

## ГЕОХИМИЯ, ИЗОТОПНАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ ВЕРХНЕУНДИНСКОГО ГРАНИТОИДНОГО БАТОЛИТА (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

© 2003 г. В. Д. Козлов, С. В. Ефремов, С. И. Дриль, Г. П. Сандиминова

*Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН  
664033 Иркутск, ул. Фаворского, 1а, e-mail: esv@igc.irk.ru*

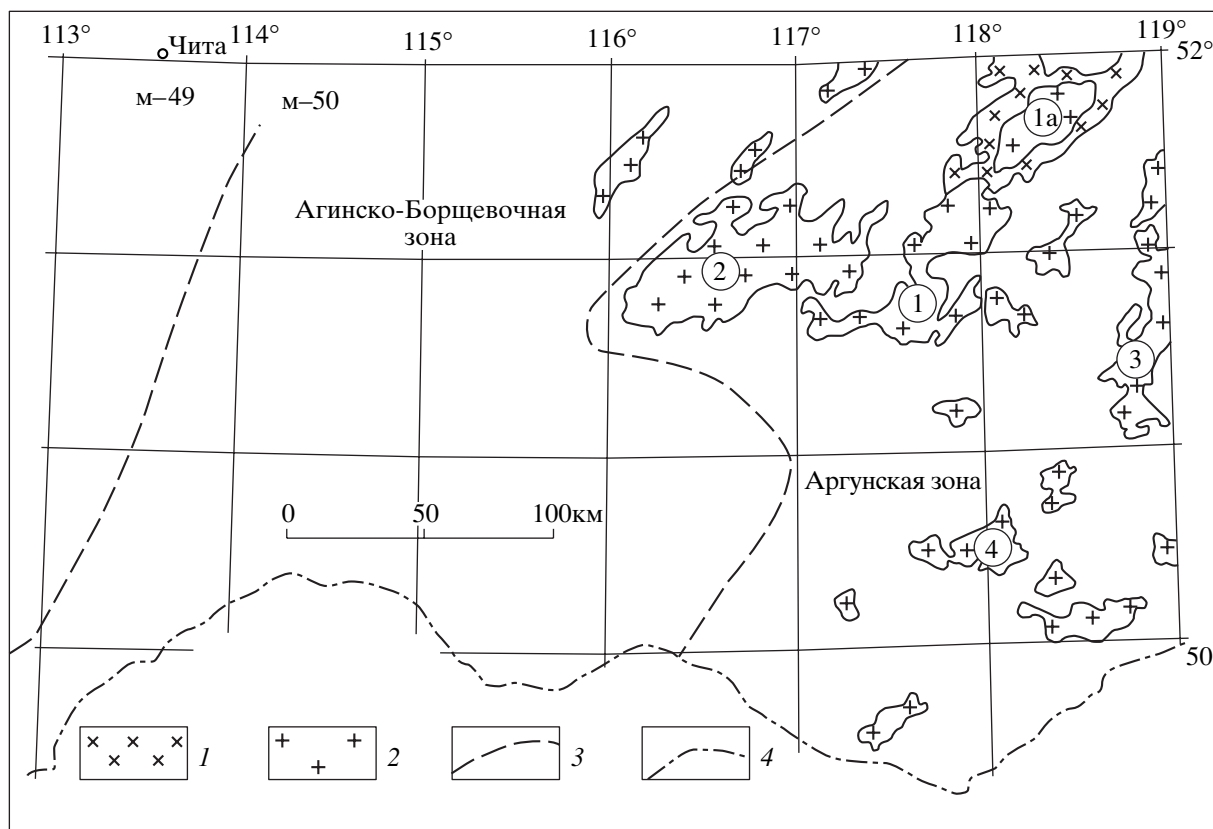
Поступила после доработки 22.01.2002 г.

Проведено подробное геолого-геохимическое изучение гранитоидов Верхнеундинского батолита, представляющего наиболее крупную интрузивную систему позднепалеозойского ундинского комплекса, преобладающего по распространенности среди разновозрастных гранитоидов на территории Восточно-Забайкальского государственного геологического полигона. Получены представительная петрохимическая и расширенная редкоэлементная характеристики гранитоидов батолита, представляющих разновидность известково-щелочной серии повышенной щелочности, обусловленной повышенными относительно кларкового уровня содержаниями натрия при околокларковых содержаниях калия. Доминирующие в составе батолита амфибол-биотитовые гранитоиды главной интрузивной фазы по химизму представляют субщелочные разновидности пород кварцево-диоритового-гранодиоритового состава, а подчиненные гранитные дифференциаты батолита также представлены субщелочными разновидностями. По данным изотопно-геохронологических K–Ar и Rb–Sr определений возраст гранитоидов главной фазы соответствует средней-верхней перми (275–250 млн. лет), а локальные тела гранитов-лейкогранитов заключительной фазы датируются нижней юрой (~200 млн. лет). Значения первичных  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отношений (0.7077–0.7098) соответствуют существенно коровому источнику исходных расплавов батолита. Установлено, что при повышенной щелочности, гранитоиды батолита характеризуются стабильно пониженными относительно кларкового уровня концентрациями когерентных сидерофильных и некогерентных гранитофильных редких элементов, а также редких земель. Среди последних особенно проявлен дефицит тяжелых лантаноидов. Повышенные значения Eu/Eu\* отношения и практическое отсутствие Eu-минимума в редкоземельном спектре фиксируют слабую степень дифференцированности гранитоидов батолита. Доказана принадлежность к ундинскому комплексу газимурских кварцевых диоритов–тоналитов внешней, периферической зоны батолита, относившихся к нижнему палеозою. Показано, что гранитоиды батолита обнаруживают сходство с тоналит-гранодиорит-трондьемитовыми ассоциациями батолитов конвергентных геологических границ. Формирование исходных расплавов батолита, по всей вероятности, было связано с парциальным плавлением метабазитовых пород нижнего уровня земной коры.

Верхнеундинский батолитовый массив представляет наиболее крупную интрузивную систему ундинского позднепалеозойского гранитоидного комплекса Аргунской структурно-формационной зоны Восточного Забайкалья (рис. 1). По площади распространения (~16000 км<sup>2</sup>) гранитоиды комплекса доминируют среди разновозрастных гранитоидных образований (всего 31000 км<sup>2</sup>) Аргунской зоны, территория которой (75000 км<sup>2</sup>) отнесена к Восточно-Забайкальскому Государственному геологическому полигону (ГПП). Само по себе положение ундинского комплекса в пределах ГПП определяет необходимость решения фундаментальной задачи получения по гранитоидам комплекса представительной петролого-геохимической, геохронологической и генетической характеристики, соответствующей современному уровню геологических знаний.

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ФАЗОВО-ФАЦИАЛЬНЫЕ РАЗНОВИДНОСТИ ГРАНИТОИДОВ ВЕРХНЕУНДИНСКОГО БАТОЛИТА

Гранитоиды ундинского комплекса формируют в бассейнах верхнего течения р. Унда и среднего – р. Газимур наиболее крупный в Восточном Забайкалье батолитовый вал. Его общая протяженность от правобережья р. Онон на ЮЗ (Шундуинский массив) до левобережья р. Газимур в среднем течении на СВ составляет 250 км при ширине массива в 30–50 км (рис. 1). Центральная часть этой громадной интрузии получила название Верхнеундинского батолита (~7000 км<sup>2</sup> [1]), протягивающегося на 150 км в СВ направлении от правобережья р. Талангуй на ЮЗ до р. Газимур на СВ (рис. 2).



**Рис. 1.** Распространенность гранитоидов ундинского позднепалеозойского комплекса на территории Восточного Забайкалья.

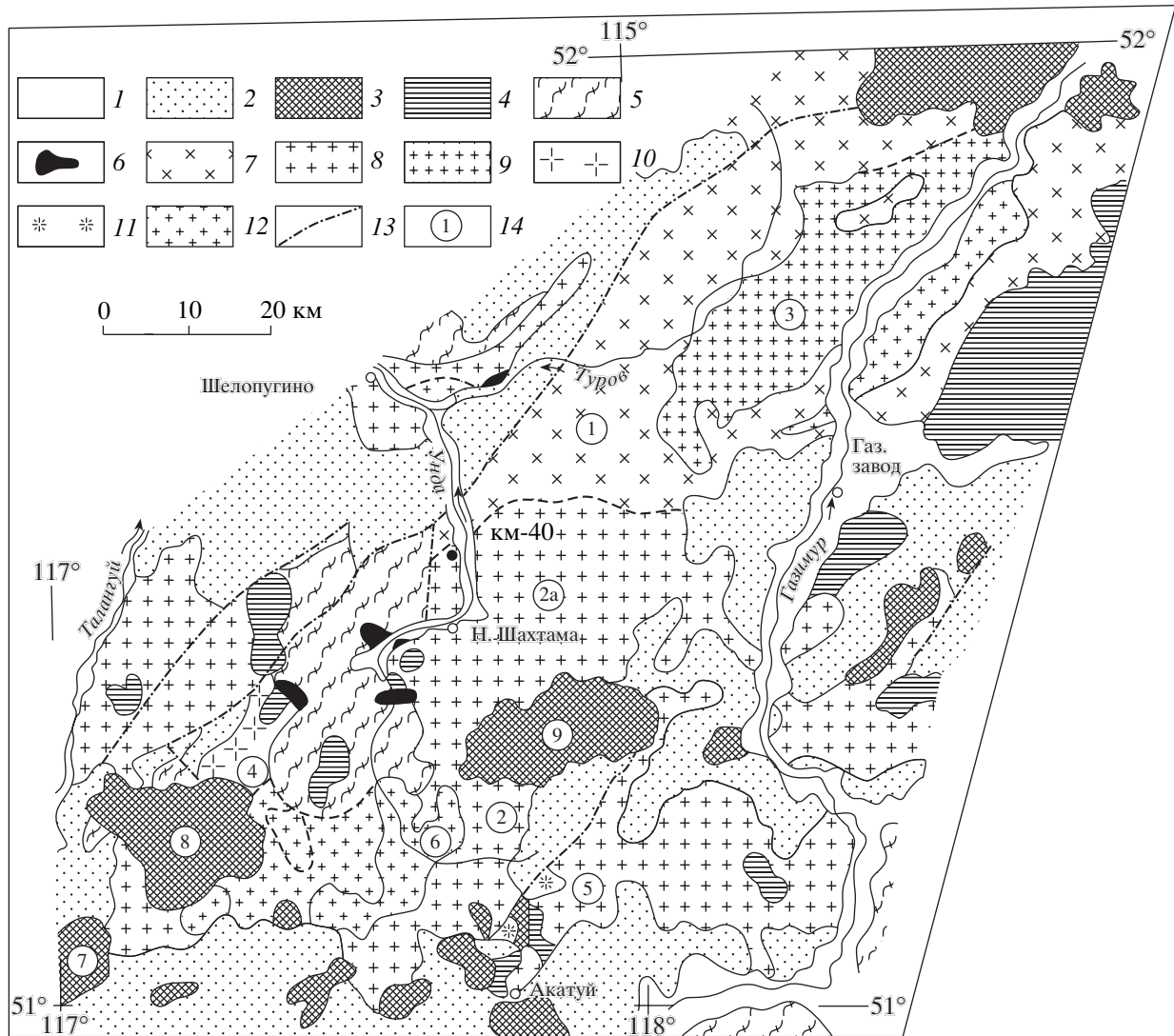
1 – тоналиты (газимурские), 2 – гранодиориты; 3 – границы структурно-формационных зон Восточного Забайкалья; 4 – государственная граница России с Монголией и Китаем. Цифрами в кружках обозначены крупные массивы: 1 – Верхнеундинский с Курюмдиканским (1а), 2 – Шундуинский, 3 – Калганский, 4 – Кличкинский.

Согласно современным представлениям, вмещающими породами батолита являются биотитовые, двуслюдяные вплоть до мусковитовых, гранито- и мигматито-гнейсы, а также кристаллические сланцы нижнего протерозоя. Контакты батолита с этими породами интрузивные или тектонические. Значительные участки протерозойских гнейсов развиты вдоль СВ границы батолита (рис. 2). На ЮВ по правобережью р. Газимур, гранитоиды батолита очевидно контактируют с нижнепалеозойскими гранито-гнейсами протяженного Кутомарского вала ССВ простирания. По периферии батолита, а также в его пределах выделяются крупные и мелкие блоки (останцы кровли) осадочно-метаморфических пород, представленных глинистыми и кварцево-сланцевыми породами, представленными глинистыми и кварцево-сланцевыми породами, с прослоями кварцитов, известняков, конгломератов, гравелитов. Эти породы вдоль ЮВ границы батолита и на западе (левобережье р. Талангуй) датированы кембрием, а в пределах ЮЗ части батолита (верховье р. Унда) участки песчано-сланцевых пород отнесены к газимурской свите нижнего карбона (рис. 2).

Батолит в большей своей части, – вдоль ЮВ границы, в области ЮЗ замыкания и на севере, – перекрыт вулканогенно-осадочными породами  $J_1$ – $J_2$  мезозойских депрессий, с локальными участками пород  $K_1$ .

Строение батолита существенно осложнено мезозойским интрузивным магматизмом. В ЮЗ части гранитоиды батолита прорваны многочисленными крупными и мелкими интрузиями монцонит-граносиенит-гранодиоритового состава шахтаминского (186–157 млн. лет, массивы №№ 7, 8, 9, рис. 2) и акатуевского (159 млн. лет) [2] средневерхнеюрских комплексов; на СВ гранитоиды батолита также прорваны крупными интрузиями шахтаминского и лейкогранитного кукульбейского (146–135 млн. лет) комплексов. Наконец, в ЮЗ части гранитоиды батолита интродированы многочисленными мелкими дайкообразными телами и штоками гранодиорит-, гранит-порфиров, кварцевых порфиров т. наз. позднешахтаминского (в настоящее время, годойского) комплекса (159–148 млн. лет [3, 4]).

Верхнеундинский батолит характеризуется сложным фазово-фаціальным строением [1]. Его фор-



**Рис. 2.** Геологическая схема Верхнеундинского массива (по [1], с уточнениями по Геологической карте Читинской области м-ба 1 : 1000000, под редакцией И.Г. Рутштейна и В.В. Старченко, 1976).

1 – аллювиальные отложения, 2 – вулканогенно-осадочные породы МЗ, 3 – интрузивные образования  $J_2$ – $J_3$ , 4 – осадочно-метаморфические образования РЗ, 5 – кристаллические сланцы и гранито-гнейсы  $PR_1$ , 6 – габбро и габбродиориты РЗ; 7–12 – гранитоиды Верхнеундинского батолита; 7–9 – гранитоиды главной интрузивной фазы (ГФ): 7 – тоналиты газимурской фации ( $GF_{1a}$ ), 8 – гранодиориты роговообманково-биотитовые верхнеундинской, акатуйской и ононборзинской фаций ( $GF_{16-1r}$ ), 9 – гранодиориты и граниты биотитовые Курюмдиканского массива ( $GF_2$ ); 10–11 – граниты и лейкограниты заключительной фазы (ЗФ): 10 – граниты глубокие (ЗФ<sub>1</sub>), 11 – лейкограниты апикальные (ЗФ<sub>2</sub>); 12 – граниты и лейкограниты мелко-среднезернистые фазы дополнительных интрузий (ФДИ); 13 – зоны глубоких разломов; 14 – отдельные участки и массивы (см. текст).

мированию предшествовали интрузии основного, габброидного, состава, остатки которых фиксируются в отдельных участках в виде спутников по периферии батолита (частично показаны вне масштаба в его СЗ части). Все они интенсивно гранитизированы и представлены гибридными амфибол-биотитовыми, частью с реликтами пироксена, породами габбро, габбро-диоритового и диоритового состава нормальной щелочности. Ранее [1] они условно были отнесены к 1 интрузивной фазе, которую правильнее определить

как раннюю (РФ), предварявшую формирование батолита.

В составе батолита по распространению доминируют гранитоиды, объединяемые в главную интрузивную фазу (ГФ), представленную несколькими разновидностями, интерпретируемыми, при очень плохой обнаженности, как фациальные. Внешнюю, эндоконтактовую зону батолита в его СВ половине (бассейны рр. Газимур и Туров, рис. 2) формируют роговообманково-биотитовые крупнозернистые газимурские кварце-

**Таблица 1.** Концентрации Rb, Sr и изотопный состав стронция в гранитоидах Верхнеундинского батолита

Проба	Состав	[Rb], мкг/г	[Sr], мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	+/-2σ
<i>Газимурские тоналиты, ГФ<sub>1а</sub> Верхнеундинского батолита</i>						
КМ-13	Гранодиорит	141	411	0.997	0.71209	0.00013
КМ-13	Биотит	625	17	113.1	1.1351	0.0027
КМ-49	Диорит	103	533	0.5624	0.71034	0.00019
КМ-49	Биотит	504	10	147.9	1.2648	0.0006
<i>Верхнеундинские гранодиориты ГФ<sub>1б</sub> Верхнеундинского батолита</i>						
КМ-40	Гранодиорит	132	610	0.6286	0.71029	0.00012
КМ-40	Биотит	793	34	68.9	0.94959	0.00015
КМ-43	Гранодиорит	152	422	1.041	0.71168	0.00018
КМ-43	Биотит	752	20	111.6	1.1071	0.0002
КМ-44	Гранодиорит	135	341	1.15	0.71224	0.00018
КС-131	Гранодиорит	140	509	0.796	0.71079	0.00009
<i>Граниты ГФ<sub>2</sub> Курюмдиканского массива Верхнеундинского батолита</i>						
КМ-8	Гранит	110	578	0.5979	0.7121	0.00013
КМ-8	Калиевый полевой шпат	295	685	1.247	0.71465	0.00019
КС-122	Гранит	137	548	0.726	0.71264	0.00017
КС-122	Калиевый полевой шпат	308	609	1.472	0.71554	0.0002

Примечание. Аналитики: Банковская Э.В., Лелюхина Л.С.

вые диориты-гранодиориты, которые правильнее именовать *тоналитами* (ГФ<sub>1а</sub>, табл. 2, № 1). На Геологической карте Читинской области 1 : 1000000 (1976) они были отнесены к нижнему палеозою. Ранее геохимическими и геохронологическими К/Аг исследованиями [1] были показаны их вероятный позднепалеозойский возраст и генетическая принадлежность к Верхнеундинскому батолиту. Доминируют в пределах батолита крупнозернистые роговообманково-биотитовые (1–2 и 4–6 мас. % соответственно) порфиroidными (вкрапленники калишпата, 5–15 объемн. %) гранодиориты (*верхнеундинские*, ГФ<sub>1б</sub>, табл. 2, №№ 2–4). В ЮЗ части батолита, в обрамлении массива № 8 шахтаминского комплекса (рис. 2), выделяются *оноборзинские* грубозернистые существенно-биотитовые порфиroidные граниты (ГФ<sub>1в</sub>, табл. 3, № 17). Наконец, в южной части района 2 (рис. 2), к северу от сел. Акатуй, развиты *акатуевские* слабопорфиroidные гранодиориты (ГФ<sub>1г</sub>, табл. 3, № 16). Всем разновидностям гранитоидов ГФ<sub>1</sub> свойственны значительное преобладание плагиоклаза над калишпатом и сфен-магнетит-ортит-апатитовая ассоциация аксессуарных минералов [1, табл. 3, с. 57].

Строение батолита в его восточной части осложнено самостоятельным Курюмдиканским массивом (рис. 2, № 3), вскрытым долиной р. Газимур в среднем течении. Массив прорывает газимурские тоналиты внешней зоны батолита и, судя по этому признаку и особенностям состава, представляет более позднюю субфазу (ГФ<sub>2</sub>) главной интрузивной фазы. Внешняя область Курюмдиканского массива сложена среднезернистыми слабо порфиroidными существенно биотитовыми гранодиоритами (ГФ<sub>2а</sub>, табл. 2, № 5), связанными постепенными переходами со среднезернистыми биотитовыми слабо порфиroidными гранитами внутреннего ядра массива (ГФ<sub>2б</sub>, табл. 2, № 6). Аналогичный Курюмдиканскому, менее дифференцированный локальный массив ГФ<sub>2</sub> выделен также в районе сел. Шелопугино (рис. 2, табл. 2, № 7).

Поздние лейкогранитные дифференциаты батолита развиты очень ограниченно. К заключительной интрузивной фазе (ЗФ) отнесен локальный массив крупнозернистых биотитовых гранитов лейкократового облика (рис. 2, № 4), формирование которых, по-видимому, было связано с глубинной дифференциацией расплавов на завершающей стадии становления батолита в пределах его купола, сложенного оноборзинскими

**Таблица 2.** Геохимическая характеристика главных разновидностей гранитоидов Верхнеундинского батолита

Оксиды – мас. %, элементы – г/т	Главная интрузивная фаза – ГФ <sub>1-2</sub>							Заключительная фаза, ЗФ		ФДИ	Кларковые концентрации, по [8, 9*], среднес**
	Газимурские тоналиты, ГФ <sub>1а</sub>	Верхнеундинские гранодиориты, ГФ <sub>1б</sub>			Курюмдиканский массив, ГФ <sub>2</sub>		р-н Шелопу-гино, ГФ <sub>2</sub>	глубинная, ЗФ <sub>1</sub>	апикальная, ЗФ <sub>2</sub>	мас. дол. Дровяная	
		район 2 (рис. 2)	район 2а (рис. 2)	КМ-40 район 2а	гранодиориты, ГФ <sub>2а</sub>	граниты, ГФ <sub>2б</sub>					
SiO <sub>2</sub>	62.77	65.14	67.69	64.71	66.98	70.39	68.50	70.78	75.57	74.05	68.20*
TiO <sub>2</sub>	0.70	0.64	0.50	0.67	0.53	0.33	0.49	0.25	0.11	0.17	0.48**
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.23	16.27	15.60	16.59	16.49	14.97	15.46	14.38	12.98	13.80	15.03*
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.24	1.85	1.42	1.32	0.81	0.65	0.85	1.12	0.70	0.67	4.05**
FeO	2.70	2.43	1.80	2.75	2.15	1.14	1.87	1.97	0.81	0.66	–
MnO	0.09	0.08	0.07	0.08	0.06	0.05	0.05	0.06	0.04	0.03	0.07**
MgO	2.41	1.41	1.20	1.64	0.94	0.63	0.98	0.44	0.14	0.34	1.24**
CaO	4.30	3.14	2.76	3.41	2.86	2.08	2.50	1.20	0.54	0.96	2.88**
Na <sub>2</sub> O	3.30	3.94	4.04	4.08	3.84	3.46	3.36	4.09	3.82	3.47	3.74**
K <sub>2</sub> O	3.48	3.79	3.73	3.20	3.83	4.39	4.22	4.75	4.55	4.96	3.52**
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.17	0.15	0.14	0.22	0.14	0.09	0.12	0.04	0.03	0.05	0.19**
ппп	1.01	0.93	0.58	0.53	0.84	0.86	1.16	1.01	0.42	0.51	–
Сумма	99.40	99.77	99.53	99.20	99.47	99.58	99.56	100.12	99.71	99.67	99.40*
N	6	23	10	3	5	9	9	4	8	9	–
F	700	800	700	900	800	800	600	800	500	300	800
B	~20	15	11	9	16	12	15	~8	~10	9	15
Li	37	39	44	42	53	46	65	37	14	19	40
Rb	124	133	126	118	118	132	148	170	214	180	170**
Cs	3	3	2	3	4	4	5	6	2	2	5
Be	1.3	1.6	1.8	2.2	1.6	1.7	1.7	3.3	3.8	2.1	3
Sr	490	430	500	600	680	450	500	100	100	220	300
Ba	780	1080	810	880	1150	1110	950	500	170	540	800
Sn	5.6	4.4	4.0	4.6	5.3	5.2	4.5	3.1	3.7	3.1	3
W	0.6	0.9	0.5	1.0	0.7	0.7	0.5	0.8	1.7	0.6	1.5
Mo	1.3	2.0	1.1	1.6	0.6	0.9	0.7	1.4	4.5	0.9	1
Pb	12	12	12	10	23	25	22	22	15	22	20
Nb	11.8	6.5	17.2	13.2	8	11.2	–	15.1	18.1	17.1	20
Th	16.2	8.3	14.8	10.2	–	13.6	–	14.1	22	30	1.8
U	2.8	1.6	3.4	3.0	–	1.9	–	2.7	4.1	4.1	3.5
Zr	168	258	189	195	207	169	190	214	130	110	160**
Hf	1.17	0.84	1.09	0.72	–	1.68	–	3.07	1.83	3.04	2.3**
Sc	17	8.2	6.8	7.5	5.0	4.4	3.9	7	<2	<2	14*
V	127	65	55	60	20	18	22	10	<3	7	88*
Cr	35	11	16	16	12	15	14	10	<4	<4	22*
Co	14	7.1	6.2	7.1	3.4	3.2	4.0	2.6	~2	2.2	7*
Ni	7.7	2.2	3.4	4.3	3.0	3.2	<3	<1	~2	2.8	15*

Таблица 2. Окончание

Оксиды – мас. %, элементы – г/т	Главная интрузивная фаза – ГФ <sub>1-2</sub>							Заключительная фаза, ЗФ		ФДИ	Кларковые концентрации, по [8, 9*], среднее**
	Газимурские тоналиты, ГФ <sub>1а</sub>	Верхнеундинские гранодиориты, ГФ <sub>1б</sub>			Курюмдиканский массив, ГФ <sub>2</sub>		Р-н Шелопу-гино, ГФ <sub>2</sub>	глубинная, ЗФ <sub>1</sub>	апикальная, ЗФ <sub>2</sub>	мас. дол. Дровяная	
		район 2 (рис. 2)	район 2а (рис. 2)	КМ-40 район 2а	гранодиориты, ГФ <sub>2а</sub>	граниты, ГФ <sub>2б</sub>	гранодиориты граниты	граниты, масс. № 4, рис. 2	лейкограниты, масс. № 5, рис. 2	граниты и лейкограниты	
Cu	19	32	34	18	18	16	14	28	46	43	25**
Zn	49	5	46	60	74	45	56	52	24	24	60
Y	21.4	20.2	20.5	22.7	19	15	14	43.35	28.4	12.1	35*
La	36.2	36.0	46.3	32.5	41	46	40	41.9	29.0	30.2	45*
Ce	66.6	68.8	81.0	64.1	65	76.8	74	92.04	46.8	57.0	81*
Pr	7.12	5.6	8.7	7.3	–	8.8	–	10.8	5.6	5.11	10**
Nd	24.9	28.6	29.0	27.9	33	31.2	29	41.9	20.1	16.8	33*
Sm	4.64	3.83	5.06	4.65	–	5.45	–	8.2	3.66	3.03	9
Eu	1.1	~1.5	1.03	~1.6	–	0.83	–	0.64	0.31	0.59	1.5
Gd	4.6	6.9	4.38	8.6	–	4.76	–	8.13	6.3	2.68	9
Tb	0.68	0.80	0.62	0.93	–	0.61	–	1.27	0.81	0.40	1.4*
Dy	3.28	3.30	2.98	3.59	–	2.71	–	6.83	3.70	1.83	6.5**
Ho	0.68	0.64	0.64	0.70	–	0.46	–	1.29	0.80	0.39	2
Er	1.79	1.84	1.68	2.25	–	1.25	–	3.61	2.41	1.17	3.5*
Tm	0.26	0.24	0.24	0.26	–	0.17	–	0.52	0.38	0.18	0.3
Yb	2.01	1.82	1.90	1.97	–	1.33	–	3.62	2.68	1.52	3.5
Lu	0.29	0.26	0.29	0.31	–	0.17	–	0.51	0.40	0.24	1
<i>n</i>	5	10–22	10	1	6	9	8	4	7	7	–
TR	154.15	160.13	183.82	156.66	–	181.14	–	338.46	122.95	121.14	206.7
Eu/Eu*	0.73	0.89	0.67	0.77	–	0.50	–	0.26	0.20	0.63	0.51
TR/TR <sub>кл</sub>	0.75	0.78	0.89	0.76	–	0.88	–	1.11	0.60	0.59	1
Ln <sub>Сс</sub> /КЛ	0.80	0.82	0.98	0.78	–	0.97	–	1.15	0.60	0.65	1
Ln <sub>Y</sub> /КЛ	0.51	0.56	0.50	0.66	–	0.47	–	0.92	0.57	0.32	1
Ln <sub>Сс</sub> /Ln <sub>Y</sub>	7.0	6.6	8.8	5.3	–	9.2	–	5.7	4.7	9.1	4.5
Ln <sub>Sm</sub> /Ln <sub>E</sub>	2.8	3.4	3.0	3.5	–	4.2	–	2.7	2.2	2.4	2.7
K/Rb	280	284	296	271	324	332	285	279	213	275	207

Примечание. пп – потери при прокаливании; *N* – число проб силикатного анализа; *n* – число проб на редкие элементы; TR – сумма редких земель; TR<sub>кл</sub>, КЛ – соответствующие кларковые суммы редких земель; Ln<sub>Сс</sub> – сумма La, Ce, Pr, Nd; Ln<sub>Y</sub> – сумма в интервале Sm–Lu; Ln<sub>Sm</sub> – сумма в инт. Sm–Dy; Ln<sub>Er</sub> – сумма в инт. Ho–Lu (по [10]). Виды анализа и их исполнители – аналитики: Sr, Ba, Nb, Zr – Т.С. Айсуева; F, Be – О.М. Чернышова; B, Cu, Zn, Mo, Sn, Pb – Н.Л. Чумакова; Sc, Cr, V, Co, Ni – С.С. Воробьева; редкие земли, Y, Nb, Hf, Th, U – аналитич. комплекс ИСР, аналитики-методисты Е.В. Смирнова, Г.П. Сандиминова.

гранитами. Крупнозернистые граниты представляют, очевидно, глубинную разновидность ЗФ<sub>1</sub> (табл. 2, № 8). Апикальная разновидность ЗФ<sub>2</sub> представлена среднезернистыми, до мелкозерни-

стых и порфировидных в эндоконтактах, лейкогранитами массива г. Алenuй в южной части батолита (рис. 2, № 5, табл. 2, № 9). К ЗФ относится, по-видимому, и массив биотитовых гранитов

**Таблица 3.** Геохимическая характеристика отдельных разновидностей гранитоидов ундинского комплекса

Оксиды, %, элементы, г/т	Верхне-Ундинский массив, южная часть						Шундуинский массив					
	верхнеундинские, ГФ <sub>16</sub>					акагуевские, ГФ <sub>1г</sub>	онобор-цинские, ГФ <sub>1в</sub>	Южно-Шаманский массив ФДИ	газимурские ХГ-4201	верхнеундинские		
	В-46	КМ-2	КМ-3	SiO <sub>2</sub> <65%	SiO <sub>2</sub> >65%					ХГ-4193	ХГ-4219	КМ-25
	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO <sub>2</sub>	57.05	63.58	67.72	62.90	67.32	66.00	69.87	73.82	67.22	62.09	67.16	67.0
TiO <sub>2</sub>	0.88	0.67	0.47	0.78	0.53	0.58	0.38	0.17	0.41	0.66	0.50	0.56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.87	16.45	14.93	16.98	15.42	15.78	14.62	13.35	15.14	17.02	16.78	16.78
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.85	2.73	2.38	2.16	1.64	1.66	0.86	0.34	0.82	1.04	0.82	0.91
FeO	2.87	1.88	1.64	2.91	2.07	2.29	2.25	1.73	2.10	4.56	2.23	2.96
MnO	0.07	0.10	0.09	0.10	0.07	0.08	0.07	0.05	0.09	0.13	0.05	0.06
MgO	1.70	2.12	1.04	1.66	1.22	1.70	0.87	0.32	3.19	1.74	1.22	1.12
CaO	5.66	3.70	3.04	3.59	2.64	3.40	1.67	0.97	3.17	4.67	3.35	2.03
Na <sub>2</sub> O	4.77	4.23	4.02	4.18	3.71	3.58	3.93	3.45	3.50	4.67	3.80	2.99
K <sub>2</sub> O	2.57	3.09	4.18	3.58	4.03	3.96	4.08	4.73	3.18	2.46	3.14	3.48
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.20	0.12	0.15	0.18	0.13	0.12	0.08	0.04	н.о.	0.14	0.11	0.12
ппп	1.00	1.82	0.34	1.00	0.85	0.85	0.80	0.79	0.66	0.52	0.60	1.4
Сумма	99.49	100.49	100.00	100.2	99.62	100.0	99.48	99.66	99.48	99.70	99.76	99.5
N	1	1	1	9	13	7	8	6	1	1	1	1
F	–	680	680	850	700	–	470	350	670	640	400	600
B	–	24	–	13	17	–	8	8	–	–	22	8
Li	49	41	34	40	37	36	33	27	67	36	23	30
Rb	82	124	135	136	134	146	110	170	68	92	108	120
Cs	–	–	–	3	3	~6	4	2.5	6	4	–	5
Be	2.0	2.0	1.6	1.9	1.6	1.6	2.1	1.7	2.2	2.1	1.4	2.5
Sr	690	~600	300	420	420	420	200	190	300	400	400	235
Ba	960	2000	800	1380	960	900	550	670	1000	1000	1000	760
Sn	–	4.6	6.5	4.7	4.2	2.6	3.2	4.4	1.8	2.4	–	7.0
W	–	1.0	–	~0.7	~0.7	–	0.7	1.9	<0.5	н.о.	0.9	2.1
Mo	–	1.4	1.0	1.9	~2	1.9	0.6	1.3	–	–	–	0.4
Pb	12	11	11	11	12	17	15	12	12	15	–	10
Zn	52	6.1	38	64	41	65	33	52	100	76	–	7.2
Zr	484	–	–	325	197	200	178	119	250	229	200	211
n	1	1	1	9	13	7	8	6	1	1	1	1

Примечание. Прочерк – нет данных; н.о. – не обнаружено.

г. Кудикан, расположенный ЮЗ массива г. Алунуй. Как видно из рис. 2, оба эти массива вместе с разделяющей их мезозойской Кудиканской интрузией годойского комплекса, контролируются зоной протяженного разлома.

Помимо лейкогранитов ЗФ, в пределах батолита выделяются мелко-среднезернистые биоти-

товые и лейкократовые граниты фазы дополнительных интрузий (ФДИ), которые связаны с гранитами ГФ характерными для ФДИ зонами постепенных быстрых переходов [1]. Самое крупное поле гранитов ФДИ выделено в верховьях р. Унда (рис. 2, мас. № 6). Интрузии ФДИ здесь характеризуются очень плохой обнаженностью и

устанавливаются на пологих водоразделах по отдельным редким выветренным обломкам и глыбам, объединенным в единый массив № 6 со значительной долей условности. Массив наиболее обнажен в его северной части, на правом берегу р. Унда (водораздел долины Дровяная, табл. 2, № 10). Локальные участки гранитов ФДИ выделены также среди ононборзинских гранитов ГФ<sub>1в</sub> (западная часть батолита, рис. 2).

### Rb–Sr ИЗОТОПНАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ ГРАНИТОИДОВ ВЕРХНЕУНДИНСКОГО БАТОЛИТА

Проведенные ранее возрастны К–Аг определения по гранитоидам батолита [5], определившие возрастное положение пород батолита во временном интервале 334–200 МА, были дополнены серией Rb–Sr изохронных определений, выполненных в лаборатории геохимии изотопов ИГХ СО РАН (табл. 1). Изотопный анализ проводили на масс-спектрометре МИ1201-Т по методике, описанной в [6]. В период проведения измерений для стандарта ВНИИМ-1 получено следующее значение изотопного отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70804 \pm 9$  (погрешности отвечают  $2\sigma$  среднего,  $n = 6$ ). Изохронный возраст рассчитывался по методу Д. Йорка [7] с помощью программного комплекса К. Людвига Isoplot/Ex2.49. Воспроизводимость результатов масс-спектрометрического анализа, определенная многократными измерениями стандарта ИСГ-1 [6], была не хуже чем 0.5% относительных для величин  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  и 0.05% относительных для величин  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , и именно эти погрешности использовались при расчетах изохронных возрастов.

Для газимурских тоналитов ГФ<sub>1а</sub> района правобережья р. Газимур были исследованы две валовые пробы пород и биотиты из них (рис. 3а). Эти составы удовлетворяют условиям I изохронной модели Йорка с возрастом  $265 \pm 1$  МА и величиной  $I(0)_{\text{Sr}} = 0.7083 \pm 0.0003$  (СКВО = 0.44).

Верхнеундинские гранодиориты ГФ<sub>1б</sub> Верхнеундинского батолита, представленные порфирированными разностями пород, были опробованы для изотопных исследований по долине р. Кавыкуча, к востоку от селения Н. Шахтама, рис. 2. Составы исследованных четырех валовых проб и двух биотитов из них удовлетворяют III изохронной модели Йорка (рис. 3б), предполагающей существование некоторой начальной изотопной гетерогенности гранодиоритов. Параметры этой изохроны составляют:  $250 \pm 4$  МА,  $I(0)_{\text{Sr}} = 0.7077 \pm 0.0027$  (СКВО = 7.4). Существование первичной изотопной неоднородности гранитоидов по величине начального отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  может быть обусловлено разной степенью усвоения палингенным гранитным расплавом метаосадочного материала вмещающих пород, что особенно могло сказаться

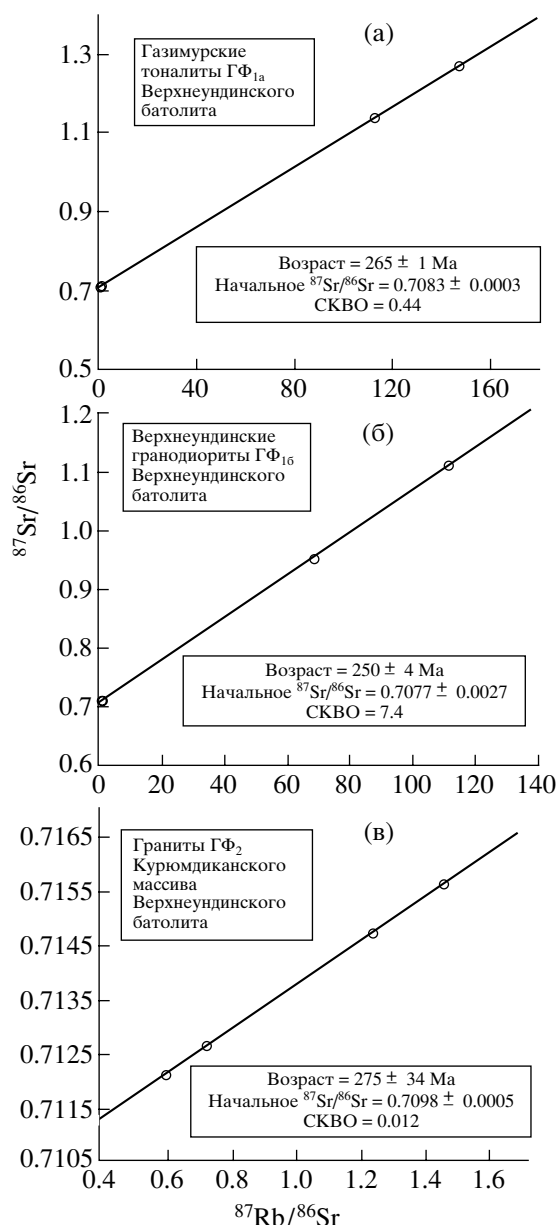


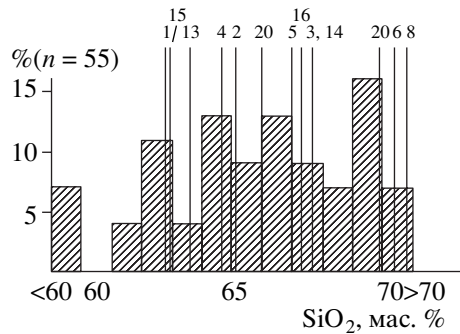
Рис. 3. Изохронные Rb–Sr диаграммы:

а – для валовых составов газимурских тоналитов ГФ<sub>1а</sub> и биотитов из них; б – для валовых составов верхнеундинских гранодиоритов ГФ<sub>1б</sub> и биотитов из них; в – для валовых составов гранитов ГФ<sub>2</sub> Курюмдиканского массива и калиевых полевых шпатов из них.

для серии проб, отобранных по региональному методу вдоль протяженного профиля.

Для гранодиоритов ГФ<sub>2</sub> Курюмдиканского массива исследовались две валовые пробы, отстоящие друг от друга на расстоянии 1.5–2 км, и калиевые полевые шпаты из них. Их составы удовлетворяют I изохронной модели Йорка (рис. 3в) с возрастом  $275 \pm 34$  МА при  $I(0)_{\text{Sr}} = 0.7098 \pm 0.0005$  (СКВО = 0.012).





**Рис. 4.** Гистограмма распределения  $\text{SiO}_2$  в гранитоидах главной интрузивной фазы Верхнеундинского батолита.

Линиями показано положение на гистограмме разновидностей пород, охарактеризованных в табл. 1 и 2, номера линий соответствуют номерам колонок анализов.

Величины  $I(0)_{\text{Sr}}$  для всех трех исследованных гранитоидных массивов, лежащие в пределах 0.7077–0.7098, свидетельствуют о существенном участии вещества верхних горизонтов коры в генезисе исходных расплавов.

Таким образом, Rb–Sr геохронологические исследования подтвердили пермский возраст гранитоидов ГФ Верхнеундинского батолита. Особо нужно отметить принадлежность к позднепалеозойскому интрузивному циклу, т.е. ундинскому комплексу, газимурских тоналитов, считавшихся нижнепалеозойскими образованиями. Становление же лейкогранитных дифференциатов ЗФ затягивалось согласно K–Ar геохронологическим данным до триаса – ранней юры (около 200 МА) [5].

#### ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА, ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ЭВОЛЮЦИЯ ГРАНИТОИДОВ БАТОЛИТА

Представительные петрохимические данные по гранитоидам батолита получены практически впервые (табл. 2). Газимурские тоналиты (табл. 2, № 1) охарактеризованы по обнажениям долины р. Газимур. Верхнеундинские гранодиориты представлены в табл. 2 тремя характеристиками: опорной пробой КМ-40 (табл. 2, № 4) и средними данными по ним для ЮЗ (№ 2) и СЗ (№ 3) частей батолита (рис. 2, районы №№ 2 и 2а соответственно; район 2 опробован по площади, включающей его часть к востоку от мезозойского массива № 8, район 2а охарактеризован по широтному профилю к востоку от сел. Н. Шахтама). Курюмдиканский массив ГФ<sub>2</sub> опробован по разрезу вдоль р. Газимур, с выделением гранодиоритов внешней и гранитов внутренней зон.

Все аналитические данные получены в аналитических подразделениях Института геохимии СО

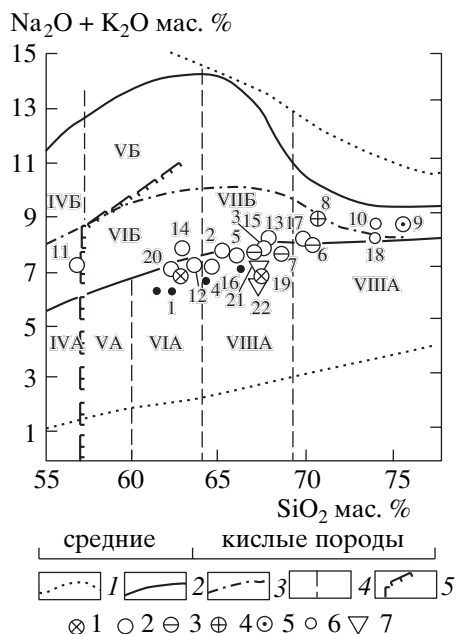
РАН. Петрохимическая часть таблицы рассчитана по данным силикатного рентгено-спектрального анализа на отечественном квантометре СРМ-25. Химическими методами (фотометрия пламени) определялись содержания щелочных металлов. Концентрации большой группы редких элементов (В, F, Be, Sn, W, Mo, Pb, Zn, Sc, V, Cr, Ni, Co) определялись количественными методами эмиссионного спектрального анализа, количественными методами рентгено-спектрального анализа – Sr, Ba, Zr, Nb. Содержания Y, редких земель (14 элементов), а также Hf, Th, U определены растворным методом на аналитическом комплексе ICP по объединенным (сборным) пробам, представляющим гранитоиды соответствующих подразделений табл. 2 (сведения об исполнителях см. в примечании к таблице).

Благодаря примененному сочетанию аналитических методов и приемов, получены представительные петрохимическая и редкоэлементная характеристики главных разновидностей гранитоидов батолита, расширенные с 9-и редких элементов в публикации 1972 г. [1] до 40 (включая редкие земли) элементов. Во вспомогательной табл. 3 приводятся аналитические данные, дополняющие табл. 2 характеристикой отдельных разновидностей гранитоидов в Верхнеундинском батолите и соседнем Шундуинском массиве (рис. 1, № 2).

Гранитоиды, объединяемые в главную интрузивную фазу (ГФ<sub>1</sub>), характеризуются негомогенизированным, пестрым составом, охватывающим диапазон от диоритов до гранитов (рис. 4).

Согласно диаграмме  $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  ([11], рис. 5) гранитоиды батолита (табл. 2 и 3) образуют единую серию повышенной щелочности, точки составов которой располагаются вдоль граничной линии диаграммы, разделяющей области известково-щелочных пород (А) и пород повышенной щелочности (Б, [12]). В составе серии доминируют гранитоиды главной интрузивной фазы переменного диорит-кварцево-сиенитового-гранодиоритового состава. Поздние дифференциаты серии, имеющие резко подчиненное развитие, представлены на диаграмме субщелочными гранитами ЗФ<sub>1</sub> (№ 8) и лейкогранитами ЗФ<sub>2</sub> (№ 9) и ФДИ (№№ 10, 18). Повышенная щелочность гранитоидов батолита подтверждается также диаграммой А.Н. Заварицкого (правая часть, рис. 6). Как следует из сравнения ее с диаграммой рис. 5, на диаграмме рис. 6 расширены поля гранитов (по [14]), очевидно за счет сужения полей гранодиоритов-граносиенитов.

Генетическое содержание субщелочного характера гранитоидов Верхнеундинского батолита иллюстрируется данными диаграммы  $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  (рис. 7, по [15]), из которой следует, что повышенная щелочность гранитоидов Верх-



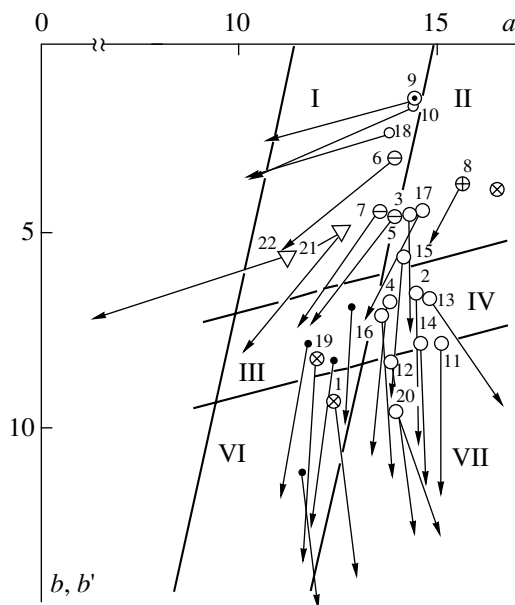
**Рис. 5.** Составы гранитоидов Верхнеундинского батолита на диаграмме SiO<sub>2</sub> – (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O), по [11, 12].

Поля диаграммы: 1 – область распространения химических составов магматических пород, 2 – область распространения бесфельдшпатоидных щелочных и субщелочных пород, 3 – нижняя граница распространения бесфельдшпатоидных пород, содержащих щелочные пироксены и амфиболы, 4 – границы породных групп, 5 – граница распространения пород, содержащих >5% кварца. Римскими цифрами обозначены поля пород по [12]. А – ряд известково-щелочных пород: IVA – габбродиориты, VA – диориты, VIA – кварцевые диориты, VIIA – гранодиориты, VIIIA – граниты; Б – ряд щелочных бесфельдшпатоидных пород и пород повышенной щелочности: IVB – монцитониты, VB – сиениты, VIB – субщелочные кварцевые диориты – монцитониты, VIIIB – кварцевые сиениты.

Фигуративными точками обозначены: гранитоиды ГФ – 1 – тоналиты газимурские, 2 – гранодиориты верхнеундинские, акатуевские, оноборзинские, 3 – гранодиориты и граниты Курюндиканского массива; граниты ЗФ – 4 – граниты глубинные, 5 – лейкограниты апикальные; граниты ФДИ – 6 – лейкограниты мелко-среднезернистые; 7 – анатектические разновидности гранитоидов ГФ.

Номера фигуративных точек соответствуют номерам колонок анализов в табл. 2 и 3. Черными точками показаны габброиды мелких сателлитовых массивов в СЗ части батолита (анализы не приводятся).

неундинского батолита обусловлена прежде всего повышенными относительно кларковского уровня в этих породах содержаниями натрия, при околокларковых содержаниях калия. В отношении минерального состава гранитоидов их повышенная натриевость находит прямое отражение в понижении количества кварца и соответствующем повышении количества полевых шпатов, в составе которых резко преобладает плагиоклаз [1, табл. 3 и 6]. Вследствие этой особенности, на широко используемой в последние десятилетия клас-

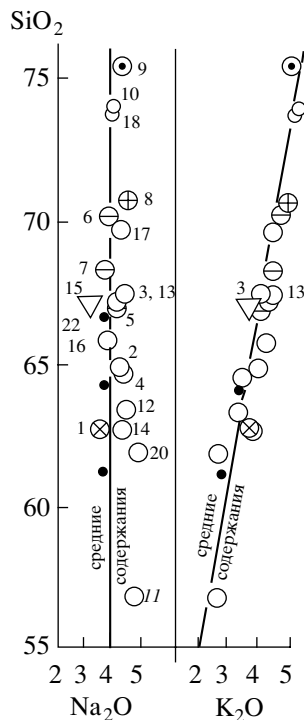


**Рис. 6.** Петрохимическая диаграмма А.Н. Заварицкого (правая часть) гранитоидов Верхнеундинского батолита (параметр  $b'$  по Д.С. Штейнбергу [13],  $b' = b - ba'/100$ , где  $b$  и  $a'$  по А.Н. Заварицкому).

Римскими цифрами показаны поля пород, по [14]: I – гранитов, II – щелочных гранитов, III – гранодиоритов, IV – граносиенитов, V – поле вне диаграммы, VI – диоритов, VII – щелочноземельных сиенитов. Условные обозначения см. на рис. 4. Номера фигуративных точек соответствуют номерам колонок анализов в табл. 2 и 3.

сификационной диаграмме QAP ([18], рис. 8) главные разновидности гранитоидов батолита определяются как гранодиориты, приближающиеся к составу кварцевых монцитонитов, а их газимурская разновидность близка к тоналитам, что в целом согласуется с диаграммой рис. 5. Вместе с тем, благодаря количественному преобладанию полевых шпатов, а среди них – плагиоклазов, породы гранитного состава, включая типичные субщелочные лейкограниты ЗФ<sub>2</sub> (табл. 2, № 9) определяются на диаграмме QAP как адамеллиты–кварцевые монцитониты (рис. 8), что совершенно неприемлемо.

Согласно диаграммам рис. 5–7, распространенные верхнеундинские гранитоиды ГФ<sub>16</sub> характеризуются разной степенью гомогенности, проявленной как локально, так и по площади их распространения. Наиболее непостоянен состав гранитоидов фации на территории района 2 (рис. 2), где они представлены как меланократовыми, так и более лейкократовыми, обогащенными вкрапленниками калишпата разновидностями, различающимися по уровню кремнекислотности (табл. 2, №№ 12 и 13 соответственно). Судя по керну скважины, пробуренной на воду, эти разновидности гранитоидов ГФ<sub>16</sub> образуют связанные постепен-

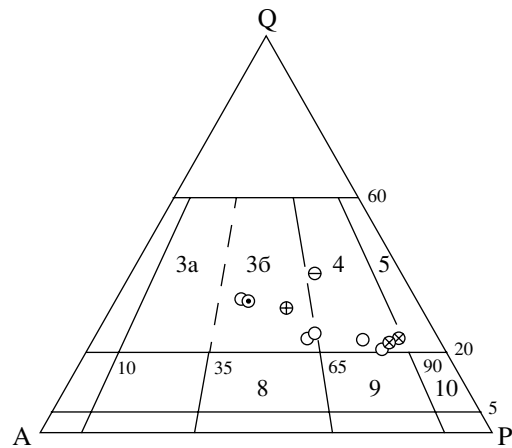


**Рис. 7.** Соотношение  $\text{SiO}_2$  –  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  в гранитоидах Верхнеундинского батолита. Линии средних (кларковых) содержаний  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  в гранитоидах экстраполированы по данным работ [5, 6, 16, 17 и др.]. Условные обозначения см. на рис. 4. Номера фигуративных точек соответствуют номерам колонок анализов в табл. 2 и 3.

ными переходами полосы мощностью 10–15 м, происхождение которых можно связывать с внутрикамерной дифференциацией расплавов.

Отчетливо более гомогенным составом гранитоидов  $\text{ГФ}_{16}$  характеризуется крупный район 2а, опробованный, как указывалось, по широтному профилю. Их средний состав соответствует более кислому субщелочному гранодиориту (табл. 2, № 3) и практически аналогичен составу упомянутых выше более лейкократовых, обогащенных вкрапленниками калишпата, разновидностей в районе 2 (табл. 3, № 13). Учитывая эти данные, верхнеундинские гранитоиды были подразделены на две группы, с содержанием кремнекислоты менее и более 65 мас. % (табл. 3, №№ 14 и 15 соответственно). Как видно из рис. 5 и 7, состав второй (№ 15) группы практически не отличается от среднего состава верхнеундинских гранодиоритов в районе 2а (табл. 2, № 3), а также состава пробы КМ-3 по обогащенным вкрапленниками калишпата разновидностям в районе 2 (табл. 3, № 13).

Что же касается первой группы меланократовых гранодиоритов, то по кремнекислотности (62.90 мас. %) она практически аналогична среднему составу газимурских тоналитов  $\text{ГФ}_{1а}$  (табл. 2, № 1). Но при этом, тоналиты отчетливо отли-



**Рис. 8.** Номенклатура гранитоидов Верхнеундинского батолита на диаграмме QAP [18].

Цифрами обозначены поля диаграммы: 3 – граниты (3а – граниты, 3б – адамеллиты), 4 – гранодиориты, 5 – тоналиты, 8 – кварцевые монцитониты, 10 – кварцевые диориты–габбро. Условные обозначения см. на рис. 5.

чаются от меланократовых субщелочных верхнеундинских гранодиоритов  $\text{ГФ}_{16}$  пониженной щелочностью за счет пониженных содержаний в них натрия (рис. 7, №№ 1 и 14).

Определяющим геологическим обстоятельством охарактеризованных петрохимических различий верхнеундинских и газимурских разновидностей является принадлежность последних к внешней, включая прикровлевуую, эндоzone батолита, формировавшейся, очевидно, при усиленной контаминации формировавшихся расплавов веществом вмещающих пород, в первую очередь, габброидов. Их остатки в виде небольших, сильно гранитизированных массивов фиксируются по периферии батолита (на рис. 2 частично показаны вне масштаба в его СЗ части). Малоизмененные габброиды представлены пироксен-амфиболовым габбро нормальной щелочности, гранитизированные – амфибол-биотитовыми диоритами и кварцевыми диоритами [1, табл. 1, с. 54–55]. Состав гибридных диоритов, как видно из рис. 5–7 (темные значки), близок к тоналитам газимурской фации.

Во внутренней зоне батолита (рис. 2, район 2) самые меланократовые разновидности верхнеундинских гранодиоритов, неизменно содержащие вкрапленники калишпата, отличаются от гранитизированных габброидов и газимурских тоналитов постоянно повышенной натриевостью, и их точки поэтому попадают в поля монцитонитоидов (табл. 3, пр. В-46, № 11, рис. 5 и 7). Аналогичные верхнеундинским разновидности с многочисленными мелкими ксенолитами диоритов встречаются и в Шундуинском массиве (рис. 1, мас. № 2, табл. 3, пр. ХГ-4193, № 20), в краевой зоне кото-

**Таблица 4.** Геохимическая характеристика гранитоидов Верхнеундинского батолита в элементных формулах сидерофильных и родственных редких элементов и индексах концентрации (ИНК<sub>СДФ</sub>)

Фазы, фации	Разновидности гранитоидов	Элементная формула	ИНК <sub>СДФ</sub>
ГФ <sub>1а</sub>	Тоналиты газимурские (уч. № 1, рис. 2)	$\frac{Co2-Cr1.6-V1.4-Sc1.2}{Ni0.5-Cu0.8-Zn0.8}$	+1.3
ГФ <sub>1б</sub>	Гранодиориты верхнеундинские, район 2 (рис. 2)	$\frac{Cu1.3-Co1}{Ni0.2-Cr0.5-Sc0.6-V0.7-Zn0.8}$	-1.9
	район 2а (рис. 2)	$\frac{Cu1.4}{Ni0.2-Sc0.5-V0.6-Cr0.7-Zn0.8-Co0.9}$	-1.9
ГФ <sub>2</sub>	Курюмдиканский массив (№ 1, рис. 2)		
ГФ <sub>2а</sub>	Гранодиориты внешние	$\frac{Zn1.2}{V0.2-Ni0.2-Sc0.4-Cr0.5-Co0.5-Cu0.7}$	-3.3
ГФ <sub>2б</sub>	Граниты внутреннего ядра	$\frac{-}{V0.2-Ni0.2-Sc0.3-Co0.5-Cu0.6-Cr0.7-Zn0.8}$	-3.7
ЗФ <sub>1</sub>	Граниты глубинные (масс. 4, рис. 2)	$\frac{Cu1.1}{Ni < 0.1-V0.1-Cr0.4-Co0.4-Sc0.5-Zn0.9}$	-3.5
ЗФ <sub>2</sub>	Лейкограниты апикальные (масс. 5, рис. 2)	$\frac{Cu1.8}{V < 0.1-Ni < 0.1-Sc0.1-Cr < 0.2-Co0.3-Zn0.4}$	-4.0
ФДИ	Лейкограниты мелко-среднезернистые (масс. 6, рис. 2)	$\frac{Cu1.7}{V < 0.1-Sc0.1-Cr < 0.2-Ni0.2-Co0.3-Zn0.4}$	-4.0

рого фиксируются также тоналиты, аналогичные газимурским (табл. 3, пр. ХГ-4201, № 19, рис. 5 и 7). Кроме рассмотренных гибридных разновидностей, в западной части батолита, по левобережью р. Талангуй, встречены анатектические породы с теньевыми текстурами, на выветренных поверхностях которых отчетливо распознается первоначальный мелкогалечный состав гранитизированной породы, представлявшей, очевидно, нижнепротерозойские гравелиты (табл. 3, пр. КМ-25, № 22). Как следует из рис. 5–7, эта порода по составу резко отличается от типичных представителей гранитоидов батолита низкими содержаниями Na, а также Ca. Сходный состав имеет проба ХГ-4219 (№ 21, табл. 3) из краевой зоны Шундинского массива. Метаосадочное происхождение этих разновидностей подтверждается, кроме того, резко проявленной в них избыточной глиноземистостью (левый наклон векторов, рис. 6). Судя по рассматриваемым диаграммам, роль подобных пород при формировании расплавов батолита была незначительной.

Проведенный обзор показывает, что непостоянство составов распространенных разновидностей гранитоидов батолита определялось сочетанием процессов гранитизации, контаминации, гибризма и локальной дифференциации при формировании первоначальных расплавов батолита. Последующая глубинная дифференциация определила формирование более гомогенной части

верхнеундинских гранодиоритов, отличающихся повышенной щелочностью (табл. 2 и 3, №№ 3, 13, 15, 16). Дальнейшее развитие батолита определялось преимущественно дифференциацией. Формирование Курюмдиканского массива (рис. 2, № 3) связано с внедрением расплавов, аналогичных составу гомогенизированных верхнеундинских гранодиоритов (№ 3), в прикровлевуую зону интрузии (газимурские тоналиты), что обусловило среднезернистые структуры гранитоидов массива благодаря его относительно убыстренным охлаждению и кристаллизации. Как видно из табл. 2 и диаграмм 5–7, состав биотитовых гранодиоритов внешней зоны Курюмдиканского массива (№ 5) аналогичен среднему составу верхнеундинских гранодиоритов (№ 3) в соседнем с Курюмдиканским массивом районе 2а, а также составу их лейкократовых разновидностей в районе 2 (№№ 13, 15). Внутрикамерная дифференциация Курюмдиканского массива привела к формированию гранитов его внутреннего ядра (№ 6). Аналогичные Курюмдиканскому массиву биотитовые гранодиориты образуют небольшой массив ЮВ сел. Шелопугино (табл. 2, № 7).

Одновременно, в результате глубинной дифференциации в пределах ЮЗ купола батолита сформировались ошонборзинские грубозернистые границы ГФ<sub>1б</sub>. По кремнекислотности (табл. 3, № 17) они близки к гранитам ядра Курюмдиканского массива (№ 6), но унаследуют повышенную

**Таблица 5.** Геохимическая характеристика гранитоидов Верхнеундинского батолита в элементных формулах гранитофильных редких элементов и Sr с Ba, и индексах концентрации (ИНК<sub>ГРЭ</sub>)

Фазы, фации	Разновидности гранитоидов	Элементная формула	ИНК <sub>ГРЭ</sub>
ГФ <sub>1а</sub>	Тоналиты газимурские (уч. № 1, рис. 2)	$\frac{\text{Sn}1.9\text{-Sr}1.6\text{-Mo}1.3\text{-B}1.3\text{-Ba}1}{\text{Be}0.4\text{-W}0.4\text{-Cs}0.6\text{-Pb}0.6\text{-Nb}0.6\text{-Rb}0.7\text{-U}0.8\text{-F}0.9\text{-Li}0.9\text{-Th}0.9}$	-1.7
ГФ <sub>1б</sub>	Гранодиориты верхнеундинские, район 2 (рис. 2)	$\frac{\text{Mo}2\text{-Sn}1.5\text{-Sr}1.4\text{-Ba}1.3\text{-F}1\text{-B}1\text{-Li}1}{\text{Nb}0.3\text{-Th}0.5\text{-U}0.5\text{-Be}0.5\text{-Cs}0.6\text{-W}0.6\text{-Pb}0.6\text{-Rb}0.8}$	-1.9
ГФ <sub>2</sub>	район 2а (рис. 2)	$\frac{\text{Sr}1.7\text{-Sn}1.3\text{-Li}1.1\text{-Mo}1.1\text{-Ba}1\text{-U}1}{\text{W}0.3\text{-Cs}0.6\text{-Be}0.6\text{-Pb}0.6\text{-B}0.7\text{-Rb}0.7\text{-Th}0.8\text{-F}0.9\text{-Nb}0.9}$	-2.4
ГФ <sub>2</sub>	Курюмдиканский массив (№ 3, рис. 2)		-2.4
ГФ <sub>2</sub>	Гранодиориты и граниты	$\frac{\text{Sn}1.7\text{-Sr}1.5\text{-Ba}1.4\text{-Li}1.2\text{-Pb}1.2\text{-F}1}{\text{W}0.5\text{-U}0.5\text{-Be}0.6\text{-Nb}0.6\text{-Rb}0.8\text{-Cs}0.8\text{-Th}0.8\text{-B}0.8\text{-Mo}0.9}$	-2.4
ЗФ <sub>1</sub>	Граниты глубинные (масс. 4, рис. 2)	$\frac{\text{Mo}1.4\text{-Be}1.1\text{-Pb}1.1\text{-F}1\text{-Sn}1\text{-Rb}1}{\text{Sr}0.3\text{-B}0.4\text{-W}0.5\text{-Cs}0.6\text{-Ba}0.6\text{-Nb}0.8\text{-Th}0.8\text{-U}0.8\text{-Li}0.9}$	-1.6
ЗФ <sub>2</sub>	Лейкограниты апикальные (масс. 5, рис. 2)	$\frac{\text{Mo}4.5\text{-Rb}1.3\text{-Be}1.3\text{-Sn}1.2\text{-Th}1.2\text{-U}1.2\text{-W}1.1}{\text{Ba}0.2\text{-Sr}0.3\text{-Li}0.4\text{-Cs}0.4\text{-F}0.6\text{-B}0.7\text{-Pb}0.8\text{-Nb}0.9}$	+2.6 (-0.9 без Mo)
ФДИ	Лейкограниты мелко-среднезернистые (масс. 6, рис. 2)	$\frac{\text{Th}1.7\text{-U}1.2\text{-Pb}1.1\text{-Rb}1.1\text{-Sn}1}{\text{F}0.4\text{-Cs}0.4\text{-W}0.4\text{-Li}0.5\text{-B}0.6\text{-Be}0.7\text{-Sr}0.7\text{-Ba}0.7\text{-Mo}0.9\text{-Nb}0.9}$	-2.1
ГФ	Годойский (позднешахтаминский) компл., Кудиканский шток.		
ГФ	Лейкограниты резкопорфировидные	$\frac{\text{W}15.3\text{-Mo}11\text{-Be}2.3\text{-B}1.7\text{-Pb}1.6\text{-Rb}1.5\text{-Cs}1.3\text{-F}1.2\text{-Sn}1\text{-Th}1}{\text{Sr}0.2\text{-Ba}0.2\text{-Nb}0.4\text{-Li}0.6\text{-U}0.9}$	+26.8 (+16.8 без Mo)

натриевость распространенных верхнеундинских разновидностей гранодиоритов (рис. 5, 7). Дальнейшая дифференциация в пределах купола завершилась формированием гранитов ЗФ<sub>1</sub> массива № 4 (рис. 2), контролируемого зоной протяженного разлома, что геологически согласуется с глубинным, внедренным характером массива. Его принадлежность к ЗФ подтверждается повышением концентраций калия при сохранении повышенной натриевости (субщелочной гранит, № 8, рис. 5–7). Апикальная фация ЗФ<sub>2</sub> представлена также субщелочными, но более кислыми, среднезернистыми лейкогранитами (№ 9, г. Аленуй).

Наконец, становление гранитоидов ГФ батолита сопровождалось внутрикамерной малоуглубинной дифференциацией, результатом которой явилось формирование тел среднемелкозернистых гранитов ФДИ, связанных с гранитами ГФ зоной постепенных быстрых переходов. ФДИ представлена преимущественно биотитовыми лейкогранитами с околоскарловыми содержаниями Na и K (№ 10 – массив дол. Дровяной, № 18 – локальный массив в южной части Верхнеундинского района, табл. 2, 3, рис. 5–7).

Проявление процессов магматической дифференциации на диаграмме А.Н. Заварицкого фиксируется в появлении левого наклона векторов фигуративных точек составов, отражающих появление избытка глинозема в гранит-лейкогранитных дифференциатах известково-щелочных магматических систем. В соответствии с этой особенностью, на рис. 6 охарактеризованные выше дифференциаты Верхнеундинского батолита образуют группу, выделяющуюся левым наклоном векторов, выполаживающихся у наиболее лейкогранитных разновидностей. Группа включает ононборзинские купольные граниты ГФ<sub>1В</sub> (№ 17), с их глубинными субщелочными гранитными дифференциатами ЗФ<sub>1</sub> (№ 18), гранодиориты и граниты ГФ<sub>2</sub> Курюмдиканского массива (№№ 5, 6) и аналогичные гранодиориты в р-не Шелопугино (№ 7), лейкограниты ФДИ (№№ 10 и 18) и, наконец, лейкограниты апикальной фации ЗФ<sub>2</sub> (№ 9). Таким образом, дифференциационное происхождение перечисленных разновидностей гранитоидов диаграммой рис. 6 подтверждается.

ОСОБЕННОСТИ РЕДКОЭЛЕМЕНТНОЙ  
ХАРАКТЕРИСТИКИ ГРАНИТОИДОВ  
БАТОЛИТА

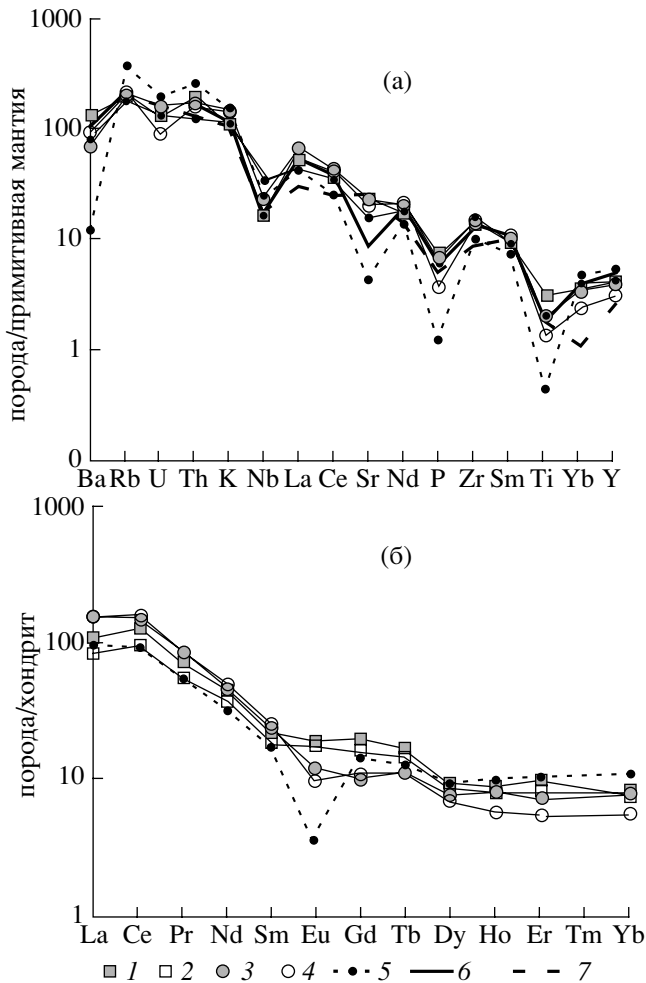
Известно, что редкие и рассеянные элементы по характеру распределения в магматических породах подразделяются на совместимые (compatible) и несовместимые (incompatible) [19]. Типичными совместимыми является группа сидерофильных редких элементов (V, Cr, Co, Ni), тесно связанных с Fe в темноцветных минералах; по характеру распределения к ним близки Cu и Zn. В процессе дифференциации гранитоидных интрузий происходит закономерное снижение концентраций этих элементов в последовательных дифференциатах по мере снижения в них содержаний темноцветных минералов. Аналогичным образом изменяются концентрации в гранитоидных дифференциатах Sr и Ba, содержания которых в лейкогранитах минимальны [15]. Среди несовместимых элементов в лейкогранитах наиболее интенсивно концентрируются гранитофильные (B, F, Li, Rb, Cs, Be, Sn, W, Mo, Pb, Nb, Ta, Th, U) [15], и в меньшей степени, редкие земли. В соответствии со сказанным, данные табл. 2 по редкоэлементному составу гранитоидов проанализированы отдельно для групп когерентных и некогерентных гранитофильных элементов с помощью метода элементных формул и индекса концентрации (ИНК) – суммарного показателя степени аномальности анализируемой разновидности гранитоидов относительно кларкового уровня [15] (табл. 4 и 5). Элементная формула представляет результат нормирования содержаний соответствующих элементов в рассматриваемой разновидности гранитоидов относительно кларкового уровня: в числителе формулы помещаются элементы с кларками концентрации выше единицы, в знаменателе – элементы с нижекларковыми содержаниями. ИНК рассчитывается на основе элементной формулы согласно уравнению  $ИНК = \frac{KK_1 + KK_2 + KK_3 + \dots + KK_n}{n}$ , где  $KK$  – кларки концентрации соответствующих элементов,  $n$  – число элементов, участвующих в расчете ИНК. В соответствии с уравнением, ИНК кларкового гранита равен нулю.

В табл. 4 приведены элементные формулы и ИНК сидерофильных и родственных металлов. Главный вывод, однозначно вытекающий из данных таблицы – существенная обедненность гранитоидов батолита когерентными (совместимыми) сидерофильными металлами. Некоторая обогащенность ими газимурских тоналитов – лишь видимая, поскольку тоналиты (62.77 мас. % SiO<sub>2</sub>) значительно богаче темноцветными минералами-концентраторами сидерофилов по сравнению с верхнеундинскими гранодиоритами, и для нормирования им более соответствует промежуточная шкала между диоритами (55.6% SiO<sub>2</sub>) и гра-

нитами (68.2% SiO<sub>2</sub>), в которой концентрации сидерофилов по сравнению с гранитами будут значительно выше. В соответствии с общими закономерностями, концентрации сидерофилов в поздних гранитах и лейкогранитах еще более сокращаются. Обращает внимание стабильность в уровнях концентраций сидерофилов в сходных по условиям формирования разновидностях верхнеундинских гранодиоритов (районы 2 и 2а), поздних лейкогранитах ЗФ<sub>2</sub> и ФДИ.

Данные табл. 5 позволяют сделать два вывода: о стабильно нижекларковом уровне концентраций гранитофильных элементов в гранитоидах батолита и о гораздо более равномерном распределении этих элементов в гранитоидах ГФ по сравнению с их петрохимическим составом. Последняя особенность свидетельствует о длительном магматическом состоянии интрузии, определившем возможность равномерного распределения редких элементов во всем ее объеме. Как видно из таблицы, суммарный дефицит для 13 гранитофильных элементов в доминирующих по распространению гранитоидах ГФ батолита по отношению к кларковому уровню составляет 2.4–1.7 кларка.

Дифференциация интрузии оказывала очень слабое влияние на концентрирование части гранитофильных элементов (Th, U, Be, Rb): оно незначительно проявлено в гранитах ФДИ, заметно – в глубинных гранитах ЗФ<sub>1</sub> и относительно сильнее – в лейкогранитах ЗФ<sub>2</sub>, где условия для эманационного концентрирования редких элементов были наилучшими. Вместе с тем, и в этих лейкогранитах положительное значение ИНК обусловлено только высокими содержаниями молибдена (4.5 кларка), без которого ИНК отрицателен. Имеются веские основания считать повышенные концентрации Мо в данном случае наложенными – в непосредственной близости (ЮЗ от лейкогранитов ЗФ<sub>2</sub>) расположена интрузия позднешахтминского (годойского) комплекса (155–151 млн. лет [3, 15]), которая вместе с лейкогранитами ЗФ<sub>2</sub> контролируется зоной одного протяженного разлома. Рудоносные (Мо–W) гранит-порфиры этой интрузии (Кудиканский шток) характеризуются аномально-высокими и высокими концентрациями Мо, W и других гранитофильных элементов, и значения ИНК в них составляют 26.8 кларка (табл. 5). В данном случае, пример лейкогранитов ЗФ<sub>2</sub> и Кудиканского штока иллюстрирует резкие геохимические различия рудоносных и безрудных лейкогранитов при практически одинаковом петрохимическом составе. Ранее наложенный характер повышенных содержаний Мо в ундинских гранитоидах был доказан специальными исследованиями [20]. Из всех элементов слабая специализация гранитоидов батолита фиксируется в отношении олова, но в поздних лейкогранитах его концентрации убывают. В целом, данные табл. 5



**Рис. 9.** Распределение редких (а) и редкоземельных (б) элементов в гранитоидах Верхнеундинского батолита.

1–3 – гранодиориты ГФ (1 – участок № 2, рис. 2, 2 – участок № 2а, 3 – проба КМ-40, рис. 2, колонки анализов № 2, 3 и 4 соответственно в табл. 2), 4, 5 – граниты и лейкограниты ЗФ (массивы № 4 и 5, рис. 2, колонки анализов № 8 и 9, табл. 2, соответственно); 6 – типичные известково-щелочные гранитоиды крупных батолитов по [22]; 7 – породы тоналит-трондьемит-гранодиоритовой ассоциации Перу, по [23].

свидетельствуют о полной безрудности Верхнеундинского батолита в отношении типоморфного для гранитов редкометалльного оруденения.

Сходным образом распределены в гранитоидах батолита редкоземельные элементы (а также Y). Суммарный дефицит редких земель по отношению к кларковому уровню составляет в гранитоидах ГФ 75–89%, снижаясь в лейкогранитах ЗФ<sub>2</sub> и ФДИ до 59%. И только в лейкогранитах ЗФ<sub>1</sub>, выделяющихся повышенной щелочностью, фиксируется слабое концентрирование РЗЭ (табл. 2). При этом, основной дефицит испытывают тяжелые лантаноиды, содержания которых составляют в большинстве случаев 50–60% от кларкового

уровня, соответствуя среднему уровню содержания гранитофильных элементов (табл. 2, 5). Об этом свидетельствуют также повышенные относительно кларкового уровня значения отношений  $Ln_{Ce}/Ln_Y$ ,  $Ln_{Sm}/Ln_{Er}$  и пониженное (0.47–0.66) –  $Ln_Y/Ln_{Y_{кл}}$  (табл. 2). Одновременно, очень слабо проявлено фракционирование европия: значение  $Eu/Eu^*$  в гранитоидах ГФ (0.67–0.89) заметно выше его кларкового уровня (0.51), которому соответствует значение этого отношения только в гранитоидах ГФ<sub>2</sub> и ФДИ (табл. 2). Практически, европиевый минимум слабо проявлен (0.26–0.20) только в гранитах ЗФ.

### ГЕНЕТИЧЕСКИЕ АНАЛОГИ ГРАНИТОИДОВ ВЕРХНЕУНДИНСКОГО БАТОЛИТА

Охарактеризованные особенности минералого-петрохимического состава пород батолита свидетельствуют, что они представляют разновидность гранитоидов известково-щелочной серии повышенной натриевости. По соотношению глинозема, щелочей и кальция в составе батолита преобладают метаглиноземистые разновидности. Исходя из особенностей минерального (резкое преобладание биотита над роговой обманкой и плагиоклаза над калишпатом, сфен-ортит-апатит-магнетитовая ассоциация аксессуариев [1]) и петрохимического составов, гранитоиды батолита представляют I-тип магматитов [21], происхождение которых обычно связывается с регенерацией расплавов в результате парциального плавления метаматматических пород глубинных зон земной коры. По уровню содержаний и характеру распределения редких элементов гранитоиды Верхнеундинского батолита подобны типичным крупным известково-щелочным батолитам областей конвергентных геологических границ (рис. 9а), которым свойственно относительное обогащение элементами с крупными ионными радиусами (Ba, Rb, Th, U) при недостатке высокозаряженных катионов (P, Ti, Nb и др.) [22]. В частности, С.И. Дриль связывает формирование Верхнеундинского батолита в системе протяженного пермского вулcano-плутонического пояса с субдукционной обстановкой, существовавшей в это время вдоль южного фланга Монголо-Охотской сутурной зоны.

Вместе с тем, обогащенность гранитоидов батолита натрием, повышенные концентрации Sr при пониженных Y, заметное обогащение легкими лантаноидами относительно тяжелых при практическом отсутствии Eu минимума (рис. 9б), а также установленная обедненность гранитоидов когерентными и некогерентными элементами свидетельствуют о генетической близости их к магматитам тоналит-гранодиорит-трондьемитовых ассоциаций [23, 24].

Приведенные минералого-петрохимические и геохимические данные устанавливают ряд ограничительных условий к гипотезе происхождения батолита в результате плавления метамагматического “протолита”. О его составе можно предполагать по особенностям спектра РЗЭ: обогащение легкими лантаноидами относительно тяжелых однозначно требует присутствия граната в остаточной фазе; выполаживание кривой рис. 8б в области средних и тяжелых РЗЭ – присутствия в рестите амфибола [23, 24]. Учитывая средний состав основного объема гранитоидов батолита (65–67 мас. %  $\text{SiO}_2$ ), необходимую 20–25% степень парциального плавления “протолита” для сегрегации большого объема магмы [25] и принимая во внимание результаты численного моделирования процесса вышецитированными авторами [23, 24], можно заключить, что субстратом для генерации инициальной магмы батолита служил амфиболит с небольшим содержанием граната. Вероятность этого предположения подтверждается распространенностью ксенолитов основного состава в гранитоидах ГФ [1].

Парагенезис амфибола и граната позволяет также оценить вероятную глубину магмогенерации. Согласно экспериментальным данным по плавлению метабазита в безводных условиях [26], при магматических температурах (850–875°C) амфибол в ассоциации с гранатом стабилен при давлении 12–15 кбар, что, с учетом палеозойского температурного градиента, указывает на нижнекоревые условия магмогенерации. Таким образом, с большой долей вероятности можно предполагать образование Верхнеундинского батолита в результате парциального плавления метабазитовых пород нижнего уровня земной коры [27].

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты проведенных исследований сводятся к нижеследующим основным положениям.

1. Верхнеундинский гранитоидный батолит представляет наиболее крупную интрузивную систему ундинского комплекса, преобладающего по распространению среди разновозрастных гранитоидов на территории Восточно-Забайкальского государственного геологического полигона. В составе Верхнеундинского батолита доминируют тоналит-гранодиоритовые разновидности, объединяемые в главную интрузивную фазу (ГФ). Гранит-лейкогранитные дифференциаты батолита заключительной фазы (ЗФ) развиты незначительно.

2. Получена представительная петрохимическая характеристика гранитоидов, показавшая слабую петрохимическую гомогенизацию распространенных разновидностей ГФ, состав которых охватывает диапазон от тоналитов (кварце-

вых диоритов) эндозоны до гранодиоритов и гранитов внутренних частей батолита. Показано, что гранитоидам батолита свойственна повышенная по отношению к кларковому уровню натриево-калийность, при кларковых содержаниях калия. Вследствие этого, доминирующие в составе батолита порфиридные амфибол-биотитовые гранитоиды ГФ по своему химизму представляют породы диорит-кварцево-сиенитового-гранодиоритового состава повышенной, благодаря вышекларковому содержанию натрия, щелочности, а гранитные дифференциаты батолита представлены субщелочными разновидностями. В целом, по особенностям химического и минерального состава, сфен-ортит-апатит-магнетитовой ассоциации акцессориев, гранитоиды батолита представляют обогащенную натрием разновидность известково-щелочной серии. Значения первичных  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отношений в гранитоидах (0.7077–0.7098) свидетельствуют о существенном участии вещества верхних горизонтов коры в генезисе исходных расплавов батолита.

3. Согласно изотопно-геохронологическим определениям К–Аг и изохронным Rb–Sr методами, становление гранитоидов ГФ охватывало пермский период (275–250 млн. лет), а формирование гранитов-лейкогранитов ЗФ затягивалось до ранней коры (около 200 млн. лет).

4. Впервые подробно изучен редкоэлементный состав гранитоидов батолита, включающий вместе с редкими землями данные по 40 редким элементам. Показано, что как совместимым сидерофильным редким металлам, так и большой группе несовместимых редких элементов свойственны отчетливо-пониженные концентрации, составляющие в среднем для доминирующих гранитоидов ГФ 0.5–0.8 кларкового уровня, при значительно более равномерном их распределении по сравнению с петрохимическим составом гранитоидов. Установленные особенности редкоэлементного состава разновидностей гранитоидов Верхнеундинского батолита однозначно свидетельствуют о их генетическом единстве и безрудности в отношении типоморфного для гранитов редкометалльного оруденения.

5. Впервые изучено распределение в гранитоидах спектра редкоземельных элементов, концентрации которых также понижены, составляя в гранитоидах ГФ 0.75–0.9 кларкового уровня, при особом дефиците (0.5–0.6) тяжелых лантаноидов. Значения  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  (0.73–0.89 в гранитоидах ГФ) свидетельствуют об очень слабой степени дифференцированности гранитоидов батолита, что петрохимически подтверждается низким уровнем их гомогенизации. В соответствии с этим, Eu-минимум слабо проявлен только в лейкогранитах ЗФ.

6. Однозначно доказана принадлежность к ундинскому комплексу газимурских кварцевых дио-



ритов-тоналитов, ранее относившихся к нижнему палеозою. В составе Верхнеундинского батолита газимурские тоналиты формируют его внешнюю зону, отличающуюся сильным проявлением процессов контаминации и гибридизма.

7. Анализ генетических аналогов Верхнеундинского батолита показал, что его гранитоиды несут отчетливые черты сходства с тоналит-гранодиорит-грандземитовыми ассоциациями батолитов конвергентных геологических границ. Согласно комплексу полученных данных, образование исходных расплавов Верхнеундинского батолита с большой долей вероятности было связано с парциальным плавлением метабазитовых пород нижнего уровня земной коры.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты № 99-05-64209 и 00-05-65021).*

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Козлов В.Д. Геология и геохимия палеозойских гранитоидов Ундино-Газимурского района Восточного Забайкалья // Геохимия редких элементов в магматических комплексах Восточной Сибири. М.: Наука, 1972. С. 48–96.
2. Андреева О.В., Головин В.А., Козлова П.С. и др. Эволюция мезозойского магматизма и рудно-метасоматических процессов в Юго-Восточном Забайкалье (Россия) // Геол. рудных месторождений. 1996. Т. 38. № 2. С. 115–130.
3. Сотников В.И., Пономарчук В.А., Берзина А.Н. и др.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в апатитах и титанитах гранитоидов, как показатель динамики эндогенных процессов (на примере Шахтаминского молибденового месторождения, Восточное Забайкалье) // Геохимия. 1990. № 10. С. 1043–1051.
4. Комаров П.В., Томпсон И.Н., Аракелянц М.М., Лебедев В.А. О возрасте молибден-полиметаллического оруденения на месторождении Бугдая в Восточном Забайкалье // Геология и разведка. 1999. № 2. С. 76–81.
5. Таусон Л.В., Козлов В.Д., Брандт С.Б. Абсолютный возраст при решении генетических вопросов (на примере гранитоидов Ундино-Газимурского района, Восточное Забайкалье) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 6. С. 3–8.
6. Пампура В.Д., Сандимирова Г.П. Геохимия и изотопный состав стронция в гидротермальных системах. Новосибирск: Наука, 1991. 111 с.
7. York D. Least-squares fitting of a straight line with correlated errors // Earth Planet. Sci. Lett. 1969. № 5. P. 320–324.
8. Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 557–571.
9. Turekian K.K., Wedepohl K.H. Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust // Bull. Geol. Soc. Amer. 1961. V. 72. № 2. P. 175–192.
10. Солодов Н.А., Семенов Е.И., Бурков В.В. Геологический справочник по тяжелым литофильным редким металлам. М.: Недра, 1987. 438 с.
11. Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра, 1981. 160 с.
12. Перельман А.И. Геохимия. М.: Высшая школа, 1989. 528 с.
13. Штейнберг Д.С. О классификации гранитоидов и гранитов // Вопросы петрологии и геохимии гранитоидов Урала. Свердловск: УНЦ, 1975. С. 3–10.
14. Геологическая съемка интрузивных образований. Л.: Недра, 1972. 319 с.
15. Козлов В.Д. Геохимия и рудоносность гранитоидов редкометальных провинций. М.: Наука, 1985. 304 с.
16. Беус А.А. Геохимия литосферы. М.: Недра, 1972. 296 с.
17. Овчинников Л.Н. Прикладная геохимия. М.: Недра, 1990. 248 с.
18. Классификация магматических (изверженных) горных пород и словарь терминов. М.: Недра, 1997. 248 с.
19. Браунлоу А.Х. Геохимия. М.: Недра, 1984. 463 с.
20. Козлов В.Д., Росицупкина О.С. Распределение молибдена в палеозойских гранитоидах Ундино-Газимурского района (Восточное Забайкалье) // Геохимия. 1965. № 12. С. 1459–1468.
21. Chappel B.W., White A.J.R. Two contrasting granite types // Pacific Geology. 1974. V. 8. P. 173–174.
22. Tommasini G.P., Pin C. The role of sediment subduction and crustal growth in Hercynian plutonism: isotopic and trace element evidence from the Sardinia-Corsica Batholith // Journ. Petrol. 1995. V. 36. № 5. P. 1305–1333.
23. Petford N., Atherton M. Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: the Cordillera Blanca batholith, Peru // Journ. Petrol. 1996. V. 37. № 6. P. 1421–1523.
24. Martin H. Petrogenesis of Archean trondhjemites, tonalites and granodiorites from Eastern Finland: major and trace element geochemistry // Journ. Petrol. 1987. V. 28. № 5. P. 921–955.
25. Vigeneresse J.L., Barbey P., Cuney M. Rheological transition during partial melting and crystallization with application to felsic magma segregation and transfer // Journ. Petrol. 1996. V. 37. № 6. P. 1579–1601.
26. Skjerlie K.P., Johnston A.D. Vapor-absent melting from 10 to 20 kbar of crustal rock that contain multiple hydrous phases: Implications for anatexis in the deep to very deep continental crust and active continental margins // Journ. Petrol., 1996. V. 37. № 2. P. 591–661.
27. Ефремов С.В., Козлов В.Д., Сандимирова Г.П. Новые данные по геохимии и генезису палеозойских гранитоидов Ундино-Газимурского района (Восточное Забайкалье) // Изв. ВУЗов Сибири. Сер. наук о Земле, 1999. В. 4–5. Иркутск: ИрГТУ. С. 32–35.