

МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ УЛЬТРАБАЗИТЫ, БАЗИТЫ И МАГНЕТИТОВЫЕ КВАРЦИТЫ ОРЛОВСКОЙ МАГНИТНОЙ АНОМАЛИИ (ЗАПАДНОЕ ПРИАЗОВЬЕ)

Г.Л. Кравченко

*Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н.П. Семененко НАН Украины
03680, просп. Палладина, 34, г. Киев, Украина*

Охарактеризованы метаморфизованные ультрабазиты и базиты Орловской магнитной аномалии и вмещающие их гранат-двупироксен-амфибол-магнетитовые кварциты, гранат-биотитовые и другие гнейсы центральноприазовской серии (неоархей). Магматогенные ультрабазиты представлены высокомагнезиальными, низкоглиноземистыми с повышенной известковистостью оливиновыми ортопироксенитами Na и K-Na серий, которые относятся к основным плутоническим породам нормального петрохимического ряда семейства пироксенитов-горнблендитов (основным ультрамафитов). Показано, что кристаллизация оливиновых ортопироксенитов по O1-OPx геотермометру происходила при температуре 1012–1060 °C. На основании изучения парагенезисов породообразующих минералов, химического состава и элементов-примесей исследованных пород установлено, что они по двупироксеновому, Gr-CPx геотермометрам и геобарометрам Холлистера и Курепина метаморфизованы в условиях гранулитовой фации прогрессивного регионального метаморфизма при температуре ~700°C и $P_{\text{общ}} = (5-7) \cdot 10^8$ Па. На регрессивном этапе регионального метаморфизма в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации породы претерпели метаморфическую гидратацию. При этом происходило снижение параметров метаморфизма и, прежде всего, температуры до 550–600 °C.

Ключевые слова: ультрабазит, кварцит, метаморфизм, фация, температура.

Введение. Орловская магнитная аномалия расположена на ЮЗ склоне Приазовского массива, в южной части Корсакского синклинория, в 5 км к ВЮВ от с. Орловка (Приморский р-н Запорожской обл.) и приурочена к Преславской зоне разломов субширотного (ЗСЗ–ВЮВ) простиранья. Впервые природа данной аномалии была установлена при комплексной геологической съемке масштаба 1 : 50000 в 1975 г. (Р.Н. Довгань, К.И. Фокин и др.). Краткое сообщение о результатах этих работ было опубликовано Г.В. Жуковым и др. в 1978 г. [5]. Более детальные исследования в районе аномалии были проведены в 1980–1983 гг. при поисковых работах на железные руды, выполненных Приазовской ГРЭ Мингео Украины (В.И. Кривонос, Е.А. Сапунов и др.). Здесь было пробурено восемь скважин: три

(№№ 1, 2, 5) в западной части аномалии, где вскрыта практически безрудная толща пород и пять (№№ 3, 4, 6–8) – в восточной ее части, где установлены пласты магнетитовых кварцитов демьяновской свиты центральноприазовской серии (неоархей). Изучение кернового материала некоторых поисковых (№№ 5, 7, 8) и геологосъемочных (№ 64) скважин и было положено в основу при написании данной работы. В отличие от многих других железорудных месторождений и проявлений особенностью рассматриваемой аномалии служит тесная ассоциация магнетитовых кварцитов с метаморфизованными ультрабазитами и базитами.

По данным поисковых работ на железо (В.И. Кривонос и др., 1983), Орловское рудопроявление, расположенное в пределах данной аномалии, приурочено к сложно построенной, очевидно, опрокинутой к северу (угол падения пород

70–80° на ЮЮЗ) синклиальной складке субширотного простирания. Длина опоискованного участка с запада на восток ~ 9,0 км при ширине 2,3–3,1 км. Помимо главного субширотного разлома (Преславская зона разломов), который фиксируется в средней части данной структуры, последняя разбита серией субмеридиональных разрывов на отдельные более мелкие блоки. В зонах разломов и вблизи них рудные и вмещающие породы интенсивно катаклазированы, милонитизированы и затронуты вторичными, часто

более низкотемпературными процессами изменения. В основании синклиальной структуры, по данным В.И. Кривонос и др. (1983), залегает терригенная толща (биотитовые, гранат-биотитовые, амфибол-биотитовые гнейсы); выше расположена железорудная пачка, которая перекрывается кристаллическими сланцами основного состава. Фрагмент разреза железорудной толщи (скв. 64), в которой магнетитовые кварциты переслаиваются с амфиболитами, горнблендитами и оливиновыми пироксенитами, представлен в табл. 1.

Таблица 1. Разрез по скв. 64

Инт., м	Порода
0,0–140,0	Рыхлые отложения
140,0–142,0	Кварцит магнетитовый карбонатизированный
142,0–162,0	Амфиболит плагиоклазовый
162,0–167,5	Горнблендит оливин-пироксеновый, участками карбонатизированный ослоденелый, оталькованный, в конце интервала с гранатом, магнетитом, куммингтонитом
167,5–197,5	Кварцит магнетит-двупироксеновый, иногда с гранатом, куммингтонитом, роговой обманкой. В инт. 172–176 м горнблендит пироксеновый, ослоденелый, с зеленой шпинелью, с гл. 176 м – кварцит магнетит-пироксеновый и двупироксен-магнетит-куммингтонитовый с гранатом
197,5–207,5	Амфиболит плагиоклазовый, местами ослоденелый
207,5–210,0	Тремолит-флогопит-серпентиновая, участками оталькованная порода
210,0–215,2	Кварцит магнетит-двупироксеновый, участками с гранатом, в конце интервала обогащен роговой обманкой, куммингтонитом, биотитом
215,2–243,0	Горнблендит неравномерно куммингтонитизированный, карбонатизированный, ослоденелый. Вблизи кварцевых прослоев появляются плагиоклаз, магнетит, гранат
243,0–260,0	Пироксенит оливиновый серпентинизированный, амфиболитизированный, ослоденелый, участками оталькованный, карбонатизированный с магнетитом, антофиллитом и зеленой шпинелью
260,0–320,0	Амфиболит плагиоклазовый с прослоями гранат-двупироксен-роговообманково-плагиоклазовых кристаллосланцев (268–270 м) и пироксеновых горнблендитов (289–295 м). В интервале 318–320 м хлоритовый тремолитит
320,0–353,0	Кварцит гранат-биотит-роговообманковый, с гл. 326 м – магнетит-роговообманково-куммингтонитовый; в интервале 331–333 м горнблендит. С гл. 338 м гиперстен- и двупироксен-магнетитовый кварцит

В скв. 7, которая пересекает основную рудную толщу, но с более мощными пластами (до 70 м) магнетитовых кварцитов, установлены породы, во многом аналогичные таковым из скв. 64. В восточной части участка (скв. 8) среди амфиболитов, биотит-пироксен-роговообманково-плагиоклазовых, нередко окварцованных кристаллических сланцев и магнетит-роговообманковых кварцитов встречены прослои (зоны) с расплывчатыми контактами мощностью до 0,8–1,0 м, вероятно, метасоматических (по магнетитовым кварцитам) крупнозернистых (до 1 см) зеленовато-темно-серых массивных пород (магнетит – 25–60 % – кварц – 15–25 % – плагиоклаз – 45–50 % ± роговая обманка с крупными кристаллами и шлировыми выделениями магнетита. Эти прослои иногда сменяются зонами зеленовато-серых крупнозернистых мономинеральных плагиоклазовых (Пл_{20–30}) пегматитоподобных пород, которые обычно окаймлены зоной крупнозернистых мономинеральных кварцитов мощностью до 0,5–0,6 м. Среди описываемых пород обнаружены также прослои гранат-пироксен-плагиоклазовых, нередко магнетитсодержащих скарнов [15] (по [23], железисто-известково-силикатных сланцев) мощностью от 0,3 до 5,2 м. Они сложены оранжево-светло бурым гранатом (5–20 %) уграндитового ряда, основным плагиоклазом № 78–80 (40–70 %), зеленым клинопироксеном (10–50 %), магнетитом (5–10 %) ± кварц (до 5–10 %), причем более поздний гранат иногда развивается по клинопироксену в виде внешней каймы. Среди магнетит-роговообманковых кварцитов и пироксен-роговообманково-плагиоклазовых кристаллических сланцев изредка встречаются прослои шпинель – 1–5 % – магнетит – 7–10 % – флогопит – 35–40 % – кальцит – 30–40 % ± клинопироксен – 0–15 % кальцифиров мощностью до 0,5 м.

Минералого-петрографическая характеристика рудоносных и вмещающих пород. Ультрабазиты представлены перидотитами, оливиновыми пирок-

Таблица 2. Химический состав минералов, %

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	38,39	37,9	38,04	37,89	38,6	35,87	39,22	54,32	47,58	50,1	50,32
TiO ₂	<0,01	0,02	0,04	0,02	0,13	0,04	Не обн	0,04	Сл.	Сл.	0,02
Al ₂ O ₃	21,57	21,46	20,79	21,4	20,53	21,6	0,64	3,79	0,64	0,78	0,98
Fe ₂ O ₃	0,7	1	0,25	1,19	0,26	0,43	0,98	0,1	0,05	3,88	1,07
FeO	34,3	25,57	28,24	34,74	28,24	28,37	13,5	9,21	32,26	12,1	17,01
MnO	0,32	6,39	1,95	0,45	2,4	5,96	0,14	0,22	6,25	0,96	1,05
MgO	3,2	2,79	2,03	2,35	1,12	0,42	45,36	31,22	10,69	10,47	7,75
CaO	1,5	4,54	8,12	2,07	8,26	6,64	0,14	0,28	0,69	20,42	21,8
Na ₂ O	0,14	0,2	0,05	0,2	0,1	0,16	0,3	0,1	0,28	0,48	0,05
K ₂ O	0,15	Не обн	0,05	0,1	0,15	0,16	Не обн	Не обн	Сл.	0,04	0,1
F	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр
H ₂ O ⁻	Не обн	Не обн	0,02	Не обн	Сл.	0,18	Не обн				
П.п.п.	0,25	0,2	Не обн	Не обн	0,15	0,34	0,12	1,11	1,07	0,93	0,23
Сумма	100,52	100,07	99,58	100,41	99,94	99,99	100,4	100,39	99,51	100,34	100,38
$\rho, \text{г/см}^3$	Не опр.	4,114	Не опр	4,189	4,01	Не опр	Не опр	3,306	Не опр	Не опр	Не опр
n_g, n		1,805	1,802	1,813	1,808	1,813	1,696	1,682	1,747	1,728	1,735
n_p	–	–	–	–	–	–	1,66	1,671	1,731	1,697	1,706
$f_{общ}$	86,1	86,9	89,3	89,6	94	97,9	15,2	14,7	67	47	58
f_o	0,02	0,03	0,01	0,03	0,01	0,01	0,06	0,02	0,002	0,2	0,05
Миналы											
<i>Alm</i>	81,3	59,8	63,8	82,7	65,2	64,9	–	–	–	–	–
<i>Py</i>	13,4	11,6	8,3	10	4,6	1,7	–	–	–	–	–
<i>Sps</i>	0,7	15,1	4,4	1,1	5,7	13,9	–	–	–	–	–
<i>Gs</i>	2,5	10,6	22,7	2,2	23,5	18	–	–	–	–	–
<i>Anr</i>	2,1	2,9	0,8	4	1	1,5	–	–	–	–	–
\overline{Mg}	–	–	–	–	–	–	–	84,9	32,5	30,4	22,7
\overline{Fe}	–	–	–	–	–	–	–	14,6	66	26,9	31,4
\overline{Ca}	–	–	–	–	–	–	–	0,5	1,5	42,7	45,9
<i>al, %</i>	–	–	–	–	–	–	–	7,5	1,5	3,1	4
a_{Si}	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
a_{VI}^{3+}	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
a_{Ca}	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
a_{IV}	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
a_{VI}	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
a'	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–

Примечание. 1. Сумма компонентов приведена с вычетом 0,42F и 0,5S; 2. Кроме того, установлено в анализах, %: 15 – 0,15 Cr₂O₃; 24 – 0,78 S; 25 – 0,16 S. 3. *Минерал*: 1 – гранат из гнейса силлиманит-гранат-биотит-плагиоклазового, скв. 5, гл. 124,0–125,0 м, обр. 687; 2 – то же из кварцита биотит-роговообманково-гранатового, скв. 64, гл. 321,0–322,0 м, обр. 422; 3 – то же из кварцита гранат-двупироксен-магнетитового, скв. 7, гл. 277,0–279,2 м, обр. 801; 4 – то же из гнейса гранат-биотит-плагиоклазового, скв. 40, гл. 160,0 м, обр. 427; 5 – то же, скв. 7, гл. 284,7–286,7 м, обр. 802; 6 – то же, скв. 64, гл. 194,5–196,5 м, обр. 416; 7 – оливин из пироксенита оливинового, скв. 64, гл. 251,0–252,5 м, обр. 421; 8 – ортопироксен, обр. 421; 9 – то же из кварцита двупироксен-магнетитового, скв. 64, гл. 335,5–338,5 м, обр. 423; 10 – клинопироксен, обр. 423; 11 – то же из кварцита магнетит-двупироксенового, скв. 64, гл. 170,0–171,5 м, обр. 415; 12 – то же, обр. 416; 13 – то же из кварцита двупироксен-магнетитового, скв. 7, гл. 358,0–361,0 м, обр. 804; 14 – то же, там же, гл. 436,5–439,5 м, обр. 805; 15 – роговая обманка из пироксенита оливинового, скв. 64, гл. 245,0–247,0 м, обр. 420; 16 – то же из горнблендита ослюденелого, скв. 64, гл. 225,0–226,0 м, обр. 419; 17 – то же из горнблендита куммингтонитового, скв. 64,

ксенитами, серпентинитами и хлоритовыми тремолититами. Нами исследованы оливинные ортопироксениты (обр. 420, 421) из скв. 64. Макроскопически они представляют собой зеленовато-

темно-серые мелко-среднезернистые породы грубополосчатой, участками пятнистой текстуры. Повсеместно они интенсивно амфиболизованы, серпентинизированы, нередко оталькованы,

12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
50,34	49,69	49,39	47,5	48,6	46,61	45,11	43,94	37,05	33,4	34,65	33,3	0,87	0,8
Сл.	Не обн	Не обн	0,65	0,76	0,44	0,9	0,94	1,53	2,96	1,87	0,85	0,13	0,13
0,55	1	0,6	11,56	8,72	10,21	10,2	12,38	17,8	17,06	16,8	21,09	0,6	0,7
1,61	1,05	0,8	0,71	1,53	2,45	2,29	1,93	0,34	1,72	1,32	0,2	66,15	70,13
16,56	19,79	21	3,73	9,09	14,28	14,6	16,24	12,5	19,97	19,25	22,85	30,03	27,29
1,15	1,1	1,1	0,1	0,2	0,33	0,35	0,17	0,13	0,08	0,23	Сл.	0,16	Не обн
7,08	7,43	5,9	20,02	16,14	12,02	11,16	10,56	16,74	12,85	11,65	7,33	1,06	0,54
21,3	18,96	20,5	12,49	12,01	10,44	11,83	10,44	0,84	0,11	0,63	0,56	0,54	0,42
0,26	0,14	0,14	1,2	1	1,2	1,4	0,81	0,6	0,24	0,5	0,5	0,16	0,2
0,1	Не обн	Не обн	0,4	0,24	0,3	0,6	0,4	8,4	6,27	7,9	8,4	0,16	0,16
Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	0,05	0,14	0,1	0,17	0,1	0,16	0,2	0,04	Не опр	Не опр
Сл.	0,07	0,03	Не обн	Не обн	0,14	0,2	Не обн	0,56	Не обн	0,4	0,4	Не обн	Не обн
0,59	0,27	0,53	1,8	2	1,6	0,41	1,92	3,45	5,25	4,51	4,39	Не обн	Не обн
99,54	99,5	99,99	100,16	100,47	100,11	100,11	99,83	100	100	99,83	99,9	100,25	100,45
Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	3,175	3,262	3,281	Не опр	2,923	Не опр	3,033	3,001	—	—
1,736	1,737	1,741	1,663	1,664	1,679	1,68	1,683	1,629	1,643	1,643	1,652	—	—
1,707	1,708	1,712	1,642	1,643	1,655	1,657	1,659	—	—	—	—	—	—
60,4	62,3	68,5	10,9	27,1	44	46,1	49,1	30,3	48,5	49,9	63,8	—	—
0,08	0,05	0,03	0,14	0,13	0,13	0,12	0,1	0,03	0,07	0,06	0,01	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
21,3	22,3	17,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
32,5	36,8	38,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
46,2	40,9	44,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2,3	4,1	2,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	16,6	13,3	14,1	15,6	18,2	—	—	—	—	—	—
—	—	—	13,5	12,4	17,9	17,1	19,3	—	—	—	—	—	—
—	—	—	17	14,7	19,2	21,7	15,5	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	31,5	37,7	34,5	36,3	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	9,8	0	4,2	16,1	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	22,4	22,2	22,2	28,1	—	—

гл. 224,5–224,8 м, обр. 418; 18 – то же из амфиболита плагиоклазового, скв. 64, гл. 204,0–204,3 м, обр. 417; 19 – то же из кристаллического сланца гранат-биотит-роговообманково-плагиоклазового, скв. 1, гл. 276,0–278,0 м, обр. 652; 20 – биотит, обр. 419; 21 – то же, обр. 652; 22 – то же, обр. 422; 23 – то же, обр. 427; 24 – магнетит, обр. 421; 25 – то же слабо окисленный, обр. 416. Коэффициенты: $f_{\text{общ}} = [(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn}) : (\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn} + \text{Mg})] \times 100, \%$; $f_o = \text{Fe}^{3+} : (\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+})$; $al = [\text{Al} : (\text{Al} + \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mg} + \text{Mn})] \times 100, \%$; $\text{Mg} = [\text{Mg} : (\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn})] \times 100, \%$; $\text{Fe} = [\text{Fe} : (\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn})] \times 100, \%$; $\text{Ca} = [\text{Ca} : (\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn})] \times 100, \%$; $a_{\text{Si}} = [(\text{Al}_{\text{IV}} + \text{Ti}_{\text{IV}}) : (\text{Al}_{\text{IV}} + \text{Ti}_{\text{IV}} + \text{Si})] \times 100, \%$; $a^{3+}_{\text{VI}} = [(\text{Al}_{\text{VI}} + \text{Ti} + \text{Fe}^{3+}) : (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Al}_{\text{VI}} + \text{Ti} + \text{Mn})] \times 100, \%$; $a_{\text{Ca}} = [(\text{Na} + \text{K}) : (\text{Na} + \text{K} + \text{Ca})] \times 100, \%$; $al_{\text{IV}} = [\text{Al}_{\text{IV}} : (\text{Al}_{\text{IV}} + \text{Si})] \times 100, \%$; $al_{\text{VI}} = [\text{Al}_{\text{VI}} : (\text{Al}_{\text{VI}} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn} + \text{Ti})] \times 100, \%$; $al' = [\text{Al} : (\text{Al} + \text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn} + \text{Si})] \times 100, \%$. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГМР им. Н.П. Семеновко НАН Украины, аналитики Ж.В. Бабарина (ан. 12, 13), О.П. Красюк (ан. 3, 4, 10), Р.Л. Левина (ан. 11), И.Н. Лоскучерявая (ан. 1), Б.В. Мирская (ан. 2, 5–7, 14–17, 19, 21–23), А.В. Ренкас (ан. 9), Г.А. Скринник (ан. 18, 20), М.Л. Шайкевич (ан. 8).

флогопитизированы и карбонатизированы. Мощность пластообразных и линзовидных тел изменяется от 1–2 до 10–12 м. Контакты с вмещающими породами резкие. Структура grano- и

лепидогранобластовая, реликтовая – гипидиоморфнозернистая, текстура неотчетливо сланцеватая. Минеральный состав, %: оливин 20–40; ортопироксен 40–50, иногда до 60–80; роговая

Таблица 3. Содержание элементов-примесей в породах и минералах Орловской магнитной аномалии, г/т

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Mn	300–600	–	–	–	600	1000–2000	800–1000	–	1000–2000	1500	2000–2500
Ni	700–2500	1000–2000	200–600	100–200	900–1400	700–800	500–600	1500	80–120	100	80–150
Co	60–100	60–150	20–40	10–20	50–90	30–70	30–50	20	20–40	30	5–20
Ti	500–600	–	–	50–80	400–500	500–2000	1000–3000	6000	1000–1500	3000	2000
V	50–80	–	–	–	60–80	80–100	60–150	150	60–80	100	40–60
Cr	1700–1800	100–300	300	60	1300–1500	1500–2000	300–400	1500	100–300	150	300–600
Mo	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Zr	–	–	–	–	–	20–30	–	–	20–50	–	30–40
Nb	–	–	–	–	–	–	–	3	–	–	–
Cu	20–40	–	–	40	–	20–50	50	20	100–500	–	10–15
Pb	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Ag	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Zn	200	100–300	100	250	–	100–300	100–150	–	200	–	–
Sc	8–10	–	–	–	8–10	10	10	–	10–20	15	8–10
Sn	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Ge	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–
Ga	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
La	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Ce	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Y	–	–	–	–	–	–	15	–	–	–	–
Li	–	–	–	–	–	–	–	100	–	–	–
Ba	–	–	–	–	–	–	–	800	100–200	–	–
P	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–

Примечание. 1 – пироксенит оливиновый; 2 – оливин; 3 – ортопироксен; 4 – магнетит; 5 – тремолит-флогопит-серпентин-талъковая порода; 6 – горнблендит ослоденелый; 7 – роговая обманка; 8 – биотит, 419; 9 – амфиболит плагиоклазовый; 10 – роговая обманка, 417; 11 – кристаллический сланец гранат-биотит-роговообманково-плагиоклазовый; 12 – гранат, 652; 13 – биотит, 652; 14 – роговая обманка, 652; 15 – кварцит гранат-двупироксен-

обманка 10–20, антофиллит 0–10, флогопит 5–10, серпентин 10–30, тальк 0–40, хлорит 5–10, шпинель 0–2, магнетит 5–7, апатит.

Оливин – бесцветные иногда крупные (до 1–1,5 мм) зерна, часто в виде реликтов среди замещающего его серпентина. Судя по химическому составу (табл. 2, ан. 7), оливин характеризуется высокой магнезиальностью ($f_{\text{общ}} = 15,2\%$), низкой степенью окисления железа и принадлежит к хризолиту. Присутствие в его составе небольшого количества Al_2O_3 , CaO и Na_2O , вероятно, объясняется незначительной примесью роговой обманки. В результате спектрального анализа в оливине установлено повышенное содержание Ni, Co и Cr (табл. 3). *Ортопироксен* – призматические зерна размером до 1–2 мм; $cNg = 0^\circ$; нередко он замещается буроватым крупночешуйчатым

баститом. Как видно из результатов химического анализа (табл. 2, ан. 8), ортопироксен, в сравнении с оливином, характеризуется еще более высокой магнезиальностью ($f_{\text{общ}} = 14,7\%$), повышенной глиноземистостью ($al = 7,5\%$), низкой степенью окисления железа и принадлежит к бронзиту, а по [3] – к алюмобронзиту. С помощью спектрального анализа в нем, как и в оливине, выявлено повышенное количество Ni, Co и Cr (табл. 3).

Роговая обманка наблюдается в виде удлиненных, чаще ксеноморфных зерен бледного буровато-зеленоватого цвета. Судя по химическому анализу (табл. 2, ан. 15), она отличается высокой магнезиальностью ($f_{\text{общ}} = 10,9\%$), умеренными глиноземистостью и щелочностью и пониженными титанистостью и марганцовистостью. На диаграмме Лика [28] Si- $\chi_{\text{Mg}}^{\text{Por}}$ исследованный минерал

12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
>10000	–	3000	3000–10000	>10000	4000–10000	>10000	500	–	>10000	>10000	400	–	100–300	–	–
–	200	50	10–50	–	–	10	15–40	2000	200	–	80	150	50–100	0–20	80
–	40	8	5–20	–	–	10	–	300	40	–	–	80	8–10	0–10	10
–	>10000	4000	20–300	10	–	–	–	–	6000	–	5000	–	500–800	–	–
–	60	150	10	10	–	–	–	–	100	–	100	–	40–60	–	–
200	100	200	10–30	–	–	10–100	20	–	500	150	150	–	50–150	50–60	150
–	–	–	–	–	–	–	–	–	2	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	10–50	–	–
–	–	–	–	–	–	0–10	–	–	–	–	20	–	2–4	–	10
100	60	–	–	15	10–20	20	10–80	500	500	30	–	20	50–200	до 1000	–
–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	10	10–20	–	–
2	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	200	–	–	250	–	–	–	200	–	–	до 1000	300
10	–	–	–	–	–	–	–	–	–	10	–	–	6–8	30–50	3
2	2	3	–	–	–	–	–	–	4	–	–	–	2	–	3
–	–	–	2–6	10	1–10	3–10	–	–	–	2	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–	–	–	30	–	30	–	–	–	30
–	–	–	–	–	0–300	0–100	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	0–300	0–100	–	–	–	–	–	–	–	–	–
30	10	50	–	–	10–20	0–80	–	–	–	50	–	–	10	60–100	–
–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	50	–	10–50	–	150
1000	800	300	–	–	0–1000	–	–	–	–	–	2000	–	500–800	–	1500
–	–	–	300	–	–	–	–	–	600	–	–	–	–	–	–

амфибол-магнетитовый; 16 – ортопироксен, 423; 17 – клинопироксен; 18 – гранат; 19 – магнетит; 20 – пирротин, 415; 21 – кварцит безрудный биотит-роговообманково-гранатовый; 22 – гранат, 422; 23 – биотит, 422; 24 – пирит, 422; 25 – гнейс гранат-биотитовый (\pm силлиманит); 26 – гранат; 27 – биотит, 427. Анализы выполнены в спектральной лаборатории ИГМР им. Н.П. Семеновко НАН Украины.

располагается в поле магнезиороговой обманки, а на диаграммах Дира и др. [4]: $(Na + K) - Al_{IV}$ и $(Al_{VI} + Fe^{3+} + Ti) - Al_{IV}$ попадает в поле обыкновенной роговой обманки. *Серпентин* развивается по оливину и представлен бесцветными разностями волокнистого хризотила, реже чешуйчатыми и листоватыми выделениями антигорита; отмечены также наиболее поздние серпентиновые прожилки, секущие породу в различных направлениях. *Антофиллит* – лучистые бесцветные кристаллы с прямым погасанием; они развиваются по ортопироксену и серпентину. Местами зафиксирован мелкочешуйчатый агрегат более позднего *талька* с радужными цветами интерференции, который замещает оливин, серпентин. *Флогопит* образует бледно-кремовые или бесцветные крупно- и мелкочешуйчатые выделе-

ния, располагающиеся беспорядочно в общей массе породы, реже образуют небольшие скопления. *Шпинель* – мелкие (до 0,05 мм) зерна грязно-зеленого цвета, неравномерно распределенные в породе, принадлежит к герцениту.

Магнетит – неправильной формы выделения, которые образовались при серпентинизации оливина и ортопироксена. Как видно из результатов химического анализа (табл. 2, ан. 24), магнетит характеризуется низким содержанием TiO_2 и MnO . Присутствие небольшого количества Al_2O_3 , CaO и S , вероятно, связано с незначительной примесью роговой обманки и пирротина. С помощью спектрального анализа в магнетите установлено повышенное количество Ni , Cr и Zn (табл. 3).

Перидотиты с содержанием оливина до 60–70 % (гарцбургиты) образуют иногда в рудной

пачке прослой мощностью до 10–15 м. В зонах дробления и повышенной проницаемости, где ультрабазиты были подвергнуты более низкотемпературным воздействиям, наблюдаются пластовые и линзовидные тела (до 5–10 м) оталькованных флогопит-тремолитовых серпентинитов (скв. 64, гл. 207,5–210,0 м) и хлоритовых тремолититов. В последних прослой, сложенные спутанно-волоконистыми агрегатами тремолита и хлорита, часто бывают обогащены густой вкрапленностью (сыпью) вторичного магнетита.

Метабазиты представлены плагиоклазовыми амфиболитами, горнблендитами и основными кристаллическими сланцами, развитыми как среди магнетитовых кварцитов железорудной пачки, так и среди вмещающих ее пород.

Плагиоклазовые амфиболиты – зеленовато-темно-серые мелкозернистые часто ослюденелые породы, иногда с розовым гранатом. Мощность пластов от 5 до 20–30 м. Контакты с вмещающими породами четкие. Структура грано- и лепидогранобластовая, текстура сланцеватая. Минеральный состав, %: роговая обманка 60–70, плагиоклаз 30–40, биотит 5–15, сфен, апатит, циркон, магнетит, ильменит. *Роговая обманка* буровато-зеленого цвета. Как следует из результатов химического анализа (табл. 2, ан. 18), она характеризуется средней общей железистостью (46,1 %), несколько повышенными глиноземистостью и щелочностью, сравнительно низкими значениями титанистости и степени окисления железа и может быть отнесена к гастингситовой роговой обманке, которая насыщена Са и щелочами ($\Sigma \text{Ca} + \text{Na} + \text{K} = 2,415$). В то же время, согласно данным ММА по номенклатуре амфиболов [13], изученный минерал попадает в поле эденитовой, а по Лику [28] – магнизиальной роговой обманки. С помощью спектрального анализа в роговой обманке, обр. 417 выявлено повышенное содержание Mn, Ni, Ti, V и Cr (табл. 3). *Плагиоклаз* с четкими полисинтетическими двойниками, принадлежит к основному андезину (№ 44), иногда он заметно серицитизирован. *Биотит* красноватого, реже светло-коричневого цвета. Обычно более поздний биотит развивается по плоскостям сланцеватости амфиболитов или вблизи контакта с вмещающими породами и с кварцевыми прожилками.

Горнблендиты отличаются от плагиоклазовых амфиболитов более высокой меланократовостью, поскольку плагиоклаз в них практически отсутствует; отмечаются мономинеральные разности

горнблендитов и такие, которые содержат примесь других минералов. Контакты с вмещающими породами резкие, мощность пластовых тел от 1–2 до 10 м. Структура грано- и лепидогранобластовая, текстура сланцеватая, иногда массивная. Минеральный состав, %: оливин 0–10, ортопироксен 0–10, роговая обманка – от 50–60 до 90–95, актинолит, куммингтонит 0–40, биотит 5–20, флогопит, тальк 0–20, гранат, хлорит, магнетит 7–10, плагиоклаз 0–5, кварц 0–8, кальцит 0–30; аксессуарные – шпинель, апатит, циркон, пирит. Оливин и ортопироксен в горнблендитах отмечаются лишь в тех участках (скв. 64, гл. 162,0–167,5 м), где встречены переслаивающиеся с ними маломощные прослой оливиновых пироксенитов. *Оливин* – реликтовые серпентинизированные зерна или гнездовидные обособления, в которых, как и среди скоплений роговой обманки, отмечается развитие мелкочешуйчатого талька. *Ортопироксен* – отдельные бесцветные зерна ($cNg = 0^\circ$), часто замещенные бурым баститом или карбонатом.

Роговая обманка светло-зеленая (обр. 419) из ослюденелого горнблендита и буровато-зеленая из куммингтонитового горнблендита (обр. 418). Первая из них, судя по химическому составу (табл. 2, ан. 16), характеризуется высокой магнизиальностью ($f_{\text{обш}} = 27,1 \%$), присутствием Cr_2O_3 и пониженными значениями глиноземистости и щелочности; второй (ан. 17) свойственны средняя общая железистость (44 %), более высокие глиноземистость (особенно $a^{3+}_{\text{VI}} = 17,9 \%$) и щелочность и пониженная кальциевоств. Обе роговые обманки характеризуются недосыщенностью Са и щелочами ($\Sigma \text{Ca} + \text{Na} + \text{K} < 2,30$ ф. е.), а также низкими титанистостью, марганцовистостью, фтористостью и степенью окисления железа. На диаграммах $a_{\text{Si}} - a_{\text{VI}}$ [6] и $\text{Al}_{\text{IV}} - (\text{Al}_{\text{VI}} + \text{Fe}^{3+} + \text{Ti})$ [4] оба минерала соответствуют эденитовой, а на диаграмме Лика [28] – ($\chi_{\text{Mg}}^{\text{Por}} - \text{Si}$) – магнизиальной роговой обманке. С помощью спектрального анализа в роговой обманке из горнблендитов установлено повышенное количество Mn, Ni, Co, Ti, V и Cr (табл. 3). В процессе наложенного более низкотемпературного метаморфизма роговая обманка иногда замещена бледно-зеленым *актинолитом*.

Куммингтонит – бесцветные удлиненно-призматические зерна с характерными перекрещивающимися, часто “размытыми” полисинтетическими двойниками. В ослюденелых горнблендитах (обр. 419) магнизиальный куммингтонит с $f_{\text{обш}} \cong 30 \%$ присутствует обычно в незначительном количестве; в то же время в неослюденелых

горнблендитах (обр. 418) содержание данного минерала ($ng = 1,670$; $cNg = 18^\circ$; $f_{общ} = 47\%$) местами достигает 30–40 %; иногда он развивается по роговой обманке или находится в сростках с ней. Отмечаются прослои или гнезда, сложенные только куммингтонитом и тогда содержание его в породе заметно увеличивается (куммингтонитовые горнблендиты).

Биотит в виде светло-бурых, реже оранжево-бурых чешуек развивается в ослюденелых горнблендитах как в общей массе породы, так и преимущественно по плоскостям сланцеватости. Судя по химическому составу (табл. 2, ан. 20), он характеризуется высокой магнезиальностью ($f_{общ} = 30,3\%$), умеренной глиноземистостью и низкими значениями титанистости, марганцовистости, фтористости и степени окисления железа. С помощью спектрального анализа в биотите, обр. 419 обнаружено повышенное содержание Ni, Ti, V, Cr, Li и Ba (табл. 3). Помимо биотита, в горнблендитах в отдельных участках присутствуют и чешуйки более магнезиального бледно-кремового и бледно-зеленоватого *флогопита*, который иногда замещается зеленовато-серым *хлоритом*. Отдельные зерна розового *граната* (альмандин) и *плаггиоклаза* (андезин, олигоклаз-андезин) встречаются в горнблендитах вблизи контакта с магнетитовыми кварцитами или в зонах окварцевания. *Кварц* местами развивается по роговой обманке или образует тонкие прослойки.

Магнетит образуется при серпентинизации оливина и ортопироксена, а также образует более ранние мелкие зерна, рассеянные в общей массе породы. Иногда в интенсивно оталькованных и ослюденелых горнблендитах (скв. 64, гл. 175,5 м) встречаются единичные зерна буровато-темно-зеленой *шпинели* (герцинит). В зонах динамического воздействия нередко наблюдается развитие темно-бурого замутненного полисинтетически сдвойникового *карбоната* (кальцит), который образует гнездовидные и прожилковидные скопления или в виде псевдоморфоз развивается по роговой обманке и другим минералам.

Кристаллические сланцы основного состава развиты главным образом в восточной части участка, где они ассоциируют преимущественно с магнетитовыми кварцитами, плаггиоклазовыми амфиболитами (скв. 64, гл. 268–270 м) и горнблендитами. Макроскопически это зеленовато-темно-серые мелко-среднезернистые неотчетливо рассланцованные, иногда массивные породы, среди которых преобладают биотит-роговообман-

ково ± (клинопироксен ± гранат ± магнетит)-плаггиоклазовые, нередко кварцсодержащие кристаллические сланцы; значительно реже встречаются малоизмененные в результате низкотемпературных метаморфических процессов реликтовые гранат-двупироксен-роговообманково-плаггиоклазовые их разности. Мощность прослоев кристаллических сланцев изменяется от 3–5 до 20–30 м, редко больше. Контакты с вмещающими породами, как правило, резкие. Структура грано- и лепидогранобластовая, текстура полосчатая, иногда массивная. Минеральный состав, %: гранат 0–20, ортопироксен 0–5, клинопироксен 0–20, роговая обманка 15–50, куммингтонит 0–10, биотит 15–20, плаггиоклаз 25–40, магнетит 0–10, кварц 0–10, апатит, циркон, ильменит, пирит, пирротин, халькопирит, молибденит.

Гранат бледно-розовый, изотропный; по аналогии с другими основными кристаллосланцами, обогащенными роговой обманкой и клинопироксеном [9], вероятно, представлен Са-альмандином. С помощью спектрального анализа в гранате, обр. 652 установлено повышенное количество Mn, Cr, Cu, Y и Ba (табл. 3). *Ортопироксен* – бесцветный с нечетким плеохроизмом в зеленовато-розовых тонах, среднежелезистый, принадлежит гиперстену ($f_{общ} \approx 40–45\%$), $cNg = 0^\circ$; часто несвежий – замещается бурым баститом. *Клинопироксен* диопсид-геденбергитового ряда, бледно-зеленоватый, не плеохроирует, низкожелезистый, представлен магнезиальным салитом ($f_{общ} \approx 30–35\%$) нередко замещается роговой обманкой.

Роговая обманка из гранат-биотит-роговообманково-плаггиоклазовых кристаллосланцев зеленая с отчетливым плеохроизмом в зеленовато-желтых тонах. Исходя из результатов химического анализа (табл. 2, ан. 19), она характеризуется недосыщенностью Са и щелочами ($\Sigma Ca + Na + K = 1,97$), средней общей железистостью (49,1 %), повышенной глиноземистостью (особенно, $a^{3+}_{VI} = 19,3\%$), низким значением титанистости, марганцовистости, кремнекислотности и степени окисления железа. На диаграммах $a_{Si}-a_{VI}$ [6] и $Al_{IV}-(Al_{VI}+Fe^{3+})$ исследованная роговая обманка располагается между эденитом и гастингситом, а на диаграмме Лика $Si-\chi_{Mg}^{Por}$ [28] – попадает в поле магнезиороговой обманки. В то же время на диаграмме Дира и др. $Al_{IV}-(Na+K)$ [4] она тяготеет к чермакитовой, а на диаграмме $Al_{IV}-(Al_{VI}+Fe^{3+}+Ti)$ тех же авторов – к эденитовой роговой обманке. Это может свидетельствовать о том, что данная роговая обманка, как и содержащиеся ее

породы, вероятно, претерпели неоднократные метаморфические преобразования в разных термодинамических условиях, что заметно отразилось на их неоднозначном составе. С помощью спектрального анализа в роговой обманке, обр. 652 обнаружено повышенное содержание Mn, Ni, Ti, V, Cr, Y и Ba (табл. 3). *Куммингтонит* – бесцветные длиннопризматические зерна с характерными перекрещивающимися, часто “размытыми” полисинтетическими двойниками; иногда развивается по роговой обманке, замещая ее частично или полностью.

Биотит – чешуйки оранжевого и светлорусого цвета. Судя по химическому составу (табл. 2, ан. 21), он характеризуется средней общей железистостью (48,5 %) и пониженными значениями глиноземистости, щелочности, марганцовистости, фтористости, степени окисления железа и высоким содержанием п.п.п. (5,25 %), что свидетельствует о гидратированности данного минерала в условиях пониженной температуры регрессивного метаморфизма. В то же время несколько повышенное содержание TiO_2 (2,96 %) в биотите может указывать на достаточно высокие параметры прогрессивного регионального метаморфизма, который на раннем этапе испытала данная порода. С помощью спектрального анализа в биотите, обр. 652 установлено повышенное содержание Ni, Co, Ti, Cr и Ba (табл. 3). *Плагиоклаз* полисинтетически сдвойникован, иногда заметно сосюритизирован, принадлежит к лабрадору (№ 52). *Магнетит* – ксеноморфные разобщенные зерна; местами приурочен к определенным прослоям или образует небольшие скопления. Нередко в кристаллосланцах встречается более поздний *кварц*, который, как и магнетит, образует нечеткие прослойки или гнездовидные скопления.

Рудные и малорудные (магнетита < 12 %) магнетитовые кварциты представлены двупироксен- и гиперстен-магнетитовыми, магнетит-двупироксеновыми (\pm гранат \pm роговая обманка \pm куммингтонит) и амфибол-магнетитовыми (кумингтонит- и роговообманково-магнетитовыми) разностями. Макроскопически магнетитовые кварциты представляют собой зеленовато-серые мелко-среднезернистые полосчатые или грубополосчатые породы, слагающие линзовидные и пластообразные тела мощностью от 2–5 до 30–40 м, реже 60–70 м. Контакты с вмещающими породами четкие. Структура гранобластовая. Минеральный состав, %: ортопироксен 0–15, клинопироксен 15–25, гранат 0–25, роговая обманка 0–15,

кумингтонит 0–20, биотит 0–10, магнетит 10–25, реже 30–40, кварц 35–50. В небольшом количестве встречаются циркон, апатит, сульфиды железа, арсенопирит, халькопирит, молибденит, шеелит, барит, хлорит, серпентин. *Ортопироксен* с отчетливым плеохроизмом в зеленовато-розовых тонах, часто с косым (5–8) погасанием. Совместно с клинопироксеном он обычно слагает тонкие обособленные прослои. Судя по химическому составу (табл. 2, ан. 9), представлен марганцовистым (MnO – 6,25 %) низкоглиноземистым феррогиперстеном с $f_{общ} = 67$ % и низкой степенью окисления железа. С помощью спектрального анализа в ортопироксене, обр. 423 установлено повышенное содержание Mn, Zn, Ge (табл. 3).

Клинопироксену в сравнении с ортопироксеном принадлежит заметно большая роль, а иногда ортопироксен вообще отсутствует. Как видно из результатов химического анализа (табл. 2, ан. 10–14), клинопироксены принадлежат к членам диопсид-геденбергитового ряда, которые характеризуются практически отсутствием Ti, несколько повышенной марганцовистостью, умеренной глиноземистостью, низкими щелочностью и степенью окисления железа и переменной общей железистостью (47–68,5 %). Согласно этим данным, состав их изменяется от редко встречающегося железистого салита до наиболее распространенного ферросалита. Помимо клинопироксенов с высокой кальциевостью (0,90–0,91 ф.е.), среди них встречаются и субкальциевые разности с содержанием $Ca = 0,805$ – $0,88$ ф.е. На диаграмме Хесса, учитывающей соотношение $Ca : Mg : Fe$, изученные клинопироксены располагаются в полях ферросалита (ан. 11, 12), ферроавгита (ан. 13, 14) и авгита (ан. 10). Из миналов в составе клинопироксенов преобладают диопсид (22,4–48,8 %) и геденбергит (30,2–59,9 %); остальным миналам принадлежит подчиненная роль. Спектральный анализ клинопироксенов позволил установить повышенное количество Mn, Ge, La, Ce, Ba (табл. 3).

Гранат встречается довольно часто. Он отмечен в пироксен- и амфиболсодержащих магнетитовых кварцитах, в зонах окварцевания или вблизи контакта кварцитов с кристаллосланцами и амфиболитами. Гранат наблюдается в виде разобщенных светло-розовых зерен (часто с вросками кварца) или образует гнездовидные скопления, изотропен. Исходя из результатов химического анализа (табл. 2, ан. 3, 5, 6), исследованные гранаты характеризуются повышенной кальциевостью, марганцови-

стостью, общей железистостью (89,3–97,9 %) и низким содержанием пиропового минала, в результате чего на диаграммах Alm – Py – Ca-гранат и (Alm + Py) – Ca-гранат – Sps [21] они попадают в поле Ca-альмандинового граната из группы железисто-кремнистых пород, богатых CaO. Гранат, обр. 416 (ан. 6), обогащенный Mn, на последней диаграмме соответствует Ca-марганцовистому альмандину из группы силикатно-карбонатных пород. С помощью спектрального анализа в гранатах из магнетитовых кварцитов обнаружено повышенное содержание Mn, Cr, Ge, La, Ce, Y (табл. 3).

Амфиболы (куммингтонит, роговая обманка) отмечаются как в гранат-пироксен-магнетитовых, так и, преимущественно, в амфибол-магнетитовых кварцитах. В пироксенсодержащих разностях данных пород куммингтонит обычно ассоциирует с гиперстеном, по которому он и развивается при снижении степени метаморфизма. Иногда можно наблюдать все последовательные стадии этого замещения. *Куммингтонит* – бесцветные длинно-призматические зерна с характерными пересекающимися полисинтетическими двойниками. Синезеленая, иногда светло-зеленая актинолитизированная *роговая обманка* встречается как в виде обособленных выделений, так и развивается местами по клинопироксену при понижении температуры. Куммингтонит и роговая обманка в амфибол-магнетитовых кварцитах образуют совместные, но чаще самостоятельные тонкие (1–2 мм) прослои. Зеленовато-бурый или коричневый *биотит* встречается, как и гранат, вблизи кварцевых слоек и зон окварцевания, а также в области контакта кварцитов с кристаллическими сланцами, гнейсами и амфиболитами.

Магнетит ассоциирует с кварцем и силикатами и наблюдается в виде удлинённых зерен, которые нередко слагают четко выраженные прослои (до 1–2 мм), иногда приуроченные к осевой части пироксен-амфиболовых слоек. Как следует из результатов химического анализа (табл. 2, ан. 25), магнетит, обр. 416 из гранат-двупироксен-магнетитового кварцита характеризуется повышенным содержанием Fe_2O_3 (~10 % минала- Fe_2O_3 при 90 % магнетитового минала), что связано с наложенными процессами окисления как изученного магнетита, так и породы в целом. Присутствие в составе магнетита небольшого количества SiO_2 , Al_2O_3 , CaO, MgO и S связано с незначительной примесью граната, клинопироксена и сульфидов железа, которые невозможно было удалить полностью при подготовке мономинеральной фрак-

ции магнетита к химическому анализу. С помощью спектрального анализа в магнетите, обр. 416 обнаружено повышенное количество Mn, Ni, Cu, Zn (табл. 3). *Кварц* слагает как отдельные прослои, так и распространен повсеместно в общей массе породы; он характеризуется волнистым погасанием и часто содержит включения мелких зерен магнетита и их скоплений. *Сульфиды железа* образуют рассеянную вкрапленность и прожилковидные выделения; они представлены пирротинном и пиритом. С помощью спектрального анализа в пирротине, обр. 415 установлены, г/т: Ni – 2000, Co – 300, Cu – 500.

Безрудные кварциты встречены главным образом в западной части участка среди гранат-биотитовых гнейсов. Мощность их не превышает 1–5 м. Макроскопически это – зеленовато-светло-серые полосчатые, нередко окварцованные породы, часто с сульфидной вкрапленностью. По минеральному составу они близки к описанным выше кварцитам, но в отличие от них либо вообще не содержат магнетита, либо количество его не превышает 3–5 %. Нами изучен биотит-роговообманково-гранатовый кварцит (обр. 422) из скв. 64. Порода сложена, %: кварцем – 30–60, светло-розовым изотропным гранатом – 30–40, травяно-зеленой роговой обманкой – 10–20, буровато-оранжевым биотитом – 10–15 и пиритом. *Гранат*, судя по химическому составу (табл. 2, ан. 2), как и таковые из рудных кварцитов, характеризуется высокой общей железистостью (86,9 %) и повышенным содержанием MnO (6,39 %) и CaO (4,54 %). На диаграмме Alm–Py–Ca-гранат он попадает в поле Ca-альмандин из группы железисто-кремнистых пород, богатых CaO; на диаграмме (Alm + Py)–Ca-гранат–Sps – в поле кальциево-марганцевого альмандин из группы силикатно-карбонатных пород, а на диаграмме Alm–Py–Sps – в поле марганцовистого альмандин из группы железисто-кремнистых пород, бедных CaO [21]. С помощью спектрального анализа в гранате, обр. 422 установлено повышенное количество Mn, Cr, Y (табл. 3). *Биотит* по химическому составу (табл. 2, ан. 22) характеризуется средней общей железистостью (49,9 %), низкими значениями титанистости, глиноземистости, фтористости и степени окисления железа. С помощью спектрального анализа в биотите, обр. 422 обнаружены повышенные концентрации Mn, Ni, Ti, V, Cr, Nb, Zn, Ga, Li, Ba (табл. 3). В пирите, обр. 422 из безрудных кварцитов выявлены, г/т: Ni – 150, Co – 80, Cu – 20, Pb – 10.

Таблица 4. Химический состав горных пород, %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	49,1	46,29	43,97	48,28	48,08	47,96	50,6	53,95	42,51	46,28	52,35
TiO ₂	0,38	0,26	0,33	0,5	0,76	0,5	0,53	0,57	Не обн.	0,08	0,07
Al ₂ O ₃	4,19	3,69	2,15	6,87	7,28	6,72	4,95	13,92	0,5	1,5	3,14
Cr ₂ O ₃	0,19	0,34	Не опр.	1	Не опр.	0,6	Не опр.	0,1	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Fe ₂ O ₃	5,46	2,83	5,59	0,46	2,96	0,78	3,42	1,2	30,42	26,53	24,23
FeO	4,05	7,39	5,83	12,93	5,65	13,36	5,75	8,98	15,8	16,66	13
MnO	0,21	0,16	0,14	0,39	0,15	0,38	0,2	0,06	0,28	0,15	Не обн.
MgO	28,06	30	26,97	16,9	19,59	16,47	17,9	5,62	2	2,83	1,66
NiO	0,12	0,18	Не опр.	0,5	Не опр.	0,3	Не опр.	0,03	Не опр.	Не опр.	Не опр.
CaO	4,23	2,07	7,93	7,02	9,24	7,7	13,5	8,86	4,35	4,28	2,84
Na ₂ O	0,37	0,29	0,5	0,73	1,59	0,73	1,44	2,89	0,4	0,26	0,48
K ₂ O	0,06	0,12	0,8	1	2,13	0,7	0,32	0,89	0,04	0,11	0,58
P ₂ O ₅	0,04	0,08	Сл.	0,12	0,33	0,18	0,07	0,21	0,16	0,09	0,08
SO ₃	0,1	Не опр.	Не обн.	Не опр.	0,12	Не опр.	Не обн.	Не опр.	Не опр.	0,25	0,32
S	0,01	0,06	0,07	<0,01	Не обн.	<0,01	Сл.	0,03	Не обн.	Не обн.	Не обн.
CO ₂	0,77	0,54	0,92	Не обн.	– " –	Не обн.	0,46	Не обн.	– " –	– " –	– " –
H ₂ O ⁻	Не обн.	0,59	0,02	0,33	– " –	0,36	0,05	0,28	0,45	– " –	– " –
П.п.п.	2,2	4,64	4,37	2,55	1,84	2,91	0,7	1,95	2,92	0,8	1,02
Сумма	99,55	99,57	99,56	99,58	99,72	99,65	99,89	99,53	99,83	99,82	99,77
f _{общ}	15,5	15,9	18,6	31,4	19,5	33	22	50,4	92,4	89	92,2
f _о	0,55	0,26	0,46	0,03	0,32	0,05	0,35	0,11	0,63	0,59	0,63
Mg/Fe	5,6	5,4	4,4	–	–	–	–	–	–	–	–
MgO/SiO ₂	0,57	0,65	0,61	–	–	–	–	–	–	–	–
MgO/ΣFeO	3,13	3,02	2,48	–	–	–	–	–	–	–	–
Fe _{магн}	–	–	–	–	–	–	–	–	31,71	27,66	25,26
<i>Параметры, по Н.Д. Соболеву</i>											
<i>b</i>	48,6	50,9	54,2	–	–	–	–	–	–	–	–
<i>2c</i>	4,8	4,4	2,5	–	–	–	–	–	–	–	–
<i>s</i>	46,6	44,7	43,3	–	–	–	–	–	–	–	–
<i>z</i>	6,1	19,7	33,6	–	–	–	–	–	–	–	–
<i>y</i>	75,9	71,4	37,2	–	–	–	–	–	–	–	–
<i>x</i>	18	8,9	29,2	–	–	–	–	–	–	–	–
<i>h</i>	37,8	14,7	0,3	–	–	–	–	–	–	–	–
<i>Параметры, по А.Н. Заварицкому</i>											
<i>a</i>	0,8	0,7	1,9	2,8	5,7	2,3	3,1	7,7	–	–	–
<i>c</i>	2	1,8	0,3	2,8	1,4	3	1,3	5,5	–	–	–
<i>b</i>	49,8	52,2	55,3	43,5	44,5	44	46	24,6	–	–	–
<i>s</i>	47,4	45,3	42,5	50,9	48,4	50,7	49,6	62,2	–	–	–
<i>c'</i>	4,7	0,7	14,2	11,6	19	12,8	27,8	21,7	–	–	–
<i>m'</i>	80,5	83,5	69,8	60,6	65,2	58,5	56,3	38,9	–	–	–
<i>f'</i>	14,8	15,8	16	27,8	15,8	28,7	15,9	39,4	–	–	–
<i>a/c</i>	0,4	0,4	6,3	1	4,1	0,77	2,4	1,4	–	–	–
<i>Q</i>	–8,8	–12,5	–19,1	–6,6	–16	–6,2	–8,3	3,5	–	–	–
<i>Параметры, по Н.П. Семененко</i>											
<i>F</i>	13,3	14,5	15,4	23,3	13,8	24,2	14,3	24,5	81,9	77,7	79,8
<i>A</i>	4,3	3,8	2,2	8,5	8,6	8,2	5,7	23,7	0,7	2,1	5
<i>M</i>	74,3	77,9	68	52,5	57,9	50,6	51,9	24,3	6,8	9,6	6,8
<i>C</i>	8,1	3,8	14,4	15,7	19,7	17	28,1	27,5	10,6	10,6	8,4
<i>FM</i>	87,6	92,4	83,4	75,8	71,7	74,8	66,2	48,8	88,7	87,3	86,6
<i>O</i>	0,6	0,17	0,43	0,02	0,24	0,03	0,27	0,07	0,86	0,72	0,84

Примечание. 1. Сумма компонентов приведена с вычетом 0,5 S. 2. Кроме того, установлено в анализах, %: 1 – 0,01 CoO; 2 – 0,07 Сорр. 3. Порода: 1 – пироксенит оливинный, скв. 64, гл. 251,0–252,5 м, обр. 421; 2 – то же, там же, гл. 245,0–247,0 м, обр. 420; 3 – то же серпентинизированный, амфиболитизированный, частично ослоденелый с реликтами оливина и ортопироксена, скв. 44, гл. 94,0–97,0 м, обр. 680, Корсак-Могила [7]; 4 – горнблендит ослоденелый, скв. 64, гл. 225,8–226,7 м, обр. 419; 5 – горнблендит пироксеновый ослоденелый, скв. 40, обр. 40/4, Корсак-Могила [7]; 6 – горнблендит, скв. 64, гл. 224,5–224,8 м, обр. 418; 7 – горнблендит пироксеновый, скв. 44, гл. 172,5–174,0 м, обр. 683, Корсак-Могила [7]; 8 – амфиболит плагиоклазовый, скв. 64, гл. 204,0–204,3 м, обр. 417; 9 – кварцит гранат-двупироксен-магнетитовый, скв. 7, гл. 284,7–286,7 м, обр. 802; 10 – кварцит двупироксен-магнетитовый, скв. 64, гл. 167,5–197,5 м, среднее из 9 анализов (материалы Р.Н. Довганя и др., 1975); 11 – кварцит железистый, скв. 67, гл. 414,6–429,5 м, среднее из 6 анализов (материалы Р.Н. Довганя и др., 1975). Анализы выполнены в лаборатории ИГМР им. Н.П. Семененко НАН Украины, аналитики Л.В. Годунова (ан. 2), А.В. Ренкас (ан. 4, 6, 8), А.Я. Ротарь (ан. 9) и в химлаборатории ПГО Укрчерметгеология, аналитик М.П. Бидриенко (ан. 1).

Гранат-биотитовые и переслаивающиеся с ними *гранат-силлиманит-биотитовые гнейсы* широко развиты в западной части участка. Макроскопически это розовато-серые мелкозернистые полосчатые породы с согласными кварцевыми прослойками, к которым часто приурочена вкрапленность сульфидов. Структура лепидогранобластовая, фибробластовая, узловатая. Текстура сланцеватая. Минеральный состав, %: гранат 15–25, силлиманит 0–15, кордиерит 0–5, биотит 25–30, плагиоклаз 20–30, калишпат 0–10, кварц 15–25, магнетит 0–8, сульфиды железа 3–5. *Гранат* – округлые светло-розовые, часто скелетные зерна с мелкими вростками кварца. Исходя из результатов химического анализа (табл. 2, ан. 1, 4), гранату свойственна высокая общая железистость (86,1–89,6 %), пониженная магнезиальность и весьма низкие кальциевость и марганцовистость. На всех классификационных диаграммах [21] изученные гранаты (обр. 427, 687) попадают в поле алмаنديна из группы метапелитов, бедных CaO и богатых K₂O. С помощью спектрального анализа в гранатах из глиноземистых гнейсов выявлено повышенное количество Sr, Cu, Zn, Sc и Y (табл. 3). *Силлиманит* – преимущественно фибролит в виде сноповидных игольчатых агрегатов, реже отмечаются длиннопризматические свежие кристаллы. *Биотит* – чешуйки красно-бурого (обр. 687) и менее высокотемпературные – зеленовато-бурого (обр. 427) цвета. Как видно из результатов химического анализа (табл. 2, ан. 23), зеленовато-бурый биотит характеризуется низкой титанистостью и высокими общей железистостью (63,8 %) и глиноземистостью (содержание истонит-сидерофиллитового компонента – 94,1 %), что указывает на образование его в условиях амфиболитовой фации. С помощью спектрального анализа в биотите, обр. 427 обнаружено повышенное содержание Ni, Cr, Zn, Ga, Li и Ba (табл. 3). *Плагиоклаз* полисинтетически сдвойникован, серицитизирован, принадлежит альбит-

олигоклазу. *Калишпат* представлен решетчатым микроклином, образовавшимся в процессе гранитизации и приуроченным к определенным прослоям. *Кварц* – с волнистым погасанием. Отмечается сингенетичный кварц (рассеян в породе) и более поздний мелкозернистый – в гнездах и прослойках. *Магнетит* в ассоциации с гранатом и биотитом иногда отмечается в гнейсах на восточном участке аномалии.

Химический состав и геохимические особенности пород. Метаультрабазиты и метабазиты Орловской магнитной аномалии имеют много общего с аналогичными породами железорудного месторождения Корсак-Могила [7], которое расположено в 20 км севернее, в бассейне р. Корсак. В табл. 4 приведены результаты химического анализа оливинных пироксенитов (ан. 1, 2), горнблендитов (ан. 4, 6), плагиоклазовых амфиболитов (ан. 8) и близких по составу пород Корсак-Могила (ан. 3, 5, 7). Ультрабазиты Орловской аномалии характеризуются повышенными кремнекислотностью, глиноземистостью и степенью окисления железа, невысоким значением общей железистости (15,5–15,9 %), щелочности ($K_{\text{алт}} = 0,15–0,16$) и переменным количеством CaO и п.п.п., что связано с разным содержанием в них клинопироксена и роговой обманки и неравномерно проявленной серпентинизацией. В отличие от изученных, корсакмогильским оливинным пироксенитам (ан. 3) свойственно несколько меньшее содержание SiO₂, Al₂O₃, MgO и более высокое значение общей железистости (18,6 %), щелочности ($K_{\text{алт}} = 0,74$) и известковистости, что, вероятно, связано как с заметной флогопитизацией данных пород, так и с преобладанием в них клинопироксенов и образовавшихся по ним актинолитов. Не исключено, что на увеличение щелочности данных пород могли оказывать влияние пироксеновые горнблендиты щелочно-ультраосновной формации, выявленные в 3–4 км к северо-западу на железорудном месторождении

Куксунгур, которые отличаются более высокими общей железистостью, щелочностью, титанистостью и известковистостью [8]. Содержание TiO_2 (0,26–0,38 %) и MnO (0,14–0,21 %) в обоих разностях метаультрабазитов практически одинаковое.

Результаты химического анализа оливиновых пироксенитов были пересчитаны на числовые характеристики по методам Н.Д. Соболева, А.Н. Заварицкого и Н.П. Семененко. Судя по петрохимическим коэффициентам (табл. 4), орловские метаультрабазиты характеризуются высоким содержанием виртуального ортопироксена (71,4–75,9 %) и значительно меньшим – оливина (6,1–19,7 %) и клинопироксена (8,9–18,0 %), что позволяет относить их, по [1], к измененным низкоглиноземистым оливиновым ортопироксенитам нормального петрохимического ряда Na и K-Na серий семейства пироксенитов-горнблендитов (основных ультрамафитов). Несколько более основные ($\sigma = 54,2$) корсакмогильские метаультрабазиты с приблизительно равными количествами виртуальных оливина (33,6 %), ортопироксена (37,2 %) и клинопироксена (29,2 %) принадлежат к измененным оливиновым вебстеритам K серии того же семейства основных ультрамафитов. На диаграмме Н.Д. Соболева [17] точки состава всех метаультрабазитов (ан. 1–3) попадают в поле пироксенита, а на диаграмме А.Н. Заварицкого располагаются вблизи среднего состава бронзитита (ан. 1, 2) и амфиболового перидотита (ан. 3). По классификации магматических пород А.Н. Заварицкого орловские пироксениты относятся к 5 классу бедных щелочами слегка недосыщенных SiO_2 голомеланократовых пород, а пироксениты Корсак-Могила – к 6 классу щелочных ненасыщенных SiO_2 голомеланократовых пород.

На классификационной диаграмме [1] A ($Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O$) – S [$SiO_2 - (Fe_2O_3 + FeO + MgO + MnO + TiO_2)$], вес. %) орловские пироксениты попадают в поле лерцолита (ан. 2) или вблизи этого поля (ан. 1), а корсакмогильские (ан. 3) – в поле верлита. На диаграмме $SiO_2 - (Na_2O + K_2O)$ первые из них соответствуют пироксенитам-горнблендитам, а вторые – пикробазальтам и пикродолеритам. На диаграмме *ACFM* Н.П. Семененко точки составов оливиновых пироксенитов (ан. 1–3) располагаются в поле глиноземисто-магнезиальных пород орторяда. Несмотря на некоторые различия в составе, по основным петрохимическим параметрам ($f_{общ}$, MgO/SiO_2 , $MgO/\Sigma FeO$, $Na_2O + K_2O$, Mg/Fe), свойственным ультрабазитам гранулитогнейсовым областей,

орловские и корсакмогильские оливиновые пироксениты занимают промежуточное положение между магнезиальными ультрабазитами Западного Беломорья и железистыми их разностями Аллареченского и Южно-Байкальского типа [2]. Таким образом, по соотношению Mg/Fe (4,4–5,6), повышенной общей железистости (15,5–18,6 %), наличию глинозема, титана и щелочей все упомянутые ультрабазиты принадлежат к ультрафербазитам [17] и, как и другие ультрабазиты Приазовья [19, 20], – к продуктам дифференциации базальтовой магмы (габбро-перидотитовая формация). С помощью спектрального анализа в оливиновых пироксенитах обнаружено повышенное содержание Ni, Co, Cr, Zn (табл. 3).

Горнблендиты Орловской аномалии, как и таковые Корсак-Могила, по химическому составу (табл. 4) относятся к низкоглиноземистым основным плутоническим породам нормального петрохимического ряда K-Na и K серии семейства пироксенитов-горнблендитов (основных ультрамафитов). Те, и другие породы характеризуются близкими значениями кремнекислотности, титанистости и глиноземистости, но орловским горнблендитам свойственны более высокая общая железистость (31,4–33,0 %) и заметно меньшие магнезиальность, известковистость, щелочность и степень окисления железа. Это связано с повышенным содержанием в проанализированных горнблендитах куммингтонита и меньшим количеством роговой обманки, биотита и магнетита. По классификации А.Н. Заварицкого, изученные горнблендиты принадлежат к слегка недосыщенным SiO_2 меланократовым бедным щелочами породам, а на диаграмме этого же автора точки их состава расположены вблизи эталонного горнблендита (правда, с несколько меньшей щелочностью). На диаграмме A – S [1] исследованные горнблендиты попадают в поле верлита, на классификационной диаграмме $SiO_2 - (Na_2O + K_2O)$ соответствуют пикробазальтам и пикродолеритам, а на диаграмме Н.П. Семененко располагаются в поле глиноземисто-магнезиальных пород орторяда. С помощью спектрального анализа в горнблендитах выявлено повышенное количество Mn, Ni, Co, Ti, V, Cr, Zn (табл. 3).

Плагноклазовые амфиболиты по химическому составу (табл. 4, ан. 8) относятся к насыщенным SiO_2 лейко-меланократовым среднежелезистым умеренно-глиноземистым с пониженной щелочностью породам нормального ряда K-Na серии. На классификационной диаграмме $SiO_2 -$

($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) они соответствуют андезитобазальтам, а на диаграмме *ACFM* Н.П. Семененко попадают в поле щелочноземельно-глиноземистых пород орторяда. С помощью спектрального анализа в плагиоклазовых амфиболитах установлен практически тот же набор элементов-примесей, что и в горнблендитах, но содержатся они в меньшем количестве (Ni, Co, Cr) (табл. 3).

Химический состав магнетитовых кварцитов охарактеризован одним оригинальным анализом гранат-двупироксен-магнетитовых амфиболитизированных кварцитов (табл. 4, ан. 9) и двумя усредненными анализами аналогичных пород из скв. 64 (ан. 10) и 67 (ан. 11). Как следует из результатов химического анализа, магнетитовые кварциты Орловской аномалии характеризуются высокой общей железистостью (89,0–92,4 %), повышенными глиноземистостью и кальциевостью (наличие граната, клинопироксена, роговой обманки) и невысоким содержанием TiO_2 , MnO и щелочей. По содержанию Fe_2O_3 и FeO они принадлежат к средним окисно-закисным силикат-магнетитовым кварцитам [16], для которых характерны коэффициент окисления $O = 0,72\text{--}0,84$ (среднее 0,78) и содержание $\text{Fe}_{\text{магн}} = 25,26\text{--}27,66$ (среднее 26,46 %). Иногда здесь встречаются и сравнительно богатые окисно-закисные силикат-магнетитовые кварциты (табл. 4, ан. 9), которые характеризуются более высокими коэффициентами окисления ($O = 0,86$) и содержанием $\text{Fe}_{\text{магн}} = 31,71$ %. Если метаультрабазиты и metabазиты Орловской аномалии имеют много общего с аналогичными породами Корсак-Могила, то магнетитовые кварциты – с рудными кварцитами Куksунгура [10], среди которых также широко развиты гиперстен- и куммингтонит-магнетитовые кварциты, (более богатые – $\text{Fe}_{\text{магн}}$ – до 40,0 %). С помощью спектрального анализа в гранат-двупироксен-амфибол-магнетитовых кварцитах выявлено повышенное содержание (табл. 3) Mn (до 10000 г/т), носителями и концентраторами которого служат гранат, ортопироксен и, частично, клинопироксен и магнетит. Ni и Co в значительном количестве содержатся главным образом в сульфидах (пирротин), реже в магнетите; Cr – в гранате и магнетите, Cu – в пироксенах, гранате, магнетите и сульфидах (халькопирит); Zn – в ортопироксене и магнетите; Ge, La, Ce, Y – в пироксенах и гранате. Примерно такие же элементы-примеси, но несколько в меньшем количестве (за исключением Ti, Cr, Y) установлены в безрудных биотит-роговообманково-гранатовых кварцитах и содержащих их минералах (табл. 3).

Гранат-биотитовые (\pm силлиманит) гнейсы были исследованы только с помощью спектрального анализа (табл. 3). Для этих пород характерны повышенное содержание Ni, Co, Ti, V, Cr, Cu, Sc, Li, Ba, причем для большинства этих микроэлементов носителями выступают гранат и, в меньшей мере, биотит. В небольшом количестве обнаружены Nb и Sr (в породе и биотите), Y и Zn (в породе и гранате).

Температура кристаллизации оливиновых пироксенитов и *PT*-условия метаморфизма горных пород. Согласно установленной зависимости коэффициента Fe/Mg распределения между оливином и ортопироксеном (1,024) для магнезиальных пород от температуры [при $(\text{Fe/Mg})^{\text{Opx}} = 0,1\text{--}0,2$], кристаллизация исследованных реликтовых оливиновых пироксенитов происходила при температуре ~ 1012 °C [12]. Судя по оливин-ортопироксеновому геотермометру [18], равновесие между этими минералами соответствует температуре 1060 °C, что вполне согласуется с приведенными выше данными. Глубинность кристаллизации магмы по равновесию оливин + ортопироксен и оливин + ортопироксен + шпинель [26, 29] оценивается примерно в 6 км, а давление в $2 \cdot 10^8$ Па [25].

При высокотемпературном прогрессивном региональном метаморфизме гранулитовой фации образовались основные двупироксен-роговообманково-плагиоклазовые кристаллические сланцы и гранат-двупироксен-магнетитовые кварциты. Об этом свидетельствует, в частности, приуроченность точек состава граната из гранат-магнетит-двупироксеновых кварцитов (обр. 416, 801 и др.) на диаграммах MgO-FeO-CaO и MgO-FeO-MnO [21] – к образованиям гранулитовой фации. По данным двупироксеновой [22] и гранат-клинопироксеновой [14] геотермометрии, равновесие $\text{OPx} + \text{CPx}$ и $\text{Gr} + \text{CPx}$, как и на Куksунгуре [10], установилось при температуре ~ 700 °C (табл. 5) и $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1,7 \cdot 10^8$ Па [11]. Более высокие, вероятно, несколько завышенные значения температуры метаморфизма данных пород, были получены по двупироксеновому геотермометру Б.Г. Яковлева [24] – 870 °C. На регрессивном этапе регионального метаморфизма в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации исследованные породы претерпели метаморфическую гидратацию. При этом происходило снижение параметров метаморфизма и, прежде всего, температуры, что подтверждается следующими геотермометрами (табл. 5): Gr-Bt (550–620 °C) [14, 30], Hbl-Pl (550–600 °C) [14]. Температура метаморфизма по Hbl-Bt геотермометру (660–740, среднее 700

Таблица 5. Температура кристаллизации оливиновых пироксенитов и *PT*-параметры метаморфизма пород Орловского рудопроявления магнетитовых кварцитов

Номер образца	Парагенезис	T, °C								$P_{\text{общ}}$, $n \cdot 10^8$ Па
		Ol-OPx	OPx-CPx	Gr-CPx	Gr-Bt	Hbl-Bt	Hbl-Pl	Hbl ^{Al}		
421	Ol _{15,2} -OPx _{14,7} -Hbl-Srp-Mt	1060	—	—	—	—	—	—	—	—
420	Ol-OPx-Hbl _{10,9} -Srp-Mt	—	—	—	—	—	—	—	—	6,04
423	OPx _{67,0} -CPx _{47,0} -Mt-Qu	—	700	870	—	—	—	—	—	—
416	Gr _{97,9} -CPx _{60,4} ±OPx-Mt-Qu	—	—	—	700	—	—	—	—	—
422	Gr _{86,9} -Bt _{49,9} -Hbl-Qu	—	—	—	—	570	590	—	—	—
427	Gr _{89,6} Bt _{63,8} -Pl-Qu	—	—	—	—	620	550	—	—	—
687	Gr _{86,1} -Bt-Sil-Pl-Qu	—	—	—	—	—	610	—	—	—
419	Hbl _{27,1} -Bt _{30,3} -Act	—	—	—	—	—	—	740	—	3,5
418	Hbl _{44,0} ±Bt±Cum	—	—	—	—	—	—	—	—	5,2
652	Gr-Bt _{48,5} -Hbl _{49,1} -Pl ₅₂	—	—	—	—	—	—	660	550	7,5
417	Hbl _{46,1} -Pl ₄₄ ±Bt	—	—	—	—	—	—	—	600	5,4

Примечание. Символы минералов в табл. 5 и в тексте: Act – актинолит, Bt – биотит, Gr – гранат, Qu – кварц, CPx – клинопироксен, Cum – куммингтонит, Mt – магнетит, Ol – оливин, OPx – ортопироксен, Pl – плагиоклаз, Hbl – роговая обманка, Sil – силлиманит, Srp – серпентин.

°C) сопоставима со значениями, полученными по Орх–CPx и Gr–CPx геотермометрам, что указывает на высокие термодинамические параметры регрессивного метаморфизма, при которых происходило формирование данного наложенного парагенезиса. Кристаллизация роговых обманок, согласно геобарометру Л. Холлистера [27], осуществлялась в интервале $(3,5–7,5) \cdot 10^8$ Па. Общее давление, при котором формировались изученные образования, как и другие пироксенсодержащие горные породы гранулитовой и амфиболитовой фации из различных районов Украинского щита, достигало $(5–7) \cdot 10^8$ Па [11].

Выводы. 1. Детально исследованы оливиновые ортопироксениты нормального петрохимического ряда (основные ультрамафиты), которые по соотношению Mg/Fe (4,4–5,6) и наличию глинозема, титана и щелочей принадлежат к ультрафербазитам — продуктам дифференциации базальтовой магмы.

2. Установлено, что между оливиновыми пироксенитами и горнблендитами Орловской аномалии и таковыми Корсак-Могилы как по

минеральному, так и по химическому составу существует много общего. Различия между ними заключаются в том, что исследованным породам свойственны менее высокие щелочность и известковистость. В то же время орловские ультрабазиты в сравнении с корсакмогильскими характеризуются несколько меньшей, а горнблендиты (при наличии в их составе куммингтонита), наоборот, заметно более высокой общей железистостью.

3. В отличие от ультра- и метабазитов магнетитовые кварциты Орловской аномалии имеют много общих черт с таковыми железорудного месторождения Куksунгур, где также широко развиты куммингтонит (± гиперстен)- и роговообманково-магнетитовые кварциты. Отличия между ними состоят в том, что в первых чаще встречаются лучше сохранившиеся высокотемпературные (гранулитовая фация) гиперстеновые и дупироксен-магнетитовые кварциты (причем нередко с гранатом), а во вторых (на Куksунгуре) магнетитовые кварциты обычно более богаты железом — до 40,0 % Fe_{магн}, в то время как в Орловской аномалии они значительно беднее — до 27,6 % Fe_{магн}.

Литература

1. Андреева Е.Д., Баскина В.А, Богатиков О.А. и др. Магматические горные породы. Классификация, номенклатура, петрография : В 2 ч. — М. : Наука, 1983. — Ч. 1. — 367 с.
2. Богатиков О.А., Васильев Ю.Р., Дмитриев Ю.И. и др. Магматические горные породы : В 5 т. — Т. 5. Ультраосновные породы. — М. : Наука, 1988. — 508 с.
3. Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.Н., Кривенко А.П. и др. Породообразующие пироксены. — М. : Наука, 1971. — 454 с.
4. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы : В 5 т. — М. : Мир, 1965. — Т. 2. — 406 с.
5. Жуков Г.В., Андрущенко И.Л., Кривонос В.П. Корсак-Стульневская железорудная провинция. Орловское проявление // Железисто-кремнистые формации Украинского щита : В 2 т. — К. : Наук. думка, 1978. — Т. 1. — С. 297.
6. Кориковский С.П. Влияние некоторых внешних условий на состав и парагенезисы кальциевых амфиболов // Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. — М. : Наука, 1968. — С. 138–164.

7. Кравченко Г.Л. Метаморфизовані ультрабазити і базити Корсак-Могили (Західне Приазов'я) // *Мінерал. журн.* – 2007. – **29**, № 1. – С. 35–43.
8. Кравченко Г.Л. О природі багатих ільменитом горнблендитів і карбонатних порід Куksунгура (Західне Приазов'я) // Там же. – 2010. – **32**, №3. – С. 42–57.
9. Кравченко Г.Л. Високометаморфизовані основні породи Лозоватської антиклиналі (Західне Приазов'я) // *Геохімія та рудоутворення*. – 2011. – Вип. 29. – С. 3–15.
10. Кравченко Г.Л., Яковлев Б.Г. Об условиях метаморфизма Куksунгурского железорудного месторождения (Западное Приазовье) // *Геол. журн.* – 1976. – **36**, Вып. 2. – С. 21–37.
11. Курепин В.А. Термодинамический анализ минеральных равновесий в пироксеносодержащих горных породах // *Породообразующие пироксены Украинского щита*. – К.: Наук. думка, 1979. – С. 115–127.
12. Маракушев А.А. Влияние температуры на равновесия ортопироксен-клинопироксен и ортопироксен-оливин // *Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии*. – М.: Наука, 1968. – С. 31–52.
13. Номенклатура амфиболов. Доклад подкомитета по амфиболом Комиссии по новым минералам ММА (Стенфорд, Калифорния, 1986 г.) Классификация Са и Na-Са-х амфиболов // *ЗВМО*. – 1997. – № 6. – С. 82–102.
14. Перчук Л.Л. Равновесия породообразующих минералов. – М.: Наука, 1970. – 391 с.
15. Половко Н.И., Сироштан Р.И., Бондарева Н.М. и др. Карбонатные породы Украинского щита. – К.: Наук. думка, 1975. – 151 с.
16. Семенов Н.П. Метаморфизм подвижных зон. – К.: Наук. думка, 1966. – 380 с.
17. Фоболев Н.Д. К петрохимии ультраосновных горных пород // *Геохимия*. – 1959. – № 8. – С. 679–695.
18. Сутурин А.Н. Геохимия гипербазитов Восточного Саяна. – Новосибирск: Наука, 1978. – 141 с.
19. Усенко И.С. Основные и ультраосновные породы Западного Приазовья. – Киев: Изд-во АН УССР, 1960. – 179 с.
20. Усенко И.С., Кравченко Г.Л., Хмарук Т.Г. Ультрабазиты Мариупольского железорудного месторождения // *Геол. журн.* – 1970. – **30**, Вып. 3. – С. 35–47.
21. Усенко И.С., Белевцев Р.Я., Щербакова Т.Г. и др. Породообразующие гранаты Украинского щита. – К.: Наук. думка, 1980. – 175 с.
22. Фонарев В.И., Графчиков А.А. Двупироксеновый геотермометр // *Мінерал. журн.* – 1982. – **4**, № 5. – С. 3–12.
23. Щербаков И.Б. Петрология Украинского щита. – Львов: ЗУКЦ, 2005. – 364 с.
24. Яковлев Б.Г., Степченко С.Б. Минеральные равновесия и условия метаморфизма докембрийских мафитов. – К.: Наук. думка, 1985. – 224 с.
25. Яковлев Б.Г., Кравченко Г.Л., Чубаров В.М. Оливиниты и оливиновые пироксениты гнейсо-гранулитового комплекса Приазовья – кумулятивные производные раннеархейских ферропикробазальтовых магм // *Геохимия рудных элементов в базитах и гипербазитах. Критерии прогноза*. – Иркутск, 1990. – С. 121–125.
26. Helgeson H.I., Delany I.M., Bird D.K. Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals // *Amer. J. Sci.* – 1978. – 278- A. – P. 1–229.
27. Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K. a Q. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calcic plagioclases // *Amer. Miner.* – 1987. – **72**. – P. 231–239.
28. Leake C.E. Nomenclature amphiboles // *Mineral.* – 1978. – **42**. – P. 533–563.
29. O'Neill H., Wall V. The olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer, the nickel precipitation curve and oxygen fugacity in the Earth's upper mantle // *Journal of Petrol.* – 1987. – **28**, N 6. – P. 1169–1192.
30. Tompson A.B. Mineral reactions in pelitic rocks: Calculation of some P-T-X(Fe-Mg) phase relations // *Amer. J. Sci.* – 1976. – **276**, N 4. – P. 425–454.

Kravchenko G.L.

Metamorphic ultrabasites, basites and magnetite quartzites of Orlovka magnetic anomaly (West Azov area).

Metamorphic ultrabasites and basites as well as their host-rock garnet-two-pyroxene-amphibole-magnetite quartzites, garnet-biotite of the Orlovka magnetic anomaly and other gneiss of the Central-Azov series (AR₃) are characterized. Magmatogenic ultrabasites are presented by high magnesian and low aluminiferous and enriched in Ca olivine orthopyroxenites of Na and K-Na series. These rocks belong to basic plutonic varieties of the normal petrochemical series of pyroxenite-hornblende family (basic ultramafites). It is shown that crystallization of olivine pyroxenites was went on $T = 1012\text{--}1060\text{ }^{\circ}\text{C}$. Based on chemistry of rock-forming minerals and rocks and rare elements distribution, it was established that these rocks were metamorphosed under granulitic facies conditions of progressive regional metamorphism at $T \sim 700\text{ }^{\circ}\text{C}$ and $P_{\text{tot.}} = (5\text{--}7) \times 10^8\text{ Pa}$. At the regressive stage of regional metamorphism under amphibolitic and epidote-amphibolite facies conditions these rocks was undergone by metamorphic hydration at the decreasing of metamorphic conditions (first at all reduction of temperature up to $550\text{--}600\text{ }^{\circ}\text{C}$).

Key words: ultrabasite, quartzite, metamorphism, facies, temperature.

Kravchenko G.L.

Метаморфизовані ультрабазити, базити і магнетитові кварцити Орловської магнітної аномалії (Західне Приазов'я).

Охарактеризовані метаморфизовані ультрабазити і базити Орловської магнітної аномалії і вмісні гранат-двопироксен-амфібол-магнетитові кварцити, гранат-біотитові та інші гнейси центральноприазовської серії (неоархей). Магматогенні ультрабазити представлені високомагнезійними, низькоглиноземистими з підвищеною вапнистістю олівиновими ортопироксенітами Na і K-Na серій, які належать до основних плутонічних порід нормального петрохімічного ряду родини пироксеніт-горнблендитів (основних ультрамафітів). Показано, що кристалізація олівинових пироксенітів відбувалася за температури $1012\text{--}1060\text{ }^{\circ}\text{C}$. На підставі вивчення породоутворювальних мінералів, хімічного складу і елементів-домішок досліджуваних порід встановлено, що вони метаморфизовані в умовах гранулітової фації прогресивного регіонального метаморфізму за температури $\sim 700\text{ }^{\circ}\text{C}$ і $P_{\text{заг}} = (5\text{--}7) \times 10^8\text{ Па}$. На регресивному етапі регіонального метаморфізму в умовах амфіболітової й епідот-амфіболітової фації породи зазнали метаморфічної гідратації. При цьому відбувалося зниження параметрів метаморфізму і, перш за все, температури до $550\text{--}600\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Ключові слова: ультрабазит, кварцит, метаморфізм, фація, температура.

Поступила 11.06.2013