

УДК. 550.93

## Геохимия архейских кумулятивных ультрамафитов Александровской структуры (Среднеднепровский блок УЩ)

Самборская И. А.<sup>1</sup>, Артеменко Г. В.<sup>1</sup>, Бондаренко И. Н.<sup>1</sup>, Мартынюк А. В.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н. П. Семеновко НАН Украины, Киев

<sup>2</sup> Криворожская комплексная геологическая партия, Кривой Рог

Ультрамафиты Александровской структуры – расслоенные магматические породы, представленные дунитами, лерцолитами и вебстеритами и слагающие толщу ритмично-зонального строения. По геологическому строению, минералогическим и геохимическим характеристикам они подобны кумулятивным ультрамафитам расслоенных габбровых комплексов офиолитов. Ультрамафиты имеют геохимические характеристики островодужных магматических пород. Останцы габбро-гипербазитов Авдотьевско-Александровского пояса это, вероятно, тектонические фрагменты малоглубинных промежуточных магматических камер архейского зеленокаменного пояса.

**Введение.** Александровская структура – часть Авдотьевско-Александровского габбро-гипербазитового пояса, крупные тектонические фрагменты которого прослежены на расстояние более 100 км – от Восточно-Анновской полосы на севере, до Чертомлыкской зеленокаменной структуры (ЗС) на юге и сложены ультрабазитами, габброидами, плагиоклазитами, диоритами и тоналитами. Она простирается субпараллельно зеленокаменным толщам Саксаганской синклинали и Высокопольской ЗС, вместе с которыми облекают с запада более молодой Саксаганский гранитный купол (рис. 1, а). Согласно геофизическим данным, строение Александровской структуры интерпретируется как килевидное или воронковидное. По двум профилям и нескольким поисковым скважинам получены данные, позволяющие предположить ее концент-

рично-зональное строение (рис. 1, б). Центральная часть этой структуры сложена практически полностью диоритами, которые имеют тектонический контакт с габброидами и ультрамафитами. Внешнее "кольцо" сложено габброидами и ультрамафитами, которые прорываются жилами диоритов. К телам ультрамафитов и их тектоническому контакту с вмещающими породами приурочены проявления сульфидных медно-никелевых руд (Солдатское, Владимировское, Александровское). В геологическом разрезе Александровской структуры выделяется нижняя толща ультрабазитов и верхняя – габброидного состава. Переходная зона от ультрабазитов к габброидам сложена плагиоклазовыми пироксенитами. Последние магматические фазы представлены андезиновыми анортозитами и плагиогранитоидами возрастом 3060 Ма [1]. Мета-

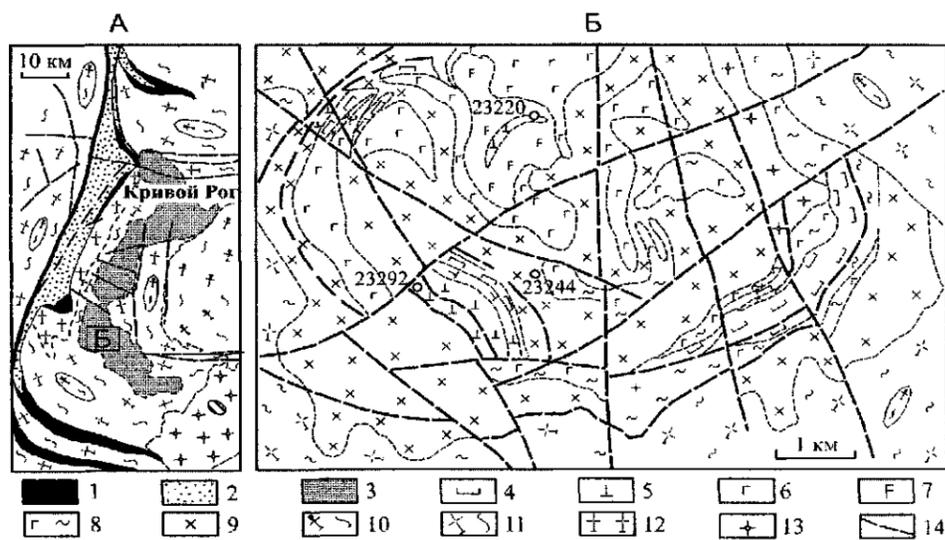


Рис. 1. Упрощенная геологическая карта: А – докембрия Криворожского железорудного района; Б – Александровского участка: 1 – конкская серия; 2 – криворожская серия; 3 – Авдотьевско-Александровская структура; 4 – дуниты, лерцолиты, вебстериты, оливиновые вебстериты; 5 – метаультрабазиты; 6 – габбро; 7 – габбронориты; 8 – габброамфиболиты; 9 – диориты, кварцевые диориты; 10 – плагиогранитоиды днепрпетровского комплекса; 11 – плагиомигматиты сурского комплекса; 12 – плагиограниты саксаганского комплекса; 13 – дайковые граниты двуполевошатовые; 14 – тектонические разломы

морфизм пород – от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. Наиболее высокая степень метаморфизма пород габбро-гипербазитового пояса наблюдается в зоне их сочленения с метабазитовыми толщами Восточно-Анновской полосы и Чертомлыкской ЗС. Вмещающие породы представлены плагиомигматитами днепропетровского комплекса, от которых породы Александровской структуры отделяются тектоническими разломами. В Александровской структуре не выявлены структурные элементы, характерные для стратиформных интрузий (зоны закалок, центральная и краевая серии). Слагающая ее ультрамафит-мафитовая ассоциация пород отличается от дунит-клинопироксенит-габбровой (ДКГ) отсутствием горячих контактов с вмещающими породами.

**Методика исследований.** Нами выполнены детальные геохимические и микрозондовые исследования ультрабазитов, слагающих периферическую часть Александровской структуры. Наиболее детально их разрез изучен по скв. 23292 (глубина – 378,0 м), которая вскрыла магматические расслоенные породы, отвечающие по составу дунитам, перидотитам и пироксенитам, а также развитые по ним аутометасоматические породы. Определенные содержания редких, в том числе редкоземельных, элементов было выполнено с помощью метода масс-спектрокопии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) на масс-спектрометре Elan 6100 в ЦЛ ВСЕГЕИ. Состав минералов изучали в полированных шлифах и монофракциях на рентгеновском микроанализаторе JXA-5 в ИГМР им. Н. П. Семеново НАН Украины.

**Петрографическая характеристика разреза ультрамафитов.** Пироксениты слагают около 60–70 % разреза скв. 23292 и представлены вебстеритом и оливинным вебстеритом (рис. 2). Главные породообразующие составляющие пироксенитов – крупные (1,8 x 3,6 мм) призматические зерна пироксенов и идиоморфный оливин, шестигранный в разрезе (до 15 %). Пироксен представлен в равных количествах клино- и ортопироксеном. Породы безплагиоклазовые и характеризуются панидиоморфной структурой, местами пойкилитовой.

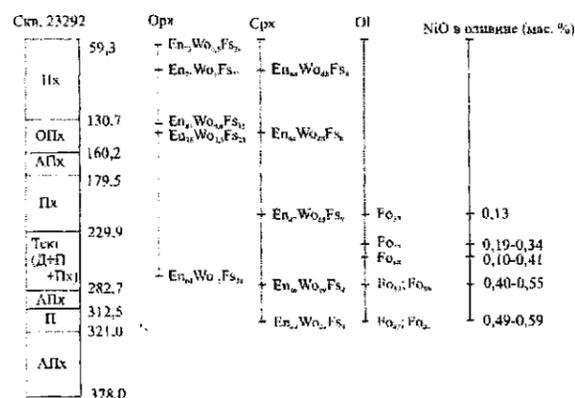


Рис. 2. Вариации состава ортопироксена, клинопироксена, оливина и содержания NiO в оливине по разрезу скв. 23292: Д – дуниты, П – перидотиты, Пх – пироксениты, ОПх – оливинные пироксениты, АПх – алопироксениты, Тект – тектоническое переслаивание дунитов, перидотитов и пироксенитов

Перидотиты составляют 30–40 % пород скв. 23292. Они приурочены к сложнорасслоенному интервалу (мощностью до 53 м), который характеризуется сложным чередованием маломощных (до 10 м) слоев пироксенита и перидотита. В интервале 245,0–257,7 м значительно увеличивается количество оливина и порода достигает состава дунита. Перидотит по составу соответствует лерцолиту. Это мелкозернистая (зерна от 0,12 до 0,5 мм в поперечнике) порода, состоящая из серпентинизированных идиоморфных зерен оливина (до 50 %), клино- (15–20) и ортопироксена (15–20), рудного минерала – до 5 %. К вторичным минералам относятся амфибол (10 %) и флогопит (доли процента). В протоочных пробах обнаружен акцессорный пикотит.

**Минералы ультрамафитов.** Главными породообразующими минералами расслоенных ультрамафитов Александровской структуры служат оливин, орто- и клинопироксены. Рудные минералы представлены титаномангнетитом, акцессорные – хромшпинелидами.

**Оливин** образует мономинеральные скопления только в небольших интервалах. Он наблюдается в виде реликтовых зерен (обр. 92-492, 92-512), сохранившихся при серпентинизации изометричных кристаллов размером 0,5–3,5 мм. Представлен хризолитом (Fo<sub>88</sub>) и содержит, мас. %: MgO – 47,43, FeO – 11,34, NiO – 0,41 (табл. 1). Порода по минеральному и химическому составу соответствует дуниту (Кф 18 %).

В оливинном вебстерите (гл. 151,0 м) пироксен содержит округлые включения серпентинизированного оливина. По результатам микрозондового изучения оливина из интервала 229,9–316,0 м установлено закономерное увеличение с глубиной содержания NiO от 0,19 до 0,59 мас. % (табл. 1, рис. 2). Содержание форстеритового компонента варьирует от 84 до 88. Наиболее магниезильный оливин в дунитах (Fo<sub>88</sub>).

Ортопироксены здесь – Mg-Fe-пироксены, представленные энстатитом. Их ксеноморфные крупные кристаллы имеют размер 1,5 x 3,0 мм. Так, например, вебстерит (обр. 92-484, гл. 64,2 м) содержит до 40 % ортопироксена состава En<sub>75</sub>Wo<sub>25</sub>Fs<sub>25</sub>, характеризуется содержанием NiO до 0,24 и Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – до 0,24 мас. % (табл. 2, рис. 3).

**Клинопироксены** – Mg-Ca-пироксены, по составу соответствующие диопсиду. Характеризуются содержанием NiO до 0,09 и Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – до 0,48 мас. %, содержат также небольшое количество Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (до 2,3 мас. %). Состав клинопироксена изменяется по глубине от En<sub>44</sub> (гл. 89,0 м) до En<sub>48</sub> (гл. 316,0 м), таким образом, его магниезильность увеличивается вниз по разрезу (табл. 3, рис. 2, 3).

**Флогопит** (содержание до 10–15 %) выявлен в перидотите скв. 23292 в интервале 93,0–115,1 м. Его таблитчатые кристаллы, прозрачные в шлифах, расположены между серпентинизированными зернами оливина. Содержит, мас. %: K<sub>2</sub>O – 9,3–10,5, MgO – 23,13–23,9, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 15,80–16,0 (табл. 4). Флогопит является вторичным минералом.

Таблица 1  
Результаты микрозондового анализа оливинов из ультрамафитов (скв. 23292)

Номер обр. глуб., м	92-482		92-491		92-492		92-518			92-521	
	212,3	237,2	245	274		274		316		316	
SiO <sub>2</sub>	39,36	39,99	39,77	39,29	39,90	39,54	39,21	38,97	38,79		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,08	—	0,00	—	—	—	—	—	—		
MgO	46,62	38,57	47,43	44,90	44,57	45,39	46,44	44,59	43,70		
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,56	0,00	0,00	0,00		
CaO	0,29	0,00	0,01	0,00	0,06	0,07	0,00	0,00	0,00		
FeO	12,52	20,03	11,34	14,38	14,18	13,25	12,94	15,15	16,17		
MnO	0,16	0,39	0,29	0,17	0,16	0,17	0,20	0,18	0,34		
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
NiO	0,13	0,30	0,41	0,40	0,46	0,44	0,55	0,49	0,51		
Сумма	99,18	99,28	99,23	99,13	99,23	99,47	99,34	99,37	99,51		
Fe	86,71	77,43	88,33	85,00	84,85	85,81	86,42	84,33	83,33		
Fa	13,00	22,57	11,67	15,33	15,15	14,19	15,58	16,33	17,33		
Kф	0,21	0,24	0,19	0,24	0,24	0,23	0,22	0,25	0,27		

Примечание. Вебстерит – 92-482; лерцолит – 92-491, 92-518, 92-521; дунит – 92-492. Анализы всех минералов приведены для центральных частей зерен. Состав минералов изучался на рентгеновском микроанализаторе JXA-5 в ИГМР НАН Украины

Таблица 2  
Результаты микрозондового анализа ортопироксенов из ультрамафитов (скв. 23292, 23232)

Номер обр. глуб., м	92-484		92-486		92-503		91-396	
	64,2	64,2	64,2	64,2	135,3	151,3	151,3	166,0
SiO <sub>2</sub>	54,78	54,62	54,47	55,99	55,81	53,05	51,78	54,54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,84	0,82	0,91	1,38	3,27	3,31	3,79	1,22
MgO	26,81	29,98	26,81	26,60	28,29	27,50	26,72	24,41
CaO	0,27	0,44	0,72	0,58	0,09	0,44	0,45	0,52
FeO	15,58	15,51	15,50	14,63	8,66	14,93	15,64	17,58
MnO	0,20	0,20	0,22	0,18	0,28	0,40	0,48	0,33
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,24	0,23	0,09	0,19	—	0,09	0,09	0,21
NiO	0,16	0,08	0,24	0,21	—	0,12	—	—
TiO <sub>2</sub>	0,17	0,18	0,11	0,10	0,06	0,00	0,09	0,85
Сумма	99,05	102,06	99,07	99,86	96,46	99,84	99,04	98,66
En	74,61	76,59	73,85	75,27	84,39	76,06	74,07	69,50
Wo	0,52	0,49	1,44	1,08	0,58	0,53	1,06	0,10
Fs	24,35	22,44	24,10	23,12	14,45	22,87	24,34	27,90

Примечание. Скв. 23292: 92-484, 92-486, 92-503; скв. 23232: 91-396. Вебстерит – 92-484, 92-486, 92-503; плагиоклазовый вебстерит – 91-396

Таблица 3  
Результаты микрозондового анализа клинопироксенов из ультрамафитов (скв. 23292)

Номер обр. глуб., м	92-496		92-503		92-482		92-518		92-521	
	89	151,3	212,3		274		316		316	
SiO <sub>2</sub>	53,39	51,35	52,38	52,38	52,23	52,21	52,31	52,48		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,85	3,92	2,75	2,84	3,31	2,29	2,12	2,21		
MgO	14,87	14,41	16,13	16,15	16,23	16,16	16,56	16,53		
Na <sub>2</sub> O	1,16	0,56	0,03	0,00	1,16	0,94	0,57	0,75		
CaO	22,96	22,61	21,94	21,86	23,65	21,58	21,58	21,26		
FeO	5,01	5,89	5,22	5,30	2,59	5,60	5,53	5,09		
MnO	0,15	0,17	0,24	0,24	0,10	0,15	0,24	0,19		
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	—	—	0,05	0,07	0,07		
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,40	0,06	0,11	0,12	0,18	0,37	0,48	0,44		
NiO	—	0,02	0,01	0,05	0,04	0,01	0,05	0,09		
TiO <sub>2</sub>	0,09	0,16	0,21	0,11	0,53	0,22	0,19	0,17		
Сумма	99,88	99,15	99,02	99,05	100,02	99,58	99,70	99,28		
En	45,48	42,22	46,24	46,52	46,55	46,17	46,17	46,15		
Wo	47,83	47,78	45,16	44,92	49,18	46,52	47,09	47,57		
Fs	8,15	10,00	8,60	8,56	4,37	44,39	43,92	44,32		

Примечание. Вебстерит – 92-496, 92-503; лерцолит – 92-482, 92-518, 92-521

**Хромшпинелиды** имеют очень ограниченное распространение. В лерцолитах (обр. 92-518, гл. 274,0 м) они представлены высокоглиноземистой низкохромовой разновидью (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 42,37–53,47, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 12,0–20,54 мас. %) – пикотитом (табл. 5). Согласно диаграмме Crx100/(Cr+Al) – Mgx100/(Mg+Fe<sup>2+</sup>) [10], хромшпинелиды из этого интервала попадают в поле лерцолитового подтипа.

**Титаномагнетит** встречается изредка: в оливиновом вебстерите присутствует в виде идиоморфных зерен в

Таблица 4  
Результаты микрозондового анализа флогопита из лерцолита (скв. 23239, гл. 95,0, проба 91-377)

Номер анализа	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	Na <sub>2</sub> O	CaO	K <sub>2</sub> O	BaO	FeO	MnO	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Сумма
	1	39,02	16,28	23,88	0,34	0,21	9,49	0,29	4,45	0,00	0,52	0,91
2	39,10	16,04	23,13	0,30	0,17	9,30	0,51	4,40	0,00	0,52	0,96	94,43
3	39,11	16,44	22,73	0,40	0,13	9,28	0,42	4,63	0,01	0,36	0,99	94,70
4	39,02	16,50	23,94	0,25	0,04	9,61	—	4,55	0,05	0,37	0,78	95,11

Таблица 5  
Результаты микрозондового анализа хромшпинелидов и титаномагнетита из ультрамафитов (скв. 23292, 23239)

Номер обр. глуб., м	92-518							92-503	91-377
	274							151,3	95
Минералы	Хромшпинелиды							Титаномагнетит	Хромтитаномагнетит
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	52,47	50,94	52,17	49,64	49,69	42,37	53,47	1,86
MgO	14,04	14,65	14,30	13,27	13,80	13,11	13,94	0,63	1,24
FeO	17,63	18,63	16,66	18,48	20,37	22,12	15,24	81,19	71,92
MnO	0,20	0,08	0,13	0,18	0,23	0,22	0,16	0,19	0,47
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,02	13,35	12,39	14,45	14,24	20,54	12,00	4,39	17,09
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,08	0,06	0,06	0,07	0,10	0,03	0,18	
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,20	2,11
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,50	
Сумма	96,46	97,73	95,71	96,08	98,40	98,46	94,84	92,14	95,97
Катионы пересчитаны на 4 кислорода									
Mg	0,40	0,43	0,41	0,39	0,40	0,41	0,40		
Fe <sup>2+</sup>	0,28	0,30	0,27	0,31	0,33	0,39	0,24		
Al	2,02	1,98	2,02	1,97	1,95	1,79	2,05		
Cr	0,18	0,20	0,19	0,23	0,22	0,34	0,18		
Cr <sup>3+</sup> 100/(Cr+Al)	8,18	9,17	8,60	10,45	10,14	15,96	7,89		
mg (%)	58,82	58,33	60,29	55,71	54,79	51,25	62,50		
Kф (%)	41,18	41,67	39,71	44,29	45,21	48,75	37,50		

Примечание. Скв. 23292: лерцолит (92-518); вебстерит (92-503); скв. 23239: лерцолит (91-377)

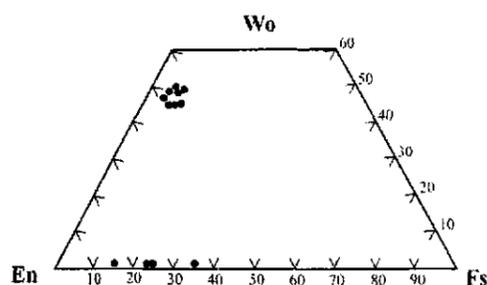


Рис. 3. Состав пироксенов из ультрамафитов Александровской структуры

межзерновом пространстве породы, а также захвачен пироксенами. Содержит, мас. %: FeO – 81,19, TiO<sub>2</sub> – 3,2, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 4,4, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 1,86, MgO – 0,6 (табл. 5). В перидотитах выделяется хромтитаномагнетит, мас. %: FeO – 71,92, TiO<sub>2</sub> – 2,11, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 17,09, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 3,14, MgO – 1,24 (табл. 5). В лерцолитах, кроме идиоморфных зерен, присутствуют также ксеноморфные, образующие прожилки в породе; местами они цементируют зерна оливины и пироксена (сидеронитовая структура). Рудный минерал, вероятно, выделялся из главного объема расплава одновременно с оливином.

**Амфиболы.** Для пироксенитов характерно постмагматическое замещение кальций-магнезиальных пироксенов моноклиновыми, низкотемпературными амфиболами – тремолитом, актинолитом. Для тремолита характерны длиннопризматические, игольчатые кристаллы, для актинолита – игольчатые агрегаты. Содержание в амфиболах, мас. %: CaO – 11,59–13,15, MgO – 14,94–23,76, SiO<sub>2</sub> – 43,05–55,99, FeO – 2,65–11,02, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 1,49–14,48, Na<sub>2</sub>O – 0,5–2,71 (табл. 6).

**Таблица 6**  
Результаты микрозондового анализа амфиболов из ультрамафитов (скв. 23292)

Номер образца	92-496	92-503	92-492	92-515	92-518	92-521
глубина, м	89	151,3	245	262,9	274	316
SiO <sub>2</sub>	55,99	43,05	43,78	50,28	48,39	55,19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,49	13,22	11,55	9,35	12,73	3,28
MgO	22,99	15,50	15,94	14,94	18,04	23,76
Na <sub>2</sub> O	0,50	2,66	2,44	1,33	1,62	0,75
CaO	12,85	11,59	12,81	11,89	12,28	13,15
K <sub>2</sub> O	0,00	0,90	1,08	0,46	0,35	0,03
FeO	4,88	11,02	4,96	7,65	4,32	2,65
MnO	0,12	0,08	0,04	0,10	0,00	0,03
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,16	0,25	0,82	0,19	0,31	0,18
NiO	0,22	0,14	0,10	~	0,16	0,10
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,63	0,99	0,82	0,80	0,24
Сумма	99,25	99,04	94,51	97,21	99,00	99,54

Примечание. Вебстерит – 92-496, 92-503; дунит – 92-492; лерцолит – 92-515, 92-518, 92-521

**Таблица 7**  
Результаты микрозондового анализа плагиноклаза из плагиноклазового вебстерита (скв. 23232, 91-396, гл. 166,0 м)

Компонент	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	Na <sub>2</sub> O	CaO	K <sub>2</sub> O	FeO	MnO	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Сумма
Содержание, %	57,64	24,32	0,63	6,03	8,08	0,09	2,94	0,04	0,01	0,00	99,78

Согласно данным микрозондовых исследований, оливины ультрамафитов Александровской структуры характеризуются достаточно высокой железистостью (Кф 19,0–34,4 %). Этим они существенно отличаются от менее железистых и однородных по составу оливинов метаморфизованных перидотитов – основания офиолитовых комплексов [2, 9, 10]. Для орто- и клинопироксенов ультрамафитов Александровской структуры характерны умеренные значения содержания Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,06–0,82 мас. %), в отличие от высокохромовых пироксенов расслоенных интрузивов, например, Мончегорского плутона (Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,22–1,20 мас. %) [8]. Незначительное содержание хромшпинелидов обусловлено, вероятно, ранней кристаллизацией клинопироксена. Они представлены в лерцолитах высокоглиноземистой, низкохромовой разности – пикотитом (Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 12,02–20,54 мас. %), характерной для габброидов офиолитов [6, 10]. Для стратиформ-

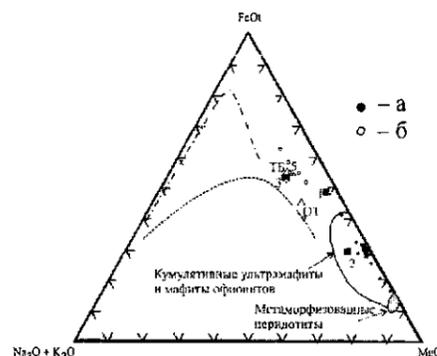


Рис. 4. Вариации состава ультрамафитов (а) и габброидов (б) Александровской структуры на диаграмме АФМ. Средний состав базитов (треугольники и квадраты): ТБ – средний состав толеитовых базальтов островных дуг [3]; ОТ – океанические толеиты [2]; 1 – двупироксеновое офиолитовое габбро Войкарского массива; 2 – оливиновые габбро Кемпирсайского массива; 3 – габброиды Кытлымского массива [2]. Точечный пунктир – граница толеитовых и известково-щелочных серий; штрих-пунктир – тренд составов пород Скергаардского массива [2, 4]

ных расслоенных интрузий типичны низкоглиноземистые, высокохромовые разности [7, 8]. Согласно методике Паланджян С. А. и Дмитриенко Г. Г. [5], по величине параметра хромистости (0,08–0,16) в хромшпинелидах (обр. 92-518, гл. 274,0 м), исследуемая ассоциация ультрамафитов может быть отнесена к типу высокоглиноземистых, лерцолитовых офиолитов малых океанических бассейнов типа Красного моря. Очень ограниченное содержание титаномагнетита указывает на низкую фугитивность кислорода, что служит особенностью офиолитовых комплексов.

Зона перехода от кумулятивных ультрамафитов к габброидам вскрыта в скв. 23232 (инт. 64,5–258,1 м) и представлена плагиноклазовыми вебстеритами. Интерстиции (обр. 91-396, гл. 166,0 м) выполнены интеркумулу-

**Таблица 8**  
Представительные химические анализы ультрамафитов (скв. 23292, 23232)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Номер обр.	92-493	92-494	92-488	92-503	92-504	92-489	92-507	92-491	92-492	92-512	92-515	92-519	92-521	91-391	91-397
глубина, м	65,5	73	139	151	156	168,8	194	237,2	245	247,5	262,9	290	316	105,2	177
SiO <sub>2</sub>	53,59	54,36	43,44	47,58	53,25	53,50	53,04	39,20	38,71	39,23	41,39	54,28	39,02	52,12	52,91
TiO <sub>2</sub>	0,14	0,20	0,47	0,50	0,14	0,14	0,13	0,28	0,13	0,12	0,36	0,14	0,14	0,33	0,27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,56	1,42	3,96	8,62	2,97	1,56	2,38	3,11	1,56	2,38	5,19	1,60	2,24	3,29	2,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,82	0,22	3,93	3,13	0,58	Сл.	0,69	6,31	2,29	3,17	5,09	4,27	4,67	0,80	1,47
FeO	12,16	10,12	9,36	13,39	10,65	13,39	10,37	9,21	6,98	5,79	9,65	7,89	7,78	11,20	13,40
MnO	0,19	0,21	0,20	0,25	0,19	0,20	0,17	0,22	0,09	0,14	0,19	0,27	0,18	0,24	0,25
MgO	26,95	23,08	30,41	21,52	24,72	28,18	24,37	31,20	41,66	40,69	27,98	26,08	37,04	19,89	20,83
CaO	2,41	8,02	3,22	7,11	5,44	1,61	6,30	2,99	0,92	0,70	3,82	3,70	1,47	9,44	6,03
Na <sub>2</sub> O	0,10	0,70	0,05	0,55	0,20	0,20	0,35	0,34	0,20	0,15	0,40	0,40	0,32	1,10	0,52
K <sub>2</sub> O	0,06	Сл.	0,20	0,15	0,05	0,05	0,05	0,10	0,10	0,10	0,50	–	–	Сл.	Сл.
S <sub>общ</sub>	0,04	Сл.	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,05	0,03	0,02	0,04	–	–	Сл.	Сл.
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09	0,05	0,09	0,03	0,04	0,06	0,04	0,12	0,10	0,05	0,05	0,12	0,15	0,06	0,06
H <sub>2</sub> O	0,07	0,03	0,09	0,07	0,39	Сл.	0,07	0,16	0,15	0,46	0,28	0,14	0,38	0,01	0,09
П.п.п.	1,40	1,82	4,95	0,99	1,56	1,57	1,76	6,95	7,36	7,04	4,53	0,98	6,40	1,52	1,20
Сумма	99,58	100,23	100,39	100,31	100,19	100,48	99,74	100,24	100,28	100,04	99,47	99,87	99,79	100,00	99,33
#mg	0,67	0,69	0,70	0,57	0,69	0,68	0,69	0,67	0,82	0,82	0,65	0,68	0,75	0,62	0,58

Примечание. Скв. 23292: 1 – вебстерит (92-493); 2 – вебстерит (92-494); 3 – оливиновый вебстерит (92-488); 4 – оливиновый вебстерит (92-503); 5 – амфиболитизированный пироксенит (92-504); 6 – то же (92-489); 7 – вебстерит (92-507); 8 – лерцолит (92-491); 9 – дунит (92-492); 10 – дунит (92-512); 11 – лерцолит (92-515); 12 – актинолитизированный пироксенит (92-519); 13 – лерцолит (92-521). Скв. 23232: 14 – вебстерит (91-391); 15 – вебстерит (91-397). Химические анализы выполнены в химической лаборатории ИГМР НАН Украины

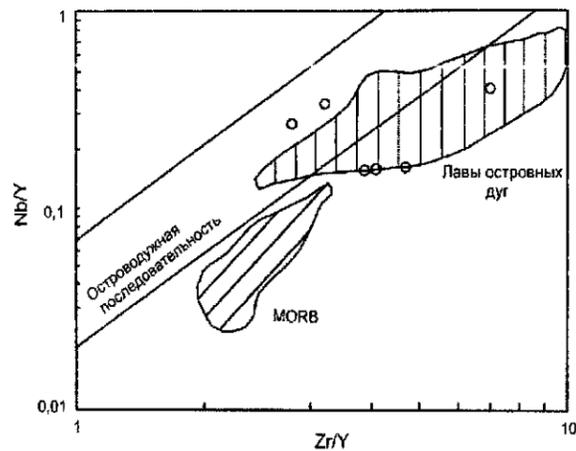


Рис. 5. Вариации состава ультрамафитов на диаграмме  $Zr/Y - Nb/Y$  [11]. 1 – базальты срединно-океанических хребтов, 2 – базальты островных дуг

ным сдвойникованным плагиоклазом – олигоклазом ( $An_{27}$ ) (табл. 7). Некоторые кристаллы содержат многочисленные ксеноморфные включения клино- и ортопироксенов. Ортопироксен основной массы представлен энстатитом состава  $En_{70}Wo_{0,1}Fs_{28}$  (обр. 91-396). Структура породы панидиоморфнозернистая, местами пойкилитовая.

**Петрогеохимическая характеристика ультрамафитов.** Ультрамафиты характеризуются, мас. %: высоким содержанием  $MgO - 19,89-41,66$ , низким –  $TiO_2 - 0,13-0,50$  и щелочей –  $K_2O + Na_2O = 0,16-1,10$  при магнезиальности  $0,57-0,82$  (табл. 8). Содержание  $Ni - 324-1340$ ,  $Cr - 833-3550$  ppm (табл. 9, 10). Широкие вариации состава расслоенной толщи определяются переменными содержаниями в них оливина, орто- и клинопироксена. На диаграмме AFM (рис. 4) ультрамафиты попадают в поле кумулатов основного и ультраосновного состава офиолитов [2, 10]. Их фигуративные точки расположены значительно ниже железистого

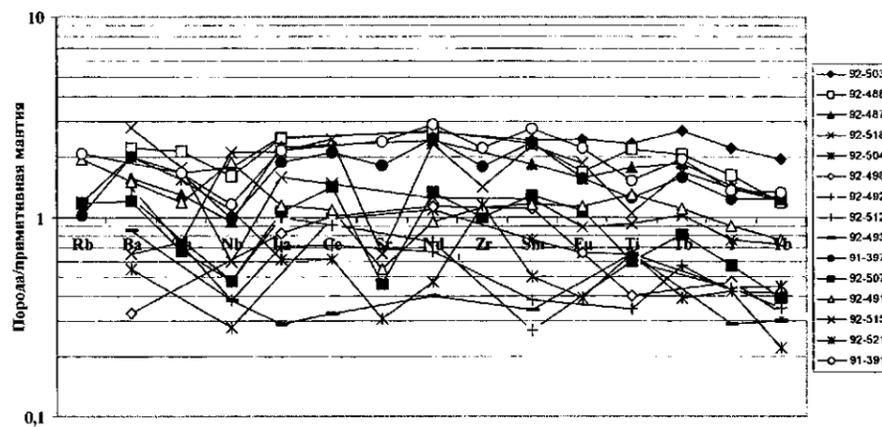


Рис. 6. Нормализованное к примитивной мантии распределение редких элементов в ультрамафитах Александровской структуры [14]

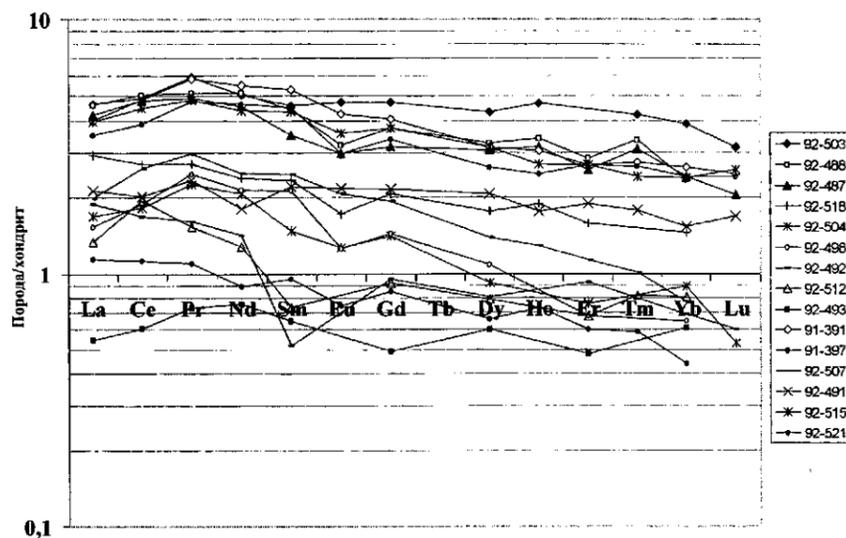


Рис. 7. Нормализованное к хондриту C1 распределение РЗЭ в ультрамафитах Александровской структуры [14]

Таблица 9  
Содержание редких элементов в ультрамафитах  
скв. 23292, 23232  
(пробы 91-391, 91-397, 92-507, 92-491, 92-515, 92-521), ppm

Номер пробы	91-391	91-397	92-507	92-491	92-515	92-521
глубина, м	105,2	177	194	237,2	262,9	316
Rb	1,31	0,65	0,74	1,24	26,90	0,75
Sr	49,80	37,90	9,60	11,50	13,80	6,63
Ba	26,20	13,90	8,38	10,40	125,00	14,00
V	204,00	198,00	128,00	70,30	96,50	39,70
Cr	1230,00	1090,00	1460,00	3550,00	3010,00	833,00
Co	97,00	83,00	90,90	155,00	145,00	173,00
Ni	332,00	324,00	507,00	648,00	555,00	1340,00
Cu	63,80	34,40	8,46	6,29	<5	5,19
Zn	170,00	167,00	113,00	108,00	137,00	124,00
Ga	9,17	8,58	4,63	4,66	5,73	3,23
Y	6,20	5,55	2,58	4,11	6,34	1,93
Nb	0,83	0,70	0,34	1,33	1,50	0,78
Ta	0,08	0,06	0,03	0,04	0,11	0,06
Zr	24,70	20,00	11,10	12,50	15,90	12,80
Hf	0,80	0,61	0,27	0,37	0,54	0,26
U	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Th	0,14	0,14	0,06	0,10	0,06	0,13
La	1,47	1,29	0,73	0,78	1,46	0,42
Ce	-	3,70	2,50	1,93	4,29	1,07
Pr	0,80	0,65	0,41	0,32	0,66	0,15
Nd	3,90	3,31	1,78	1,28	3,12	0,63
Sm	1,22	1,04	0,57	0,51	1,00	0,22
Eu	0,37	0,26	0,18	0,19	0,31	0,07
Gd	1,24	1,04	0,59	0,66	1,14	0,26
Tb	0,21	0,17	0,09	0,12	0,18	0,04
Dy	1,20	1,00	0,53	0,79	1,20	0,25
Ho	0,26	0,21	0,11	0,15	0,23	0,06
Er	0,67	0,67	0,28	0,47	0,67	0,15
Tm	0,10	0,09	0,04	0,06	0,09	0,02
Yb	0,65	0,60	0,19	0,38	0,59	0,11
Lu	0,09	0,09	0,04	0,06	0,10	0,03
Ce	1,64	1,76	1,54	1,47	1,62	1,35
Mo	0,65	0,58	0,64	0,76	0,61	0,73
Sn	0,39	0,36	0,29	0,41	0,52	0,32
Sb	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Cs	0,16	0,15	0,20	0,10	1,25	0,07
W	<0,15	<0,15	<0,15	0,27	<0,15	0,32
Pb	5,98	1,71	1,45	0,81	1,40	2,72

тренда Скергаардской интрузии [4]. Исходная магма для расслоенных ультрамафитов Александровской структуры, вероятно, была более магниальной. Определение ее состава связано со значительными трудностями, поскольку их ритмично-слоистый разрез не отвечает закрытой системе дифференциации, а краевые фации закалки отсутствуют. По таким индикаторным отношениям, как Ti/V (6,1–23,6), Ni/Co (3,4–7,8), Ti/Zr (65,6–143,3), Zr/Y (2,5–6,6), ультрамафиты Александровской структуры наиболее близки к островодужным толеитам (табл. 9). Нормализованные отношения LaN/NbN, CeN/NbN, Pn/NbN на состав базальта N ти-

па срединноокеанических хребтов (COX) [3, 14] равны (соответственно) – 2,9; 2,7; 2,9. На диаграмме Nb/Y – Zr/Y [11] точки составов ультрамафитов попадают в поле островодужных пород (рис. 5).

Отношение концентраций редких элементов к примитивной мантии в ультрамафитах [14] составляет от 0,2 до 2,8. Присутствуют ультрамафиты как с отрицательной, так и с положительной ниобиевой аномалиями – соответственно (Nb/La)N = 0,31–0,71 и (Nb/La)N = 1,30–1,79 (рис. 6). Отрицательные ниобиевые аномалии – одна из характерных особенностей островодужных пород.

Среди ультрамафитов Александровской интрузии выделяются как слабо обогащенные легкими РЗЭ (LaN/SmN = 1,04–3,72, при Gd/YbN = 1,16–1,96) так и обедненные легкими РЗЭ породы (LaN/SmN = 0,74–0,99, при Gd/YbN = 1,44–2,28) (табл. 9, рис. 7). Отношение LaN/YbN во всех ультрамафитах составляет 1,20–2,74 за исключением сильно измененных вебстеритов для которых LaN/YbN = 0,90. Содержания РЗЭ четко коррелируют с содержанием иттербия, что указывает на преимущественное вхождение их в пироксен (рис. 7).

**Выводы.** Ультрамафиты Александровской структуры – расслоенные магматические породы. Они представлены дунитами, лерцолитами и вебстеритами, которые слагают толщу ритмично-зонального строения. На основании петрографического и минералогического изучения этих пород и минералов можно сделать вывод об их кумулятивном генезисе и выделить следующие типы кумулятивных парагенезисов: Crt+Ol+Crх, Ol+Orх+Crх; Orх+Crх, Orх+Crх±Ol, Orх+Crх+Tt±Ol. Скрытая расслоенность выражена в закономерном увеличении к нижней части разреза магниальности кумулятивного клинопироксена и содержания никеля в оливине. По петрографическим, минералогическим и геохимическим характеристикам они подобны кумулятивным ультрамафитам габбровых комплексов офиолитов [2, 9]. Исходной магмой для расслоенных ультрамафитов могла быть основная магма толеитового состава островодужного типа.

Габбро-гипербазитовые комплексы офиолитов архейского возраста описаны в Китае, Канаде, Южной Африке и др. Неоархейские офиолиты Донгвензи (> 2505 ± 2,3 млн лет), включающие расслоенный габбровый комплекс с мафит-ультрамафитовыми кумулатами, сложенные пироксенитами, дунитами и верлитами в нижней части разреза, выделяются на Северо-Китайском кратоне Хейбей [13]. В южной части провинции Слейв изучены тектонические фрагменты офиолитовой последовательности, включающие перидотиты, серпентиниты и оливинное габбро мезоархейского возраста (около 2830 млн лет) [12].

Ультрамафит-мафитовый комплекс Александровской структуры (возраст > 3060 млн лет) сформировался до этапа кратонизации Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области. По структурному положению он сопоставим с вулканогенно-осадочными толщами конкской серии (3200–3070 млн лет). Приуроченность текто-

Таблица 10  
Содержание редких элементов в ультрамафитах  
скв. 23292, 23232 (пробы 92-493, 92-498, 92-487, 92-488,  
92-503, 92-504, 92-492, 92-512, 92-518), ppm

Номер пробы	92-493	92-498	92-487	92-488	92-503	92-504	92-492	92-512	92-518
глубина, м	65,2	121,5	138	139	151,3	156	245	247,5	274
Ba	5,99	2,33	10,90	15,30	55,30	3,81	8,70	9,80	19,60
Ga	4,20	3,92	4,35	4,54	8,92	3,80	1,72	1,70	3,12
Y	1,30	2,14	6,46	7,38	10,00	1,99	2,02	1,90	3,48
Nb	0,27	—	0,68	1,14	1,26	0,20	0,34	0,27	0,43
Ta	4,39	1,36	6,57	9,60	6,92	4,49	2,58	2,34	2,54
Hf	3,64	0,22	0,51	0,65	0,76	0,17	0,13	0,10	0,32
U	<0,1	1,18	1,12	<0,1	1,16	<0,1	2,14	<0,1	6,98
Th	—	—	0,11	0,18	0,14	—	—	—	0,15
La	0,20	0,56	1,54	1,69	1,71	0,62	0,69	0,49	1,08
Ce	0,58	1,80	—	—	—	1,74	1,61	1,27	2,59
Pr	0,10	0,34	0,67	0,70	0,81	0,31	0,22	0,21	0,37
Nd	0,54	1,53	3,23	3,63	3,60	1,47	1,01	0,91	1,69
Sm	0,15	0,49	0,81	1,02	1,06	0,34	0,12	0,17	0,54
Eu	—	0,11	0,26	0,28	0,41	0,11	—	—	0,15
Gd	0,15	0,44	0,97	1,14	1,44	0,43	0,29	0,28	0,63
Tb	—	—	0,20	0,22	0,29	—	—	0,06	0,11
Dy	0,23	0,41	1,17	1,24	1,64	0,35	0,31	0,30	0,67
Ho	—	—	0,27	0,29	0,40	—	—	—	0,16
Er	0,12	0,17	0,64	0,71	1,17	0,19	0,23	0,17	0,39
Tm	—	—	0,11	0,12	0,15	0,05	—	0,03	—
Yb	0,15	0,16	0,60	0,58	0,96	0,22	0,17	0,20	0,36
Lu	—	—	0,08	—	0,12	0,02	0,02	—	—
Ge	1,29	1,50	1,32	1,41	1,68	1,17	0,83	0,97	0,96

нических фрагментов габбро-гипербазитов Авдотьевско-Александровского пояса к периферии более молодого Саксаганского гранитоидного купола, позволяет предположить, что слагающие его породы, вероятно, фрагменты выведенных на дневную поверхность раскристаллизованных малоглубинных промежуточных магматических камер архейского зеленокаменного пояса. Ультрамафиты Александровской структуры характеризуются высокими значениями содержания Ni, Co и Cr. С гидротермально-метасоматическими образованиями связаны зоны штокового сульфидного оруденения, приуроченного к зонам дислокационного метаморфизма (оруденелые бластомилониты).

Для установления генезиса габбро-гипербазитового комплекса Александровской структуры и оценки его рудоносности необходимо проведение дальнейших геологических и поисково-геохимических исследований.

1. Артеменко Г. В. Геохронологическая корреляция вулканизма и гранитоидного магматизма юго-восточной части Украинского щита и Курской магнитной аномалии // Геохимия и рудообразование. – 1995. – № 21. – С. 129–154.
2. Лазько Е.Е. Ультрабазиты офиолитовой ассоциации // Магматические горные породы. – Т. 5. Ультраосновные породы. – М.: Наука, 1988. – С. 8–96.
3. Лутц Б. Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. – М.: Наука, 1980. – 246 с.
4. Магматические горные породы. – Т. 3. – М.: Наука, 1985. – 485 с.
5. Паланджян С. А., Дмитриенко Г. Г. Петрохимические типы и геотектоническая позиция офиолитовых ассоциаций // Труды ИГиГ СО АН СССР. – 1990. – № 758. – С. 62–70.
6. Савельева Г. Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре // Тр. ГИН АН СССР. – Вып. 404. – М.: Наука, 1986. – 246 с.
7. Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. – М.: Мир, 1970. – 551 с.
8. Шарков Е. В. Петрология расслоенных интрузий. – М.: Наука, 1980. – 183 с.
9. Шарков В. Е., Чистяков А. В., Лазько Е. Е. Строение расслоенного комплекса Войкарской офиолитовой ассоциации (Полярный Урал) как отражение мантийных процессов под задуговым морем // Геохимия. – 2001. – № 9. – С. 915–932.
10. Coleman. Ophiolites. – Springer-Verlag, 1977. – 229 p.
11. Kerr A. C., White R. V. and Saunders A. D. LIP Reading: recognizing Oceanic Plateaux in the Geological Record // J. Petrol. – 2000. – V. 41, № 7. – P. 1041–1055.
12. Kusky T. M. Evidence for Archean ocean opening and closure in the Slave Province // Tectonics. – 1990. – V. 9. – P. 820–841.
13. Kusky T. M., Li J. H., Tucker R. D. The Archean Dongwanzi ophiolite complex, North China Craton: 2,505 – Billion-Year-Old oceanic crust and mantle // Science. – 2001. – V. 292. – P. 1142–1145.
14. 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. Magmatism in the Ocean Basins. – Geological Society. Special Publication. – 1989. – № 42. – P. 313–345.

Ультрамафіти Олександрівської структури є розшарованими магматичними породами. Вони представлені дунітами, лерцолітами і вебстеритами, які складають товщу ритмічно-зональної будови. За геологічною будовою, мінералогічними і геохімічними характеристиками вони подібні до кумулятивних ультрамафітів розшарованих габрових комплексів офіолітів. Ультрамафіти мають геохімічні характеристики островодужних магматичних порід. Останні габро-гіпербазитів Авдотівсько-Олександрівського поясу є, вірогідно, тектонічними фрагментами малоглибинних проміжних магматичних камер архейського зеленокам'яного поясу.

The Ultramafic rocks of Alexandrovka structure are the layered magmatic rocks. They represented by dunite, lherzolite and websterite, which compose the thickness of rhythmic-zonal structure. According to the petrographical, mineralogical and geochemical characteristics they are similar to cumulative ultramafites of layered gabbroic complexes of ophiolites. Rhythm-laminated part of open-pit mine, situated between boundary dunites and layered gabbroides are overburden in Alexandrovka structure. Ultramafites have geochemical characteristics of island-arc magmatic rocks. The relic of gabbro-hyperbasite complex of Avdotevka-Alexandrovka belt are, probably, the tectonic fragments of over-crystal low-depth magmatic camera of archaic greenstone belt.