, как и наша датировка по биотиту из них, фиксирует, вероятно, время перестройки изотопных систем.

Граниты с возрастом около 80 млн лет в зоне ЦСР или вблизи нее распространены, вероятно, далее на север, о чем свидетельствует датировка по биотиту гранитов интрузива Сакай-Бапу вблизи оловорудного месторождения Надежда –  $81.6 \pm 1.8$  млн лет (рис. 1, табл. 2). Показательно, что в пространственной ассоциации с ними здесь находятся монцогранодиориты и меланограниты (Хуту-Джаурский массив), возраст которых по биотиту –  $97 \pm 2$  млн лет.

Большинство из охарактеризованных выше гранитоидов локализовано в терригенных породах Журавлевского террейна, в прилегающей с востока к ЦСР «главной оловоносной» [25] или Журавлевской

[33] зоне Сихотэ-Алиня. Датирование по биотиту пород вольфрамоносной магматической ассоциации, занимающей аналогичную позицию к западу от ЦСР в Самаркинском террейне, проведено в северо-западной части Арминского рудного района (массивы Бисерский, Излучинский, кл. Прямого и Буреломного) и на примыкающей с запада к ЦСР и к Приисковому рудному узлу Малиновской рудоносной площади (массивы Рекетинский, Ладошинский, Водораздельный). Наиболее древними из «вольфрамоносных», согласно полученным нами результатам, являются вскрытые скважинами биотит-мусковитовые граниты месторождения Скрытое (Рекетинский массив) –  $105.5 \pm 2.5$  млн лет. Близки им по возрасту биотитовые с мусковитом граниты месторождения Кордонное –  $103.5$  млн лет (Ладошинский массив) и Бисерского массива –  $103 \pm 2$ . Самыми молодыми в этой зоне являются граниты описанного выше Садовского массива ( $89.5 \pm 2.0$  млн лет), а также граниты, обнаруженные в рудном поле месторождения Кордонного ( $87 \pm 2$  млн лет; подтверждено авторской датировкой по циркону –  $88.3 \pm 0.8$  млн лет). Эти породы фиксируют более поздний этап магматизма, связанный с формированием надсубдукционного Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Данный этап наиболее достоверно отмечен образованием вулканоплутонической ассоциации Угловой ВТС в Кавалеровском рудном районе, монцодиориты которой имеют изотопный (К-Аг по биотиту) возраст  $90 \pm 2$  млн лет.

Наиболее древними среди датированных нами ( $123 \pm 3$  млн лет; табл. 2, № 26) являются гранитоиды Горбунского массива, расположенного вблизи границы орогенного пояса с протерозойско-палеозойскими террейнами Ханкайско-Буреинской системы. Полученное значение К-Аг возраста согласуется с Rb-Sr датой для этих пород [7], но значительно различается – с U-Pb ( $131 \pm 2$  млн лет; [21]). Отметим, что вмещают этот массив породы Журавлевского турбидитового террейна.

Самыми молодыми, по данным нашего исследования, являются локализованные в породах Кемского островодужного террейна гранитоиды Тернейского и Кемского массивов. Этот факт, с учетом палеоценового возраста гранитоидов северной части Опричненского массива [6] и палеоцен-раннеэоценового – интрузивных тел Нижне-Таежного рудного узла [36], можно рассматривать как подтверждение мнения о преобладании к северу от границы, разделяющей Таухинский и Кемский террейны, гранитоидов палеоцен-раннеэоценового трансформного этапа развития орогенного пояса.

Особо отметим, что К-Аг датировки по валовым пробам пород в данном исследовании получены

не были и, соответственно, в статье не обсуждаются. Тем не менее, подчеркнем, что использование валовых проб является, по нашему мнению, неверным методическим подходом при изотопно-геохронологическом изучении магматических пород (в особенности интрузивных) вследствие различной устойчивости слагающих их минеральных фаз к наложенным процессам, например, низкотемпературный калиевый полевой шпат начинает терять радиогенный аргон уже при температурах  $100\text{--}150^\circ\text{C}$  [37]. Публикация подобных данных в научной литературе должна быть существенно ограничена с целью недопущения дискредитации изотопных методов датирования, используемых в настоящее время для определения возраста геологических образований.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты нашего исследования в очередной раз подтверждают, что калий-аргоновый изотопный метод при тщательном, учитывающем геологические особенности объектов, отборе предназначенного для датирования материала является надежным инструментом при проведении геохронологических исследований.

Калий-аргоновые датировки гранитоидов по породообразующим минералам, прежде всего по биотиту, по результатам нашего исследования представляются вполне достоверными и могут быть использованы для уточнения моделей геологической эволюции региона и аргументации ответов на вопросы об особенностях его петрологии и металлогении.

Полученные нами датировки гранитоидов Сихотэ-Алиня подтверждают трехэтапную модель эволюции мел-палеогенового магматизма региона. Одновременно они фиксируют максимальную активность его во временном интервале  $105\text{--}95$  млн лет назад, что поддерживает представления об особой роли «альбского века» в геологической (в первую очередь, магматической) эволюции рассматриваемой части Дальнего Востока [19, 26, 35].

По результатам исследования выявлены элементы зональности в распределении разновозрастных гранитоидов в соответствии с границами террейнов орогенного пояса. Наиболее древние из датированных – гранитоиды Горбунского массива ( $123 \pm 3$  млн лет) расположены в породах Журавлевского террейна в западной части пояса, в непосредственной близости к древнему – Цзямусинскому (Бурея-Ханкайскому) террейну.

В ареале наиболее удаленных к востоку от Цзямусинского террейна гранитоидов приморской серии (Прибрежная зона) прослеживается омоложение в направлении с юга на север. Можно предположить, что

граница раздела ареалов доминирования позднемеловых и палеоцен-эоценовых гранитоидов контролируется зоной сочленения Таухинского и Кемского террейнов. Здесь расположены самые молодые из исследованных нами гранитоидов – гранитоиды Кемского массива ( $54.7 \pm 1.3$  млн лет).

В зоне ЦСР и его ближайшем обрамлении совмещены гранитоиды разных геодинамических этапов, что свидетельствует о длительности его существования. Наиболее древняя для них К-Аг датировка по биотиту ( $103 \pm 2$  млн лет) получена для биотит-мусковитовых гранитов Бисерского массива, а наиболее молодая ( $65 \pm 2$  млн лет) – для редкометалльных гранитов Антоновского массива (южная часть Шумнинского).

Для некоторых массивов, сложность состава которых ранее объяснялась совмещением в них образований разных интрузивных фаз, полученные нами датировки фиксируют принадлежность «фазовых разновидностей» гранитоидов к разным геодинамическим этапам эволюции региона. Это может иметь существенное значение для их петрологических моделей и моделей связанных с ними рудно-магматических систем.

Исследование выполнено при частичной поддержке Президиума ДВО РАН (проект № 15-И-2- 003 о) и РФФИ (проект № 13-05-12043-офи-м)

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аленичева А.А., Сахно В.Г. U-Pb датирование эсктрузивно-интрузивных комплексов рудных районов южной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (Россия) // Докл. РАН. 2008. Т. 419, № 1. С. 81–85.
- Аленичева А.А., Сахно В.Г., Салтыкова Т.Е. U-Pb и Rb-Sr изотопное датирование гранитоидов Татибинской серии плутонического пояса Центрального Сихотэ-Алиня // Докл. РАН. 2008. Т. 420, № 1. С. 70–75.
- Андреева Н.В., Давыдов И.А., Люскин А.Д. Главный этап интрузивного магматизма Северного Приохотья и его возраст по результатам изотопного датирования // Магматизм и оруденение Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 175–191.
- Аплонов В.С., Золотарев А.А. Особенности химического состава амфиболов Талнахского медно-никелевого месторождения (северо-запад Сибирской платформы) // Зап. Рос. минерал. о-ва. Ч. СXXXIV. 2005. № 4. С. 45–55.
- Валуй Г.А., Стрижкова А.А. Петрология малоглубинных гранитоидов на примере Дальнегорского района, Приморье. Владивосток: Дальнаука, 1997. 199 с.
- Валуй Г.А. Петрология гранитоидов и дифференциация расплавов в малоглубинных условиях (Восточно-Сихотэ – Алинский вулканический пояс) Владивосток: Дальнаука, 2014. 245 с.
- Гвоздев В.И. Рудно-магматические системы скарново-шеелит-сульфидных месторождений России. Владивосток: Дальнаука, 2010. 337 с.
- Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А., Кокорин А.М., Лебедев В.А., Орехов А.А. Новые изотопно-геохронологические данные и некоторые вопросы генезиса оловянного оруденения Кавалеровского района (Приморье, Россия) // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 6. С. 77–88.
- Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А. Состав и генезис интрузивной ассоциации Маглойского магматического ареала (Центральное Приамурье) // Тихоокеан. геология. 2008. Т. 27, № 1. С. 45–60.
- Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А., Орехов А.А., Лебедев В.А. Монцитонитовая ассоциация Кавалеровского рудного района (Приморье): геохронология и некоторые вопросы генезиса // Тихоокеан. геология. 2011. Т. 30, № 3. С. 20–31.
- Гоневчук Г.А., Гоневчук В.Г. Маглойский ареал как вероятный аналог Мяо-Чанской магматической серии Комсомольского рудного района // Тихоокеан. геология. 1993. № 5. С. 85–95.
- Гоневчук Г.А., Гоневчук В.Г. Гетерогенность и полихронность Чалбинского гранитоидного массива (Комсомольский рудный район, Дальний Восток, Россия) в связи с новыми представлениями о геологическом строении региона // Тихоокеан. геология. 2013. Т. 32, № 6. С. 3–19.
- Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. М.: Мир, 1966. Т. 3. 318 с.
- Дэмон П.Э. Калий-аргоновый метод датирования изверженных и метаморфических пород и его применение к изучению горных массивов провинции бассейнов и хребтов на территории штатов Аризона и Сонора // Радиометрическое датирование. М.: Атомиздат, 1973. С. 7–59.
- Загрузина И.А. Практическая геохронометрия. М.: Наука, 1991. 231 с.
- Иванов В.С. Гранитоиды и монцитонитовые рудные районы Приморья. М.: Наука, 1980. 160 с.
- Иванюк Г.Ю., Пахомовский Я.А., Базай А.В., Яковенчук В.Н., Горяинов П.М. Кальциевые амфиболы полосчатой железорудной формации Кольского полуострова // Зап. Рос. минерал. о-ва. 2005. Ч. СXXXV, № 1. С. 66–81.
- Изох Э.П., Колмак Л.М., Наговская Г.И., Русс В.В. Поздне-мезозойские интрузии Центрального Сихотэ-Алиня и связь с ними оруденения. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 248 с. (Тр. ВСЕГЕИ. Т. 21).
- Кириллова Г.Л. Мел Востока России: седиментация, геодинамика, биоразнообразие, климат. Владивосток: Дальнаука, 2000. 94 с.
- Котляр И.Н., Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Гагиева А.М. Изотопные системы магматических и метаморфических комплексов Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. 318 с.
- Крук Н.Н., Симаненко В.П., Гвоздев В.И., Голозубов В.В., Ковач В.П., Серов П.А., Холоднов В.В., Москаленко Е.Ю., Куйбида М.Л. Геохимические особенности и источники расплавов раннемеловых гранитоидов Самаркинского террейна (Сихотэ-Алинь) // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 2. С. 276–302.
- Мартынов Ю.А., Ханчук А.И. Кайнозойский вулканизм Восточного Сихотэ-Алиня: результаты и перспективы петрологических исследований // Петрология. 2013. Т. 21, № 1. С. 1–10.
- Ненашев Н.И., Зайцев А.И. Эволюция мезозойского гранитоидного магматизма в Яно Колымской складчатой обла-

- сти. Якутск.: ЯФ СО АН СССР, 1985. 176 с.
24. Орехов А.А., Гоневчук Г.А., Гоневчук В.Г., Лебедев В.А. Редкометалльные граниты Кавалеровского рудного района (Приморье) // Тихоокеан. геология. 2006. Т. 25, № 4. С. 79–91.
  25. Радкевич Е.А. Металлогения Южного Приморья. М., 1958. (Тр. ИГЕМ АН СССР, Вып. 19. 107 с.).
  26. Рассказов С.В., Брандт С.Б., Брандт И.С., Иванов А.В. Радиоизотопная геология в задачах и примерах. Новосибирск: ГЕО, 2005. 260 с.
  27. Родионов С.М. Металлогения олова Востока России. М.: Наука, 2005. 327 с.
  28. Сахно В.Г. Позднемезозойско-кайнозойский континентальный вулканизм Востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 2001. 337 с.
  29. Сахно В.Г., Коваленко С.В., Аленичева А.А. Монзонитоидный магматизм медно-порфирирового месторождения Лазурное: особенности генезиса рудоносных магм по данным изотопно-геохимических исследований (Приморье, Россия) // Докл. РАН. 2011. Т. 438, №1. С. 82–90.
  30. Симаненко В.П., Ханчук А.И., Голозубов В.В. Первые данные по геохимии альб-сеноманского вулканизма Южного Приморья // Геохимия. 2002. № 1. С. 95–99.
  31. Уткин В.П. Строение, геохронология и структурно-динамические условия Восточно-Сихотэ-Алинского магмо-металлогенического пояса // Докл. РАН. 2005. Т. 404, № 5. С. 659–663.
  32. Физические и физико-химические методы анализа при геологических исследованиях / Ред. В.А. Рудник, А.А. Смыслов. Л.: Недра, 1986. (Труды ВСЕГЕИ. Т. 338. 263 с.).
  33. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д., Голозубов В.В., Гонохова Н.Г. Геология и полезные ископаемые Приморского края. Владивосток: Дальнаука, 1995. 65 с.
  34. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А., Симаненко В.П. Раннемеловая и палеогеновая трансформные континентальные окраины (калифорнийский тип) Дальнего Востока России // Тектоника Азии. М.: ГЕОС, 1997. С. 240–243.
  35. Ханчук А.И. Тектоника и магматизм палеотрансформных континентальных окраин калифорнийского типа на Востоке России // Общие вопросы тектоники. Тектоника России: Материалы XXXIII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2000. С. 544–547.
  36. Хомич В.Г., Ивин В.В., Борискина Н.Г. Новые определения возраста (К-Аг метод) интрузивных образований Нижнетаежного рудного узла (Северное Приморье) // Вестн. Томск. гос. ун-та. 2010. № 331. С. 214–218.
  37. Mc Dougall I., Harrison T.M. Geochronology and termochronology by the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  method. New York: Oxford Univ. Press, 1988. 212 p.
  38. Reiners P.W., Ehlers T.A., Zeitler P.K. Past, present, and future of termochronology // Rev. Mineral. & Geochem. 2005. V. 58. P. 1–18.
  39. Whiterford D.G., Nicholls I.A., Taylor S.R. Spatial variations in the geochemistry of Quaternary lavas across the Sunda Java and Bali // Contribs. Mineral. and Petrol. 1979. V. 70. P. 341–356.
  40. Wilson M. Igneous petrogenesis. London: Unwin Hyman, 1989.

Рекомендована к печати О.В. Авченко

*V.G. Gonevchuk, A.I. Khanchuk, G.A. Gonevchuk, V.A. Lebedev*

### **New K-Ar biotite and amphibole ages of granitoids of the Sikhote-Alin (the Russian Far East): criteria of reliability and interpretation**

Biotite and biotite-amphibole pair from granitoids of the southern part of the Sikhote-Alin – North Sakhalin orogenic belt have been dated according to K-Ar method. Resulted ages were compared with the U-Pb ages for zircons as determined by the authors as found in the publications. The comparison showed a good convergence of the both methods dates: for the zircon-biotite-amphibole triad, zircon and biotite ages appear to be similar often identical. The K-Ar ages of amphiboles in most cases turned to be younger that does not correspond to the notion about a relative stability of potassium-argon isotope system of this mineral to a thermal influence. A short research conducted by the authors allowed them to subscribe to the opinion that the most probable reason of the amphibole K-Ar isotope system instability is the hydrothermal-metasomatic alteration in the granitoids. For monzonitic associations, the formation of amphibole from pyroxene during the late magmatic and early post-magmatic stages is also considered as one of possible reasons.

The comparative study of the results of K-Ar and U-Pb dating of different minerals confirm the ideas about the special position of the Albian Age in a geological evolution of the region under consideration. The peak of magmatism activity is fixed in the range of 105–95 million years. According to the isotope dates, the Albian - Senomanian time was a period of the synchronous formation of monzonites and granites in the Sikhote-Alin that is characteristic of transform plate boundaries. Elements of order in distribution of granitoids of different ages according to the borders of the orogenic belt terranes have been revealed.

**Key words:** isotope geochronology, K-Ar method, granitoids, orogenic belt, Sikhote-Alin, the Far East.