

Геохимия архейской анортозит-диорит-гранодиорит-плагногранитной серии Александровской структуры (Среднеприднепровский мегаблок УЩ)

Самборская И. А.¹, Артеменко Г. В.¹, Бондаренко И. Н.¹, Мартынюк А. В.²

¹Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н. П. Семеново
НАН Украины, Киев

²Криворожская комплексная геологическая партия, Кривой Рог

Андезиновые анортозиты, диориты, гранодиориты и плагнограниты Александровской структуры (3060 млн лет), прорывающие габбро-гипербазитовый комплекс, относятся к одной серии магматических пород. Она сформировалась, вероятно, в результате двухстадийного процесса, охватывающего разные степени частичного плавления метабазитов толеитового состава с роговообманковым, и/или гранатовым реститом на средней, или большой глубине с последующим разделением этих расплавов на анортозитовую и гранитную магмы во время фракционной кристаллизации роговой обманки и плагиоклаза в промежуточных магматических камерах. Характерной особенностью плагногранитоидов этой серии служат низкие значения содержания K_2O , Rb, Nb, Ta, PЗЭ, U, Th и положительные европиевые аномалии ($Eu/Eu^* = 1,07-3,57$), чем они отличаются от плагногранитоидов сурского комплекса (ТТГ формации). Андезиновые анортозиты Александровской структуры по многим петрохимическим параметрам могут рассматриваться в качестве потенциального источника глиноземного сырья.

Введение. Авдотьевско-Александровская структура до недавнего времени оставалась наименее изученной в Среднеприднепровском мегаблоке. Первые достаточно детальные петрографические и геохронологические исследования диоритов, гранитоидов и габбро-гипербазитового комплекса были выполнены только при геологосъемочных работах Змиевского Г. Е. и Мартынюка А. В. в 1986–1993 гг. Центральная часть этой структуры сложена практически полностью диоритами и гранитами, которые имеют интрузивный контакт с габброидами и ультрамафитами. Изотопный уран-свинцовый возраст гранодиоритов по циркону – 3060 ± 15 млн лет (конкордантный) [1]. Среди диоритов и гранитоидов Александровской структуры выделяются такие минеральные разновидности: диориты двупироксеновые, роговообманковые, биотит-роговообманковые; лейкодиориты; кварцевые диориты роговообманковые, биотит-роговообманковые; гранодиориты роговообманково-биотитовые и плагнограниты. С последними тесно ассоциируют андезиновые анортозиты, которые чередуются с ними в разрезе. Кварцевые сиениты являются, вероятно, дайковыми образованиями. Следует отметить, что ассоциация анортозитов с более кислыми породами, является очень слабо изучена [11, 13] и на Среднеприднепровском мегаблоке ранее не описывалась.

Методика исследований. Нами выполнено детальное геохимическое и микросондовое исследование андезиновых анортозитов, гранодиоритов, плагногранитов и кварцевых сиенитов Александровской структуры. С целью их корреляции с плагногранитоидами Среднеприднепровского мегаблока, были также изучены геохимические характеристики плагногранитоидов ТТГ ассоциации из Вольнохуторского и Саксаганского массивов. Анализы редких, в том числе редкоземельных элементов были вы-

полнены методом масс-спектропии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) на масс-спектрометре Elan 6100 в ЦЛ ВСЕГЕИ. Состав минералов изучался в полированных шлифах и монофракциях на рентгеновском микроанализаторе JXA-5 в ИГМР НАН Украины.

Петрохимическая характеристика средних и кислых пород. Андезиновые анортозиты вскрыты в скв. 23244 – два интервала мощностью 40 и 70 м, разделенные телом плагногранитов мощностью 45 м. Это крупно-, иногда гигантозернистая порода с массивной текстурой. Структура породы панидиоморфнозернистая. Это почти мономинеральная порода, состоящая из широкотаблитчатых кристаллов (до 6 мм в поперечнике) плагиоклаза с узкими полосками полисинтетических двойников, единичных зерен кварца и вторичного низкотемпературного амфибола (до 10 %). Плагиоклаз представлен андезином – Al_{34} (табл. 1). По содержанию SiO_2 (51,3–54,2 мас. %) эти породы можно отнести как к средним (SiO_2 53,0–64,0) так и основным (SiO_2 44,0–53,0) породам (табл. 2) [14]. На диаграмме AFM (рис. 1) их фигуративные точки составов расположились в поле известково-щелочных пород, а на диаграмме TAS ($SiO_2 - (Na_2O + K_2O)$) [15] они попадают в поле габбро-диоритов (рис. 2).

Это высокоглиноземистые ($al = 2,37-3,11$) породы, натриевой серии, нормального петрохимического ряда – $(Na_2O + K_2O) = 4,08-4,80$ мас. %. Содержат небольшие количества MgO (2,88–3,93 мас. %), TiO_2 (0,06–0,22), K_2O (0,14–0,24). Коэффициент железистости пород – в пределах 53–64 % (табл. 2). Содержание нормативного ортоклаза – 0,60–1,44 %.

Диориты. Породы среднего состава представлены диоритоидами и двуслюдяными сланцами. Диориты распространены ограничено. Известны двупироксеновые,

Таблица 1
Результаты микрозондового анализа плагиоклазов и пироксенов из пород Александровской структуры

Номер анализа / образца	1/90-318	2/90-319	3/90-321	4/91-358	5/91-386	6/93-179	7/90-318	8/91-386	9/90-319	10/90-321	11/90-319	12/91-385	13/90-321	14/91-386	15/93-179	16/93-179	17/90-318	18/90-319	19/91-358
Минерал	плагиоклаз					ортопироксен		амфибол		биотит		гетит		ильменит					
SiO ₂	61,278	60,498	61,572	60,307	58,573	63,624	52,487	54,654	40,701	43,669	36,983	36,987	36,554	37,892	44,042	36,737	-	-	-
TiO ₂	0,313	0	0	0,014	0	0	0,274	0,228	0,585	0,601	2,052	1,843	2,433	1,222	0,169	0	52,68	52,487	53,097
Al ₂ O ₃	23,209	24,957	23,543	26,435	25,682	22,911	2,681	0,116	14,648	12,241	16,726	17,172	15,736	16,085	30,944	20,971	0,125	0	0,046
FeO	0,205	0,089	0,201	0,204	0,221	0,026	25,776	23,568	18,295	18,105	18,622	20,638	23,727	16,681	3,925	17,753	46,027	45,796	45,866
MnO	0,018	0,041	0,016	0,045	0,048	0,06	0,91	0,458	0,355	0,459	0,935	0,078	0,187	0,121	0,084	20,983	1,018	1,437	0,463
MgO	0,388	0	0	0	0	0	15,853	18,566	8,921	9,204	11,33	12,903	10,172	16,395	1,49	1,117	0	0,146	0,138
CaO	5,858	6,522	5,602	5,018	7,701	3,227	1,431	0,394	10,195	11,176	0,216	0,131	0,111	0,225	0,248	1,847	-	-	-
Na ₂ O	8,1	7,385	8,791	8,355	7,425	9,608	0,28	0	2,113	1,597	0,116	0	0	0,063	0,604	0	-	-	-
K ₂ O	0,2	0,06	0,136	0,114	0,048	0,1	0,027	1,145	0,441	0,478	8,987	9,625	9,503	6,61	9,54	-	-	-	-
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,026	0	0,025	0	0	0,009	0,029	0,026	0,013	0,022
Ba	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,067	-	-
V	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,008	0
FeO+MgO	-	-	-	-	-	-	-	-	27,22	27,31	29,95	33,54	33,9	33,08	5,42	-	-	-	-
Сумма	99,569	99,552	99,861	99,492	99,698	99,556	99,719	99,129	96,254	97,556	95,067	99,402	98,423	96,294	92,122	99,437	99,884	99,879	99,638
An	16,42	19,35	14,89	13,74	22,48	8,45	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ab	82,09	79,84	84,4	85,5	76,74	90,85	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Or	1,49	0,81	0,71	0,76	0,78	0,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
En	-	-	-	-	-	-	50,66	57,74	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Wo	-	-	-	-	-	-	3,06	0,84	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fs	-	-	-	-	-	-	46,29	41,42	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Kф	-	-	-	-	-	-	-	-	0,87	0,66	0,82	0,82	0,7	0,5	0,72	-	-	-	-

Примечание. 1, 7, 17 – гранодиорит, скв. 23221, гл. 292,0 м; 2, 9, 11, 18 – гранодиорит, скв. 23221, гл. 294,3 м; 3, 10, 13 – гранодиорит, скв. 23221, гл. 300,0 м; 4, 12, 19 – плагиогранит, скв. 23244, гл. 196,0 м; 5, 8, 14 – лейкодиорит, скв. 23239, гл. 163,4 м; 6, 15 – кварцевый сиенит, скв. 23306, гл. 160,4 м

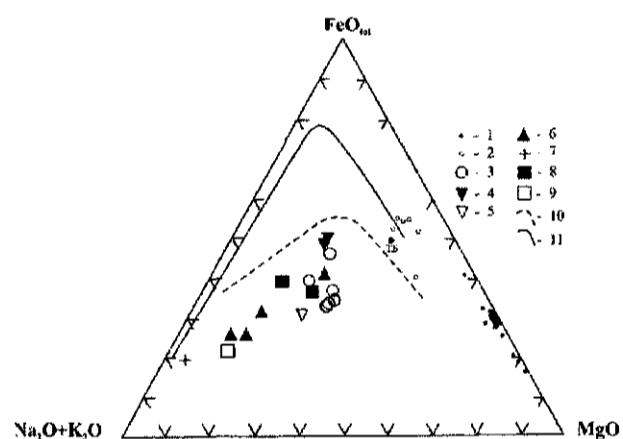


Рис. 1. Диаграмма AFM для магматических пород Александровской структуры. 1 – ультрафиты; 2 – габброиды; 3 – андезитовые анортозиты; 4 – диориты; 5 – лейкодиориты; 6 – плагиогранитоиды; 7 – кварцевые сиениты; 8 – кварцевые диориты Вольнохутурского массива и гранодиориты Бородаевского карьера; 9 – плагиограниты Саксаганского массива; 10 – линия раздела толеитовой и известково-щелочной серий; 11 – скергаардский тренд дифференциации

роговообманковые и биотит-роговообманковые диориты (скв. 23221, 23222). Плагиоклаз в этих породах представлен андезитом (An30–35). Лейкодиориты встречаются редко и зафиксированы нами в скв. 23239.

Лейкодиориты (скв. 23239, обр. 91-386, гл. 163,4 м) – среднезернистая, лейкократовая порода. Состоят из плагиоклаза (до 80%), кварца (до 5%) и темноцветных минералов – пироксена и биотита до 15%. Плагиоклаз представлен олигоклазом (An22), ортопироксен – энстатитом (En58Wo0,8Fs41) (табл. 1). Породы высокоглиноземистая

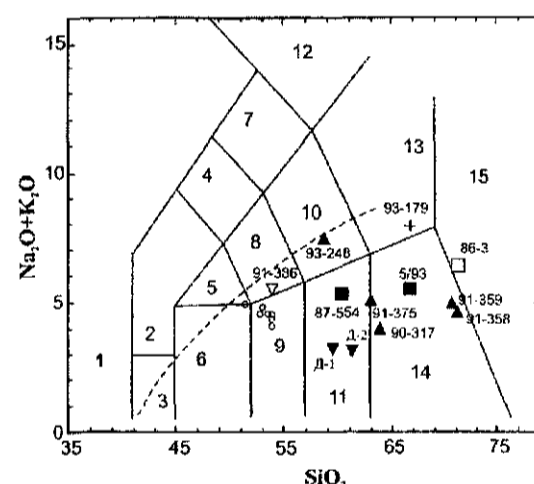


Рис. 2. Диаграмма TAS (SiO₂ - (Na₂O + K₂O)) для магматических пород Александровской структуры. Условные обозначения на рис. 1. Классификационные поля по [14]: 1 – фойдолит, 2 – фойдогаббро, 3 – перидотитовое габбро, 4 – фойдомонцодиорит, 5 – монцогаббро, 6 – габбро, 7 – фойдомонцосиенит, 8 – монцодиорит, 9 – габбро-диорит, 10 – монзонит, 11 – диорит, 12 – фойдосиенит, 13 – сиенит-кварцевый монзонит, 14 – гранодиорит, 15 – гранит. Штриховая линия разделяет поля щелочных и известково-щелочных пород

(al = 2,91). Коэффициент железистости (Кф) равен 58%. На диаграмме TAS они попадают в поле монцодиоритов (рис. 2).

Кварцевые диориты встречаются чаще, чем диориты. Роговообманковые кварцевые диориты (скв. 23220, обр. Д-1, Д-2) характеризуются следующим минеральным составом, %: плагиоклаз 40–50, зеленая роговая обманка 25–35, кварц 15–20, рудный минерал – 1–5, апатит до 1%. Плагиоклаз представлен олигоклазом. Структура пород гипидиоморфнозернистая.

Таблица 2

Результаты химического анализа кварцевых диоритов, андезитовых анортозитов и гранитоидов Авдотьевско-Александровской структуры, %

Компонент	1/91-294	2/91-351	3/91-374	4/91-355	5/91-356	6/91-365	7/91-369	8/91-370	9/91-386	10/Д-1	11/Д-2	12/90-317	13/91-375	14/91-358	15/91-359	16/93-179	17/93-248	18/87-554	19/5-93	20/86-3	21/ТТГ, ср
SiO ₂	53,78	53,3	53,85	54,2	52,92	53,88	51,34	52,66	54,02	59,4	61,5	64,04	69,2	71,22	70,9	66,92	59	60,12	66,82	71,5	69,79
TiO ₂	0,08	0,06	0,09	0,07	0,07	0,13	0,22	0,09	0,22	0,76	0,74	0,42	0,38	0,34	0,36	<0,02	0,57	0,5	0,52	0,42	0,34
Al ₂ O ₃	23,32	24,5	24,43	22,7	22,91	23,39	22,89	21,99	22,63	17,87	18,4	17,9	15,06	14,77	13,72	18,48	19,76	15,86	15,48	14,32	15,56
FeO	0,28	0,7	0,91	0,8	0,91	0,87	2,17	0,55	<0,10	2,14	0,14	1,16	1,31	0,55	0,75	0,32	0,84	1,84	1,61	0,48	3,12
FeO	3,81	4,1	3,38	4,2	4,25	4,17	5,45	4,81	4,45	4,64	5,29	4	2,16	2,44	1,87	2,08	4,67	4,29	3,59	2,3	-
MnO	0,06	0,11	0,07	0,09	0,09	0,07	0,2	0,09	0,15	0,1	0,08	0,09	0,03	0,04	0,05	0,09	0,12	0,11	0,14	0,05	0,05
MgO	3,57	3,6	3,57	3,8	2,88	3,64	3,66	3,93	3,24	2,6	2,23	3,03	1,52	1,21	0,94	0,49	2,23	3,29	2,11	1,32	1,18
CaO	9,45	8,5	8,71	8,3	9,74	8,14	8,41	10,14	8,45	7,57	7,04	3,92	4,29	3,65	4,95	2,78	3,47	5,67	3,02	2,23	3,19
Na ₂ O	3,88	4,48	4,12	4,16	4,7	4,4	4,3	4,4	5,42	3,2	2,9	3,88	4,6	4,26	4,5	7,32	7,5	4,2	4	4,46	4,88
K ₂ O	0,2	0,11	0,2	0,21	0,1	0,14	0,24	0,2	0,24	0,15	0,15	0,2	0,4	0,4	0,4	0,6	0,1	1	1,7	1,68	1,76
S ₆₀	0,02	Сл.	0,07	0,27	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	-	-	0,02	0,02	Сл.	Сл.	Не опр.	Сл.	0,04	Сл.	Сл.	-
P ₂ O ₅	0,04	0,05	0,04	0,03	Сл.	0,06	<0,02	0,06	<0,02	0,15	0,2	0,16	0,08	0,06	0,09	0,16	0,15	0,24	0,02	0,11	0,13
CO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,88	-	0,14	Не опр.	Не опр.	Не опр.	-	1	-	0,31	-	-
H ₂ O	0,1	-	0,2	-	Сл.	0,24	0,19	Сл.	0,2	0,66	0,07	-	0,08	0,14	0,01	0,13	0,11	0,03	0,06	0,05	-
П.п.п.	0,73	0,8	0,61	0,9	0,95	0,86	0,97	0,94	0,74	0,99	0,91	0,7	0,34	0,43	0,46	0,3	1,01	1,64	0,62	0,85	-
Сумма	99,53	100,3	100,35	99,73	99,52	99,99	100	99,86	99,76	100,27	100,54	99,51	99,61	99,51	100	99,67	99,53	99,83	99,69	100,08	-
mg	0,47	0,43	0,45	0,43	0,36	0,42	0,39	0,42	0,42	0,28	0,29	0,37	0,3	0,29	0,26	0,17	0,29	0,35	0,57	0,32	0,27
Kф	0,53	0,57	0,55	0,57	0,64	0,58	0,62	0,58	0,58	0,72	0,71	0,63	0,7	0,71	0,74	0,83	0,71	0,65	0,43	0,68	0,73
ш'	3,04	3,92	3,11	2,58	2,85	2,69	2,51	2,37	2,91	1,91	2,4	2,19	3,02	3,52	3,85	6,39	2,55	1,68	2,53	3,49	3,62

Примечание. Александровский участок, скв. 23244: 1 – андезитовый анортозит, инт. 120,0–130,0 м; 2 – то же, гл. 136,4 м; 3 – то же, инт. 123,0–178,0 м; 4 – то же, гл. 173,5 м; 5 – то же, гл. 185,4 м; 6 – то же, гл. 250,8 м; 7 – то же, гл. 284,0 м; 8 – то же, гл. 288,4 м; скв. 23239: 9 – лейкодиорит, гл. 163,4 м; скв. 23220: 10 – диорит, инт. 211,4–211,6 м; 11 – диорит, инт. 126,4–126,6 м; скв. 23221: 12 – гранодиорит, инт. 291,1–300,8 м; скв. 23244: 13 – плагиогранит, инт. 192,0–227,0 м; 14 – то же, гл. 196,0 м; 15 – то же, гл. 205,2 м; скв. 23306: 16 – кварцевый сиенит, 160,4 м. Авдотьевский участок, скв. 23649: 17 – кварцевый диорит, инт. 64,3–65,9. Вольнохуторский массив, скв. 21008: 18 – кварцевый диорит, инт. 213–217 м. Бородавский карьер: 19 – гранодиорит. Саксаганский массив, с. Коломийцево, карьер: 20 – саксаганский плагиогранит; 21 – средний состав гранитоидов ТТГ [14]. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГМР им. Н. П. Семеновко НАН Украины.

По химическому составу (SiO₂ 59,4–61,5, Na₂O 2,9–3,2, K₂O – 0,15 мас. %) порода относится к нормальному петрохимическому ряду средних пород, натриевой серии (табл. 2), высокоглиноземистая (al = 1,91 – 2,40). Коэффициент железистости (Кф) равен 71–72 %. На диаграмме TAS они попадают в поле диоритов (рис. 2).

Гранодиориты изучены в скв. 23221, гл. 291,1–300,8 м (обр. 90-317, 90-318, 90-319, 90-321) представлены роговообманково-биотитовыми разностями. Среднезернистые породы, структура гипидиоморфнозернистая. Минеральный состав, %: плагиоклаз 60–70, кварц 25–30, зеленая роговая обманка и биотит до 5, зерна рудного минерала 1–5, апатит, циркон и сфен – единичные зерна. Биотит

(табл. 1) представлен светло-бурыми чешуйками, расположенными между ксеноморфными кристаллами кварца и идиоморфным плагиоклазом. Плагиоклаз полисинтетически сдвойникован и представлен олигоклазом (An15, An16, An19), рудный минерал – ильменитом (табл. 1). В обр. 90-318 (гл. 292,0 м) присутствуют единичные зерна ортопироксена (табл. 1) – энстатита (En51Wo3Fs46).

Гранодиориты по химическому составу (SiO₂ – 64,04, Na₂O – 3,88, K₂O – 0,20 мас. %) относятся к нормальному петрохимическому ряду кислых пород, натриевой серии (табл. 2). Высокоглиноземистые (al = 2,19). Коэффициент железистости породы равен 63 %. На диаграмме TAS они попадают в поле гранодиоритов (рис. 2).

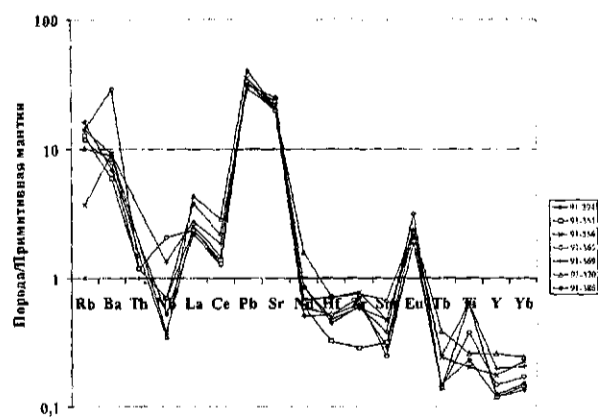


Рис. 3. Нормализованное к примитивной мантии [17] распределение редких элементов в андезитовых анортозитах Александровской структуры

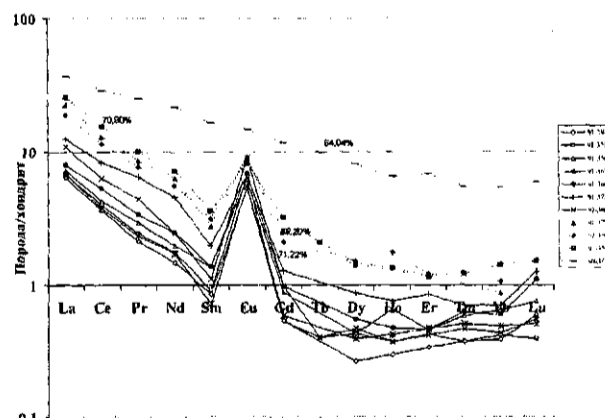


Рис. 4. Нормализованное к хондриту C1 [17] распределение РЗЭ в андезитовых анортозитах и плагиогранитоидах Александровской структуры

Плагиограниты (скв. 23244, гл. 192,1–230,4 м; обр. 91-358, 91-359, 91-362, 91-375). Лейкократовая, среднезернистая порода. Состоит из идиоморфных зерен плагиоклаза (до 80 %), ксеноморфного кварца (20 %) и небольшого количества темноцветных минералов – биотита и зеленой роговой обманки (до 10 %). Присутствуют единичные зерна рудного минерала, представленного ильменитом (табл. 1). Структура породы гипидиоморфнозернистая. Плагиоклаз сдвойникован и представлен олигоклазом (An14, табл. 1). Акцессорный биотит располагается в промежутках между кристаллами плагиоклаза.

По химическому составу плагиограниты относятся к семейству низкощелочных гранитов и к нормальному петрохимическому ряду кислых пород (SiO_2 69,20–71,22, Na_2O 4,26–4,60, K_2O – 0,40 мас. %), натриевой серии (табл. 2). Породы высокоглиноземистая ($a = 3,02$ –3,85). Коэффициент железистости равен 70–74 %. На диаграмме TAS они попадают в поле гранодиоритов (рис. 2).

Кварцевый сиениты (скв. 23306, гл. 160,4 м; обр. 93-179) являются, вероятно, дайковыми образованиями. Это среднезернистая порода порфировидной структуры. Минеральный состав, %: плагиоклаз – 70; кварц – 30; пироксен, рудный минерал, апатит и циркон – единичные зерна. Плагиоклаз представлен альбитом (An8, табл. 1). Породы содержат 3,57 % нормативного ортоклаза, относятся к семейству субщелочных сиенитов, к субщелочному петрохимическому ряду кислых plutonic пород (SiO_2 – 66,92, Na_2O – 7,32, K_2O – 0,60 мас. %) натриевой серии (табл. 2). Высокоглиноземистые ($al = 6,39$), с высоким коэффициентом железистости ($Kf = 83$ %). На диаграмме TAS они попадают в поле сиенита-кварцевого монзонита (рис. 2).

Геохимическая характеристика андезитовых анортозитов и плагиогранитоидов. Андезитовые анортозиты. Для андезитовых анортозитов характерно низкое содержание рубидия ($Rb = 1,77$ –10,3 ppm), при этом, для этого типа пород, содержание стронция – ($Sr = 296$ –446 ppm) (табл. 3). Рубидий-стронциевое отношение – $Rb/Sr = 0,005$ –0,024. Содержание иттрия и ниобия низкие ($Y = 0,53$ –1,17 ppm; $Nb = 0,25$ –1,47). На спайдер-диаграмме выявляются отрицательная аномалия ниобия ($(Nb/La)N = 0,08$ –0,87) и положительные аномалии Pb, Sr, Eu и Ti (рис. 3).

Суммарное содержание РЗЭ в андезитовых анортозитах 34,3–47,1 ppm. Распределение РЗЭ дифференцированное – $CeN/YbN = 6,64$ –11,8, характерны положительные европиевые аномалии ($Eu/Eu^* = 1,07$ –9,36) (рис. 4). Наблюдаемое в андезитовых анортозитах Александровской структуры высокое отношение $LRZЭ/TPZЭ$ свидетельствует о обедненности их исходного расплава тяжелыми РЗЭ. Согласно результатам Sm-Nd изотопных исследований (табл. 4), исходная магма для андезитовых анортозитов (проба 91-355) выплавилась из слабо деплетированного ($\Sigma Nd(T) = +1,1$; $TNd(DM) \sim 3,07$ млрд лет) мантийного субстрата.

Плагиогранитоиды. Для плагиогранитоидов Александровской структуры характерно очень низкое со-

держание рубидия ($Rb = 1,77$ –8,12 ppm), при содержании стронция – ($Sr = 218$ –375 ppm) (табл. 3). Рубидий-стронциевое отношение низкое – $Rb/Sr = 0,006$ –0,022. По сравнению с плагиогранитоидами ТТГ ассоциации Среднеприднепровского мегаблока, в них существенно меньше K_2O , Rb, Nb, Ta, РЗЭ, U, Th, что указывает на их разные магматические источники и, вероятно, другой генезис (табл. 2, 3). На диаграмме NCK точки составов плагиогранитоидов Александровской структуры расположились параллельно тоналит-трондьемитового тренду интрузивной серии юго-западной Финляндии [8], хотя содержание K_2O и CaO в них несколько ниже (рис. 5).

Суммарное содержание РЗЭ в плагиогранитоидах Александровской интрузии 83,6–202,3 ppm. Они характеризуются наличием положительной европиевой аномалии ($Eu/Eu^* = 1,07$ –3,57) (табл. 3, рис. 4), которая увеличивается с ростом содержания SiO_2 , параллельно уменьшается содержание РЗЭ. Такой тип дифференциации РЗЭ описан для средних и кислых пород в габбро-диорит-тоналит-трондьемитовой серии в юго-западной Финляндии [8].

По геохимическим характеристикам плагиогранитоиды подобны андезитовым анортозитам, отличаясь несколько большим содержанием Ba, Zr, Hf, РЗЭ и меньшим – Sr, V, Co и Ni (табл. 3). На спайдер-диаграмме плагиогранитоидов четко выделяются положительные аномалии Eu, Zr, Hf, Sr, Pb и отрицательная аномалия ниобия ($(Nb/La)N = 0,29$ –0,77 (рис. 6). В гранодиоритах (обр. 90-317) выявляется отрицательная, а в плагиогранитах (обр. 91-358, 91-359) – положительная аномалии Ti. Спектры распределения РЗЭ плагиогранитоидов Александровской структуры закономерно расположены выше и параллельно спектрам РЗЭ андезитовых анортозитов, что свидетельствует о едином процессе их формирования в магматическом источнике.

Кварцевые диориты Авдотьевского участка (обр. 93-248) по распределению РЗЭ и наличию положительной европиевой аномалии ($Eu/Eu^* = 1,92$) весьма сходны с плагиогранитоидами Александровского участка, отличаясь от них несколько большим содержанием редких элементов (табл. 3), что объясняется, вероятно, их гранитизацией.

Согласно результатам Sm-Nd изотопных исследований (табл. 4) плагиограниты (пр. 91-358) и гранодиориты (пр. 90-317) выплавлялись из слабо деплетированного ($\Sigma Nd(T) = 0,9$ –1,4; $TNd(DM) \sim 3,0$ млрд лет) мантийного субстрата.

Плагиогранитоиды анортозит-диорит-гранодиорит-плагиогранитной серии Александровской структуры характеризуются очень низким содержанием нормативного ортоклаза (1,2–2,4 %), что типично для океанических плагиогранитов [9] и резко отличает их от гранофиров крупных расслоенных континентальных интрузий, в которых нормативный ортоклаз составляет не менее 20 %.

Кварцевые сиениты имеют сильно дифференцированное распределение РЗЭ ($CeN/YbN = 12,6$). Они характеризуются обедненностью тяжелыми РЗЭ и присутствием отрицательной европиевой аномалии $Eu/Eu^* =$

Таблица 3

Содержание редких и редкоземельных элементов в андезитовых анортозитах, диоритах и плагногранитоидах Авдотьевско-Александровской структуры в ТТГ ассоциации, ppm

Элемент	1/91-294	2/91-351	3/91-356	4/91-365	5/91-369	6/91-370	7/91-386	8/91-375	9/91-358	10/90-317	11/91-359	12/93-179	13/248	14/87-554	5/5-93	16/86-3	ТТГ ср [14]	нижний предел
Be	1,05	<1	0,54	0,86	0,65	0,78	<1	-	-	-	0,75	2,37	<1	1,23	1,26	<1	-	1
Rb	10,3	8,07	2,33	7,52	9,06	6,48	8,96	-	-	8,12	1,77	4,31	0,61	29,4	138	27,5	55	0,5
Sr	438	494	446	415	438	440	526	-	-	375	296	137	255	333	165	185	454	0,5
Ba	48,4	41,1	64,9	55,3	64	61,9	202	218	254	229	200	63,9	35,6	226	489	359	690	3
V	35,9	37	34,3	35,1	43,7	45	26,8	-	-	81,1	29,2	6,09	78,7	113	52,3	33,2	-	5
Cr	43,8	25	30,5	48,1	33,5	38,1	43,8	-	-	27,2	24,6	<5	20,5	29,6	12,8	6,51	29	5
Co	20,3	21,7	20,4	19,3	23,3	22,2	16,2	-	-	15,6	6,67	<1	19,1	21,1	11,4	6,82	-	1
Ni	32,7	44,8	30,9	59,4	29	30	64,1	-	-	15,8	16,1	5,53	29,3	37,3	16,4	8,91	14	5
Cu	18,5	9,3	14,7	21	7,49	7,4	<5	-	-	14,9	55,2	<5	43,3	46,2	46,4	12,6	-	5
Zn	50	53	62,8	55,7	66,4	65,9	37,3	-	-	68,2	82,2	<10	37,6	71,8	568	35,7	-	10
Ga	19,5	22,5	20,8	18,9	19,6	20,7	25,7	16,7	15,2	22,3	17,8	27,9	17,3	20,8	19,1	18,5	-	0,1
Y	0,53	0,53	0,79	0,67	0,89	1,17	0,56	1,76	2,18	10	2,07	1,98	6,46	14,8	14,9	3,2	7,5	0,1
Nb	0,38	<0,5	0,27	1,47	0,95	0,25	<0,5	1,59	1,43	6,92	4,44	0,56	6,01	8,7	9,68	4,49	6,4	0,5
Ta	<0,05	<0,1	<0,05	0,42	0,43	<0,05	<0,1	-	5	0,36	0,26	0,16	0,41	0,8	1,07	0,53	-	0,1
Zr	7,01	3,23	8,77	7,82	6,58	8,48	6,75	107	-	178	94,4	75,2	389	106	222	119	152	1
Hf	0,16	<0,1	0,22	0,16	0,15	0,22	0,14	1,71	1,39	3,94	2,35	11,7	10,9	3,05	6,6	3,6	-	0,1
U	0,17	<0,1	<0,1	0,43	<0,1	<0,1	0,53	0,5	6,17	<0,1	<0,1	7,02	0,36	0,66	2,66	0,62	1,6	0,1
Th	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	0,13	0,12	-	-	0,22	<0,1	0,41	2,36	2,18	8,5	6,28	6,9	0,1
La	1,52	1,62	1,74	1,63	1,91	2,98	2,6	5,3	4,45	8,64	6,06	2,14	17	17	31,7	23,4	32	0,01
Ce	2,25	2,44	2,63	2,31	3,27	5,11	3,9	8,03	7,08	17,6	9,52	4,34	28,3	36,1	63,6	42,4	56	0,01
Pr	0,2	0,23	0,28	0,22	0,32	0,62	0,42	0,82	0,74	2,37	0,95	0,5	2,77	4,32	7,23	4,17	-	0,01
Nd	0,69	0,82	0,92	0,8	1,16	2,14	1,15	2,96	2,63	10	3,39	1,89	9,67	17,3	26,1	13,1	21,4	0,01
Sm	0,13	0,14	0,21	0,11	0,21	0,3	0,17	0,42	0,48	2,49	0,55	0,52	1,57	3,42	4,59	1,99	3,3	0,005
Eu	0,31	0,38	0,36	0,32	0,4	0,39	0,53	0,52	0,53	0,85	0,48	0,13	1	1,14	1,05	0,56	0,92	0,005
Gd	0,11	0,11	0,18	0,12	0,2	0,26	0,2	0,52	0,43	2,39	0,66	0,52	1,61	3,77	4,15	1,64	2,2	0,01
Tb	0,016	0,015	0,026	0,015	0,027	0,042	0,015	8,2	-	0,37	0,078	0,052	0,19	0,55	0,55	0,2	0,31	0,005
Dy	0,067	0,11	0,11	0,1	0,14	0,22	0,12	0,36	0,38	2,06	0,37	0,3	1,15	3,13	2,95	0,82	1,16	0,01
Ho	0,017	0,021	0,037	0,024	0,027	0,043	0,021	-	0,1	0,37	0,076	0,046	0,25	0,56	0,55	0,13	-	0,005
Er	0,056	0,07	0,076	0,078	0,077	0,14	0,069	0,19	0,2	1,13	0,19	0,15	0,81	1,5	1,53	0,34	0,59	0,01
Tm	0,0096	0,0096	0,015	0,013	0,016	0,018	0,012	1,9	-	0,14	0,031	0,016	0,14	0,25	0,25	0,051	-	0,005
Yb	0,066	0,071	0,11	0,083	0,1	0,12	0,074	0,15	0,18	0,92	0,24	0,096	0,9	1,41	1,59	0,26	0,55	0,01
Lu	0,015	0,01	0,019	0,013	0,028	0,032	0,014	-	-	0,15	0,038	0,017	0,16	0,23	0,26	0,045	0,12	0,005
Ge	1,06	0,84	0,85	0,88	0,69	1,01	0,8	0,78	0,63	1,1	0,85	1,13	1,23	1,35	1,17	0,93	-	0,1
Mo	1,39	<1	<1	<1	<1	<1	<1	-	-	0,79	<1	<1	<1	<1	2,67	<1	-	1
Sn	0,54	<0,5	0,45	0,34	0,43	0,36	<0,5	-	-	1,18	1,17	<0,5	<0,5	1,09	1,06	0,61	-	0,5
Sb	0,15	<0,5	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,5	-	-	<0,1	<0,1	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	-	0,5
Cs	1,92	1,82	0,47	1,17	1,84	1,28	2,36	1,15	0,83	1,75	0,4	0,44	<0,1	1,82	8,09	0,37	-	0,1
W	0,35	<0,5	0,15	0,34	0,29	0,14	<0,5	-	-	0,17	0,14	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	-	0,5
Tl	0,11	<0,5	<0,1	<0,1	0,11	<0,1	<0,5	-	-	0,071	<0,1	<0,5	<0,5	<0,5	0,77	<0,5	-	0,5
Pb	2,32	2,31	2,51	2,36	2,07	2,87	2,19	-	-	2,71	6,86	28,1	1,72	4,55	13	5,07	-	1
Bi	<0,1	<0,5	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,5	-	-	<0,1	<0,1	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	-	0,5
Eu/Eu*	7,93	9,36	5,66	8,52	5,97	4,27	8,79	3,4	3,57	1,07	2,44	0,76	1,92	0,97	0,74	0,95	-	-
(Ce/Yb) _N	9,47	9,55	6,64	7,73	9,08	11,83	14,64	14,87	10,9	5,31	11,02	12,56	8,74	7,11	11,11	45,3	-	-
Rb/Sr	0,024	0,016	0,005	0,018	0,021	0,015	0,017	-	-	0,022	0,006	0,032	0,002	0,088	0,836	0,149	0,121	-

0,76 (рис. 4). На спайдер-диаграмме обнаруживается отрицательная аномалия Nb и положительные – Pb, Zr и Hf (рис. 6). Согласно геохимическим данным, кварцевые сиениты сформировались при частичном плавлении эклоги-

та, или амфиболита с присутствием в рестите граната или амфибола при РТ-условиях нижней коры. Таким образом, они имеют другой генезис, чем плагногранитоиды Александровской структуры.

Таблица 4

Результаты Sm-Nd изотопных исследований пород Александровской структуры

Номер пробы	Привязка	Порода	Ppm		¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	± 2σ	ε _{Nd} (0)	ε _{Nd} (T)	Возраст (T) для вычисления ε _{Nd} (T)	T _{DM} , De Paolo, 1981 [9]
			Sm	Nd							
91-355	Скв. 23244, гл 173,5 м	Андезитовый анортозит	5,43	23,5	0,1398	0,511568	3	-20,9	1,1	3000	3071
90-317	Скв. 23221, угл. 291,1-300,8 м	Гранодиорит	2,1	9	0,1438	0,511636	8	-19,5	0,9	3000	3102
91-358	Скв. 23244, гл. 196 м	Плагногранит	0,64	3,57	0,1079	0,510952	3	-32,9	1,4	3000	3024

Примечание. Изотопные анализы самария и неодима выполнены Коваленко А.В. в ИГД РАН

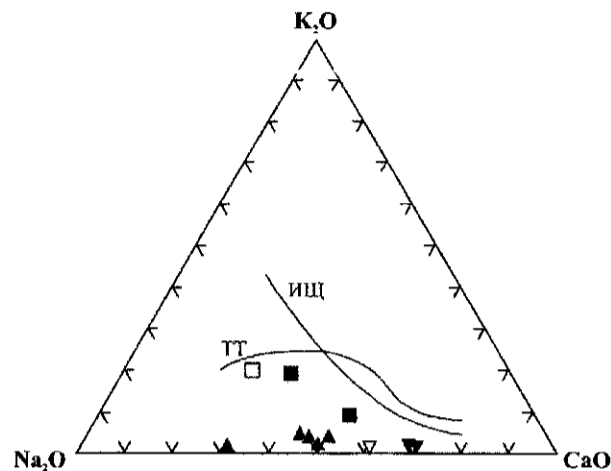


Рис. 5. Диаграмма NCK (Na_2O-K_2O-CaO) для диоритов и плагиигранитов Александровской структуры. Условные обозначения на рис. 1. ТТ – тоналит-трондьемитовый тренд; ИЦ – известково-щелочной тренд

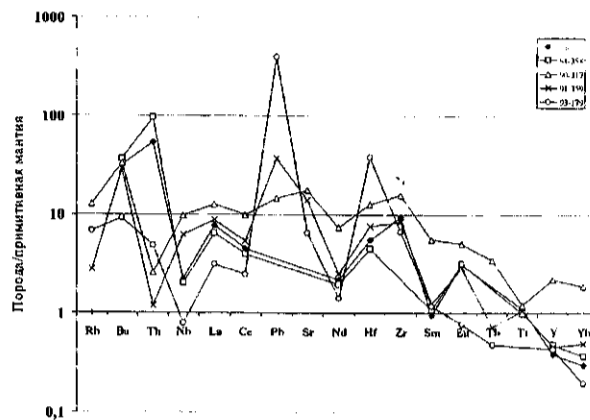


Рис. 6. Нормализованное к примитивной мантии [17] распределение редких элементов в плагиигранитоидах Александровской структуры

Выводы. Андезитовые анортозиты, диориты, гранодиориты и плагииграниты Александровской структуры (3060 млн лет), прорывающие габбро-перидотитовый комплекс, относятся к одной серии магматических пород. Они находятся в тесной геологической ассоциации, имеют близкие геохимические характеристики и сформировались из одного магматического источника: ($\Sigma Nd(T) = 0,9-1,4$; $TNd(DM) \sim 3,0$ млрд лет).

Реконструкция генезиса ассоциации анортозитов с более кислыми породами – весьма трудная проблема. Наиболее часто они рассматриваются как кумулаты силикатных расплавов, состав которых изменяется от анортозитовых габбро через габбро к гранодиоритам [2, 4, 6, 7, 13]. Первичные расплавы, из которых могут формироваться анортозитовые комплексы, могут образоваться при 5–15 % частичном плавлении метабазитов толеитового состава на средней, или большой глубине в равновесии с роговообманковым, и/или гранатовым реститом [16].

Выделенная в Александровской структуре анортозит-диорит-гранодиорит-плагиигранитная ассоциация имеет существенные геохимические отличия от хорошо изученных анортозит-плагиигранитной серии платиноносного пояса Урала [5, 6] и анортозит-йотунит-мангеритовой ассоциации [2, 16].

Она сформировалась, вероятно, в результате двухстадийного процесса, включающего разные степени частичного плавления метабазитов толеитового состава с роговообманковым, и/или гранатовым реститом на средней, или большой глубине с последующим разделением этих

расплавов на анортозитовую и гранитную магмы при фракционной кристаллизации роговой обманки и плагииклаза в промежуточных магматических камерах. Для появления анортозитов необходима обстановка медленного остывания магмы в условиях сравнительно небольшого давления либо такого застывания, при котором изменение РТ-условий происходит вблизи температуры ликвидуса [11]. Анортозит-диорит-гранодиорит-плагиигранитная серия могла сформироваться в относительно спокойных тектонических условиях на этапе стабилизации и кратонизации Среднеприднепровского ГЗО.

Плагиигранитоиды анортозит-диорит-гранодиорит-плагиигранитной серии Александровской структуры отличаются от плагиигранитоидов сурского комплекса (ТТГ ассоциации) Среднеприднепровского мегаблока существенно меньшим содержанием K_2O , Rb, Nb, Ta, PЗЭ, U, Th и присутствием положительных европиевых аномалий ($Eu/Eu^* = 1,07-3,57$), что указывает на их разные магматические источники и разный генезис.

На основании полученных новых геохимических данных авторы предлагают выделить анортозит-диорит-гранодиорит-плагиигранитную серию в стратиграфической схеме Среднеприднепровского мегаблока в качестве самостоятельного интрузивного комплекса, становление которого отражает важный этап в формировании Среднеприднепровского кратона. Андезитовые анортозиты Александровской структуры по многим петрохимическим параметрам могут рассматриваться в качестве потенциального источника глиноземистого сырья.

1. Артеменко Г. В., Бартицкий Е. Н., Маргунюк А. В. и др. Геохронология и металлогения дифференцированного и дайкового комплексов Среднего Приднепровья // Докл. НАН Украины. – 1993. – С. 124–128.
2. Богатиков О. А., Летников Ф. А., Марков М. С., Суханов М. К. Анортозиты и ранние этапы развития Земли и Луны // Анортозиты Земли и Луны. – М.: Наука, 1984. – С. 246–271.
3. Магматические горные породы. – Т.1. Классификация, номенклатура, петрография. – Часть 2. – М.: Наука, 1983. – С. 371–767.
4. Фелпс Д. Петрология, геохимия и происхождение кварц-диорит-трондьемитового комплекса Спарта, северо-восточный Орегон // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы / Пер. с англ. Под ред. Ф. Баркера. – М.: Мир, 1983. – С. 396–417 (Науки о Земле).

5. Ферштаттер Г. Б., Беа Ф., Бородина Н. С., Монтеро М. П. Анатексис базитов в зоне палеосубдукции и происхождение анортозит-плагιοгранитной серии платиноносного пояса Урала // *Геохимия*. – 1998. – № 8. – С. 768–781.
6. Ферштаттер Г. Б., Малахова Л. В., Бородина Н. С. и др. Эвгеосинклинальные габбро-гранитные серии. – М.: Наука. 1984. – 263 с.
7. Arth J.G., Barker F. Rare-earth partitioning between hornblende and dacitic liquid and implications for the genesis of trondhjemitic-tonalitic liquids // *Geology*. – 4. – 1976. – P. 534–536.
8. Arth J. G., Barker F., Peterman Z. E., Friedman I. Geochemistry of the gabbro-diorite-tonalite-trondhjemite suite of southwest Finland and its implications for the origin of tonalitic and trondhjemitic magmas // *J. Petrol.* – 9. – 1978. – P. 289–316.
9. Coleman. Ophiolites ancient Oceanic Lithosphere? – Springer-Verlag, 1977. – 229 p.
10. De Paolo D.J. Neodimium isotopes in the Colorado front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic // *Nature*. – 1981. – V. 291. – P.193–196.
11. Duchesne J.C. and Demaiffe D. Trace elements and anorthosite genesis // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1978. – 38. – P. 249–272.
12. Griffin W. L., Sundvoll B. and Kristmannsdottir H. Trace element composition of anorthosite plagioclase // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1974. – № 24. – P. 213–223.
13. Haskin L. A. and Korotev R. L. Test of a modal for trace element partition during closed-system solidification of a silicate liquid // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 41. – P. 921–939.
14. Martin H. The archean grey gneisses and the genesis of continental crust // *Archean Crustal Evolution*. Amsterdam: Elsevier. – P. 205–254.
15. Middlemost E.A.K. Naming materials in the magma/igneous rock system // *Earth-Sci. Rev.* № 37. – 1994. – P. 215–224.
16. Simmons E. C. and Hanson G. N. Geochemistry and origin of massif-type anorthosites // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 1978. – 66. – P. 119–135.
17. Sun S. S. & McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Saunders A.D. & Norry M.J. *Migmatism in the Ocean Basins* // *Geological Society Special Publication*. – № 42. – P. 313–345.

Андезитові анортозити, діорити, гранодіорити і плагіограніти Олександрівської структури (3060 млн років), що проривають габро-гіпербазитовий комплекс, належать до однієї серії магматичних порід. Вона сформувалась, вірогідно, в результаті двохстадійного процесу, що охоплював різні ступені часткового плавлення метабазитів толейтового складу з роговообманковим, та/або гранатовим реліктом на середній, або значній глибині з наступним розділенням цих розплавів на анортозитову і гранітну магми під час фракційної кристалізації рогової обманки та плагіоклазу в проміжних магматичних камерах. Характерною особливістю плагіогранітоїдів цієї серії є низький вміст K_2O , Rb, Nb, Ta, РЗЕ, U, Th і позитивні європієві аномалії ($Eu/Eu^* = 1,07-3,57$), чим вони відрізняються від плагіогранітоїдів сурського комплексу (ТТГ формації).

Andesine anorthosites, diorites, granodiorites and plagiogranites of Alexandrovka structure (3060 Ma) intrude gabbro-ultramafite complex are relating to one series of magmatic rocks. It was formed, possibly, as a result of different stages of partial melting of metabasites with toleitic composition with hornblende and/or garnet residue at mean ore large depths with subsequent fractional crystallization of this melts on anorthosite and granite magmas at fraction crystallization of hornblende and plagioclase in intermediate abyssal cells. Prominent feature of plagiogranitoids of this series is low content of K_2O , Rb, Nb, Ta, REE, U, Th and positive Eu anomalies ($Eu/Eu^* = 1,07-3,57$), due to they differ from plagiogranitoids of sursky complex (TTG formations). Andesine anorthosites of Alexandrovka structure can be considered as a potential source of aluminous raw material according many petrochemical parameters.