

ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОИДОВ ВОСТОЧНО-СИХОТЭ-АЛИНСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА

Г.А. Валу́й

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Гранитоиды южной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса образуют три группы тел, закристаллизованных на небольшой (< 3–4 км) глубине, разделённых пространственно и отличающихся своими петрологическими особенностями. Интрузивы восточной части (на побережье Японского моря – 1 группа) образуют крупные (десятки километров) многофазные тела, сложенные равномерно-зернистыми породами диорит-гранодиорит-гранитного состава, которые кристаллизовались при 650–750°C, являются производными I-типа расплавов и относятся к магнетитовой серии.

Массивы западной части пояса – в пределах Дальнегорского района (2 группа) и Краснореченского поднятия (3 группа) – однофазны, сложены порфиroidными породами гранодиорит-монцодиоритового состава, относящимися к ильменитовой серии. Они кристаллизовались при 750–800°C и 850–900°C, соответственно, и образуют небольшие тела (первые километры в Дальнегорском и десятки метров в Краснореченском), сопровождаются боросиликатными и полиметаллическими в Дальнегорском и оловянно-полиметаллическими месторождениями в Краснореченском районе, тогда как в интрузивах прибрежной группы известны незначительные магнетит-скарновые и молибденовые рудопроявления.

Ключевые слова: гранитоиды, монцонитоиды, ильменитовые и магнетитовые граниты, I-тип расплавов, дифференциация, Восточно-Сихотэ-Алинский пояс.

Интрузивы Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (ВСАВП), обнаженные вдоль всего побережья Японского моря (от Тернея до мыса Островного) являются типичными представителями формации субвулканических гранитов, по Ю.А. Кузнецову [11], вулканоплутонической формации, по Е.К. Устиеву [18], или вулканоплутонических ассоциаций, по Г.Б. Ферштатеру [20], широко распространенных в вулканических поясах, обрамляющих Тихий океан.

Массивы побережья Японского моря характеризуют интрузивный магматизм вдоль простирания Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, а интрузивы Дальнегорского района и Краснореченского поднятия позволяют проследить его изменение в поперечном направлении. Геолого-петрологические исследования, проведенные автором, показали, что гранитоиды Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса образуют три группы тел, закристаллизованных на небольшой (< 3–4 км) глубине, разделенных пространственно и отличающихся своими петрологическими особенностями.

ИНТРУЗИВЫ ПОБЕРЕЖЬЯ ЯПОНСКОГО МОРЯ (1 ГРУППА)

Гранитоидные интрузивы восточной части вулканического пояса образуют зону северо-восточного простирания и отделены друг от друга полями верхнемеловых эффузивов (рис. 1). Все они имеют лакколитоподобную форму и сильно вытянуты вдоль берега моря, достигая 20–60 км в длину при ширине 5–10.

Чётких геологических фактов, свидетельствующих о глубине формирования интрузивов, нет. Есть приблизительные подсчеты мощности “покрышки”. М.А. Фаворская [19] оценивает глубину их формирования в 500 м, Ф.К. Шипулин [21] – в 1–2 км. По мнению автора, глубина формирования массивов определяется мощностью верхнемеловых эффузивов, которая в пределах Прибрежной зоны колеблется от 3000 до 5000 м [6], т.е. максимально возможная глубина должна быть не более 3–4 км. Петрологические данные показывают, что литостатическое давление, определяемое по $P_{H_2O} < P_{общ}$, не превышало 1–1.5 кбар, т.е. глубина не превышала 3–4 км.



Рис. 1. Схема размещения гранитоидных интрузивов в южной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса.

1 – гранитоиды, 2 – вулканиты, 3 – разломы. Цифрами в кружках показано расположение интрузивов: 1 – Берёзовско-го, 2 – Северо-Якутинского, 3 – Верхне-Арминского, 4 – Средне-Арминского.

Массивы отличаются друг от друга по глубине становления. Опричининский интрузив, имеющий гранофировые приконтактовые фации, сформировался на глубине менее 3 км, а южнее расположенные Владимирский, Ольгинский и Валентиновский – на глубине 3–4 км. Глубина эрозионного среза невелика, чаще всего обнажаются прикровлевые части интрузивных тел. Сложены они различными разновидностями пород, из которых каждая образует одну фазу, прорывающую предыдущие с образованием на контактах зон закалки, гнезд пегматитов и зон обогащения темноцветными минералами в виде полос и линз. Первая фаза – диориты (88–74 млн лет) – проявлена в Опричининском, Ольгинском и Валентиновском массивах; вторая фаза – гранодиориты (65–60 млн лет) – во всех массивах, кроме Опричининского. Для второй фазы характерно наличие включений пород гранодиоритового состава округлой формы, равномерно рассеянных в породе или образующих лин-

зобразные скопления или горизонты. Третья фаза – крупнозернистые граниты (58–53 млн лет) – почти без включений, но с гнездами пегматитов и аплитопегматитовыми телами, проявлена во всех массивах. Четвертая фаза представлена миароловыми гранитами (43–48 млн лет) в Ольгинском массиве и щелочными гранитами мыса Орлова (41 млн лет) – в Валентиновском. Пятая фаза – гранит- и гранодиоритпорфиры и аплитопегматитовые тела – имеет место во всех массивах.

Таким образом, по данным калий-аргонового метода, гранитоидные массивы формировались в течение длительного времени от позднего мела (88–74 млн лет – диориты) до палеоцен-эоцена (65–41 млн лет – гранодиориты и граниты) почти синхронно на всём протяжении Прибрежной зоны. Несмотря на общие черты, каждый из изученных массивов по своему индивидуален. Детальная характеристика их приводится в ряде монографий [1, 2, 19, 20].

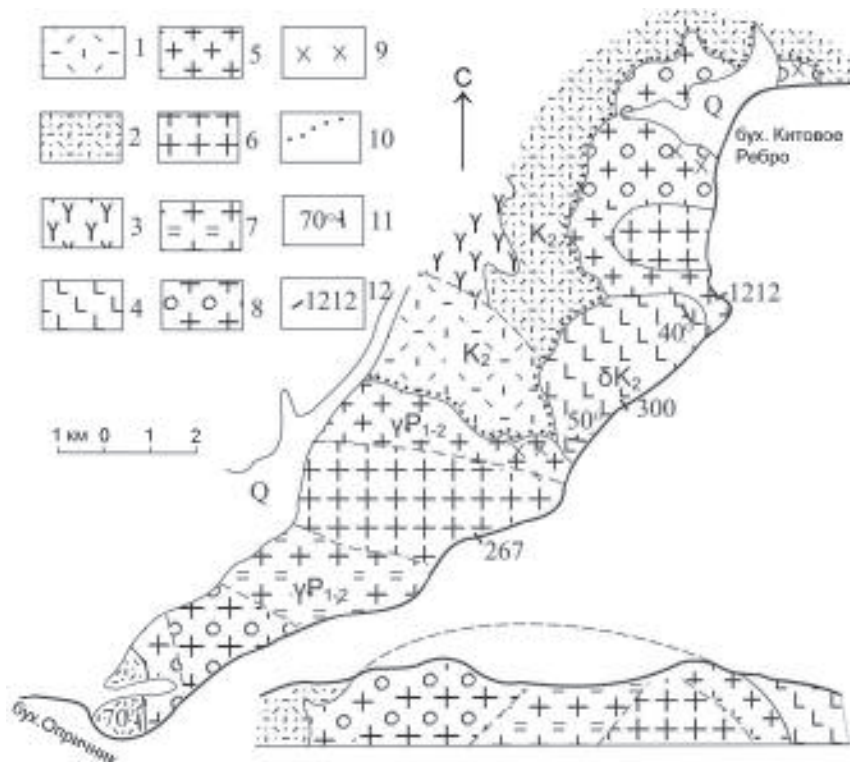


Рис. 2. Геологическая карта Опричинского массива. Составлена автором и С.А. Коренбаумом с использованием материалов В.И. Рыбалко и А.В. Канунниковой [2].

1 – лавы, 2 – туфы, 3 – туфолавы риолитов, 4 – кварцевые диориты; 5–8 – граниты: (5– гранофировые, 6 – средне- и крупнозернистые, 7 – полосчатые, 8 – с гранодиоритовыми включениями); 9 – приконтактовая гранит-порфировая фация; 10 – ороговикование и окварцевание; 11 – направление и угол падения контактов; 12 – места отбора образцов.

В качестве примера прибрежных интрузивов приводим описание Опричинского массива.

Опричинский интрузив

Опричинский (Мутухинский) массив расположен на побережье Японского моря к северу от пос. Каменка Дальнегорского района, простираясь на 20 км от бухты Опричник на юге до бухты Китовое Ребро на севере (рис. 2). Ширина массива колеблется от 3 до 7 км в южной части в бассейне р. Опричинки. В пределах массива четко выделяется 3 части: южная и северная сложены гранитами, центральная – в разной степени гранитизированными диоритами.

Южный контакт Опричинского массива с вмещающими кислыми эффузивами является типично интрузивным, с многочисленными апофизами, отходящими во вмещающие породы, северный – задернован. Контакты гранитов с диоритами более пологие (угол 45°), чем с эффузивами (угол $60-70^\circ$). Диориты на контактах с гранитами превращены в монцониты.

По геологическим данным породы интрузива имеют палеоцен-эоценовый возраст. Результаты опре-

деления абсолютного возраста К-Аг методом подтверждают геологические наблюдения и показывают, что диориты формировались в течение позднего мела в интервале 89–74 млн лет, а граниты – в течение палеогена (южное поле – 69–64, северное – 57–53 млн лет).

Диориты – это средне- и крупнозернистые породы, состоящие из плагиоклаза ($An_{50-38-20}$) – 50–60 об.%, роговой обманки (10–15%), пироксена (до 5%), кварца (10–15%), КПШ ($2V=52-58^\circ$) – 5–10 об.%. Из аксессуарных присутствуют магнетит со структурами распада – пластинками ильменита, апатит, ильменит, циркон, фергусонит, касситерит.

В зависимости от структуры гранитов в пределах массива выделены две фации: краевая – с преобладанием гранофировой и центральная – с преобладанием гипидиоморфнозернистой структуры. Гранофировые граниты наиболее широко развиты у контактов с эффузивами в полосе шириной 1.5 – 2 км и с диоритами в полосе шириной около 50 м. С удалением от контактов роль гранитов с гранофировой структурой уменьшается. Гранофировые срастания становятся все более крупнозернистыми, количество

их уменьшается и структура породы все более приближается к гранитной равномернозернистой. Для приконтактовых фаций гранитов характерно присутствие значительных количеств включений – шпировых выделений пород гранит-гранодиоритового состава и своеобразной, только им присущей структуры – призматическзернистой. Детальная характеристика включений приведена в [1, 2, 5].

Граниты состоят из кварца (30–35 об.%), КПШ ($Or_{58} Ab_{38} An_4$ – 25–36 %), плагиоклаза – An_{35-30} – An_{20-18} (27–37 %), биотита (5–14 %), роговой обманки (до 6 %) и акцессорных – магнетита, апатита, циркона. Количественно-минеральный состав по-

род массива показан на рис. 3 А, химический – в табл. 1, рис. 4.

Среди гранофировых гранитов южной части наблюдается зона полосчатых гранитов мощностью 2–3 м и протяжением 3 км. Полосчатая зона проявляется в чередовании темных (90 см) и светло-серых (10 см) полос, ритмично повторяющихся в береговых обнажениях. Цвет полос обусловлен количеством гранофировых сростков (75–81% в темных и 80–87% в светлых) и порфирированных выделений плагиоклаза, количество которых в темных полосах колеблется от 15 до 23 %, в светлых – от 8 до 18 об.% [3].

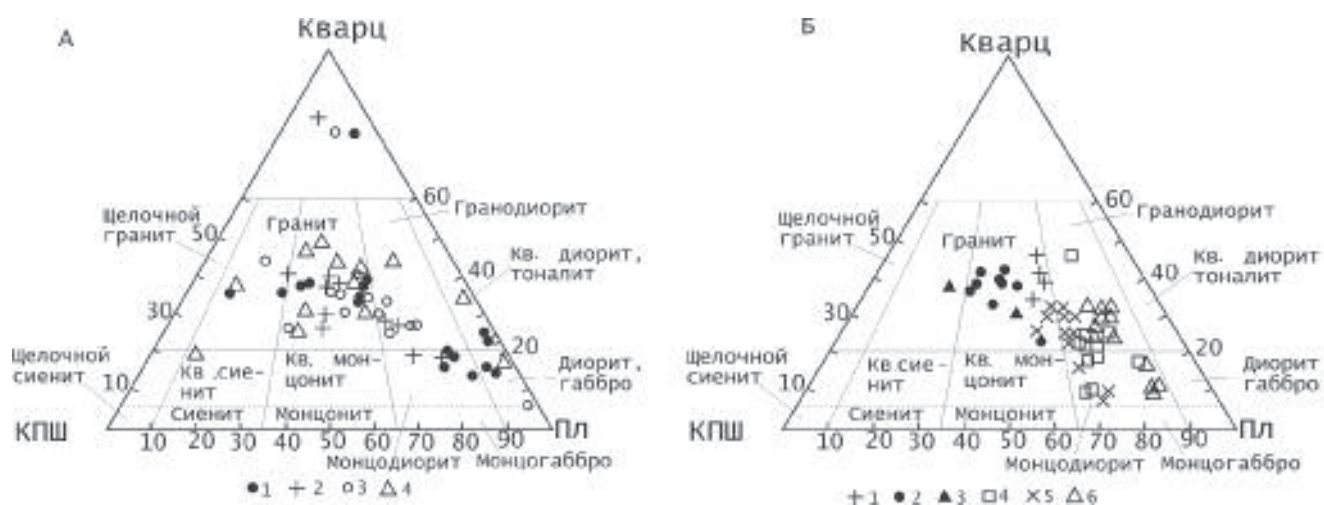


Рис. 3. Количественно-минеральный состав гранитоидов ВСАВП.

А – интрузивы восточной части (1 – Опричнинский, 2 – Владимирский, 3 – Ольгинский, 4 – Валентиновский).

Б – интрузивы западной части (Дальнегорский массив: 1 – адамеллиты, 2 – граниты, 3 – гранит-порфиры; интрузивы Краснореченского поднятия: 4 – кл. Лапшина, 5 – кл. Жёлтого, 6 – кл. Солнечного).

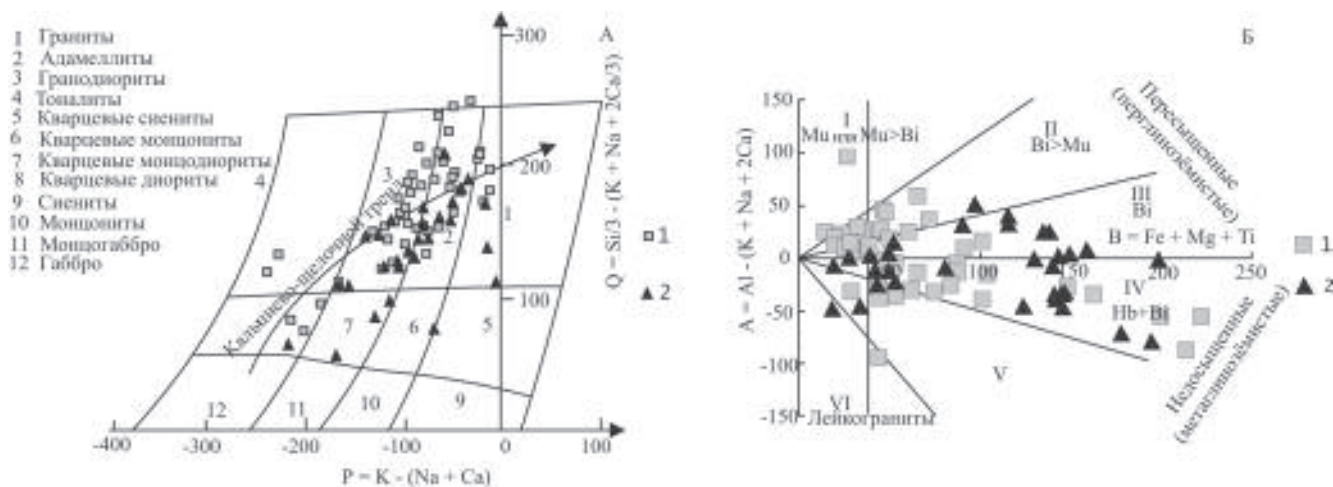


Рис. 4. Положение точек составов гранитоидов на классификационных диаграммах [24]: 1 – восточной и 2 – западной части ВСАВП. А – Q-P; Б – А-В.

Таблица 1. Химический (%) и микроэлементный (г/т) состав гранитоидов восточной части Восточно-Сихотэ-Алинского пояса (1 группа).

№№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
№№ проб	В-300	В-267	В-1212	В-1472	В-1475а	В-431	В-720	В-710	В-819	В-565-1	В-765	В-551	В-596а	В-1014 А	В-909 А	В-995	В-934	В-1053 А
SiO ₂	60.84	74.06	72.26	66.10	72.50	66.18	72.58	74.58	65.42	67.70	71.60	73.44	75.10	53.45	65.28	71.88	73.02	70.90
TiO ₂	0.90	0.28	0.35	0.55	0.24	0.90	0.36	0.29	0.49	0.32	0.33	0.31	0.18	1.56	0.70	0.30	0.26	0.48
Al ₂ O ₃	13.87	12.45	13.52	14.85	13.42	15.11	14.31	12.99	15.77	14.05	13.91	13.52	12.60	18.18	14.31	14.31	12.66	14.31
Fe ₂ O ₃	2.59	3.17	2.69	3.23	1.68	1.38	0.94	0.78	1.03	2.87	1.40	0.23	1.31	2.42	0.78	1.11	1.54	2.02
FeO	5.11	1.07	1.69	1.25	0.33	2.76	1.53	1.68	3.82	2.09	1.90	1.84	1.08	7.04	7.16	1.88	2.02	1.13
MnO	0.14	0.07	0.08	0.06	0.06	0.05	0.12	0.11	0.12	0.06	0.06	0.02	0.05	0.14	0.13	0.03	0.06	0.06
MgO	3.95	0.52	0.10	2.61	1.07	1.43	0.86	0.76	1.71	0.40	0.68	0.57	0.76	3.19	1.52	0.57	0.54	0.20
CaO	6.15	0.73	1.74	4.28	1.80	3.59	2.12	1.72	3.64	2.48	1.89	0.67	1.59	6.73	3.04	2.64	1.60	0.72
Na ₂ O	3.42	4.06	3.65	2.75	2.52	3.71	3.24	2.64	2.92	3.85	4.22	4.45	3.16	3.75	3.24	2.68	3.72	4.66
K ₂ O	1.70	3.44	3.48	2.88	4.24	3.54	2.73	3.00	3.39	4.20	3.32	3.75	3.45	1.55	2.66	3.50	3.71	4.03
P ₂ O ₅	0.60	0.11	0.02	-	-	0.29	0.36	0.40	0.22	0.01	0.03	0.04	0.28	0.44	0.20	0.12	0.12	0.01
H ₂ O ⁻	0.04	0.07	0.32	-	-	0.20	0.12	0.06	0.18	0.56	0.24	0.22	0.10	0.12	0.52	0.14	0.20	0.19
п.п.п.	0.32	0.44	0.30	1.26	1.65	0.88	0.41	0.56	1.02	1.60	0.25	0.76	0.40	1.58	1.43	0.53	0.44	0.75
Rb	51	73	96	82	149	57	107	134	110	92	93	-	158	38	129	410	125	126
Sr	398	98	187	360	145	222	217	162	400	206	154	-	124	420	242	89	159	34
Ba	437	911	1131	652	803	943	538	254	696	642	723	-	247	448	431	294	654	79
Zr	117	130	128	149	212	204	61	67	145	141	134	-	89	79	215	147	92	319
Nb	14	23	28	4	11	19	23	26	12	21	6	-	29	11	32	19	21	41
La	24	38	75	29	58	31	34	60	29	32	36	-	49	26	59	24	36	67
Ce	35	65	67	49	93	59	42	63	42	52	62	-	63	44	84	24	58	123
Nd	11	5	33	2	27	0	0	37	18	0	23	-	43	18	19	9	21	34
Y	21	23	25	15	18	25	20	25	16	30	14	-	28	26	29	67	23	33
Ni	44	7.2	9.4	30	12	9	4	2	-	5	11	4	3	39	6	2	1	2
Co	7.2	0.5	1.1	14	3	15	5	2	-	9	2	2	2	36	11	1	2	1
Cr	47	47	54	63	20	19	5	3	-	9	5	7	7	16	9	0	1	0
V	62	1.1	4.9	17	56	60	38	7	-	29	38	9	4	40	62	6	4	1
Cu	60	7.5	12	53	36	15	23	19	-	30	19	33	9	52	16	10	12	11
Zn	45	32	16	51	32	28	19	12	-	41	5	22	79	162	45	20	0	30
Pb	16	37	10	35	110	18	26	35	-	64	7	44	79	11	24	35	47	40
Sn	6	6.3	4.7	3	16	3	6	3	-	7	3.5	7	3	4.0	4	5	1	5
Mo	30	60	60	1	22	10	1	1	-	1	1	2	2	1.0	0	1	1	2
B	9	2	2	10	680	3	3	3	-	4	0.5	13	6	6.3	3	3	3	3
F	41	240	160	-	-	140	140	28	-	190	390	32	320	79	470	120	28	280

Петрологические особенности гранитоидов

Примечание. Массивы: Опричинский (1 – диорит, 2 – гранит южной, 3 – гранит северной части); Бринеровский (4 – гранодиорит, 5 – турмалинсодержащий гранит); Владимирский (6 – гранодиорит, 7 – гранит, 8 – гранит аплитовидный); Ольгинский (9 – кварцевый диорит, 10 – гранодиорит, 11 – гранит, 12 – миароловый гранит, 13 – аплитовидный гранит); Валентиновский (14 – диорит, 15 – гранодиорит, 16 – гранит крупнозернистый, 17 – гранит аплитовидный, 18 – щелочной гранит).

Анализы выполнены в лабораториях ДВГИ ДВО РАН химическим методом (аналитики Л.А. Авдеевина, Ю.С. Бабаева, Р.Н. Грицай, Л.В. Недашковская, С.П. Славкина) и количественным спектральным методом (аналитики: Л.И. Азарова, Т.В. Ланкова, В.Е. Сахно). Редкие элементы определены рентгенофлуоресцентным методом в ЦХЛ “ПО Приморгеология”.

Таким образом, южное поле гранитов Опричинского интрузива представляет собой прекрасно обнаженный “модельный” лакколит зонального строения: приконтактовая фация (4 км по горизонтали) сложена гранофировыми гранитами с автолитами, которые затем сменяются ритмично-расслоенными гранитами (3 км), представляющими собой внешнюю часть зоны конвективного перемешивания [2, 3], без автолитов. Центральная часть лакколита сложена равномернозернистыми гранитами с гнездами пегматитов и аплит-пегматитовыми телами. Автолиты здесь отсутствуют, т.е. в центральной части лакколита происходит нормальная эволюция гранитного расплава, заканчивающаяся пегматитами. А в приконтактной зоне “застойного” расплава, где конвективного перемешивания не происходит, образуются фации гранитов с автолитами [5].

ИНТРУЗИВЫ ДАЛЬНЕГОРСКОЙ ВУЛКАНОСТРУКТУРЫ (2 ГРУППА)

В пределах Дальнегорского района наблюдаются проявления магматических пород двух серий: известково-щелочной, представленной диорит-гранодиорит-гранитной ассоциацией, и субщелочной, представленной монцодиорит-гранодиоритовой ассоциацией. Первая обнажается в центральной и юго-восточной частях района в пределах Дальнегорской вулкано-тектонической структуры, образуя центральные и локальные интрузивно-купольные поднятия, составляющие 2-ю группу интрузивов. Вторая ассоциация распространена в северо-западной части района в пределах Краснореченского сводово-глыбового поднятия. Она образует 3-ю группу интрузивов вулканического пояса.

Гранитоидные породы в Дальнегорском районе занимают довольно скромную площадь, часть интрузивов (Дальнегорский и Партизанский) не выходят на поверхность и вскрыты только скважинами. В распределении интрузивов наблюдается четкий структурный контроль: наиболее крупный из них обнажен в центре вулкано-тектонической депрессии, образуя интрузивно-купольное поднятие – Араратский интрузив гранофировых гранитов (60 млн лет). Более мелкие интрузивы приурочены к периферической части вулкано-тектонической структуры, образуя локальные поднятия, осложняющие основную структуру: интрузивы 27-го Ключа (50–62), Дальнегорский (59–64), Партизанский (53–58), Николаевский (габбродиориты – 83, граниты – 60) и Лидовский (69 млн лет). Интрузивы в плане имеют чаще всего изометричную форму. Кристаллизовались они на небольшой глубине (не более 3 км). Глубина эрозионного

среза массивов невелика: чаще всего обнажаются прикровлевые части интрузивных тел, подобно интрузивам побережья. Гранитоиды повсеместно прорывают, ороговиковывают и скарнируют осадочные породы триасово-юрского и раннемелового возраста и верхнемеловые эффузивы.

В качестве примера интрузивов 2 группы приводим описание Дальнегорского массива.

Дальнегорский массив

Дальнегорский интрузив гранитов располагается под Дальнегорским скарновым боросиликатным месторождением, не имеет выхода на поверхность и обнаружен скважинами структурного бурения в конце 70-х гг. Месторождение приурочено к крупному блоку верхнетриасовых рифовых известняков валанжинской олистостромовой толщи и представлено скарновым телом, в котором локализовано борное оруденение [14, 22].

Интрузив гранитов был вскрыт в 4 точках: на Долинном участке месторождения скв. 753 в интервале 1101,5–1354,0 м и скв. 753А в интервале 1100,35–1215,0 м; на Западном участке скв. 875 в интервале 1187,35–1205,4 м; на стыке участков Долинного и Левобережного скв. 975 в интервале 1206,0–1401,0 м. Последняя перебурила апофизы гранитов. Общая горизонтальная протяженность вскрытой кровли интрузива достигает 700 м, глубина вскрытия массива от его кровли – 252,5 м. Судя по разрезам, построенным Н.А. Носенко [14], кровля массива погружается на северо-восток, а его контакт имеет инъекционный характер.

Среди гранитоидов по особенностям состава и структуры выделяется 3 разновидности: биотит-амфиболовые порфиридные адамеллиты, слагающие наиболее глубинные части интрузива; аплитовидные и гранофировые граниты апикальной зоны, тяготеющие к эндоконтактам массива и встреченные также в виде апофиз во вмещающих породах; гранит-порфиры, образующие в теле массива хорошо выдержанное по составу дайкообразное тело мощностью 12 м.

Адамеллиты – это порфиридные породы гипидиоморфнозернистой структуры, содержащие в качестве порфиридных выделений плагиоклаз ($An_{52-20-40}$ – 20–25 об.%) и кварц (14–16 %), реже и в меньших количествах – калинагровый полевой шпат, амфибол и биотит. В адамеллитах Дальнегорского массива ярко выражена двухэтапность кристаллизации, о чем свидетельствует резкое различие в величине размера между кристаллами порфиридных выделений и зернами основной массы (5–6 до 10 мм против 0,1–0,6 мм, соответственно).

Таблица 2. Химический (%) и микроэлементный (г/г) состав гранитоидов западной части ВСАВП.

№№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
№№ проб	В-1430	В-1498а	В-1497м	А-380	В-1489	В-1478 б	В-1554в	А-106в	А-123а	А-168
SiO ₂	74.37	69.82	72.67	70.92	74.50	66.10	52.90	61.05	60.94	61.50
TiO ₂	0.13	0.32	0.19	0.40	0.24	0.45	0.99	0.81	0.60	0.87
Al ₂ O ₃	13.16	15.00	13.23	14.58	11.86	14.51	19.80	16.44	16.07	17.10
Fe ₂ O ₃	1.50	1.74	1.08	0.79	1.39	2.30	2.93	2.91	0.92	2.60
FeO	0.12	1.46	0.99	3.16	0.79	1.87	3.99	2.23	5.25	2.88
MnO	0.05	0.05	0.07	0.07	0.12	0.13	0.10	0.09	0.12	0.09
MgO	0.46	0.62	0.49	1.09	0.89	2.10	3.26	4.07	3.21	2.67
CaO	0.48	3.16	3.33	2.75	1.25	3.88	8.04	4.75	5.02	3.70
Na ₂ O	4.06	3.68	2.53	3.00	3.00	3.64	3.17	2.76	2.61	2.90
K ₂ O	4.32	3.45	4.63	3.00	4.51	2.61	1.38	3.15	2.33	3.40
P ₂ O ₅	0.02	0.19	0.11	0.07	-	-	0.32	1.06	0.36	0.20
H ₂ O ⁻	0.45	0.21	0.15	0.05	-	-	0.29	0.17	0.10	0.07
п.п.п.	0.81	0.69	0.26	0.57	0.99	2.24	2.45	-	1.50	1.66
Rb	106	97	97	96	97	63	31	91	40	179
Sr	60	251	163	238	139	434	534	336	348	531
Ba	1086	671	769	679	827	674	366	878	634	790
Zr	207	159	128	163	117	203	120	206	42	177
Nb	19	9	14	9	30	5	11	19	10	17
La	34	22	40	42	44	26	32	45	24	39
Ce	90	49	49	61	63	51	36	62	35	46
Nd	13	28	35	30	11	12	9	27	5	19
Y	26	19	16	23	29	10	16	39	30	34
Ni	7	12	11	35	3	7	27	34	35	10
Co	2	7	3	6	3	10	25	20	18	10
Cr	5	11	9	31	5	8	51	174	67	44
V	2	61	45	56	36	75	140	270	240	160
Cu	7	14	10	20	7	26	25	65	110	29
Zn	110	42	78	130	38	93	130	160	110	66
Pb	57	37	52	31	17	27	17	44	120	28
Sn	4	12	7	7	2	3	3	1	4	29
Mo	1	2	4	3	2	2	1	38	1	4
B	4	31	39	22	7	27	23	960	14	42
F	-	-	230	800	-	-	-	-	120	200

Примечание. Интрузивы Дальнегорского района (2 группа): Арагатский (1 – гранит); Дальнегорский (2 – адамеллит, 3 – гранит); Партизанский (4 – адамеллит); 27-й ключ (5 – гранит, 6 – гранодиорит); Николаевский (7 – габбродиорит); интрузивы Краснореченского поднятия (3 группа): кл. Лапшин (8 – гранодиорит); кл. Солнечный (9 – гранодиорит); кл. Желтый (10 – гранодиорит). Образец с индексом А – коллекция А.А. Стрижковой. Аналитики – см. табл. 1.

Основная масса адамеллитов имеет гранитную структуру различной зернистости и состоит из названных выше минералов: плагиоклаз – An₃₀₋₂₆₋₁₈ – 10–12%, кварц – 20–30%, калинатровый полевой шпат – 25–30% и биотит+амфибол – до 10%.

Аплитовидные и гранофировые граниты вскрыты скважинами 753 и 753А на глубине 1170–1190 м, образуя 2 интервала, разделенных зоной гранат-пироксеновых скарнов, образовавшихся, видимо, по ксенолиту известняка, и являются или эндоконтактной фацией массива, или самостоятельной фазой, образующей апофизы во вмещающих породах, вскрытые скважинами 875 и 972. Мощность гранитов по керну около 50–60 м. Контакт с адамеллитами по сохранившемуся материалу керна скважины не виден.

По внешнему облику это светлые мелкозернистые породы, сохраняющие слабовыраженное порфировидное строение. Структура основной массы аплитовая, гранофировая и гранитовая с участками пегматоидной. Граниты заметно больше, чем адамеллиты, содержат кварца и калинатрового полевого шпата. Содержание SiO₂ в них колеблется от 72 до 73–74% массы (табл. 2 и рис. 4). На диаграмме А. Штрекайзе на гранофировые граниты занимают центральную часть поля гранитов (рис. 3 Б).

Плагиоклаз гранитов более кислый (An₃₅₋₂₀₋₁₈), чем адамеллитов, и слабозональный, хотя иногда встречаются гломеросростки с резкочональными кристаллами основностью 44–45 до 60% An в ядрах промежуточной и низкой упорядоченности.

Калинастровый полевой шпат гранитов встречается главным образом в основной массе в виде самостоятельных зерен или сростков с кварцем. Состав его – $Or_{55-60}Ab_{45-50}$. Угол оптических осей колеблется от $55-60^\circ$ до $66-68^\circ$.

Темноцветные минералы в гранитах представлены в основном буро-зеленой роговой обманкой ($f_{\text{общ.}} = 53-65$) и биотитом. В ряде образцов наблюдаются довольно крупные зерна пироксена (салита), ассоциирующего с калинастровым полевым шпатом, кварцем и кислым плагиоклазом.

Появление пироксен-ортоклазовой ассоциации в гранофировых гранитах свидетельствует, согласно Д.С. Коржинскому [10], о повышении активности щелочей на контакте гранитов с известняками, которые превращены в гранат-пироксен-волластонитовый скарн. Подобные явления широко описаны в литературе, особенно для такого хорошо обнаженного региона, как Средняя Азия [7, 15 и др.]. Но, в отличие от упомянутых примеров, в Дальнегорском массиве не происходит образования фаций повышенной основности пород, а только увеличивается их щелочность.

На малых глубинах, на которых кристаллизовался Дальнегорский интрузив, ассимиляции известняков гранитной магмой не происходит ввиду того, что температура диссоциации кальцита гораздо выше температуры гранитной магмы [7]. Но обогащение остаточных расплавов и флюидной фазы кальцием, видимо, происходит, что приводит к возрастанию активности щелочей, особенно K_2O . И в момент кристаллизации основной массы гранофировых гранитов вместо ассоциации $Or-Bi-Nb$ образуется $Or-Rx-Bi$, что соответствует III полю щелочности гранитов на диаграмме Д.С. Коржинского [10]. Сами по себе гранофировые граниты являются нормальными дифференциатами известково-щелочных магм, более кислыми по сравнению с нижележащими адамеллитами. Появление в них пироксена происходит на поздних этапах кристаллизации в результате возрастания активности щелочей на контакте с известняками без изменения общей основности породы.

ИНТРУЗИВЫ КРАСНОРЕЧЕНСКОГО ПОДНЯТИЯ (3-Я ГРУППА)

Краснореченское поднятие расположено в центральной части хребта Сихотэ-Алинь и примыкает к Дальнегорскому рудному полю с запада. Краснореченский блок является кольцевой интрузивно-купольной структурой, пространственно совпадающей с положительной гравитационной аномалией.

Магматические образования монцодиорит-гранодиоритового ряда расположены внутри поднятия, вне ограничивающих Краснореченское рудное поле вулканотектонических депрессий. Они прорывают и метаморфизируют осадочные отложения раннего мела, не имеют эффузивных аналогов. Наиболее изученными из них являются интрузивы, расположенные в бассейнах ключей Лапшина, Солнечного, Ветвистого, Желтого и др. Интрузивы представлены мелкими штокообразными и трещинными телами монцодиоритов, диоритов и гранодиоритов. Возраст интрузивов определяется как начало позднего мела (84–87 млн лет, по определению лаборатории ДВГИ) – палеоген (59–64 млн лет, по данным ГЕОХИ СО РАН). Детальная характеристика интрузивов дана в монографии [5].

Количественно-минеральный состав пород показан на рис. 3 Б, химический состав – в табл. 2, рис. 4.

В качестве примера интрузивов 3 группы приведём описание массива ключей Лапшин и Ветвистый.

Массив ключей Лапшин и Ветвистый

Интрузив обнажается в районе восточной окраины пос. Краснореченский в бассейнах правого (кл. Лапшин) и левого (кл. Ветвистый) притоков р. Рудной. Это штокообразные и дайкообразные крутопадающие тела, секущие или согласные с простираем вмещающих нижнемеловых осадочных толщ. Протяжение тел – сотни метров. Впервые они были описаны М.А. Фаворской [19] как дайки монцонитов. На контакте с телом монцодиоритов в устье кл. Лапшина осадочные породы превращены в биотитовые роговики. Породы, слагающие эти интрузивы, представляют собой переходный ряд от двухпироксеновых монцодиоритов до биотит-роговообманковых кварцевых диоритов с постепенными переходами между ними. Типичные монцодиориты состоят из порфировидных выделений плагиоклаза ($An_{50-65} - An_{27-35}$) – 50%, калишпата (17,5%), кварца (18%), биотита ($f_{\text{общ.}} = 41,3\%$), ортопироксена ($Wo_{3.5}Fs_{42.0}Fn_{54.5}$) и клинопироксена ($Wo_{44.2}Fs_{38.1}En_{17.7}$) до 5%; роговой обманки ($f_{\text{общ.}} = 34,3\%$) – 1%, ильменита (1,5%), апатита, циркона, оргита (0,7%). Мелкозернистая основная масса гипидиоморфнозернистой структуры состоит из плагиоклаза An_{25-35} , кварца, калишпата, биотита и амфибола. Нередко в интрузивах наблюдается микропегматит, содержащий 42–47 об.% кварца, что свидетельствует о парциальном давлении воды при их кристаллизации 0,5–0,1 кбар [20], т.е. становление массива происходило на глубине менее 1,5 км.

ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ВЫВОДЫ

Нашими исследованиями было установлено, что интрузивы восточной части (на побережье Японского моря – 1 группа) образуют крупные (десятки километров) многофазные тела, сложенные равномернозернистыми породами диорит-гранодиорит-гранитного состава, кристаллизовались при 650–750°C и являются магнетитовыми. Массивы западной части пояса – в пределах Дальнегорского района (2 группа) и Краснореченского поднятия (3 группа) – однофазны, сложены резкопорфировидными породами, относящимися к ильменитовой серии, и кристаллизовались при 750–850°C и 800–900°C, соответственно. Они образуют небольшие тела (первые километры в Дальнегорском районе и десятки метров в Краснореченском), сопровождаются боросиликатными и полиметаллическими в Дальнегорском и оловянно-полиметаллическими месторождениями – в Краснореченском районе, тогда как в интрузивах прибрежной группы известны только незначительные магнетит-скарновые и молибденовые рудопроявления.

На диаграмме Rb – (Y+Nb), предложенной Дж. Пирсом [26, 27] для различения гранитоидов по тектоническому положению, все точки составов интрузивов ВСАВП лежат строго в поле гранитоидов вулканических дуг (рис. 5).

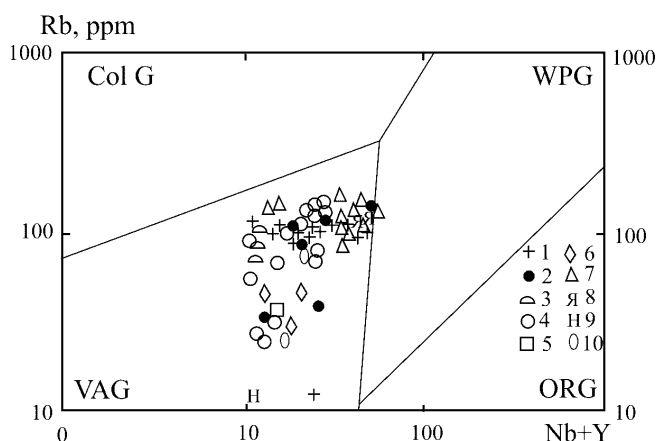


Рис. 5. Зависимость содержания Rb и (Nb+Y) в гранитоидах ВСАВП от тектонического положения [26, 27].

Col G – коллизионные граниты, WPG – внутриплитные граниты, VAG – граниты вулканических дуг, ORG – то же океанических хребтов. Точки гранитоидов следующих массивов: 1 – Араратский, 2 – 27-го Ключа, 3 – кл. Лидовский, 4 – Бринеровский, 5 – Дальнегорский, 6 – Лангоу, 7 – Краснореченского поднятия, 8 – Северо-Якутинский, 9 – Николаевский, 10 – Опричининский.

Анализ полученных материалов показывает, что 1-я группа интрузивов сформировалась из более низкотемпературных расплавов, содержащих 3% массы H_2O , выплавленных на меньших глубинах (12–15 км), по сравнению с 2-й группой массивов, которые образовались из более высокотемпературных расплавов с исходным водосодержанием $\geq 3\%$ массы H_2O и на глубине 18–20 км (Дальнегорская вулканоструктура) и 25–30 км (Краснореченское поднятие). Подобное различие, думается, обусловлено углублением магматических очагов по направлению от побережья в сторону континента. Различное исходное флюидосодержание определило динамику кристаллизации расплавов и характер отделения флюидов. Известно, что при содержании флюидов более 3% массы при кристаллизации расплава происходит разгерметизация магматической камеры, т.к. давление перекрывающих (вмещающих) пород не может компенсировать объемный эффект кристаллизации на глубинах менее 5 км. При этом флюид покидает расплав, что приводит к формированию пород резко порфировидной структуры. Интрузивы Дальнегорской вулканоструктуры – пример таких “вскипевших” расплавов, выделивших всю свою флюидную (а значит и полезную) нагрузку во вмещающие породы, среди которых было много известняков. В этом, видимо, и заключается секрет богатства Дальнегорского района рудными месторождениями [1].

На побережье обнажены интрузивы, возникшие при кристаллизации более “сухих” расплавов. При их формировании разгерметизация магматической камеры не происходит, и флюиды остаются в расплаве. Это привело к образованию равномернозернистых пород и широкому развитию процессов внутрикамерной дифференциации расплавов [1].

В гранитоидных интрузивах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса широко проявлены процессы дифференциации исходных расплавов на различных уровнях и стадиях существования расплава. Фракционная дифференциация на уровне генерации приводит к образованию серий пород, связанных котектическими отношениями и подобием распределения редкоземельных элементов, и формированию крупных многофазных интрузивов диорит-гранодиорит-гранитного состава в восточной части пояса и однофазных тел габбродиоритов, гранодиоритов или гранитов – в Дальнегорском районе, сформированных отдельными порциями отдифференцированной магмы.

Степень дифференциации расплавов уменьшается с востока на запад от многофазных прибрежных массивов через однофазные дальнегорские к одно-

фазным слабодифференцированным магматическим телам монцодиорит-гранодиоритового состава Краснореченского поднятия, параллельно с возрастанием мощности земной коры.

Дифференциация на уровне кристаллизации (в магматической камере) приводит к образованию автолитов, аплит-пегматитов, ритмично-расслоенных зон и пр., широко проявленных в интрузивах восточной части Сихотэ-Алиня (на побережье Японского моря). Выявлены признаки четырёх типов механизмов внутрикамерной дифференциации, отвечающих различным этапам становления интрузивных тел: кристаллизационная дифференциация с отсадкой плагиоклазов в зонах конвективных потоков, флюидно-магматическое и диффузионно-магматическое расслоение первичных расплавов (в приконтактных частях), а также расслоение остаточных расплавов, богатых летучими компонентами [1, 2, 3, 5].

Широкий спектр процессов расслоения гранитных расплавов, наблюдающихся в интрузивах восточной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса и в таком разнообразии не описанных в других регионах мира, превращает эту зону в провинцию расслоенных гранитов.

Родство магм, образовавших различные фазы в прибрежных массивах, подтверждается анализами редкоземельных элементов (рис. 6, табл. 3).

Расчет модельного распределения РЗЭ для пород верхней и нижней коры и гранитов и диоритов показал, что диориты могли возникнуть при полном равновесном или фракционном плавлении (судя по содержанию легких РЗЭ) или 50%-ном плавлении пород нижней коры, если судить по содержанию тяжелых РЗЭ, а гранитные расплавы при тех же соотношениях – при плавлении пород верхней коры (рис. 7).

Содержания РЗЭ в гранодиоритах, адамеллитах и гранитах центральных частей разных массивов оказались близки и являются как бы средними между содержаниями в диоритах и породах, генезис которых предполагает участие внутрикамерной дифференциации – автолитов и ритмично-расслоенных гранитов. Судя по уровню содержаний РЗЭ, диориты побережья и краснореченские монцодиориты могут рассматриваться как родоначальные (наиболее близкие к первичным), а гранодиориты и граниты – как производные (дочерние) магмы.

Представления о происхождении гранитных расплавов из различных источников отражены в не-

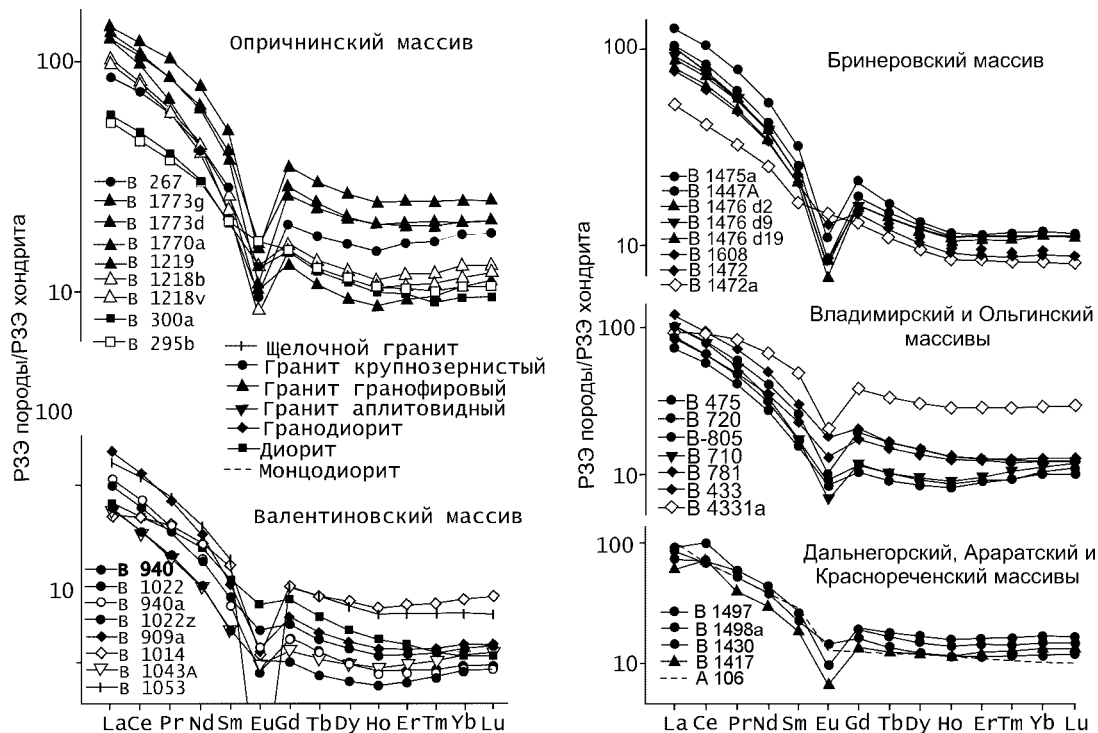


Рис. 6. Содержания редкоземельных элементов в гранитоидах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, нормализованные к хондриту [28].

Незакрашенными символами показаны включения в соответствующих породах.

Таблица 3. Содержание редких и редкоземельных элементов в гранитоидах ВСАВП (г/т).

Эл-т	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
	B-300	B-267	B-1472	B-1475a	B-431	B-720	B-710	B-781	B-805	B-1014	B-909A	B-1022	B-940	B-1053a	B-1498A	B-1497m	B-1430	A-422	A-106
Rb	74.9	112	91.1	153	103	134	163	128	119	50.1	143	120	136	139	121	142	124	12.7	105
Sr	371	83.7	336	133	254	199	141	195	215	429	211	194	156	20.5	261	179	53.4	603	354
Y	20.3	31.1	18.4	24.0	26.0	17.4	18.7	25.5	17.9	25.3	24.2	15.7	18.6	37.4	23.5	30.8	33.7	13.0	23.9
Zr	45.8	87.1	91.2	116	100	68.5	58.1	101	47.7	54.5	80.7	63.8	77.3	235	74.0	92.5	159	61.0	200
Cs	4.01	1.69	5.56	5.38	4.47	4.13	5.32	2.80	3.87	2.42	7.13	2.16	2.67	1.20	4.44	2.87	2.47	6.54	6.93
Ba	388	798	515	596	798	479	412	572	401	395	401	546	515	47.9	735	805	779	201	538
La	18.2	26.7	24.4	40.2	39.0	23.1	33.5	26.6	27.5	24.5	47.6	23.3	30.4	41.0	27.5	23.5	29.4	8.1	26.8
Ce	39.5	59.6	50.8	85.1	77.8	46.6	64.6	54.4	54.6	54.1	93.2	44.8	60.1	89.0	56.3	59.5	83.6	21.2	58.3
Pr	4.85	7.19	5.87	9.64	8.87	5.06	6.71	6.14	5.92	6.74	9.93	4.83	6.50	10.4	6.50	7.49	7.61	2.89	6.69
Nd	18.2	25.7	20.8	32.8	30.8	16.7	20.5	21.5	19.3	27.4	31.7	16.1	21.3	35.7	23.4	27.0	27.4	13.2	25.2
Sm	3.94	5.46	4.01	6.25	5.88	3.04	3.45	4.43	3.39	5.80	5.38	2.93	3.90	7.40	4.60	5.44	5.51	3.15	5.10
Eu	0.926	0.695	0.921	0.791	1.32	0.606	0.487	0.950	0.659	1.54	0.868	0.744	0.644	0.102	1.10	0.741	0.726	1.141	1.147
Gd	3.84	5.03	3.75	5.42	5.35	2.70	3.07	4.56	3.02	5.86	4.72	2.59	3.46	6.87	4.49	5.34	5.41	3.03	4.46
Tb	0.583	0.816	0.568	0.766	0.792	0.426	0.176	0.713	0.477	0.842	0.686	0.396	0.533	1.10	0.677	0.818	0.894	0.459	0.697
Dy	3.58	5.20	3.29	4.24	4.68	2.69	3.03	4.37	2.90	4.82	4.14	2.51	3.16	6.64	4.13	5.02	5.71	2.79	4.11
Ho	0.715	1.07	0.644	0.815	0.925	0.571	0.633	0.898	0.602	0.953	0.839	0.526	0.644	1.32	0.866	1.05	1.18	0.55	0.83
Er	2.07	3.39	1.83	2.35	2.67	1.81	1.96	2.63	1.87	2.61	2.45	1.61	1.90	3.88	2.53	3.19	3.55	1.47	2.33
Tm	0.291	0.527	0.279	0.354	0.390	0.293	0.337	0.412	0.299	0.367	0.381	0.263	0.293	0.601	0.397	0.479	0.557	0.202	0.351
Yb	1.98	3.70	1.85	2.33	2.56	2.15	2.33	2.71	2.09	2.23	2.57	1.84	2.00	3.88	2.57	3.28	3.74	1.25	2.27
Lu	0.307	0.578	0.278	0.345	0.397	0.353	0.382	0.413	0.328	0.343	0.398	0.291	0.307	0.591	0.406	0.503	0.568	0.179	0.342
Hf	1.55	3.49	3.01	4.20	3.20	2.77	2.25	3.44	1.89	1.71	2.69	2.03	2.61	7.45	2.62	3.34	5.45	1.66	5.23
Pb	17.6	23.5	12.4	65.1	15.2	15.7	21.4	19.1	18.9	18.5	20.7	23.7	14.8	19.5	20.4	18.3	19.7	9.37	29.3
Th	6.87	12.5	13.9	25.1	14.1	15.4	18.6	13.1	15.4	4.22	24.2	16.0	17.4	13.4	11.0	15.3	14.4	0.69	10.4
U	1.40	2.50	3.27	6.48	1.81	3.89	3.87	2.47	3.06	1.02	4.09	3.19	3.19	2.74	2.52	3.72	3.24	0.50	3.07
Rb/Sr	0.20	1.34	0.27	1.15	0.40	0.67	1.16	0.77	0.55	0.12	0.68	0.62	0.87	6.78	0.46	0.79	2.32	0.02	0.06
Sm/Nd	0.22	0.21	0.19	0.19	0.19	0.18	0.17	0.21	0.17	0.21	0.17	0.18	0,18	0.21	0.20	0.20	0.20	0.24	0.20

Примечание. Массивы: 1 группа – Опричининский (1 – диорит, 2 – гранит); Бринеровский (3 – гранодиорит, 4 – гранит); Владимирский (5 – гранодиорит, 6 – гранит, 7 – аплитовидный гранит); Ольгинский (8 – гранодиорит, 9 – гранит); Валентиновский (10 – диорит, 11 – гранодиорит, 12 – гранит южной части, 13 – гранит северной части, 14 – щелочной гранит); 2 группа – Дальнегорский (15 – адамеллит, 16 – гранит), Араратский (17 – гранит), Николаевский (18 – габбродиорит); 3 группа – кл. Лапшин (19 – монзонит).

Анализы выполнены в Геологическом Исследовательском Центре (Geo Forschungs Zentrum), г. Потсдам (Германия).

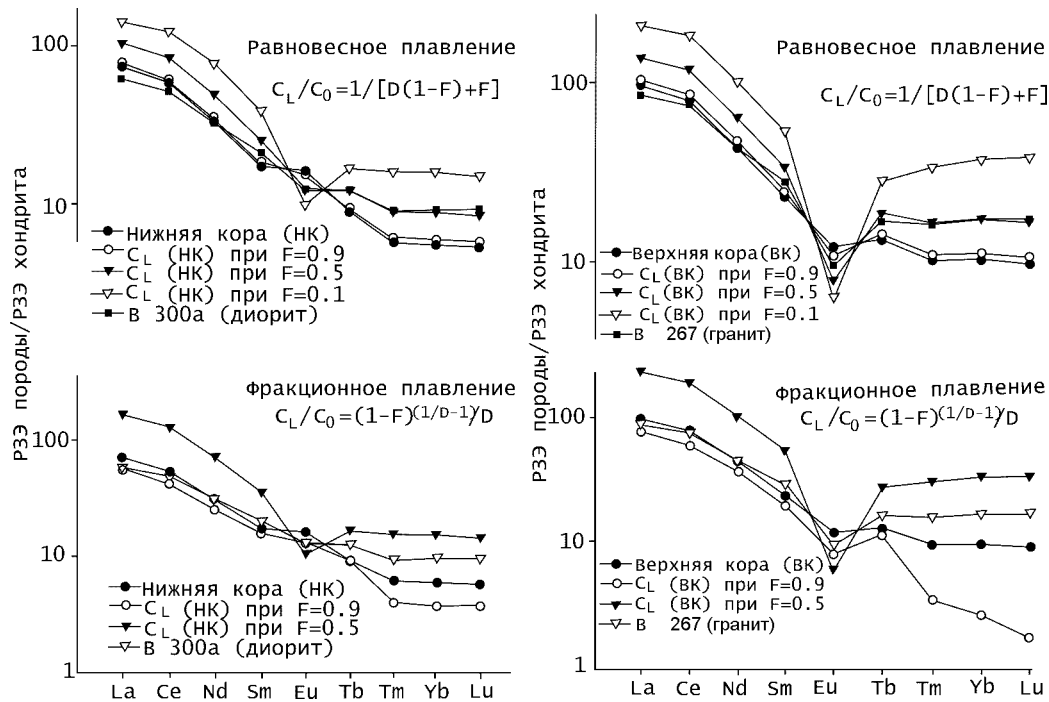


Рис. 7. Модельное распределение РЗЭ при плавлении пород нижней и верхней коры, по [28], и сравнение с диоритом (обр. В 300а) и гранитом (обр. 267) Опричининского массива.

C_L – концентрация элемента в образующемся (или остаточном) расплаве при весовой доле расплава $F=0.9-0.1$; D – коэффициент распределения.

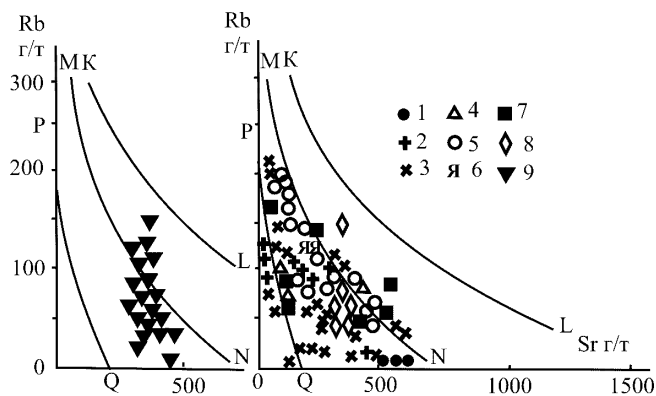


Рис. 8. Диаграмма Rb-Sr [20] с точками гранитоидов ВСАВП.

Буквами обозначены поля пород, производных разных исходных магм: POQ – толеитовой океанической, PQNM – толеитовой островодужной и континентальной; MNLK – орогенной андезитовой, толеитовой, толеитовой повышенной щелочности, латитовой; выше линии KL – латитовой, щелочно-базальтовой. На диаграмме представлены точки пород следующих массивов: 1 – Пади Кабаней и Николаевский, 2 – Араратский, 3 – Опричининский, Владимирский, Ольгинский и Валентиновский, 4 – Лидовский, 5 – Бринеровский, 6 – Северо-Якутинский, 7 – 27-го Ключа, 8 – Лангоу, 9 – Краснореченского поднятия.

которых классификациях, авторы которых предлагают использовать петрохимические параметры [24 и др.], содержание отдельных микроэлементов, например Rb, Ba, Sr и т.д. [17, 20 и др.], или составы биотитов [23] и пр. Рассмотрим некоторые из них.

На диаграмме Rb-Sr [20] (рис. 8) точки изученных пород занимают поле между линиями PQ и MN, ограничивающими область составов островодужных и континентальных базальт-риолитовых серий. Граниты Араратского и Опричининского массивов обладают наименьшими содержаниями Sr и располагаются в поле OPQ – океанических толеитов и их дифференциатов. Наиболее высокостронциевыми являются кислые члены краснореченских монцонитоидов. И если тренды гранитоидов Прибрежной зоны расположены в основном параллельно границам полей PQ и MN, то краснореченские монцонитоиды занимают по отношению к ним секущее положение, свидетельствуя, возможно, о нарушении котектических соотношений при их кристаллизации.

Низкое Sm/Nd отношение (< 0.30 , табл.3) свидетельствует о том, что источником расплавов, образовавшим гранитоидные интрузивы ВСАВП, могли служить обогащённые коровые резервуары (EC), которые состоят преимущественно из низкомагнезиальных базитов, сиалических магматических пород,

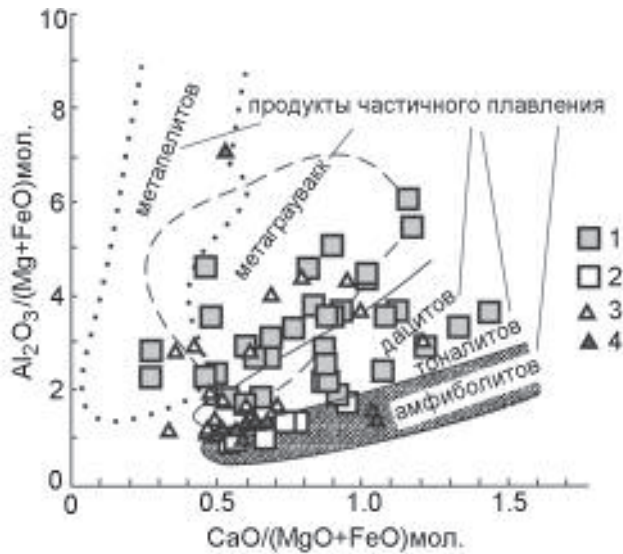


Рис. 9. Составы гранитоидов ВСАВП и поля частичных расплавов различных источников [25].

Гранитоиды восточной (1 – граниты, 2 – диориты и гранодиориты) и западной (3 – монцогранодиориты, 4 – монцодиориты) частей ВСАВП.

а также из магматического материала, перемещённого в земную кору из мантийного резервуара (ЕМ) [16 и др.].

Согласно диаграмме $Al_2O_3/(MgO+FeO)-CaO/(MgO+FeO)$ [25], диориты и монцониты всех изученных массивов ВСАВП могли быть образованы расплавами – продуктами парциального плавления амфиболитов, тогда как кислые разности изученных серий – продукт парциального плавления дацитов – тоналитов и возможно частично метаграувакк (рис. 9).

Составы биотитов давно используются не только как показатель условий кристаллизации пород, их содержащих [8, 9, 12, 13, 29], но и как индикатор условий происхождения расплавов, из которых образовалась биотитсодержащая порода [23]. Точки составов биотитов изученных гранитоидов на диаграмме $\log(X_F/X_{OH})$ биотита – $\log(X_{Mg}/X_{Fe})$ биотита (рис. 10) расположены вдоль тренда нормальных плутонических типов от первичных океанически-коровых до высокодифференцированных коровых ана-

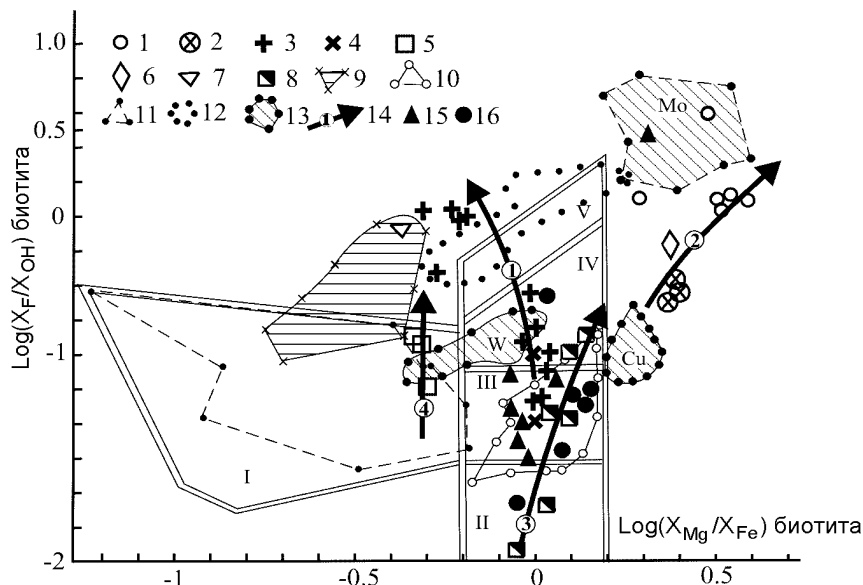


Рис. 10. Классификационная схема плутонов по составам биотитов [23] с точками биотитов интрузивов ВСАВП.

Поле I – тип плутонов, образованных путем контаминации и ассимиляции субморских метаосадков с графитом, II–V – тренд нормальных плутонических типов от первичных океанически-коровых расплавов (II) до высоко дифференцированных коровых анатектических расплавов (V) через магмы, контаминированные континентально-коровым материалом (III и IV). 1–7 – Магнетитовая серия: 1 – граниты и 2 – гранодиориты Бринеровского массива; 3 – граниты и 4 – гранодиориты других массивов Прибрежной зоны [2]; 5 – граниты Дальнегорского, 6 – Араратского, 7 – Северо-Якутинского интрузивов. 8–9 – Ильменитовая серия: 8 – монцониты Краснояреченского района, 9 – граниты Центрального Сихотэ-Алиня [1, 8]; 10–11 – серии Японии: 10 – магнетитовая и 11 – ильменитовая; 12 – гранитоиды Колорадо, 13 – гидротермалиты W, Mo и Cu месторождений [23], 14 – тренды эволюции (цифры в кружке): 1 – гранитоидов Прибрежной зоны, 2 – гранитоидов Бринеровского массива, 3 – монцодиоритов Краснояреченского поднятия, 4 – адамеллитов Дальнегорского массива. 15 – монцонитоиды Берёзовского и Араратского интрузивов; 16 – гранодиориты Верхне- и Средне-Арминского массивов.

тектических расплавов, довольно узкой полосой с незначительными колебаниями отношения X_{Mg}/X_{Fe} . В поле магм первичного состава I-типа (II на диаграмме) расположены монцониты ключей Желтый и Рогатый Краснореченского р-на. Наибольшее количество анализов приурочено к области магм, промежуточных между первичными и континентально-коровыми расплавами (III–IV поля) и представляющих собой в разной степени контаминированные континентально-коровым материалом первичные расплавы. К ним относятся диориты Опричининского массива, гранодиориты Владимирского, совпадающие с полем гранодиоритов японской магнетитовой серии [23]. Выше поля высокодифференцированных коровых анатектических расплавов лежат точки гранитов Араратского, Опричининского, Ольгинского, Валентиновского и гранит-порфиры Северо-Якутинского интрузивов. От главного тренда отклоняются вправо вверх, в сторону полей биотитов из медных и молибденовых месторождений, точки составов биотитов из гранодиоритов и гранитов Бринеровского массива, обладающих высокой магнезиальностью и высокой фтористостью. Высокая магнезиальность биотитов Бринеровского массива объясняется своеобразной эволюцией флюидного режима на заключительной стадии его кристаллизации [4].

Свою эволюционную линию на этой диаграмме образуют адамеллиты Дальнегорского массива. Биотиты адамеллитов лежат в поле гранитоидов, являющихся производными магматических расплавов, возникших путем переплавления восстановленных субморских осадков, согласно [23], к которому приурочены биотиты ильменитовой гранитной серии Японии и Центрального Сихотэ-Алиня (Средне- и Нижне-Арминский массивы) (рис. 10). По величине отношения Mg/Fe биотиты адамеллитов занимают как бы промежуточное положение между биотитами гранитов, происходящих путем расплавления морских осадков, и первичных магматических пород. Самые кислые члены разных эволюционных рядов сливаются в одно поле в верхней левой части диаграммы (рис. 10), и по ним не может быть определен характер родоначальных магм.

Таким образом, диориты и монцодиориты ВСАВП являются нижнекоровыми, а гранитоиды – верхнекоровыми производными расплавов I-типа (в восточной части). Гранитоиды восточной части образуют магнетитовую серию, тогда как западные – ильменитовую серию.

Гранитоидный магматизм Восточно-Сихотэ-Алинского пояса может быть отнесен к надсубдукционному магматизму активной континентальной окраины Востока Азии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Валуй Г.А., Стрижкова А.А. Петрология малоглубинных гранитоидов на примере Дальнегорского района, Приморье. Владивосток: Дальнаука, 1977. 200 с.
2. Валуй Г.А. Полевые шпаты и условия кристаллизации гранитоидов. М.: Наука, 1979. 146 с.
3. Валуй Г.А. Пример ритмичной расслоенности в малоглубинном гранитном интрузиве // Докл. АН СССР. 1983. Т. 271, № 2. С. 420–425.
4. Валуй Г.А., Авченко О.В., Кирюхина Н.И. Генезис магнезиальных биотитов в малоглубинных гранитоидах // Докл. АН СССР. 1991. Т. 319, № 2. С. 461–465.
5. Валуй Г.А. Образование автолитов в гранитоидах как флюидно-магматическое расслоение расплавов // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 1. С. 11–20.
6. Геология СССР. Т. XXXII: Приморский край. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Наука, 1969. 695 с.
7. Жариков В.А. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара. М., 1959. 371 с. (Тр. ИГЕМ; Вып. 14.).
8. Коренбаум С.А., Валуй Г.А., Стрижкова А.А. и др. Распределение глинозёма в биотитах и генетические особенности некоторых гранитоидных массивов Приморья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 5. С. 37–51.
9. Коренбаум С.А., Валуй Г.А., Стрижкова А.А. и др. Влияние условий кристаллизации на состав и минеральные ассоциации биотитов в гранитоидах // Формационное и фациальное расчленение гранитоидов. Свердловск, 1975. С. 152–164.
10. Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., 1953. С. 335–456.
11. Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М: Недра, 1964. 387 с.
12. Маракушев А.А., Тарарин И.А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов // Изв. АН СССР, сер. геол. 1965. № 3. С. 20–37.
13. Маракушев А.А., Тарарин И.А., Залищак Б.Л. Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность. М.: Наука, 1966. С. 5–72.
14. Носенко Н.А. Геология и генезис Дальнегорского борного месторождения: Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1986. 26 с.
15. Перчук Л.Л. Физико-химическая петрология гранитоидных и щелочных интрузий Центрального Туркестано-Алая. М.: Наука, 1964. 243 с.
16. Попов В.С. Sm-Nd и Rb-Sr изотопная систематика верхнемантийных и коровых резервуаров // Зап. ВМО. 2003. Ч. 132, № 4. С. 38–49.
17. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1997. 280 с.
18. Устиев Е.К. Проблемы вулканизма – плутонизма. Вулкано-плутонические формации // Изв. АН СССР, сер. геол. 1963. № 12. С. 3–30.
19. Фаворская М.А. Верхнемеловой и кайнозойский магматизм восточного склона Сихотэ-Алиня. М., 1956. 305 с. (Тр. ИГЕМ; Вып. 7.).
20. Ферштатер Г.Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 1987. 232 с.

21. Шипулин Ф.К. Интрузивные породы юго-восточного Приморья и связь с ними оруденения. М., 1957. 280 с. (Тр. ИГЕМ; Вып. 3.).
22. Юшманов Ю.П. Конседиментационные тектонические покровы прибрежной зоны Восточного Сихотэ-Алиня на примере Дальнегорского рудного района // Тихоокеан. геология. 1986. № 3. С. 97–107.
23. Brimhall G.H., Crerar D.A. Ore fluids: Magmatic to Supergene. In: Termodinamic Modeling of Geological Materials // Minerals, Fluids and Melts. Reviews in Mineralogy, Michigan. 1987. V. 17. P. 235–321.
24. Debon, F and Le Fort, P. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and association // Trans. Roy. Soc. Edinburg, Earth Sci. 1983. V. 73. P. 135–149.
25. Gerdes, A., Wörner, G., Henk, A. Post-collisional granite generation and HT-LP metamorphism by radiogenic heating: the variscan South Bohemian Batholith // Geol. Soc. London. 2000. V. 157. P. 577–587.
26. Lipman P.W. Evolution of silicic magma in the upper crust: the Mid-Tertiary Latir volcanic field and its cogenitic granitic batholith, northern New Mexico U.S.A. // Trans. Roy. Soc. Edinburg: Earth Sci. 1988. V. 79. P. 215–288.
27. Pearce J.A., Harris H.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. V. 25. P. 956–983..
28. Rollinson H.R. Using Geochemical Data: Evaluation Presentation Interpretation. Singapore, 1995. 352 p.
29. Wones D.R., Eugster H.P. Stability of biotite: experiment, theory and application // Amer. Miner. 1965. V. 50, N 9. P. 1228–1272

Поступила в редакцию 20 января 2004 г.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

G.A. Valuy

Petrologic features of granitoids of the East Sikhote-Alin volcanic belt

Granitoids of the southern part of the East Sikhote-Alin volcanic belt form three groups of bodies crystallized at a small (< 3–4 km) depth, separated in space and differing in their petrologic features. Intrusive bodies of the eastern part (the Japanese Sea coast - group 1) form large (tens of kilometers) multiphase bodies composed of equigranular rocks of diorite-granodiorite-granite composition, which crystallized at 650–750°C. They are the derivatives of the I-type melts, and belong to the magnetite series.

The massifs of the western part of the belt are located within the Dalnegorsk district (group 2) and the Krasnorechensky Rise (group 3); they are monophase formations composed of distinctly porphyry-like rocks of granodiorite-monzodiorite composition. They belong to the ilmenite series, and are the derivatives of the S-type melts. They crystallized at 750–800°C and 850–900°C, respectively, and form small bodies (the first kilometers in the Dalnegorsk district, and tens of kilometers in the Krasnorechensky Rise). They are accompanied by borosilicate and polymetallic deposits in the Dalnegorsk district, and by tin-polymetallic deposits in the Krasnorechensky Rise, whereas in the intrusive bodies of the coastal group, minor magnetite-skarn and molybdenum manifestations are known.