

РАННЕЮРСКИЕ ГРАНИТОИДЫ ЧАГОЯНСКОГО И ШИМАНОВСКОГО МАССИВОВ МАМЫНСКОГО БЛОКА АМУРСКОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА (ВЕРХНЕЕ ПРИАМУРЬЕ)

В.Е. Стриха

Амурский комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, г. Благовещенск

В статье приведены результаты исследований состава породообразующих минералов и геохимических особенностей раннеюрских гранитоидов Чагоянского и Шимановского массивов Мамынского блока Амурского супертеррейна.

Результаты исследований состава породообразующих минералов гранитоидов показали, что они кристаллизовались из расплавов нормальной и повышенной щелочности, в различных окислительно-восстановительных обстановках, при различном флюидном режиме галогенов, в условиях гип- и мезоабиссальной фации глубинности. Гранитоиды Шимановского массива по составу флюида близки к редкометалльным гранитоидам и формировались в условиях меньшей фугитивности кислорода, чем породы Чагоянского массива, при высоких значениях относительной фугитивности f_{HF}/f_{H_2O} и f_{HCl}/f_{H_2O} и более низких f_{H_2O} . Резкие различия в составе сосуществующего с биотитом флюида пород Чагоянского и Шимановского массивов в совокупности с их геохимическими и петрохимическими особенностями свидетельствуют об автономности формирования исходных для них расплавов.

Разнообразие раннеюрских интрузивных пород в значительной степени обусловлено составом исходного субстрата. Источником для пород первой фазы Чагоянского массива вероятнее всего являлись гранатсодержащие биотитовые амфиболиты, в отличие от гранитоидов второй фазы, для которых характерен более лейкократовый источник со смешанным амфиболит-метаграувакковым составом. Для гранитоидов Шимановского массива исходным субстратом служили, вероятно, кристаллические сланцы с примесью углеродистого вещества.

Формирование раннеюрских гранитоидов происходило в коллизионной обстановке, вероятно, при коллизии Амурского супертеррейна и Сибирского кратона.

Ключевые слова: мезозой, гранитоиды, условия кристаллизации, состав флюидов, геохимия, Верхнее Приамурье.

ВВЕДЕНИЕ

В пределах Мамынского блока Амурского супертеррейна [7] широко развиты гранитоидные массивы условно палеозойского возраста, с которыми ассоциируют россыпи и рудопроявления золота Чагоянского и Октябрьского рудно-россыпных узлов. Геохронологическими исследованиями последних лет установлено, что среди палеозойских гранитоидов присутствуют мезозойские, для которых различными методами получены поздне триасово-среднеюрские датировки. Так, при исследовании пород крупного, площадью более 500 км², Чагоянского гранитоидного массива (рис.1) условно позднепалеозойского возраста, расположенного в среднем течении р. Зеи, Rb–Sr изохронным методом был установлен его мезозойский возраст. По данным [2], возраст гранодиоритов $191 \pm 4,9$ млн лет, при значениях первичного изотопного состава Sr – $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7057$, гранитов $190,8 \pm 4,9$ млн лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,70606$. Возраст умеренно-щелочных гранитоидов Малочуканского выступа и выступа г. Дымо этого массива составляет $189 \pm 7,2$ млн лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7060 \pm 0,0009$ и СКВО = 1,94, а Малюткинского и Джурканского выступов – $205,7 \pm 2,9$ млн лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7059 \pm 0,0005$, СКВО = 0,23 [11]. Ранее из гранитоидов этого массива K–Ar методом во ВСЕГЕИ Н.И. Полевой был определен возраст биотита в 190 млн лет, а Т.К. Ковальчуком этим же методом по валовым пробам получен возраст субщелочных лейкогранитов 185 и 210 млн лет, что не было учтено при оценке возраста данных образований [12]. Поздне триасово-раннеюрские датировки получены U–Pb методом по цирконам также для гранитоидов Шиманов-

191±4,9 млн лет, при значениях первичного изотопного состава Sr – $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7057$, гранитов $190,8 \pm 4,9$ млн лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,70606$. Возраст умеренно-щелочных гранитоидов Малочуканского выступа и выступа г. Дымо этого массива составляет $189 \pm 7,2$ млн лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7060 \pm 0,0009$ и СКВО = 1,94, а Малюткинского и Джурканского выступов – $205,7 \pm 2,9$ млн лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7059 \pm 0,0005$, СКВО = 0,23 [11]. Ранее из гранитоидов этого массива K–Ar методом во ВСЕГЕИ Н.И. Полевой был определен возраст биотита в 190 млн лет, а Т.К. Ковальчуком этим же методом по валовым пробам получен возраст субщелочных лейкогранитов 185 и 210 млн лет, что не было учтено при оценке возраста данных образований [12]. Поздне триасово-раннеюрские датировки получены U–Pb методом по цирконам также для гранитоидов Шиманов-

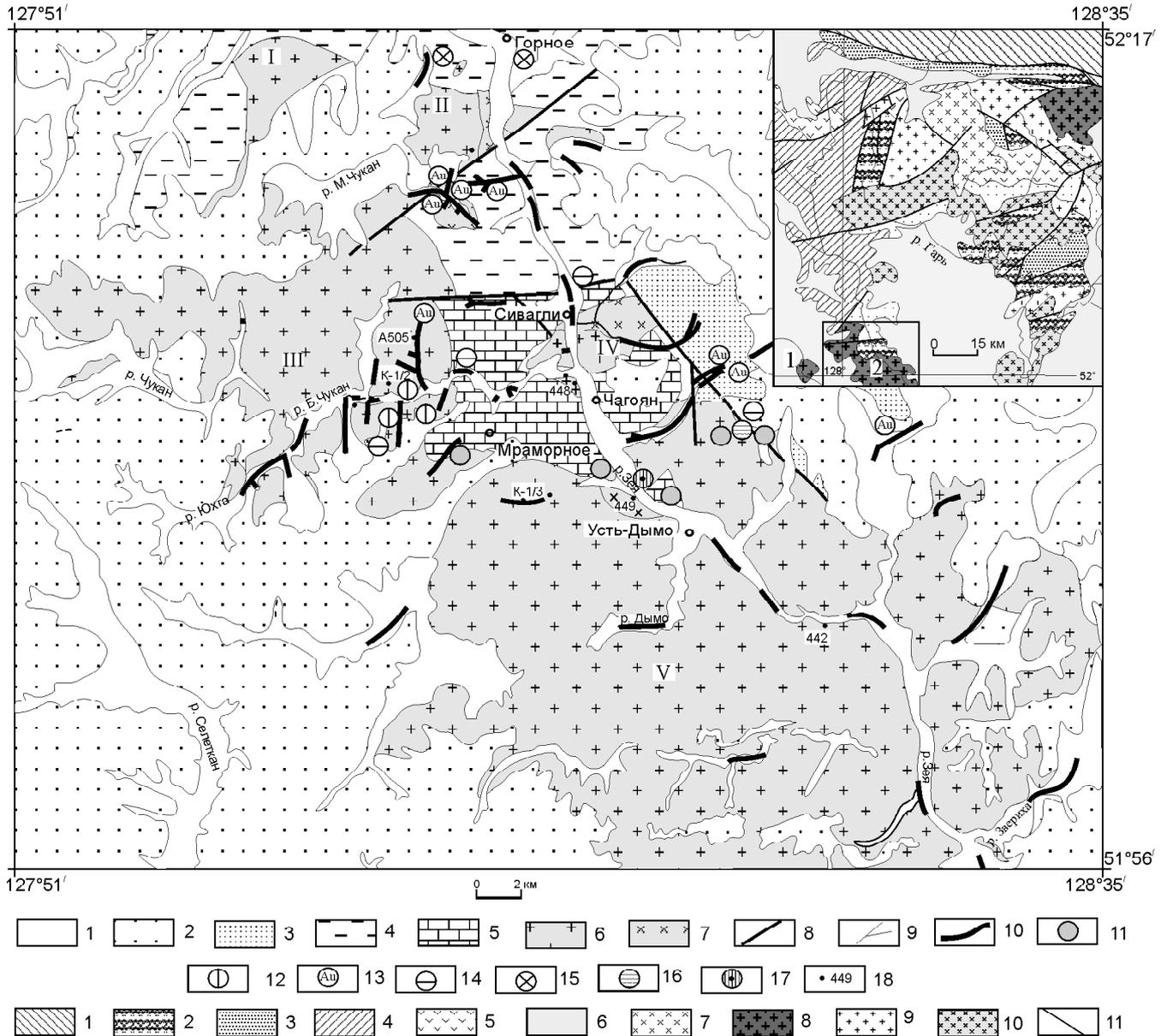


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Чагоянского рудно-россыпного узла. Геологическая основа по [12] с изменениями автора.

1 – четвертичные отложения; 2 – плиоцен-четвертичные отложения; 3 – девонские песчаники и конгломераты; 4 – силурийские песчаники, алевролиты; 5 – кембрийские известняки; 6, 7 – раннеюрская монцодиорит-гранитовая ассоциация: граниты (6), кварцевые монцодиориты (7); 8 – разломы; 9 – геологические границы; 10 – россыпи золота; 11–17 – рудопроявления: золото-скарновые (11), золото-кварц-полевошпатовые (12), золото-кварцевые (13), джаспероидные (14), золото-серебряные (15), свинцово-цинковые (16), титано-магнетитовые (17); 18 – точки отбора и номера образцов Чагоянского массива.

I–V – Выступы Чагоянского массива: Шахтоминский (I), Малюткинский (II), Мало-Чуканский (III), Джурканский (IV), г. Дымо (V).

На врезке показано размещение раннеюрских гранитоидных массивов в северной части Мамынского террейна: 1 – палеозойские образования Монголо-Охотской орогенной области, 2 – позднеархейско-кембрийские метаморфические и магматические образования, 3 – среднепалеозойские терригенно-карбонатные отложения, 4 – нижнемезозойские флишеидные отложения, 5 – меловые вулканогенные образования, 6 – кайнозойские осадочные отложения, 7–10 – интрузивные образования: раннемеловые (7), раннеюрские (8), позднепалеозойские (9), раннепалеозойские (10), 11 – разрывные нарушения. Цифрами обозначены массивы: 1 – Шимановский, 2 – Чагоянский.

ского ($189,5 \pm 1,2$ млн лет) и Усть-Дугдинского (208 ± 6 млн лет) массивов [9].

Автором проведены исследования состава породообразующих минералов и геохимических особенностей пород Чагоянского и Шимановского массивов, что позволяет более детально охарактеризовать образования поздне триасово-раннеюрского этапа гранитоидного магматизма Мамынского террейна, уточнить геодинамические условия и флюидный режим их формирования. В связи с предположением о том, что Шимановский массив является фрагментом более крупного Чагоянского (Тротовского) массива [9], представляет также интерес сравнительный анализ гранитоидов этих массивов.

КРАТКИЙ ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Чагоянский массив сложен породами двух фаз: I фаза – кварцевые монцодиориты с редкими прослоями диоритов, гранодиориты, II фаза – граносиениты, граниты умеренно-щелочные и нормальной щелочности с фаціальными переходами между разновидностями. Массив характеризуется неровной апикальной поверхностью с многочисленными куполовидными выступами, к которым относятся, вероятно, и небольшой выход среди кембрийских отложений в районе устья р. Большой Чукаан, получивший название Джурканский (рис. 1). Кроме него, в составе массива выделяются Малюткинский, Малочуканский выступы и выступ г. Дымо, обладающий наибольшей площадью. Породы первой фазы развиты незначительно, слагая небольшие по площади (менее 5 км^2) интрузивные тела в эндоконтактной зоне Чагоянского массива. Выходы пород первой фазы фиксируются в пределах Малюткинского, Джурканского выступов и юго-восточной части выступа г. Дымо. Преобладают в строении интрузивных тел первой фазы кварцевые монцодиориты и гранодиориты. Диориты отмечаются в резко подчиненном количестве и слагают в кварцевых монцодиоритах прослой мощностью до $0,5 \text{ м}$, что указывает на их кумулятивную природу. В строении массива резко преобладают средне-крупнозернистые биотит-роговообманковые, реже биотитовые или роговообманковые граниты второй фазы, в меньшей мере отмечаются лейкограниты. Граносиениты обладают более мелкозернистой, нередко гнейсовидной структурой и являются, вероятно, краевой фацией гранитов II фазы, развитой вдоль контакта с карбонатными породами кембрийского возраста. Плутон прорывает и метаморфизует кембрийские известняки и терригенные отложения силура и девона. Часть массива перекрыта неоген-четвертичными отложениями Зея-Буреинской впадины. К массиву приурочены многочисленные россыпи золота. В зоне

экоконтакта расположено Чагоянский полиметаллическое месторождение, ряд проявлений золота скарнового и гидротермального типов Чагоянского рудно-россыпного узла [15].

Кварцевые монцодиориты I фазы – среднезернистые порфирированные биотит-роговообманковые породы. Порфирированные выделения размером до $6\text{--}7 \text{ мм}$ представлены таблитчатым плагиоклазом, длиннопризматической роговой обманкой и биотитом. Породы состоят из зонального андезина (№ 30–45) – $50\text{--}55\%$, калиевого полевого шпата – $10\text{--}15\%$, кварца – $8\text{--}12\%$, амфибола – $8\text{--}10\%$, биотита – $5\text{--}7\%$, рудных минералов – $2\text{--}3\%$. Диориты отличаются от кварцевых монцодиоритов большей основностью плагиоклаза (андезин–лабрадор № 48–55) – $52\text{--}55\%$, большими содержаниями темноцветных минералов (амфибола – $10\text{--}15\%$, биотита – $10\text{--}15\%$), рудных минералов – $3\text{--}5\%$, меньшими – калиевого полевого шпата – $5\text{--}6\%$, кварца – $3\text{--}5\%$.

Граниты, субщелочные граниты и лейкограниты II фазы – средне-крупнозернистые породы с порфирированными выделениями таблитчатого калиевого полевого шпата размером до 1 см . Мелкозернистые разновидности отмечаются только в зоне контакта с мраморизованными известняками и породами первой фазы. Породы состоят из зонального олигоклаз-андезина (№ 25–35) – $40\text{--}55\%$, калиевого полевого шпата – $20\text{--}30\%$, кварца – $25\text{--}30\%$, биотита – $5\text{--}6\%$, амфибола – до 3% и рудных минералов – $1\text{--}2\%$. Акцессорные минералы: сфен, циркон, апатит. Граносиениты отличаются от гранитов среднезернистыми структурами, меньшими содержаниями калиевого полевого шпата (до $15\text{--}20\%$) и кварца (20%).

Шимановский массив расположен в 15 км западнее Чагоянского, от которого отделен полосой кайнозойских отложений Зея-Буреинской впадины. Массив представляет собой выступ фундамента в эрозионных окнах Зея-Буреинской впадины. Общая площадь выходов пород массива не превышает 50 км^2 . По геофизическим данным размеры массива составляют первые сотни км^2 . Массив сложен крупнозернистыми лейкогранитами преимущественно умеренной щелочности. Породы состоят из альбит-олигоклаза № 5–15 – $10\text{--}35\%$, калиевого полевого шпата – $30\text{--}50\%$, кварца – $30\text{--}40\%$, биотита – $2\text{--}3\%$, рудных минералов – до 1% . Акцессорные минералы: сфен, апатит, циркон, ортит.

МИНЕРАЛОГИЯ И УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ

Полевые шпаты. Исследование калиевого полевого шпата проводилось методом рентгеноструктурного анализа. Съёмка производилась на дифрактометрах ДРОН – 3, ДРОН – 3М в АмурКНИИ ДВО

РАН (аналитики И.В. Александров, Е.В. Шумейко) на CuK_α – излучении методом Дебая–Шеррера с фокусировкой по Бреггу–Брентано. Напряжение на трубке – 30 кВ, ток – 25 мА, щели – 2; 4; 0,25, скорость гониометра – 1 град./мин, скорость движения диаграммной ленты – 720 мм/час, образец вращается. Для определения параметров структуры съемка произведена при скорости гониометра 0,25 град./мин.

Калиевый полевой шпат в гранитоидах второй фазы Чагоянского массива представлен микроклинами с высокой упорядоченностью – $t_1 = 0,81-0,96$, ортоклазовая составляющая в которых, определенная по диаграммам Т. Райта по значению $\Delta\text{Or}_{204-060}$, варьирует от 72 до 86 % (табл. 1). Максимальная температура кристаллизации полевых шпатов по геотермометру Л.Л. Перчука [8], основанному на распределении альбита между калиевым полевым шпатом и плагиоклазом, составляет 750°C.

Калиевый полевой шпат в лейкогранитах Шимановского массива представлен ортоклаз- и микроклин-пертитами с низкой и высокой упорядоченностью ($t_1 = 0,46-1,0$), состав которых, определенный по значению $\Delta\text{Or}_{204-060}$, характеризуется низкими содержаниями ортоклазовой фазы (антипертиты) – 27–50 % (табл. 1). По двуполевошпатовому геотермометру [8], температура кристаллизации пород превышает 800 °С.

Амфибол. Химический состав роговой обманки из пород Чагоянского массива приведен в таблице 2. Пересчеты химических анализов амфиболов на стандартные кристаллохимические формулы произ-

Таблица 1. Рентгенографические характеристики и состав калиевых полевых шпатов раннеюрских гранитоидов Верхнего Приамурья.

№ п/п	Номер	К-фаза			
		$2\theta_{060}$	$2\theta_{204}$	$\Delta\text{Or}_{204-060}$	Or, %
1	448	41,82	50,62	93	86
2	448	41,81	50,76	84	72
3	448	41,85	50,59	92	83
4	440	42,00	50,77	72	50
5	447	41,79	51,17	57	27
6	447	42,08	50,82	58	29

Примечание. 1–3 – субщелочные граниты Чагоянского массива, 4–6 – субщелочные лейкограниты Шимановского массива.

ведены в соответствии с рекомендациями на 23 атома кислорода [5]. В связи с тем, что в микронзондовых анализах определено только валовое железо, а пересчет одного и того же анализа может привести к разным наименованиям минерала в зависимости от метода оценки Fe^{3+} и Fe^{2+} , для правильного наимено-

Таблица 2. Химический состав (мас.%) и формульные коэффициенты роговой обманки пород Чагоянского массива.

Компоненты	1	2	3	4
	449-1	449-8	449-9	448
SiO_2	47.96	46.78	49.04	46.33
TiO_2	0.84	1.15	0.72	1.20
Cr_2O_3	0.23	0.00	0.01	0.02
Al_2O_3	5.03	6.99	5.99	7.37
FeO^*	16.71	15.56	14.82	16.93
MnO	0.41	0.38	0.35	0.65
MgO	12.17	11.73	12.55	10.81
CaO	11.52	11.67	11.93	11.37
Na_2O	0.80	1.08	0.90	1.52
K_2O	0.42	0.74	0.55	0.90
F	0.13	0.21	0.18	0.30
Cl	0.06	0.16	0.10	0.09
Сумма	96.09	96.10	96.85	97.11
Si	7.159	7.016	7.246	6.947
Ti	0.088	0.122	0.075	0.128
Cr	0.026	0.000	0.001	0.002
Al^{IV}	0.841	0.984	0.754	1.053
Al^{VI}	0.042	0.250	0.288	0.247
Fe^{3+}	0.695	0.315	0.192	0.314
Fe^{2+}	1.418	1.645	1.643	1.819
Mn	0.051	0.048	0.043	0.083
Mg	2.705	2.619	2.762	2.414
Ca	1.843	1.875	1.889	1.827
Na	0.232	0.314	0.258	0.440
K	0.075	0.134	0.096	0.163
Сумма	15.174	15.323	15.246	15.435
F	0.060	0.101	0.083	0.144
Cl	0.016	0.041	0.025	0.024
ОН	1.924	1.858	1.892	1.832
$\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$	0.66	0.61	0.63	0.57

Примечание. Анализы выполнены на микроанализаторе JXA-8100 в ОИГГМ СО РАН. Аналитики Л.В. Усова и В.Н. Королук. 1– кварцевые монцодиориты I фазы; 2, 3 – диориты I фазы; 4 – граносиениты II фазы. FeO^* – суммарное Fe в виде FeO.

вания амфибола оценка содержания окисного железа произведена по [14, 32] на 13 катионов.

Все исследованные амфиболы относятся к группе кальциевых – $(Ca+Na)_B > 1,5$ формульных единиц (ф.е.), $Na_B < 0,5$ ф.е. Они содержат $(Na+K)_A$ менее 0,5 ф.е., $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ всегда больше 0,5, $Si = 6,912-7,296$, что соответствует магнезиальным роговым обманкам [5].

Эксперименты указывают на линейную зависимость между содержанием алюминия в роговой обманке и общим давлением, что дало возможность ряду исследователей предложить геобарометр, который основан на содержании алюминия в магматической роговой обманке, равновесной с расплавом, флюидом, биотитом, кварцем, санидином или калишпатом, плагиоклазом, сфеном и магнетитом или ильменитом. Оценка общего давления произведена по геобарометру М. Шмидта, который калибровал барометр по результатам плавления амфиболсодержащих тоналитов и гранодиоритов. Уравнение имеет вид: $P (\pm 0,6 \text{ кбар}) = -3,01 + 4,76 Al_{\text{общ}}$ [34]. Для кварцевых монцодиоритов I фазы значения общего давления при кристаллизации составило 1,9–3,4 кбар, для граносиенитов выступа г. Дымо – 3,2 кбар, что указывает на гип-мезоабиссальные условия становления пород Чагоянского массива.

Биотит. Химический состав биотитов исследованных гранитоидов приведен в таблице 3. Fe анализировалось в виде суммарного FeO и рассчитывалось как Fe^{2+} . Кристаллохимические формулы биотитов, в соответствии с рекомендациями [6], пересчитаны на основе 22 атомов кислорода. Al^{VI} рассчитан как остаток от $Si + Al^{IV} = 8$. Железистость биотитов $f = 100Fe^*/(Fe^* + Mg)$, глиноземистость – $L = 100Al/(Al + Si + Mg + Fe^*)$, где $Fe^* = Fe^{2+} + Fe^{3+}$. Параметры флюидной фазы пород, такие как относительная летучесть $\log(f_{HF}/f_{HCl})$, $\log(f_{HF}/f_{H_2O})$, $\log(f_{HCl}/f_{H_2O})$ и фугитивность воды – $\log f_{H_2O}$ (табл. 3), рассчитывались на основе составов биотитов, для которого имелись определения содержания F и Cl, по методикам, предложенным для пород с парагенезисами биотит + калишпат + магнетит [27, 28, 38].

Биотиты раннеюрских гранитоидов различаются по содержаниям TiO_2 , железистости и глиноземистости, содержаниям галогенов, что свидетельствует о различиях кислотно-щелочных, окислительно-восстановительных, P-T-условий при их кристаллизации и состава сосуществующего с биотитом флюида.

По соотношению $Si/Al - (Mg + Fe)/Al$ (рис. 2а) биотиты Чагоянского массива располагаются в поле III – нормальной и IV – повышенной щелочности, а

биотиты Шимановского массива размещаются в поле II – низкой (обр.440) и поле III – нормальной щелочности. Низкая щелочность биотита обр.440 может быть обусловлена постмагматической грейзенизацией пород. Как известно, биотиты грейзенизированных гранитоидов характеризуются высокими содержаниями истонит-сидерофиллитового компонента [3].

По соотношению Al_2O_3 и TiO_2 (рис. 2б) биотиты пород Чагоянского массива располагаются в поле гип- и мезоабиссальной фации глубинности, в отличие от умеренно-щелочных лейкогранитов Шимановского массива, фигуративные точки биотитов которого попадают преимущественно в поле мезоабиссальной фации.

Приближенная оценка фугитивности кислорода производилась по железистости биотита, при учете температуры и давления при его кристаллизации [38]. Температура кристаллизации пород Чагоянского массива, учитывая наличие биотита и роговой обманки, оценивалась по геотермометру Л.Л. Перчука [8]. Результаты расчетов температуры равновесия между биотитом и роговой обманкой по соотношению $Mg / (Mg + Fe^* + Mn)$ в исследуемых породах приведены в таблице 3.

По диаграммам $\log f_{O_2} - T$ для условий общего давления в 1 и 2 кбар [32], по железистости биотитов и полученным данным по температурам кристаллизации пород произведена оценка значений фугитивности кислорода (табл. 3). Кристаллизация пород Чагоянского массива происходила преимущественно в окислительных условиях при температурах 610–725°C и $\log f_{O_2} = -12,1 - -13,3$. Фугитивность кислорода возрастает от пород первой фазы Чагоянского массива ко второй. Лейкограниты Шимановского массива кристаллизовались в более восстановительных условиях при более низких значениях f_{O_2} .

Гранитоиды Чагоянского и Шимановского массивов отчетливо различаются по содержанию F и Cl в биотитах и, соответственно, составом флюидной фазы, сосуществующей с биотитом (табл. 3). Биотиты пород первой фазы Чагоянского массива характеризуются наиболее низкими содержаниями F и высокими Cl, гранитоиды второй фазы отличаются более высокими содержаниями F и низкими Cl. Биотиты лейкогранитов Шимановского массива характеризуются наибольшими содержаниями F.

Анализ данных по отношению летучестей f_{HF}/f_{HCl} , f_{HF}/f_{H_2O} , f_{HCl}/f_{H_2O} и f_{H_2O} свидетельствует о различиях в составе флюидов, сосуществующих с биотитом, как для пород рассматриваемых массивов, так и для пород различных фаз Чагоянского массива. Шимановские лейкограниты отличаются

Таблица 3. Химический состав (мас.%) биотитов раннеюрских интрузивных образований Верхнего Приамурья и параметры флюида, сосуществующего с биотитом.

Компоненты	Чагоянский массив							Шимановский массив	
	449	449-1	449-10	449-8	449-9	442	448	440	447
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	37,16	37,13	37,58	37,40	37,73	37,67	36,30	37,94	37,61
TiO ₂	3,91	2,95	2,82	3,51	3,97	3,08	1,22	2,22	2,57
Cr ₂ O ₃	0,05	0,06	0,02	0,04	0,04	0,04	0,05	–	0,11
Al ₂ O ₃	13,60	15,28	14,30	13,96	13,44	14,31	15,16	16,85	14,04
FeO	20,57	18,47	18,91	19,07	18,95	16,69	19,04	21,84	22,71
MnO	0,24	0,22	0,23	0,23	0,22	0,51	0,45	2,65	1,79
MgO	10,69	10,59	12,01	11,32	10,96	11,94	12,85	4,94	7,13
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00
Na ₂ O	0,09	0,04	0,05	0,07	0,08	0,05	0,09	0,11	0,02
K ₂ O	10,57	10,35	10,19	10,63	9,53	9,04	8,08	10,14	9,39
F	0,39	0,41	0,47	0,40	0,38	1,01	0,74	2,23	1,74
Cl	0,23	0,21	0,18	0,20	0,21	0,01	0,03	0,07	0,09
Сумма	97,49	95,71	96,77	96,84	95,51	94,33	93,70	99,03	97,19
Si	5,666	5,686	5,701	5,694	5,780	5,789	5,631	5,821	5,871
Ti	0,422	0,319	0,300	0,377	0,429	0,333	0,133	0,252	0,291
Cr	0,006	0,007	0,002	0,005	0,005	0,004	0,005	0,000	0,013
Al ^{IV}	2,334	2,314	2,299	2,306	2,220	2,211	2,369	2,179	2,129
Al ^{VI}	0,105	0,439	0,252	0,194	0,202	0,376	0,397	0,863	0,450
Fe ⁺²	2,619	2,362	2,396	2,425	2,425	2,142	2,466	2,798	2,960
Mn	0,031	0,029	0,029	0,030	0,029	0,066	0,058	0,344	0,236
Mg	2,426	2,414	2,712	2,565	2,499	2,732	2,968	1,128	1,657
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007	0,000
Na	0,025	0,011	0,016	0,021	0,025	0,014	0,027	0,033	0,005
K	1,934	1,904	1,842	1,936	1,749	1,657	1,487	1,956	1,809
Сумма	15,567	15,486	15,550	15,551	15,362	15,324	15,541	15,380	15,420
F	0,187	0,199	0,227	0,193	0,181	0,488	0,362	1,080	0,856
Cl	0,059	0,054	0,046	0,053	0,055	0,002	0,009	0,018	0,024
ОН	1,754	1,747	1,727	1,754	1,763	1,510	1,629	0,901	1,120
f	51,91	49,46	46,90	48,59	49,25	43,95	45,39	71,26	64,11
L	18,55	20,83	19,10	18,96	18,45	19,52	20,00	23,78	19,73
T°C	725	620	620	720	700	680	610	700	700
log f _{O₂}	-13,3	-13,0	-12,8	-13,0	-13,0	-12,5	-13,3	-16,0	-15,5
X _{Phl}	0,43	0,43	0,48	0,46	0,45	0,48	0,49	0,21	0,30
F/(F+ОН), %	9,65	10,22	11,60	9,92	9,33	24,42	18,18	54,52	43,31
log (f _{HF} /f _{HCl})	-3,14	-2,72	-2,73	-3,14	-3,09	-1,33	-1,82	-1,09	-1,58
log (f _{HF} /f _{H₂O})	-3,92	-4,13	-4,13	-3,95	-4,02	-3,60	-3,93	-2,62	-2,96
log (f _{HCl} /f _{H₂O})	-0,79	-1,43	-1,41	-0,82	-0,93	-2,27	-2,13	-1,57	-1,38
log f _{H₂O}	2,73	3,60	4,12	3,14	3,35	4,02	4,10	-0,11	1,36

Примечание. Анализы выполнены на микроанализаторе JXA-8100 в ОИГГМ СО РАН, аналитики Л.В. Усова и В.Н. Колюк; – нет данных. 1–3 – кварцевые монцоидориты I фазы, 4,5 – монцоидориты I фазы, 6 – граносиениты II фазы, 7 – умеренно-щелочные граниты II фазы, 8–10 – умеренно-щелочные лейкограниты. X_{Phl} – мольная доля флогопитового минала. f = 100Fe*/(Fe* + Mg), L = 100Al / (Al + Si + Mg + Fe*), где Fe* = Fe²⁺ + Fe³⁺, T°C – температура кристаллизации.

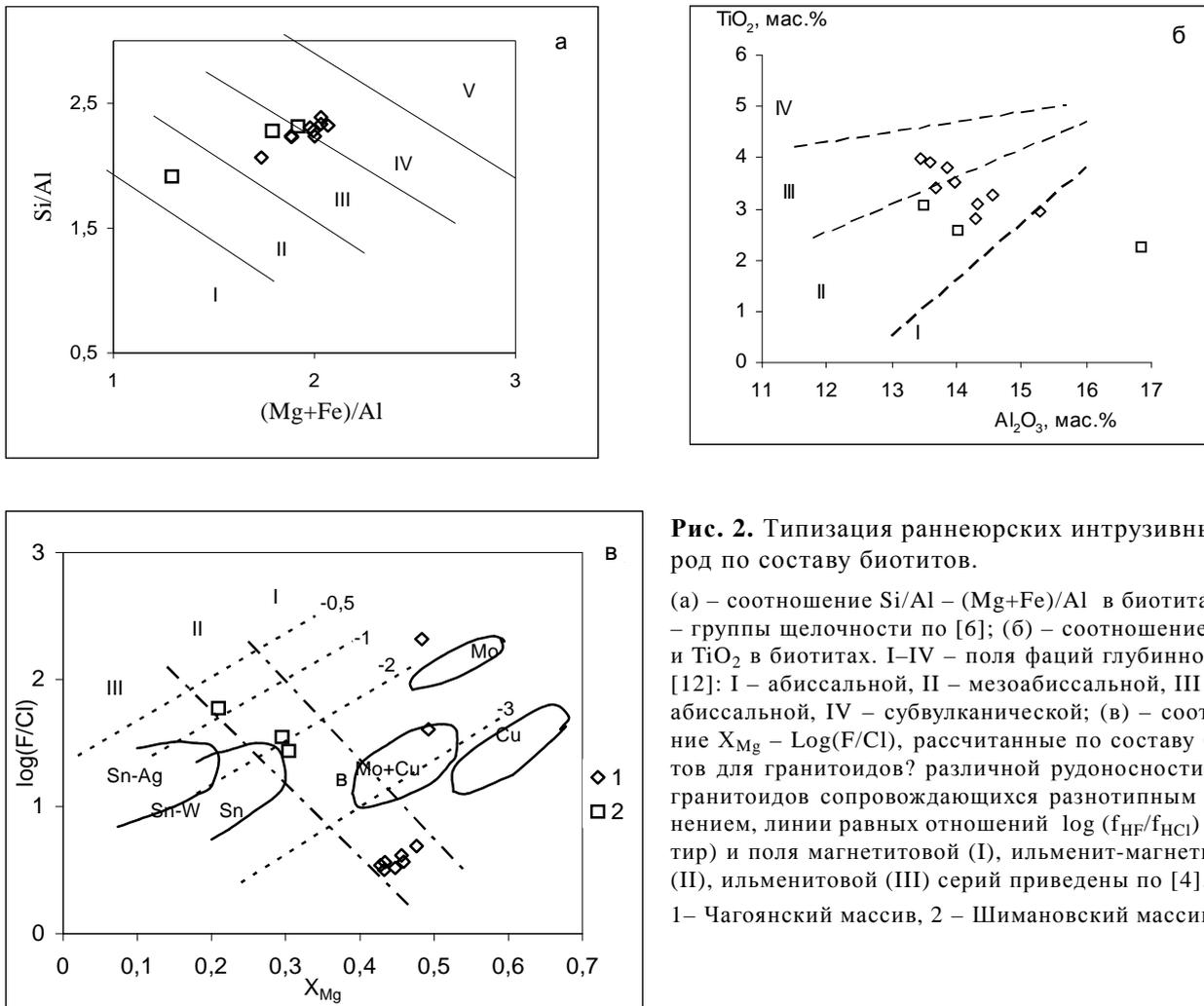


Рис. 2. Типизация раннеорских интрузивных пород по составу биотитов.

(а) – соотношение $Si/Al - (Mg+Fe)/Al$ в биотитах. I–V – группы щелочности по [6]; (б) – соотношение Al_2O_3 и TiO_2 в биотитах. I–IV – поля фаций глубинности по [12]: I – абиссальной, II – мезоабиссальной, III – гипабиссальной, IV – субвулканической; (в) – соотношение $X_{Mg} - \log(F/Cl)$, рассчитанные по составу биотитов для гранитоидов? различной рудоносности. Поля гранитоидов сопровождающихся разнотипным оруденением, линии равных отношений $\log(f_{HF}/f_{HCl})$ (пунктир) и поля магнетитовой (I), ильменит-магнетитовой (II), ильменитовой (III) серий приведены по [4].
1 – Чагойанский массив, 2 – Шимановский массив.

от гранитоидов Чагойанского массива более высокими значениями f_{HF}/f_{H_2O} и f_{HCl}/f_{H_2O} при близких значениях относительных летучестей f_{HF}/f_{HCl} и более низких f_{H_2O} . Кварцевые монцодиориты и диориты I фазы Чагойанского массива характеризуются наиболее низкими значениями f_{HF}/f_{HCl} и f_{HF}/f_{H_2O} . В гранитоидах II фазы отмечается увеличение этих параметров, при одновременном снижении f_{HCl}/f_{H_2O} и сохранении значений фугитивности воды.

Для сравнения полученных результатов с данными по гранитоидам рудно-магматических систем с разнотипным оруденением – молибденовым, медно-молибденовым, оловянным, олово-вольфрамовым и олово-серебряным других регионов, была использована диаграмма $X_{Mg} - \log(F/Cl)$ (рис. 2в), отражающая фугитивность кислорода (поля магнетитовой, ильменит-магнетитовой и ильменитовой серий) и отношение активностей плавиковой и соляной кислот (фтора и хлора) в расплаве. Состав флюидов пород I фазы Чагойанского массива, согласно данной диа-

граммы, близок к таковому гранитоидов с медно-молибденовой минерализацией, а второй фазы – гранитоидов, сопровождающихся молибденовой минерализацией. Гранитоиды Шимановского массива по составу флюидов наиболее близки к редкометалльным гранитоидам, с которыми связано оловянное, олово-вольфрамовое и олово-серебряное оруденение.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

В процессе исследований было проанализировано около 40 образцов раннеорских гранитоидов. Определение содержаний главных элементов в породах (табл. 4) выполнено в химической лаборатории АмурКНИИ ДВО РАН классическим силикатным методом (аналитики – С.М. Радомский, Л.П. Носкова, О.А. Зубова). Содержания большинства элементов-примесей, включая РЗЭ, определены методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на приборе ICP-MS Elan DRC II PerkinElmer (США) в Хабаровском аналитическом центре Института тектоники и геофизики ДВО РАН (аналитики –

Таблица 4. Химический состав (мас.%) и содержания (г/т) элементов-примесей в представительных образцах раннеюрских интрузивных образований.

Компоненты	Чагоянский массив						
	449	449-1	449-5	449-8	449-9	449-10	442
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	60.00	60.10	61.20	54.20	54.70	55.10	67.90
TiO ₂	0.89	0.81	0.60	0.82	0.80	0.79	0.35
Al ₂ O ₃	17.16	17.60	18.61	18.06	17.00	17.81	16.19
Fe ₂ O ₃	2.63	1.44	2.29	2.71	2.79	3.07	1.74
FeO	3.68	3.33	2.70	5.05	4.64	4.88	1.32
MnO	0.11	0.09	0.08	0.15	0.13	0.15	0.19
MgO	3.01	2.60	2.06	5.12	4.66	5.10	0.74
CaO	5.85	5.46	4.76	8.47	7.80	8.39	1.48
Na ₂ O	3.67	3.92	3.86	3.30	3.28	3.08	5.04
K ₂ O	2.55	3.08	3.30	1.53	1.75	1.45	3.12
P ₂ O ₅	0.21	0.17	0.14	0.19	0.18	0.18	0.15
n.n.n.	0.91	0.48	0.54	0.31	0.59	0.61	1.28
Сумма	100.67	99.09	100.14	99.90	98.33	100.61	99.50
Sc	-	-	13.4	22.0	-	-	5.5
V	151**	122**	92	173	207**	162**	38
Cr	106**	56**	38	88	56**	52**	24
Co	27**	23**	11	23	27**	27**	5
Ni	37**	29**	9	9	21**	17**	10
Cu	-	-	13	21	-	-	18
Zn	-	-	36	59	-	-	58
Rb	86**	117**	104	74	75**	66**	111
Sr	488**	416**	421	533	523**	538**	433
Y	31**	28**	24	30	28**	33**	9
Zr	90**	240**	13	22	90**	96**	75
Nb	10**	13**	9.7	8.2	8**	9**	7.9
Cs	-	-	2.9	3.6	-	-	1.9
Ba	667**	750**	737	409	476**	299**	1030**
La	-	-	18.47	28.69	-	-	28.57
Ce	-	-	38.78	61.47	-	-	53.05
Pr	-	-	4.81	7.30	-	-	5.75
Nd	-	-	18.06	27.38	-	-	19.16
Sm	-	-	3.43	5.75	-	-	3.21
Eu	-	-	0.95	1.17	-	-	0.82
Gd	-	-	4.87	5.67	-	-	2.77
Tb	-	-	0.71	0.83	-	-	0.34
Dy	-	-	3.89	4.84	-	-	1.69
Ho	-	-	0.82	0.99	-	-	0.33
Er	-	-	2.33	2.78	-	-	0.90
Tm	-	-	0.35	0.45	-	-	0.14
Yb	-	-	2.17	2.77	-	-	0.88
Lu	-	-	0.33	0.42	-	-	0.13
Hf	-	-	0.62	0.87	-	-	2.33
Ta	-	-	0.81	0.81	-	-	0.99
Pb	24**	28**	44.1	20.8	22**	18**	23.7
Th	18**	21**	12.5	7.4	7**	12**	9.5
U	-	-	2.0	2.2	-	-	2.8
Eu/Eu*	-	-	0.71	0.62	-	-	0.82
(La/Yb)N	-	-	5.8	7.0	-	-	21.9

Примечание. ** – данные рентгенофлуоресцентного анализа. – нет данных. 1–3 – кварцевые монцодиориты, 4–6 – диориты, 7 – граносиениты, 8,9 – граниты, 10,11 – субщелочные граниты, 12,13 – субщелочные лейкограниты.

Таблица 4. (Продолжение).

Компоненты	Чагоянский массив				Шимановский массив	
	К-1/3	А-505	К 1/2	448	440	447-5
	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	71.90	70.10	72.20	69.50	73.40	73.50
TiO ₂	0.17	0.41	0.14	0.35	0.19	0.14
Al ₂ O ₃	12.46	15.01	12.81	15.29	13.41	14.12
Fe ₂ O ₃	0.90	2.42	0.59	1.12	1.27	0.45
FeO	3.18	1.90	2.68	1.62	2.24	1.00
MnO	0.06	0.14	0.07	0.05	0.05	0.09
MgO	0.34	0.57	0.36	1.18	0.23	0.19
CaO	2.23	1.53	0.92	3.02	0.78	1.27
Na ₂ O	3.81	4.54	4.31	3.70	3.77	4.29
K ₂ O	3.27	2.71	4.07	4.31	4.27	4.77
P ₂ O ₅	0.06	0.13	0.05	0.07	0.05	0.03
n.n.n.	1.19	1.00	0.31	0.42	0.00	0.12
Сумма	99.57	100.46	98.51	100.63	99.66	99.98
Sc	4.1	8.2	2.8	5.3	1.1	5.8
V	14	25	11	40	2	5
Cr	30	13	14	21	6	7
Co	3	4	3	6	0.4	1
Ni	13	4	7	12	0.1	2
Cu	42	25	20	6	1.5	-
Zn	74	67	117	32	6	39
Rb	103	98	113	159	150	136
Sr	169	135	100	348	38	97
Y	17	29	16	10	8	8
Zr	46	83	37	49	55	38
Nb	13.9	29.4	14.8	8.2	9.8	11.4
Cs	2.0	1.8	2.1	3.4	1.69	1.9
Ba	-	941	1007	1097	797**	1967**
La	24.20	54.27	23.42	22.46	13.41	20.34
Ce	46.64	114.54	47.40	44.75	27.26	37.69
Pr	5.25	11.21	5.31	3.95	2.88	3.80
Nd	17.31	42.43	18.12	14.58	9.18	11.76
Sm	3.39	7.98	3.51	2.41	1.78	1.89
Eu	0.56	0.33	0.00	0.11	0.24	0.42
Gd	3.31	7.48	3.27	2.33	1.69	1.84
Tb	0.51	1.05	0.47	0.30	0.25	0.24
Dy	2.87	5.37	2.56	1.55	1.35	1.31
Ho	0.59	0.96	0.50	0.32	0.28	0.28
Er	1.71	2.60	1.42	0.88	0.83	0.79
Tm	0.28	0.40	0.23	0.14	0.16	0.13
Yb	1.96	2.53	1.45	0.95	1.17	0.83
Lu	0.29	0.40	0.22	0.16	0.19	0.14
Hf	2.01	3.37	1.65	1.69	2.29	1.24
Ta	1.40	6.78	1.34	1.04	1.20	0.85
Pb	31.2	73.5	42.9	28.7	24.1	33.9
Th	11.5	21.3	9.5	12.9	8.0	6.2
U	2.4	2.4	2.1	3.2	3.4	5.3
Eu/Eu*	0.50	0.13	0.00	0.14	0.42	0.68
(La/Yb)N	8.4	14.5	10.9	15.9	7.7	16.7

Д.В. Авдеев, Л.С. Боковенко, В.Е. Зазулина). Относительная погрешность определения составляет 5–10%. Элементы-примеси в ряде проб определены в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург) методом рентгенофлуоресцентного анализа. Относительная погрешность определения не превышает 10%. Оценка точности и воспроизводства методик определения элементов осуществлялась с помощью внутренних и международных стандартов.

Содержания SiO_2 в породах Чагоянского массива варьируют от 54 % в диоритах до 73,5 % в лейкогранитах. По соотношению $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (рис. 3а) среди них выделяются породы нормального и субщелочного ряда. Диориты I фазы обладают низкой щелочностью и относятся к породам нормального ряда, в отличие от кварцевых монцодиоритов, принадлежащих субщелочному ряду. Среди гранитов отмечаются как субщелочные разновидности, так и

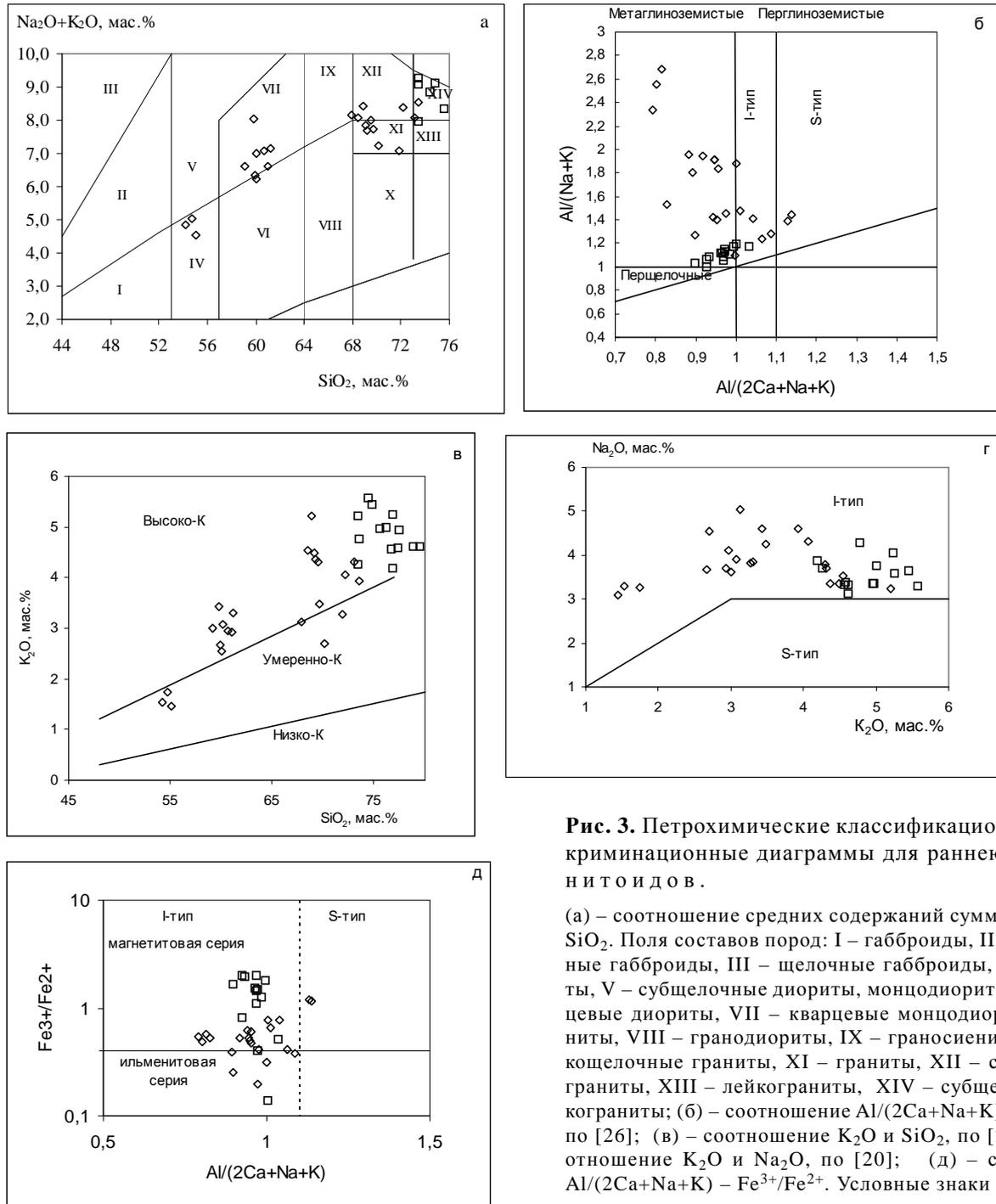


Рис. 3. Петрохимические классификационные и дискриминационные диаграммы для раннеюрских гранитоидов.

(а) – соотношение средних содержаний суммы щелочей и SiO_2 . Поля составов пород: 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, 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 [26]; (в) – соотношение K_2O и SiO_2 , по [25]; (г) – соотношение K_2O и Na_2O , по [20]; (д) – соотношение $\text{Al}/(2\text{Ca} + \text{Na} + \text{K}) - \text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$. Условные знаки – см. рис 2.

породы нормального ряда. Для массива в целом характерен рост суммы щелочей при увеличении кремнеземистости пород, в основном за счет K_2O .

По степени насыщенности глиноземом среди пород комплекса резко преобладают метаглиноземистые образования (рис. 3б). Среди перглиноземистых отмечаются разности, по степени насыщенности глиноземом отвечающие гранитоидам S-типа. По соотношению SiO_2 и K_2O породы Чагоянского массива являются высококалийевыми, за исключением диоритов I фазы (рис. 3в). Окисленность железа в породах комплекса соответствует, в большинстве случаев, магнетитовой серии (рис. 3д).

Лейкограниты Шимановского массива характеризуются диапазоном содержания SiO_2 от 73,4 до 79,5 %, с преобладанием ультракислых разностей ($SiO_2 \geq 75$ %) и высокими содержаниями Na_2O и K_2O . Сумма щелочей в лейкогранитах, в большинстве случаев, превышает 8 %, и на диаграмме $SiO_2-(Na_2O + K_2O)$ (рис. 3а) они располагаются преимущественно в поле субщелочных образований. С увеличением содержания SiO_2 в целом отмечается снижение суммы щелочей как за счет снижения содержания K_2O , так и Na_2O . Согласно критериям [25] лейкограниты являются высококалийевыми породами (рис. 3в).

Породы Шимановского массива образуют локальное поле на границе метаглиноземистых и перглиноземистых пород с явным преобладанием метаглиноземистых разностей (рис. 3б). В отличие от по-

род Чагоянского массива в лейкогранитах Шимановского при этом отмечается рост $Al/(Na+K)$ по мере увеличения глиноземистости пород. По степени окисленности железа лейкограниты принадлежат к магнетитовой серии (рис. 3д).

На спайдер-диаграмме (рис. 4) приведены отношения средних содержаний элементов-примесей в раннеюрских гранитоидах к примитивной мантии. Гранитоиды обоих массивов в целом характеризуются близкими спектрами распределения элементов-примесей с отрицательными аномалиями Ta, Hf, Zr, Ti. Породы первой фазы Чагоянского массива обладают при этом наиболее низкими концентрациями Ba, Hf, Zr, наиболее высокими – Sr, Ti, Y, Yb. Для некоторых гранитоидов Чагоянского и для лейкогранитов Шимановского массивов проявлены также отрицательные аномалии Sr. При этом в лейкогранитах Шимановского массива отмечаются наиболее отчетливо проявленные отрицательные аномалии Sr, при наиболее высоких содержаниях Rb, U и K, низких Tb, Y, Yb. Содержания большинства крупноионных литофильных и высокозарядных элементов – Cs, Rb, Ba, Th, U, K, легких РЗЭ в гранитоидах близки к верхнекоровым, а концентрации Ta, Sr, Hf, Zr близки или ниже нижнекоровых.

Породы Чагоянского массива характеризуются более высокими содержаниями суммы РЗЭ (94,9–251,5 г/т), по сравнению с умеренно-щелочными лейкогранитами Шимановского массива (60,7–82,4 г/т).

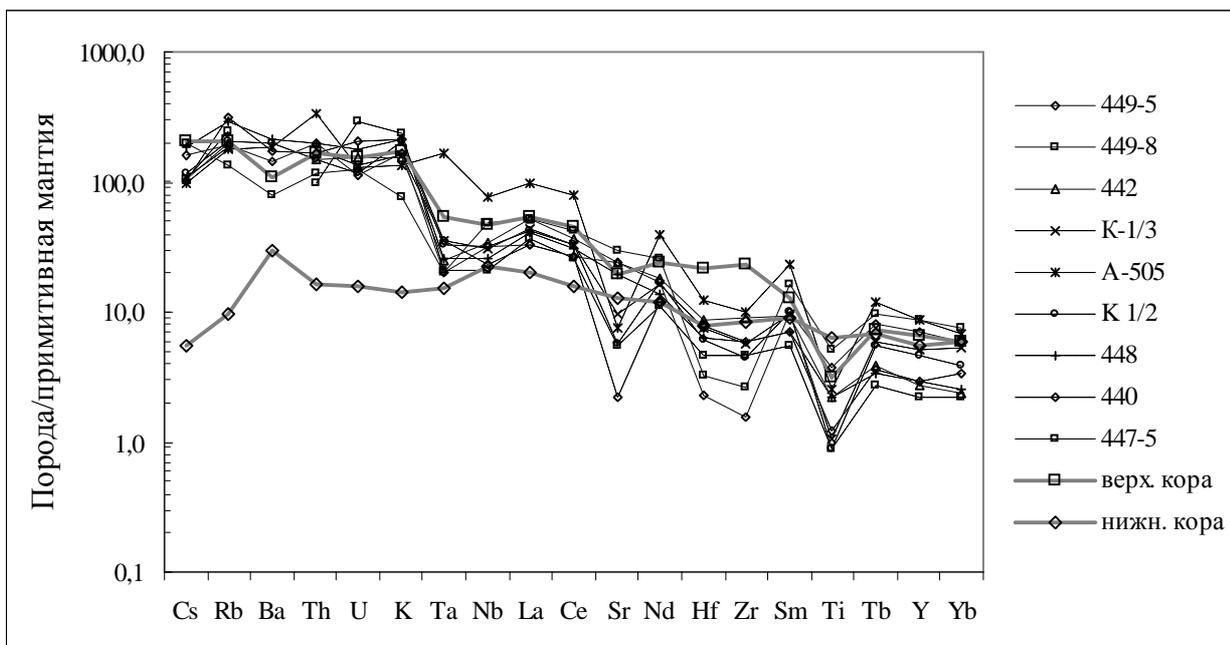


Рис. 4. Спайдер-диаграмма для раннеюрских гранитоидов (нормировано по примитивной мантии [36]).

Номера соответствуют номерам проб табл. 3.

Для всех гранитоидов характерно преобладание легких лантаноидов над тяжелыми, в связи с чем тренды распределения нормированных по хондриту содержаний РЗЭ имеют отрицательный наклон – от легких РЗЭ к тяжелым (рис. 5). При этом умереннощелочные лейкограниты обр. 440 Шимановского массива характеризуются более низкими содержаниями промежуточных РЗЭ, в связи с чем их графики приобретают вогнутый рисунок этой области, по сравнению с относительно ровным распределением промежуточных РЗЭ для гранитоидов Чагоянского массива. $(La/Yb)_N$ отношение, отражающее степень дифференцированности РЗЭ, в породах Чагоянского массива составляет 5,8–21,9, Шимановского массива – 7,7–16,7. Кварцевые монцодиориты и диориты

I фазы Чагоянского массива характеризуются отчетливо и слабо выраженной отрицательной европиевой аномалией ($Eu/Eu^* = 0,62–0,71$). В граносиенитах фиксируется слабо выраженная аномалия ($Eu/Eu^* = 0,82$), а в гранитах нормальной и умеренной щелочности – отчетливая европиевая аномалия ($Eu/Eu^* = 0,13–0,50$). Лейкограниты Шимановского массива также обладают отчетливой отрицательной европиевой аномалией ($Eu/Eu^* = 0,42–0,68$).

По соотношению Rb–Hf–Ta (рис. 6) гранитоиды обоих рассматриваемых массивов соответствуют коллизионным образованиям, при этом гранитоиды Шимановского массива располагаются в поле синколлизионных гранитоидов, а Чагоянского – попадают преимущественно в поле поздне- и постколлизионных.

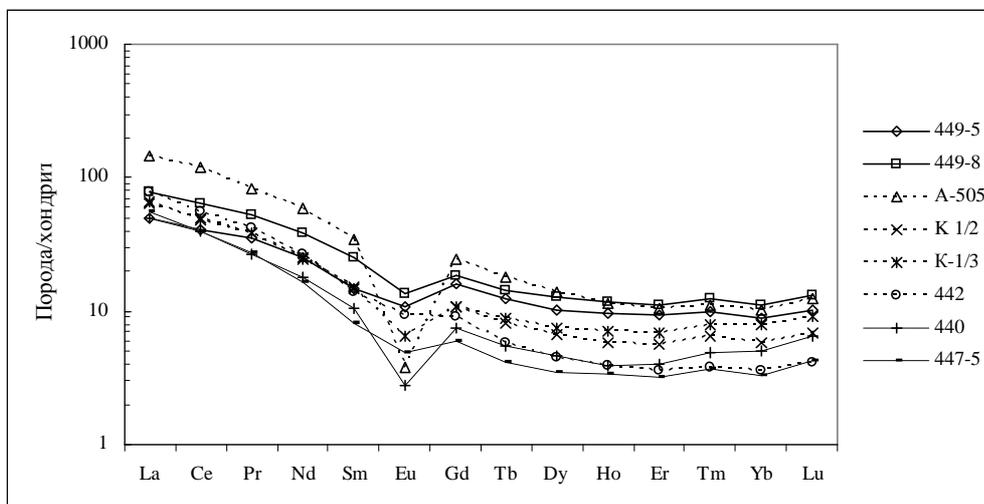


Рис. 5. Графики распределения редкоземельных элементов для раннеюрских гранитоидов (нормировано по хондриту [36]).

Номера соответствуют номерам проб табл. 3.

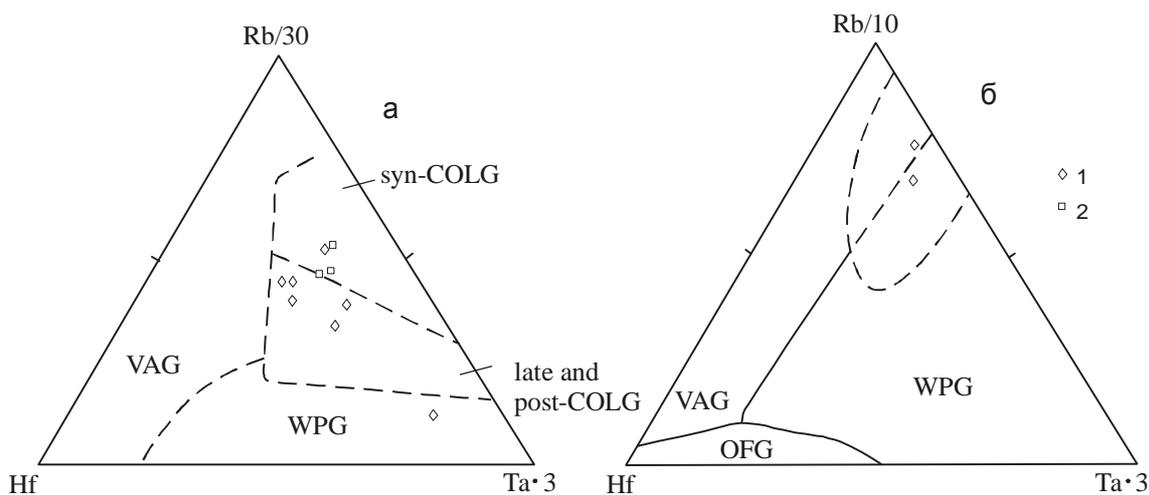


Рис. 6. Положение раннеюрских гранитоидов на тройных дискриминационных диаграммах Rb–Hf–Ta [23].

а – гранитоиды с $SiO_2 > 64\%$, б – средние и кислые породы с $54\% \leq SiO_2 \leq 64\%$. Поля: VAG – островодужные, syn-COLG – синколлизионные, late- and post-COLG – поздне- и постколлизионные, WPG – внутриплитные (анорогенные), OFG – океанические магматиты (на диаграмме бб поле составов коллизионных магматитов очерчено пунктиром). 1, 2 – см. рис 2.

ИЗОТОПНАЯ ГЕОХИМИЯ

Изотопы О. Результаты определений изотопного состава кислорода приведены в таблице 5. Изотопный состав кислорода определен в Институте геохимии, минералогии и рудообразования НАН Украины (г. Киев) по стандартной методике на масс-спектрометре МИ-1201В, аналитик В.Н. Загнитко. Точность определений $\delta^{18}\text{O}$ составляет $\pm 0,2$ ‰.

Изотопный состав кислорода для пород Чагоянского массива варьирует в узких пределах от +6,30 до +7,50 ‰, что характерно для мантийных образований [35]. В отличие от пород Чагоянского массива субщелочные лейкограниты Шимановского массива обладают отрицательными значениями $\delta^{18}\text{O}$, что обусловлено, вероятно, воздействием метеорных флюидов с низкими содержаниями ^{18}O .

Изотопия Sr-Nd. Изотопный состав Sr и Nd и содержания Rb, Sr, Sm, Nd в образцах гранитоидов были определены в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. С.-Петербург), аналитик Р.Ш. Крымский. Анализ изотопного состава Sr и Nd выполнен на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON (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 JNdi-1: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512106 \pm 0,000002$. При расчете величин ϵNd и модельных возрастов $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ использованы современные значения CHUR по [24] ($^{143}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1967$) и DM по [22] ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} =$

0,2136). При расчете двухстадийных модельных возрастов $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st})$ принята среднекоревая величина отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,12$ [36].

Субщелочные граниты Чагоянского массива характеризуются отрицательными значениями $\epsilon\text{Nd} = -3,87$, древними значениями двухмодельного возраста пород $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st}) = 1,3$ млрд лет и мантийными значениями первичного отношения изотопов стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0 = 0,7061$ (табл. 6), что в совокупности со значениями $\delta^{18}\text{O}$ указывает на мантийный характер исходного для них субстрата.

ОБСУЖДЕНИЕ МАТЕРИАЛОВ И ВЫВОДЫ

Составы амфиболов и биотитов раннеюрских Чагоянского и Шимановского массивов свидетельствуют о кристаллизации слагающих их пород в условиях гип- и мезоабиссальной фации глубинности, из расплавов нормальной и повышенной щелочности, в различных окислительно-восстановительных обстановках, при различном флюидном режиме галогенов.

Наиболее общей закономерностью флюидного режима гранитоидов Чагоянского массива является рост активности кислорода, фтора и снижение роли хлора, при сохранении уровня фугитивности воды при переходе от пород среднего состава ранних фаз к гранитоидам II фазы. Различия между флюидным режимом первой и второй фаз Чагоянского массива могут быть обусловлены как процессами магматической дифференциации, с накоплением фтора в более поздних дифференциатах, так и различиями в составе источников.

Гранитоиды Шимановского массива, по составу флюидов близкие к редкометалльным гранитоидам,

Таблица 5. Изотопный состав кислорода раннеюрских гранитоидов Мамынского террейна.

№ п/п	№ пробы	Порода	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	СКП
1	449	кварцевый монцодиорит I фазы	+ 6,30	$\pm 0,011$
2	442	граносиенит II фазы	+ 7,50	$\pm 0,012$
3	448	субщелочной гранит II фазы	+ 7,13	$\pm 0,015$
4	447	субщелочной лейкогранит	-2,62	$\pm 0,012$

Примечание. СКП – средняя квадратичная погрешность изотопного анализа. 1–3 – Чагоянский массив, 4 – Шимановский массив.

Таблица 6. Содержания Rb, Sr, Sm, Nd и изотопные отношения Rb и Sr в субщелочных гранитах раннеюрской граносиенит-гранитовой ассоциации Мамынского блока.

№ пробы	возраст (млн лет)	Rb, ppm	Sr, ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Sm, ppm	Nd, ppm
448	190	153,6	342,4	1,29813	0,709636	2,57	15,25

формировались в условиях меньшей фугитивности кислорода, чем породы Чагоянского массива, при высоких значениях относительной фугитивности f_{HF}/f_{H_2O} и f_{HCl}/f_{H_2O} и более низких f_{H_2O} . Резкие различия в составах сосуществующего с биотитом флюида пород Чагоянского и Шимановского массивов свидетельствуют о различном составе источника и автономности формирования исходных для них расплавов. Низкая фугитивность кислорода в лейкогранитах может быть связана с присутствием в источнике углеродистого вещества.

Данные экспериментов [31] показывают, что высококальциевые разности гранитоидов I-типа возникают при частичном плавлении в коре известково-щелочных, обогащенных калием водосодержащих метаморфических пород основного и среднего состава под воздействием глубинных мафических магм.

Резкое преобладание легких элементов спектра редких земель над тяжелыми, наряду с низкими концентрациями Sr и Y, для гранитоидов Чагоянского и Шимановского массивов указывает на присутствие в источнике вещества, подвергшегося плавлению, граната и амфибола [1, 33].

Ағыу ірдіа ×аіуіінеіаі іаіінеаа а оаеіі ідіа-а-аоңу іаіідіа іаііуаііеа ііаааіеа ДСҰ іі іада оаае-аіеу ео едаііаіеіінеііне е уаеі-ііне, іі-аааіеа Rb, Ba, Zr. Едііа TiO, Fe₂O₃, CaO, MgO, Al₂O₃, а ірдіаао іаііуаааоңу оаеа P₂O₅, Y. Ніеа-іеа ііаааіеа TiO е Fe₂O₃ іі іада дііа едаііаіеіінеііне ірдіа оеақуааао іа о-аінеа а ідііаііа одаеіінеііаіеу Ti-Fe іеіеіа. Іадаеіеуііа ііеаіеа ііііу ДСҰ е P₂O₅ оеақуааао іа о-аінеа а ідііаііа одаеіінеііаіеу аіаоеда, іі еідідіу ес даііеаа оаеуаоңу сіа-едаеуіау -аіноу ДСҰ. Наличие в породах массива отчетливо выраженной отрицательной аномалии европия может быть связано как с остаточным плагиоклазом в магматическом источнике при частичном плавлении исходного субстрата, так и с фракционированием плагиоклаза во время магматической дифференциации более мафических магм [21]. Для умереннощелочных гранитов и граносиенитов II фазы наблюдается субпараллельное расположение трендов нормированных содержаний, свидетельствующее об их родстве и близости состава протолита. Различия значений европиевой аномалии могут быть обусловлены внутрикамерной дифференциацией гранитоидного расплава с фракционированием плагиоклаза и формированием фаций гранитоидов умеренной или нормальной щелочности. Лейкограниты Шимановского массива в целом близки по распределению РЗЭ к гранитоидам Чагоянского массива, но различия в содержаниях РЗЭ, Sr, деп-

летированности в отношении промежуточных РЗЭ указывают на различия в составе их источников.

Петрохимические особенности пород, наряду с геохимией элементов-примесей в гранитоидах, также указывают на различный состав источников.

Кварцевые монцодиориты I фазы Чагоянского массива характеризуются низкими соотношениями $(Na_2O + K_2O)/(FeO_{общ} + MgO + TiO_2)$, $Al_2O_3/(FeO_{общ} + MgO + TiO_2)$, высокими содержаниями $Al_2O_3 + FeO_{общ} + MgO + TiO_2$, $CaO + FeO_{общ} + MgO + TiO_2$ (рис. 7) и располагаются в полях расплавов, полученных при экспериментально проведенном частичном плавлении амфиболитов [29]. Гранитоиды II фазы массива, в отличие от пород I фазы, характеризуются более высокими отношениями $(Na_2O + K_2O)/(FeO_{общ} + MgO + TiO_2)$, высокими содержаниями $Al_2O_3 + FeO_{общ} + MgO + TiO_2$ и попадают в поля расплавов, образующихся при частичном плавлении как метаграувакк, так и амфиболитов (рис. 7). Неоднозначность интерпретации составов исходных расплавов на рассматриваемых диаграммах связана, вероятно, со смешанным составом субстрата, с преобладанием того или иного компонента. Наиболее вероятным исходным субстратом для гранитоидов Чагоянского массива были гранатсодержащие метаморфические породы амфиболитовой фации нижней коры с высокими содержаниями калия. При этом источник для пород первой фазы, учитывая наиболее высокие концентрации Sr, Y, Yb, низкие Ba, характеризуется более высокими содержаниями плагиоклаза, меньшими – калиевого полевого шпата и граната. По параметрам изотопного состава Sr – $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0,7059-0,7060$, значениям $(La/Yb)_n = 8,4-21,9$ и $Tb_n/Yb_n = 1,1-1,8$ протолиты гранитоидов II фазы Чагоянского массива близки к источникам позднемезозойской монцодиорит-гранитовой ассоциации Умлекано-Огоджинской зоны [10]. Относительно низкие значения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ и мантийные значения $\delta^{18}O$ для гранитоидов Чагоянского массива позволяют предполагать метамагматический состав субстрата, а двухмодельные определения – рифейский возраст. Некоторые различия изотопного состава кислорода для средних и кислых пород Чагоянского массива вероятнее всего обусловлены процессами фракционной кристаллизации исходного магматического расплава среднего состава.

Гранитоиды Шимановского массива обладают более высокими соотношениями $(Na_2O + K_2O)/(FeO_{общ} + MgO + TiO_2)$, $Al_2O_3/(FeO_{общ} + MgO + TiO_2)$, низкими содержаниями $Al_2O_3 + FeO_{общ} + MgO + TiO_2$, $CaO + FeO_{общ} + MgO + TiO_2$ и располагаются в полях расплавов, полученных при экспериментально проведенном частичном плавлении метапелитов и мета-

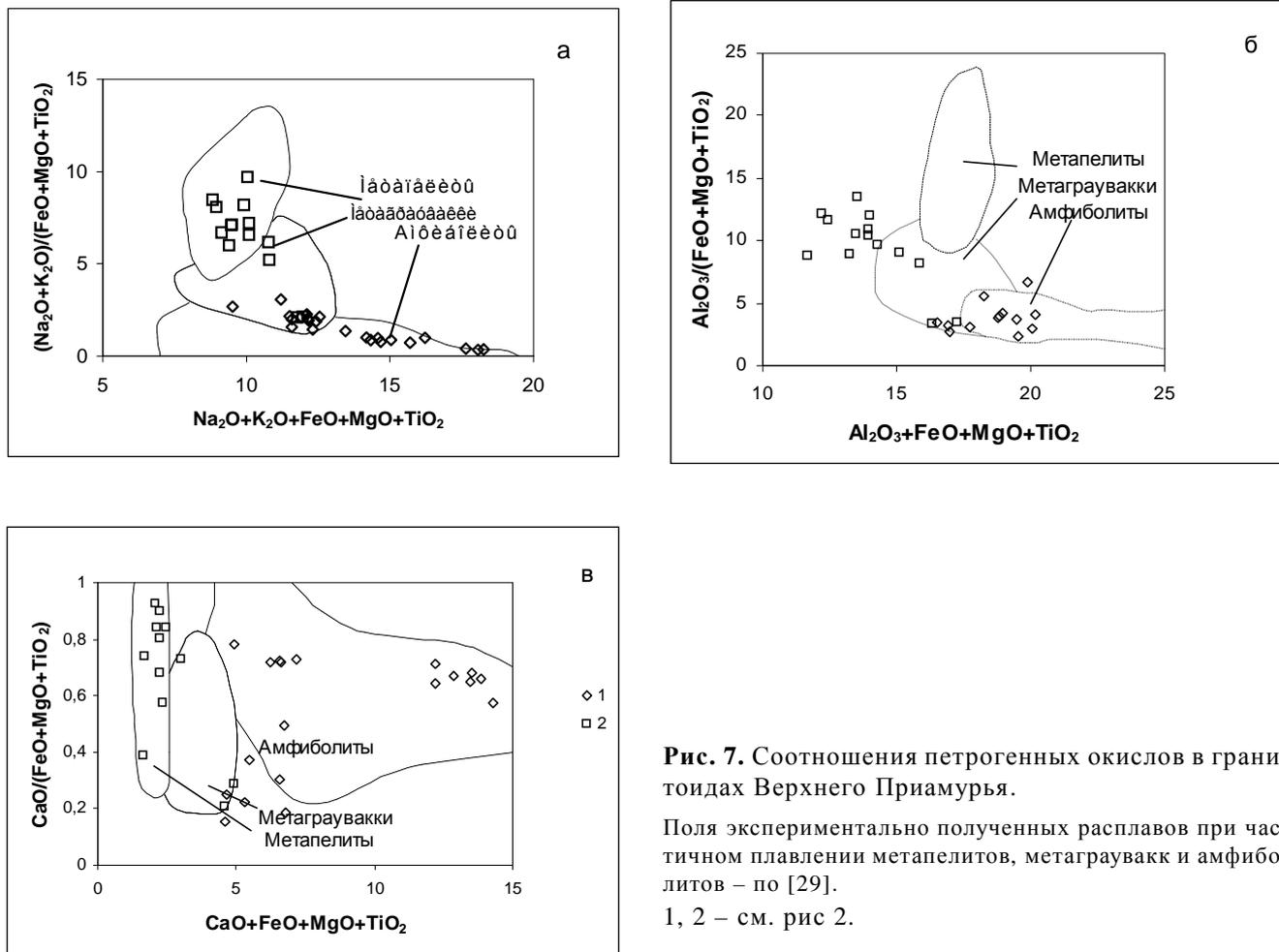


Рис. 7. Соотношения петрогенных окислов в гранитоидах Верхнего Приамурья.

Поля экспериментально полученных расплавов при частичном плавлении метапелитов, метаграувакк и амфиболитов – по [29].

1, 2 – см. рис 2.

граувакк. Низкие концентрации Sr, высокие содержания Ba, Rb, U и K, низкие содержания P3Э, Y в лейкогранитах Шимановского массива по сравнению с гранитоидами Чагойнского массива свидетельствуют о более лейкократовом составе источника, представленного, вероятнее всего, обедненными плагиоклазом и обогащенными калиевым полевым шпатом или мусковитом кристаллическими сланцами. Восстановительные условия кристаллизации лейкогранитов позволяют предполагать присутствие в составе источника углеродистого вещества [17].

Обоснования метаграуваккового состава протолита для известково-щелочных гранитоидов I-типа с высокой концентрацией калия известны для севера Шварцвальда [18], юго-востока Вьетнама [37]. Учитывая относительно низкие значения начального изотопного состава Sr для раннеюрских гранитоидов Чагойнского массива, можно предположить, что исходными породами для метаграувакк служили изверженные породы, что определило принадлежность производных гранитоидов к I-типу.

По петрографическим (наличие в породах роговой обманки, магнетита) и петрохимическим (умеренной глиноземистости, высокой окисленности железа и др.) особенностям раннеюрские гранитоиды относятся к I-типу гранитоидов, по геохимическим особенностям соответствующих коллизионным образованиям. Попытки произвести более детальную оценку геодинамической обстановки образования гранитоидов на основе их геохимических особенностей наталкиваются на неоднозначность интерпретации данных при использовании различных дискриминационных диаграмм [19, 23, 30] или дискриминационных уравнений [16]. Для раннеюрского времени отмечается близсинхронное формирование гранитоидов, различающихся оценкой геодинамических условий образования. По соотношению Rb–Hf–Ta лейкограниты Шимановского массива имеют синколлизонные характеристики, а гранитоиды Чагойнского массива, для которых установлены близкие значения абсолютного возраста, – поздне- постколлизонные. Как показывают исследования, геохимические особенности гранитоидов обусловлены, в первую оче-

редь, особенностями исходного для них субстрата, а не геодинамическими условиями их формирования, что в конечном итоге приводит к неоднозначности оценки геодинамической обстановки, в которой возникли исходные гранитоидные расплавы [20, 31]. В связи с этим, геодинамические условия образования гранитоидов следует оценивать прежде всего на основе геотектонических реконструкций. Как показывают геотектонические построения, в момент формирования гранитоидов происходили закрытие Монголо-Охотского океана в результате столкновения Сибирского континента и Амурского супертеррейна и образование Монголо-Охотского складчатого пояса [7]. Эти факты позволяют предполагать их формирование в синколлизонной обстановке, вероятно, при коллизии Амурского супертеррейна и террейнов Монголо-Охотского складчатого пояса.

ЛИТЕРАТУРА

1. Грин Д.Х., Рингвуд А.Е. и др. Петрология верхней мантии. М.: Мир. 1968. 336.
2. Иванов А.В., Рассказов С.В., Масловская и др. Раннеюрский возраст и средне-позднеюрское тектоническое экспонирование гранитоидов выступа фундамента в северной части Амуро-Зейской впадины: Rb-Sr и K-Ar изотопные данные // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 4. С. 83–92.
3. Маракушев А.А., Тарарин И.А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 3. С. 20–37.
4. Моисеенко В.Г., Сахно В.Г. Плюмовый вулканизм и минералогия Амурской мегаструктуры. Благовещенск: АмурКНИИ, 2000. 160 с.
5. Номенклатура амфиболов: Докл. подкомитета по амфиболом комиссии по новым минералам и названиям минералов международной минералогической ассоциации (КНМНМ ММА) // Записки ВМО. 1997. № 6. С. 82–102.
6. Номенклатура слюд: Заключительный доклад подкомитета по слюдам комиссии по новым минералам и названиям минералов международной минералогической ассоциации (КНМНМ ММА) // Записки ВМО. № 5. 1998. С. 55–65.
7. Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоого О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 5. С. 24–43.
8. Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1976. 287 с.
9. Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Ли Цзинь. U-Pb геохронология гранитоидов октябрьского комплекса Мамынского террейна (Приамурье) // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23, № 5. С. 54–67.
10. Стриха В.Е., Моисеенко В.Г. Позднемезозойские гранитоиды золотоносных районов Верхнего Приамурья: новые геохимические данные // Докл. АН. 2004. Т. 399, № 3. С. 388–391.
11. Стриха В.Е., Сахно В.Г., Степанов В.А. и др. Раннеюрские коллизонные гранитоиды Амурского супертеррейна: геохронологические и геохимические данные // Докл. АН. 2005. Т. 400, № 4. С. 515–518.
12. Сухин М.В. Геологическая карта СССР 1:200 000. Лист N-52-XXXIII. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 87 с.
13. Ферштатер Г.Б., Бородин И.С. Петрография магматических гранитоидов (на примере Урала). М.: Наука, 1975. 288 с.
14. Шумахер Дж.К. Оценка соотношения двух- и трехвалентного железа в амфиболах по результатам микронзондовых анализов // Записки ВМО. 1998. № 1. С. 101–109.
15. Эйриш Л.В. Металлогения золота Приамурья (Амурская область, Россия). Владивосток: Дальнаука, 2002. 194 с.
16. Agrawal S. Discrimination between Late-Orogenic, Post-Orogenic and Anorogenic granites by major element composition // J. Geol. 1995. V. 103, N 5. P. 529–537.
17. Ague J.J., Brimhall G.H. Granites of the batholiths of California: Products of local assimilation and regional scale contamination // Geol. 1987. V. 15. P. 63–66.
18. Altherr R., Holl A., Hegner E. et.al. High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany) // Lithos. 2000. 50. P. 51–73.
19. Batchelor R.A., Bowden P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters // Chem. Geol. 1985. V. 48. P. 43–55.
20. Chappel B.W., White A.J.R. Two contrasting granite types // Pacific Geol. 1974. V. 8, N 2. P. 173–174.
21. Condie K.C. Rare earth evidence for the origin of the Nuk gneisses Buksefjorden region, southern West Greenland // Contrib. Mineral. Petrol. 1978. V. 66. P. 283–293.
22. Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. P. 249–265.
23. Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism // Collision tectonics. Geol. Soc. London, Spes. Publ. 1986. N 19. P. 67–81.
24. Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. P. 137–150.
25. Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A. e. a. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford, 1989.
26. Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // Geol. Soc. Am. Bull. 1989. V. 101. P. 635–643.
27. Munoz J.L., Swenson A. Chloride-hydroxyl exchange in biotite and estimation of relative HCl/HF activities in hydrothermal fluids // Econ.Geol. 1981. V. 76. P. 2212–2221.
28. Munoz J.L. F-OH and Cl-OH exchange in micas with applications hydrothermal ore deposits // Rev. Miner. 1984. V. 13. P. 469–493.
29. Patino Douce A.E., What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: Castro, A., Fernandez, C., Vigneresse, J. L. (Eds.) Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques, 168. Geol. Soc. London, Spes. Publ. 1999. N 168. P. 55–75.
30. Pearce J.A. Sources and settings of granitic rocks // Episodes. 1996. V. 24. P. 956–983.
31. Roberts M.P., Clemens J.D. Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids // Geology. 1993. V. 21. N 9. P. 825–828.
32. Rock N.M.S., Leake B.E. The International Mineralogical

- Association amphibole nomenclature scheme: computerization and its consequences // *Miner. Mag.* 1984. V. 48. P. 211–217.
33. Rollinson H.R. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Essex: London Group UK Ltd., 1994. 352 p.
34. Schmidt M.W. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1992. V. 110. P. 304–310.
35. Taylor H.P.Jr. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition // *Econ. Geol.*, 1974. V. 69. P. 843.
36. Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Oxford, 1985. 312 p.
37. Thuy N.T.B., Satir M., Siebel W. et al. Geochemical and isotopic constraints on the petrogenesis of granitoids from the Dalat zone, Southern Vietnam // *J. of Asian Earth Sciences*. 2004. V. 23. P. 467–481.
38. Wones D.R., Eugster H.P. Stability of biotite: experiment, theory and application // *Amer. Miner.* 1965. V. 50. N 9. P. 1228–1272.

Поступила в редакцию 4 июля 2005 г.

Рекомендована к печати В.Г. Гоневчуком

V.Ye. Strikha

Early Jurassic granitoids of the Chagoyan and Shimanovsk massifs of the Mamyn block, Amur superterrane (Upper Priamurye)

This paper offers the results of investigation of the composition of rock-forming minerals and geochemical features of Early Jurassic granitoids in the Chagoyan and Shimanovsk massifs (Mamyn block of the Amur superterrane).

The results of the investigation showed that the rock-forming minerals of granitoids had crystallized from melts of normal and increased alkalinity in different redox settings under different fluid regime of halogens, and in conditions of hyp- and mesoabyssal facies of depth. In terms of fluid composition, the Shimanovsk granitoids are close to rare metal granitoids, and they formed in conditions of lesser oxygen fugacity as compared with the Chagoyan rocks, and at high relative fugacity $f_{\text{HF}}/f_{\text{H}_2\text{O}}$ и $f_{\text{HCl}}/f_{\text{H}_2\text{O}}$ and lower $f_{\text{H}_2\text{O}}$. The distinct differences in the composition of fluid of the Chagoyan and Shimanovsk rocks, which co-exists with biotite, together with their geochemical and petrochemical features give evidence of the autonomous character of formation of their initial melts.

The diversity of Early Jurassic intrusive rocks are to a great extent attributed to the composition of the initial substratum. The source for the first-phase rocks of the Chagoyan massif was most likely garnet-bearing biotite amphibolites as distinct from the second-phase granitoids, which are characterized by a more leucocratic source with mixed amphibolite-metagraywacke composition. For the Shimanovsk granitoids, the initial substratum was evidently crystalline schists with an admixture of carboniferous matter.

The formation of Early Jurassic granitoids occurred in a collision environment, probably, during collision between the Amur superterrane and the Siberian craton.

Key words: Mesozoic, granitoids, crystallization conditions, fluid composition, geochemistry, Upper Priamurye.