

УДК 550.2:551.72

ЕЛНИНСКИЙ МАССИВ БУРИНДИНСКОГО КОМПЛЕКСА УМЛЕКАНО-ОГОДЖИНСКОЙ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ ВЕРХНЕГО ПРИАМУРЬЯ: НОВЫЕ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

©2014 В.Е. Стриха^{1, 2}, С.Г. Агафоненко³

¹Научно-исследовательский геотехнологический центр ДВО РАН. Петропавловск-Камчатский, 683002
e-mail: strikhav@mail.ru

²Амурский государственный университет, Амурская обл., Благовещенск, 675027

³Открытое акционерное общество «Амургеология», Амурская обл., г. Благовещенск, 675029

Приведены результаты изотопно-геохронологических (U-Pb метод по цирконам на микрозонде SHRIMP-II), геохимических и изотопно-геохимических исследований пород Елнинского габбро-гранитового массива буриндинского комплекса Умлекано-Огоджинской вулканоплутонической зоны. Для кварцевых диоритов получен возраст в 117.3 ± 1.9 млн. лет, среднее квадратическое отклонение (СКВО) — 0.00118, гранитов — в 118.4 ± 2.1 млн. лет, СКВО = 0.16.

Формирование массива во внутриплитной обстановке обусловлено возобновлением функционирования Северо-Азиатского суперплюма после образования единого континента в результате закрытия Монголо-Охотского океанического бассейна в процессе коллизии Северо-Азиатского и Сино-Корейского кратонов. Габброиды I фазы являются дифференциатами первичных магматических водонасыщенных умереннощелочных расплавов, продуктов обогащенной мантии. Породы среднего и кислого состава образуются при взаимодействии базитовых расплавов повышенной щелочности с рифейской низкосолеводной корой в соответствии с моделью AFC — фракционной кристаллизации и ассимиляции корового вещества. Умереннощелочные лейкограниты заключительной фазы образуются в результате фракционной дифференциации гранитной магмы нормальной щелочности.

Ключевые слова: Умлекано-Огоджинская зона, гранитоиды, модель AFC, внутриплитный магматизм.

ВВЕДЕНИЕ

Умлекано-Огоджинская вулканоплутоническая зона широтной ориентации, протягивающаяся от среднего течения р. Б. Невер до верховьев р. Селемджа является продолжением Большехинганского магматического пояса на территории России (рис. 1). Пояс перекрывает структуры раннепалеозойских Аргунского и Бурей-Ханкайского орогенных поясов. Сложен магматическими образованиями позднеюрско-раннемелового возраста и простирается в северо-восточном направлении по территории Внутренней Монголии, Китая и России более чем на 1000 км.

Буриндинский комплекс Умлекано-Огоджинской зоны объединяет гранитоиды, сформиро-

вавшиеся синхронно или после становления вулканогенных пород нижнемеловой талданской свиты (Вольская и др., 1978¹).

Вулканогенная толща Умлекано-Огоджинской зоны подстилается терригенной лимнической молассой и в настоящее время характеризуется двухчленным строением. Нижняя часть представлена талданской свитой, сложенной преимущественно андезитами, дациандезитами, дациты и их туфы, реже трахиандезиты и андезибазальты (Козырев и др., 2001).

¹Вольская, И.П., Вольский, А.С., Кошеленко В.В. и др. Отчет о результатах групповой геологической съемки масштаба 1:50 000 в бассейнах рек Уркан, Б.Тында, Арби, Бурида на территории листов N-51-71-Г, б, г, 72-В-Г, 82-В-Г, 83-А-в, Б-б, в, г, 83-В, Г. Свободный: АмурРайГРУ, 1978. 937 с.

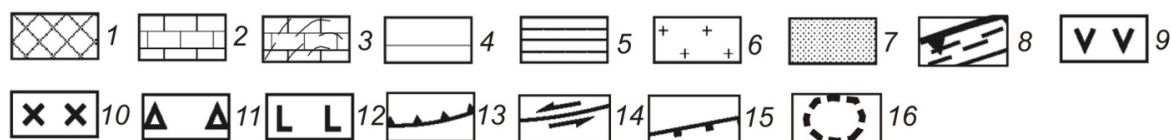
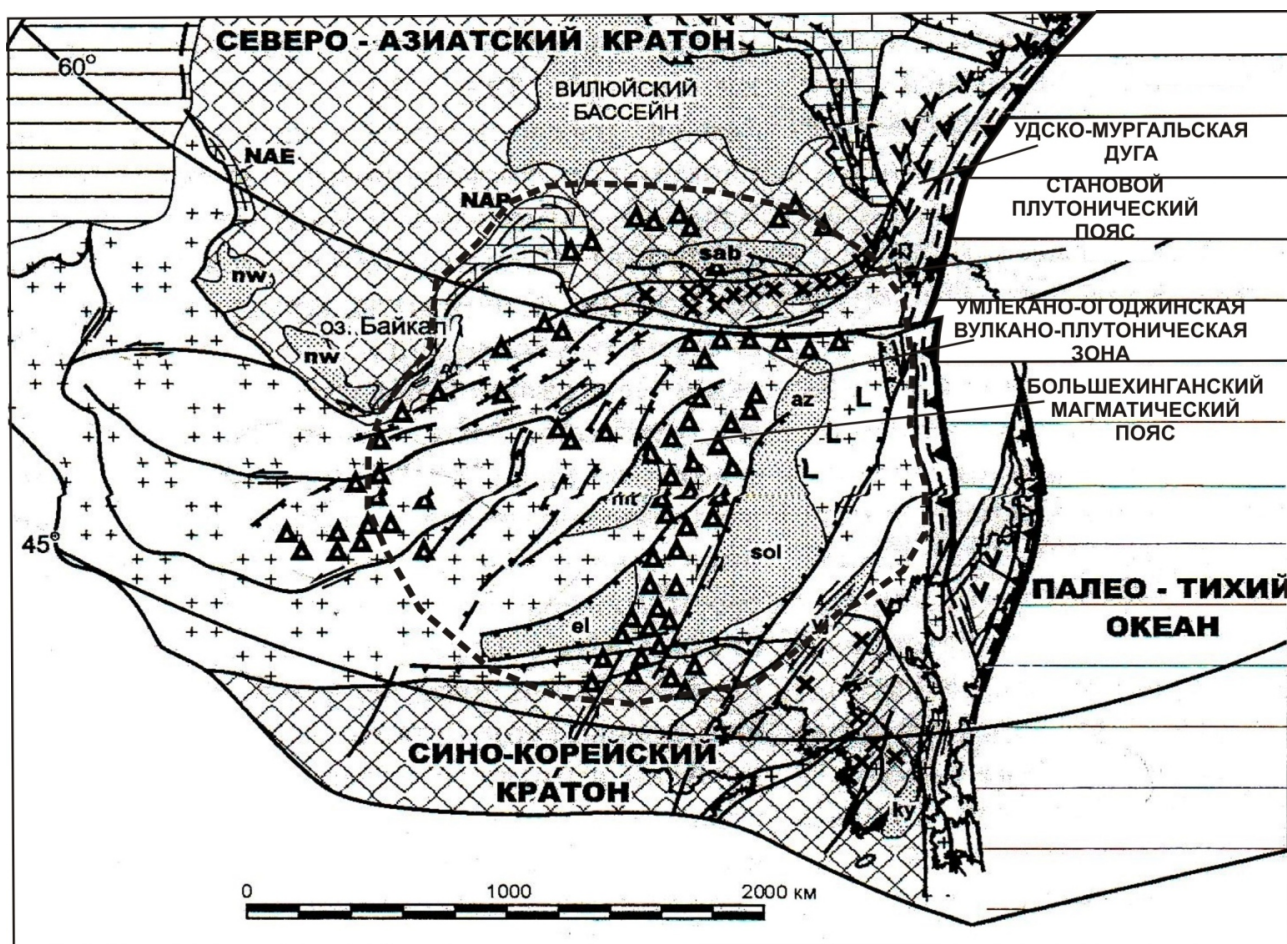


Рис. 1. Палеотектоническая реконструкция Востока Азии для средней юры – раннего мела (145 млн. лет), по (Парфенов и др., 2003) с некоторыми изменениями и дополнениями авторов: 1 – кратоны; 2 – пассивные континентальные окраины; 3 – складчато-надвиговые пояса: Байкало-Патомский (NAP), Восточно-Ангарский (NAE); 4 – океаническая кора; 5 – эпиконтинентальное море; 6 – коллаж аккрецированных террейнов; 7 – осадочные бассейны (az – Амуро-Зейский, ku – Куонгсанский, hlt – Хайларский, nw – Западно-Сибирский, sab – Южно-Алданский, sol – Сунляо, el – Эрлянь); 8 – зоны субдукции и аккреционного клина; 9-10 – образования надсубдукционных магматических дуг: 9 – преимущественно вулканические, 10 – преимущественно плутонические; 11-12 – вулканические и плутонические образования внутриплитных магматических поясов (плюмов): 11 – субщелочные и щелочные, 12 – бимодальные, связанные с рифтогенезом; 13-15 – структурно-тектонические элементы: 13 – надвиги, 14 – сдвиги, 15 – сбросы; 16 – контуры Северо-Азиатского суперплюма по (Ярмолюк и др., 2000).

Мощность свиты составляет 400-800 м. По данным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования изотопный возраст дациандезитов Талданского и андезибазальтов Аблюкунского вулканических полей их составляет 123-127 млн. лет (Сорокин и др., 2003, 2004). Верхняя часть разреза вулканитов образована контрастной галькинской свитой, в строении которой участвуют преимущественно трахибазальты, трахиандезибазальты, трахиандезиты, трахидациты, риолиты и трахириолиты, их туфы, а также туфогенно-осадочные

образования. Мощность свиты оценивается в 100-500 м. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопный возраст составил для трахибазальтов Галькинского поля, 118.7 ± 1.8 млн. лет, а для риолитов – 115.3 ± 1.5 млн. лет (Сорокин и др., 2003, 2004), U-Pb изотопный возраст риолитов Коврижкинского вулканического поля 117 ± 1 млн. лет (Козырев и др., 2001).

В данной работе проведены результаты исследований изотопного возраста кварцевых диоритов и гранитов U-Pb методом по цирконам, геохимических и изотопно-геохимических осо-

бенностей пород Елнинского габбро-гранитового массива, который может служить в качестве плутонотипа буриндинского комплекса.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СТРОЕНИЕ ЕЛНИНСКОГО МАССИВА

Елнинский габбро-гранитовый массив расположен в центральной части Умлекано-Огоджинской вулканоплутонической зоны. Массив находится в междуречье рек Имакана и Елны, вытянут в западном направлении на расстояние более 50 км при ширине в северной части до 30 км. Общая площадь массива более 800 км². Форма массива в плане сложная неправильная, со своеобразным пережимом в средней части (рис. 2). Массив многофазный, взаимоотношения между породами различных фаз хорошо изучены и обоснованы наличием ксенолитов пород ранних фаз в последующих, а также секущих тел молодых пород по отношению к ранее сформированным фазам (Карнаушенко и др., 1990²). Анализ взаимоотношений и особенностей вещественного состава пород позволяют выделить в его составе V фаз внедрения: I фаза — роговообманковые умереннощелочные габбро и монцодиориты, II фаза — кварцевые диориты и кварцевые монцодиориты, III фаза — биотит-роговообманковые гранодиориты, IV фаза — биотит-роговообманковые граниты, V фаза — биотитовые умереннощелочные лейкограниты, реже лейкограниты.

Наибольшим площадным распространением обладают гранодиориты III фазы, слагающие около 70% площади массива, менее развиты граниты — 15% площади. Габброиды и монцодиориты I фазы распространены незначительно. Взаимоотношения между ними не изучены. Они слагают ряд мелких (<1 км²) тел по периферии массива и ксеноблоков в породах II и III фаз. Породы II образуют несколько тел неправильной формы по периферии массива, общая площадь которых составляет около 10% площади массива. В целом Елнинский массив представляет собой плитообразное тело, мощность, которого по геофизическим данным около 8 км, с крутыми контактами, за исключением южного — полого падающего под вмещающие породы.

Породы массива прорывают и ороговиковывают осадочные отложения девона и силура, нижнего мела, а также нижнемеловые вулкано-

генные образования талданской свиты. Талданские вулканиты на контакте с гранодиоритами обычно подвержены биотитизации, с развитием в породах вторичного мелкочешуйчатого биотита, участками претерпели пропилитизацию, березитизацию, окварцевание, вплоть до образования вторичных кварцитов (Карнаушенко и др., 1990²).

Для гранитоидов Елнинского массива получены многочисленные К-Аг датировки по валовым пробам — от 90 до 144 млн. лет, по биотиту — 124 млн. лет (Рыбалко и Богданович, 1984³). К массиву приурочены многочисленные проявления золота различной формационной принадлежности, а также россыпные месторождения золота (рис. 2).

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАССИВА

Определение содержаний главных элементов в породах массива выполнено в Центральной лаборатории ПГО «Дальгеология» (г. Хабаровск) лаборатории г. Хабаровска классическим силикатным методом. Содержания элементов-примесей, включая РЗЭ, определены методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на приборе

ICP-MS Elan DRC II Perkin Elmer (США) в Хабаровском аналитическом центре Института геофизики и тектоники ДВО РАН, относительная погрешность определения не превышает 5%. Оценка точности и воспроизводства методик определения элементов осуществлялось с помощью внутренних и международных стандартов.

По химическому составу (табл. 1) умереннокислые и кислые породы Елнинского массива обладают преимущественно нормальной щелочностью в отличие от пород основного и ультракислого состава принадлежащих умереннощелочной серии (рис. 3а). Среди пород среднего состава развиты как умереннощелочные, так и нормальной щелочности. По степени насыщенности глиноземом среди пород ассоциации преобладают метаглиноземистые и перглиноземистые образования I-типа, хотя в породах ряда гранодиориты- умереннощелочные лейкограниты, часто отмечаются перглиноземистые разности S-типа (3б). По соотношению SiO₂ и K₂O породы массива являются преимущественно высококалиевыми, в меньшей мере умереннокалиевыми и характеризуются отчетливо выраженным увеличением содержаний K₂O с ростом SiO₂ (рис. 3в). В целом отмечается слабое снижение

²Карнаушенко В.Н., Ковш В.Л., Богданович В.И. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Деп, Нинни, Орловка. Отчет Магистрального-84 участка о результатах групповой геологической съемки масштаба 1:50 000, проведенной в 1984-87 г. на площади листов N-52-102-А,Б; N-52-103-А,Б, В,Г; N-52-115-А,Б. Зоя. БПСЭ. 1990. 228 с.

³Рыбалко В.А., Богданович В.И. Отчет о результатах групповой геологической съемки и геологического доизучения м-ба 1:50 000 в бассейне р. Гарь и нижнего течения р. Деп на территории листов N-52-100-А, Б, В, Г; -101-А, Б, В; -102-В, Г; -113-Б, Г; - 114-А, Б, В. Зоя: ГПЭ, 1984. 6 кн. 895 с.

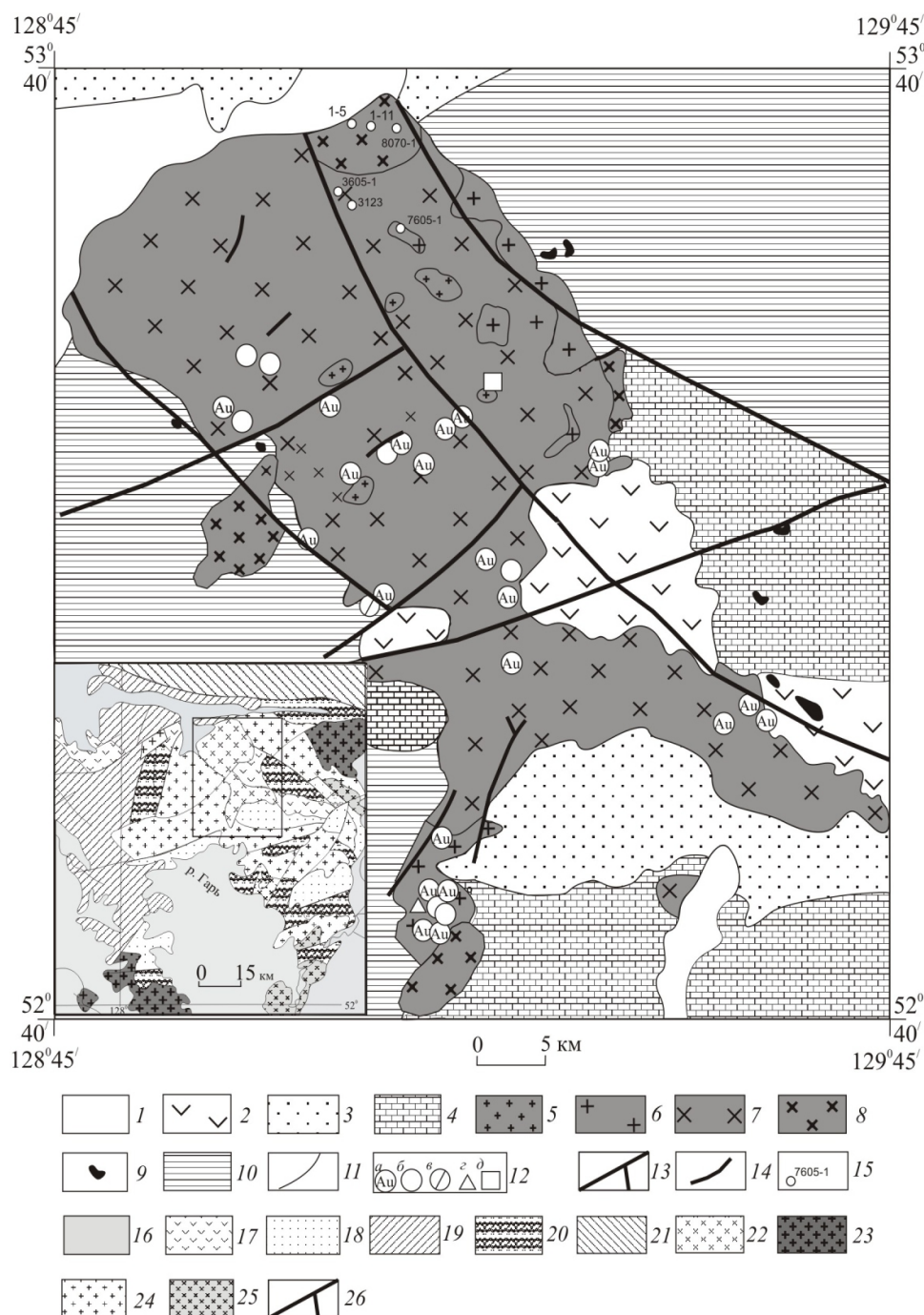


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Елнинского массива. Составлена по материалам среднемасштабной геологической съемки (Карнаушенко и др., 1990², Рыбалко и др., 1984³), геологического доизучения площадей ГДП-200 (Агафоненко и др., 2012), с упрощениями: 1 – неоген-четвертичные отложения; 2 – нижнемеловые вулканиты талданской свиты; 3 – позднемезозойские осадочные отложения; 4 – палеозойские осадочно-карбонатные отложения; 5–9 – раннемеловой буриндинский комплекс: умереннощелочные лейкограниты V фазы (5), граниты IV фазы (6), гранодиориты III фазы (7), кварцевые диориты II фазы (8), умереннощелочные габбро и монцодиориты I фазы (9); 10 – палеозойские гранитоиды с ксеноблоками протерозойских метаморфитов; 11 – геологические границы; 12 – рудопроявления: золото-кварцевые (а), золото-редкометалльно-кварцевые (б), золото-скарновые (в), золото-сульфидно-кварцевые проявления (г), медно-порфировые (д); 13 – разломы; 14 – россыпные месторождения золота; 15 – места отбора образцов и их номера. На врезке показано размещение разновозрастных гранитоидных массивов в северной части Мамынского террейна, к югу от Монголо-Охотского орогенного пояса (Геологическая..., 1999, с дополнениями): 15 – кайнозойские осадочные отложения; 16 – меловые вулканогенные образования; 17 – позднемезозойские флишиоидные отложения; 18 – среднепалеозойские терригенно-карбонатные отложения; 19 – палеозойские образования Монголо-Охотского орогенного пояса; 20 – раннепротерозойско-кембрийские метаморфические и магматические образования; 22–25 – интрузивные образования: раннемеловые (22), раннеюрские (23), позднепалеозойские (24), раннепалеозойские (25), 26 – разрывные нарушения.

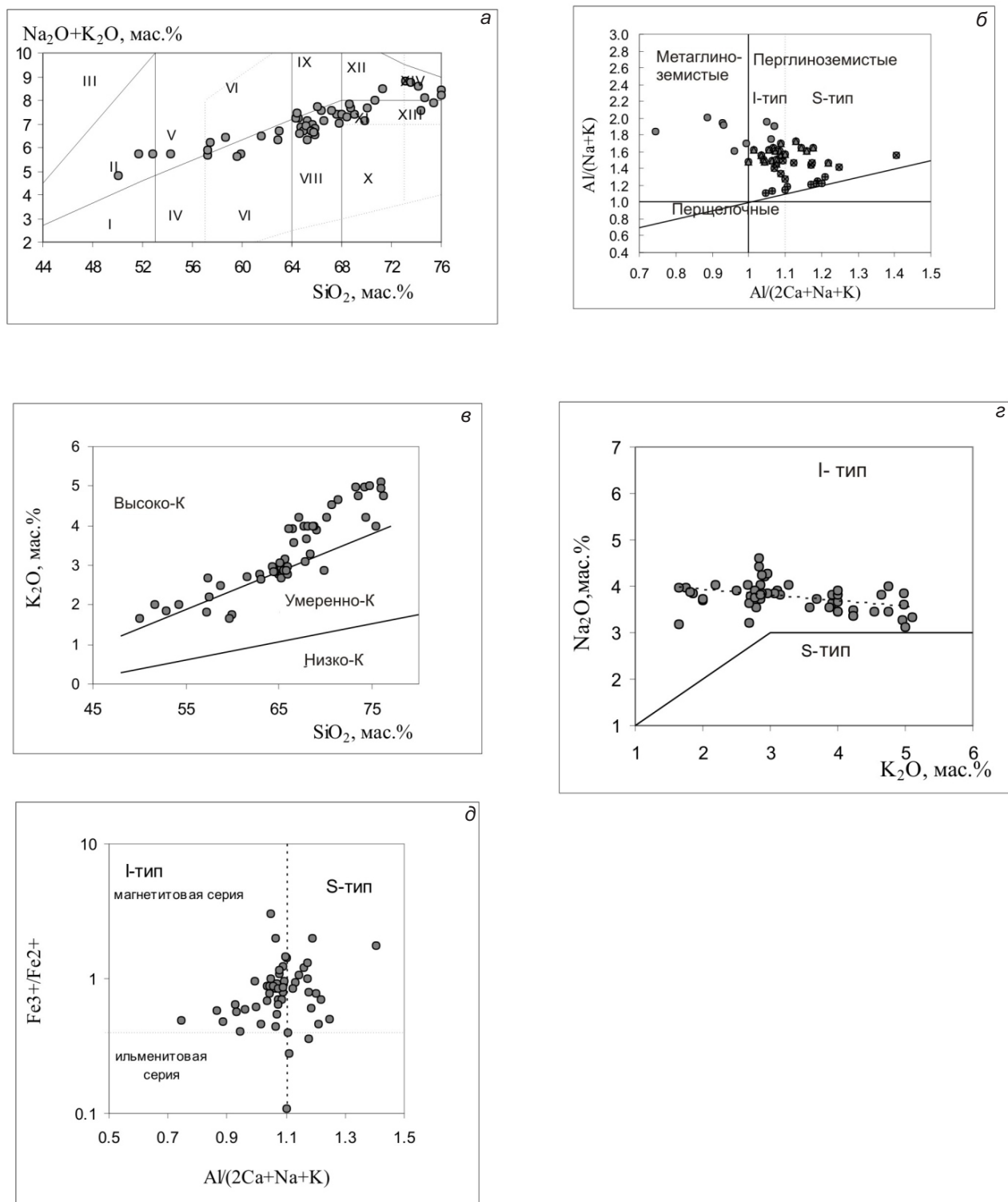


Рис. 3. Петрохимические классификационные и дискриминационные диаграммы для пород Елнинского массива: а – соотношение средних содержаний суммы щелочей и SiO_2 (мас.%). Поля составов пород (Классификация..., 1981): I – габброиды, II – субщелочные габброиды, III – щелочные габброиды, IV – диориты, V – субщелочные диориты, монцодиориты, VI – кварцевые диориты, VII – кварцевые монцодиориты-монциты, VIII – гранодиориты, IX – граносиениты (Петрографический..., 1995), X – низкощелочные граниты, XI – граниты, XII – субщелочные граниты, XIII – лейкограниты, XIV – субщелочные лейкограниты; б – соотношение $\text{Al}/(2\text{Ca} + \text{Na} + \text{K}) - \text{Al}/(\text{Na} + \text{K})$ по (Maniar, Piccoli, 1989); в – соотношение K_2O и SiO_2 по (Le Maitre e. a., 1989); г – соотношение K_2O и Na_2O по (Chappell, White, 1974); д – соотношение $\text{Al}/(2\text{Ca} + \text{Na} + \text{K}) - \text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$.

Таблица 1. Химический состав (мас.%) и содержания (г/т) элементов-примесей в представительных образцах пород Елнинского габбро-гранитового массива.

Компоненты	8650	88-22	1-5	1-11	8070-1	97-18	3623	3605-1	4103	7605-1	4059-1
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	51.70	56.99	59.59	61.94	62.21	67.37	65.08	65.23	67.75	70.70	74.19
TiO ₂	1.15	0.71	0.57	0.63	0.63	0.73	0.43	0.43	0.44	0.32	0.21
Al ₂ O ₃	18.28	17.49	15.72	16.09	16.06	16.55	15.47	15.34	14.55	14.16	13.38
Fe ₂ O ₃	2.21	7.1	5.89	5.15	5.18	5.11	1.65	2.12	1.50	1.18	0.54
FeO	7.10	-	-	-	-	-	2.11	2.04	2.17	1.24	1.23
MnO	0.12	0.1	0.1	0.07	0.1	0.05	0.06	0.06	0.07	0.04	0.02
MgO	4.50	3.08	5.46	3.51	3.74	1.38	2.54	2.58	2.63	1.33	0.41
CaO	6.77	6.1	3.84	4.29	4.74	0.23	3.36	3.99	3.36	2.08	0.86
Na ₂ O	3.71	3.26	3.48	3.88	3.61	0.83	3.84	3.65	3.91	3.46	3.62
K ₂ O	2.00	1.3	2.51	2.59	2.91	4.57	3.06	2.68	3.10	4.54	4.98
P ₂ O ₅	0.22	0.18	0.11	0.15	0.12	0.07	0.14	0.17	0.13	0.07	0.04
п.п.п.	1.66	2.92	2.72	1.7	0.71	3.02	1.39	0.63	0.32	0.53	0.39
Сумма	99.42	99.23	99.99	100	100.01	99.91	99.13	98.92	99.93	99.65	99.87
Li	18.3	-	-	-	-	-	25.2	81.2	44.6	41.3	8.5
Be	1.6	0.78	0.63	1.31	1.19	3.22	1.9	2.6	1.9	2.9	2.8
Sc	32.7	17.92	9.34	9.61	8.96	13.94	10.5	6.4	8.7	10.5	1.5
V	324	159.91	66.15	71.76	92.82	60.34	89	75	77	92	17
Cr	87	69.29	42.16	114.67	109.84	76.38	181	99	97	61	9
Co	28	21.28	11.09	12.59	12.5	6.85	14	12	11	14	3
Ni	31	64.01	46.56	60.26	42.92	19.78	53	50	39	22	6
Cu	25	47.31	11.71	-	28.11	11.53	17	19	2	16	27
Zn	116	67.67	42.74	42.27	65.04	88.3	47	47	31	69	35
Rb	28	49.13	44.43	49.16	88.68	312.08	85	88	77	96	145
Sr	367	908.79	225.4	328.42	450.88	98.57	422	472	409	625	160
Y	54.3	14.26	6.85	11.37	11.4	29.22	13.8	13.3	11.8	18.4	11.2
Zr	35.1	91.96	39.02	19.12	5.87	244.04	26.3	40	26.6	32.5	92.5
Nb	19.0	2.95	2.19	3.39	4.8	12.99	6.0	6.9	6.4	11.1	9.7
Mo	0.9	-	-	-	-	-	0.2	1.0	0.2	0.1	1.0
Sn	5.5	-	-	-	-	-	4.7	6.1	3.8	4.4	4.9
Cs	3.3	0.91	0.87	2.88	5.18	9.17	4.0	3.0	3.3	2.7	1.3
Ba	144	314.03	258.84	454.77	598.56		796	1940	1316	1178	399
La	25.70	11.28	8.48	18.25	16.35	32.44	22.71	21.65	22.74	39.55	10.22
Ce	70.61	21.55	16.86	36.28	41.35	68.83	46.96	43.73	47.51	78.71	33.59
Pr	10.48	2.93	1.92	4.36	4.08	5.87	5.29	4.78	4.72	8.82	2.62
Nd	46.14	16.29	7.34	16.75	15.9	29.2	19.48	17.19	16.90	32.59	9.35
Sm	10.78	3.45	1.35	3.08	2.84	5.47	3.59	3.15	3.06	5.79	1.95
Eu	1.67	1.01	0.37	0.72	0.6	0.82	0.80	0.70	0.67	1.35	0.30
Gd	10.62	3.8	1.47	3.47	3.08	5.49	3.46	3.06	2.95	5.56	2.04
Tb	1.61	0.39	0.18	0.42	0.3	0.56	0.45	0.40	0.37	0.66	0.32
Dy	9.07	2.93	1.03	2.28	2.06	5.4	2.33	2.18	2.02	3.28	1.93
Ho	1.72	0.43	0.2	0.42	0.32	0.69	0.41	0.40	0.37	0.56	0.38
Er	5.17	1.54	0.58	1.19	1.09	2.87	1.23	1.19	1.13	1.66	1.25
Tm	0.76	0.16	0.07	0.15	0.07	0.35	0.18	0.19	0.17	0.25	0.22
Yb	4.67	1.34	0.5	0.97	0.99	3.19	1.11	1.22	1.10	1.51	1.50
Lu	0.67	0.14	0.06	0.13	0.06	0.37	0.16	0.18	0.16	0.22	0.23
Hf	1.75	1.65	0.86	0.82	0.25	4.99	1.20	1.48	1.13	1.31	3.54
Ta	1.26	-	-	-	-	-	0.48	2.22	0.60	0.85	1.09
Pb	34.7	9.26	5.19	10.45	12.39	20.59	39.2	70.9	20.5	26.8	21.7
Th	3.0	2.14	2.41	8.84	7.65	17.97	8.5	10.5	10.1	10.9	16.6
U	1.4	0.52	0.74	0.78	1.67	3.54	1.1	2.4	1.3	1.7	2.5

Примечание: 1 – умереннощелочные габбро; 2-5 – кварцевые диориты; 6-9 – гранодиориты. 10 – граниты. 11 – умереннощелочные лейкограниты; – – нет данных.

содержаний Na_2O по мере роста K_2O , а по соотношению щелочей все гранитоиды соответствует породам I-типа (рис. 3з). По окисленности железа гранитоиды относятся в большинстве случаев к магнетитовой серии (рис. 3д).

Роговообманковые умереннощелочные (субщелочные) габброиды I фазы характеризуются наиболее высокими содержаниями редких земель (РЗЭ), наличием четко выраженной отрицательной европиевой аномалии ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.47$), высокими содержаниями тяжелых РЗЭ — $(\text{La}/\text{Yb})_N = 3.7$ и пологим их распределением — $(\text{Tb}_N/\text{Yb}_N = 1.5)$ (рис. 4а).

В кварцевых диоритах отмечаются низкие содержания РЗЭ (40.4–89.1 г/т), с преобладанием легких РЗЭ над тяжелыми $(\text{La}/\text{Yb})_N = 5.7$ –12.7 и наличием слабо выраженной европиевой аномалии (0.62–0.85).

Гранодиориты, по сравнению с кварцевыми диоритами, обладают более высокими концентрациями РЗЭ (100–108.1 г/т), близки по распределению РЗЭ $(\text{La}/\text{Yb})_N = 12.0$ –13.9 и характеризуются, в целом, более отчетливой европиевой аномалией ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.67$ –0.68). Граниты по сравнению с гранодиоритами содержат больше РЗЭ (180.5 г/т), обладают меньшей европиевой аномалией ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.72$), но более высокой дифференцированностью лантаноидов — $(\text{La}/\text{Yb})_N = 17.7$. Умереннощелочные лейкограниты заключительной фазы содержат наименьшее количество РЗЭ (65.9 г/т) и отличаются от гранитов IV фазы в основном за счет содержаний легких РЗЭ. Умереннощелочные лейкограниты характеризуются наличием отчетливо выраженной аномалии европия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.45$) и низкой дифференцированностью редких земель $(\text{La}/\text{Yb})_N = 4.6$.

Умереннощелочные габброиды по отношению к примитивной мантии обогащены большинством несовместимых элементов (в 10–100 раз и более), содержат на уровне нижней коры только Ba, остальные элементы фиксируются выше уровня нижней коры, а P, Sm, Tb, Y, Yb содержатся выше верхнекоровых (рис. 4б). Для них характерны отрицательные аномалии Ba, Sr, Hf, положительные — Cs, K, Nb, P, Sm, Tb, Y, Yb (рис. 4б). В кварцевых диоритах и гранодиоритах большинство элементов содержатся на уровне верхней коры. По отношению к примитивной мантии отмечаются минимумы U, Nd, Hf, Ti. Для пород характерны положительные аномалии K, P, Sm, Tb, а для гранодиоритов также и Ba. Граниты IV фазы близки к гранодиоритам по содержанию большинства элементов. Для них также отмечаются отрицательные аномалии U, Ta, Hf, Ti, положительные Ba, K, Sm, Tb. В отличие от гранитов лейкограниты заключительной фазы имеют отрицательные

аномалии Cs, Ba, Sr, положительные — Rb, Th, Hf, Ce.

ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ МАССИВА

Отобранные вручную зерна цирконов были имплантированы в эпоксидную смолу вместе с зернами цирконовых стандартов TEMORA и 91500. Далее зерна цирконов были сошлифованы и приполированы приблизительно на половину своей толщины. Для выбора участков (точек) датирования на поверхности зерен использовались оптические (в проходящем и отраженном свете) и катодо-люминисцентные изображения, отражающие внутреннюю структуру и зональность цирконов. Измерения U-Pb отношений на SHRIMP-II проводились по методике, описанной в статье (Williams, 1998). Интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода составляла 5 нА, диаметр пятна (кратера) составлял 25 мкм. Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы SQUID (Ludwig, 2000). U-Pb отношения нормализовались на значение 0.0668, приписанное стандартному циркону TEMORA, что соответствует возрасту этого циркона в 416.75 млн. лет (Black, Kamo, 2003). Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приводятся на уровне 1σ , погрешности вычисленных конкордантных возрастов и пересечений с конкордией приводятся на уровне двух сигма. Построение графиков с конкордией (Wetherill, 1956) проводилось с использованием программы ISOPLOT/EX (Ludwig, 1999).

Цирконы кварцевых диоритов (обр. 8070-1) и гранитов (обр. 7605-1) представлены прозрачными бесцветными идиоморфными короткопризматическими кристаллами. Катодолюминесцентное изображение цирконов демонстрирует отчетливую концентрическую и секториальную зональности роста, которые свидетельствуют о магматическом происхождении цирконов. Изотопный возраст кварцевых диоритов II фазы, составляет 117.3 ± 1.9 млн. лет, СКВО = 0.00118, гранитов IV фазы — 118.4 ± 2.1 млн. лет, СКВО = 0.16 (табл. 2, рис. 5а, б). В совокупности полученные данные изотопного возраста позволяют оценивать время формирования пород Елнинского массива в диапазоне 119.2–116.3 млн. лет.

СОСТАВ И ВОЗРАСТ ИСТОЧНИКОВ ГРАНИТОИДНЫХ РАСПЛАВОВ

Для оценки состава и возраста источников гранитоидных расплавов проведены исследования изотопного состава Sr и Nd пород (табл. 3). Анализ изотопного состава Sr и Nd выполнен на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON

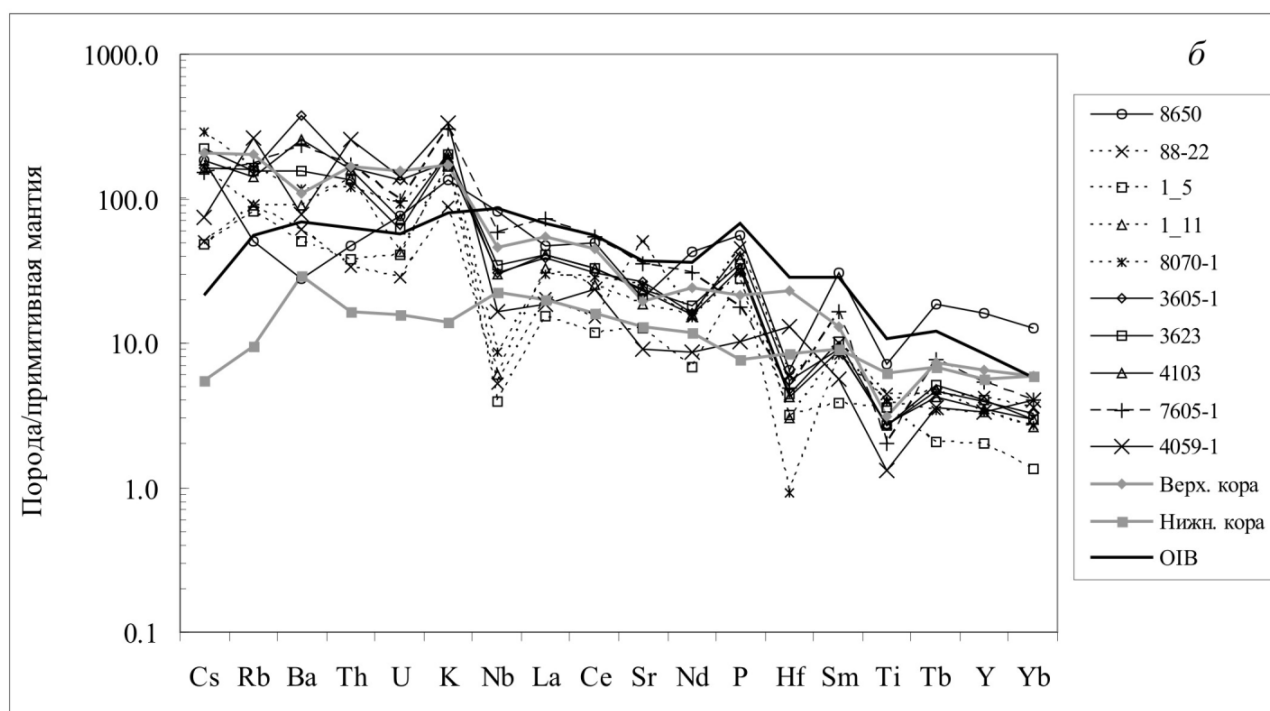
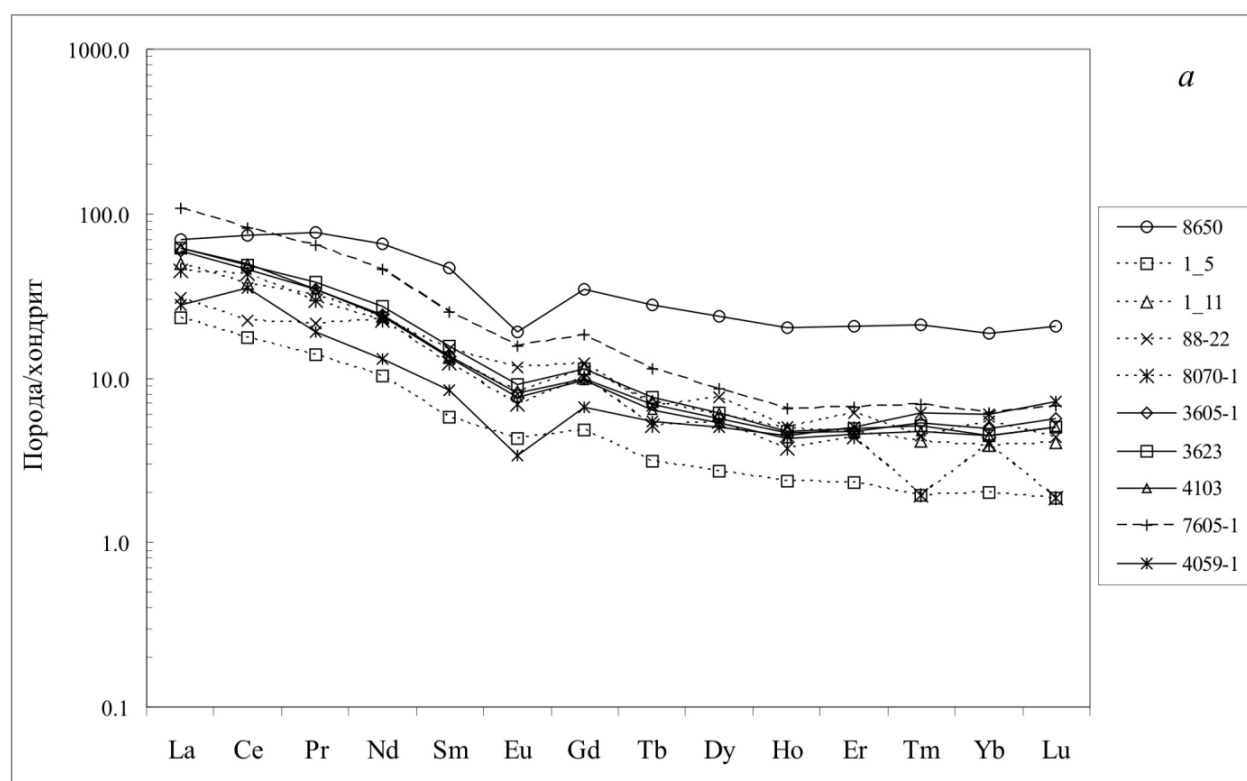


Рис. 4. Нормированное к хондриту (*a*) и примитивной мантии (*б*) распределение рассеянных элементов в породах Елнинского массива. Нормализующие факторы, составы верхней и нижней коры по (Taylor, McLennan, 1985), базальтов океанических островов – OIB по (Sun, McDonough, 1989). Номера соответствуют таковым в таблице 1.

(Thermo) по стандартной методике. Средняя точность определения изотопных отношений (2σ) составила: $^{87}\text{Rb}/^{85}\text{Rb} - 0.005\%$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - 0.002\%$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} - 0.03\%$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - 0.005\%$. Изотопный состав стандарта NIST 987: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710244 \pm 0.000011$. Изотопный состав стандарта Nd JNd-1: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512106 \pm 0.000002$. При расчете величин $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ и модельных возрастов $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ использованы современные значения CHUR по (Jacobsen, Wasserburg, 1984) ($^{143}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$) и DM по (Goldstein, Jacobsen, 1988) ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$). При расчете двухстадийных модельных возрастов $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st})$ принята среднекоревая величина отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.12$ (Taylor, McLennan, 1985).

Отмечается резкий разброс Sr-Nd изотопных данных для гранодиоритов III фазы и гранитов IV фазы. Гранодиориты (табл. 3, проба 3605-1) характеризуются $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7059$, $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = -0.95$, $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st}) = 1013$ млн. лет. В отличие от гранодиоритов граниты (табл. 3, проба 7605-1) обладают значительно более высокими значениями начального изотопного отношения стронция $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7067$, меньшими значениями $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = -7.35$ и большими значениями

двухстадийного модельного возраста $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st}) = 1548$ млн. лет.

ОБСУЖДЕНИЕ МАТЕРИАЛОВ

Породы среднего и кислого состава гранодиорит-гранитовой ассоциации объединяет биотит-роговообманковый парагенезис темноцветных минералов. Степень насыщенности пород глиноземом и значения начальных изотопных отношений стронция $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ не превышающих 0.708, позволяют интерпретировать гранитоиды Елнинского массива как образования I-типа (Chappel, White, 1974).

Известно, что гранитоидные ассоциации I-типа формируются в широком диапазоне геодинамических обстановок. Наряду с гранитами S-типа они являются наиболее распространенными в областях взаимодействия океан-континент (активные континентальные окраины и островные дуги) и континент-континент (коллизонные зоны). При этом гранитоиды I-типа, образованные в обстановке континентальной коллизии, обладают близким петрографическим составом к ассоциациям островных дуг и активных окраин. В сложных по строению

Таблица 2. U-Pb изотопные данные определенные методом SHRIMP-II для кварцевых диоритов II фазы (обр. 8070-1) и гранитов IV фазы (обр. 7605-1) Елнинского габбро-гранитового массива.

Точка	Содержания (г/г)			Изотопные соотношения				Возраст. млн. лет
	U	Th	$^{206}\text{Pb}^*$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm\%$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm\%$	
8070-1.1.1	294	201	0.91	0.122	12	0.01892	2	123.1 ± 2.7
8070-1.2.1	152	157	1.86	0.12	24	0.01862	2.6	119.2 ± 3.8
8070-1.3.1	206	207	1.45	0.12	17	0.01804	2.4	115.1 ± 3.3
8070-1.4.1	269	318	1.88	0.124	17	0.01816	2.2	117.9 ± 3.2
8070-1.5.1	146	90	5.14	0.111	47	0.01697	4	111.1 ± 3.9
8070-1.6.1	184	191	3.51	0.111	39	0.01775	3.2	114.8 ± 3.5
8070-1.7.1	181	185	1.02	0.135	12	0.01929	2.5	124.5 ± 4
8070-1.8.1	185	193	1.70	0.131	22	0.01949	2.5	126 ± 3.5
8070-1.9.1	136	135	0.00	0.165	7.7	0.01929	2.4	122.8 ± 3.9
8070-1.10.1	348	349	1.72	0.118	18	0.01756	2	112.4 ± 2.6
7605-1.2.2	170	93	2.71	0.100	22	0.01826	2.3	116.6 ± 2.6
7605-1.1.2	226	148	3.6	0.122	12	0.01836	0.67	117.29 ± 0.78
7605-1.1.1	251	187	4.05	0.135	10	0.01896	1.5	121.1 ± 1.8
7605-1.2.1	142	69	2.32	0.165	16	0.01924	1.6	122.9 ± 1.9

Примечание: U-Pb датирование цирконов осуществлялось на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского (аналитик Н.И. Родионов). * Радиогенная часть свинца. Изотопные отношения скорректированы по ^{204}Pb . Неточности измерений изотопных соотношений и возраста даны при 1 σ .

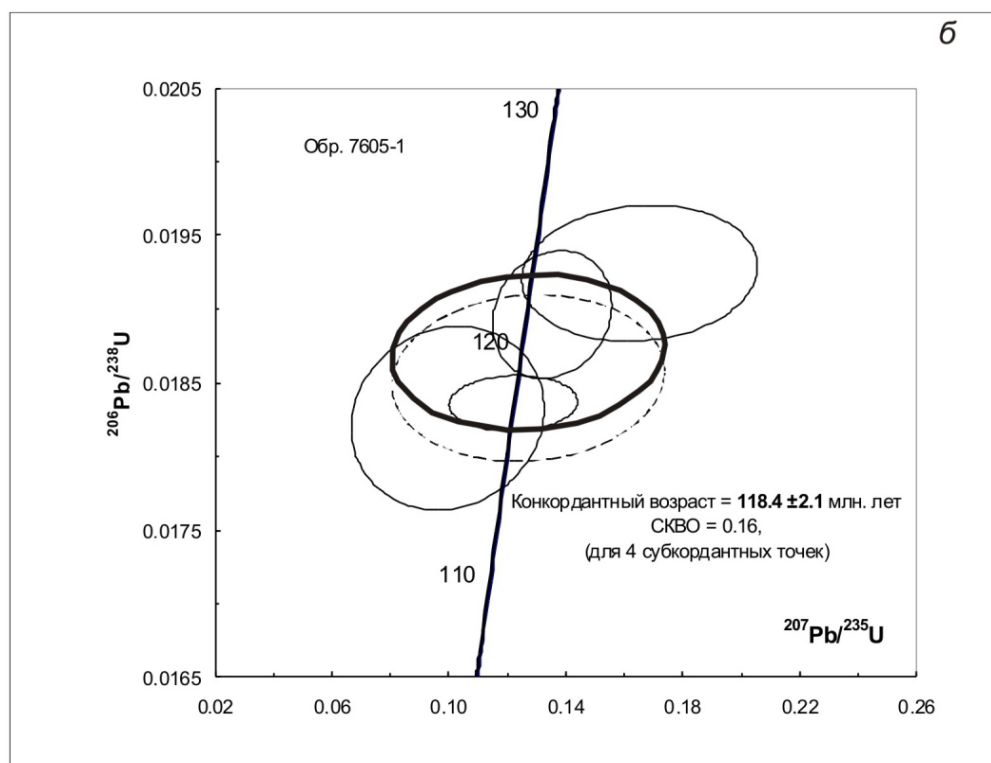
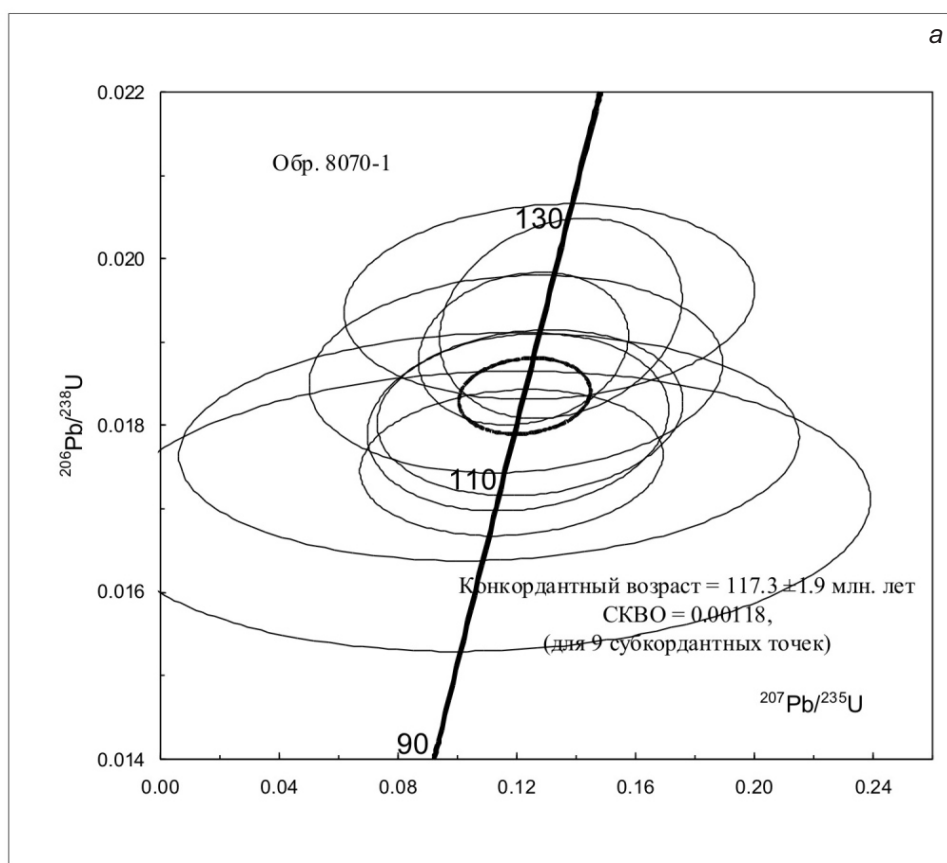


Рис. 5. Диаграммы с конкордией для цирконов из кварцевых диоритов (а) и гранитов (б) Елнинского массива.

складчатых областях, прошедших полный цикл тектонического развития, нередко пространственно совмещены гранитоиды различных геодинамических обстановок (Особенности..., 1992). Таким образом, одной из важных проблем при изучении гранитоидов I типа является проблема идентификации геодинамических обстановок при их формировании.

Как показывают геодинамические построения формирование гранитоидных массивов Умлекано-Огоджинской зоны на рубеже 120–115 млн. лет происходило во внутриплитной обстановке после закрытия Монголо-Охотского океанического бассейна и формирования единого суперконтинента в результате коллизии Северо-Азиатского и Сино-Корейского кратонов, которая для Верхнего Приамурья завершилась к концу ранней юры (Парфенов и др., 2003, Роганов и др., 2005).

Как образование раннемеловых вулканогенных и плутонических образований Умлекано-Огоджинской зоны, так и раннемезозойская коллизия в пределах Верхнего Приамурья может быть связана с функционированием Северо-Азиатского суперплюма (Ярмолюк и др., 2000).

Л.И. Красный (1997), рассматривая особенности эволюции Монголо-Охотской орогенной пояса (складчатой системы), расположенной между Алдано-Становым и Амурским геоблоками (к югу от пояса), предложил следующую модель формирования данной структуры. Анализ особенностей геологического строения, эволюции, флоры и фауны разновозрастных осадочных отложений позволил ему сделать вывод о формировании Монголо-Охотского моря (не океана) в зоне крупного раздвига с утоненной корой симатического профиля. Раздвиг таких смежных разноплотностных структур как Алдано-Становой и Амурский геоблоки способствовал приближению к поверхности перегретого глубинного вещества (мантийного плюма). Плотностные изменения в коре, астеносфере и более глубоких горизонтах мантии обусловили сильнейшее сжатие коры (коллизия) в Верхнем Приамурье в конце ранней юры между сближающимися геоблоками в соответствии с представлениями Е.В. Артющкова (1993) и формирование Монголо-Охотского орогенного пояса.

Считается, что большинство гранитоидов I-типа — результат парциального плавления более древних изверженных пород, которые не были подвержены существенному химическому выветриванию (Соболев, 1992). Некоторые из них образуются за счет гибридизма коровых и мантийных магм или могут представлять собой продукты дифференциации родоначальных магм основного-среднего состава, зарождающихся в разных условиях и различных мантийных источников.

В настоящее время петрологами рассматриваются три основных механизма зарождения магм в верхней мантии и земной коре, связанных с нагреванием вещества выше температуры плавления каким-либо источником, адиабатическим подъемом вещества, дегидратацией гидроксилсодержащих минералов, обзор которых приведен в работах (Петрография..., 2001; Попов, 1997).

Эксперименты по частичному плавлению показали, что гранитоидные магмы могут вырабатываться из широкого ряда общих коровых пород при геологически реалистических температурах и давлениях (Johannes, Holtz, 1996). При этом формирование расплавов гранитоидного состава происходит как в присутствии водного флюида, так и в его отсутствии при частичном плавлении субстрата в результате метаморфизма высоких ступеней.

Исследования термальных условий магообразования в различных тектонических обстановках (England, Thompson, 1984; Weber, Behr, 1983) показывают наличие ограничений по видам коровых процессов, которые могут быть ответственны за формирование гранитоидных магм. Термальные условия, возникающие вследствие корового утолщения при коллизионных процессах, благоприятны для формирования богатых H_2O , наиболее низкотемпературных расплавов (Clemens, 1984; Clemens, Mawer, 1992). Такие расплавы не способны к значительным вертикальным перемещениям и обычно кристаллизуются как магматиты в средней коре в результате низкотермальной энергии (Соболев, 1970; Файф, 1972). Клеменс и Друп (Clemens, Droop, 1998) провели детальный анализ эффектов различных P - T траекторий, реакций плавления и степени отделения кристалла из жидкости на поведение гранитного расплава. Они пришли к выводу о том, что известково-щелочные высококремнистые магмы для обладания необходимой энергией для интрузии в верхнюю часть коры нуждаются в исключительных термальных условиях для их образования. Такие условия возникают в областях нижней коры и требуют подвода тепла путем внедрения базальтовых магм мантийного происхождения (Clemens, 1990; Vielzeuf et al., 1990). Базальтовые магмы являются эффективными источниками высокой температуры и поставщиком материала для коры, способствующими образованию гранитоидной магмы (Huppert, Sparks, 1988). Методами математического моделирования показано, что слой расплава основного состава мощностью 1 км может генерировать слой расплава гранодиоритового и гранитового состава мощностью до 2.5 и 3 км соответственно (Соболев, Авилина, 1986).

Многофазность и гомодромная последовательность становления пород Елнинского мас-

сива позволяют предполагать, что вероятными механизмами взаимодействия мантийных и коровых источников является ассимиляция первичными базитовыми расплавами корового вещества, либо синтексис базитовых и коровых расплавов.

Низкая магнезиальность габброидов I фазы Елнинского массива, содержание $MgO = 4.5-6.3\%$, $Mg/(Fe^{2+}+Mg) = 0.53-0.70$, наличие отрицательной Eu-аномалии (фракционирование плагиоклаза) указывает на их принадлежность к дифференциатам первичных магнезиальных расплавов в промежуточных камерах (Петрография..., 2001). Обогащенность габброидов I фазы большинством несовместимых элементов (за исключением Ba, Sr, Ta, Hf, Ti) сближает их с базальтами океанических островов (ОИВ) (рис. 3б). Наличие роговой обманки и высокие содержания щелочных металлов в габброидах свидетельствуют о повышенной щелочности и водонасыщенности первичных мантийных расплавов, возникающих при частичном плавлении обогащенного мантийного источника. Плавление такого источника на рубеже 120-115 млн. лет связано, вероятнее всего, с возобновлением функционирования Северо-Азиатского суперплума. Исследования фанерозойского внутриплитного магматизма Северной Азии показали, что ведущую роль среди мантийных источников играла мантия типа ЕМ II в той или иной степени смешанная с источником PREMA (умеренно деплетированной мантии) (Кузьмин, Ярмолюк, 2009). На возможность участия источника ЕМ II в составе первичного мантийного расплава для раннемеловых габброидов указывает близость изотопного состава и соотношения стронция и неодима в гранодиоритах Елнинского массива (табл. 3) к источнику ЕМ II — $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7078$, $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.51258$ (Zindler, Hart, 1986).

Участие корового вещества в составе гранитоидов Елнинского массива оценивалось по содержанию радиогенного Nd, который отражает состав источников гранитоидных магм. Количественная оценка содержаний корового компонента возможна с использованием Nd корового индекса (NCI) Депаоло (DePaolo et al., 1992). NCI определяется как:

$NCI = [\epsilon Nd_{rock} - \epsilon Nd_{MC}] / [\epsilon Nd_{CC} - \epsilon Nd_{MC}]$, где ϵNd_{rock} — ϵNd исследуемого образца, ϵNd_{MC} — ϵNd мантийного компонента, а ϵNd_{CC} — ϵNd корового компонента.

Данный индекс является выражением массового баланса для двухкомпонентного смешения, которое дает пропорции Nd в гибридных породах. Расчеты проведены при значении умеренно деплетированной мантии (PREMA резервуара) при $\epsilon Nd = +7$, а также смеси мантии типа ЕМ II и PREMA в соотношении 1:1 при $\epsilon Nd = +4$, коровые резервуары взяты с максимальными значениям

$\epsilon Nd = -8$ для рифейской коры. Согласно расчетам, для гранодиоритов требуется, соответственно, 53 и 41% заимствования корового Nd, а для гранитов — 96 и 95 %. Соответственно доля мантийного компонента в породах составляет 47-59 % для гранодиоритов и 4-5 % для гранитов.

Таким образом, на основании проведенного анализа можно сделать вывод о мантийно-коровой природе гранитоидов Елнинского массива в целом, при этом мантийное вещество играло существенную роль в породах умеренно-кислого состава, а, соответственно, и среднего, а коровое — для гранитов.

Для выяснения механизмов формирования многофазного Елнинского плутона — частичного плавления коры при одновременном взаимодействии с базитовыми расплавами или фракционной кристаллизации первичных гибридных расплавов рассмотрим особенности их эволюции с помощью данных по особенностям распределения петрогенных окислов и элементов-примесей в породах массива в зависимости от их кремнекислотности.

Для пород Елнинского массива с увеличением SiO_2 фиксируется отчетливо выраженный снижение содержаний TiO_2 , Al_2O_3 , $Fe_2O_3^*$, MnO , MgO , CaO , P_2O_5 , при близком содержании Na_2O (рис. 6а-е), а также наблюдается отчетливо выраженный рост содержаний K_2O и, соответственно, суммы щелочей (рис. 3а, 3в). Кроме этого, в породах отмечается рост содержаний Rb. Подобные закономерности характерны для серий пород образующихся за счет базальтовых материнских магм путем фракционной кристаллизации. Незначительные объемы габброидов и средних пород в составе Елнинского массива ставят под сомнение возможность формирования огромных масс гранитоидов путем фракционной кристаллизации базальтовой магмы. Возникновению кислых пород в результате фракционирования средних гибридных расплавов противоречит распределение концентраций Rb и Sr, изотопных соотношений стронция и неодима в породах массива.

При фракционной кристаллизации пород по мере роста содержаний Rb происходит отчетливо выраженное снижение концентраций Sr, в отличие от пород, образующихся при частичном плавлении корового вещества, для которых характерно незначительное снижение содержаний Sr (рис. 7). В отличие от модели фракционирования в породах Елнинского массива от умеренно-щелочных габбро к гранитам наблюдается рост содержаний Sr и только от гранитов к умеренно-щелочным лейкогранитам заключительной фазы происходит резкое снижение содержаний Sr при увеличении Rb, которое соответствует модели фракционирования (рис. 7, табл. 1).

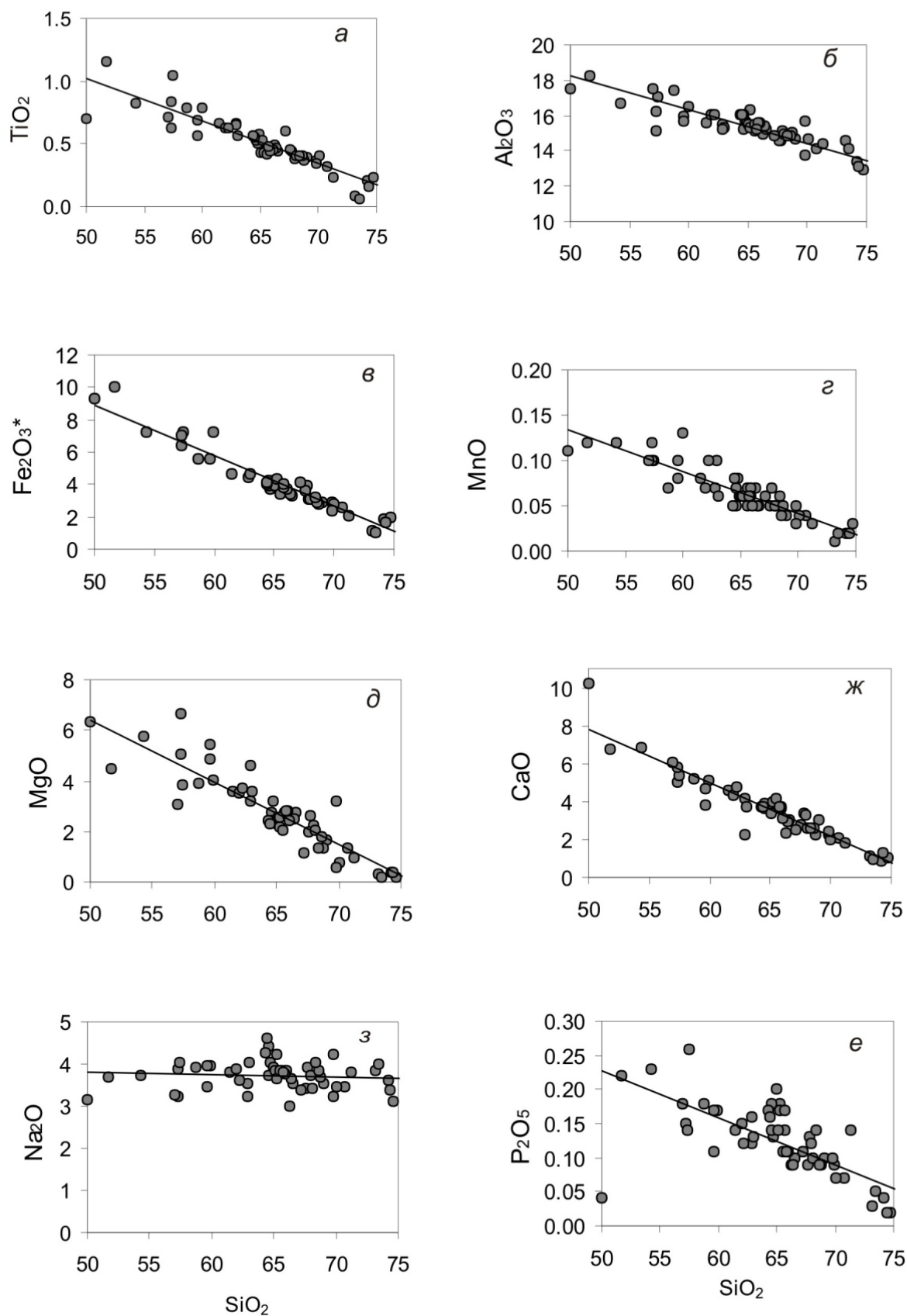


Рис. 6. Диаграммы Харкера для петрогенных окислов (мас.%) пород Елнинского массива: *a* - $\text{SiO}_2 - \text{TiO}_2$, *б* - $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3$, *в* - $\text{SiO}_2 - \text{Fe}_2\text{O}_3^*$, *г* - $\text{SiO}_2 - \text{MnO}$, *д* - $\text{SiO}_2 - \text{MgO}$, *ж* - $\text{SiO}_2 - \text{CaO}$, *з* - $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O}$, *e* - $\text{SiO}_2 - \text{P}_2\text{O}_5$.

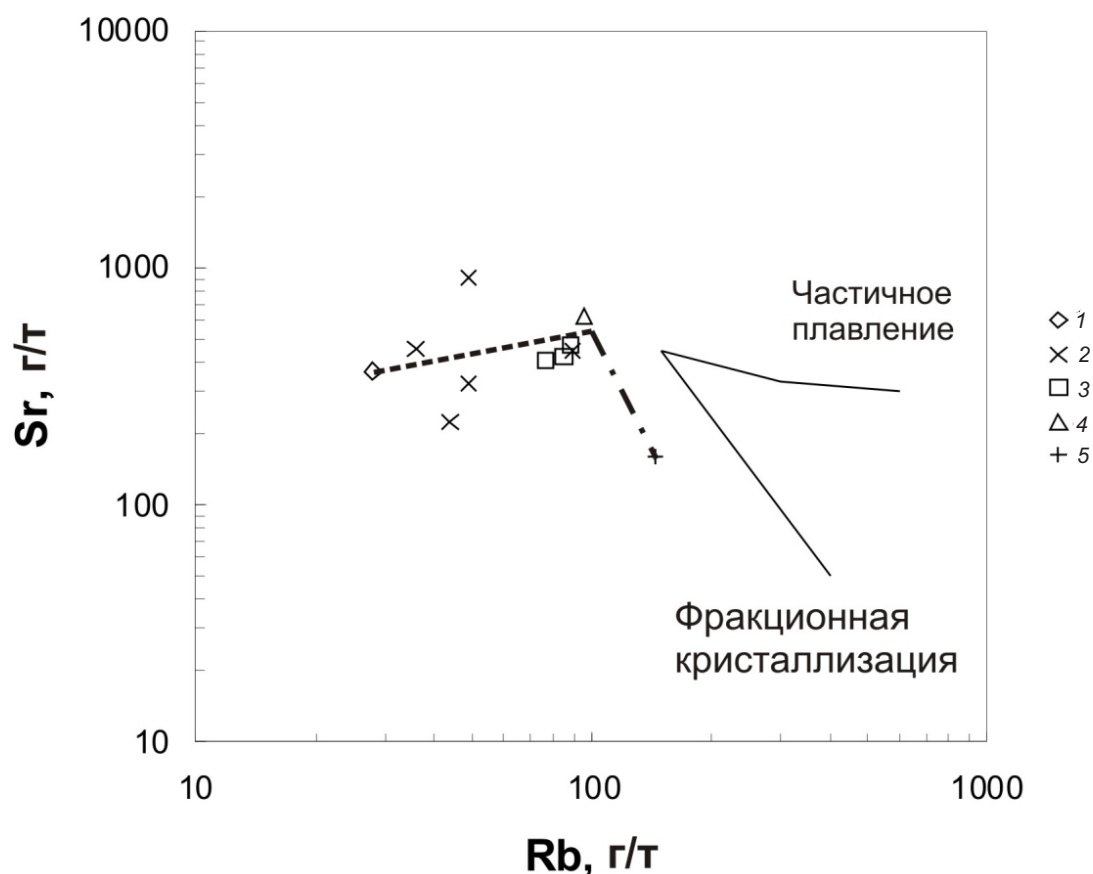


Рис. 7. Соотношения Sr и Rb для пород Елнинского массива. Тренды частичного плавления и фракционной кристаллизации приведены по (Cocherie, 1986): 1 – умереннощелочные габбро, 2 – кварцевые диориты, 3 – гранодиориты, 4 – граниты, 5 – умереннощелочные лейкограниты. Шрихпунктир – тренд пород ряда умереннощелочные габбро – граниты, шрихпунктир с точкой – тренд пород ряда граниты – умереннощелочные лейкограниты.

Таблица 3. Изотопный состав Sr и Nd пород Елнинского габбро-гранитового массива.

Номер пробы	Возраст (млн. лет)	Rb, ppm	Sr, ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$
3605-1	120	81.4	473.7	0.49745	0.706737	2.98	16.47	0.10926	0.512521
7605-1	120	96.5	673.3	0.41471	0.707387	5.47	33.35	0.09919	0.512183

Продолжение табл. 3

$\varepsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st})$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$	$\varepsilon_{\text{Sr}}(\text{T})$
-0.95	921	1013	0.705888	21.69
-7.39	1289	1548	0.706680	32.92

Примечание: Изотопный состав Sr и Nd и содержание Rb, Sr, Sm, Nd в образцах гранитоидов были определены в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург), аналитик Р.Ш.Крымский. Обр. 3605-1 – гранодиориты, обр.7605-1 – граниты.

От гранодиоритов к гранитам установлено увеличение значений изотопного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ стронция и снижение изотопного отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ неодима (табл. 3) по мере роста кремнеземистости пород, которое соответствует модели AFC – фракционной кристаллизации и ассимиляции корового вещества (DePaolo, 1988). То есть при формировании наиболее развитых в Елнинском массиве гранодиоритов и гранитов

в процессе фракционирования средних гибридных расплавов одновременно происходило их обогащение рифейским коровым материалом. Более молодой двухстадийный модельный возраст $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st})$ в 1013 млн. лет гранодиоритов по отношению к гранитам ($T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st}) = 1548$ млн. лет) обусловлен, вероятно, существенной долей раннемелового мантийного компонента в гранодиоритах.

Снижение содержаний P_2O_5 , Sr, легких РЗЭ (рис. 6, табл.1), соотношения Rb и Sr от гранитов к умереннощелочным лейкогранитам заключительной фазы (рис.7), наличие в умереннощелочных лейкогранитах отчетливо выраженной отрицательной европиевой аномалии ($Eu/Eu^* = 0.45$) позволяет предполагать возможность образования магм ультракислого состава повышенной щелочности при фракционной дифференциации магмы гранитового состава нормальной щелочности при участии в процессе фракционирования плагиоклаза, амфибола и акцессорного апатита, основного концентратора РЗЭ.

Первичное отношение стронция, характеризующего изотопный характер субстрата, во время выплавления из него магм, не превышает 0.7080, что наряду с метаглиноземистым или слабощелочным составом пород указывает на преимущественно метамагматический состав коровых источников для кислых пород Елнинского массива.

Резкое преобладание легких элементов спектра редких земель над тяжелыми, наряду с низкими концентрациями тяжелых РЗЭ и Y для гранодиоритов и гранитов указывает на присутствие в коровом источнике вещества подвергнутого плавлению граната и амфибола. Наиболее вероятным исходным субстратом для пород были гранатсодержащие метаморфические породы амфиболитовой фации рифейской коры.

Принадлежность существенно коровых гранодиоритов и гранитов Елнинского массива по содержанию $Na_2O + K_2O$ к породам нормальной серии, свидетельствует о сравнительно низкой щелочности корового субстрата.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изотопный возраст кварцевых диоритов II фазы, составляет 117.3 ± 1.9 млн. лет, СКВО = 0.00118, гранитов IV фазы — 118.4 ± 2.1 млн. лет, СКВО = 0.16, что в целом позволяет уточнить время формирования пород Елнинского массива в диапазоне 119.2–116.3 млн. лет.

Формирование гранитоидных массивов Умлекано–Огоджинской зоны на рубеже 120–115 млн. лет происходило во внутриплитной обстановке.

Умереннощелочные габброиды I фазы Елнинского массива являются дифференциатами первичных магнезиальных расплавов повышенной щелочности в промежуточных камерах, возникающих при частичном плавлении обогащенного мантийного источника. Плавление такого источника связано с функционированием Северо-Азиатского суперплюма в раннемеловое время.

Гранитоиды представлены метаглинозе-

мистыми, высококалиевыми породами I-типа магнетитовой серии, различающимися по щелочности и представляют собой смеси материалов, образовавшихся как из мантийных, так и докембрийских коровых источников.

От гранодиоритов к гранитам установлено увеличение значений изотопного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ стронция и снижение изотопного отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$ неодима, соответствующее модели AFC — фракционной кристаллизации и ассимиляции корового вещества.

Распределение петрогенных окислов и рассеянных элементов в ряду граниты — умереннощелочные лейкограниты позволяет предполагать возможность образования магм ультракислого состава при фракционной дифференциации магмы гранитового состава. Повышенная щелочность лейкогранитов заключительной фазы связана с обогащенностью остаточного расплава щелочами в процессе фракционной кристаллизации гранитового расплава нормальной щелочности.

Авторы выражают благодарность С.Г. Батурину, А.В. Мельникову, Л.И. Рогулиной, Т.М. Чубовой за содействие в проведении исследований.

Список литературы

- Агафоненко С. Г., Яшнов А.Л., Ипатенкова В.Н. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. 2-е изд. Серия Тугурская. Лист N-52-XXI. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2012. 183 с.
- Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука. 1993. 455 с.
- Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1:2500000. С.-Петербург — Благовещенск — Харбин, 1999.
- Классификация и номенклатура магматических пород. М.: Недра, 1981. 159 с.
- Козырев С.К., Волкова Ю.Р., Игнатенко Н.Н. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. 2-е изд. Сер. Зейская. Лист № 51-XXIV. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2001. 120 с.
- Красный Л.И. Тектонотип межблоковой (коллизивно-аккреционной) структуры: системы Монголо-Охотская и Циньлинская // Тихоокеанская геология. 1997. Т. 16. № 5. С. 3-9.
- Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В. Роль плюмов в фанерозойской истории Сибири и ее складчатого обрамления // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Материалы третьей международной конференции. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии

- УрО РАН, 2009. Т. 1. С. 249-252.
- Особенности изучения и геологического картирования коллизионных гранитоидов / Под ред. Н.В.Межеловского. СПб.: ВСЕГЕИ, 1992. 100 с.
- Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., и др. Модель формирования орогенных поясов центральной и северо-восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7-41.
- Петрографический кодекс. СПб.: ВСЕГЕИ, 1995. 130 с.
- Петрография и петрология магматических, метаморфических и метасоматических горных пород. Учебник / М.А. Афанасьева, Н.Ю. Бардина, О.А. Богатики и др. / Под ред. В.С. Попова и О.А. Богатикова. М.: Логос, 2001. 768 с.
- Попов В.С. Как образуются граниты // Соросовский образовательный журнал. 1997. № 6. С. 64-69.
- Роганов Г.В., Кириллова Г.Л., Кирьянова В.В. и др. Состав и биота переходных юрско-меловых отложений в эпиконтинентальных бассейнах Приамурья // Тихоокеанская геология. 2005. Т.24. № 4. С. 3-23.
- Соболев В.С., Бакуменко И.Т., Добрецов Н.Л., Хлестов В.В. Физико-химические условия глубинного петрогенезиса // Геология и геофизика. 1970. № 4. С. 24-35.
- Соболев Р.Н. О происхождении гранитов // Вестник МГУ. Сер. геол. 1992. № 1. С. 3-22.
- Соболев Р.Н., Авилина И.А. Теплофизические аспекты возникновения сухих магматических расплавов // Вестник МГУ. Сер. геол. 1986. № 1. С. 26-36.
- Сорокин, А.А., Пономарчук, В.А., Козырев, С.К. и др. Новые изотопно-геохронологические данные для мезозойских образований северо-восточной окраины Амурского супертеррейна // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22, № 2. С. 3-6.
- Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Сорокин А.П. и др. Геохронология и корреляция мезозойских магматических образований северной окраины Амурского супертеррейна // Стратиграфия и геологическая корреляция, 2004. Т. 12. № 6. С. 36-52
- Файф У. Несколько мыслей о гранитных магмах. Механизм интрузий магмы. М.: Мир, 1972. С. 173-186.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. 2000. № 5. С. 3-29.
- Black, L.P., Kamo, S.L. TEMORA 1: a new zircon standard for U-Pb geochronology // Chemical Geology. 2003. V. 200. P. 155-170.
- Chappel B.W., White A.J.R. Two contrasting granite types // Pacific Geology. 1974. V. 8. № 2. P. 173-174.
- Clemens J.D. Water contents of silicic to intermediate magmas. Litos. 1984. V. 17. P. 275-287.
- Clemens J.D. The granulite-granite connexion // Vielzeuf D., Vidal P. (eds) Granulites and Crustal Evolution. Dordrecht: Kluwer Academic., 1990. P. 25-36.
- Clemens J.D. Droop G.T.R. Fluids, P-T paths and the fates of anatexitic melts in the Earth's crust // Litos. 1998. V. 44. P. 21-36.
- Clemens J.D., Mawer C.K. Magma transport by fracture propagation // Tectonophysics. 1992. V. 204. P. 339-360.
- Cocherie A. Systematic use of trace element distribution patterns in iog-log diagrams for plutonic suites // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1986. V. 50. P. 2517-2522.
- DePaolo D.J. Neodim Isotope Geochemistry // Introduction New-York: Springer Verlag? 1988. 187 p.
- DePaolo D.J., Perry F.V., Baldrige W.S. Crustal versus mantle sources of granitic magma: a two parameter model based on Nd isotopic studies // Transaction of Royal Society of Edinburgh, Earth Science. 1992. V. 83. P. 435-446.
- England P.C., Thompson A.B. Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism, Part 1: Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust // Journal of Petrology. 1984. V. 25. P. 894-928.
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // Earth and Planetary Science Letters. 1988. V. 87. P. 249-265.
- Huppert H.E., Sparks R.S.J. The generation of granitic magmas by intrusion of basalt in continental crust // Journal of Petrology. 1988. V. 29. P. 599-624.
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites // Earth and Planetary Science Letters. 1984. V. 67. P. 137-150.
- Johannes W., Holtz F. Petrogenesis and Experimental Petrology of Granitic Rocks. Berlin. Springer, 1996. 335 p.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A. et al. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell; Oxford, 1989. 193 p.
- Ludwig K.R. User's manual for Isoplot / Ex, Version 2.10. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication 1999. № 1a.
- Ludwig K.R. SQUID 1.00. A User's Manual; Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2000. № 2.
- Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // Geological Society of America Bulletin. 1989. V. 101. P. 635-643.
- Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes // Magmatism in ocean basin. Geol. Soc. Publ. 42. Blackwell

- Scientific Publ., 1989. p. 313-346.
- Taylor S.R., McLennan S.M.* The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Oxford, 1985. 312 p.
- Vielzeuf D., Clements J.D., Pin C., Moinet E.* Granites, granulites and crustal differentiation / Vielzeuf D., Vidal P. (eds) Granulites and Crustal Evolution. Dordrecht: Kluwer Academic., 1990. P. 59-86.
- Weber K., Behr H.-J.* Geodynamic interpretation of the mid-European Variscides / Martin H., Eder F.W. (eds) Intercontinental Fold Belts. Berlin.: Springer. 1983. P. 427-469.
- Wetherill, G.W.* Discordant uranium-lead ages // Trans. Amer. Geophys. Union, 1956. V. 37. P. 320-326.
- Williams, I.S.* U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe // Reviews in Economic Geology. 1998. V. 7. P. 1-35.
- Zindler A., Hart S.R.* Chemical geodynamics // Ann. Rev. Earth and Planet. Sci. 1986 V.14. P. 493-571.

THE ELNINSKIY MASSIF OF THE BURINDINSKIY COMPLEX IN THE UMLEKANO-OGODZHINSKIY VULKANO-PLUTONIC ZONE IN TOP PRIAMURYE REGION: NEW GEOCHRONOLOGICAL, GEOCHEMICAL AND ISOTOPE- GEOCHEMICAL DATA

V.Ye. Strikha^{1,2}, S.G. Agafonko³

¹Research Center for Geotechnology FED RAS, 683002, Petropavlovsk-Kamchatsky Russia

²Amur State University, Amur Region, Blagoveshchensk, Ignatyevskoye Highway St. 21.675027

³Amurgeology Open Joint Stock Company, Amur Region, Blagoveshchensk, Chudinovsky Lane 15, 675029

The paper presents results from isotope and geochronological (U-Pb zircon method using a microsampling), geochemical and isotope-geochemical investigation of rocks from Yelninskiy massif in the Burindinskiy complex of Umlekan-Ogodzhinskiy volcano-plutonic zone. The age of quartz diorite was estimated to be 117.3 ± 1.9 Myr, the root mean square deviation (RMSD) was equal to 0.00118; for granite rocks the age was estimated at 118.4 ± 2.1 Myr, RMSD was calculated at 0.16.

Formation of the massif in the intraplate setting was caused by reactivation of the North-Asian superplume after the whole continent had been formed as a result of isolation of the Mongol-Okhotskiy oceanic basin during the collision between the North-Asian and Sino-Korean cratons. The 1 phase gabbro are the differentiates from the primary magnesian water-saturated subalkaline melts, which are the products from the enriched mantle. Rocks of average and acid compositions are formed due to interaction between high-alkaline basic rocks and low-alkaline Riphean crust according to the AFC model of fractional crystallization and assimilation of the core elements. Mild alkaline leucogranites of the final stage are formed as a result of fractional crystallization of the normal alkaline granite magma.

Keywords: Umlekan-Ogodzhinskiy zone, granitoids, AFC model, intraplate magmatism.