

**МОНЦОНИТОИДНАЯ АССОЦИАЦИЯ КАВАЛЕРОВСКОГО РУДНОГО РАЙОНА
(ПРИМОРЬЕ): ГЕОХРОНОЛОГИЯ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА**

В.Г. Гоневчук¹, Г.А. Гоневчук¹, В.А. Лебедев², А.А. Орехов¹

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр-т 100-лет Владивостоку 159, г. Владивосток, 690022, e-mail: gonevchuk@fegi.ru

²Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Старомонетный пер. 35, г. Москва, 119017

Поступила в редакцию 12 января 2010 г.

Проведено изотопно-геохронологическое изучение пород, слагающих два крупных интрузива и обособленную группу мелких тел в западной части Кавалеровского рудного района и рассматриваемых в большинстве публикаций в качестве монцонитоидной или трахиандезит-монцонитовой ассоциации. К-Аг методом по биотиту, амфиболу и Rb-Sr методом по породам и выделенным из них минералам определено время формирования исследованной ассоциации в интервале 113–98 млн лет назад. С учетом других изотопных данных, в том числе для пород эффузивной фации, интервал может быть более широким – 115–95 млн лет. Это не противоречит представлениям о принадлежности исследованной ассоциации одному магматическому комплексу. Значимых и закономерных различий в возрасте близких по составу пород разных массивов не установлено.

В соответствии со схемой геодинамической эволюции региона, образование очага латитовых расплавов, эффузивных и большей части интрузивных пород комплекса происходило до заложения Сихотэ-Алинского субдукционного вулканического пояса. Начальный этап формирования пояса фиксируют, вероятно, датировки биотита кварцевых диоритов Угловой ВТС (90 млн лет), расположенной в центральной части района, и позднего амфибола монцонитоидов его западной части (91–92 млн лет).

Геохимические различия пород, слагающих разные интрузивные тела, могли быть обусловлены особенностями эволюции расплавов в промежуточных очагах или кристаллизационных камерах.

Ключевые слова: монцониты, изотопная геохронология, генезис, рудоносность, Дальний Восток, Россия.

Интерес исследователей к проблеме генезиса монцонитоидной ассоциации в Кавалеровском рудном районе Приморья, выделяющегося в ранге локальной рудно-магматической системы (РМС) полиэтапного развития [10, 21], определяется вероятной связью с ней наиболее раннего этапа оловянного рудообразования – незначительной по объему оловянной минерализации сфалерит-галенитового типа с сульфосолями [30]. Рудопроявления этого типа известны в экзоконтактной зоне расположенных в западной части района Березовского и Араратского интрузивов, сложенных монцонитоидами. Аналогичные руды с пред- и синрудными турмалиновыми метасоматитами слагают зоны ранней минерализации одного из крупнейших в России Арсеньевского месторождения олова [17].

Очевидно, что расшифровка генезиса монцонитоидной ассоциации района дает ключ к пониманию не только особенностей всех последующих этапов магмо- и рудообразования в эволюции Кавалеровской РМС, но и проблемы оловоносности монцонитоидных ассоциаций в целом. В то же время уровень исследованности этой ассоциации в районе оставляет много неясностей в расшифровке ее генезиса. В частности, исследователи по-разному определяют объем ассоциации и возможность присутствия в ней разных генетических групп – магматических комплексов. Это, в свою очередь, приводит к разной оценке роли монцонитоидного магматизма в рудообразовании РМС [15, 21, 25]. Недостаточно определенным, в первую очередь из-за незначительного количества изотопных датировок,

остается также место исследуемой ассоциации в общей геологической эволюции региона.

Результаты проведенного нами изотопно-геохронологического исследования, их геологическая и металлогеническая интерпретация, изложенные в статье, позволят приблизиться к пониманию отмеченных проблем и более корректно отразить реальные геологические события в моделях.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЯ

Кавалеровский рудный район – один из наиболее известных районов Главной оловоносной [26], или Лужкинской [31], металлогенической зоны Сихотэ-Алиния. Наиболее вероятными границами района большинство исследователей считают зоны разломов: Центрального Сихотэ-Алинского – на западе, Восточного – на востоке, Дорожного – на севере и Павловского – на юге (рис. 1, 2). Интересным в генетическом плане представляется мнение А.П. Матюнина о том, что “... границы Кавалеровской рудно-магматической системы контролируются зоной аномальных деформаций... “кинк-бандом” [21, С. 60]. Северная и южная границы ее в целом совпадают с Дорожным и Зеркальным разломами, а западная и восточная – Центральным Сихотэ-Алинским и Суворовским, который является элементом регионального Восточного разлома.

В схемах аккреционно-складчатого строения территории площадь района (> 1300 км²) сложена терригенно-осадочными породами Таухинского (фрагмент неокомской аккреционной призмы) и Журавлевского (фрагмент раннемелового турбидитового бассейна) террейнов, аккретированных к континенту в конце раннего мела [9]. В составе первого из них, представленного в районе Силинским и Горбушинским субтеррейнами, преобладают кремни, песчаники и отмечаются базальты (мощность > 7000 м). Во втором (мощность > 15000 м) абсолютно преобладают аркозовые песчаники, содержащие до 5 % биотита, и алевролиты. В целом состав кластики указывает на образование ее в результате разрушения пород гранито-гнейсового слоя континентальной коры. Эта особенность рассматривается как один из факторов оловоносности локализованных в Журавлевском террейне магматических образований.

Время формирования Кавалеровской рудно-магматической системы, фиксируемое изотопными датировками магматических образований, охватывает период от 115 до 40 млн лет. По данным выполненного А.П. Матюниным обобщения [21], пики интенсивности магматизма фиксируются в интервалах

110–105, 95–80, 75–70 и 65–50 млн лет (рис. 3). Первый из них обусловлен становлением Березовско-Аралатского монцитонидного комплекса, являющегося основным объектом нашего исследования. Большинство исследователей объединяют в нем породы двух крупнейших в районе интрузивов – Березовского и Аралатского, расположенных в западной его части, прилегающей к зоне Центрального Сихотэ-Алинского разлома, и группу мелких интрузивных тел, которая далее именуется “ареал Соболиный”, локализованных на незначительном удалении к югу от Аралатского массива. Изученность этих объектов существенно различна.

Наиболее изучен Березовский интрузив, в точном экзоконтакте которого расположено Арсеньевское оловорудное месторождение и несколько более мелких месторождений и рудопроявлений со сложной оловянно-полиметалльной (оловянно-колчеданный тип по [30]) минерализацией [8, 10, 15, 26].

Изученность Аралатского массива, а также относительно мелких тел Соболиного ареала, где аналогичных месторождений до 1989 г. известно не было, значительно хуже и, за исключением отдельных публикаций [11, 24, 27], результаты изучения представлены в виде фондовых материалов. Это относится и к результатам изотопно-геохронологических исследований. Например, в выборке данных изотопного датирования магматических пород и постмагматических образований района [15] из 57 датировок нет ни одного (!) определения возраста пород Аралатского массива и Соболиного ареала.

В целом имеющихся сведений о составе и возрасте пород рассматриваемой монцитонидной ассоциации недостаточно для того, чтобы мнение о принадлежности их к одной генетической группе (магматическому комплексу) считать однозначно доказанным. Сомнения по этому поводу высказывались, в частности, Г.Б. Левашевым [18, 20], отмечавшим существенные геохимические различия пород Березовского и Аралатского массивов, важнейшими из которых он полагал разное содержание и соотношение калия и натрия. Еще более значительно отличаются по этим признакам породы Соболиного ареала, которые по суммарному содержанию калия и натрия являются субщелочными – монцитонидными – лишь в ограниченно представленной группе среднего-основного состава, а по их соотношению, в отличие от калиевых пород Березовского и Аралатского массивов, могут рассматриваться как калиево-натриевые или даже натриевые (табл. 1; рис. 4, 5). В качестве одной

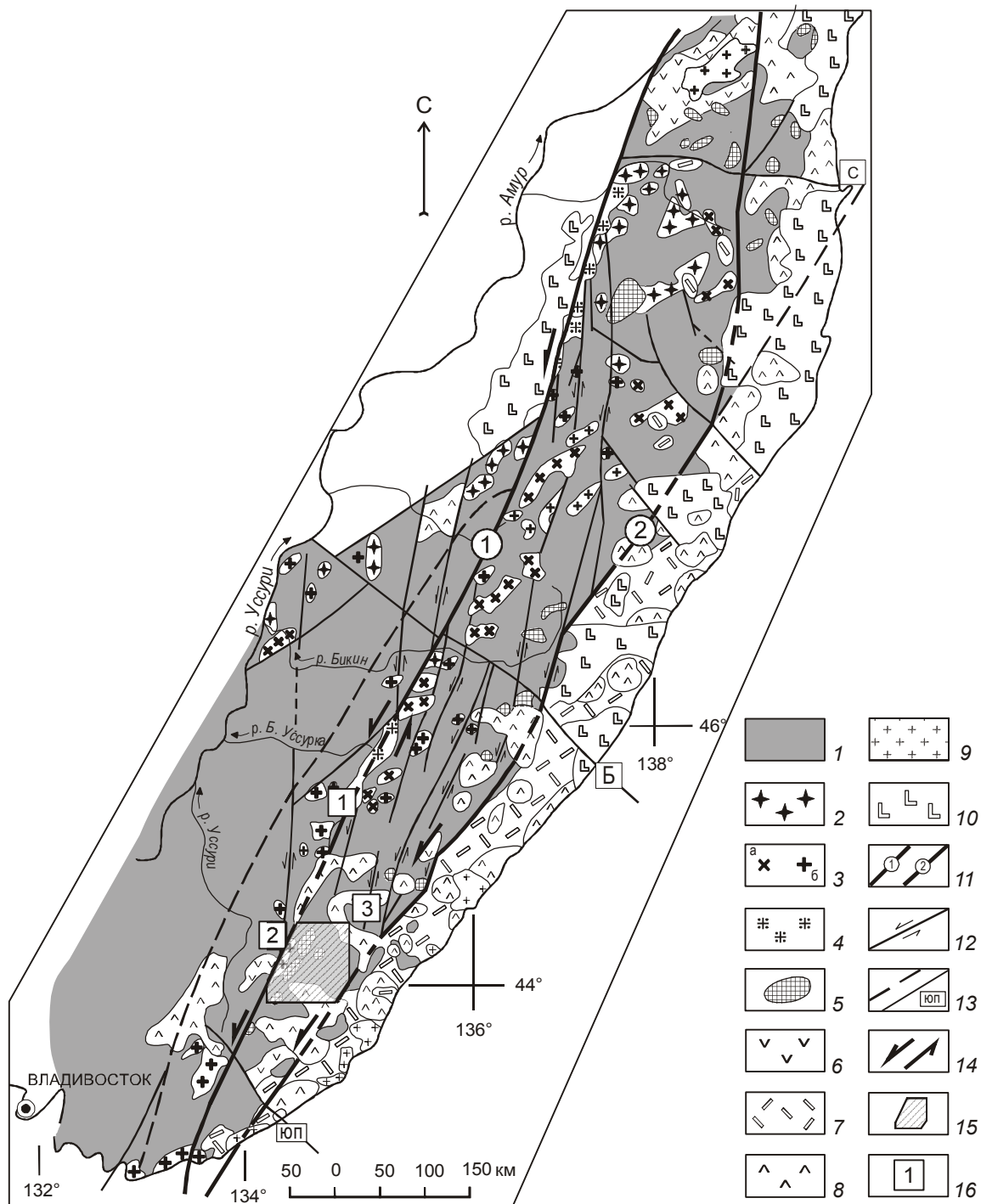


Рис. 1. Положение объектов исследования на схеме магматических поясов Приморья, по [1].

1 – породы Ханкайского массива, палеозойские и мезозойские складчатые комплексы; 2, 3 – магматические комплексы плутонического пояса: 2 – хунгарийская серия (габбро, пироксениты, граниты), 3 – татибинская серия (а – преимущественно адамеллиты, б – преимущественно граниты); 4, 5 – синвулканические трещинные интрузии: лейкогранитов (4), приповерхностные интрузии монцонитондов (5); 6–9 – магматические комплексы Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса: 6 – синанчинский комплекс (андезиты, андезибазальты), 7 – приморская серия (туфы и игнимбриды риолитов, дацитов), 8 – самаргинский (сияновский) и богопольский комплексы (андезиты, андезибазальты, дациты, риолиты), 9 – субвулканические фации (граниты, гранит-порфиры, диориты); 10 – платобазальты (суворовские, кизинские, кузнецовские, согванские); 11 – глубинные разломы: 1 – Центральный Сихотэ-Алинский, 2 – Восточный; 12 – левосторонние сдвиги; 13 – поперечные блокоразделяющие разломы: С – Сюркумский, Б – Бикинский, ЮП – Южно-Приморский; 14 – сдвиговая система Сихотэ-Алиня; 15 – границы рисунка 2 – Кавалеровский рудный район; 16 – другие объекты исследования: 1 – Малиновский рудный узел, 2 – Краснореченский рудный район, 3 – Садовский гранитный массив.

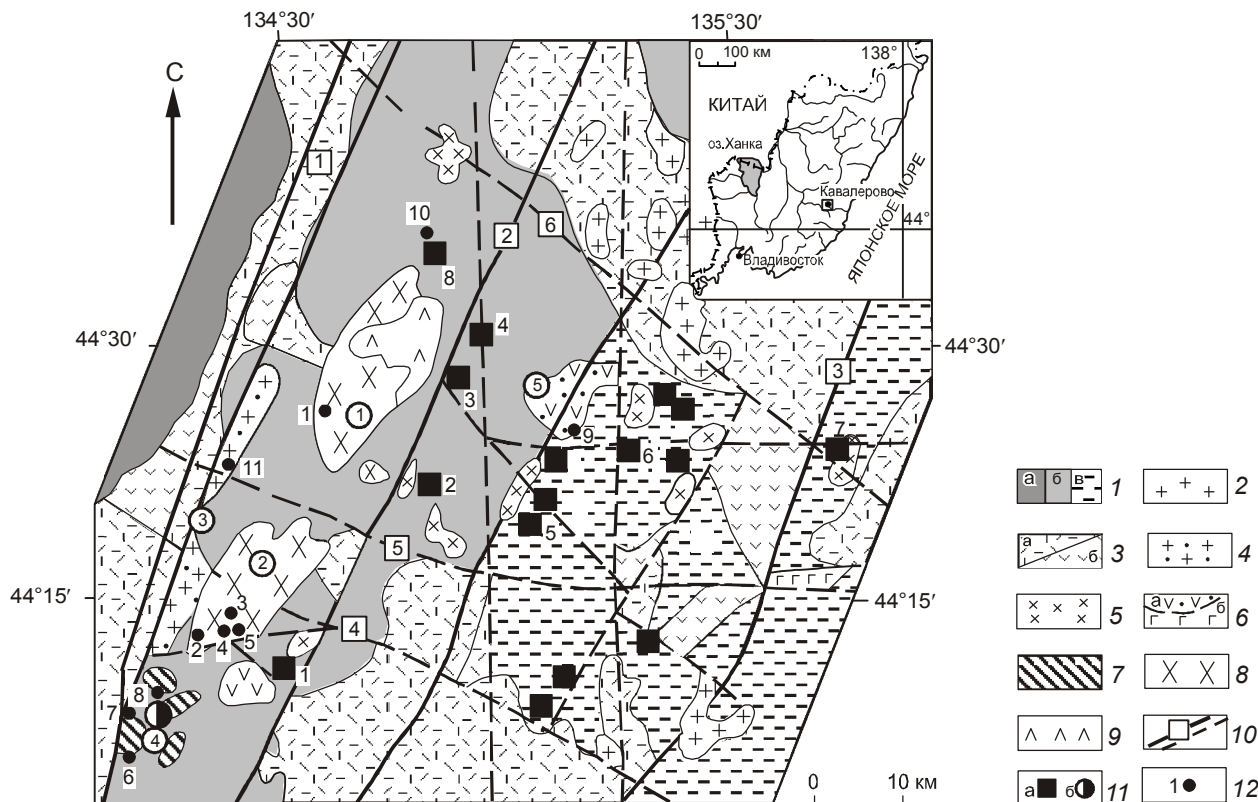


Рис. 2. Геолого-металлогеническая схема Кавалеровского рудного района [10].

1 – терригенный (аккреционный) комплекс Самаркинского (а), Журавлевского (б), Таухинского (в) террейнов; 2 – гранит-порфиры якутинского комплекса (богопольские); 3 – риолиты, дациты (а) дациандезиты (б) и их туфы (богопольские, дорофеевские, сияновские); 4 – граниты и лейкограниты шумнинского комплекса; 5–6 – Угловой комплекс: 5 – интрузивная фация; 6 – эффузивная фация, в т.ч. Угловой ВТС; 7 – интрузивные тела Соболиной группы; 8–9 – Березовско-Араратский комплекс: 8 – интрузивная фация, 9 – эффузивная фация; 10 – разломы, в т.ч. (цифры в квадратах): 1 – Центральный Сихотэ-Алинский, 2 – Березовский, 3 – Суворовский, 4 – Павловский, 5 – Зеркальный, 6 – Дорожный); 11 – проявления минерализации: а – оловянной, в т.ч. месторождения: 1 – Искра, 2 – Новогорское, 3 – Арсеньевское, 4 – Ивановское, 5 – Дубровское, 6 – Хрустальное, 7 – Высокогорское; 8 – рудопроявление Интересное; б – золотой (Падь Соболиная); 12 – места отбора проб для определения возраста. Цифрами в кругах обозначены: интрузивные массивы Березовский (1), Араратский (2), Шумнинский (3); Соболиный ареал (4); Угловая ВТС (5).



Рис. 3. Положение монцитонидной ассоциации (серое) относительно графика распределения изотопных дат магматических пород Кавалеровского рудного района [21] и эволюции геодинамических обстановок в регионе [32].

из возможных моделей формирования трех рассматриваемых объектов предполагается их связь с разобщенными в пространстве вторичными (периферическими) очагами – сателлитами одного первичного очага трахиандезитовых расплавов [10]. При этом для Березовского и Араратского массивов разные стадии формирования фиксируются как интрузивные фазы, в то время как Соболиный ареал, вероятно, представляет в выходах на поверхность разные зоны единого массива, сформировавшегося в результате внутрикамерной (термальной) дифференциации силикатного расплава.

Второй и третий пики на графике распределения изотопных дат фиксируют становление в районе андезит-гранодиоритового (по некоторым пробам субщелочного – монцитонидного) Угловского и

Таблица 1. Средний химический состав пород монцонитоидной ассоциации.

Компоненты	1 (8;9)	2 (40;26)	3 (9;9)	4 (4;4)	5 (5;6)	6 (3;0)	7 (2;8)	8 (2;2)	9 (3;6)	10 (7;8)	11 (2;2)
SiO ₂	55.77	60.07	65.84	54.62	59.12	65.35	71.25	54.75	59.11	64.65	69.38
TiO ₂	0.80	0.79	0.54	1.04	0.73	0.57	0.27	0.82	0.61	0.77	0.30
Al ₂ O ₃	17.99	15.39	15.01	16.30	17.22	16.30	14.63	16.74	16.83	16.40	14.84
Fe ₂ O ₃	1.06	2.50	1.83	3.27	1.80	1.28	1.16	4.95	3.71	2.60	1.39
FeO	4.92	4.78	3.08	4.16	3.50	3.24	0.82	3.26	2.67	1.76	1.69
MnO	0.34	0.13	0.08	0.21	0.26	0.12	0.12	0.18	0.12	0.10	0.07
MgO	4.87	2.83	1.35	4.99	3.33	1.80	1.44	3.95	2.91	2.15	0.39
CaO	5.62	3.86	2.24	6.40	4.95	2.80	0.84	6.81	5.78	3.85	2.51
Na ₂ O	2.95	3.32	3.05	3.52	3.15	3.15	3.48	4.09	3.61	3.71	4.54
K ₂ O	3.01	4.96	6.08	2.71	3.44	3.32	4.79	2.61	2.67	3.65	3.69
F	0.10	0.07	0.08	0.075	0.18	0.08	0.05	0.08	0.05	0.05	0.10
Fe ₂ O ₃ /FeO+Fe ₂ O ₃	0.18	0.34	0.37	0.39	0.34	0.28	0.59	0.60	0.58	0.60	0.45
K ₂ O/K ₂ O+ Na ₂ O	0.51	0.60	0.66	0.43	0.52	0.51	0.58	0.39	0.42	0.49	0.45
Rb		170	185	115	210	155	157	86	80	70	119
Sr		460	510	583	687	706	412	1046	768	670	650
Ba		560	325	193	320		490	511	513	540	436
Ni	37	24	19	53	46		14	30	25	26	5
Co	18	7	24	24	20		5	14	6	8	3
Cr	57	36	30	136	131		16	38	22	19	14
V	141	85	151	275	273		58	265	117	125	70
Cu	89	62	12	84	72		57	255	651	31	60
Sn	2	4	5.5	3.5	7		3	3	3	3	5
Pb	21	31	19	20	28		81	8	8	9	10
Zn	66	46	28	125	86		30	114	50	69	95
B	19	45	18	19	25		24	19	9	5	4

Примечание. По [10] с дополнениями. Здесь и в табл. 2 содержание оксидов и фтора дано в весовых %, микроэлементов – в г/т. Прочерк – содержание ниже предела чувствительности метода, пропуск – данные отсутствуют. Анализы выполнены в исследовательском центре в ДВГИ ДВО РАН, г. Владивосток. Ниже порядкового номера в скобках первая цифра – количество химических, вторая – спектральных анализов. Rb, Sr, Ba – единичные определения, рентгено-флюоресцентный анализ. 1–3 – породы Березовского массива: 1 – монцодиориты, 2 – кварцевые монцониты, 3 – кварцевые монцониты (граносиениты); 4–7 – породы Араратского массива: 4 – монцодиориты, 5 – кварцевые монцодиориты, 6 – гранодиориты (монцограниты), 7 – аплиты (монцограниты); 8–11 – породы Соболиного ареала: 8 – монцодиориты, 9 – кварцевые монцодиориты, 10 – гранодиориты (кварцевые монцодиориты), 11 – граниты.

Шумнинского гранит-лейкогранитовых комплексов, а четвертый – пестрой по составу ассоциации даек.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Изотопное датирование в основном выполнялось для магматических пород названных выше объектов Кавалеровского района и непосредственно связанных с ними постмагматических образований. Химический состав этих пород представлен в таблице 2. Для обсуждения привлечены также авторские данные по некоторым другим объектам, в том числе и опубликованные [10, 22].

Большая часть К-Аг датировок (табл. 3) получена после 2002 г. в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН (г. Москва). Для исследо-

вания использовались мономинеральные фракции биотита и амфибола (роговая обманка), полученные в результате электромагнитной сепарации и последующей ручной отборки под бинокляром. Разделение в тяжелых жидкостях проводилось при необходимости выделения полевых шпатов, пироксена и др. Содержание в пробах радиогенного аргона определялось на масс-спектрометре МИ-2101ИГ методом изотопного разбавления с применением в качестве трассера моноизотопа ³⁸Ar, калия – методом пламенной спектрофотометрии.

Для подтверждения результатов калий-аргонового датирования и получения дополнительной петрогенетической информации проведено исследование рубидий-стронциевой изотопной системы монцогаббро Араратского массива, а также гранодиори-

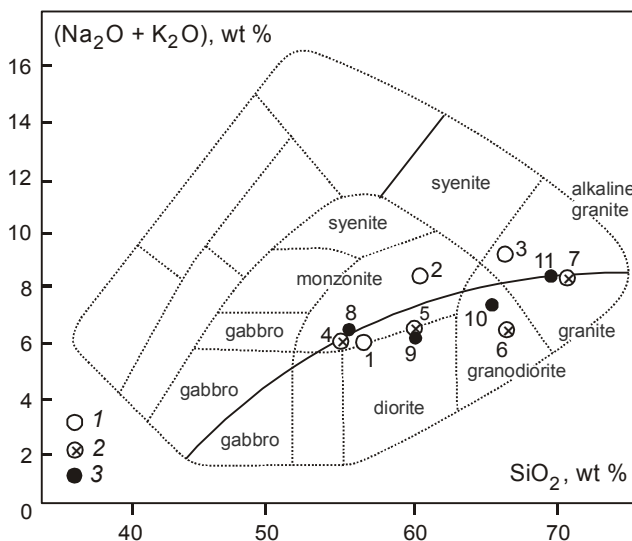


Рис. 4. Диаграмма классификации по соотношению $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$, вес. %, [34] пород монцитонидной ассоциации Кавалеровского района.

1 – породы Березовского интрузива, 2 – породы Араратского интрузива, 3 – породы Соболиного ареала. Номера точек в соответствии с табл. 1.

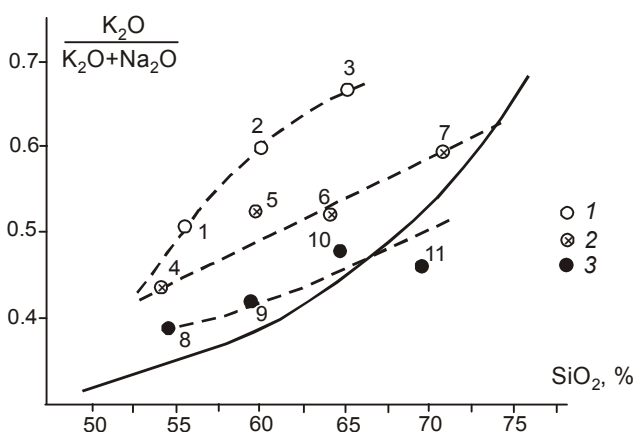


Рис. 5. Диаграмма зависимости соотношения щелочей от кремнекислотности пород монцитонидной ассоциации Кавалеровского района.

1 – породы Березовского интрузива, 2 – породы Араратского интрузива, 3 – породы Соболиного ареала. Сплошная линия – тренд пород нормального ряда, пунктирные – предполагаемые тренды для пород исследованных объектов. Номера точек в соответствии с табл. 1.

тов Соболиного ареала (табл. 4). Исследование выполнено в Геологическом институте СО РАН (г. Улан-Удэ) В.Ф. Посоховым на масс-спектрометре МИ-1201Е по методике, описанной в [2]. Для построения изохрон и определения Rb-Sr изотопного

возраста использовались результаты, полученные по валовым пробам пород и монофракциям слагающих их минералов (рис. 6).

Полученные разными методами результаты показывают хорошую сходимость и фиксируют формирование исследованной магматической ассоциации западной части Кавалеровского рудного района во временном интервале 113–98 млн лет, что не противоречит представлениям о принадлежности ее одному магматическому комплексу. С учетом K-Ar возраста березовских монцитонитов (105 млн лет) и граносиенитов (100–90 млн лет), определенного по валовым пробам этих пород в лаборатории ИГЕМ РАН [8], а также данных о возрасте латитов – трахиандезитов (116–114 млн лет), интродуцированных монцитонитами Березовского массива [10], наиболее вероятный возраст комплекса может оцениваться в интервале 115–95 млн лет.

В результатах калий-аргонового датирования обращает на себя внимание более “древний возраст” биотита в паре биотит – амфибол. Это, в общем аномальное, явление могло быть обусловлено “удревнением” K-Ar дат для биотита, происходящим, как это часто фиксируется в исследованиях, при его хлоритизации или гидратации. Такому предположению, однако, противоречат близость или даже идеальное совпадение с K-Ar датами результатов Rb-Sr изохронного датирования и существенно более “молодой” возраст хлоритизированного биотита из гранитов (ГВ-35, табл. 3). По нашему мнению, этот факт с большей вероятностью может отражать, с одной стороны, характерную для монцитонитов кристаллизацию биотита в ранней пироксен-биотит-плагноклазовой ассоциации, а с другой – часто наблюдаемое при петрографическом исследовании монцитонитов развитие амфибола по пироксену. Т.е. такая “аномалия” может быть характерной для монцитонитов. В подтверждение этого мнения приводим результаты проведенного нами K-Ar датирования по биотиту и амфиболу монцитонитов Краснореченского рудного района (табл. 3, ГВ-1269, ГВ-1271), расположенного на удалении около 35 км к северо-востоку от района Кавалеровского [5]. Показательно, что и здесь K-Ar возраст биотита близок с полученной нами Rb-Sr датировкой (98.4 ± 6.4 млн лет). Вероятно, в определенных условиях, на позднемагматической или даже постмагматической стадиях, когда пироксен становится неустойчивой минеральной фазой, биотит сохраняет свою устойчивость, а его K-Ar и Rb-Sr изотопные системы остаются закрытыми. Устойчивость Rb-Sr изотопной системы биотитов в

Таблица 2. Химический состав проб, использованных для изотопного исследования.

Компо- ненты	1 А-204	2 ГВ-20	3 ГВ-39	4 А-117	5 ГВ-35	6 А-189	7 ГВ-162	8 ГВ-158	9 ГВ-159	10 КГ-41	11 ГВ-1383	12 ГВ- 725А
SiO ₂	63.30	48.70	57.20	65.27	76.10	62.60	64.86	66.63	66.49	59.10	66.05	72.72
TiO ₂	0.49	0.23	0.90	0.63	0.21	0.67	0.52	0.50	0.56	0.71	0.54	0.17
Al ₂ O ₃	16.00	23.24	17.50	16.28	12.34	16.25	16.83	15.66	15.63	16.41	15.86	15.51
Fe ₂ O ₃	2.66	1.06	2.51	2.81	1.13	3.17	2.73	1.71	0.10	1.59	1.38	Σ2.31
FeO	2.37	4.45	4.90	1.44	0.73	1.83	1.74	1.96	3.16	5.03	2.73	
MnO	0.08	0.09	0.35	0.06	0.01	0.10	0.09	0.09	0.09	0.12	0.08	0.08
MgO	2.52	4.66	5.68	1.95	0.21	2.71	2.45	1.23	1.42	3.89	1.55	0.29
CaO	3.50	10.42	4.84	2.73	1.11	3.69	2.66	4.53	4.23	5.78	3.59	1.56
Na ₂ O	3.25	2.88	2.70	3.71	2.50	4.20	3.56	3.94	3.69	2.93	3.09	3.69
K ₂ O	4.24	2.10	3.14	3.97	4.35	3.24	2.88	2.76	2.57	2.66	3.62	3.55
H ₂ O	0.89	1.73	0.35	0.80	1.20	1.64	0.91	0.67	1.61	1.77	0.89	0.40
P ₂ O ₅		0.03	0.38		0.10		0.24	0.18	0.16		0.16	0.05
F		0.045	0.09	0.078	0.03	0.049	0.05		0.05	0.045		0.10
Cl	0.06	0.045	0.128	0.038	0.039	0.016	0.034	0.023			0.048	0.015
Сумма	99.36	99.68	100.67	99.77	100.06	100.17	99.55	99.88	99.76	100.04	99.59	100.43
Rb	203	90	130	155	148	120	71	94	90	90	131	350
Sr	576	1055	635	706	177	588	641	692	490		346	50
Ba		123	488	416	365	705	550	542	420		475	130
Zr	180	110	208	160	167	16	133	123			125	140
Nb	14	16	17	13	6	14	15	11			11	26
Y	33	26	31	21	16	17	19	12			30	54
Ni	56	54	52	30	7	37	40	31	38	39	10	4
Co	33	26	11	13	2	10	10	6	8	23	10	-
Cr	69	100	140	32	13	89	79	33	56	118	18	7
V	140	46	245	120	57	160	150	110	190	125	76	28
Cu	95	65	46	30	30	85	32	38	480	38	15	12
Sn	9	6	2	3	8	3	4	4	4	7	15	35
Pb	36	25	39	13	54	5	13	8	8	32	15	32
Zn	68	35	83	68	33	43	71	67	67	63	50	44
B	60	32	-	84	0.1	10	7	4	8	19	11	11

Примечание. Ниже порядкового номера в таблице – авторский номер пробы. Оксиды и F определены с использованием атомного абсорбера; Cl, Sr, Ba, Zr, Nb, Y – рентгено-флюоресцентный анализ; Sn, В – спектральный эмиссионный количественный анализ; Ni, Co, Cr, V, Cu, Pb, Zn – рентгено-флюоресцентный и спектральный эмиссионный анализы. Аналитические исследования выполнены в исследовательском центре в ДВГИ ДВО РАН, г. Владивосток. 1 – Березовский массив, кварцевый монзонит; 2–5 – Араратский массив: 2 – монцогаббро, 3 – монцодиорит; 4 – кварцевый монзонит, 5 – апогранит с турмалином и биотитом; 6–9 – Соболиный ареал: 6 – кварцевый монзонит, 7–9 – гранодиориты; 10 – Угловая ВТС, кварцевый диорит; 11 – рудопроявление Интересное, гранодиорит; 12 – Шумнинский массив, гранит.

условиях метаморфизма и метасоматического преобразования габброноритов и лампроитов отмечена, например, Е.С. Богомоловым и Л.К. Левским [4]. Нельзя также не обратить внимания на совпадение К-Аг дат, полученных по амфиболам: четыре пробы, характеризующие разные по составу породы трех ин-

трузивных массивов, показали возраст 92–91 (±5) млн лет. Логично предположить, что он фиксирует время какого-то общего для этих объектов события, обусловившего перезапуск изотопных часов амфиболов. Возможность этого продемонстрирована в [6, 7]. С этим же событием, вероятно, можно связать, исхо-

Таблица 3. Результаты калий-аргонового изотопного датирования.

№ п/п	Авторский №	Анализируемый материал	Калий, % ± σ	⁴⁰ Ar _{рад} (нг/г) ± σ	Возраст, млн лет ± 2σ	Привязка. Порода
1	A-204	Амфибол	0.37±0.013	2.36±0.02	91±6	Березовский м-в. Кварцевый монцитонит
2	A-204	Биотит	6.33±0.06	40.04±0.16	105±2.5	
*3	ГВ-20	Биотит			113±5	Арагатский м-в. Монцогаббро
4	A-117	Амфибол	0.51±0.015	3.34±0.04	92±5	Кварцевый монцитонит
5	A-117	Биотит	7.29±0.07	51.1±0.3	98.3±2	
*6	ГВ-39	Биотит			103±5	Монцодиорит
7	ГВ-35	Биотит хлоритизирован.	2.03±0.03	11.20±0.14	78±3	Апогранит с турмалином.
8	A-189	Амфибол	0.46±0.015	2.97±0.02	91±5	Соболиный ареал. Кварцевый монцитонит
9	A-189	Биотит	6.76±0.07	50.7±0.2	105±2	
10	ГВ-158	Биотит	6.79±0.07	49.90±0.17	103±2	Гранодиорит
*11	ГВ-162	Биотит			98±5	Гранодиорит
12	ГВ-1469	Калиевый полевой шпат	7.23±0.08	46.5±0.3	90.5±2.3	Жила в диоритах
13	ГВ-1010	Калиевый полевой шпат	9.72±0.10	62.3±0.2	90.1±2	Жила в гранодиоритах
14	КГ-41	Биотит	7.57±0.08	48.39±0.15	90±2	Угловая ВТС. Кварцевый диорит
15	ГВ-1383	Биотит	6.68±0.07	37.37±0.13	78.8±1.7	Р.п. Интересное. Гранодиорит.
16	ГВ-725 А	Биотит	6.41±0.06	34.50±0.15	76.0±1.5	Шумнинский м-в. Гранит
17	ГВ-1269	Биотит	7.28±0.08	49.51±0.17	95.5±2.2	М-е Южное. Монцодиорит.
18	ГВ-1271	Амфибол	0.65±0.015	4.22±0.03	91±4	То же.
19	ГВ-1583/1	Биотит	6.45±0.07	41.04±0.18	89.5±2	Садовский м-в. Гранит.
20	ГВ-1446	Мусковит	8.30±0.09	62.6±0.3	105.5±2.5	М-е Скрытое. Гранит
21	ГВ-1434	Биотит	7.17±0.08	47.01±0.17	92.1±2.2	Эльдовакский м-в Р.п. Легкое. Гранит

Примечание. При расчете возраста использованы константы: $\lambda_K=0.581 \times 10^{-10} \text{ год}^{-1}$, $\lambda_{Ar}=4.962 \times 10^{-10} \text{ год}^{-1}$, $^{40}\text{K}=0.01167$ (ат. %). 1–16 – датировки объектов Кавалеровского рудного района, 17–21 – других упоминаемых в тексте объектов. Состав пород для Кавалеровского района смотри в табл. 2. *Датировки получены в лаборатории ДВГИ ДВО РАН в 1983 г.

для изотопных данных, становление кварцевых диоритов Угловой вулcano-тектонической структуры (ВТС) Кавалеровского района (датирование по биотиту выполнено впервые), а также образование кварц-полевошпатовых золотоносных жил в гранитоидах Соболиного ареала и ранний этап оловянного рудообразования, зафиксированный датировками

92–90 млн лет на месторождении Арсеньевском [10, 17, 29]. Таким событием с наибольшей вероятностью могла быть активизация в эволюции Сихотэ-Алинского вулканического пояса, фиксируемая максимумом датировок регионально представленного в нем андезитового синанчинского комплекса (95–90 млн лет) [19]. В восточном экзоконтакте

Таблица 4. Результаты исследования рубидий-стронциевой изотопной системы.

Авт. №	Порода, привязка	Материал	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Расчетные параметры
ГВ-20	Монцогаббро. Арагатский массив	Полевой шпат	81.17	1313.2	0.1788	0.70641	T=113±2 Ma I _{Sr0} = 0.7061 СКВО=0.03
		Биотит	487	57.36	24.65	0.74554	
		Пироксен	17.98	61.51	0.8454	0.70742	
		Порода (вал)	77.53	1027.4	0.2184	0.70643	
ГВ-159	Гранодиорит. Соболиный ареал.	Биотит	371.5	26.63	40.57	0.76582	T=106±2 Ma I _{Sr0} = 0.7044 СКВО=0.5
		Электромагнитная фракция	260.9	64.37	11.74	0.72206	
		Порода (вал)	98.48	630.2	0.452	0.70518	
ГВ-158	То же	Полевой шпат	78.03	764.7	0.2951	0.70464	T=102±2 Ma I _{Sr0} = 0.7042 СКВО=0.64
		Биотит	363	24.97	42.28	0.76528	
		Амфибол	10.66	43.31	0.7119	0.70544	

Примечание. Состав пород смотри в табл. 2.

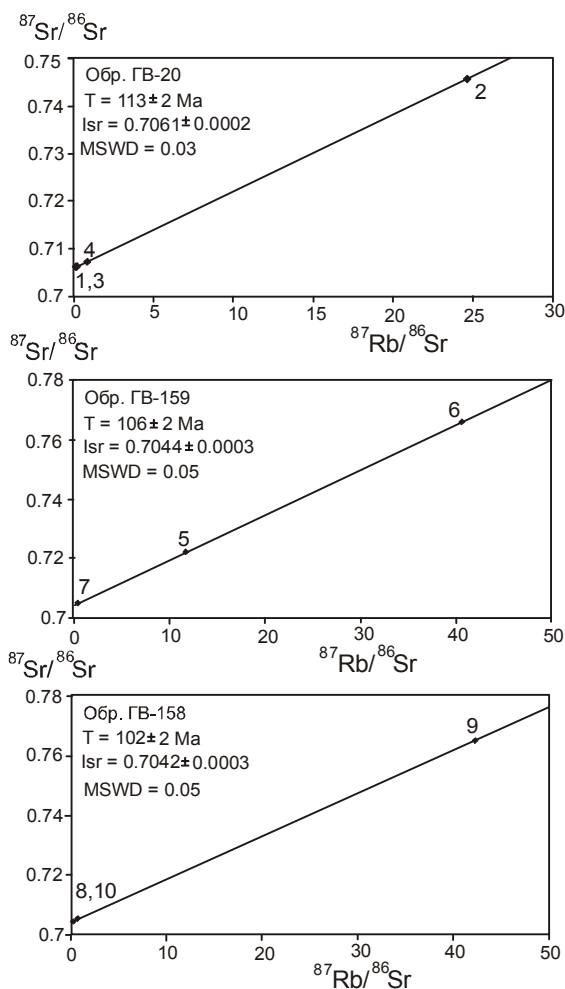


Рис. 6. Рубидий-стронциевые изохроны для пород Арагатского интрузива и Соболиного ареала.

Номера точек в соответствии с табл. 4.

Арагатского массива породы этого комплекса составляют Широкопаденскую ВТС [27].

Наиболее молодая в исследуемой ассоциации К-Аг дата 78±3 млн лет получена по измененному биотиту турмалиносодержащих аплитовых гранитов Арагатского массива, которые в нем можно считать экзотическими. Однако она не кажется совершенно случайной, поскольку совпадает с определенным аналогичным методом возрастом биотита гранитов Шумнинского массива, контактирующего с массивом Арагатским. Этот же возраст фиксируется по биотиту гранодиоритов, обнаруженных при бурении скважин на рудопроявлении "Интересное", расположенном в северном экзоконтакте Березовского массива [23, 30]. Весьма вероятно, что аплитовые с турмалином граниты фиксируют связанную с общей тектоно-магматической активизацией региона активизацию очага самых поздних (остаточных), насыщенных летучими компонентами расплавов монцонитоидной ассоциации. В пользу такого представления свидетельствует еще и то, что турмалиносодержащие аплитовые граниты появляются в завершающей фазе эволюции монцонитоидной ассоциации в другом крупном оловорудном районе Дальневосточного региона – Комсомольском [10]. Возраст их, по нашим данным (К-Аг, по породе), – 78.4 ± 1.8 млн лет.

Результаты Rb-Sr изотопного датирования, как уже отмечено выше, подтверждают датировки, полученные по биотиту К-Аг методом. В этом можно убедиться, сравнивая данные таблиц 3 и 4 по выделенным внутри ассоциации объектам. О неслучайности

совпадения может свидетельствовать то, что часть датировок по биотитам получена до 2002 г. в лаборатории ДВГИ ДВО РАН [10]. Тогда же по данным изотопного Rb-Sr исследования трех проб разных по составу пород Араратского массива (лаборатория ДВИМС, Хабаровск. Авт. В.Г. Гоневчук) и трех проб массива Березовского (лаборатория ИГЕМ, Москва. Авт. Н.Г. Гладков) была рассчитана общая изохрона с параметрами: $T = 137 \pm 15$ млн лет, $I(\text{Sr})_0 = 0.70471 \pm 0.0005$, СКВО = 0.03. В этих результатах особого внимания заслуживает близкая (для трех изохрон – идентичная) величина начального изотопного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Такое совпадение и абсолютная величина отношения могут свидетельствовать о единстве первичного магматического очага для рассмотренной монцонитоидной ассоциации западной части Кавалеровского рудного района и формировании его в мафическом субстрате коры при активном участии мантийного флюида. В целом определенные нами значения первичного отношения изотопов стронция являются типичными для пород шошонит-латитовых серий [3], а для трех изохрон эта величина аналогична $I(\text{Sr})_0$ латиандезитов Охотско-Чукотского вулканического пояса [28].

Результаты детальных исследований часто приводят их авторов к выводам о близком с монцонитами во времени и в пространстве формировании гранитных интрузивов известково-щелочной серии [3, 10, 12, 13, 16, 33]. Наше исследование не стало в этом плане исключением. Близкие или идентичные возрасту монцонитоидов Кавалеровского района К-Аг даты по биотитам получены для гранитов известково-щелочной серии с оловянно-вольфрамовой металлогенической специализацией, расположенных к западу от Центрального Сихотэ-Алинского разлома в породах юрской аккреционной призмы Самаркинского террейна: массивы Садовский, Скрытый, Эльдовакский (табл. 3). Достоверность К-Аг изотопного возраста для эльдовакских гранитов на площади вольфрамового рудопроявления Легкого, а также двуслюдяных гранитов месторождения Скрытого подтверждена Rb/Sr и U/Pb датировками [1]. Такое пространственно-временное совмещение гранитоидов разных петрохимических серий, вероятно, отражает разные условия генезиса и эволюции магматических очагов, которые в обстановках активных континентальных окраин обусловлены сложным геодинамическим режимом и блоковым строением территории.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты проведенного изотопно-геохронологического исследования монцонитоидов западной

части Кавалеровского рудного района в совокупности с известными датировками комагматических им латитов (трахиандезитов) [8, 10] фиксируют возраст этой генетической ассоциации в интервале 115–95 млн лет. Эти данные позволяют предполагать, что формирование родоначального для нее магматического очага происходило до заложения Сихотэ-Алинского вулканического пояса в условиях растяжения, сопровождавшего режим раннемеловой трансформной окраины Сихотэ-Алиня. Близкий интервал формирования – 113–103 млн лет – зафиксирован для шошонит-монцонитовой ассоциации центральной Чукотки [14]. Начальный этап формирования надсубдукционного Сихотэ-Алинского вулканического пояса в Кавалеровском рудном районе, вероятно, фиксируют породы Угловой ВТС (95–85 млн лет), возраст кварцевых диоритов которой в нашем исследовании определен датировкой 90 ± 2 млн лет. Симптоматично, что этот же возраст, по данным нашего исследования, имеют амфиболы из пород монцонитоидной ассоциации, для которых возможна дейтерическая природа, и полевой шпат из кварц-полевошпатовых жил с молибденитом в монцодиоритах и гранодиоритах Соболиного ареала (табл. 4).

Геохимические различия близких по возрасту пород, слагающих пространственно обособленные интрузивные тела в западной части Кавалеровского района, с наибольшей вероятностью могли быть обусловлены особенностями эволюции вторичных (периферических) очагов или кристаллизационных камер. Важную роль в этом, очевидно, играли глубинные флюиды, продвижение которых в земной коре в значительной мере контролировалось зоной аномальной трещиноватости – кинк-бандом, границами которой на приведенной геологической схеме района можно считать Зеркальный и Дорожный разломы. Именно в ее границах локализован Березовский массив, породы которого характеризуются наибольшей щелочностью, калиевокостью и самой высокой восстановленностью (табл. 1), что стало одним из факторов их оловянной металлогенической специализации. С последовательным удалением от этой зоны – в Араратском массиве и Соболином ареале – появляются все более натриевые и окисленные разновидности пород, а оловянная металлогеническая специализация сменяется медно-молибденово-золотой. На важную, а иногда и определяющую роль флюидов при формировании разных по геохимическим признакам известково-щелочных и субщелочных магм из идентичного по составу субстрата указывал В.С. Антипин [3]. По другим данным [12], появление в составе

калиевых монцитонитовидных ассоциаций натровых пород может быть обусловлено интенсивным связыванием калия в ранних дифференциатах.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект N 08-05-00381) и Президиума ДВО РАН (проекты № 10-III-B-08-460 и № 09-III-A-08-400)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 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.
- Андреев Г.В., Посохов В.Ф., Шалагин В.Л. О возрасте Сыннырского массива // Геохимия. 1991. № 5. С. 715–718.
- Антипин В.С. Геохимическая эволюция известково-щелочного и субщелочного магматизма. Новосибирск: Наука, 1992. 221 с.
- Богомоллов Е.С., Левский Л.К. Sm-Nd и Rb-Sr изотопные системы в условиях метаморфизма и метасоматизма // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты: Тез. докл. I Рос. конф. по изотопной геохронологии. М.: ГЕОС, 2000. С. 69–70.
- Валуй Г.А., Стрижкова А.А. Петрология малоглубинных гранитоидов Дальнегорского района (Приморье). Владивосток: Дальнаука, 1997. 200 с.
- Виноградов В.И. Отражение геологических событий в изотопных системах рифейских отложений // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты: Тез. докл. I Рос. конф. по изотопной геохронологии. М.: ГЕОС, 2000. С. 86–89.
- Виноградов В.И., Егоров В.А., Колесников Е.М. Время преобразования рифейских пород Байкитской антеклизы и их нефтегазоносность // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты: Тез. докл. I Рос. конф. по изотопной геохронологии. М.: ГЕОС. 2000. С. 89–91.
- Гладков Н.Г. Верхнемеловые и палеогеновые вольфрамоносные и оловоносные магматические ассоциации западной части Кавалеровского района // Оловоносные и вольфрамоносные гранитоиды некоторых регионов СССР. М.: Наука, 1982. С. 202–232.
- Голозубов В.В., Ханчук А.И. Таухинский и Журавлевский террейны (Южный Сихотэ-Алинь) – фрагменты раннемеловой азиатской окраины // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 2. С. 13–25.
- Гоневчук В.Г. Оловоносные системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез. Владивосток: Дальнаука, 2002. 297 с.
- Гоневчук В.Г., Крылова Т.Л., Орехов А.А., Гоневчук Г.А. Особенности флюидного режима при формировании систем с медно-молибденово-золотой и медно-оловянной минерализацией (Искра-Соболинский узел Кавалеровского рудного района) // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, № 1. С. 5–20.
- Гребенщикова В.И., Максимчук Е.В. Геохимия и условия формирования Солгонского гранитоидного батолита // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 9. С. 890–905.
- Ефремов С.В., Козлов В.Д., Сандиминова Г.П. Этапы мезозойского гранитоидного магматизма и рудообразования Чукотской складчатой области по данным Rb/Sr геохронометрии // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты: Тез. докл. I Рос. конф. по изотопной геохронологии. М.: ГЕОС, 2000. С. 139–142.
- Ефремов С.В., Козлов В.Д., Сандиминова Г.П., Дриль С.И. Изотопное датирование ультракалиевого магматизма центральной Чукотки: Rb-Sr возраст и геохимические особенности штока Линкор // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 4. С. 319–324.
- Зональность и глубинность оловянного оруденения на примере Кавалеровского района / Ред. Е.А. Радкевич. М.: Наука, 1980. 179 с.
- Иванов В.С., Бурьянова И.З., Залищак Б.Л. и др. Гранитоиды и монцитонитовиды рудных районов Приморья. М.: Наука, 1980. 160 с.
- Кокорин А.М., Кокорина Д.К., Орехов А.А. Многометалльность и высокая продуктивность локальных рудно-магматических систем Сихотэ-Алиня (на примере Арсеньевского месторождения, Кавалеровский район) // Тихоокеан. геология. 2008. Т. 27, № 2. С. 29–45.
- Левашев Г.Б. Магматогенная геохимия олова и вольфрама. М.: Наука, 1978. 143 с.
- Левашов Г.Б., Рыбалко В.И., Изосов Л.А. и др. Тектономагматические системы аккреционной коры (Сихотэ-Алинь). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1989. 339 с.
- Левашов Г.Б. Геохимия парагенных магматитов активных зон континентальных окраин. Владивосток: ДВО РАН, 1991. 378 с.
- Матюнин А.П. Магматизм как фактор контроля оловянного оруденения в Кавалеровском рудном районе // Генетические модели месторождений и прогнозирование в оловянных районах. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1989. С. 59–66.
- 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.
- Орехов А.А., Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А. Магматизм западной части Кавалеровского рудного района в модели геодинамического развития Сихотэ-Алиня // Тихоокеанский Рудный Пояс: Материалы новых исследований (к столетию Е.А. Радкевич). Владивосток: Дальнаука, 2008. С. 299–307.
- Петраченко Р.И., Гоневчук В.Г., Петраченко Е.И. Рудномагматическая зональность Соболинного узла // Глубинность распространения и элементы зональности эндогенной минерализации Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. С. 164–179.
- Поповиченко В.В. Эволюция магматизма Кавалеровского рудного района (Приморье): Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1992. 32 с.
- Радкевич Е.А., Томсон И.н., Лобанова Г.М. Геология и металлогения типовых рудных районов Приморья. М.: АН СССР, 1962. 130 с.
- Сахно В.Г., Матюнин А.П., Чашин А.А. Магматизм Широкопадинской рудно-магматической системы (Южное Приморье) // Тихоокеан. геология. 1994. № 4. С. 74–91.
- Таусон Л.В., Антипин В.С., Захаров М.Н., Зубков В.С.

- Геохимия мезозойских латитов Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1984. 215 с.
29. Томсон И.Н., Тананаева Г.А., Полохов В.П. Взаимоотношения различных типов оловянного оруденения в южном Сихотэ-Алине (Россия) // Геология руд. месторождений. 1996. Т. 38, № 4. С. 357–372.
30. Финашин В.К. Оловорудные месторождения Приморья. Владивосток: ДВО АН СССР, 1986. 175 с.
31. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д. и др. Геология и полезные ископаемые Приморского края: очерк. Владивосток: Дальнаука, 1995. 65 с.
32. Ханчук А.И., Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция япономорского региона в мезозое // Вестн. ДВО РАН. 2003. № 6. С. 94–108.
33. Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г. и др. Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 156–180
34. Wilson M. Igneous petrogenesis. Unwin Human. London. 1989. 446 p.

Рекомендована к печати Н.А. Горячевым

V.G. Gonevchuk, G.A. Gonevchuk, V.A. Lebedev, A.A. Orekhov

Association of monzonitic rocks of the Kavalerovo ore district (Primorye): geochronology and some issues of genesis

Isotope-geochronological study of rocks, forming two large intrusive bodies and an isolated group of small bodies in the western part of the Kavalerovo ore district, has been carried out. They were described in the majority of publications as monzonitic or trachyandesite - monzonitic associations. The time of formation of the study intrusive associations is defined in the range 113-98 Ma by the biotite and amphibole K-Ar method and Rb-Sr method involving the rocks and minerals segregated from them. The interval can be wider (115-95 Ma) with regard to other isotope data, including those on rocks of the effusive facies. It does not contradict the conception of belonging of the investigated association to one magmatic complex. Significant and logical differences in the age of compositionally similar rocks of different massifs have not been established. According to the pattern of geodynamic evolution of the region, the latitic melts chamber, effusive and most intrusive rocks of the complex were formed prior to the initial stage of the Sikhote-Alin subduction volcanic belt. The initial stage of the belt formation is probably registered by the datings of biotite from monzodiorites of the Uglovaya VTS, located in the central part of the district (90 Ma), and of late amphibole from monzonitoids of its western part (91-92 Ma).

The geochemical distinctions of the rocks composing different intrusive bodies could be caused by the features of melt evolution in the intermediate hearths or crystallization chambers.

***Key words:* monzonite, isotope geochronology, genesis, ore content, the Far East, Russia.**