

## ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ПОРОД ОСИПЕНКОВСКОЙ СЕРИИ ШЕВЧЕНКОВСКОЙ СТРУКТУРЫ (ФЕДОРОВСКАЯ ЗОНА, ПРИАЗОВЬЕ)

*Г.Л. Кравченко*

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

Охарактеризованы минеральный состав, химические и геохимические особенности сульфидизированных оливин-магнетитовых кальцифиров и вмещающих их метаморфических пород осипенковской серии (неоархей) Шевченковской структуры. Оруденелые кальцифиры залегают в верхней части железорудной толщи в виде прослоев мощностью до 10 м. Приведены изотопный состав углерода и кислорода в кальцитах и серы – в сульфидах этих пород и характерные их отличия от аналогичных образований Побужья. Минеральные парагенезисы исследованных пород свидетельствуют о том, что первоначально они были метаморфизованы в амфиболитовой фации, а на регрессивном этапе претерпели стадийную метаморфическую гидратацию в условиях умеренных и низких температур эпидот-амфиболитовой фации.

**Вступление.** Шевченковская синклинали- ная (по [2] – троговая или грабен-тропо- вая [3]) структура, в пределах которой широко разви- ты породы осипенковской серии, выявлена в 1979–1983 гг. в процессе крупномасштабного геологического картирования. Она расположе- на в северо-западной части Приазовского мас- сива в бассейне р. Волчья, в 5–7 км к северу от с. Шевченко и в 15 км к северо-западу от пгт Великоновосёлка. Рассматриваемая струк- тура примыкает с запада к более крупной суб- широтной Федоровской тектонической зоне и, вероятно, служит её западным продолжением, поскольку в составе пород осипенковской серии обеих структур много общего. Контакт между ними тектонический. Породы осипен- ковской серии Шевченковской структуры залегают со стратиграфическим перерывом и угловым несогласием на архейских гранитах и гранитизированных гнейсах западноприазов- ской серии [2]. Описываемую структуру изу- чали в 1980–1983 гг. во время поисковых работ на железные руды специалисты Приазовской ГРЭ ПГО Южукргеология (В.И. Кривонос,

Е.А. Сапунов и др.). Здесь было пробурено 13 наклонных поисковых скважин глубиной 200– 500 м. Наибольшее количество скважин (8) расположено в южном замыкании складки, где были выявлены пластовые тела магнетито- вых кварцитов. Результаты изучения керново- го материала некоторых поисковых скважин (8, 14 и, частично, 2 и 5) были положены в основу написания данной работы.

По данным В.И. Кривонос и др. (1983), Шевченковская синклиналь имеет удлинен- но-овальную форму, ось которой ориентиро- вана в субмеридиональном направлении (с ССЗ на ЮЮВ). Размах крыльев складки изменяется от 1,6 до 3,5 км, а протяженность по простиранию ~ 12 км. Крылья складки в северной её части ограничиваются массивом аплито-пегматоидных краснокутских грани- тов [3]. Отличительная особенность метамор- фических пород осипенковской серии данной структуры – наличие в верхней части железорудной толщи сильно сульфидизированных оливин-магнетитовых кальцифиров мощ- ностью 2–10 м, которые вместе с вмещающи- ми их породами впервые были охарактеризо- ваны в 1985 г. Б.Г. Яковлевым и др. [23].

© Г.Л. Кравченко, 2013

В толще пород осипенковской серии Шевченковской структуры [2], как и ранее [17, 22], среди аналогичных образований субширотной Федоровской зоны было выделено пять пачек (снизу вверх): 1) нижняя сланцевая, 2) железистая, 3) средняя сланцевая, 4) карбонатная и 5) верхняя сланцевая. Из-за отсутствия каменного материала по всей рассматриваемой толще нами были исследованы породы преимущественно нижней и средней сланцевых и железистой пачек, которые (за исключением карбонатной и верхней сланцевой пачек) характеризуют большую часть разреза описываемой толщи. Поскольку очень краткая петрографическая характеристика пород всех упомянутых литологических пачек с указанием их структурно-текстурных особенностей и количественных соотношений породообразующих минералов (без их подробного описания) была выполнена в 1987 г. Э.Ф. Берзениной и др. [2], мы направили свои усилия, главным образом, на детальное изучение породообразующих и рудных минералов из преобладающих здесь турмалинсодержащих двуслюдяных, биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов и сланцев, железисто-кремнистых пород, гранат-роговообманково-биотитовых гнейсов и часто встречающихся пластообразных тел краснокутских редкометалльных гранитоидов, которые при более позднем внедрении нередко ассимилировали породы осипенковской серии. Охарактеризованы петрохимические особенности исследованных пород, P,T-условия их метаморфизма и распределение элементов-примесей в породах и слагающих их минералах. Одновременно приводятся новые данные о составе породообразующих и рудных минералов описанных ранее [23] оливин-магнетитовых кальцифиров; исследованы также их химический состав, геохимические особенности пород и слагающих их минералов и изотопный состав углерода и кислорода из карбонатов и серы – из сульфидов.

Изотопный возраст пород осипенковской серии длительное время считался раннепротерозойским. Однако, согласно последним определениям изотопного возраста по циркону из гранат-биотитовых гнейсов шевченковской структуры ( $2700 \pm 100$  млн лет) [15] и из двуслюдяных гнейсов Федоровской зоны (3129 млн лет) [1], возраст пород осипенков-

ской серии в соответствии с новыми данными и с последним вариантом утвержденной в 1999 г. Украинской региональной межведомственной стратиграфической комиссией (УРМСК) схемы, очевидно, нужно считать позднеархейским (неоархей).

**Минеральный состав оруденелых кальцифиров и вмещающих их метаморфических пород осипенковской серии.** Оливин из магнетитсодержащих кальцифиров серовато-белый, в шлифе бесцветный. Судя по химическому составу (табл. 1, ан. 1, 2), он представлен довольно магнезиальной разновидностью – хризолитом с  $f_{\text{общ}} = 12,8\text{--}13,2\%$  в отличие от оливинов из аналогичных пород Молдовского участка на Побужье, где среди них отмечаются как близкие по составу, так и значительно более железистые разновидности с  $f_{\text{общ}} = 17\text{--}52\%$  [19]. Оливин практически не содержит  $\text{TiO}_2$ , а наличие в нем  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , скорее всего, объясняется присутствием вторичного магнетита, образовавшегося в процессе серпентинизации оливина. Несколько повышенное количество  $\text{Al}_2\text{O}_3$  возможно связано с изоморфным замещением  $\text{Si} \rightarrow \text{Al}$ , хотя вхождение последнего в структуру оливина экспериментально не подтверждено [21]. Привлекает внимание значительное содержание  $\text{MnO}$  (0,94–1,12 %), которое обычно характерно не для магнезиальных, а для железистых оливинов [9]. Присутствие  $\text{CaO}$  (1,16–1,38 %) может быть связано с изоморфным замещением  $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Ca}$ , и, возможно, с некоторой загрязненностью проанализированной фракции кальцитом. Повышенное содержание п. п. л. (1,28–1,41 %) может указывать на частичную серпентинизацию оливина, что часто и отмечается в шлифах. Нередко по оливину развивается тальк, иногда образующий сложные псевдоморфозы. Спектральный анализ оливина позволил установить в нем ничтожно малое содержание Ni, Co, Nb и повышенное Mn, Zn, Ge, Be, Ba, Y (табл. 2).

*Гранат* светло-розовый из двуслюдяных, биотитовых гнейсов и сланцев, а также из безрудных гранат-биотитовых кварцитов, как видно из результатов химического анализа (табл. 1), представлен маломарганцовистым (0,8–1,6 % Sps) и малокальциевым (1,7–4,5 % Gs) альмандином с  $f_{\text{общ}} = 87,3\text{--}93,1\%$  (ан. 3, 5, 6) и лишь гранат из биотит-роговообманковых окварцованных гнейсов (ан. 4) характери-

Таблица 1. Химический состав минералов, %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	35,61	34,94	35,72	37,1	38,45	38,8	35,8	37,6	38,0	52,85	37,0	39,52	50,3
TiO <sub>2</sub>	0,04	0,04	Сл.	Сл.	0,02	0,04	Сл.	Сл.	Сл.	0,01	0,25	0,52	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,77	1,96	20,23	19,5	20,0	19,0	20,46	18,8	19,0	0,6	29,85	14,0	1,85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,99	1,31	Сл.	Сл.	Не обн.	0,7	0,4	Сл.	Сл.	0,11	10,4	6,95	2,75
FeO	10,37	10,37	38,38	37,15	38,2	36,7	36,2	36,0	35,0	0,72	0,23	20,02	19,72
MnO	0,94	1,12	0,4	0,33	0,64	0,34	0,3	4,7	6,0	0,04	Не обн.	0,18	0,12
MgO	46,57	46,97	3,18	1,6	1,6	3,0	1,93	2,3	1,6	18,51	4,0	4,92	10,72
CaO	1,38	1,16	1,61	3,22	0,55	1,3	4,5	0,46	0,1	25,12	1,07	8,98	11,11
Na <sub>2</sub> O	0,22	0,18	0,18	0,28	0,2	0,19	0,16	0,13	0,19	0,3	0,56	1,84	0,32
K <sub>2</sub> O	Сл.	Сл.	Сл.	0,2	0,09	0,16	0,08	0,16	0,24	0,18	Не обн.	0,4	0,19
F	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,28	0,03
CO <sub>2</sub>	– " –	– " –	– " –	– " –	– " –	– " –	– " –	– " –	– " –	– " –	– " –	Не обн.	0,4
H <sub>2</sub> O <sup>–</sup>	0,2	0,18	0,08	Сл.	0,01	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,02	0,12	Не обн.
П. п. п.	1,41	1,28	0,21	0,75	0,42	– " –	0,3	– " –	Сл.	1,87	2,45	2,17	2,69
Сумма	99,5	99,51	100,39	100,13	100,18	100,23	100,13	100,15	100,13	100,31	100,23	99,78	100,32
$n_g(n_o, n)$	1,692	1,693	1,812	1,813	1,817	1,812	1,812	1,813	1,817	1,696	Не опр.	1,705	1,671
$n_p(n_e)$	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	1,667	– " –	1,679	1,648
$f_{общ}$	12,8	13,2	87,3	92,9	93,1	87,6	91,5	90,9	93,5	2,6	57,4	75,0	53,9
$f_o$	0,08	0,1	0	0	0	0,02	0,01	0	0	0,1	Не опр.	0,24	0,11
<i>Alm</i>	–	–	82,3	83,4	89,9	83,4	79,2	79,3	79,3	–			
<i>Py</i>	–	–	12,2	6,5	6,8	12,1	7,5	9,0	6,5	–			
<i>Gs</i>	–	–	4,5	9,3	1,7	1,7	11,2	1,3	0,3	–			
<i>Anr</i>	–	–	–	–	–	2,0	1,4	–	–	–			
<i>Sps</i>	–	–	1,0	0,8	1,6	0,8	0,7	10,4	13,9	–			

**Примечание.** Сумма компонентов приведена с вычетом 0,42F. *Анализы:* 1 – оливин из кальцифера оливин-магнетитового сульфидизированного, скв. 8, гл. 385,0–387,0 м, обр. 674; 2 – то же, там же, гл. 389,0–391,0 м, обр. 675; 3 – гранат из гнейса силлиманит-гранат-биотит-плагиоклазового, скв. 5, гл. 265,7–267,0 м, обр. 650; 4 – то же из гнейса гранат-биотит-роговообманково-плагиоклазового окварцованного, там же, гл. 505,5–506,5 м, обр. 651; 5 – то же из гнейса турмалин-гранат-мусковит-биотит-плагиоклазового, там же, гл. 65,5–67,0 м, обр. 649; 6 – то же из кварцита гранат-биотитового безрудного с вкрапленностью сульфидов, скв. 2, гл. 85,5–87,5 м, обр. 942; 7 – то же из кварцита гранат-магнетит-актинолит-грюнеритового, скв. 8, гл. 399,8–401,8 м, обр. 676; 8 – то же из аляскита с гранатом, скв. 14, гл. 370,5–372,5 м, обр. 940; 9 – то же из гранита гранат-мусковитового, там же, гл. 358,5–360,5 м, обр. 939; 10 – клинопироксен из флогопит-диопсид-кальцитового кальцифера, скв. 74, гл. 260,5–261,5 м, обр. 357; 11 – турмалин, обр. 649; 12 – роговая обманка, обр. 651; 13 – актинолит из кварцита актинолит-магнетитового, скв. 2, гл. 91,5–93,0 м, обр. 943; 14 – куммингтонит из кварцита актинолит-кумингтонит-магнетитового, скв. 14, гл. 332,0–334,0 м, обр. 693; 15 – грюнерит, обр. 676; 16 – биотит из гнейса мусковит-биотитового калишпатизированного, скв. 14, гл. 285,6–288,0 м, обр. 935; 17 – то же из гнейса биотит-плагиоклазового, там же, гл. 154,0–156,0 м, обр. 934; 18 – то же, обр. 650; 19 – то же, обр. 651; 20 – кальцит магнезиальный, обр. 675; 21 – то же железисто-магнезиальный из кальцифера оливин-магнетитового сульфидизированного, скв. 14, гл. 325,0–327,5 м, обр. 692; 22 – доломит железистый, обр. 674; 23 – магнетит, обр. 693; 24 – то же, обр. 676; 25 – то же из кальцифера оливин-магнетитового, сульфидизированного, скв. 14, гл. 322,2–323,3 м, обр. 691; 26 – то же, обр. 692; 27 – пирротин из зоны сульфидизации в двуслюдяных гнейсах, скв. 8, гл. 376,0–377,0 м, обр. 660; 28 – пирит-обр. 691. Кроме того, установлено, %: в ан. 3 – C<sub>орг</sub> – 0,40; ан. 11 – V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 14,40; ан. 13 – P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 0,09; ан. 27 – Fe – 58,17; S – 38,79; SO<sub>3</sub> – 1,23; ан. 28 – Fe – 46,07; S – 53,00. *Коэффициенты:*  $f_{общ} = [(Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn) / (Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn + Mg)] \cdot 100 \%$ ;  $f_o = Fe^{3+} / (Fe^{2+} + Fe^{3+})$ . Кристаллохимические формулы минералов рассчитаны по кислороду: Ol – на 4(O); Gr – на 24(O); Tur – на 31 (O, OH); Di на 6(O); Sum, Gru, Hbl, Act – на 24 (O, OH, F); Vt – на 24 (O, OH, F); Cc, Do – на 6 (O); Mt – на 4 (O). *Анализы выполнены в химической лаборатории ИГМР им. Н.П. Семеновко НАН Украины (ИГМР НАНУ), аналитики О.П. Красюк (ан. 16, 17), Б.В. Мирская (ан. 10), А.В. Ренкас (ан. 1, 2, 20, 26), А.А. Ротарь (ан. 5, 11, 23), Г.А. Скринник (ан. 14, 15, 24, 25, 27, 28), Л.Д. Смирнова (ан. 4, 6–9, 13), М.Л. Шайкевич (ан. 3, 12, 18, 19, 21, 22).*



Таблица 2. Содержание элементов-примесей в породах и минералах Шевченковской структуры, г/т

Элемент	1	2	3	4	5	6	7
Mn	1000–10000	>10000	2000–10000	100–600	100–300	200–600(1000–3000)	2000
Ni	10–50(200)	3–5	1–5	20–50	2–5	10–40	–
Co	5–30	–	–	5–20	–	0–10	–
Ti	100–1000	40–60	10–50	200	500–600	1000–5000(300–800)	200–300
V	10–20	50	10–30	10–50	60–100	30–100	20
Cr	10–80	2	3–10	5–20	10–20	10–30(150)	50
Mo	1	–	2–10	–	0–2	2–30	–
W	0–20(100–200)	–	–	–	–	0–20	–
Zr	10–30	40	10–50	0–10	20	100–200	10–30
Nb	0–3	2	0–8	2	2	5–10(80–100)	3
Cu	20–200	8	5–20	80	8–10	30–100	5
Pb	–	–	10	20	0–10	20–30(80–200)	–
Ag	1–2	–	–	5–8	–	1–5	–
Zn	200–400	100–200	–	100	1000–2000	0–300	100
Bi	–	–	–	–	–	0–10	–
Sc	–	–	–	3	–	1–8	–
Sn	0–8	–	–	8–20	20–30	6–20	3–6
Ge	1–10	20	–	–	2	0–20	8–10
Ga	0–10	–	0–10	10	10	10–60	10
Be	0–10(50–80)	1–20	1–20	1–10	–	3–20	–
La	–	–	100–150	–	–	0–200	–
Y	10–20	3–10	10–20	10	10	20–30	20–60
Yb	1–3	–	1–2	1–2	–	1–4	2–4
Li	–	–	–	–	–	10–30(100–1000)	–
Ba	100–500	200–500	300–600 (3000–10000)	200	–	100–300(1000–2000)	–

**Примечание.** 1 – кальцифир оливин-магнетитовый сульфидизированный; 2 – оливин; 3 – карбонат (кальцит, гранат; 8 – биотит; 9 – магнетит; 10 – кварцит амфибол-магнетитовый, иногда с гранатом; 11 – гранат; 12 – новый, иногда с гранатом; 16 – гранат; 17 – магнетит; 18 – пегматит плагиоклаз-микроклиновый; 19 – магне породах и минералах. Анализы выполнены в спектральной лаборатории ИГМР НАН Украины.

зуется несколько повышенным содержанием кальциевого компонента (9,3 %). Заметно отличаются описываемые гранаты и по содержанию пиропового компонента (ан. 3, 6 – 12,1–12,2 % Py, ан. 4, 5 – 6,5–6,8 % Py), что очевидно свидетельствует о неодинаковых температурных условиях их образования. На диаграммах Alm – Py – Ca-гранат и Alm – Py – Sps точки их составов располагаются в поле гранатов из метапелитов, бедных CaO и богатых K<sub>2</sub>O [20]. Гранаты из магнетитсодержащего кварцита (ан. 7) и гранитоидов (ан. 8, 9) весьма близки по содержанию Alm (79,2–79,3 %) и Py (6,5–9,0 %) компонентов, но по количеству Ca компонента и Sps они существенно разнятся: первые содержат 12,6 % Gs + Anr и относятся к Ca-альмандинам ( $f_{\text{общ.}} = 91,5 \%$ ), а вторые – 10,4–13,9 % Sps и принадлежат к марганцовистым альмандинам с  $f_{\text{общ.}} = 90,9–93,5 \%$ . На упомянутых выше диаграммах гранат из магнетитсодержащего

кварцита попадает в поле железистых пород, богатых CaO, а таковые из гранитоидов – в поле гранатов из аплито-пегматоидных гранитов и пегматитов. Иногда в гранатах наблюдаются ситовидные вроски кварца, в результате чего в некоторых анализах в кристаллохимических формулах количество Si несколько превышает допустимую норму (более 6 ф. е. – ан. 4–6, 8, 9). С помощью спектрального анализа в гранатах из двуслюдяных гнейсов и рудных кварцитов выявлено несколько повышенное содержание (г/т) Mn, Cr, Ge, Ga, Sn, Y, а в таковых из гранитоидов, помимо отмеченных выше, еще и Nb, Zn, Sc, Yb, Li (табл. 2). При сравнении изученных гранатов из глиноземистых гнейсов и сланцев с гранатами из аналогичных пород ( $\pm$  ставролит) Сорокинской тектонической зоны отчетливо видно, что последние представлены более магнезиальными альмандинами ( $f_{\text{общ.}} = 79,2–81,3 \%$ ), для которых при подобном количе-

8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
100–2000	10000	500–3000	1500	2000–4000	1000–3000	100–1000	3000–6000	10000	10000	10–400	1000
10–50	100	3–5(40)	3	3	10–20	10–30	10–20	–	50	5	30
5–10	20	0–4	–	–	–	1–2	0–2	–	10	–	10
1000–10000	200	500–2000	50	150–2000	60–100	100–800	40–60	30–40	50	100–600	5000
50–100	10	20–50	30	10–15	10–50	10–200	0–10	10	3	–	10
10–100	500	20–40	50	10	0–10	10–40	10–30	0–10	200	0–10	30
–	1	–	1	–	–	–	1–2	–	–	1	–
–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
10–30	10	20–50	50	10	10	10–30	20–60	10	10	10	–
10–60	3	3–10	2	1–6	0–2	0–5	10–40	10–100	20	0–10	100
2–8	200	5–40	5	5–100	5–20	5–10	5–100	30–40	150	10–50	10
5–100	5	–	–	5–10	–	5–10	30–80	–	20	80–100	50
–	–	0–5	–	–	–	–	1–4	–	1	–	1
100–500	100	100–200	–	100	100–150	100–200	0–100	300–400	200	–	200
–	–	–	–	–	–	–	0–10	–	5	–	–
10–20	–	1–8	6	4–6	–	–	3–20	30–100	3	–	–
50–60	–	–	–	–	–	0–50	2–5	–	–	5–8	30
–	–	1–4	8	2–3	5–6	5–10	3–5	30	3	–	–
10–100	–	10	–	10	0–10	10	10–30	10	10	20–30	10
–	–	2–3	–	2–3	2–5	–	1–20	–	2	2–3	–
–	–	–	60	–	–	–	–	–	–	100–150	–
0–10	–	10–20	40	20–50	10–20	10–20	20–50	200	20	15–30	–
–	–	1–2	2	2–6	–	–	3–10	60–100	3	3	–
2000–2500(80–100)	–	10–20	–	–	–	–	10–30	0–20	–	10	–
500–1500	–	100–300	–	0–100	500	–	200	–	–	200–500	–

реже доломит); 4 – сульфиды (пирротин, пирит); 5 – магнетит; 6 – гнейс гранат-мусковит-биотитовый; 7 – актинолит; 13 – куммингтонит (грюнерит); 14 – магнетит; 15 – гранит лейкократовый плагиоклаз-микрокли тит. В скобках приведены аномально высокие (реже низкие) содержания элементов-примесей в изученных

стве Са компонента (3,5–4,3 %) характерно заметно более высокое содержание пирропа (18,0–20,3 %), что связано, очевидно, с более высокими параметрами метаморфизма данных пород и, прежде всего, температуры [9].

*Диопсид* отобран из флогопит-диопсид-кальцитового кадьцифира (коллекция А.Г. Кутько, 1978 г.), который был встречен в южном крыле Федоровской синклинали в составе восьмисотметровой карбонатной пачки (состав этого минерала приводится лишь для сравнения с аналогичными минералами карбонатной пачки Шевченковской структуры, которые, надеемся, будут изучены позже). Как следует из результатов химического анализа (табл. 1, ан. 10), диопсид характеризуется исключительно высокой магнезиальностью ( $f_{\text{общ.}} = 2,6 \%$ ), повышенным значением кремнекислотности (Si – 1,985 ф. е.) и кальциевости (Ca – 0,915 ф. е.), практически отсутствием Ti и Mn, низким содержанием Na [ $\text{Na}/(\text{Ca} + \text{Na}) = 0,02$ ] и

Al ( $al = [\text{Al} / (\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn} + \text{Mg})] \cdot 100 = 2,3 \%$ ). Последний входит как в тетраэдрическую (0,015 ф. е.), так и в октаэдрическую (0,01 ф. е.) позицию. Присутствие  $\text{Fe}^{3+}$  и K, возможно, связано с наличием микропримесей флогопита и других минералов, а повышенное количество п. п. п. объясняется незначительной засоренностью проанализированной фракции кальцитом, тем более, что в шлифах иногда видны тонкие жилки кальцита в крупных зернах диопсида. Избыток Са (примесь кальцита) был выведен из химического анализа при расчете кристаллохимической формулы диопсида. Минеральный состав его таков, %: диопсид –  $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$  – 88,3; геденбергит –  $\text{CaFe}^{2+}\text{Si}_2\text{O}_6$  – 2,5; эгирин –  $\text{NaFe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6$  – 0,5; Са-алюмочермакит –  $\text{CaAl}(\text{AlSiO}_6)$  – 1,0; клиноэнстатит –  $\text{MgSiO}_3$  – 7,7. Спектральный анализ позволил в диопсиде выявить г/т: Mn – 300, Ni – 1, Cr – 10, Cu – 100, Zn – 100, Sn – 1, Y – 10.

Турмалин зеленовато-темно-бурый из гнейса турмалин-гранат-мусковит-биотит-плагиоклазового (обр. 649), судя по химическому составу (табл. 1, ан. 11), представлен железистой разновидностью. По соотношению  $Mg/(Mg + Fe)$  он содержит 42,6 % дравитового компонента и на соответствующей диаграмме располагается в поле дравита вблизи границы с полем шерла. В отличие от существенно магнезиального турмалина из аналогичных пород Сорокинской зоны [9], изученный минерал характеризуется более высоким содержанием  $B_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $SiO_2$  и  $Na_2O$  и заметно меньшим –  $Al_2O_3$ ,  $MgO$  и  $CaO$ , что, вероятно, связано с разным составом исходных пород.

Роговая обманка зеленая из гранат-биотит-роговообманково-плагиоклазового гнейса (северная часть Шевченковской структуры), как видно из результатов химического анализа (табл. 1, ан. 12), характеризуется высокой глиноземистостью ( $a_{Si} = [Al_{IV} / (Al_{IV} + Si)] \times 100 = 24 \%$ ;  $a^{3+}_{VI} = [(Al_{VI} + Ti + Fe^{3+}) / (Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Al_{VI} + Ti + Mn)] \cdot 100 = 28,5 \%$ ), низкой титанистостью и заметно повышенной щелочностью ( $a_{Ca} = [(Na + K) / (Na + K + Ca)] \cdot 100 = 29,7 \%$ ). По соотношению  $Al_{IV} - (Al_{VI} + Ti + Fe^{3+})$  [5] она занимает промежуточное положение между чермакитом и гастингситом; в то же время на других диаграммах, которые учитывают и содержание щелочей [ $a_{Si} - a^{3+}_{VI} - a_{Ca}$ ,  $Al_{IV} - (Na + K)$ ], она значительно чаще тяготеет к гастингситу. Высокие значения железистости ( $f_{общ.} = 75,0 \%$ ), глиноземистости и щелочности, а также пониженное содержание  $CaO$  ( $< 1,50$  ф. е.) позволяют отнести роговую обманку к субщелочному феррогастингситу. Расчет дискриминантной функции данного минерала ( $D_{(x)} = 3,23Si - 34,66Ti - 1,68Al - 8,51Na - 2,85K - 1,76OH - 12,57$ ) показывает, что он образовался в высокотемпературных условиях амфиболитовой фации (без гиперстена), поскольку для этой фации всегда  $D_{(x)} > 7,0$  [8].

Актинолит из актинолит-магнетитового кварцита имеет зеленую окраску. Исходя из результатов химического анализа (табл. 1, ан. 13), ему свойственны невысокие значения глиноземистости ( $a_{Si} = 4,3 \%$ ;  $a^{3+}_{VI} = 3,6 \%$ ) и щелочности ( $a_{Ca} = 7,2 \%$ ) и повышенные – кремнекислотности и железистости ( $f_{общ.} = 53,9 \%$ ), что позволяет отнести данный

минерал к магнезиально-железистым актинолитам. Несмотря на то, что весь Al входит в тетраэдрическую позицию, из-за недостатка катионов приходится вводить в это положение и часть  $Fe^{3+}$ . В сравнении с актинолитом из аналогичных или близких по составу пород Сорокинской зоны [10] изученный минерал отличается более высокой магнезиальностью, несколько повышенной глиноземистостью и меньшим содержанием  $MnO$ . Количество групп OH в нем превышает средние значения, установленные для этого компонента [8], что, возможно, связано с неточностями химанализа. При расчете кристаллохимической формулы минерала из анализа были выведены  $CO_2$ ,  $P_2O_5$  и часть  $CaO$ , т.е. учтена незначительная примесь кальцита и апатита. С помощью спектрального анализа в актинолите выявлено повышенное содержание Mn, Ti, Cu, Y, Ba и в меньших количествах Ni, V, Cr, Nb, Pb, Zn, Sc, Ge, Ga, Be, Yb (табл. 2).

Куммингтонит железистый и грюнерит из магнетитсодержащих кварцитов характеризуются, соответственно, светло-серой и зеленовато-серой окраской. Как следует из результатов химического анализа (табл. 1, ан. 14, 15), им свойственны высокие кремнекислотность ( $SiO_2 = 49,24-50,16 \%$ ) и общая железистость (соответственно, 68,8 и 73,9 %). Последняя обусловлена высоким содержанием  $Fe^{2+}$  (4,615–4,95 ф. е.) и пониженным Mg (1,775–2,14 ф. е.).  $Fe^{3+}$  принадлежит явно подчиненная роль, что подтверждается низким значением коэффициента окисления для обоих минералов ( $f_o = 0,02$ ). Интервал изменения содержания глинозема в них незначителен (2,6–4,2 % Al на диаграмме Mg-Fe-Al), причем в грюнерите из гранатсодержащего магнетитового кварцита Al в 1,6 раза больше, чем в железистом куммингтоните; в кристаллохимической формуле грюнерита Al входит не только в тетраэдр, но и в октаэдр. В железистом куммингтоните из актинолит-кумингтонит-магнетитового кварцита Al входит только в тетраэдр, а его недостаток в кристаллохимической формуле компенсируется введением в это положение  $Fe^{3+}$ . Количество Ca (0,11–0,145 ф. е.) и особенно Mn (0,015–0,035 ф. е.) и щелочей ( $Na_2O = 0,0-0,03 \%$ ;  $K_2O = 0,04 \%$ ) в железистом куммингтоните и грюнерите значительно меньше нормы для минералов этой группы [8]. Изученные Mg-Fe

амфиболы в отличие от подобных по составу пород Сорокинской зоны [10] при близких количествах Si, Ti, Ca и щелочей характеризуются более высокой магнезиальностью и значительно меньшим содержанием  $Fe^{2+}$  и Mn. С помощью спектрального анализа в железистом куммингтоните и грюнерите выявлено повышенное количество Mn, Ti, V, Zn, Ge, Be, Y, Ba и невысокое содержание Ni, Cr, Zr, Nb, Cu, Ga (табл. 2).

*Биотит* из двуслюдяных и биотит-плагиоклазовых, часто гранатсодержащих и калишпатизированных гнейсов и сланцев характеризуется коричневой и светло-коричневой окраской (обр. 650, 934, 935); нередко встречается и зеленовато-бурый биотит, особенно в гранат-биотит-роговообманково-плагиоклазовых гнейсах (обр. 651). Значительно реже в биотит-плагиоклазовых гнейсах отмечается, очевидно, более высокотемпературный оранжево-бурый биотит (скв. 14, гл. 129,0–156,0 м). По результатам химического анализа (табл. 1, ан. 16–18), биотиту из гранат-мусковит-биотитовых и биотит-плагиоклазовых гнейсов, как и биотиту из близких по составу пород Сорокинской зоны [11] свойственны повышенная глиноземистость ( $al_{IV} = [Al_{IV} / (Al_{IV} + Si)] \cdot 100 = 31,5–34,8$ ;  $al_{VI} = [Al_{VI} / (Al_{VI} + Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn + Ti)] \cdot 100 = 10,6–16,0$ ;  $al = [Al / (Al + Mg + Fe + Mn + Si)] \cdot 100 = 25,5–27,3$  %) и, как следствие этого, высокое содержание истонит-сидерофиллитового компонента (91,2–94,1, реже 62,4 %). Сумма катионов в октаэдрической позиции повсеместно  $< 6,0$  (5,49–5,81 ф. е.). Описываемый биотит характеризуется средними значениями общей железистости (47,6–62,4 %), низкой степенью окисления железа (0,06–0,14) и невысоким содержанием Mn и щелочей, в частности K (1,47–1,63 ф. е.), который в восьмерной координации замещается Na (0,04–0,18 ф. е.) и Ca (0,04–0,11 ф. е.). Содержание Ti заметно меняется (0,17–0,35 ф. е.), что, очевидно, отражает разные температурные условия образования данных минералов. Количество групп OH находится в пределах нормы, а содержание F существенно занижено и изменяется от 0,11 до 0,40 ф. е. С помощью спектрального анализа в биотите из гранат-мусковит-биотитовых гнейсов обнаружено повышенное содержание Mn, Ni, Ti, V, Cr, Nb, Zn, Sc, Sn, Ga,

Li, Ba и в меньшем количестве Co, Zr, Cu, Pb, Y (табл. 2). Биотит из гранат-биотит-роговообманково-плагиоклазового гнейса имеет бутылочно-зеленую окраску. По химическому составу (табл. 1, ан. 19) он, как и биотит из аналогичных пород Сорокинской зоны [11], характеризуется высокой общей железистостью (70,2 %), умеренной глиноземистостью ( $al_{IV} = 33,8$ ;  $al_{VI} = 9,1$ ;  $al = 23,6$  %) и сравнительно низким содержанием Ti (0,14 ф. е.). По остальным параметрам данный биотит близок к охарактеризованному выше.

*Карбонаты* в магнетитсодержащих кальцифирах представлены различными генерациями *кальцита*, *доломитом* и реликтовым *анкеритом* ( $n_e = 1,518–1,522$ ;  $n_o = 1,699–1,720$ ), в отличие от аналогичных пород Побужья, где карбонат представлен только кальцитом [24]. Одна из наиболее ранних генераций карбонатов – железистый доломит, для которого, как следует из результатов химического анализа (табл. 1, ан. 22), содержание Ca заметно превышает содержание Mg (1,045 и 0,89 ф. е.), что впрочем характерно и для многих других карбонатных пород [19]. Агрегаты доломита (обр. 674:  $CaCO_3 - 51,5$ ;  $MgCO_3 - 44,0$ ;  $FeCO_3 - 3,2$ ;  $MnCO_3 - 1,3$  %) в процессе образования оливин-магнетитовых кальцифиров вначале окаймлялись, а затем в различной степени замещались твердыми растворами железистых карбонатов типа анкерита. Иногда отмечаются решетчатые срастания анкерита и магнетита [23]. Окисление ферроанкерита сопровождалось образованием магнетита и идиоморфных прозрачных кристалликов магнезиального кальцита (обр. 675:  $CaCO_3 - 92,1$ ;  $MgCO_3 - 5,9$ ;  $FeCO_3 - 1,0$ ;  $MnCO_3 - 1,0$  %), в котором железистый компонент присутствует в очень незначительном количестве (табл. 1, ан. 20). Железисто-магнезиальный, очевидно, более ранний кальцит (ан. 21) имеет следующий состав:  $CaCO_3 - 94,7$ ;  $MgCO_3 - 3,1$ ;  $FeCO_3 - 1,7$ ;  $MnCO_3 - 0,5$  %. Количество MnO во всех изученных карбонатах незначительное и изменяется от 0,28 до 0,96 %. Спектральным анализом в карбонатах (кальцит, реже доломит) установлено повышенное содержание Mn, Mo, Nb, Be, La, Y и, особенно, Ba; реже встречаются Ni, Ti, V, Cr, Zr, Cu, Pb, Ga, Yb (табл. 2).

*Магнетит*, как и карбонаты, в оливин-магнетитовых кальцифирах отмечен в виде



нескольких генераций, отражающих много-стадийное образование данных пород. Он наблюдается в виде обособленных овальных и ксеноморфных зерен, в сростках с реликтовыми железистыми карбонатами и иногда в виде нитевидных прожилков в зернах последних [23]. Судя по химическому составу (табл. 1, ан. 25, 26), магнетит здесь, как и в аналогичных породах Побужья [24], содержит довольно значительную примесь MgO (1,13–1,64 % или 0,065–0,08 ф. е.) и, согласно [6], может быть отнесен к магнезиомагнетиту. Помимо Mg, в нем установлена незначительная примесь Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,32–0,66 %), TiO<sub>2</sub> (0,16 %) и ничтожно малая – MnO (0,06–0,08 %). Из-за наличия указанных примесей и частичной мартитизации (обр. 691, 692) отношение Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> : FeO (вес. %) в данном минерале несколько отклоняется от нормы (2,29–2,34 при норме 2,23). Кристаллохимические формулы магнетита указывают на незначительное нарушение его стехиометрии. Отношение R<sub>2</sub>O<sub>3</sub> / RO = 1,93–2,01 свидетельствует о некотором дефиците октаэдрических катионов (обр. 691), в то время как количество тетраэдрических катионов либо находится в пределах нормы (обр. 692), либо заметно превышает ее (обр. 691). С помощью спектрального анализа в магнетите из оливин-магнетитовых кальцифиров обнаружено повышенное содержание Mn, Ti, V, Cr, Sn и, особенно, Zn; в меньшем количестве присутствуют Ni, Mo, Zr, Nb, Cu, Pb, Ge, Ga, Y (табл. 2). В сравнении с магнетитом из оруденелых кальцифиров Побужья [24] изученный минерал содержит в 15–20 раз больше V, в 3 раза – Cr, в 10 раз – Cu и в 300–500 раз – Zn. Примесь Mg и Mn, а также Ni, V, Cr, Cu возможно связана с изоморфным замещением ими железа, т. к. эти элементы имеют близкие ионные радиусы. Присутствие в магнетите SiO<sub>2</sub> и щелочей объясняется наличием вростков силикатов.

Магнетит из амфибол-магнетитовых и гранатсодержащих кварцитов наблюдается в виде ксеноморфных мелких зерен, которые, часто объединяясь, слагают лентовидные полосы (прослой). По химическому составу (табл. 1, ан. 23, 24) и особенно по содержанию TiO<sub>2</sub> (0,08–0,22 %) он близок к охарактеризованному выше, но отличается от него меньшим содержанием MgO (0,30–0,97 %) и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,11–0,30 %) и полным отсутствием MnO. Из-за

наличия указанных примесей кристаллохимические формулы магнетита свидетельствуют о некотором нарушении его стехиометрии: значения отношения Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO отклоняется в обе стороны от нормы (2,16–2,32), а отношение R<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/RO = 1,86–2,06 указывает на заметный дефицит октаэдрических (обр. 676), и тетраэдрических (обр. 693) катионов. Наличие SiO<sub>2</sub> и щелочей связано с вростками кварца и силикатов. С помощью спектрального анализа в магнетите из железистых кварцитов установлено более высокое содержание Mn, Ni, V, Cr, Nb, Sn, Ge и существенно меньшее Zn, по сравнению с таковым из оливин-магнетитовых кальцифиров (табл. 2).

С помощью спектрального анализа изучен акцессорный магнетит из двуслюдяных гранатсодержащих гнейсов, жильных краснокутских гранитов и связанных с ними пегматитов (табл. 2). Магнетит из всех названных пород характеризуется повышенным содержанием, г/т: Mn – до 10000, Ni – 30–100, Co – 10–20, Ti – 50–200 (из пегматита – 5000), Cr – 200–500 (из пегматита – 30), Nb – 20–100 (из гнейса – 3), Cu – 150–200 (из пегматита – 10). Кроме того, в магнетите из гранитов выявлены, г/т: Bi – 5, Ge – 3, Y – 20, а в таковом из пегматитов Sn – 30.

*Сульфидная минерализация* широко развита в оливин-магнетитовых кальцифиров, где содержание ее изменяется от 20 до 40 %, а иногда достигает 60 (обр. 675) и даже 70 % (обр. 692) общей массы породы. Сульфиды представлены пирротином и пиритом, причем если в одних участках (например, в скв. 8) они представлены главным образом пирротином (обр. 674, 675), то в других, сильнее затронутых процессами вторичного изменения (скв. 14) – преимущественно пиритом (обр. 691, 692). Эти минералы встречаются в виде обособленных скоплений и сплошных выделений и иногда образуют подобие сидеронитовой структуры. Реже наблюдаются их закономерные совместные сростания. Сульфиды железа нередко рассекают и корродируют магнетит. С помощью метода РСМА изучен состав пирротина, имеющего переменные отношения железа к сере: Fe<sub>0,85</sub>S – Fe<sub>0,88</sub>S, он представлен, скорее всего, моноклинной модификацией. Аналогичный состав этого минерала (Fe<sub>0,86</sub>S) был установлен в результате химического анализа пирротина (табл. 1, ан.

27) из зоны сплошной сульфидизации (скв. 8, гл. 376–377 м) в двуслюдяных гнейсах, развитой вблизи контакта с магнетитсодержащими кальцифирами. Как известно, стабильность пирротина ограничивается полем магнетит + пирит, согласно реакции  $3\text{FeS} + \text{O}_2 = 0,5\text{Fe}_3\text{O}_4 + 1,5\text{FeS}_2$ . Линия условно моновариантного равновесия определяется температурой и составом твердого раствора пирротина в ряду  $\text{Fe}_{0,8}\text{S} - \text{FeS}$ . Эту зависимость градуировали экспериментально [13, 14]. В соответствии с экспериментальными данными, образование равновесных ассоциаций пирит + пирротин в изученной части Шевченковской структуры происходило в интервале температуры 400–600 °С [23].

С применением обычного химического анализа (табл. 1, ан. 28) и метода РСМА также был изучен пирит из оливин-магнетитовых кальцифиров. Пересчет анализов на кристаллохимическую формулу показал, что состав этого минерала близок к стехиометрическому и соответствует формуле  $\text{FeS}_2$ . В то же время как в пирите, так и в пирротине обнаружены незначительные содержания  $\text{MgO}$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{CaO}$  и щелочей, что, вероятно, связано с засоренностью изученных фракций силикатами. В отличие от пирротина пирит образует не только ксеноморфные выделения, но иногда и идиоморфные кристаллические формы (куб). Часто по пириту развивается более поздний марказит с явлениями анизотропии. Ранее предполагалось, что сульфиды из исследованных пород практически не содержат Ni, Co и Cu [23]. Проведенные дополнительные исследования показали, что эти элементы все же присутствуют в сульфидах, г/т: 20–50, 5–20 и 80, соответственно.

Наличие их объясняется редким присутствием мельчайших сростков пентландита и халькопирита с пирротинном и пиритом. Кроме упомянутых микроэлементов, в сульфидах из магнетитсодержащих кальцифиров выявлено повышенное содержание Mn, Ti, V, Cr, Ag, Sn, Be и Ba и незначительное количество Nb, Pb, Zn, Sc, Ga, Y (табл. 2).

**Химический состав и геохимические особенности оливин-магнетитовых кальцифиров и ассоциирующих с ними пород.** Особенность оруденелых кальцифиров – самофлюсующихся руд (табл. 3), содержащих до 15–20 %  $\text{Fe}_{\text{магн}}$ , – интенсивная сульфидизация и отно-

сительно невысокое содержание магнетита (10–25 %), чем они существенно отличаются от близких по составу, но высокометаморфизованных карбонат-магнетитовых руд Побужья [24]: в последних сульфиды железа нередко вообще отсутствуют, а содержание магнетита изменяется от 30 до 90 % (среднее – 35 %). Исследованные породы характеризуются неравномерным распределением железа, причем сульфидное железо обычно преобладает над железом, связанным в магнетите (табл. 3). Поскольку сульфиды железа, скорее всего, возникли за счет железа из магнетита и феррокарбонатов, то, судя по общему содержанию этого металла, можно ожидать развития здесь обогащенных магнетитом карбонат-магнетитовых руд (по расчетным оценкам содержание  $\text{Fe}_{\text{магн}}$  может превысить 40 %) [23]. Общая железистость оливин-магнетитовых кальцифиров (без учета сульфидного железа) изменяется от 49,6 до 70,1 %; степень окисления железа характеризуется стабильными средними значениями – 0,44–0,52. Оруденелым кальцифирам свойственны низкие содержания  $\text{TiO}_2$  (0,06–0,07 %),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (0,73–1,51 %),  $\text{MnO}$  (0,35–0,53 %), щелочей ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 0,10\text{--}0,28\%$ ) и  $\text{P}_2\text{O}_5$  (0,09–0,12 %), повышенные –  $\text{MgO}$  (6,0–9,73 %),  $\text{CaO}$  (5,55–8,07 %) – за счет карбонатов и оливина и  $\text{C}_{\text{орг}}$  (1,7–2,9 %) – за счет присутствия графита. На классификационной диаграмме Н.П. Семененко [18] *A-C-(FM)* оливин-магнетитовые кальцифиры располагаются в пограничной области между железисто-кремнистыми (поля VI + VII) и щелочноземельными малоглиноземистыми породами орторяда (поле VIII). С помощью спектрального анализа в оруденелых кальцифирах выявлено повышенное содержание Mn, Ni, Ti, Cr, V, Cu, Zn, Ge, Be, Ba и небольшое количество Co, V, Mo, Zr, Nb, Ag, Sn, Ga, Y, Yb (табл. 2).

Оливин-магнетитовые кальцифиры обычно приурочены к верхней части разреза неоднородной по составу железорудной толщи, которая в пределах исследованного района представлена гранат-магнетит-актинолит-грюнеритовыми, гранат-актинолит-магнетитовыми и актинолит-куммингтонит-магнетитовыми кварцитами. По химическому составу (табл. 3, ан. 5–8) магнетитовые кварциты характеризуются высокой железистостью ( $f_{\text{общ}} = 81,5\text{--}89,3\%$ ;  $\text{FM} = 88,8\text{--}95,4$ )

Таблица 3. Химический состав горных пород, %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	8,25	7,75	12,95	5,86	34,8	46,07	41,9	39,0	68,8	77,53	66,95	34,16
TiO <sub>2</sub>	0,06	Сл.	0,07	0,06	0,15	0,06	0,05	0,05	0,23	0,11	0,25	0,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,05	0,95	1,51	0,73	2,2	2,62	0,8	1,05	7,45	10,13	15,37	1,69
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,32	18,5	14,75	11,9	19,2	35,87	31,7	19,71	2,07	0,15	1,35	0,08
FeO	–	–	12,11	13,8	31,6	7,25	18,5	29,35	12,58	1,8	2,24	1,0
Fe <sub>FeS</sub>	2,62	2,7	9,05	13,14	–	–	–	–	–	–	–	–
Fe <sub>FeS</sub>	23,76	23,07	3,45	5,17	–	–	–	–	–	–	–	–
MnO	0,35	0,4	0,53	0,5	0,21	0,17	0,08	He обн.	0,08	0,04	0,11	0,03
MgO	8,11	9,73	9,32	6,0	5,0	2,98	3,16	6,0	2,43	1,16	1,68	17,25
CaO	8,07	8,07	7,31	5,55	2,53	2,96	2,14	1,57	2,3	0,92	2,52	28,0
Na <sub>2</sub> O	0,06	0,05	0,06	0,06	0,32	0,27	0,1	0,27	0,72	0,86	3,41	0,1
K <sub>2</sub> O	0,22	0,05	0,11	0,05	0,24	0,25	0,12	0,15	1,12	4,9	3,67	0,8
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09	0,09	0,12	0,12	0,42	0,4	0,32	He опр.	0,11	0,02	0,03	0,07
SO <sub>3</sub>	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He обн.	0,05	He обн.	0,32	He обн.	0,31	He обн.	He обн.
S	–	–	–	–	0,04	0,6	Сл.	–	0,11	He обн.	0,04	0,08
S <sub>FeS</sub>	3,0	3,18	10,52	15,1	–	–	–	–	–	–	–	–
S <sub>FeS</sub>	15,6	15,15	2,27	3,37	–	–	–	–	–	–	–	–
CO <sub>2</sub>	He опр.	He опр.	13,21	16,03	0,24	He обн.	Сл.	–	0,49	He обн.	He обн.	10,09
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,14	Сл.	0,06	0,05	He обн.	0,16	Сл.	–	He обн.	0,17	0,09	0,17
П. п. п.	10,27	10,7	1,09	Сл.	3,44	0,23	1,22	–	1,24	1,67	1,78	6,66
Сумма	99,97	100,39	100,19	100,39	100,37	99,64	100,09	–	99,68	99,77	99,47	100,22
<i>f</i> <sub>общ</sub>	53,9	49,6	60,9	70,1	84,6	88,3	89,3	81,5	76,9	48,8	54,4	3,6
<i>f</i> <sub>О</sub>	–	–	0,52	0,44	0,35	0,82	0,61	0,38	0,13	0,07	0,35	0,1
<i>Петрохимические коэффициенты, по Н.П. Семененко:</i>												
F	39,3	36,4	48,4	57,3	78,1	78,3	84	77,7	53,4	15,7	16,9	1,6
A	1,8	3,0	2,1	1,2	2,5	3,7	1	1,2	19,6	57,9	52,7	1,8
M	34,4	38,0	31,7	24,9	14,2	10,5	10,1	17,7	16,1	16,8	14,6	44,6
C	24,5	22,6	17,8	16,6	5,2	7,5	4,9	3,4	10,9	9,6	15,8	52,0
O	–	–	0,55	0,39	0,27	2,2	0,77	0,3	0,07	0,04	0,27	0,06

**Примечание.** Сумма компонентов приведена с вычетом 1/2 S (кроме ан. 1–4). Анализы: 1 – кальцифир оливин-магнетитовый сульфидизированный, скв. 8, гл. 385,0–387,0 м; обр. 674; 2 – то же, там же, гл. 389,0–391,0 м; обр. 675; 3 – то же, скв. 14, гл. 322,2–323,3 м; обр. 691; 4 – то же, там же, гл. 325,0–327,5 м; обр. 692; 5 – кварцит гранат-магнетит-актинолит-грюнеритовый, скв. 8, гл. 399,8–401,8 м; обр. 676; 6 – то же гранат-актинолит-магнетитовый сульфидизированный, там же, гл. 418,7 м (В.И. Кривонос, 1983); 7 – то же актинолит-магнетитовый, скв. 2, гл. 91,5–93,0 м; обр. 943; 8 – то же амфибол-магнетитовый, средний состав (В.И. Кривонос, 1983.); 9 – гнейс гранат-биотит-роговообманково-плагиоклазовый окварцованный, скв. 5, гл. 505,5–506,5 м; обр. 651; 10 – то же биотитовый интенсивно окварцованный (кварцито-гнейс), скв. 8, гл. 206,0 м (В.И. Кривонос, 1983.); 11 – то же двуслюдяной, скв. 0152, гл. 59,7 м; обр. 89–547; Федоровская структура [1]; 12 – кальцифир флогопит-диопсид-кальцитовый, скв. 74, гл. 260,5–261,5 м; Федоровская зона (порода из коллекции А.Г. Кутько, 1978.). Кроме того, определено, %: в ан. 3 – следы Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, NiO, CoO; 1,70 C<sub>орг</sub>; ан. 4 – следы Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, NiO, CoO; 2,90 C<sub>орг</sub>. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГМР НАНУ, аналитики Б.В. Мирская (ан. 12), А.Я. Ротарь (ан. 1–4, 7), Л.Д. Смирнова (ан. 5, 9).

и изменчивой степенью окисления железа ( $f_o = 0,35–0,82$ ), низкими значениями глиноземистости ( $A = 1,0–3,7$ ) и известковистости ( $C = 3,4–7,5$ ), а также умеренными – магnezальности ( $M = 10,1–17,7$ ). Большинство изученных магнетитовых кварцитов, согласно классификации Н.П. Семененко, относятся (коэффициент  $O = 0,27–2,2$ ) к бедным закисным (ан. 5) и малорудным окисно-закисным

(ан. 8) магнетит-силикатным железисто-кремнистым породам, содержащим  $Fe_{\text{магн}} = 17,82\%$ . Реже среди них встречаются окисно-закисные богатые силикат-магнетитовые (ан. 7) и закисно-окисные полуокисленные магнетит-гематитовые (ан. 6) кварциты. С помощью спектрального анализа в магнетитовых кварцитах обнаружено повышенное содержание Mn, Ti, V, Cr, Zr, Nb, Ba; в мень-

Таблица 4. Изотопный состав углерода, кислорода и серы в породах Шевченковской структуры

Номер образца	Место опробования		Порода	Минерал	$\delta^{13}\text{C}, \text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}, \text{‰}$	$\delta^{34}\text{S}, \text{‰}$
	Номер скв.	глубина, м					
674	8	385,0–387,0	Оливин-магнетитовый кальцифир	Доломит	-5,7	16	–
675	8	389,0–391,0	То же	Кальцит	-10,7	15,7	–
357	74	260,5–261,5	Кальцифир флогопит-диопсид-кальцитовый	То же	5,2	19,4	–
692	14	325,0–327,5	Оливин-магнетитовый кальцифир	Пирит	–	–	-4,9
691	14	322,2–323,3	То же	То же	–	–	-4,5
660	8	376,0–377,0	Зона сульфидизации в двуслюдяных гнейсах	Пирротин	–	–	-0,6

**Примечание.** Анализы выполнены в лабораториях ИГМР НАН Украины и Института геохимии окружающей среды НАН Украины и МЧС Украины.

ших количествах присутствуют Ni, Co, Cu, Ag, Zn, Sc, Ge, Ga, Be, Y, Yb, Li (табл. 2).

Двуслюдяные, биотитовые, часто – гранатсодержащие гнейсы (табл. 3, ан. 10, 11) характеризуются повышенной глиноземистостью ( $A = 52,7–57,9$ ) и щелочностью ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 4,27–8,57 \text{ ‰}$ ) и низкими значениями железистости ( $F = 15,7–16,9$ ), магнизиальности ( $M = 14,6–16,8$ ) и известковистости ( $C = 9,6–15,8$ ). На диаграмме Н.П. Семененко *A-C-(FM)* они располагаются среди щелочноземельно-алюмосиликатных пород орторяда (поле III). С помощью спектрального анализа в гранат-мусковит-биотитовых гнейсах установлено повышенное содержание Mn, Ni, Ti, V, Cr, Mo, W, Nb, Cu, Pb, Bi, Sn, Ge, Ga, Be, La, Li, Ba; в небольшом количестве выявлены Co, Ag, Zn, Zr, Sc, Y, Yb (табл. 2). Более меланократовым гранат-биотит-роговообманково-плагиоклазовым гнейсам (ан. 9) при близких значениях магнизиальности и известковистости свойственны значительно более высокая железистость ( $F = 53,4$ ) и существенно меньшая глиноземистость ( $A = 19,6$ ). На диаграмме *A-C-(FM)* они попадают в поле V – глиноземисто-магнезиально-железисто-кремнистых пород. Флогопит-диопсид-кальцитовый лейкократовый кальцифир (табл. 3, ан. 12) характеризуется умеренным значением щелочности [ $(\text{K}_{\text{арп}} = (\text{Na} + \text{K}) / \text{Al} = 0,59)$ ], низким – глиноземистости и железистости и повышенным – магнизиальности и известковистости. На диаграмме *A-C-(FM)* он располагается в поле X – щелочноземельно-карбонатных пород.

С помощью спектрального анализа были изучены также часто встречающиеся жильные выделения лейкократовых гранатсодержащих краснокутских гранитов и связанных с ними пегматитов. В них обнаружено (примерно в

равных количествах) повышенное содержание Mn, Ti, Cr, Zr, Nb, Cu, Pb, Bi, Sc, Sr, Ge, Be, La, Y, Li, Ba и несколько меньше – Ni, Co, V, Mo, Ag, Zn, Ga, Yb (табл. 2), что придает этим породам четко выраженную редкометалльную специализацию.

**Изотопный состав углерода, кислорода и серы в породах Шевченковской структуры.** Исследование изотопного состава углерода и кислорода в кальците и доломите из оливин-магнетитовых кальцифиров (табл. 4) показало, что, как и аналогичные по составу породы Побужья [24], они обогащены лёгкими изотопами углерода (от  $-5,7$  до  $-10,7 \text{ ‰}$ ), но, в отличие от последних – более тяжелыми изотопами кислорода (до  $+15,7$  и  $+16,0 \text{ ‰}$ ). Эти данные, вероятно, могут указывать на метасоматическое происхождение оливин-магнетитовых кальцифиров, которые, скорее всего, образовались за счет продуктов разложения амфиболитов и эвлизитов [23] (?). Изотопы углерода ( $\delta^{13}\text{C} = +5,2 \text{ ‰}$ ) и кислорода ( $\delta^{18}\text{O} = +19,4 \text{ ‰}$ ) из кальцита флогопит-диопсид-кальцитового кальцифира Федоровской зоны (табл. 4, обр. 357), в отличие от вышеописанных, однозначно свидетельствуют о принадлежности данных пород к типичным осадочно-метаморфическим образованиям [7]. В табл. 4 приведен изотопный состав серы из сульфидов железа (пирротин, пирит) оруденелых кальцифиров и зон сульфидизации в двуслюдяных гнейсах. В отличие от серы из пирротинов карбонат-магнетитовых руд Побужья [24], которая обогащена тяжелым изотопом ( $\delta^{34}\text{S}$  от  $+8,7$  до  $+10,3 \text{ ‰}$ ), сера из исследованных пород характеризуется заметно облегченным изотопом ( $\delta^{34}\text{S}$  от  $-0,6$  до  $-4,9 \text{ ‰}$ ), близким к метеоритному уровню. Это однозначно указывает на ее глубинное подкоровое происхождение [4].

Таблица 5. *P, T*-параметры метаморфизма пород Шевченковской структуры

Номер образца	Парагенезис	T, °C						P <sub>общ</sub> , Па	
		Gr-Bt	Gr-Hbl	Hbl-Bt	Hbl-Pl	X <sup>Gr</sup> <sub>Mg</sub>	CcMgCO <sub>3</sub>		Hbl <sup>Al</sup>
		[16]	[16]	[16]	[16]	[26]	[6]		[25]
649	Gr <sub>93,1</sub> -Tur <sub>57,4</sub> -Mu-Bt-Pl-Qu-Пург-Пург					480			
650	Gr <sub>87,3</sub> -Bt <sub>62,4</sub> -Pl-Qu	630				585			
651	Gr <sub>92,9</sub> -Bt <sub>70,2</sub> -Hbl <sub>75,0</sub> -Pl <sub>25</sub> -Qu	530	610	535	525	480		9,54·10 <sup>8</sup>	
675	Ol <sub>13,2</sub> -Cc <sub>5,9</sub> -Mt-Пург-Пург						580		
692	Ol-Cc <sub>3,1</sub> -Mt-Пург-Пург						500		
942	Gr <sub>87,6</sub> -Bt-Qu-Пург-Пург					580			

**Примечание.** Символы минералов в табл. 5 и в тексте: Alm – алмадин, Anp – андрадит, Bt – биотит, Gr – гранат, Gs – гроссулар, Cc – кальцит, Qu – кварц, Mt – магнетит, Mu – мусковит, Ol – оливин, Пург – пирротин, Py – пироп, Prg – пирит, Pl – плагиоклаз, Hbl – роговая обманка, Sps – спессартин, Tur – турмалин. Индекс минерала отвечает его общей железистости, индекс плагиоклаза – его номеру, а индекс кальцита – содержанию магнезиального компонента. Пустые ячейки – нет данных.

***P, T*-условия метаморфизма пород.** Минеральные парагенезисы исследованных пород свидетельствуют о том, что в подавляющем большинстве они образовались в условиях эпидот-амфиболитовой фации, которая вероятно была наложена (диафорез) на более высокотемпературную амфиболитовую фацию. Подтверждает это наличие, очевидно, реликтовых прослоев малоизмененных оливин-магнетитовых кальцифиров и вмещающих их гранат-биотитовых (обр. 650) и гранат-биотит-роговообманково-плагиоклазовых (обр. 651) гнейсов. Последние, согласно гранат-биотитовому и гранат-роговообманковому геотермометрам [16] образовались, соответственно, при температуре 630 и 610 °C (табл. 5). Об этом свидетельствует и дискриминантная функция  $D_{(x)}$  роговой обманки,  $651=12,57$  [8], согласно которой она образовалась в условиях амфиболитовой фации (без гиперстена). Кристаллизация данной роговой обманки, по геобарометру Л. Холлистера [25], происходила при  $P_{общ} = 9,54 \cdot 10^8$  Па. На относительно высокотемпературные условия образования пород Шевченковской структуры, как следует из результатов поисковых работ на железные руды (материалы В.И. Кривонос и др., 1983), указывают также эпизодическое присутствие здесь среди более низкотемпературных образований реликтовых обособлений бесполовошпатовых магнетит- и клинопироксенсодержащих амфиболитов (скв. 6), клинопироксен-амфибол-магнетитовых и безрудных амфибол-клинопироксеновых кварцитов (скв. 1, 4), графит-клинопироксен-плагиоклазовых (скв. 5) и биотит-клинопироксен-плагиоклазовых (скв. 10)

гнейсов. На это же указывают и выявленные ранее в пределах Федоровской зоны гиперстенсодержащие безрудные кварциты и флогопит-оливин-диопсидовые кальцифиры [15].

На регрессивном этапе регионального метаморфизма магнетит-карбонатные образования и вмещающие их гнейсы, сланцы и кварциты претерпели стадийную метаморфическую гидратацию в условиях умеренной и низкой температуры эпидот-амфиболитовой фации. Это отчетливо зафиксировано геотермометрами Л.Л. Перчука [16]: гранат-биотит (обр. 651) – 530 °C, роговая обманка-биотит (обр. тот же) – 535 °C, роговая обманка-плагиоклаз (обр. тот же) – 525 °C (табл. 5). Близкие значения температуры образования затронутых процессами низкотемпературного изменения оливин-магнетитовых кальцифиров получены и согласно содержанию избыточной магнезиальной фазы (MgCO<sub>3</sub>) в кальцитах – 500–580 °C [6]. Образование серпентина и талька по оливину в этих же породах происходило на фоне ограниченного привноса SiO<sub>2</sub> при температуре 500 °C и давлении  $8 \cdot 10^8$  Па при  $P_{H_2O} = 0,31 \cdot 10^8$  Па [12]. Судя по магнезиальности граната ( $X_{Mg}^{Gr}$ ) [26] из гранат-биотит-плагиоклазовых, гранат-биотит-роговообманково-плагиоклазовых гнейсов и безрудных гранат-биотитовых кварцитов, эти породы также образовались при температуре 480–585 °C (табл. 5).

Двуслюдяные гранатсодержащие гнейсы и сланцы в процессе изменения окислительного режима метаморфизма претерпели интенсивное кислотное выщелачивание. Там, где этот процесс не проявлялся, биотит в гнейсах раз-

лагается на хлорит и мусковит. При этом биотит замещается с периферии кварц-мусковитовым симплектитом. На более поздних стадиях изменения не только биотит, но и мусковит окаймляют сноповидные агрегаты фибролита.

**Выводы.** В результате всестороннего исследования метаморфических пород осипенковской серии Шевченковской структуры:

1. Детально изучен минеральный состав оливин-магнетитовых кальцифиров (оливин, кальцит, доломит, магнетит, пирротин, пирит), глиноземистых гнейсов и сланцев (гранат, турмалин, роговая обманка, биотит) и железистых кварцитов (актинолит, куммингтонит, грюнерит, гранат, магнетит). В отличие от оруденелых кальцифиров Побужья таковым Шевченковской структуры свойственны интенсивная сульфидизация, значительно меньшее содержание магнетита и более низкая степень метаморфизма.

2. Охарактеризованы химический состав и геохимические особенности оруденелых каль-

цифиров, метаморфических пород и слагающих их минералов. В сравнении с глиноземистыми породами Сорокинской зоны таковые Шевченковской структуры отличаются повышенной щелочностью и невысокой железистостью. В то же время железистые кварциты характеризуются более высокой общей железистостью, но всегда содержат более магнезиальные актинолит и куммингтонит.

3. Изотопный состав углерода и кислорода из кальцитов и серы – из сульфидов оливин-магнетитовых кальцифиров свидетельствует о метасоматическом происхождении рассматриваемых пород и о глубинном источнике серы сульфидов.

4. Определены P,T-условия метаморфизма пород. Показано, что первоначально они были метаморфизованы в амфиболитовой фации ( $T = 610-630\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $P = 9,54 \cdot 10^8\text{ Па}$ ), а в процессе регрессивного метаморфизма диафторированы в условиях умеренных и низких значений температуры эпидот-амфиболитовой фации ( $T = 480-585\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $P = 8 \cdot 10^8\text{ Па}$ ).

#### Литература

1. *Артемченко Г.В.* Нижняя возрастная граница осадочных пород в Сорокинской и Федоровской грабен-синклиналиях (Приазовье) // Минерал. журн. – 1997. – 19, № 6. – С. 77–81.
2. *Берзенина Э.Ф., Кичурчак В.М.* К стратиграфии протерозойских образований восточной части Украинского щита (осипенковская свита) // Геол. журн. – 1987. 47, № 3. – С. 91–96.
3. *Берзенина Э.Ф., Кичурчак В.М., Баранов П.Н. и др.* О новом (Краснокутском) массиве Западного Приазовья // Геохимия и рудообразование. – 1988. – Вып. 16. – С. 57–61.
4. *Гриненко В.А., Гриненко Л.Н.* Геохимия изотопов серы. – М.: Наука, 1974. – 271 с.
5. *Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж.* Породообразующие минералы: В 5 т. – М.: Мир, 1965. – Т. 2. – 406 с.
6. *Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж.* Породообразующие минералы: В 5 т. – М.: Мир, 1966. – Т. 5. – 408 с.
7. *Загнитко В.Н., Луговая И.П.* Изотопная геохимия карбонатных и железисто-кремнистых пород Украинского щита. – К.: Наук. думка, 1989. – 315 с.
8. *Костюк Е.А.* Статистический анализ и парагенетические типы амфиболов метаморфических пород. – М.: Наука, 1970. – 312 с.
9. *Кравченко Г.Л.* Породообразующие минералы Сорокинской тектонической зоны (Приазовье). 1. Островные силикаты // Минерал. журн. – 2003. – 25, № 1. – С. 50–61.
10. *Кравченко Г.Л.* Породообразующие минералы Сорокинской тектонической зоны (Приазовье). 3. Ленточные силикаты // Там же. – 2003. – 25, № 4. – С. 48–60.
11. *Кравченко Г.Л.* Породообразующие минералы Сорокинской тектонической зоны (Приазовье). 4. Слоистые силикаты // Там же. – 2004. – 26, № 4. – С. 34–44.
12. *Маракушев А.А.* Петрология метаморфических горных пород. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1973. – 321 с.
13. *Минералы* : Справочник. Вып. 1 (Чухров Ф.В., Лапин В.В., Овсянникова Н.И. и др.) – М.: Наука, 1974. – 513 с.
14. *Минералы* : Справочник. Вып. 2 (Чухров Ф.В., Лапин В.В., Овсянникова Н.И. и др.) – М.: Наука, 1974. – 499 с.
15. *Переверзев С.И.* Новые данные о возрасте и стратиграфическом положении осипенковской свиты (Приазовский блок) // Геол. журн. – 1989. – № 4. – С. 56–64.
16. *Перчук Л.Л.* Равновесия породообразующих минералов. – М.: Наука, 1970. – 391 с.
17. *Полуновский Р.М., Панов Б.С., Лавриненко Л.Ф. и др.* Некоторые проблемные вопросы стратиграфии докембрия Приазовского массива // Стратиграфия докембрийских образований Украинского щита. – К.: Наук. думка, 1983. – С. 73–76.
18. *Семенов Н.П.* Метаморфизм подвижных зон. – К.: Наук. думка, 1966. – 380 с.
19. *Сироштан Р.И., Половко Н.И., Бондарева Н.М. и др.* Минералы карбонатных пород Украинского щита. – К.: Наук. думка, 1976. – 160 с.

20. Усенко И.С., Белевцев Р.Я., Щербакова Т.Г. и др. Порообразующие гранаты Украинского щита. – К.: Наук. думка, 1980. – 175 с.
21. Фомин А.Б., Кравченко Г.Л., Литвин А.Л. Оливины ультрамафитов Украинского щита // Минерал. журн. – 1980. – 2, № 1. – С. 78–90.
22. Щербак Н.П., Есипчук К.Е., Берзенин Б.З. и др. Стратиграфические разрезы докембрия Украинского щита. – К.: Наук. думка, 1985. – 167 с.
23. Яковлев Б.Г., Кравченко Г.Л., Кривонос В.П. Оливин-магнетитовые кальцифиры Федоровской зоны (Приазовье) // Докл. АН УССР, сер. Б. – 1985. – № 5. – С. 33–38.
24. Ярощук М.А. Железорудные формации Белоцерковско-Одесской металлогенической зоны. – К.: Наук. думка, 1983. – 224 с.
25. 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 calcaline platon // Amer. Miner. – 1987. – Vol. 72, N 3/4. – P. 231–239.
26. Thompson 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.

**Кравченко Г.Л. Особливості складу порід осипенківської серії Шевченківської структури (Федорівська зона, Приазов'я).** Охарактеризовано мінеральний склад, хімізм і геохімічні особливості сульфідизованих олівін-магнетитових кальцифірів та вміщуючих їх метаморфічних порід осипенківської серії (неоархей) Шевченківської структури. Зруденілі кальцифіри залягають у верхній частині залізорудної товщі у вигляді прошарків потужністю до 10 м. Наведено ізотопний склад вуглецю і кисню в кальцитах та сірки – в сульфідах цих порід і характерні їх відмінності від аналогічних утворень Побужжя. Мінеральні парагенезиси досліджуваних порід свідчать про те, що первісно вони були метаморфізовані в амфіболітовій фації, а на регресивному етапі зазнали стадійної метаморфічної гідратації в умовах помірних та низьких температур епідот-амфіболітової фації.

**Kravchenko G.L. Features of the composition from the Osipenkiv suite (the Shevchenko structure of Fedorovka zone, Azov area).** Mineral composition, bulk chemistry and geochemical features of sulphidized olivine-magnetite calciphyres and country metamorphic rocks from the Osipenkiv suite (Neoarchean) of the Shevchenko structure are characterized. Mineralized calciphyres occur as layers up to 10 meters of thickness in the upper part of the iron ore-bearing strata. Isotopic composition of carbon and oxygen from calcites and isotopic composition of sulphur from sulphides in these rocks as well as their characteristic difference from similar rocks in the Bug area are given. The mineral parageneses of the studied rocks indicate that they were originally metamorphosed to amphibolite facies, and on the regressive stage they have been undergone metamorphic hydration in moderate and low-temperature of epidote-amphibolite facies.

*Поступила 27.12.2011*