

УДК 550.42:552.311(477)

**Г.В. Артеменко, И.А. Самборская, И.А. Швайка, В.И. Калинин**

## **ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА В ГУЛЯЙПОЛЬСКОЙ ГРАНИТ-ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ СТРУКТУРЕ (ПРИАЗОВСКИЙ МЕГАБЛОК УЩ)**

Изменения химического состава гранитоидов на Гуляйпольском блоке от архейских (3,1) к протерозойским (2,1 млрд лет) выражаются в возрастании содержания литофильных (K, Rb, Ba) и высокочargedных (Nb, Y, Th) элементов, повышении значений Rb/Sr и Nb/Ta отношений, что отражает степень кратонизации континентальной коры. Гранитоиды тоналит-трондьемит-гранодиоритовой формации выплавлялись, вероятно, в результате частичного плавления метабазитов зеленокаменных поясов в процессе субдукции. Гранитоиды шевченковского ( $2,835 \pm 0,03$ ), ремовского ( $2,97 \pm 0,18$ ), добропольского ( $2,1 \pm 0,015$  млрд лет) комплексов имеют "смешанные" геохимические характеристики мантийных и коровых гранитов, что характерно для коллизионной геодинамической обстановки. Двуполевошпатовые постколлизионные граниты анадольского комплекса имеют геохимические характеристики коровых гранитов и по составу соответствуют внутриплитным гранитам.

E-mail: regul@igmof.gov.ua

**Введение.** Гуляйпольский гранит-зеленокаменный блок расположен в северной части Западноприазовского мегаблока. Он граничит с севера с Ремовским и Волчанским гранулит-гнейсовыми блоками по Гайчурскому разлому северо-западного простирания, к которому приурочена мезоархейская шовная Косивцевская зеленокаменная структура (ЗС) (рис. 1). Этот разлом представляет собой систему крутопадающих на восток взбросов, по которым Ремовский блок надвинут на Гуляйпольский [9]. В структурном отношении Гуляйпольский блок представляет собой синклинальную структуру овальной формы длиной 45 км и размахом крыльев 35 км (Пологовская синклиналь). В северо-западной и северо-восточной частях Гуляйпольского блока сохранились останцы зеленокаменных структур, сложенные джеспилит-коматиит-толеитовой формацией, а остальные части (центральная, юго-западная и юго-восточная) практически полностью сложены гранитоидами.

Волчанский блок сложен метаморфическими породами западно- и центральноприазов-

ской серий (гнейсами биотитовыми, иногда с гранатом и амфиболом и др.) и гранитоидами. Для него характерны изометричные, куполовидные антиклинальные формы в сочетании с узкими изоклинальными разнонаправленными межкупольными синклинальными складками. Южная и восточная границы Волчанского блока выражены нечетко. Ремовский блок представляет собой антиклинорную структуру в форме прямоугольного треугольника размером  $65 \times 45$  км. Он сложен нерасчлененными образованиями западноприазовской серии и продуктами их ультраметаморфизма и, по мнению многих исследователей, представляет собой выход гнейсо-гранулитового основания Украинского щита (УЩ) (протометаморфический блок). На Ремовском блоке выделяется Гайчурская ЗС — трогообразная, а в южной части рифтогенная структура шириной от 100 до 1500 м, которая прослеживается на 72 км в виде дугообразной полосы. Мощность метаморфических пород, слагающих эту структуру, достигает 356 м. Анализируя геологоструктурное положение зеленокаменных поясов в этом районе, которые характеризуются концентрической формой и отчетливой приуроченностью к разломам, Б.З. Берзенин впер-

© Г.В. Артеменко, И.А. Самборская,  
И.А. Швайка, В.И. Калинин, 2010

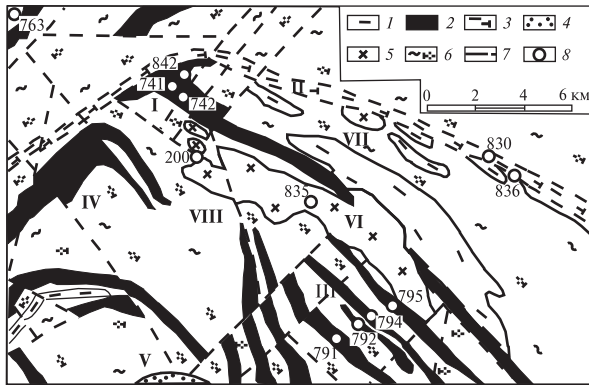
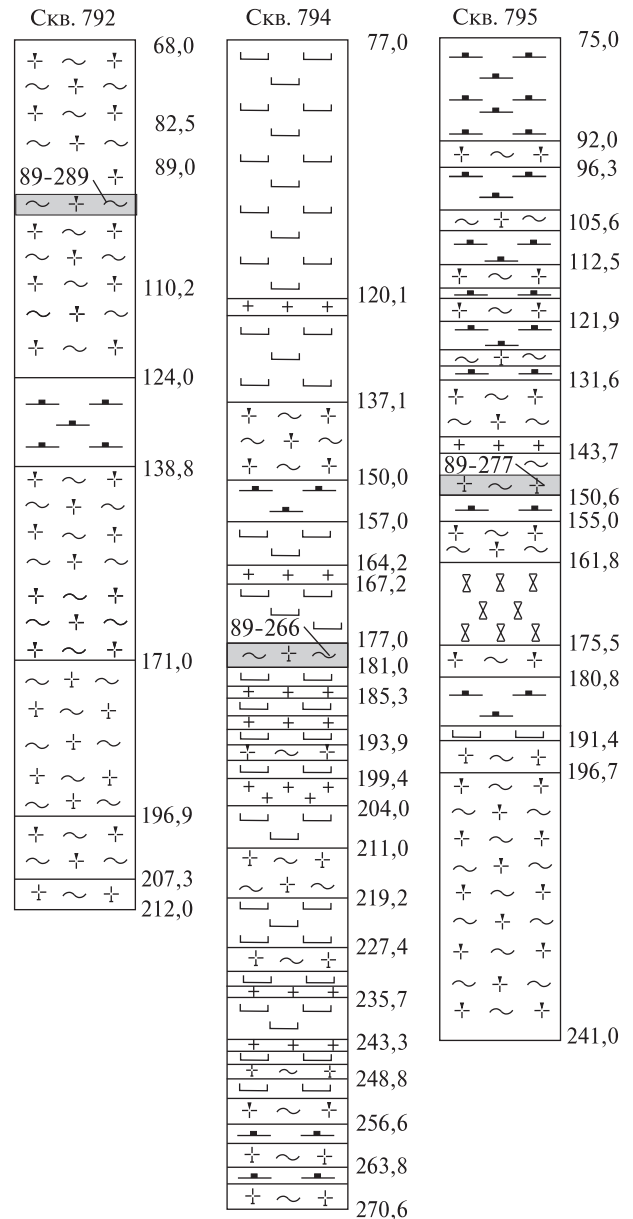


Рис. 1. Схематическая геологическая карта северной части Гуляйпольского блока (В.Н. Киньшаков, 1990, с упрощениями [9]). Условные обозначения: 1 — гнейсы западноприазовской серии, 2 — метабазальты и метакоматииты косивцевской толщи, 3 — сланцы и гнейсы терноватской толщи, 4 — породы гуляйпольской свиты (метагравелиты, метапесчаники, железистые кварциты, сланцы, метавулканиды), 5 — интрузивные породы добропольского комплекса (диориты, кварцевые диориты, тоналиты, плагиограниты), 6 — плагиомигматиты ремовского комплекса с телами плагиогранитов шевченковского комплекса, 7 — разломы, 8 — номера скважин. Главные геологические структуры (римские цифры): I — Косивцевская зеленокаменная, II — Терноватская полоса (Риздвяно-Успеновская моноклиналная); III — Зеленевская синклиналная; IV — Верхнетерсянская синклиналная; V — Гуляйпольская брахисинклиналная; VI, VII — интрузивные массивы добропольского комплекса (VI — Добропольский, VII — Риздвянский); VIII — Воздвиженская антиклиналная структура

Fig. 1. Schematic geological map of the northern part of Gulyaipole block (Kinshakov, 1990, with simplifications [9]). Legend: 1 — gneisses of West-Peri-Azovian series; 2 — metabasalts and metakomatiites of Kosivtsevo structure; 3 — schists and gneisses of Ternovatka structure, 4 — the rocks of Gulyaipole formation (metagravelites, metasandstones, ferruginous quartzite, schists, metavolcanites), 5 — intrusive rocks of Dobropole complex (diorites, quartz diorites, tonalites, plagiogranites), 6 — plagiomigmatites of Remov complex with the plagiogranites bodies of Shevchenko complex, 7 — faults; 8 — numbers of boreholes. The main geological structures (Roman numerals): I — Kosivtsevo greenstone structure, II — Ternovatka band (Rizdvianka-Uspenovka monocline structure); III — Zelenovka syncline structure; IV — Verhnetersyanska synclinal structure; V — Gulyaipole brahisyncline; VI, VII — intrusive massifs of Dobropole complex (VI — Dobropole massif, VII — Rizdvianka massif); VIII — Vozdvizhenka anticline structure

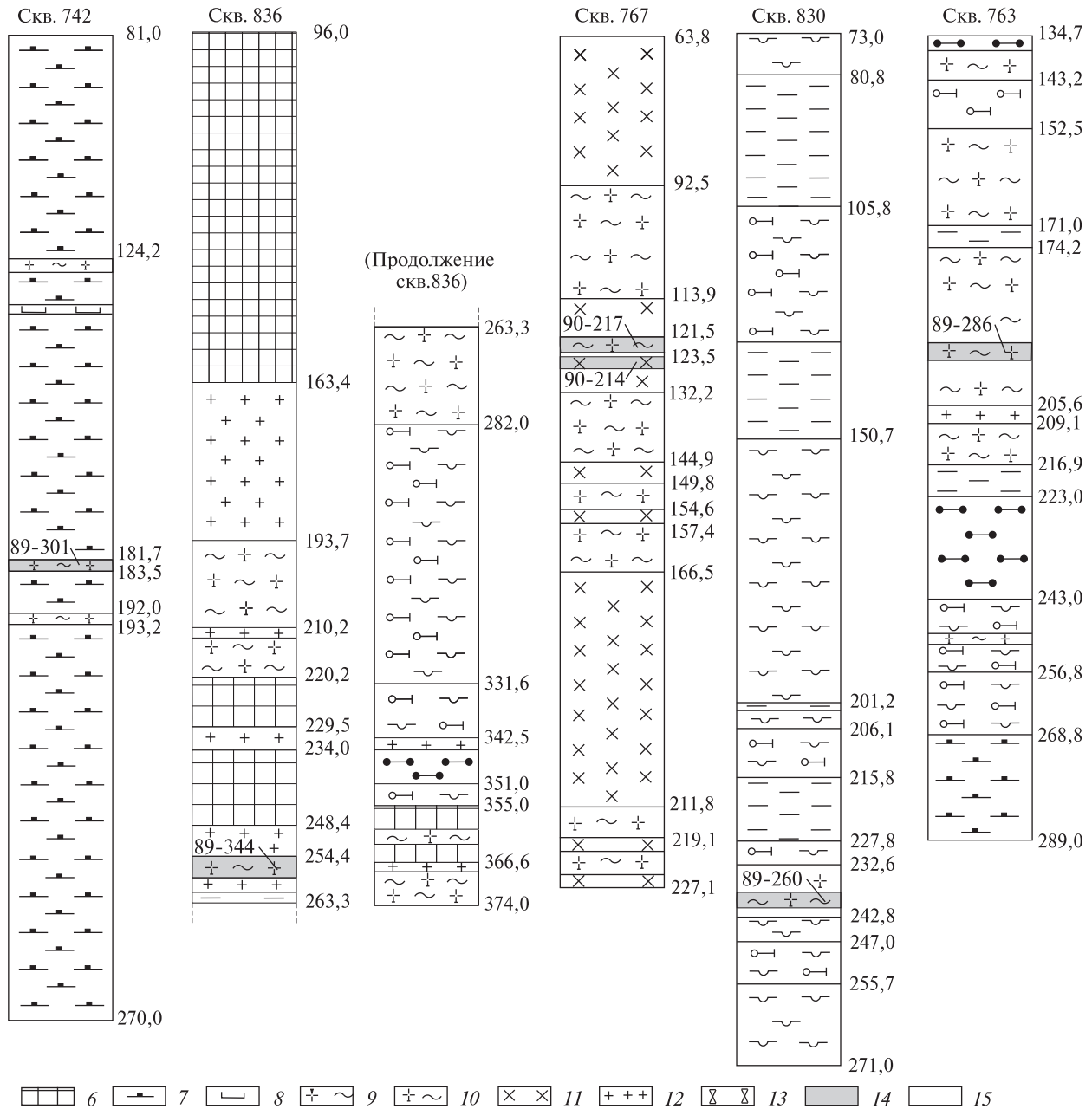
вые высказал мнение, что они сформировались на палеоархейском гранулит-гнейсовом фундаменте над мантийным плюмом. Позже были получены данные о плюмовых геохимических характеристиках коматиитов и базальтов Косивцевской ЗС [1, 2].



1 2 3 4 5

Рис. 2. Схематические колонки скважин по [9]: 1 — лосланцы кордиерит-биотитовые, гранат- и графитосланцевые породы, 7 — амфиболиты, 8 — перидотитовые плагиограниты и плагиомигматиты биотитовые, 11 — интервалы отбора образцов для геохимических исследований. Fig. 2. Schematic columns of mining boreholes on [9]. 1 — plagiogneisses and crystalline schists, 4 — biotite gneisses, komatiites, 9 — amphibole-biotite and amphibole plagioclase microcline-plagioclase pegmatoid granites, 13 — albitites,

В этом районе выделяется большое количество разновозрастных (от 3,0 до 2,1 млрд лет) интрузий гранитов [3, 5, 6, 8]. На Гуляйпольском блоке значительно преобладают гранитоиды тоналит-трондьемит-гранодиоритовой (ТТГ) формации возрастом 3,0–2,92 млрд лет



гнейсы гранат-биотитовые, 2 — плагиогнейсы силлиманит-гранат-биотитовые, 3 — плагиогнейсы и кристалл-держачие, 4 — гнейсы биотитовые, 5 — сланцы кварц-мусковит-биотитовые с гранатом, 6 — железисто-крем- и пироксенитовые коматииты, 9 — плагиограниты и плагиомигматиты амфибол-биотитовые, амфиболовые, 10 — диориты, кварцевые диориты, 12 — микроклин-плагиоклазовые пегматоидные граниты, 13 — альбититы, 14 — дований, цифры на колонке — номера образцов

garnet-biotite gneiss, 2 — sillimanite-garnet-biotite plagiogneisses, 3 — cordierite-biotite, garnet and graphite-containing 5 — quartz-muscovite-biotite schists with garnet, 6 — ferrous chert, 7 — amphibolites, 8 — peridotite and pyroxenite nites and plagiomigmatites, 10 — biotite plagiogranites and plagiomigmatites, 11 — diorites, quartz diorites, 12 — 14 — intervals of sampling for geochemical studies, the numbers on the chart — number of samples

[3], а интрузии гранодиоритов шевченковского комплекса и более поздние гранитоиды добропольского (2,1 ± 0,015 млрд лет) [5, 6] и анадольского комплексов [9] занимают значительно меньшую площадь. На Волчанском и Ремовском блоках распространены грани-

тоиды ремовского комплекса возрастом 2,97 ± 0,18 млрд лет, слагающие жильные тела среди гнейсов западно- и центральноприазовской серий [12]. В Гайчурской полосе (Риздвяно-Успенской моноклинали) разбурены гранодиориты шевченковского комплекса воз-

растом  $2,835 \pm 0,03$  млрд лет [12]. Гранитоиды ТТГ формации и шевченковского комплекса сильно рассланцованы и катаклазированы, а добропольского и анадольского — практически не деформированы.

С целью выявления общих геохимических характеристик и эволюционных закономерностей нами выполнены детальные геохимические исследования гранитоидов, сформированных в разных структурно-тектонических условиях — в Гуляйпольском гранит-зеленокаменном, Волчанском и Ремовском гранулит-гнейсовых блоках.

**Результаты геохимических исследований.** Тоналит-трондьемит-гранодиоритовая ассоциация (3,0—2,92 млрд лет) слагает преобладающую

площадь Гуляйпольского блока. Тоналиты являются ранней интрузивной фазой (3,0 млрд лет), а трондьемиты сформировались позднее — 2,92 млрд лет тому назад [3].

Тоналиты (3,0 млрд лет, обр. 89-289) изучены по профилю скв. № 792—797. Их прорывают трондьемиты, кроме того, они содержат крупные останцы метаморфизованных коматиитов, амфиболитов и железистых кварцитов джеспилит-коматиит-толеитовой формации (рис. 2). Плагиогранитоиды на этом участке катаклазированы. По химическому составу тоналиты (скв. 792, обр. 89-289) относятся к кислым породам нормального ряда ( $\text{SiO}_2 - 63,24$ ;  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 5,40$  %) калиево-натриевой серии ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 3,9$ ) (табл. 1)

Таблица 1. Химический состав диоритов и гранитоидов Гуляйпольского блока  
Table 1. The chemical composition of diorites and granitoids of the Gulyaipole block

Компонент	Номер анализа/образца												
	1/89-289	2/89-266	3/89-277	4/89-344	5/89-248	6/90-214	7/89-286	8/849/4	9/89-301	10/89-67	11/90-217	12/850/15	13/ТТГ <sub>ср</sub> [14]
$\text{SiO}_2$	63,24	74,59	74,19	68,67	61,31	59,93	70,91	73,25	70,18	68,69	70,05	69,14	69,79
$\text{TiO}_2$	0,40	0,13	0,13	0,20	0,40	0,65	0,34	0,15	0,31	0,14	0,36	0,51	0,34
$\text{Al}_2\text{O}_3$	15,86	13,79	14,73	16,85	15,54	12,85	13,65	12,47	14,62	16,18	15,24	12,48	15,56
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	1,32	0,26	0,03	0,13	1,40	1,46	0,47	>0,10	0,51	—	1,12	0,48	3,12
$\text{FeO}$	3,31	0,72	0,93	2,59	3,80	5,23	2,59	2,37	1,87	2,50	2,01	4,74	—
$\text{MnO}$	0,08	0,01	0,01	0,08	0,12	0,09	0,04	0,06	0,05	0,01	0,04	0,12	0,05
$\text{MgO}$	3,63	1,01	0,39	1,18	5,08	6,81	1,66	0,41	1,48	1,03	1,39	1,55	1,18
$\text{CaO}$	5,19	2,30	3,19	3,22	4,49	4,21	2,62	0,83	3,19	2,52	2,43	2,95	3,19
$\text{Na}_2\text{O}$	4,30	5,77	4,94	2,97	3,80	3,28	3,25	4,88	4,43	4,22	5,24	3,76	4,88
$\text{K}_2\text{O}$	1,10	0,34	0,40	2,82	2,40	3,39	3,39	4,82	1,57	3,90	1,30	2,00	1,76
$S_{\text{общ}}$	0,02	Следы	Следы	0,14	0,04	Следы	0,02	0,02	0,06	0,28	0,04	0,33	—
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,15	0,03	0,05	0,05	0,13	0,32	0,06	0,04	0,12	0,03	0,12	0,19	0,13
$\text{CO}_2$	Не опр.	0,42	0,45	Не опр.	—	0,17	0,38	Не опр.	0,73	Не опр.	0,10	Не опр.	—
$\text{H}_2\text{O}^-$	0,18	0,01	0,02	0,10	0,11	0,10	0,01	0,40	0,08	0,06	0,10	0,37	—
П. п. п.	0,95	0,20	0,22	0,90	0,85	1,02	0,53	0,36	0,51	0,92	0,34	1,08	—
Сумма	99,73	99,58	99,68	99,83	99,45	99,51	99,92	100,06	99,71	99,98	99,88	99,70	—
$\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$	0,26	0,06	0,08	0,95	0,63	1,03	1,04	0,99	0,35	0,93	0,25	0,53	—
mg, %	43,95	50,75	28,89	30,26	49,42	50,44	35,17	14,24	38,34	29,18	30,75	29,03	0,27
$aI'$	1,92	6,93	10,91	4,32	1,51	0,95	2,89	4,79	3,79	4,58	3,37	2,34	3,62
$O_{\Gamma NORM}$	6,60	2,00	2,40	16,90	14,40	20,40	20,20	28,70	9,40	23,20	7,70	11,50	—

Примечание. ТТГ формация: 1 — тоналит, Зеленовская синклираль, скв. 792, гл. 93,5—94,5 м; 2 — трондьемит, там же, скв. 794, гл. 177,1—180,5 м; 3 — то же, скв. 795, гл. 148,3—153,2 м. Шевченковский комплекс: 4 — гранодиорит, Гайчурская полоса, скв. 836, гл. 256,6—258,0 м. Добропольский комплекс: 5 — кварцевый диорит, Добропольский массив, скв. 785, гл. 86 м; 6 — диорит, скв. 767, гл. 125,1 м. Ремовский комплекс: 7 — гранит, Волчанский блок, скв. 763, гл. 187,2—190,0 м. Анадольский комплекс: 8 — субщелочной двуполовошпатовый гранит, Гайчурская полоса, скв. 849, гл. 117,0—126,0 м. Жильные граниты: 9 — биотитовый плагиогранит, Косивцевская ЗС, скв. 742, гл. 181,9—183,5 м; 10 — гранодиорит, там же, скв. 741, гл. 155,9 м. Не датированные граниты: 11 — биотитовый плагиогранит, скв. 767, гл. 122,1—123,1 м; 12 — биотитовый плагиогранит, скв. 850, гл. 279,1—283,0 м; 13 — средний состав тоналита по Мартину, 1994 [14]. Химические анализы выполнены в ИГМР им. Н.П. Семененко НАН Украины.

Таблица 2. Результаты анализов методом ICP-MS диоритов и гранитоидов Гуляйпольского блока

Table 2. The results of analysis of diorites and granitoids of the Gulyaipole block by ICP-MS method

Компонент	Номер анализа /образца												
	1/89-289	2/89-266	3/89-277	4/89-344	5/89-248	6/90-214	7/89-286	8/849/4	9/89-301	10/89-67	11/90-217	12/850/15	Martin, 1994 [14]
Rb	30,00	8,00	8,90	63,10	—	97,70	133,00	105,00	41,00	81,00	34,70	57,10	55,00
Sr	331,00	445,00	405,00	518,00	—	675,00	318,00	93,20	135,00	133,00	361,00	502,00	454,00
Ba	461,00	294,00	560,00	1240,00	—	1610,00	1030,00	682,00	1200,00	1370,00	494,00	1080,00	690,00
Nb	5,10	<1,00	<1,00	8,68	—	6,50	13,70	7,70	4,64	2,05	3,14	5,70	6,40
Y	9,90	1,10	0,83	8,47	—	10,00	8,18	14,60	4,26	3,20	3,25	8,58	—
Zr	106,00	50,00	32,00	110,00	—	121,00	174,00	75,20	88,00	92,00	124,00	119,00	152,00
Zn	—	54,00	62,00	50,80	—	—	—	—	29,30	—	—	—	—
Ga	42,70	12,20	9,40	18,70	—	—	21,50	—	17,20	18,70	—	—	—
Ge	1,02	0,37	0,46	1,09	—	—	1,40	—	0,91	1,23	—	—	—
As	<0,20	0,29	0,22	—	—	—	—	—	—	0,88	—	—	—
Pb	—	17,00	13,00	13,70	—	—	16,50	—	3,21	—	—	—	—
Th	—	3,70	<0,40	8,06	—	5,97	42,60	31,30	7,20	5,80	3,11	7,13	6,90
U	1,28	0,21	0,16	2,04	—	0,92	1,68	7,48	2,73	1,36	0,73	1,81	1,60
Mo	<0,60	<0,60	<0,60	<0,10	—	—	0,91	—	1,15	<0,60	—	—	—
Be	0,71	0,51	0,78	1,75	—	—	—	—	1,12	2,30	—	—	—
V	62,00	6,80	9,70	43,60	—	87,80	41,30	6,68	43,80	43,50	30,00	60,00	—
Cr	37,00	11,00	3,90	26,10	—	380,00	76,50	38,10	17,30	18,00	24,40	86,90	29,00
Co	13,40	2,90	2,60	6,46	—	25,70	9,24	2,10	5,75	5,80	5,72	12,40	—
Ni	14,00	4,30	1,80	9,14	—	150,00	23,60	17,30	9,75	5,00	16,40	32,40	14,00
Cu	21,00	26,00	12,00	21,80	—	—	27,40	—	33,80	28,00	—	—	—
Zn	42,70	13,50	9,40	50,80	—	—	42,30	—	29,30	18,70	—	—	—
Sn	0,99	<0,02	<0,20	1,00	—	—	1,18	—	0,89	<0,20	—	—	—
Sb	<0,10	0,23	<0,10	<0,10	—	—	0,10	—	<0,10	<0,10	—	—	—
Cs	0,25	0,26	0,12	1,42	—	—	1,82	—	0,87	1,18	—	—	—
Hf	2,60	1,26	0,81	3,46	—	—	4,71	—	2,64	2,22	—	—	—
Ta	0,38	<0,10	<0,10	0,59	—	0,34	0,56	1,15	0,25	0,11	0,15	0,42	—
W	0,36	0,80	<0,15	0,45	—	—	<0,15	—	0,56	1,55	—	—	—
La	16,20	17,80	1,04	28,90	28,44	21,40	71,30	34,00	33,40	33,70	14,10	28,50	32,00
Ce	31,00	29,90	1,72	51,80	58,27	40,20	136,00	67,40	61,60	62,40	23,70	52,30	56,00
Pr	3,42	2,99	0,21	5,89	—	4,50	14,30	7,31	6,61	6,44	2,32	5,81	—
Nd	12,40	9,91	0,7	20,60	24,38	17,20	46,20	24,20	22,90	21,10	8,05	20,80	21,40
Sm	2,40	1,36	0,15	3,62	4,15	3,57	7,04	5,10	3,10	2,40	1,42	3,89	3,30
Eu	0,80	0,34	0,28	0,96	1,06	1,17	1,05	0,56	0,90	0,93	0,57	1,03	0,92
Gd	2,31	0,75	0,15	3,03	1,77	3,01	4,51	3,88	2,22	1,63	1,02	2,71	2,20
Tb	0,35	0,08	0,02	0,37	—	0,38	0,53	0,57	0,25	0,20	0,14	0,38	0,31
Dy	1,68	0,29	0,12	1,76	1,78	2,05	1,91	2,73	0,93	0,77	0,62	1,73	1,16
Ho	0,33	0,04	0,03	0,33	—	0,33	0,31	0,52	0,16	0,10	0,11	0,31	—
Er	0,96	0,10	0,08	0,76	0,95	0,99	0,88	1,41	0,39	0,24	0,34	0,83	0,59
Tm	0,13	0,02	0,02	0,10	—	0,13	0,11	0,20	0,05	0,04	0,04	0,11	—
Yb	0,91	0,10	0,10	0,67	0,88	0,85	0,76	1,44	0,32	0,26	0,24	0,77	0,55
Lu	0,14	0,01	0,02	0,10	0,10	0,13	0,13	0,18	0,05	0,04	0,05	0,11	0,12
(La/Yb) <sub>N</sub>	12,80	133,00	7,70	30,90	—	18,06	67,30	16,94	74,90	93,00	42,19	26,55	—
(La/Sm) <sub>N</sub>	4,36	8,45	4,48	5,15	—	3,87	6,54	4,30	6,96	9,07	6,41	4,73	—
(Yb/Gd) <sub>N</sub>	0,48	0,16	0,78	0,27	0,60	0,34	0,20	0,45	0,17	0,19	0,28	0,34	—
Eu/Eu*	1,04	1,03	5,71	0,89	1,20	1,09	0,57	0,38	1,05	1,41	1,45	0,97	—
Rb/Sr	0,09	0,02	0,02	0,12	—	0,14	0,42	1,13	0,30	0,61	0,10	0,11	0,12
Sr/Y	33,70	404,60	488,00	61,20	—	67,50	38,90	6,38	31,70	41,60	111,08	58,51	—
ΔSr	-676,50	86,07	23,20	-179,20	—	-521,60	-251,20	-342,30	-475,90	-563,10	-257,30	-168,30	—
Nb/Ta	13,40	10,00	10,00	14,70	—	19,10	24,50	6,70	18,56	18,64	20,90	13,60	—

Примечание. Анализы редких, в том числе редкоземельных, элементов были выполнены с помощью метода масс-спектропии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) на масс-спектрометре *Elan 6100* в ЦЛ ВСЕГЕИ. Образцы и их привязки см. в примечании к табл. 1.

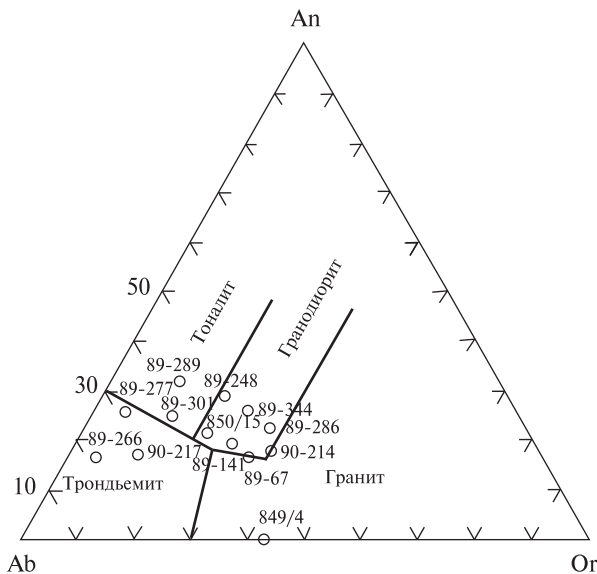


Рис. 3. Диаграмма Ab — An — Or для диоритов и гранитоидов Гуляйпольского, Волчанского и Ремовского блоков [11]. Цифры — номера проб

Fig. 3. The Ab — An — Or diagram for diorites and granitoids of Gulyaipole, Volchansk and Remov blocks [11]. The numbers on the diagram — number of samples

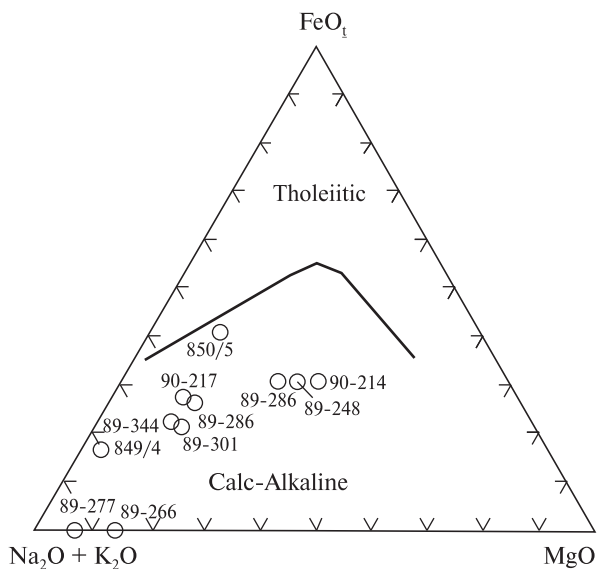


Рис. 4. Диаграмма  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{FeO}_t - \text{MgO}$  для диоритов и гранитоидов Гуляйпольского, Волчанского и Ремовского блоков. Линия разделяет породы толеитовой и известково-щелочной серий, цифры — номера проб

Fig. 4. The diagram  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{FeO}_t - \text{MgO}$  for diorites and granitoids of Gulyaipole, Volchansk and Remov blocks. The graph line separates the rocks of tholeiitic and calc-alkaline series. The numbers on the diagram — numbers of samples

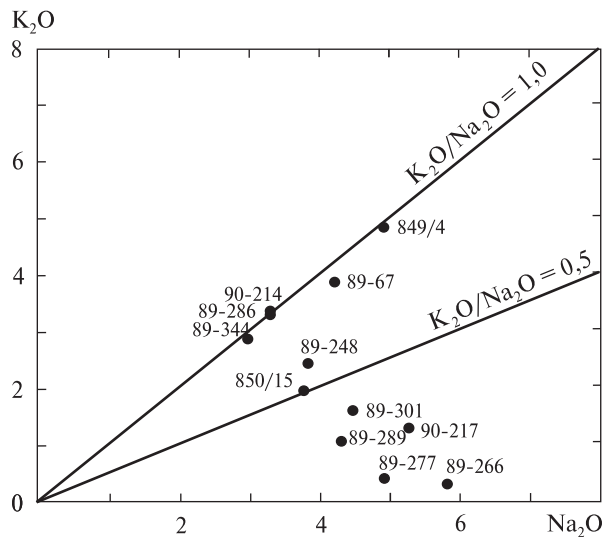


Рис. 5. Диаграмма  $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$  для диоритов и гранитоидов Гуляйпольского, Волчанского и Ремовского блоков. Цифры — номера проб

Fig. 5. The diagram  $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$  for diorites and granitoids of Gulyaipole, Volchansk and Remov blocks. The numbers on the diagram — number of samples

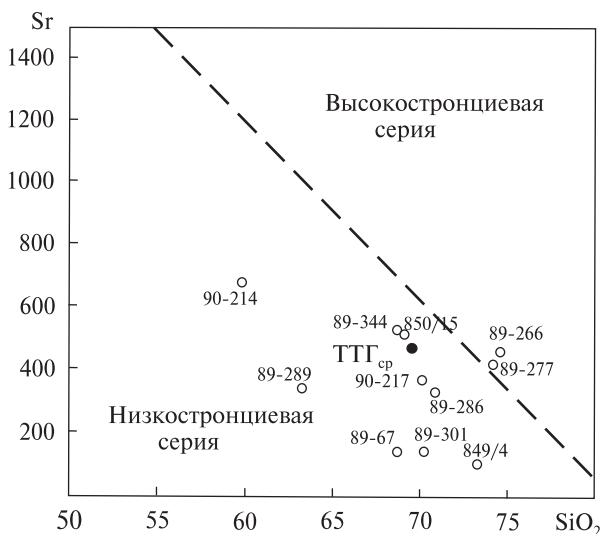


Рис. 6. Диаграмма  $\text{SiO}_2 - \text{Sr}$  для диоритов и гранитоидов Гуляйпольского, Волчанского и Ремовского блоков [15]. Линия, разделяющая низко- и высокостронциевые гранитоиды ТТГ, рассчитана по уравнению  $\Delta\text{Sr} = \text{Sr} - (4621 - 57,14 \text{ SiO}_2)$ . Цифры — номера проб

Fig. 6. The diagram  $\text{SiO}_2 - \text{Sr}$  for diorites and granitoids of Gulyaipole, Volchansk and Remov blocks [15]. The line separating low- and high-strontium of TTG granitoids calculated by the equation  $\Delta\text{Sr} = \text{Sr} - (4621 - 57,14 \text{ SiO}_2)$ . The numbers on the diagram — number of samples

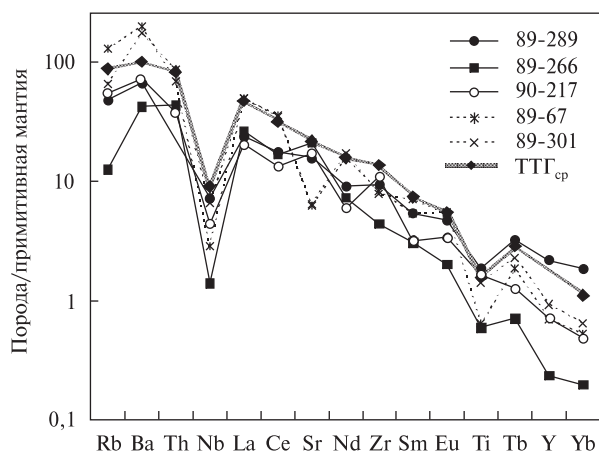


Рис. 7. Спайдер-диаграмма для жильных и ТТГ гранитов Гуляйпольского блока. Концентрация элементов нормирована на примитивную мантию [17]

Fig. 7. The multielement diagram for the vein and TТG granites of Gulyaipole block. The concentration of elements is normalized to primitive mantle [17]

[10]. На диаграмме Ab — An — Or фигуративная точка их состава попала в поле тоналитов (рис. 3). Магнезиальность тоналитов (*mg*) — 43,95 %. Содержание нормативного ортоклаза в них низкое — 6,6 % (табл. 1). Порода весьма высокоглиноземистая (*al'* = 1,92). На диаграмме *AFM* точка их состава расположена в поле известково-щелочных пород (рис. 4). По низкому  $K_2O/Na_2O$  отношению (<0,5) их фигуративная точка отдалена от гранитоидов шевченковского, ремовского, добропольского и анадольского комплексов (рис. 5).

Тоналиты характеризуются невысоким содержанием Rb (30 ppm), Sr (331 ppm) (*Rb/Sr* = 0,09), Ba (461 ppm);  $\Sigma PЗЭ$  = 73,03 ppm (табл. 2). По содержанию высокозарядных (Y — 9,9; Nb — 5,1; Yb — 0,91 ppm) и переходных элементов (Cr — 37, Ni — 14 ppm) близки к среднему составу тоналитов [14]. По содержанию строн-

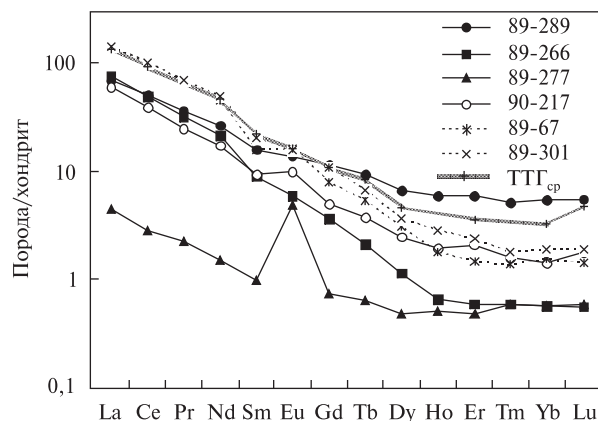


Рис. 8. Распределение РЗЭ в жильных и ТТГ гранитах Гуляйпольского блока. Концентрация элементов нормирована на хондрит [17]

Fig. 8. The distribution of REE in the veins and TТG granites of Gulyaipole block. The concentration of elements is normalized to chondrite [17]

ция (331 ppm) они соответствуют малостронциевым тоналитам [16], а по параметру  $\Delta Sr^* = -676$  относятся к низкостронциевой серии (рис. 6) [15]. Согласно [15], тоналиты низкостронциевой серии формируются при давлении 10—15 кбар и температуре 1000—1200 °С.

На спайдер-диаграмме выделяются отрицательные аномалии Nb и Ti (рис. 7). Распределение РЗЭ в тоналитах дифференцированное —  $(La/Yb)_N = 12,8$  (при  $Yb_N = 5,4$ ) (рис. 8). Их расплав формировался в магматическом источнике в равновесии с рститом, содержащим гранат и роговую обманку. Согласно Sm-Nd изотопным данным, тоналиты выплавлялись из слабо деплетированного мантийного субстрата  $\epsilon Nd(T) = +0,6$ ,  $T_{DM} = 3097$  млн лет (табл. 3).

Трондьемиты (2,92 млрд лет, обр. 89-266 и 89-277) отобраны в скв. 794, 795 (рис. 2). По химическому составу соответствуют кислым по-

Таблица 3. Результаты Sm-Nd изотопных исследований гранитоидов Гуляйпольского блока

Table 3. The results of Sm-Nd isotopic studies of granitoids of the Gulyaipole block

Номер образца	Привязка	Порода	Sm	Nd	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$\pm 2\sigma$	$\epsilon Nd(0)$	$\epsilon Nd(T)$	Возраст для расчета $\epsilon Nd(T)$	$T_{DM}$ , De Paolo, 1981 [13]
			ppm								
89-289	Скв. 792, гл. 93,5—94,5 м	Тоналит	2,60	13,61	0,1146	0,511040	10	-31,2	+0,6	3000	3097
89-277	Скв. 795, гл. 148,3—153,2 м	Трондьемит	0,18	0,90	0,1216	0,511285	14	-26,4	+1,9	2920	2921
89-67	Скв. 741, гл. 155,9 м	Гранодиорит	3,30	25,70	0,0779	0,510327	7	-45,1	-1,7	2835	3054

Примечание. Изотопный анализ Sm и Nd выполнен в ИГГД РАН, аналитик А.В. Коваленко.

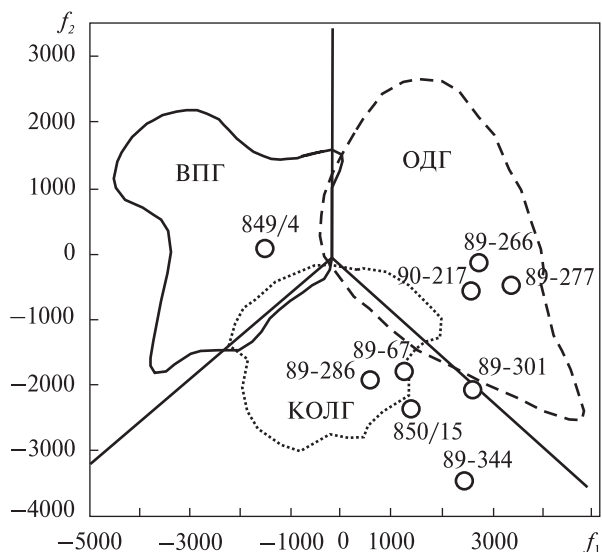


Рис. 9. Дискриминационная диаграмма  $f_1 (F(i-w)_2, F(c-w)_3, F(i-c)_6) - f_2 (F(i-w)_2, F(c-w)_3, F(i-c)_6)$  с полями внутриплитных (ВПГ), коллизионных (КОЛГ) и субдукционных (ОДГ) гранитоидов [7]. Контур ограничивает 95%-е распределение фигуративных точек ( $f_1 (F(i-w)_2, F(c-w)_3, F(i-c)_6) = 196,203 \text{ SiO}_2 + 753,953 \text{ TiO}_2 + 481,96 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 92,664 \text{ FeO}^* + 521,5 \text{ MgO} + 374,766 \text{ CaO} + 7,571 \text{ Na}_2\text{O} - 584,778 \text{ K}_2\text{O} + 0,379 \text{ Ba} - 0,339 \text{ Sr} - 0,733 \text{ Rb} - 0,429 \text{ La} - 3,33 \text{ Ce} - 5,242 \text{ Nd} + 10,565 \text{ Sm} - 19823,8; f_2 (F(i-w)_2, F(c-w)_3, F(i-c)_6) = 1292,962 \text{ SiO}_2 + 4002,667 \text{ TiO}_2 + 1002,231 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 1297,136 \text{ FeO}^* + 262,067 \text{ MgO} + 1250,48 \text{ CaO} + 1923,417 \text{ Na}_2\text{O} + 1009,287 \text{ K}_2\text{O} + 0,3634 \text{ Ba} - 0,325 \text{ Sr} - 0,701 \text{ Rb} + 0,8015 \text{ La} + 3,347 \text{ Ce} + 2,68 \text{ Nd} + 10,11 \text{ Sm} - 126860,0$ ). Цифры на графике — номера проб

Fig. 9. Discriminatory diagram  $f_1 (F(i-w)_2, F(c-w)_3, F(i-c)_6) - f_2 (F(i-w)_2, F(c-w)_3, F(i-c)_6)$  with fields of intraplate (HSV), subduction (ODG) and collision (COLG) granitoids [7]. Contours limit the 95 % allocation of the points ( $f_1 (F(i-w)_2, F(c-w)_3, F(i-c)_6) = 196.203 \text{ SiO}_2 + 753.953 \text{ TiO}_2 + 481.96 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 92.664 \text{ FeO}^* + 521.5 \text{ MgO} + 374.766 \text{ CaO} + 7.571 \text{ Na}_2\text{O} - 584.778 \text{ K}_2\text{O} + 0.379 \text{ Ba} - 0.339 \text{ Sr} - 0.733 \text{ Rb} - 0.429 \text{ La} - 3.33 \text{ Ce} - 5.242 \text{ Nd} + 10.565 \text{ Sm} - 19823.8; f_2 (F(i-w)_2, F(c-w)_3, F(i-c)_6) = 1292.962 \text{ SiO}_2 + 4002.667 \text{ TiO}_2 + 1002.231 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 1297.136 \text{ FeO}^* + 262.067 \text{ MgO} + 1250.48 \text{ CaO} + 1923.417 \text{ Na}_2\text{O} + 1009.287 \text{ K}_2\text{O} + 0.3634 \text{ Ba} - 0.325 \text{ Sr} - 0.701 \text{ Rb} + 0.8015 \text{ La} + 3.347 \text{ Ce} + 2.68 \text{ Nd} + 10.11 \text{ Sm} - 126860.0$ ). The numbers on the graph — number of samples

родам нормального ряда ( $\text{SiO}_2 - 74,19-74,59$ ;  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 5,34-6,11$  %) калиево-натриевой серии ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 12,35-17,0$ ) (табл. 1) [10]. Магнезиальность их варьирует в широких пределах (29—50 %). На диаграмме Ab — An — Or их фигуративные точки расположены в поле трондьемитов (рис. 3), а на диаграмме AFM — в поле известково-щелочных пород (рис. 4). Трондьемиты имеют наиболее низкие значения  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  отношения (0,06—0,08)

(рис. 5), содержат 2,0—2,4 % нормативного ортоклаза, весьма высокоглиноземистые ( $al' = 6,93-10,91$ ), с низким содержанием Rb (8—8,9 ppm) и невысоким — Sr (405—445 ppm), ( $\text{Rb}/\text{Sr} = 0,02$ ) и Ba (294—560 ppm) (табл. 2). Характерно низкое содержание высокочargedных ( $\text{Y} - 0,83-1,1$ ;  $\text{Nb} < 1$ ,  $\text{Yb} - 0,096-0,097$ ;  $\text{Ta} < 0,1$  ppm) и переходных ( $\text{Ni} - 1,8-4,3$ ;  $\text{Cr} - 3,9-11$  ppm) элементов. В трондьемитах наблюдается наиболее высокое значение  $\text{Sr}/\text{Y}$  (405—488). По параметру  $\Delta\text{Sr} = 23,2-86,07$  они относятся к плагиогранитоидам высокостронциевой серии (рис. 6) и, согласно [16], образуются при давлении более 15 кбар и температуре более 1000—1200 °C.

На спайдер-диаграмме выделяются отрицательные аномалии Nb, Ti и положительные — Sr, Eu (рис. 7). Обр. 89-277 имеет умеренно дифференцированное распределение РЗЭ ( $(\text{La}/\text{Yb})_N = 7,7$ ;  $\text{Yb}_N = 5,4$ ), а обр. 89-266 — сильно дифференцированное ( $(\text{La}/\text{Yb})_N = 133,1$ ;  $\text{Yb}_N = 5,4$ ) (табл. 2) с положительной аномалией европия —  $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 5,71$  (рис. 8). Их расплав формировался в магматическом источнике в равновесии с реститом, содержащим гранат и роговую обманку. Согласно Sm-Nd изотопным данным, трондьемиты выплавлялись из деплетированного мантийного субстрата  $\epsilon\text{Nd}(T) = +2,6$ ,  $T_{DM} = 2921$  млн лет (табл. 3).

По геохимическим характеристикам к гранитоидам ТТГ формации (обр. 89-289, 89-266, 89-277) весьма близки биотитовые плагиограниты (обр. 90-217), вскрытые вблизи северо-западной части Добропольского массива (скв. 767) (рис. 1). Они прорываются пятью дайковыми телами диоритов добропольского комплекса. Биотитовые плагиограниты по химическому составу относятся к кислым породам нормального петрохимического ряда ( $\text{SiO}_2 - 70,05$ ;  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 6,54$  %), натриевой серии ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 4,03$ ),  $mg = 30,75$  %. На диаграмме Ab — An — Or их фигуративная точка расположена в поле трондьемитов (рис. 3), а на диаграмме  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{FeO}_t - \text{MgO}$  (AFM) — в поле известково-щелочных пород (рис. 4). Содержание нормативного ортоклаза в биотитовых плагиогранитах составляет 7,7 %. Они характеризуются низким  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  отношением (0,25) (рис. 5). Порода весьма высокоглиноземистая ( $al' = 2,34$ ) (табл. 1).

Биотитовые плагиограниты имеют невысокое содержание Rb (34,7 ppm), Sr (361 ppm),



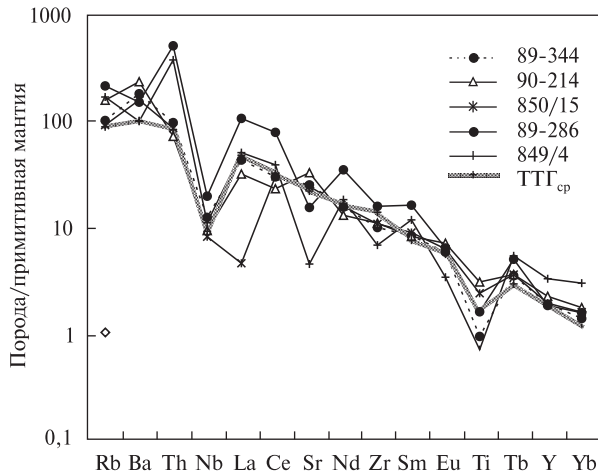


Рис. 10. Спайдер-диаграмма для диоритов и гранитоидов шевченковского, добропольского, ремовского и анадольского комплексов Гуляйпольского, Волчанского и Ремовского блоков. Концентрация элементов нормирована на примитивную мантию [17]

Fig. 10. The multielement diagram for the diorites and granitoids of Shevchenko, Dobropol'e, Remov and Anadol complexes of Gulyaipole, Volchansk and Remov blocks. The concentration of elements is normalized for a primitive mantle [17]

(Rb/Sr = 0,10) и Ва (494 ppm). Для них характерно низкое содержание высокзарядных (Y — 3,25; Nb — 3,14; Yb — 0,24; Та — 0,15 ppm) и переходных (Ni — 16,4; Cr — 24,4 ppm) элементов. Отличаются высоким значением Sr/Y (111). На спайдер-диаграмме выделяются отрицательные аномалии Nb и Ti (рис. 7). Распределение РЗЭ в биотитовых плагиогранитах сильно дифференцированное —  $(La/Yb)_N = 42,19$  при  $Yb_N = 1,4$  (рис. 8). Их расплав формировался в магматическом источнике в равновесии с реститом, содержащим гранат и роговую обманку.

На дискриминационной диаграмме  $f_1 - f_2$  [7] гранитоиды ТТГ формации (обр. 89-266, 89-277) и биотитовые плагиограниты (обр. 90-217) попадают в поле островодужных гранитов (рис. 9).

**Шевченковский комплекс** ( $2830 \pm 70$  млн лет, обр. 89-344). Изучена интрузия гранодиоритов шевченковского комплекса, расположенная в пределах Гайчурской полосы, которая прорывает сланцы и железистые кварциты терноватской толщи на ее восточном фланге (ст. Гайчур, скв. 836, гл. 256,6—258,0 м) (рис. 2).

Гранодиориты по химическому составу относятся к кислым породам нормального петрохимического ряда ( $SiO_2 = 68,67$ ;  $Na_2O +$

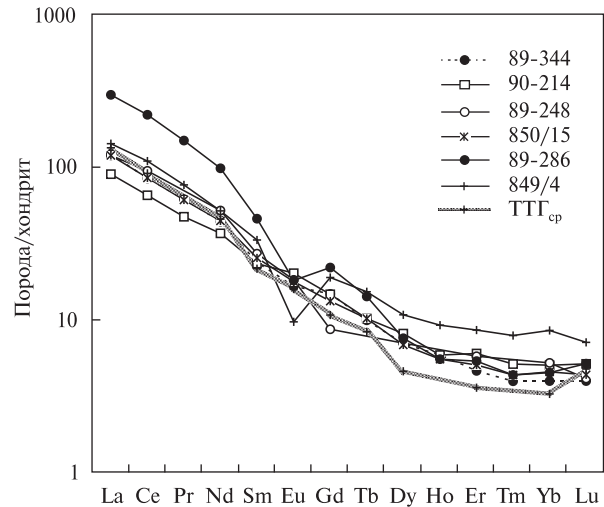


Рис. 11. Распределение РЗЭ в диоритах и гранитоидах шевченковского, добропольского, ремовского и анадольского комплексов Гуляйпольского, Волчанского и Ремовского блоков. Концентрация элементов нормирована на хондрит [17]

Fig. 11. The REE distribution in diorites and granitoids of Shevchenko, Dobropol'e, Remov and Anadol complexes of Gulyaipole, Volchansk and Remov blocks. The concentration of elements is normalized for chondrite [17]

+  $K_2O = 5,79$  %) калиево-натриевой серии ( $Na_2O/K_2O = 1,05$ ),  $mg = 30,3$  %, весьма высокоглиноземисты ( $al' = 4,32$ ) (табл. 1) [10]. На диаграмме Ab — An — Or их точка состава попала в поле гранодиоритов (рис. 3), а на диаграмме AFM — в поле известково-щелочных пород (рис. 4). От плагиогранитоидов ТТГ формации гранодиориты отличаются более высоким значением  $K_2O/Na_2O = 0,95$  (рис. 5). По параметру  $\Delta Sr = -179,2$  [15] они принадлежат к низкостронциевой серии плагиогранитов (рис. 6), которые формируются при давлении 10—15 кбар и температуре около 1000 °С.

В гранодиоритах шевченковского комплекса невысокое содержание Rb (63 ppm), Sr (518 ppm), (Rb/Sr = 0,12) и повышенное Ва (1240 ppm) (табл. 2). Содержание Nb (8,68) и Y (8,47 ppm) более высокое, чем в тоналитах ТТГ формации. Отношение Sr/Y = 61,2. Гранодиориты содержат 16,9 % нормативного ортоклаза. На спайдер-диаграмме в них выделяются отрицательные аномалии Nb и Ti (рис. 10). Распределение РЗЭ сильно дифференцированное —  $(La/Yb)_N = 30,9$  при  $Yb_N = 3,9$  (рис. 11). Характерна отрицательная аномалия европия —  $Eu/Eu^* = 0,89$ . Их расплав формировался в магматическом источнике в равновесии с реститом, содержащим гранат и роговую обманку.

ку, а позже, вероятно, был фракционирован в промежуточной магматической камере.

По геохимическим характеристикам к гранодиоритам шевченковского комплекса близки биотитовые плагиограниты (обр. 850/15), вскрытые на Гайчурском участке Терноватской полосы. Они имеют гнейсовидную текстуру, обусловленную их нахождением в тектонической зоне, прорываются жилами двуполевошпатовых гранитов палеопротерозойского возраста. Это мелко-, равномернозернистые, аллотриоморфнозернистой структуры породы. Состоят на 80 % из кварца и плагиоклаза, 20 — биотита. Акцессорные минералы представлены апатитом (1—2 %) и идиоморфными рудными минералами (2 %).

По химическому составу биотитовые плагиограниты относятся к нормальному петрохимическому ряду кислых пород ( $\text{SiO}_2$  — 69,14;  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 5,76$  %), калиево-натриевой серии ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1,88$ ) [10]. На диаграмме Ab — An — Or они попадают в поле гранодиоритов (рис. 3). Их магнезиальность — 29,03 %. На диаграмме AFM их фигуративная точка расположена в поле известково-щелочных пород (рис. 4). Порода весьма высокоглиноземистая ( $al' = 2,34$ ), содержит 11,5 % нормативного ортоклаза (табл. 1).

Биотитовые плагиограниты имеют невысокое содержание Rb (57,1 ppm), Sr (500 ppm), ( $\text{Rb}/\text{Sr} = 0,11$ ) и высокое Ba (1080 ppm). Содержание высоkozарядных (Y — 8,58; Nb — 5,70; Yb — 0,77; Ta — 0,42 ppm) и переходных элементов (Ni — 32,4, Cr — 86,9 ppm) выше, чем в среднем составе тоналита [14]. На спайдер-диаграмме выделяются отрицательные аномалии Nb и Ti (рис. 10). Распределение P3Э в плагиогранитах сильно дифференцированное —  $(\text{La}/\text{Yb})_N = 26,55$  при  $\text{Yb}_N = 1,9$  (рис. 11). Их расплав формировался в магматическом источнике в равновесии с рститом, содержащим гранат и роговую обманку.

На дискриминационной диаграмме  $f_1 - f_2$  [7] гранодиориты шевченковского комплекса (обр. 89-344) и биотитовые плагиограниты (обр. 850/15) попадают в поле коллизионных гранитов (рис. 9).

*Добропольский комплекс* (2100 млн лет, обр. 89-248, 90-214). Изучены диориты и кварцевые диориты Добропольского массива (скв. 785, 767) (рис. 1, 2). В скв. 767 вскрыт интрузивный контакт Добропольского массива с вмещающими породами. Здесь наблюдаются

пять секущих тел мощностью до 3 м, которые прорывают плагиограниты ТТГ формации (рис. 2). Отличительной особенностью гранитоидов добропольского комплекса служит присутствие многочисленных мелких ксенолитов пироксенитов и амфиболитов.

Отобранные пробы соответствуют по составу диоритам и кварцевым диоритам нормального петрохимического ряда ( $\text{SiO}_2$  — 59,93—61,31;  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 6,20$ —6,67 %) калиево-натриевой серии ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0,97$ —1,58) (табл. 1) [10]. Магнезиальность — 49,42—50,44 %. На диаграмме Ab — An — Or их фигуративные точки попадают в поле гранодиоритов (рис. 3), а на диаграмме AFM располагаются в поле известково-щелочных пород (рис. 4). По  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  отношению (0,63—1,03) они близки к гранодиоритам шевченковского комплекса (рис. 5). Содержание нормативного ортоклаза в них варьирует от 14,4 до 20,4 %. Это высокоглиноземистые и весьма высокоглиноземистые породы ( $al' = 0,95$ —1,51).

Диориты добропольского комплекса характеризуются невысоким содержанием Rb (97,70 ppm) и высоким Ba (1610 ppm). Содержание Sr — 675 ppm ( $\text{Rb}/\text{Sr} = 0,14$ ) (табл. 2). Для них характерно высокое содержание переходных элементов (Cr — 380; Ni — 150; V — 87,8 ppm). Значения содержания высоkozарядных элементов (Nb — 6,5; Y — 10,0; Yb — 0,85 ppm) близко к наблюдаемым в плагиогранитоидах ТТГ формации этого района. По высокому значению Sr/Y (67,5) они близки к гранитоидам ТТГ формации, что указывает на их выплавление в магматическом источнике в равновесии с рститом, содержащим гранат и роговую обманку.

На спайдер-диаграммах выделяются отрицательные аномалии Nb, Ti и положительные — Eu, Sr (рис. 10). Распределение P3Э в диоритах и гранодиоритах дифференцированное —  $(\text{La}/\text{Yb})_N = 18,06$  при  $\text{Yb}_N = 5,18$  (рис. 11). Они характеризуются присутствием положительных аномалий европия —  $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,09$ —1,20 (табл. 2).

На дискриминационной диаграмме  $f_1 - f_2$  [7] диориты и кварцевые диориты добропольского комплекса расположены в поле коллизионных гранитов ниже фигуративных точек гранитоидов шевченковского комплекса (рис. 9).

*Ремовский комплекс* ( $2,97 \pm 0,18$  млрд лет, обр. 89-286). Гранатсодержащие биотитовые гранитопорфиры ремовского комплекса раз-

бурены на Волчанском блоке в куполовидной структуре (скв. 763, гл. 187,2—190,0 м), расположенной в 8 км к северо-западу от Косивцевской ЗС (рис. 1, 2). Они прорывают гранат-биотитовые гнейсы, силлиманит-гранат-биотитовые плагиогнейсы, плагиогнейсы и кордиерит-биотитовые кристаллосланцы гранат- и графитсодержащие. Структура их порфиристая. Состоят из альбита (30—32 %), кварца (22—25), микроклина (27—30), биотита (7—9 %), единичных зерен граната, циркона, магнетита и сфена. По плагиоклазу развивается серицит. Порфиристые выделения представлены кварцем, микроклином и гранатом.

По химическому составу гранатсодержащие биотитовые гранит-порфиры (обр. 89-286) относятся к нормальному петрохимическому ряду кислых пород ( $\text{SiO}_2 = 70,91$ ;  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 6,64$  %) калиево-натриевой серии ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0,96$ ) (табл. 1) [10]. На диаграмме Ab — An — Or попадают в поле гранодиоритов (рис. 3). Их магнезиальность — 35,17 %. На диаграмме AFM точка их состава расположена в поле известково-щелочных пород (рис. 4). Это весьма высокоглиноземистая ( $al' = 2,9$ ) порода (табл. 1), содержание в ней нормативного ортоклаза — 20,2 %.

Гранатсодержащие биотитовые гранит-порфиры ремовского комплекса характеризуются относительно невысоким содержанием Rb (133), Sr (318 ppm) и высоким значением  $\text{Rb}/\text{Sr} = 0,42$  (табл. 2). Характерно высокое содержание Ba (1030 ppm). Они имеют повышенное содержание высоkozарядных (Y — 8,18; Nb — 13,7; Yb — 0,76; Ta — 0,56; Th — 42,6 ppm) и переходных элементов (Ni — 23,7; Cr — 76,5 ppm). Значение отношения Nb/Ta высокое (24,46). На спайдер-диаграмме выделяются отрицательные аномалии Nb, Sr и Ti (рис. 10). Распределение P3Э в них сильно дифференцированное —  $(\text{La}/\text{Yb})_N = 67,3$  при  $\text{Yb}_N = 4,5$  (рис. 11). Выделяется отрицательная аномалия европия —  $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,57$ .

Высокое содержание Ba, высоkozарядных и переходных элементов, а также отрицательная аномалия европия в распределении P3Э и негативная аномалия Sr на спайдер-диаграмме указывают на формирование гранитов ремовского комплекса в коровом магматическом источнике. На дискриминационной диаграмме  $f_1 - f_2$  [7] биотитовые гранитопорфиры ремовского комплекса (обр. 89-286) попадают в поле коллизионных гранитов (рис. 9).

*Анадольский комплекс* (обр. 849/1). Двуполевошпатовые (альбит-микроклиновые) граниты анадольского комплекса слагают жильные тела среди гранат-биотитовых гнейсов и рассланцованных плагиогранитов на Гайчурском участке Терноватской структуры (скв. 849, гл. 117,0—126,0 м, обр. 849/4) [8]. Это крупнозернистая порода с аллотриоморфно-зернистой структурой. Состоит, %: из кварца — 50, полевого шпата (микроклина, альбита) — 45, светло-зеленой роговой обманки — 2—3 и биотита — 1. Наблюдаются вставки кварца и калиевого полевого шпата (бисерная и нитяная пертитовая разновидности) в полевошпате.

По химическому составу порода относится к субщелочному петрохимическому ряду кислых пород ( $\text{SiO}_2 = 73,25$ ;  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 9,70$  %) калиево-натриевой серии ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1,01$ ) [10]. На диаграмме Ab — An — Or попадают в поле гранитов (рис. 3). Породы весьма высокоглиноземистая ( $al' = 4,79$ ), низкомагнезиальная ( $mg = 14,24$  %). На диаграмме AFM их фигуративная точка расположена в поле известково-щелочных пород (рис. 4). Двуполевошпатовые граниты содержат 28,7 % нормативного ортоклаза. Они характеризуются умеренным содержанием Rb (105), Sr (93,2), Ba (682 ppm) и высоким значением отношения  $\text{Rb}/\text{Sr}$  (1,13). В них наблюдается повышенное содержание высоkozарядных элементов (Y — 14,6; Nb — 7,7; Yb — 1,44; Ta — 1,15; Th — 31,3 ppm) (табл. 2). На спайдер-диаграмме выделяются отрицательные аномалии Nb, Sr, Zr и Ti (рис. 10). Распределение P3Э в гранитах сильно дифференцированное —  $(\text{La}/\text{Yb})_N = 16,94$ ;  $(\text{La}/\text{Sm})_N = 4,3$ ;  $(\text{Yb}/\text{Gd})_N = 0,45$  при  $\text{Yb}_N = 8,47$  (рис. 11). Характерна отрицательная аномалия европия —  $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,39$ . Согласно геохимическим данным, двуполевошпатовые граниты выплавлялись в коровом магматическом источнике, а согласно геолого-структурным — это постколлизийные образования.

На дискриминационной диаграмме  $f_1 - f_2$  [7] двуполевошпатовые (альбит-микроклиновые) граниты анадольского комплекса (обр. 849/4) попадают в поле внутриплитных гранитов (рис. 9).

**Жильные граниты.** Амфиболиты Косивцевской ЗС прорываются многочисленными жильными телами биотитовых гранитов и гранодиоритов (рис. 1, 2).

**Биотитовые граниты** (скв. 742, обр. 89-301) по химическому составу относятся к нормальному петрохимическому ряду кислых пород ( $\text{SiO}_2 - 70,18$ ;  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 6,0$  %), калиево-натриевой серии ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 2,82$ ),  $mg = 38,34$  % [10]. На диаграмме Ab — An — Or попадают в поле тоналитов (рис. 3), а на диаграмме AFM — в поле известково-щелочных пород (рис. 4). Порода весьма высокоглиноземистая ( $al' = 3,79$ ), содержит 9,4 % нормативного ортоклаза (табл. 1).

Биотитовые граниты имеют невысокое содержание Rb (41), Sr (135 ppm), ( $\text{Rb}/\text{Sr} = 0,30$ ). Содержание бария высокое — 1200 ppm. Характерно низкое содержание высокозарядных (Y — 4,26; Nb — 4,64; Yb — 0,32; Ta — 0,25 ppm) и переходных элементов (Ni — 9,75; Cr — 17,3 ppm). На спайдер-диаграмме выделяются отрицательные аномалии Nb и Ti (рис. 7). Распределение РЗЭ сильно дифференцированное —  $(\text{La}/\text{Yb})_N = 74,9$  при  $\text{Yb}_N = 1,9$  (рис. 8). Биотитовые граниты имеют низкое содержание тяжелых лантаноидов. Их расплав формировался в магматическом источнике в равновесии с реститом, содержащим гранат и роговую обманку. По геохимическим характеристикам они наиболее близки к плагиогранитам ТТГ формации. На дискриминационной диаграмме  $f_1 - f_2$  [7] биотитовые граниты (обр. 89-301) расположены возле поля островодужных гранитов (рис. 9).

**Гранодиориты** (скв. 741, обр. 89-67) — это лейкократовая неравномернозернистая порода гнейсовидной текстуры. Структура ее аллотриоморфнозернистая. Состоит, %: из кварца — 50, полевого шпата — 30, биотита — 10 и рудных минералов — 5. По химическому составу соответствует кислым породам нормального петрохимического ряда ( $\text{SiO}_2 - 68,69$ ;  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 8,12$  %) калиево-натриевой серии ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1,08$ ) (табл. 1) [10]. На диаграмме Ab — An — Or попадают в поле гранодиоритов (рис. 3). Их магнезиальность — 29,2 %. На диаграмме AFM фигуративная точка их состава находится в поле известково-щелочных пород (рис. 4). Содержат 23,22 % нормативного ортоклаза. Это весьма высокоглиноземистая порода ( $al' = 4,6$ ) (табл. 1).

Гранодиориты имеют невысокое содержание Rb (81) и Sr (133 ppm), высокое значение  $\text{Rb}/\text{Sr}$  (0,61) и высокое содержание Ba (1370 ppm). Для них характерно низкое содержание высокозарядных (Y — 3,2, Nb — 2,05, Yb —

0,26, Ta — 0,11 ppm) и переходных элементов (Ni — 5; Cr — 18 ppm). На спайдер-диаграмме выделяются отрицательные аномалии Nb, Sr и Ti (рис. 7). Распределение РЗЭ в гранодиоритах сильно дифференцированное —  $(\text{La}/\text{Yb})_N = 93$  при  $\text{Yb}_N = 1,53$ , наблюдается положительная аномалия европия —  $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,41$  (рис. 8). Их расплав формировался в магматическом источнике в равновесии с реститом, содержащим гранат и роговую обманку.

Согласно Sm-Nd данным, гранодиориты (обр. 89-67) характеризуются отрицательным  $\epsilon\text{Nd}(T) = -1,7$ ;  $T_{DM} = 3054$  млн лет (табл. 3), т. е. выплавились из корового субстрата. По геохимическим характеристикам они сходны с гранодиоритами шевченковского комплекса.

**Выводы.** Тоналиты и гранодиориты ранней интрузивной фазы ТТГ формации Гуляйпольского блока (>3000 млн лет) выплавились в малоглубинных (10—15 кбар), а более поздние трондьемиты (2920 млн лет) — в более глубинных магматических источниках (>15 кбар) из слабо деплетированного мантийного субстрата:  $\epsilon\text{Nd}(T) = +0,6$ ;  $T_{DM} = 3097$  млн лет и  $\epsilon\text{Nd}(T) = +1,9$ ;  $T_{DM} = 2920$  млн лет соответственно. Они характеризуются низким содержанием литофильных (K, Rb, Ba), высокозарядных (Nb, Y, Yb) и переходных элементов (Ni, Cr), наиболее низкими значениями  $\text{Rb}/\text{Sr}$  (0,09—0,11) и Nb/Ta (10,0—13,4) отношений. Их расплавы формировались в магматических источниках в равновесии с реститом, содержащим гранат и роговую обманку. Тоналиты Гуляйпольского блока близки по составу к среднему составу тоналита ТТГ формации [14], отличаясь более низким значением  $\text{Sr}/\text{Y}$  отношения.

Гранодиориты шевченковского комплекса (2830 млн лет) формировались в малоглубинных магматических источниках (10—15 кбар). От гранитоидов ТТГ формации отличаются более высокой глиноземистостью, большим содержанием литофильных (K, Rb, Sr, Ba) и высокозарядных (Nb, Y, Yb) элементов, меньшим содержанием переходных элементов (Ni, Cr), а также присутствием отрицательной аномалии европия ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,89$ ). Значения отношений  $\text{Rb}/\text{Sr}$  (0,12) и Nb/Ta (14,7) выше, чем в плагиогранитоидах ТТГ формации.

Диориты и кварцевые диориты добропольского комплекса ( $2,1 \pm 0,015$  млрд лет) отличаются наиболее высоким содержанием пере-

ходных элементов — Cr, Ni, V. По содержанию литофильных (Rb, Sr, Ba) и высокозарядных (Nb, Y, Yb) элементов они близки к гранодиоритам шевченковского комплекса, отличаясь более высоким значением Nb/Ta отношения (19,1) и присутствием положительных аномалий европия —  $Eu/Eu^* = 1,09-1,20$ . Высокое значение Sr/Y отношения (67,5) указывает на их выплавление в глубинном магматическом источнике в равновесии с рести- том, содержащим гранат и роговую обманку.

Граниты ремовского комплекса ( $2,97 \pm 0,18$  млрд лет) имеют высокое содержание Ba, высокозарядных (Nb, Y, Th) и переходных элементов (Cr, Ni), отношение Rb/Sr = 0,42. Отрицательная аномалия европия ( $Eu/Eu^* = 0,57$ ) и негативная — Sr на спайдер- диаграмме указывают на формирование гранитов ремовского комплекса в коровом магматическом источнике.

Двуполевошпатовые граниты, прорывающие тектонически переработанные породы Гайчурской структуры, сформировались после завершения коллизии Волчанского, Ремовского и Гуляйпольского блоков. Они имеют наиболее высокое содержание калия, высокозарядных элементов — Y, Nb, Yb, Ta, Th и наиболее высокое значение Rb/Sr отношения (1,13). Характеризуются присутствием отрицательной аномалии европия ( $Eu/Eu^* = 0,38$ ). Согласно геохимическим данным, двуполевошпатовые граниты выплавились в коровом магматическом источнике.

Эволюционные изменения химического состава гранитоидов на Гуляйпольском блоке от архея (3,1) к протерозою (2,1 млрд лет) выражаются в возрастании содержания литофильных (K, Rb, Ba) и высокозарядных (Nb, Y, Th) элементов, повышении значений Rb/Sr и

Nb/Ta отношений, что отражает степень кратонизации континентальной коры. Гранитоиды ТТГ формации выплавились, вероятно, в результате частичного плавления метабазитов зеленокаменных поясов в процессе субдукции. Гранитоиды шевченковского ( $2,835 \pm 0,03$ ), ремовского ( $2,97 \pm 0,18$ ), добропольского ( $2,1 \pm 0,015$  млрд лет) комплексов имеют "смешанные" геохимические характеристики мантийных и коровых гранитов, что характерно для коллизионной геодинамической обстановки. Двуполевошпатовые постколлизионные граниты анадольского комплекса имеют геохимические характеристики коровых гранитов и по составу соответствуют внутриплитным.

Полученные данные позволяют предложить такую модель формирования изученной области: около 3,2 млрд лет назад произошло внедрение Курско-Приднепровского плюма и формирование над ним проторифтогенных зеленокаменных структур на палеоархейском протократоне [4]. С активностью этого плюма связано возникновение интрузий мезоархейских гранитоидов ТТГ формации и, вероятно, гранодиоритов шевченковского комплекса. В интервале 3,1–3,0 млрд лет сформировались ранние интрузии тоналитов и гранодиоритов ТТГ формации; 2,92–2,97 млрд лет — поздние интрузии трондjemитов ТТГ формации и гранитов ремовского комплекса на Волчанском и Ремовском блоках; 2,835 млрд лет назад произошло внедрение интрузий гранодиоритов шевченковского комплекса;  $2,10 \pm 0,015$  млрд лет назад — коллизия Гуляйпольского гранит-зеленокаменного блока с Волчанским и Ремовским гранулит-гнейсовыми блоками, внедрение гранитов добропольского и анадольского комплексов (2,1 млрд лет).

1. Артеменко Г.В., Самборская И.А. Геохимические отличия перидотитовых и пироксенитовых коматиитов зеленокаменных поясов Приазовского и Среднеприднепровского мегаблоков Украинского щита // *Мінерал. журн.* — 2009. — 31, № 2. — С. 13–19.
2. Артеменко Г.В., Самборская И.А., Демедюк В.В. Геохимическая характеристика метабазитов коматиит-базальтовой ассоциации зеленокаменных структур Приазовского и Среднеприднепровского мегаблоков Украинского щита // Там же. — № 4. — С. 60–69.
3. Артеменко Г.В., Татарина Е.А., Шпыльчак В.А. и др. U-Pb возраст тоналит-гранодиоритовой формации Гайчурского блока (Западное Приазовье) // Там же. — 2002. — 24, № 1. — С. 28–33.
4. Артеменко Г.В., Швайка И.А., Татарина Е.А. Палеоархейский возраст ультраметаморфических плагиогранитоидов Курско-Бесединского блока (Воронежский кристаллический массив) // *Геол. журн.* — 2006. — № 1. — С. 84–90.
5. Бобров О.Б., Шпыльчак В.О., Степанюк Л.М., Стефанишин О.Б. Нові дані про радіологічний вік гранітоїдів Добропільського масиву (Західне Приазов'я, Український щит). Стаття 1. Постановка проблеми // *Зб. наук. пр. УкрДГРІ.* — 2006. — № 2. — С. 5–7.

6. Бобров О.Б., Шпильчак В.О., Стефанишин О.Б., Степанюк Л.М. Нові дані про радіологічний вік гранітоїдів Добропільського масиву (Західне Приазов'я, Український щит). Стаття 2. Геологія, петрографія, петрохімія // Там само. — № 4. — С. 7—36.
7. Великославинский С.Д. Геохимическая типизация кислых магматических пород ведущих геодинамических обстановок // Петрология. — 2003. — **11**, № 4. — С. 363—380.
8. Демедюк В.В. Изотопный возраст постколлизийных жильных гранитов в Терноватской структуре (Приазовский мегаблок УЩ) // Теоретичні та прикладні аспекти геоінформатики : Зб. наук. пр. — К., 2010. — С. 142—146.
9. Киньшаков В.Н. и др. Глубинное геологическое картирование м-ба 1 : 50000, проведенное в 1986—1990 гг. Листы L-37-1-В, L-37-1-Г.
10. Магматические горные породы. Классификация, номенклатура, петрография. — М. : Наука, 1983. — Т. 1, ч. 2. — С. 371—767.
11. Трондjemиты, дациты и связанные с ними породы : Пер. с англ. / Под ред. Ф. Баркера. — М. : Мир, 1983. — 488 с. (Науки о Земле ; Т. 86).
12. Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Бартницкий Е.Н., Шпильчак В.А. Возраст гранитоидов Гуляйпольского блока // Докл. НАН Украины. — 2000. — № 5. — С. 139—144.
13. DePaolo D.J. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic // Nature. — 1981. — **291**, No 5812. — P. 193—196.
14. Martin H. The archaean grey gneisses and the genesis of continental crust // Archean Crustal Evolution. — Amsterdam : Elsevier, 1994. — P. 205—254.
15. Moyen J.F., Stevens G., Kisters A.F.M., Belcher R.W. TTG plutons of the Barberton Granitoid-Greenstone terrain, South Africa // Earth's Oldest Rocks. — Elsevier, 2007. — P. 607—667.
16. Robb L.J., Anhaeusser C.R. Chemical and petrogenetic characteristics of Archaean tonalite-trondjemite gneiss plutons in the Barberton Mountain Land // Spec. Publ. Geol. Soc. South Afr. — 1983. — Vol. 9. — P. 1030—1163.
17. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts : implications for mantle composition and processes // Magmatism in the Ocean Basins / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. — 1989. — P. 313—345 — (Geol. Soc. Spec. Publ. ; No 42).

Ин-т геохимии, минералогии и рудообразования  
им. Н.П. Семеново НАН Украины, Киев  
Гос. учреждение "Земля" при ИГМР  
им. Н.П. Семеново НАН Украины, Киев

Поступила 31.08.2010

**РЕЗЮМЕ.** Еволюційні зміни хімічного складу гранітоїдів на Гуляйпольському блоці від архейських (3,1) до протерозойських (2,1 млрд рр.) проявились у зростанні вмісту літофільних (K, Rb, Ba) і високочарядних (Nb, Y, Th) елементів, підвищенні значень Rb/Sr і Nb/Ta співвідношень, що відображає ступінь кратонізації континентальної кори. Гранітоїди тоналіт-тронд'єміт-гранодіоритової формації виплавлені, ймовірно, у результаті часткового плавлення метабазитів зеленокам'яних поясів у процесі субдукції. Гранітоїди шевченківського (2,835 ± 0,03), ремівського (2,97 ± 0,18), добропільського (2,1 ± 0,015 млрд рр.) комплексів мають "змішані" геохімічні характеристики мантійних і корових гранітів, що є характерним для зон колізії. Двопольовошпатові постколізійні граніти анадольського комплексу мають геохімічні характеристики корових гранітів та за складом відповідають внутрішньоплитним гранітам.

**SUMMARY.** Under the new geological data, the granite-greenstone association of the Gulyaipole block (3.2—2.92 Ga) was formed on Paleoproterozoic granulitic-gneiss crust as a result of lifting the Mesoproterozoic mantle plume. The plume activity is connected with the emergence of granitoid intrusions of Mesoproterozoic tonalite-trondjemite-granodiorite (TTG) formation and probably Shevchenko granodiorite complex. Early intrusions of tonalites and granodiorites of TTG formation were formed in the interval of 3.1—3.0 Ga; trondjemites of TTG formations and granites of Remov complex on Volchansk and Remov granulite-gneiss blocks — 2.92—2.97 Ga; the introduction of intrusives granodiorite of the Shevchenko complex — 2.835 Ga; collision of Gulyaipole granite-greenstone block enclosing Volchansk and Remov granulite-gneiss blocks — 2.10 ± 0.015 Ga; the introduction of granites of Dobropol'e and Anadol complexes (2.1 Ga). Evolutionary changes in the chemical composition of granitoids in Gulyaipole block from Archean (3.1 Ga) to the Proterozoic (2.1 Ga) — are expressed in an increase in the contents of lithophile (K, Rb, Ba) and highly charged (Nb, Y, Th) elements increasing Rb/Sr and Nb/Ta relations, which reflects the degree of kratonization of the continental crust. TTG formations granitoids were probably produced as a result of partial melting of metabasites of greenstone belts in the process of subduction. The granitoids of the Shevchenko (2.835 ± 0.03 Ga), Remov (2.97 ± 0.18 Ga), Dobropol'e (2.1 ± 0.015 Ga) complexes have "mixed" geochemical characteristics of the mantle and crustal granites, that is typical of the collisional geodynamic environment. Two feldspar, postcollisional granites of the Anadol complex have geochemical characteristics of crustal granites and as to their composition correspond to intraplate granites.