

ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 550.4.552

ПОЗДНЕЮРСКИЙ ВОЗРАСТ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ УЛЬТРАМАФИТ-
МАФИТОВЫХ МАССИВОВ СЕЛЕНГИНО-СТАНОВОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА
(южное обрамление Северо-Азиатского кратона)

И.В. Бучко, А.А. Сорокин, Е.Б. Сальникова*, А.Б. Котов*, А.М. Ларин*, А.Э. Изох**,
С.Д. Великославинский*, С.З. Яковлева*

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, 675000, Благовещенск, ул. Б.Хмельницкого, 2, Россия

** Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2, Россия*

*** Институт геологии и минералогии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия*

Приведены новые данные о возрасте и геохимических особенностях Веселкинского и Петропавловского ультрамафит-мафитовых массивов Селенгино-Станового (Западно-Станового) супертеррейна юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона. Они сложены породами соответственно перидотит-вебстерит-габбровой и перидотит-габбро-монцодиоритовой ассоциаций, для которых характерно „совмещение“ пород нормальной, субщелочной и щелочной серий, что нашло отражение в большом разнообразии слагающих их пород — от ультрабазитов и пироксенитов через габброиды до монцодиоритов. Возраст этих массивов (U-Pb метод по циркону) составляет соответственно 154 ± 1 и 159 ± 1 млн лет, что позволяет относить их к самым молодым представителям ультрамафит-мафитовых комплексов южного обрамления Северо-Азиатского кратона. Породы рассматриваемых массивов обогащены крупноионными литофильными элементами (K, Rb, Sr, Ba, LREE) при дефиците высокозарядных элементов (Zr, Nb, Hf, Ta). Их формирование, скорее всего, происходило в тыловой части зоны субдукции или в обстановке отрыва субдуцируемой плиты.

Ультрамафит-мафитовые массивы, обрамление Северо-Азиатского кратона, петрология, геохимия, изотопное датирование.

THE LATE JURASSIC AGE AND GEOCHEMISTRY OF ULTRAMAFIC-MAFIC MASSIFS
OF THE SELENGA-STANOVY SUPER TERRAIN
(southern framing of the North Asian craton)

I.V. Buchko, A.A. Sorokin, E.B. Sal'nikova, A.B. Kotov, A.M. Larin,
A.E. Izokh, S.D. Velikoslavinsky, and S.Z. Yakovleva

We present new data on the age and geochemistry of the Veselyi and Petropavlovsk ultramafic-mafic massifs of the Selenga-Stanovoy (West Stanovoy) superterrains on the southeastern framing of the North Asian craton. The massifs are composed of rocks of peridotite-websterite-gabbro and peridotite-gabbro-monzodiorite associations, respectively. The latter combine normal, subalkalic, and alkaline rocks and thus are of diverse composition: from ultrabasites and pyroxenites to gabbroids to monzodiorites. The U-Pb zircon age of these massifs is 154 ± 1 and 159 ± 1 Ma, respectively, which permits them to be referred to as the youngest rocks of ultramafic-mafic complexes on the southern framing of the North Asian craton. The rocks of the studied massifs are enriched in LILE (K, Rb, Sr, Ba, LREE) and are depleted in HFSE (Zr, Nb, Hf, Ta). These rocks formed, most likely, in the rear of subduction zone or in the setting of the subducting-slab detachment.

Ultramafic-mafic massifs, framing of the North Asian craton, petrology, geochemistry, isotope dating

ВВЕДЕНИЕ

В строении Селенгино-Станового (Западно-Станового) супертеррейна юго-восточной окраины Северо-Азиатского кратона большую роль играют ультрабазит-базитовые массивы (Нюкжинский, Кенгурак-Сергачинский, Монголийский, Петропавловский, Лукиндинский, Веселкинский, Среднеурканский) (рис. 1), тектоническое положение и возраст которых продолжают оставаться дискуссионными. Согласно существующим представлениям [Геологическая карта..., 1984, 1999; Мартынюк и др., 1990], все они без исключения вместе с вмещающими их метаморфическими породами и гранитоидами рассматриваются

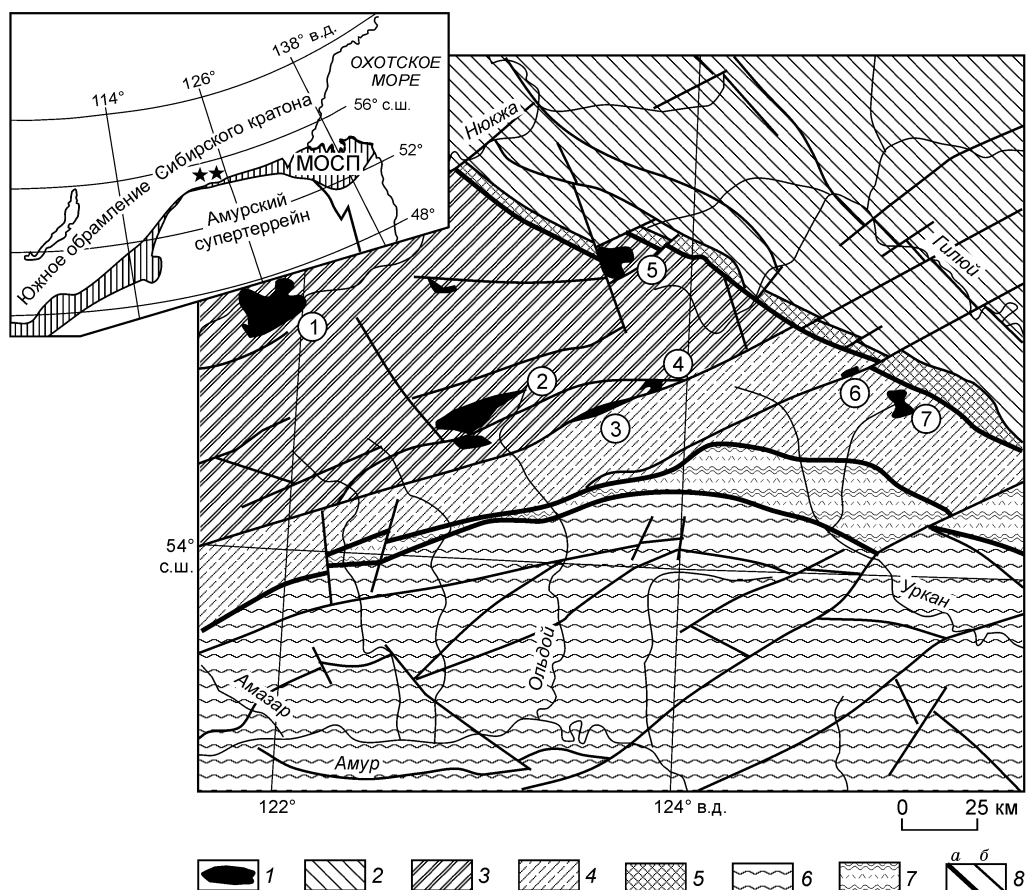


Рис. 1. Схема расположения расслоенных ультрабазит-базитовых массивов в пределах Селенгино-Станового (Западно-Станового) супертеррейна юго-восточной окраины Северо-Азиатского кратона. Составлена по материалам [Геологическая карта..., 1984, 1999; Мартынюк и др., 1990; Государственная..., 2000].

1 — расслоенные массивы; 2 — Джугджуро-Становой супертеррейн; 3, 4 — Селенгино-Становой (Западно-Становой) супертеррейн: 3 — Могочинский блок, 4 — Урканский блок; 5 — Желтулакская шовная зона; 6 — Керулен-Аргуно-Мамынский террейн; 7 — Монголо-Охотский складчатый пояс; 8 — разрывные нарушения: *a* — главные, *b* — второстепенные; номерами обозначены массивы: 1 — Нюкжинский, 2 — Кенгурак-Сергачинский, 3 — Монголийский, 4 — Петропавловский, 5 — Лукиндинский, 6 — Веселкинский, 7 — Среднеурканский.

На врезке заштрихованная область — Монголо-Охотский складчатый пояс (МОСП). Звездочками отмечено положение исследуемых массивов.

как неотъемлемая часть докембрийского фундамента Селенгино-Станового супертеррейна. Однако в последнее время получены многочисленные геохронологические данные [Ларин и др., 2002, 2003; Бучко и др., 2005], свидетельствующие о том, что значительная часть геологических комплексов южного обрамления Северо-Азиатского кратона, традиционно считающихся докембрийскими, имеют более молодой возраст. В этой связи возникает необходимость в уточнении положения ультрамафит-мафитовых комплексов в истории геологического развития Селенгино-Станового супертеррейна. В настоящей статье приведены результаты геохронологических и геохимических исследований Веселкинского перидотит-вебстерит-габбрового и Петропавловского перидотит-габбро-монцодиоритового массивов, позволяющие уточнить их возраст и тектоническую позицию.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ МАССИВОВ

Веселкинский перидотит-вебстерит-габбровый расслоенный массив находится в верховьях р. Средний Уркан (рис. 2) в непосредственной близости от Желтулакской шовной зоны, разделяющей Джугджуро-Становой и Селенгино-Становой супертеррейны. Он представляет собой вытянутый в субширотном направлении тектонический блок площадью 24 км², окруженный гранитоидами поздне-

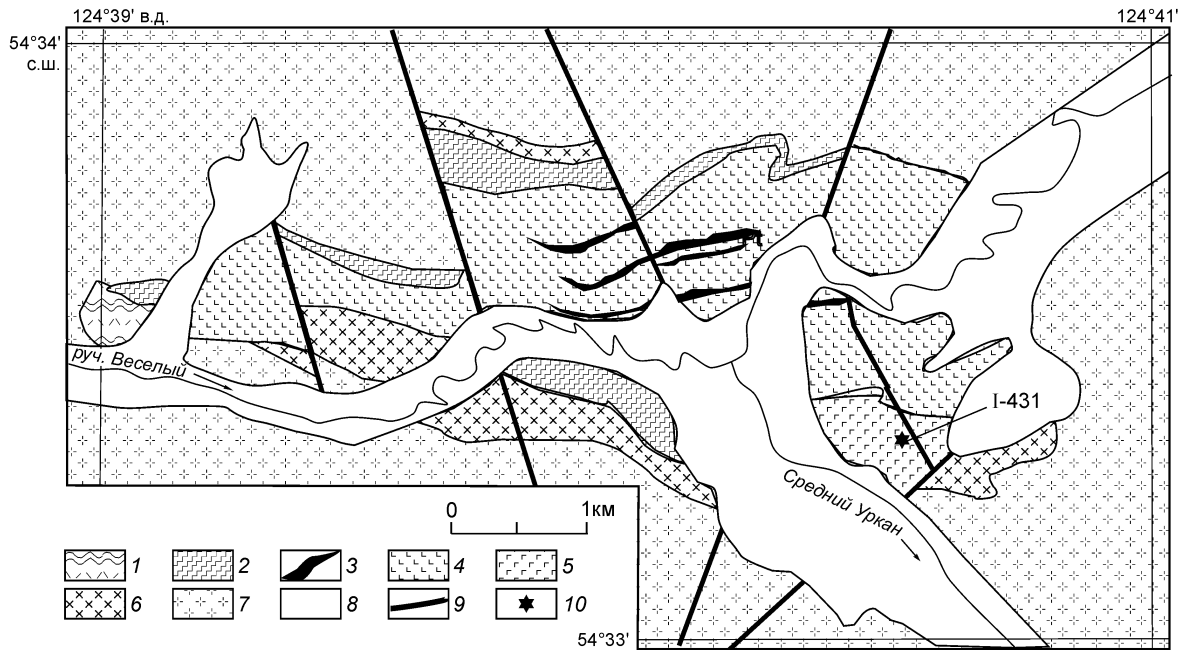


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Веселкинского перидотит-вебстерит-габбрового массива. Составлена по материалам авторов.

1, 2 — верхнеархейские (?) метаморфические комплексы Урканского блока: 1 — кристаллосланцы, 2 — пироксениты, амфиболиты; 3—6 — породы Веселкинского массива; 3, 4 — нижняя расслоенная серия: 3 — дуниты, оливиниты, 4 — перидотиты, лерцолиты, вебстериты, клинопироксениты и их оливиновые разновидности, оливиновые габбро, габбро; 5 — верхняя расслоенная серия: габбро, габбронориты; 6 — монцодиориты и кварцевые монцодиориты; 7 — мезозойские граниты; 8 — четвертичные отложения; 9 — тектонические нарушения; 10 — место отбора образца для геохронологических исследований.

станового комплекса. Ведущая роль в строении массива принадлежит породам перидотит-вебстерит-габброноритовой ассоциации.

Анализ строения массива позволяет выделить в его разрезе нижнюю и верхнюю ритмично расслоенные серии, разделенные сендвичевым горизонтом амфиболовых габбро.

Нижняя расслоенная серия сложена дунитами, лерцолитами, оливинитами, верлитами и их плагиоклазовыми разновидностями, ортопироксенитами, оливиновыми клинопироксенитами, клинопироксенитами, вебстеритами и их плагиоклазовыми разновидностями, габброноритами, оливиновыми габбро и габбро. В основании ритмов наблюдаются ультрабазиты, иногда с хромититовыми горизонтами, сменяющиеся вверх по разрезу амфиболовыми габбро, оливиновыми габбро и габброноритами. Верхняя расслоенная серия сложена оливинитами, верлитами и габброноритами; в подчиненном количестве отмечаются плагиоклазовые горнблендиты. В нижних частях ритмов наблюдаются ультрабазиты или меланогаббро, которые сменяются вверх по разрезу лейкократовыми монцогаббро, монцодиоритами и кварцевыми монцодиоритами.

Ультраосновные дифференциаты нижней расслоенной серии состоят из форстерит-хризолита ($f = 11.8—16.23\%$), бронзита ($f = 10—20\%$), хромшпинели или магнетита. Большая часть пород имеет отчетливо выраженные кумулятивные структуры, при этом кумулус сложен оливином, бронзитом или авгитом, а интеркумулус представлен бронзитом и авгитом, в небольших количествах иногда присутствует плагиоклаз.

Минеральные соотношения основных породообразующих минералов обусловили многообразие самой распространенной группы пород массива — пироксенитов, в которую включены и их плагиоклазовые разновидности. Они состоят из бронзита ($f = 7—15\%$) и авгита ($f = 22—25\%$); в небольших количествах встречаются низкокальциевый пироксен — пижонит, оливин ($f = 22.4\%$), феррихромпикотит, магнетит, титаномagnetит и сульфиды. Габбронориты сложены бронзитом ($f = 25—35\%$), титан-авгитом ($f > 25\%$), лабрадором $An_{53—59}$, иногда андезином $An_{46—49}$. В качестве акцессорных минералов отмечаются апатит, ильменит, магнетит и сульфиды. Габбро состоят из титан-авгита ($f = 21.1—28.6\%$) и лабрадора $An_{63—68}$ и обычно в небольших количествах содержат оливин, магнетит, шпинель и керсутит. Монцодиориты и их кварцевые разновидности распространены в краевых частях массива. Это среднезернистые породы, состоящие из авгита (до 20%), плагиоклаза (до 50%), калиевого полевого шпата, кварца (до 10%), биотита, зеленовато-бурой роговой обманки (до 10%), магнетита, ильменита и апатита.

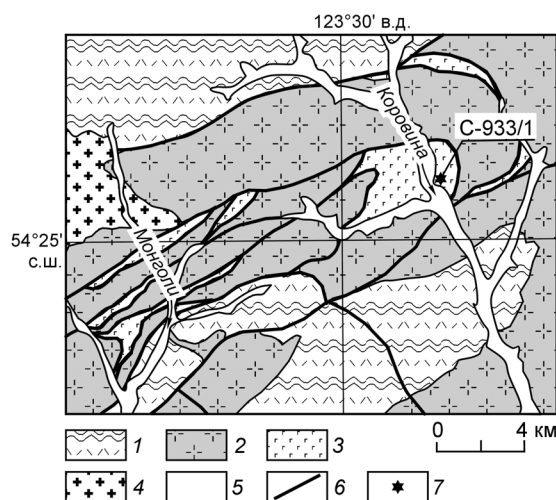


Рис. 3. Схематическая геологическая карта Петропавловского перидотит-габбро-монцодиоритового массива. Составлена по материалам [Геологическая карта..., 1984, 1999; Государственная..., 2000].

1 — нижнеархейские(?) кристаллические сланцы и гнейсы; 2 — раннепротерозойские(?) плагиограниты, кварцевые сиениты; 3 — породы Петропавловского массива: верлиты, пироксениты, габбро, монцодиориты; 4 — мезозойские кварцевые диориты, граниты, граносиениты; 5 — четвертичные отложения; 6 — разрывные нарушения; 7 — место отбора образца для геохронологических исследований.

Петропавловский перидотит-габбро-монцодиоритовый массив расположен в верховьях р. Корюва — левого притока р. Большой Ольдой (рис. 3). Он представляет собой небольшое тело замысловатой формы площадью 10—12 км², сложенное верлитами, пироксенитами и их плагиоклазовыми разностями, габбро,

щелочными габбро, габбро-диоритами и монцодиоритами. Вероятнее всего, на современном эрозионном срезе мы наблюдаем фрагмент более крупного массива, на нижних горизонтах которого расположены верлиты, сменяющиеся вверх по разрезу габброидами и монцодиоритами.

Ультраосновные дифференциаты — верлиты сложены оливином (до 30 %), авгитом (до 70 %) и бронзитом (до 10 %). Практически во всех породах отмечается плагиоклаз, количество которого достигает 10 %, магнетит и хромпикотит. Характерно интенсивное развитие вторичных минералов — зеленой роговой обманки и серпентина в ассоциации с гистерогенным магнетитом. Габбро состоят из титанистого авгита, зеленой роговой обманки (керсутита) и лабрадор-битовнита. В незначительных количествах отмечаются магнетит, шпинель, сульфиды и биотит. Монцодиориты широко распространены в краевых частях массива. Они представляют собой среднезернистые породы, состоящие из титан-авгита (до 30 %), плагиоклаза (до 50 %), калиевого полевого шпата, кварца (до 10 %), биотита, зеленовато-бурой роговой обманки (до 10 %), магнетита, ильменита и апатита.

Вмещающими для обоих массивов породами являются гранитоиды позднестанового (тукурингского) комплекса, которые до недавнего времени относились к раннему докембрию [Геологическая карта..., 1984, 1999; Мартынюк и др., 1990; Государственная..., 2000]. Однако в результате выполненных за последние годы геохронологических исследований [Ларин и др., 2002] установлено, что они имеют позднемезозойский возраст.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Изучение химического состава пород проводилось с помощью методов РФА (основные петрогенные элементы, Sr, Zr, Nb) в Институте геологии и природопользования ДВО РАН (г. Благовещенск) и ICP-MS (Ga, Ge, Rb, Cs, Sr, Ba, Pb, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Y, Th, U, Zr, Hf, Nb, Ta, Sc) в Институте аналитического приборостроения РАН (С.-Петербург).

Гомогенизация порошковых проб для рентгенофлуоресцентного анализа выполнялась сплавлением с метаборагом лития в муфельной печи при температуре 1050—1100 °С. Измерения проводились на рентгеновском спектрометре Pioneer 4S (Германия). Величины интенсивности аналитических линий корректировались на фон, эффекты поглощения и вторичной флуоресценции. Вскрытие образцов для анализа по технологии ICP-MS осуществлялось по методике кислотного разложения. Измерения проводились на приборе PlasmaQuad фирмы VG Elemental в стандартном режиме. Калибровка чувствительности прибора по всей шкале масс производилась по многоэлементному стандартному раствору редкоземельных элементов фирмы Matthew Johnson. Относительная погрешность определений составляет 3—10 %.

U-Pb геохронологические исследования выполнены в ИГГД РАН (С.-Петербург). Выделение акцессорного циркона проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Разложение циркона и химическое выделение Pb и U проводились по модифицированной методике Т. Кроу [Krogh, 1973]. Уровень холостого опыта за период исследований не превышал 30 пг Pb. Определение изотопного состава Pb и U выполнено на масс-спектрометре Finnigan MAT 261 в статическом режиме или с помощью электронного умножителя (коэффициент дискриминации для Pb — 0.32 ± 0.11 аем). Обработка экспериментальных данных проводилась по программам „PbDAT“ и „ISOPLOT“ [Ludwig, 1991a; Ludwig, 1991b]. Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами [Stacey, Kramers, 1975]. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [Steiger, Jager, 1976]. Все ошибки приведены на уровне 2σ.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Веселкинский массив. Общими петрохимическими особенностями пироксенитов, вебстеритов и габброноритов Веселкинского массива являются низкая магниальность и глиноземистость при относительно высоких содержаниях SiO₂ (до 54.50 %), TiO₂ (до 3.58 %) и CaO (до 18.42 %) (табл. 1). По

Таблица 1. **Химический состав пород Веселкинского массива**

Компонент	Нижняя расслоенная серия										Верхняя расслоенная серия				
	13/17	I-425	I-426	I-423	I-429	I-428	I-435	I-434	I-424	I-422	I-433	I-431	I-420	I-421	1010/13
SiO ₂	37.46	46.03	47.65	48.08	50.06	50.07	50.20	51.06	51.28	48.43	51.26	46.86	54.50	51.49	62.21
TiO ₂	0.96	0.70	0.73	0.58	0.65	0.73	0.83	0.59	0.60	0.50	0.36	1.78	1.07	2.12	0.77
Al ₂ O ₃	5.21	4.79	3.89	7.08	3.92	4.11	4.53	4.13	3.97	9.75	16.34	20.6	14.81	13.87	17.03
Fe ₂ O ₃	18.37	13.08	11.14	11.00	10.48	10.33	11.72	10.25	11.65	9.66	6.88	7.24	7.71	9.96	4.76
MnO	0.19	0.17	0.16	0.16	0.17	0.17	0.17	0.15	0.19	0.15	0.12	0.05	0.13	0.09	0.1
MgO	29.95	20.2	20.07	18.79	17.04	16.59	20.00	17.50	20.18	16.81	9.88	6.59	7.04	7.63	2.73
CaO	3.38	11.85	14.82	13.08	15.35	16.19	11.05	14.31	11.21	13.43	11.16	10.57	8.65	8.12	4.02
Na ₂ O	0.39	0.51	0.62	0.71	0.66	0.61	0.66	0.66	0.42	0.86	2.32	3.32	3.69	3.19	4.62
K ₂ O	0.06	0.10	0.10	0.08	0.09	0.12	0.16	0.17	0.11	0.07	0.28	1.13	1.14	1.79	3.46
P ₂ O ₅	0.02	0.04	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.04	0.32	0.96	0.29
П.п.п.	4.01	2.62	0.68	0.40	1.65	1.10	0.72	0.99	0.45	0.25	1.30	1.62	0.73	0.79	1.05
Сумма	99.99	100.10	99.90	100.00	100.1	100.04	100.07	99.84	100.08	99.93	99.93	99.80	99.8	100.01	101.04
Cs	0.08	—	—	—	—	—	—	0.1	0.08	0.07	0.31	0.27	0.49	0.61	—
Sr	74	86	95	422	87	100	126	90	74	663	1180	1690	1370	779	757
Ba	73	—	—	—	—	—	—	—	40	52	219	634	822	1170	1068
Ga	25	—	—	—	—	—	—	8	8	11	15	23	24	26	—
La	11.02	—	—	—	—	—	—	6.39	4.02	3.79	5.02	13.29	49.31	46.71	—
Ce	24.44	—	—	—	—	—	—	19.89	12.97	12.07	10.63	34.40	101.91	132.83	—
Pr	3.39	—	—	—	—	—	—	2.65	1.82	1.72	1.53	4.25	10.07	15.71	—
Nd	15.03	—	—	—	—	—	—	14.85	11.27	10.07	7.14	24.71	44.12	79.17	—
Sm	3.22	—	—	—	—	—	—	3.51	2.79	2.73	1.67	5.40	6.65	13.28	—
Eu	0.74	—	—	—	—	—	—	0.94	0.80	0.81	0.68	1.83	1.85	3.25	—
Gd	2.66	—	—	—	—	—	—	3.05	2.61	2.25	1.60	4.53	4.24	8.37	—
Tb	0.41	—	—	—	—	—	—	0.41	0.34	0.32	0.21	0.59	0.49	0.95	—
Dy	1.79	—	—	—	—	—	—	2.31	1.84	1.67	1.16	3.31	2.41	4.51	—
Ho	0.34	—	—	—	—	—	—	0.40	0.35	0.29	0.21	0.56	0.38	0.73	—
Er	0.79	—	—	—	—	—	—	0.99	0.84	0.74	0.54	1.40	0.95	1.82	—
Tm	0.10	—	—	—	—	—	—	0.14	0.11	0.08	0.07	0.18	0.11	0.22	—
Yb	0.66	—	—	—	—	—	—	0.82	0.70	0.55	0.46	0.99	0.77	1.28	—
Lu	0.08	—	—	—	—	—	—	0.11	0.09	0.08	0.06	0.13	0.10	0.16	—
Y	8	—	—	—	—	—	—	13	10	9	5	17	12	23	—
Th	2.95	—	—	—	—	—	—	0.71	0.44	0.12	0.28	0.92	4.14	3.74	—
U	0.29	—	—	—	—	—	—	0.14	0.08	0.01	0.07	0.23	0.78	0.66	—
Zr	28	—	—	—	—	—	—	46	33	22	22	98	190	94	—
Hf	1.21	—	—	—	—	—	—	1.65	1.23	0.89	—	2.89	4.63	2.96	—
Nb	1.73	—	—	—	—	—	—	0.59	0.18	0.03	0.66	4.97	7.07	7.70	—
Sn	—	—	—	—	—	—	—	1	1	1	—	1	1	2	—
Mo	—	—	—	—	—	—	—	1	1	1	2	2	2	1	—
Zn	261	—	—	—	—	—	—	74	85	67	45	50	175	106	—
Cu	231	—	—	—	—	—	—	211	177	149	40	45	29	62	—
Co	115	—	—	—	—	—	—	77	99	78	45	53	36	55	—
Ni	794	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sc	26	—	—	—	—	—	—	49	42	37	31	41	30	34	—
V	0.01	—	—	—	—	—	—	198	183	147	117	342	150	352	—

Примечание. 13/17 — дунит, I-423, I-424, I-425, I-426, I-428, I-429, I-434, I-435 — пироксениты; I-422 — габбронорит; I-420, I-421, I-431, I-433 — габбро, 1010/13 — кварцевый монцодиорит. Содержания петрогенных оксидов приведены в мас.%, элементов-примесей — в г/т, прочерк — нет данных.

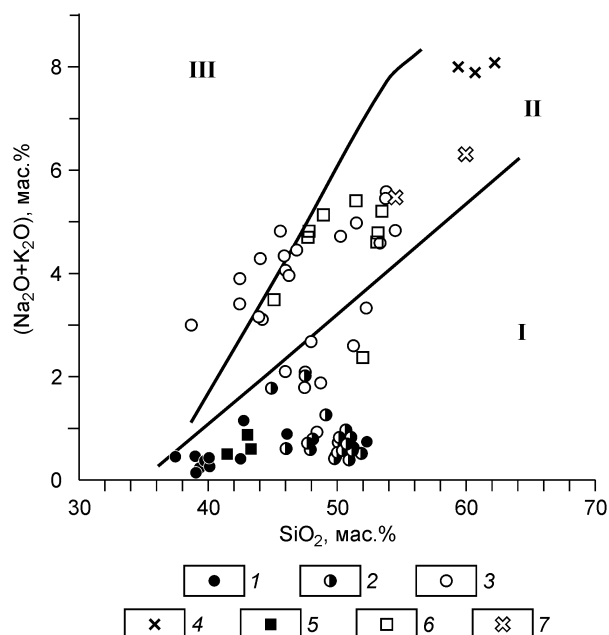


Рис. 4. Диаграмма SiO_2 — $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ для пород Веселкинского и Петропавловского массивов.

1—4 — составы пород Веселкинского массива: 1 — ультрабазиты, 2 — пироксениты, 3 — габброиды, 4 — монцодиориты; 5—8 — составы пород Петропавловского массива: 5 — пироксениты, 6 — габброиды, 7 — монцодиориты. Поля составов пород: I — нормального, II — субщелочного, III — щелочного.

соотношению кремнезема и суммы щелочей (рис. 4) ультраосновные породы, пироксениты и часть габброидов Веселкинского массива относятся к нормальной серии, в то время как большая часть точек состава габброидов, монцодиоритов и их кварцевых разновидностей располагаются в полях субщелочных и, частично, щелочных пород.

На вариационных диаграммах (рис. 5), где в качестве индекса магматической дифференциации использована магнезиальность ($\text{Mg\#} = \text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO}^*)$), точки химического состава перидотит-вебстерит-габброноритовой ассоциации пород принадлежат Ol-Orх тренду. Максимальные значения магнезиальности $\text{Mg\#} = 0.65$ — 0.70 отмечаются в пироксенитах, что позволяет считать их наиболее ранними дифференциатами. Промежуточное положение по индексу $\text{Mg\#} = 0.50$ — 0.64 занимают дуниты и перидотиты. Минимальными значениями Mg\# характеризуются наиболее поздние дифференциаты массива — габброиды (0.4—0.5), монцодиориты и кварцевые монцодиориты (0.35—0.38). Кроме того, обращает на себя внимание, что на вариационных диаграммах (см. рис. 5) отчетливо проявлены два тренда эволюции исходного магматического расплава, по составу отвечающего субщелочному пикриту [Бучко, 2005]. Один из них характеризуется уменьшением содержаний SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , CaO и увеличением — FeO^* (феннеровский тренд дифференциации) в результате образования ультрабазитов, а другой — увеличением содержаний SiO_2 , Al_2O_3 и снижением FeO^* , CaO при практически постоянных содержаниях TiO_2 , обусловленных формированием габбро-монцодиоритовой ассоциации (боуновский тренд дифференциации).

Для дунитов, перидотитов, пироксенитов и габброноритов нижней серии характерны умеренно дифференцированные спектры распределения редкоземельных элементов ($[\text{La}/\text{Yb}]_N = 3.9$ — 4.7); в лейкократовых габброидах величина отношения $[\text{La}/\text{Yb}]_N$ достигает 7.4 (рис. 6). В плагиоклазовых разновид-

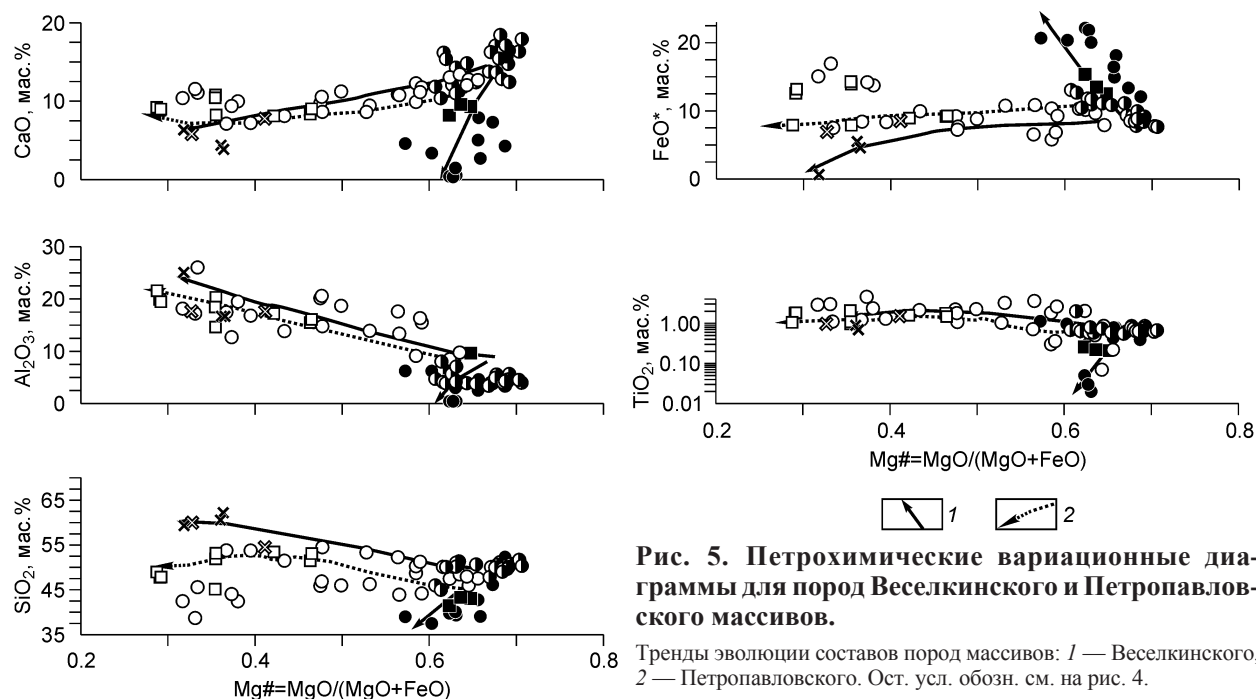


Рис. 5. Петрохимические вариационные диаграммы для пород Веселкинского и Петропавловского массивов.

Тренды эволюции составов пород массивов: 1 — Веселкинского, 2 — Петропавловского. Ост. усл. обозн. см. на рис. 4.

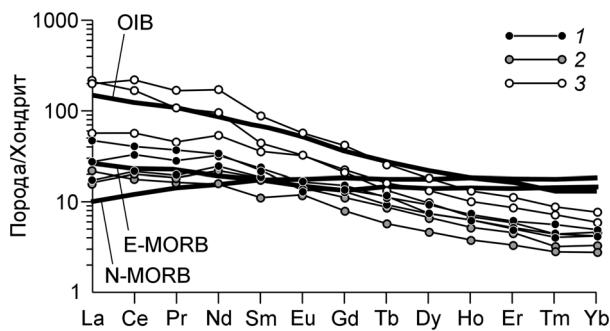


Рис. 6. Распределение REE в породах Веселкинского массива.

1, 2 — нижняя расслоенная серия: 1 — дуниты, 2 — пироксениты, габбро; 3 — габбро из верхней расслоенной серии. Содержания REE нормированы к хондриту C1 [McDonough, Sun, 1995]. Составы N-MORB, E-MORB, OIB по [Sun, McDonough, 1989].

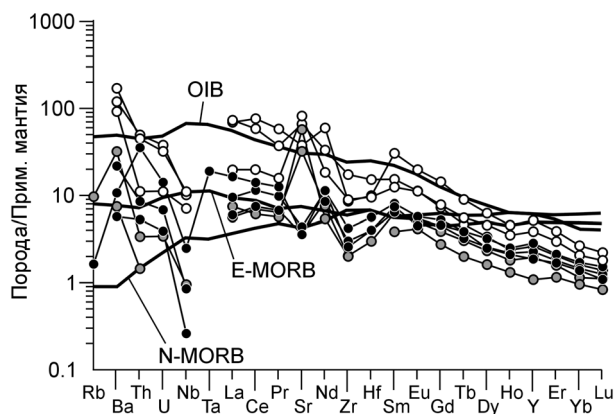


Рис. 7. Распределение элементов примесей в породах Веселкинского массива.

Усл. обозн. см. на рис. 6. Содержания элементов примесей нормированы к примитивной мантии [McDonough, Sun, 1995]. Составы N-MORB, E-MORB, OIB по [Sun, McDonough, 1989].

ностях пироксенитов отмечается слабая положительная европиевая аномалия ($Eu/Eu^* = 1.25$), тогда как составы других пород характеризуются слабым дефицитом европия ($Eu/Eu^* = 0.85-0.97$). По распределению LREE породы рассматриваемой серии наиболее близки к E-MORB, отличаясь от последних более низкими содержаниями HREE (см. рис. 6).

Породам верхней серии и „сендвичевого“ горизонта свойственна умеренная титанистость ($TiO_2 = 1.1-2.1\%$) и повышенная щелочность ($K_2O + Na_2O = 4.4-5.0$) вплоть до появления субщелочных и щелочных габбро и монцонитов. Графики распределения редкоземельных элементов (см. рис. 6) характеризуются высокой степенью дифференцированности ($[La/Yb]_N = 9.9-43.7$), при отсутствии европиевой аномалии ($Eu/Eu^* = 0.9$). По уровню концентраций легких лантаноидов рассматриваемые породы близки к базальтам типа OIB, но по сравнению с ними они существенно истощены в отношении тяжелых лантаноидов.

В целом для основных пород Веселкинского массива характерны высокие содержания (г/т) Sr (780—1694), Ba (634—1170), LREE и умеренные концентрации (г/т) Nb (5.0—7.7), Zr (94—190), Hf (2.89—4.6) и Th (0.28—3.74) (см. табл. 1, рис. 7).

Петропавловский массив. Характерной особенностью верлитов, пироксенитов и габброидов Петропавловского массива являются низкая магнезиальность и глиноземистость при относительно высоких содержаниях SiO_2 (до 52.72 %) и TiO_2 (до 2.01 %). По соотношению кремнезема и суммы щелочей (см. рис. 4) верлиты, пироксениты и часть габброидов относятся к породам нормальной серии, в то время как большая часть габброидов, монцодиоритов и кварцевых монцодиоритов — к субщелочной серии.

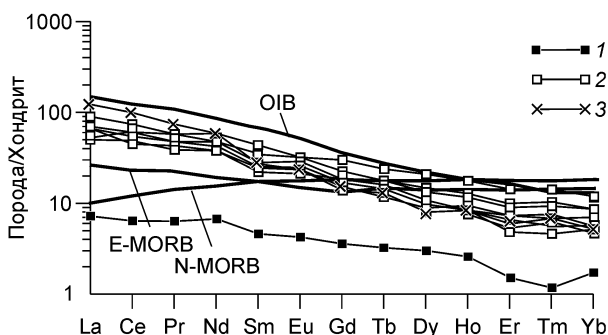


Рис. 8. Распределение REE в породах Петропавловского массива.

1 — верлит, 2 — габбро, монцодиориты, 3 — кварцевый монцодиорит. Содержания REE нормированы к хондриту C1 [McDonough, Sun, 1995]. Составы N-MORB, E-MORB, OIB по [Sun, McDonough, 1989].

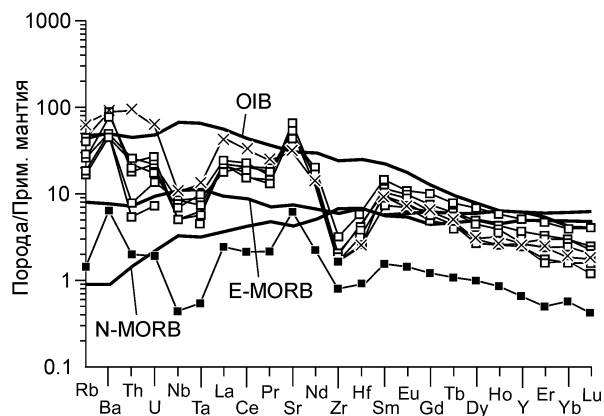


Рис. 9. Распределение элементов примесей в породах Петропавловского массива.

Усл. обозн. см. на рис. 8. Содержания элементов примесей нормированы к примитивной мантии [McDonough, Sun, 1995]. Составы N-MORB, E-MORB, OIB по [Sun, McDonough, 1989].

Таблица 2.

Химический состав пород Петропавловского массива

Компонент	C-934	C-933/6	C-933/5	C-933/3	C-932/2	C-932/3	C-932/1	C-933/2	C-932	C-933/1
SiO ₂	40.23	43.61	46.18	46.57	50.41	51.46	51.58	52.47	52.72	58.24
TiO ₂	0.25	2.01	1.79	1.77	1.68	1.43	1.55	1.09	1.47	0.96
Al ₂ O ₃	6.77	17.69	18.63	19.22	15.14	15.47	16.49	19.80	16.87	16.97
Fe ₂ O ₃	15.01	14.07	13.05	12.41	9.15	9.28	8.89	7.89	8.56	6.94
MnO	0.16	0.13	0.12	0.11	0.12	0.11	0.10	0.08	0.09	0.10
MgO	24.42	7.32	5.10	4.85	7.43	7.60	6.10	4.19	5.62	3.15
CaO	7.81	9.93	8.56	8.39	7.94	8.60	7.66	7.97	7.36	5.52
Na ₂ O	0.37	2.39	3.21	3.40	3.30	3.34	3.68	4.27	3.82	4.41
K ₂ O	0.08	0.89	1.38	1.04	1.97	1.00	1.30	0.71	1.42	1.67
P ₂ O ₅	0.02	0.11	0.24	0.19	0.22	0.22	0.22	0.04	0.22	0.28
П.п.п.	4.14	1.16	1.50	1.30	1.88	1.32	2.02	1.46	1.80	1.45
Сумма	99.26	99.29	99.77	99.24	99.23	99.84	99.60	99.96	99.95	99.67
Cs	0.14	0.53	0.61	0.54	0.36	0.18	0.33	0.32	0.29	0.52
Rb	0.89	16.16	26.77	15.48	33.25	11.53	22.68	10.20	22.76	38.22
Sr	128	883	1094	1030	571	683	747	1060	795	652
Ba	44	335	641	536	543	351	716	309	765	607
Ga	5.05	22.25	23.36	20.25	18.86	17.13	16.89	19.50	16.92	18.44
La	1.68	11.93	14.56	15.84	14.91	11.61	20.82	12.32	14.35	28.01
Ce	3.76	35.08	33.93	37.94	33.43	27.86	42.52	27.39	31.39	57.04
Pr	0.59	5.26	4.85	4.55	4.55	3.79	5.23	3.59	4.26	6.62
Nd	3.01	26.35	22.38	21.15	21.14	18.38	22.48	16.49	18.77	26.58
Sm	0.69	6.31	5.03	4.24	4.16	3.79	4.41	3.73	3.92	4.14
Eu	0.24	1.79	1.71	1.41	1.51	1.29	1.36	1.31	1.24	1.18
Gd	0.72	5.85	4.35	3.92	3.67	3.24	3.62	3.28	3.14	3.80
Tb	0.12	0.84	0.65	0.64	0.55	0.43	0.56	0.48	0.43	0.53
Dy	0.74	4.99	3.56	3.12	2.61	2.13	2.57	2.31	2.35	2.34
Ho	0.14	0.94	0.69	0.62	0.44	0.44	0.47	0.53	0.41	0.44
Er	0.24	2.23	1.56	1.43	1.11	0.77	1.07	1.19	0.94	1.20
Tm	0.03	0.34	0.24	0.22	0.16	0.11	0.14	0.17	0.15	0.19
Yb	0.29	1.90	1.46	1.40	0.83	0.84	0.92	1.17	0.83	0.95
Lu	0.03	0.30	0.18	0.16	0.12	0.09	0.11	0.15	0.11	0.13
Y	3	23	17	13	12	10	10	11	9	12
Th	0.17	0.65	1.48	1.76	1.20	0.45	2.52	1.99	1.70	7.66
U	0.04	0.28	0.46	0.36	0.42	0.15	0.35	0.54	0.45	1.29
Zr	9	60	74	88	91	69	48	51	43	205
Hf	0.28	1.76	1.27	1.21	1.34	1.10	1.40	0.96	1.61	0.81
Nb	0.32	5.88	5.40	4.77	4.74	3.68	4.22	5.0	3.89	7.48
Ta	0.02	0.36	0.29	0.39	0.20	0.19	0.31	0.25	0.23	0.54
Zn	88	81	95	91	85	84	68	57	65	68
Cu	46	116	86	52	12	47	25	26	37	17
Co	99	56	42	37	38	37	31	23	30	18
Ni	419	56	33	36	100	134	67	40	59	25
Sc	27	37	22	17	20	19	14	14	12	11
V	83	355	259	267	228	164	186	116	173	100
Cr	839	11	32	14	54	105	50	29	40	56

Примечание. C-934 — верлит; C-933/6 — габбро; C-933/5, C-933/3, C-932/2, C-932/3, C-932/1, C-933/2, C-932 — щелочные габбро; C-933/1 — монцодиорит. Содержания петрогенных оксидов приведены в мас.%, элементов-примесей — в г/т.

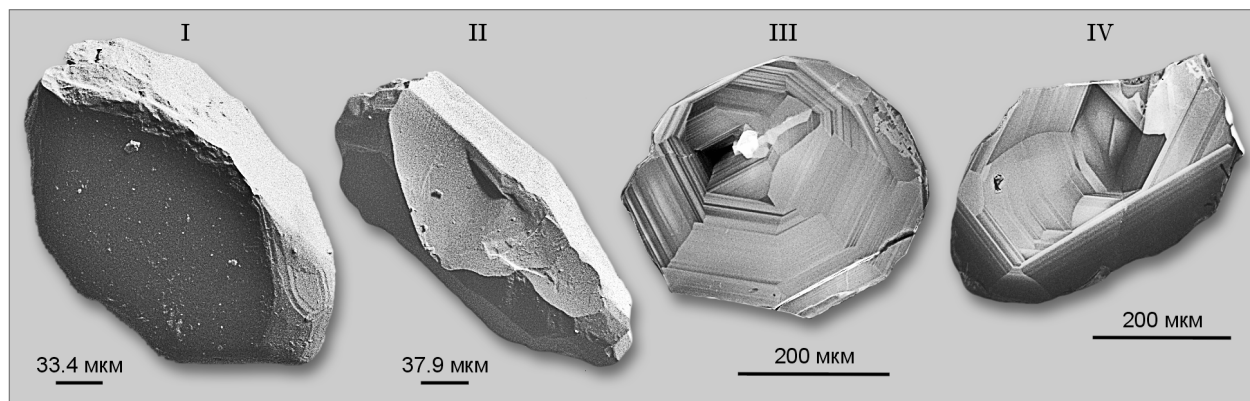


Рис. 10. Микрофотографии циркона из роговообманкового габбро Веселкинского массива (обр. I-431):

I-II — выполнены на сканирующем электронном микроскопе АВТ 55 в режиме вторичных электронов; III-IV — выполнены на сканирующем электронном микроскопе CamScan в режиме катодоллюминесценции.

Максимальные значения магнезиальности ($Mg\# = 0.62$) (см. рис. 5) отмечаются для верлитов, что позволяет относить их к наиболее ранним дифференциатам. Промежуточное положение на вариационных диаграммах (см. рис. 5) занимают габброиды, в том числе и щелочные. Минимальными значениями $Mg\# = 0.31$ характеризуются поздние дифференциаты массива — монцодиориты. Отчетливо проявлен тренд увеличения содержаний SiO_2 , Al_2O_3 на фоне снижения содержаний FeO и CaO при практически постоянных содержаниях TiO_2 в процессе кристаллизации, что характеризует образование габбро-монцодиоритовой ассоциации.

Спектры редкоземельных элементов в ультрабазитах и пироксенитах слабо дифференцированы ($[La/Yb]_N = 1.2-4.3$) (рис. 8); почти во всех породах отмечается очень слабая положительная европиевая аномалия (Eu/Eu^* до 1.22). Верлиты характеризуются минимальными содержаниями REE ($\Sigma REE = 12.28$ г/т), тогда как в габбро и монцодиоритах уровень концентраций лантаноидов значительно возрастает ($\Sigma REE = 104-133$ г/т) и приближается к ОИВ (см. рис. 8). Общими геохимическими особенностями пород рассматриваемого массива являются обогащение крупноионными литофильными элементами (г/т) Rb (10—38), Ba (309—765), Sr (571—1341) и LREE при умеренных содержаниях высокозарядных элементов (г/т) Zr (до 205), Nb (3.48—7.48), Hf (0.78—1.76) и Ta (0.19—0.54) (см. табл. 2, рис. 9).

РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Веселкинский массив. Для геохронологических исследований этого массива использован образец (I-431) неравномерно-зернистых амфиболовых габбро верхней расслоенной серии. Акцессорный циркон, выделенный из этих пород, представлен главным образом обломками прозрачных и полупрозрачных субидiomорфных и идиоморфных тонкозональных кристаллов призматического и короткопризматического облика (рис. 10, I-II) желтоватого цвета. Краевые части зерен, как правило, трещиноваты. Для внутреннего строения большинства кристаллов характерно наличие магматической зональности и секториальности (см. рис. 10, III-IV). В незначительном количестве встречаются обломки кристаллов темно-коричневого цвета неясного габитуса, внутреннее строение которых характеризуется присутствием полуметамиктных ядер, окруженных прозрачными зональными оболочками.

Рис. 11. Диаграмма с конкордией для цирконов из роговообманкового габбро Веселкинского массива (обр. I-431).

Номера точек на рисунке соответствуют порядковым номерам в табл. 3.

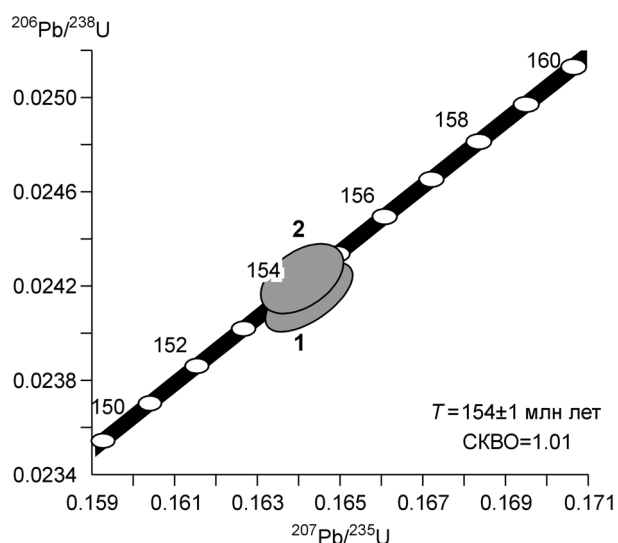


Таблица 3.

Результаты U-Pb геохронологических исследований цирконов из амфиболового габбро Веселкинского массива (обр. I-431) и кварцевого монадиорита Петропавловского массива (обр. С-933/1)

№ п/п	Номер пробы	Размер фракции (мкм) и ее характеристика	Навеска (мг)	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения					Rho			Возраст, млн лет		
				Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		
1	I-431	>150, А 10 %	0.24	211	5.78	211	1179	0.0493 ± 2	0.2634 ± 1	0.1642 ± 9	0.0242 ± 1	0.63	154 ± 1	154 ± 1	154 ± 1	163 ± 10
2	»	>150, А 20 %	0.88	204	5.66	204	1108	0.0491 ± 1	0.2494 ± 1	0.1641 ± 5	0.0242 ± 1	0.46	154 ± 1	154 ± 1	153 ± 6	
3	С-933/1	>220, св.-желт.	0.58	264	7.04	264	2987	0.0498 ± 2	0.1990 ± 4	0.1703 ± 8	0.0248 ± 1	0.62	160 ± 1	160 ± 1	158 ± 8	
4	»	-220...+150, св.-желт.	1.04	110	3.07	110	3694	0.0499 ± 1	0.2394 ± 1	0.1718 ± 6	0.0249 ± 1	0.86	161 ± 1	161 ± 1	159 ± 4	
5	»	>220, св.-желт., кисл. обр.	**	U/Pb = 36.2	2801	2801	2801	0.0498 ± 1	0.2270 ± 1	0.1719 ± 6	0.0250 ± 1	0.79	161 ± 1	161 ± 1	159 ± 1	
6	»	>220, золотист.	0.43	1073	29.6	1073	5035	0.0492 ± 1	0.2207 ± 1	0.1699 ± 3	0.0250 ± 1	0.87	159 ± 1	159 ± 1	158 ± 2	
7	»	>150, золотист., А 40 %	0.26	439	13.4	439	484	0.0493 ± 2	0.2423 ± 1	0.1693 ± 7	0.0249 ± 1	0.66	159 ± 1	159 ± 1	163 ± 8	

Примечание. А 20 % — количество вещества, удаленного в процессе аэробразивной обработки циркона; кисл. обр. — остаток циркона после кислотной обработки; св.-желт., золотист. — окраска кристаллов циркона; Rho — коэффициент корреляции отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ — $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Величины ошибок соответствуют последним значащим цифрам после запятой.

* Изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец.

** Навеска циркона не определялась.

Циркон этого типа для изотопных исследований не использовался.

U-Pb геохронологические исследования проведены для двух навесок наиболее прозрачных фрагментов кристаллов циркона (табл. 3), предварительно подвергнутых аэробразивной обработке [Krogh, 1982]. Как видно на рис. 11, точки изотопного состава изученного циркона располагаются на конкордии, а его возраст составляет 154 ± 1 млн лет (СКВО = 1.01, вероятность = 0.31). Принимая во внимание морфологические особенности циркона из амфиболового габбро Веселкинского массива, указывающие на его магматическое происхождение, мы принимаем полученное конкордантное значение возраста (154 ± 1 млн лет) в качестве наиболее точной оценки возраста кристаллизации родоначальных для этих пород расплавов.

Петропавловский массив. Для геохронологических исследований Петропавловского массива использован образец кварцевого монадиорита (С-933/1) верхней расслоенной серии. Циркон в этой пробе представлен крупными (>150 мкм) обломками субидиоморфных прозрачных и полупрозрачных кристаллов светло-желтого, реже золотистого цвета с единичными фрагментами граней призмы {100} и дипирамиды {111}, {101} (рис. 12, I—IV). Для внутреннего строения циркона характерно наличие магматической зональности и секториальности (см. рис. 12, V—VIII), а также метамиктных зон, развитых по трещинам в полупрозрачных зернах.

Для U-Pb геохронологических исследований использованы пять навесок наиболее прозрачных кристаллов циркона как золотистого (см. табл. 3, № 6, 7), так и светло-желтого цвета (см. табл. 3, № 3—5), отобранных из размерных фракций >220, >150 и -220...+150 мкм. Циркон одной из этих фракций был подвергнут предварительной аэробразивной [Krogh, 1982] (см. табл. 3, № 7), а другой — кислотной обработке (№ 5). Как видно на рис. 13, точки состава циркона золотистого цвета, для которого характерны более высокие содержания U и Pb, располагаются на конкордии, а его возраст составляет 159 ± 1 млн лет (СКВО = 0.01, вероятность = 0.93). Циркон светло-желтого цвета как необработанный, так и подвергнутый предварительной кислотной обработке характеризуется незначительной дискордантностью и несколько более древним возрастом ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, 184—192 млн лет), что указывает на присутствие в нем унаследованной компоненты радиогенного свинца. Однако среднее значение возраста этого циркона (159 ± 2 млн лет), рассчитанное по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, совпадает с оценкой возраста, полученной для циркона золо-

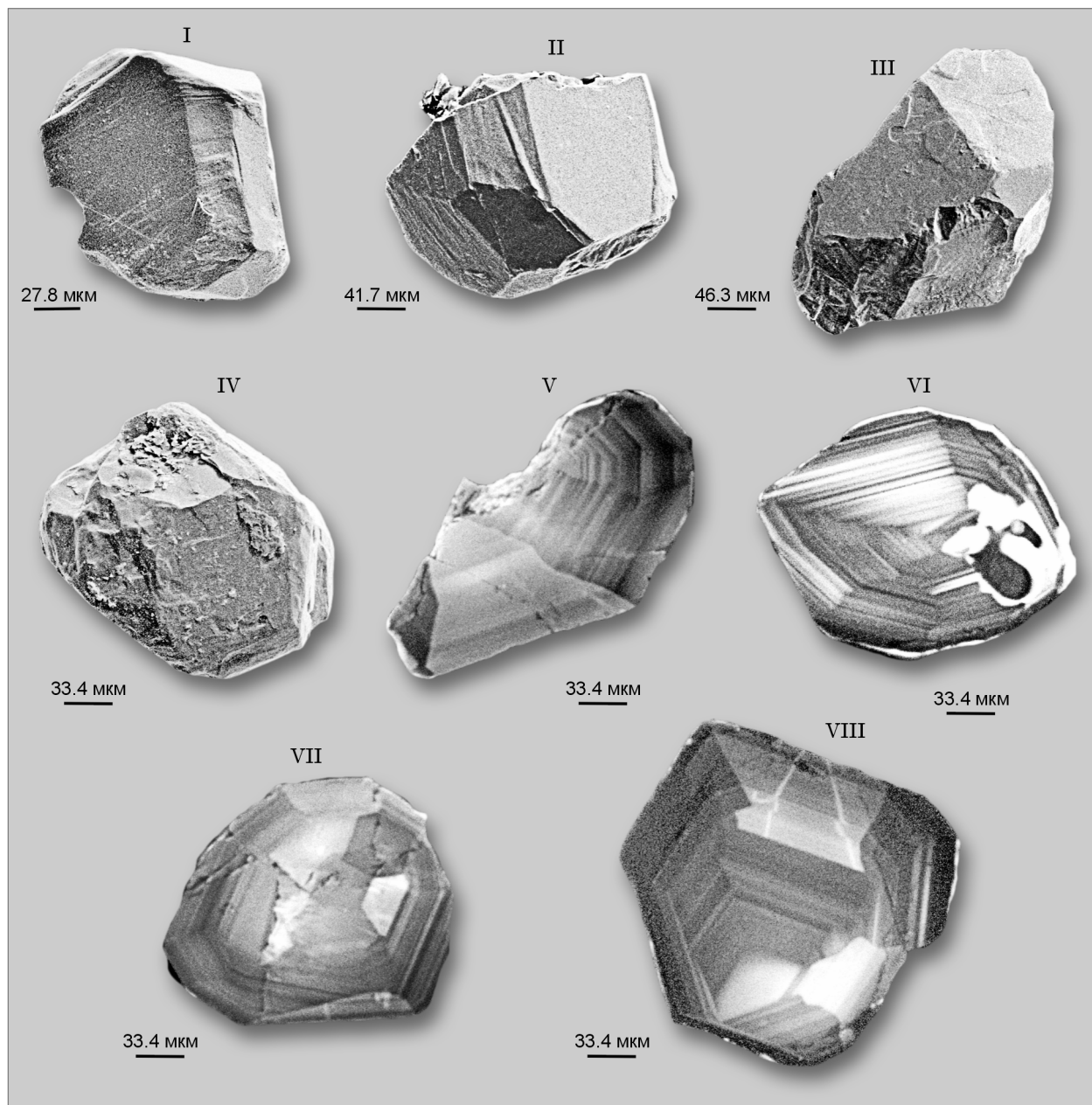


Рис. 12. Микрофотографии циркона из кварцевого монцодиорита Петропавловского массива (обр. С-933/1):

I—IV — выполнены на сканирующем электронном микроскопе АВТ 55 в режиме вторичных электронов; V—VIII — выполнены на сканирующем электронном микроскопе CamScan в режиме катодолуминесценции.

тистого цвета. Изученный циркон имеет магматическое происхождение, о чем свидетельствуют его морфологические особенности. Следовательно, полученное для него конкордантное значение возраста 159 ± 1 млн лет может быть принято в качестве оценки возраста кристаллизации кварцевого монцодиорита Петропавловского массива.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Рассматриваемые в статье Веселкинский и Петропавловский ультрабазит-базитовые массивы сложены породами соответственно перидотит-вебстерит-габбровой и перидотит-габбро-монцодиоритовой ассоциаций. Характерными особенностями этих массивов является „совмещение“ пород нормальной,

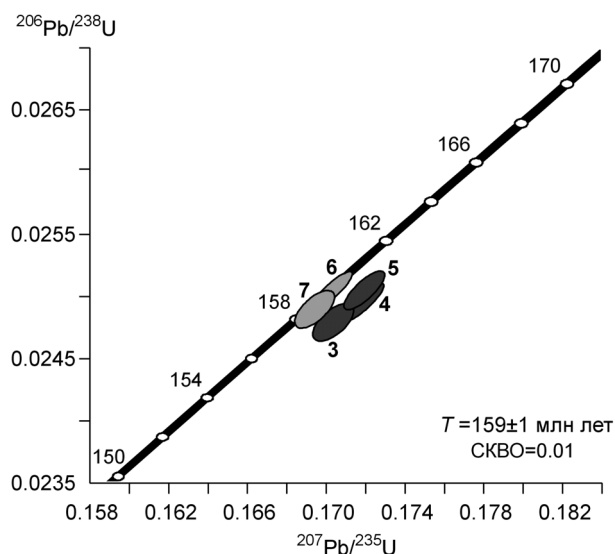


Рис. 13. Диаграмма с конкордией для цирконов из кварцевого монцодиорита Петропавловского массива (обр. С-933/1).

Номера точек на рисунке соответствуют порядковым номерам в табл. 3.

субщелочной и щелочной серий, что нашло отражение в большом разнообразии слагающих их пород — от ультрабазитов и пироксенитов, через габброиды до монцодиоритов и кварцевых монцодиоритов.

Габброиды изученных массивов характеризуются практически однотипным распределением редкоземельных элементов, которому свойственно обогащение LREE по сравнению с HREE, что приближает их к составам OIB (см. рис. 6, 8). Существенное обогащение легкими лантаноидами пород может быть обусловлено либо присутствием в маг-

мообразующем коровом субстрате обогащенного мантийного материала [Балашов, 1976; Лутц, 1975; Кокс и др., 1982; Солодов и др., 1987], либо мантийным литосферным обогащенным источником. В последнем случае обогащение рассматривается как результат метасоматоза мантийного клина водными высококальциевыми флюидами с высокими содержаниями LILE и низкими — HFSE, отделенными при дегидратации субдуцирующей океанической литосферы [Балашов, 1976; Кокс и др., 1982]. Не исключено также, что обеднение тяжелыми лантаноидами было вызвано присутствием граната в мантийном источнике родоначального расплава в момент его отделения [Кокс и др., 1982].

Породы рассматриваемых массивов характеризуются и другими общими геохимическими особенностями. В частности, габброидам Веселкинского и Петропавловского массивов свойственны высокие содержания (г/т) Rb (6—38), Ba (до 765), Sr (до 1341), LREE, при этом они существенно деплетированы Nb (0.63—7.48 г/т), Ta (0.02—0.55), Hf (0.33—2.89), Zr (22—190 г/т).

Таким образом, приведенные выше материалы свидетельствуют о весьма близких петрохимических и геохимических особенностях пород, слагающих Веселкинский и Петропавловский массивы. Учитывая близкий возраст этих массивов (соответственно 154 ± 1 и 159 ± 1 млн лет), их можно относить к единому перидотит-габбро-монцодиоритовому комплексу. Магматические тела, в которых „совмещены“ перидотиты, пироксениты и габброиды нормальной щелочности, субщелочные габброиды, монцодиориты и кварцевые монцодиориты, достаточно широко представлены в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса и его обрамления. Типичными примерами таких массивов могут служить дифференцированные перидотит-пироксенит-габброноритовые массивы Демир-Тайга, Заоблачный и Нижнедербинский в Восточном Саяне, Бирхинский интрузив в Приольхонье и др. [Кривенко, Поляков, 1973; Балыкин и др., 1979; Изов и др., 1990, 2001].

Возвращаясь к геохимическим особенностям пород Веселкинского и Петропавловского массивов, можно отметить их относительную истощенность в отношении таких элементов, как Nb, Ta, Zr, Hf (см. рис. 7, 9), что сближает их с породами субдукционных обстановок. При этом необходимо иметь в виду, что становление рассматриваемых ультрамафит-мафитовых массивов предшествовало внедрению гранитов тукурингрского комплекса с возрастом 150 ± 1 млн лет (неопубликованные данные А.М. Ларина), которые формировались, как предполагается [Ларин и др., 2005], в обстановке активной континентальной окраины преимущественно вдоль восточной границы Селенгино-Станового супертеррейна. Принимая это во внимание, есть все основания полагать, что рассматриваемый позднеюрский перидотит-габбро-монцодиоритовый комплекс мог сформироваться в тыловой части зоны субдукции или в обстановке отрыва субдуцируемой плиты.

Исследования выполнены при поддержке программ фундаментальных исследований ОНЗ РАН „Изотопные системы и изотопное фракционирование в природных процессах“ и „Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования земной коры“, РФФИ (гранты 04-05-64810, 05-05-65347), Президиума ДВО РАН (проекты 06-I-ОНЗ-115, 06-II-СО-08-134).

ЛИТЕРАТУРА

- Балашов Ю.А.** Геохимия редкоземельных элементов. М., Наука, 1976, 267 с.
Балыкин П.А., Богнибов В.И., Поляков Г.В. Габбро-монцодиорит-диоритовая формация Восточного Забайкалья и Верхнего Приамурья // Магматические комплексы Восточной Сибири. Новосибирск, Наука, 1979, с. 3—32.

Бучко И.В. Состав исходного расплава и мантийного субстрата Веселкинского перидотит-вебстерит-габбрового массива (Приамурье) // Тихоокеанская геология, 2005, т. 23, № 1, с. 85—92.

Бучко И.В., Сальникова Е.Б., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Котов А.Б., Яковлева С.З. Первые свидетельства проявления мезозойского ультрамафит-мафитового магматизма в пределах Селенгино-Станового террейна юго-восточного обрамления Сибирского кратона // Докл. РАН, 2005, т. 405, № 4, с. 1—5.

Геологическая карта региона БАМ. Лист N-51-Б. М-б 1:500 000 / Ред. Л.П. Карсаков. Л., ВСЕГЕИ, 1984.

Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. М-б 1:2 500 000: Объясн. зап. СПб., ВСЕГЕИ, 1999, 135 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:200 000. Издание второе. Серия Становая. Лист N-51-XVI. СПб., ВСЕГЕИ, 2000.

Изох А.Э., Поляков Г.В., Кривенко А.П., Богнибов В.И., Баярбилэг Л. Габброидные формации Западной Монголии. Новосибирск, Наука, 1990, 265 с.

Изох А.Э., Каргополов С.А., Шелепаев Р.А., Травин В.А., Егорова В.В. Базитовый магматизм кембро-ордовикского этапа Алтае-Саянской складчатой области и связь с ним метаморфизма высоких температур и низких давлений // Актуальные вопросы геологии и минерального сырья Сибири: материалы науч.-практ. конф. (31 окт.—2 нояб. 2001 г., пос. Елань Кемеровской обл.). Новосибирск, Изд-во ИГиЛ СО РАН, 2001, с. 68—72.

Кокс К.Г., Белл Дж.Д., Панкхерст Р.Дж. Интерпретация изверженных горных пород. М., Недра, 1982, 414 с.

Кривенко А.П., Поляков Г.В. О двух типах ассоциации габбро с породами повышенной щелочности в каледонидах Алтае-Саянской области // Геология и геофизика, 1973 (12), с. 112—116.

Ларин А.М., Котов А.Б., Ковач В.П., Глебовицкий В.А., Сальникова Е.Б., Заблоцкий Е.М., Загорная Н.Ю. Этапы формирования континентальной коры центральной части Джугджуро-Становой складчатой области (Sm-Nd изотопные данные по гранитоидам) // Геология и геофизика, 2002, т. 43 (4), с. 395—399.

Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Саватенков В.М. Тектоническая эволюция центральной части Джугджуро-Становой складчатой области: результаты U-Pb геохронологических и изотопно-геохимических (Nd, Sr, Pb) исследований // Изотопная геология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. СПб., Центр информац. культуры, 2003, с. 253—257.

Ларин А.М., Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Великославинский С.Д., Бучко И.В. Корреляция возрастных рубежей мезозойского магматизма северного и южного обрамлений восточного фланга Монголо-Охотского складчатого пояса // Материалы научного совещания. Иркутск, 2005, т. 2, с. 19—22.

Лутц Б.Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М., Наука, 1975, 166 с.

Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объяснительная записка к схеме корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. Хабаровск, ПГО „Дальгеология“, 1990, 215 с.

Солодов Н.А., Семенов Е.И., Бурков В.В. Геологический справочник по тяжелым литофильным редким металлам / Под ред. Н.П. Лаверова. М., Недра, 1987, 438 с.

McDonough W., Sun S. The composition of the Earth // Chem. Geol., 1995, v. 120, № 3—4, p. 223—253.

Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // Geochim. Cosmochim. Acta, 1973, v. 37, p. 485—494.

Krogh T.E. Improved accuracy of U-Pb zircon by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique // Geochim. Cosmochim. Acta, 1982, v. 46, p. 637—649.

Ludwig K.R. ISOPLOT for MS-DOS, version 2.50 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88-557, 1991a, 64 p.

Ludwig K.R. PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88-542, 1991b, 35 p.

Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett., 1975, v. 26, № 2, p. 207—221.

Steiger R.H., Jager E. Subcommittee of Geochronology: convention of the use of decay constants in geochronology and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett., 1976, v. 36, № 2, p. 359—362.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. Magmatism in the ocean basins // Geol. Soc. Sp. Pub. № 42. Blackwell Scientific Publ., 1989, p. 313—346.

*Рекомендована к печати 7 декабря 2006 г.
Г.В. Поляковы*

*Поступила в редакцию
24 ноября 2006 г.*