

НОВЫЕ ДАННЫЕ ОБ УЛЬТРАБАЗИТАХ МАРИУПОЛЬСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ВОСТОЧНОЕ ПРИАЗОВЬЕ)

Г.Л. Кравченко¹, В.П. Кривонос², Е.И. Джелген²

1 – *Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н.П. Семеновко НАН Украины
03142, просп. акад. Палладина, 34, Киев, Украина*

2 – *Приазовская КГЭ КП Южукргеология
85700, ул. Центральная, 20, г. Волноваха Донецкой обл., Украина*

Охарактеризованы ультрабазиты, тесно ассоциирующие с высокометаморфизованными (гранулитовая фация) пироксено-магнетитовыми кварцитами и основными кристаллосланцами центральноприазовской серии неоархея. Они образуют маломощные (10–25 м) линзовидные и пластовые бескорневые синорогенные тела без четко выраженных контактовых взаимоотношений, поскольку региональному метаморфизму все породы подвергались одновременно. Ультрабазиты характеризуются зональным строением. Зональность, обусловленная многостадийными процессами перекристаллизации, выражается в симметричном развитии метаморфической оторочки между вмещающими метабазами и железистыми породами, с одной стороны, и реликтовым ядром, сохраняющим некоторые особенности состава исходных магматических гипербазитов (перидотитов и оливиновых пироксенитов), с другой. Метаморфогенные ультрамафиты не сохраняют первичных черт исходного состава и полностью сложены парагенезисами метаморфических минералов. Они представлены пироксенитами безоливиновыми амфиболитованными и пироксеновыми амфиболитами типа горнблендитов. Постоянное присутствие в ультрабазитах TiO_2 , Al_2O_3 , CaO и щелочей, повышенная $f_{общ}$ и относительно невысокие отношения M/F , Cr/Al , Ti/Fe и др. свидетельствуют о принадлежности перидотитов и оливиновых пироксенитов к ультрафербазитам – продуктам дифференциации базальтовой магмы (габбро-перидотитовая формация). Кристаллизация исходных гипербазитов происходила при $T \approx 1000$ °C; глубинность кристаллизации магмы оценивается почти в 6 км, а P – в $2 \cdot 10^8$ Па. Образование метаморфической зональности связано, вероятно, с условиями ранних ступеней регионального метаморфизма дупироксен-роговообманковой субфации гранулитовой фации ($T = 720–770$ °C, $P = (6–7) \cdot 10^8$ Па).
Ключевые слова: ультрабазит, кристаллосланец, метаморфизм, порода, зональность.

Введение. Мариупольское железорудное месторождение (МЖМ) расположено в 25 км к западу от г. Мариуполь Донецкой обл. вблизи пгт Мангуш. Впервые Мангушская магнитная аномалия, к которой приурочено месторождение, была выявлена в 1956 г. А.В. Тесленко в ходе аэромагнитной съемки. Природа аномалии установлена Г.Л. Кравченко в 1959–1960 гг. [13], а несколько позже здесь было открыто МЖМ. Впервые на «наличие значительного количества маломощных межпластовых тел пироксенитов и амфиболитов,

являющихся продуктами метаморфизма первичных эффузивов основного состава» указали в 1967 году в журнальной статье М.К. Харагезов и др. [31] при общей характеристике МЖМ. Присутствие перидотитов и пироксенитов среди основных кристаллосланцев, глиноземистых, графитсодержащих и других гнейсов, вмещающих пироксено-магнетитовые кварциты, отметили в 1968 г. Ю.Ю. Юрк с соавторами [33], характеризуя широко развитые на месторождении эндербиты и чарнокиты. В 1969 г. В.П. Кривонос, Е.И. Джелген и др. [19] в небольшой заметке указали на четкую приуроченность развитых здесь ультраосновных тел к нижнему горизонту железорудной толщи,

© Кравченко Г.Л., Кривонос В.П., Джелген Е.И.,
2018

где пироксено-магнетитовые кварциты часто переслаиваются с пироксено-роговообманковыми гнейсами и основными кристаллосланцами.

Первое довольно подробное описание ультрабазитов МЖМ выполнено И.С. Усенко и др. в 1970 г. [26], где впервые обстоятельно охарактеризованы перидотиты и пироксениты и описаны слагающие их породообразующие минералы. Изучение химического состава пород дало возможность сопоставить их с ультрабазитами других районов Приазовья и Побужья, выделить магматические и метаморфические разности и отнести их к дифференциатам базальтовой магмы. Геохимическим и петрогенетическим особенностям ультрабазитов МЖМ посвящены опубликованные в 1973 г. две небольшие статьи Г.Л. Кравченко и А.Б. Фомина [16, 17]. В 1974 г. большим коллективом авторов (А.И. Зарицкий и др.) опубликована монография, посвященная исследованию железисто-кремнистой формации МЖМ [8], в которой очень сжато описаны выявленные здесь ультрабазиты и кратко охарактеризован минеральный и химический (2 анализа) состав данных пород. По мнению этих исследователей, ультрабазиты формировались в иных условиях, чем вмещающие их метаморфические породы, которые, как они полагают, в отличие от мало измененных ультрабазитов, были полностью перекристаллизованы. Соотношение высокометаморфизованных ультрабазитов МЖМ с вмещающими мафитами и железисто-кремнистыми породами рассматривается также в работах Е.Б. Глевасского [4], Б.Г. Яковлева и др. [34–37] и А.Б. Фомина [29].

Поскольку ранее уже была выполнена петрографическая характеристика ультрабазитов МЖМ с указанием их структурно-текстурных особенностей и количественных соотношений породообразующих минералов (в основном без их подробного описания), с привлечением небольшого количества результатов химического анализа пород и минералов [8, 26], мы направили свои усилия главным образом на детальное изучение новых и известных ранее породообразующих и рудных минералов ультрабазитов и ассоциирующих с ними мафитов, на исследование петрохимических и геохимических особенностей пород и минералов, а также условий их метаморфизма.

Изотопный возраст эндербитов Старокрымского карьера (по циркону) составляет $2733 \pm \pm 12$ млн лет. Практически аналогичный возраст (2730 ± 200 млн лет) имеют и чарнокиты мангушского комплекса (по коричневому кластогенно-

му? циркону) [18]. Поскольку процессы эндербитизации и чарнокитизации накладывались на уже консолидированные основные кристаллосланцы, пироксено-магнетитовые кварциты и ультрабазиты, то, без сомнения, эти (последние) породы имели более древний возраст, скорее всего неоархейский, т. е. более 2730 млн лет. Абсолютный возраст роговой обманки (К-Аг метод) из метаморфогенных амфиболизированных безоливиновых пироксенитов достигает 2000–2060 млн лет [10]. Поэтому регрессивный метаморфизм (амфиболитовая фация) этих пород происходил, очевидно, значительно позже 2730 млн лет, т. е. примерно 2000 млн лет тому назад, когда процессам амфиболитизации (в том числе и ультрабазитов) принадлежала главенствующая роль.

В пределах МЖМ ультрабазиты наиболее широко развиты на Северном (скв. 462, 464, 480, 483, 485, 489, 490, 492, 496 и др.) и Демьяновском (скв. 12, 44, 49, 117, 138, 143, 145–147, 391, 394, 402 и др.) участках. Из керна поисковых и разведочных скважин (номера их указаны выше), пробуренных Приазовской КГЭ КП «Южургеология» в 1971–1975 г., мы тогда же дополнительно отобрали и позже наново обработали каменный, а также аналитический материал, результаты изучения которого приведены в этой работе. Северный участок представлен сложной по строению брахисинклинальной складкой СЗ простирания шириной 700 м с углами падения крыльев до 80° , а Демьяновский – южным крылом близкой по размерам брахисинклинали с углами падения пород от 30 до 75° [8]. На других четырех участках (Первомайский, Дзержинский, Юрьевский, Ялтинский) ультрабазиты также встречены, но присутствуют значительно реже. Наиболее высокомагнетизальные ультрабазиты, представленные главным образом гарцбургитами, установлены на Северном участке (скв. 490, гл. 291,0–296,5 м; скв. 485, гл. 87,5–88,5 м; 493 и др.). Эти же породы в значительной степени серпентинизированы и содержат наибольшее количество Cr_2O_3 и NiO. На Демьяновском участке ультрабазиты представлены преимущественно оливиновыми пироксенитами, которые также нередко бывают серпентинизированными, а в скв. 44, гл. 306,5–316,0 м представлены типичными серпентинитами.

Цель исследования. На основе новых материалов, полученных авторами по ультрабазитам МЖМ и обработанным в последнее время, предстояло в дополнение к известным публикациям [8, 16, 17, 26], используя около 70 оригинальных

химических анализов пород и более 40 химических анализов породообразующих минералов, детально изучить минеральный и химический состав, происхождение и условия метаморфической переработки этих пород.

Положение ультрабазитов в структуре МЖМ и строение ультрабазитовых тел. В структурном отношении месторождение приурочено к южной (ядерной) части Мангушского синклинория субмеридионального простирания, в пределах которого установлена тесная ассоциация пироксено-магнетитовых кварцитов и ультрабазитов с основными кристаллическими сланцами гранулитовой фации; в последних иногда отсутствуют четко выраженные директивные текстуры и поэтому они получили название мафитовых гранулитов [36]. Некоторыми исследователями высказано предположение, что подобные ассоциации пород, слагающие осадочно-вулканогенную или мафит-ультрамафит-железистую формацию, бывают приурочены к полосовидным регионально выдержанным линеаментам [34], которые обычно резко вытянуты в субмеридиональном направлении. В районе исследований к подобным структурам, вероятно, относится Мангушко-Зачатьевский линеамент протяженностью 75–80 км, в северной части которого расположено Зачатьевское проявление эвлизитов, пироксено-магнетитовых кварцитов и гранат-пироксеновых гнейсов [14], а в южной – МЖМ. Данная структура на южном склоне Приазовского массива прослежена до побережья Азовского моря. Природа линеаментов до настоящего времени остается неясной, но приуроченность к ним гранулитовых комплексов позволила ряду геологов [27] рассматривать линеаменты как зоны дометаморфических раннеархейских глубинных разломов, рассекавших еще неметаморфизованную земную кору. Г.И. Каляев и др. [9] именуют их швами, вдоль которых происходила тектоническая активизация литосферных плит.

Вмещающие породы, среди которых на МЖМ развиты мафит-ультрамафит-железистые образования, представлены разнообразными гнейсами и метабазами центральноприазовской серии (неоархей), которые первоначально были метаморфизованы в *PT*-условиях гранулитовой фации. В процессе наложенного ультраметаморфизма и кремнево-щелочного метасоматоза эти породы были преобразованы в архейские чарнокитоиды, среди которых наиболее широко распространены чарнокит-мигматиты [18]; последние составляют на месторождении основной фон, в пределах кото-

рого установлены все железорудные участки. Как и в других районах Приазовья, чарнокитоиды представлены здесь гиперстеновыми, иногда дупироксеновыми эндербитами (60%), чарноэндербитами (25%) и, реже, чарнокитами (15%). В процессе более низкотемпературного регрессивного метаморфизма амфиболитовой фации чарнокитоиды замещались биотитовыми и роговообманково-биотитовыми мигматитами и лейкократовыми гранитоидами.

Характеризуются мафит-ультрамафит-железистые породы МЖМ тем, что ультрабазиты из этой ассоциации никогда не образуют крупных самостоятельных массивов; они слагают относительно мелкие мощностью от долей метра до 10–25 м и протяженностью от 100–200 м до 1000 м линзовидные и пластовые бескорневые синорогенные тела, приуроченные как к продуктивной толще пироксено-магнетитовых кварцитов, так и к прослоям основных кристаллических сланцев. Точных данных о первичной форме залегания исходных гипербазитов нет, вероятно они сохранили первоначальные формы тел лишь до регионального метаморфизма. Скопления мелких тел гипербазитов среди мафитов и железистых пород, по мнению [36], представляют собой кумулятивные обособления и сегрегации, заключенные преимущественно в массе переработанных мафитов.

Ультрабазиты МЖМ характеризуются зональным строением (более подробно об этом см. ниже). Образование зональности связано с периодом высокотемпературной метаморфической гидратации. Зональность выражается в симметричном развитии метаморфической оторочки между вмещающими метабазами и железистыми породами, с одной стороны, и реликтовым ядром, сохраняющим некоторые особенности состава исходных магматических гипербазитов (перидотитов, оливиновых и ортопироксенитов), с другой. В процессе наложенного регрессивного метаморфизма амфиболитовой фации высокометаморфизованные ультрамафиты вместе с вмещающими породами подвергались изменениям и иногда сохраняются только в виде реликтов. При наложении более низкотемпературных изменений ультрабазиты подвергались серпентинизации, хлоритизации, карбонатизации и пр. Метаморфогенные ультрамафиты не сохраняют каких-либо первичных черт исходного состава. К таким новообразованным породам в пределах МЖМ относятся пироксениты безоливиновые, интенсивно амфиболизированные, пироксеновые ам-

фиболиты бесполовошпатовые (типа горнблендитов) и родственные им образования, которые нередко постепенно переходят в основные кристаллические сланцы (табл. 1) [4, 35, 36].

Минералого-петрографическая характеристика ультрабазитов. Реликтовые магматические ультрабазиты представлены зеленовато-темно-серыми до черных тонко-мелкозернистыми массивными или слабо рассланцованными породами, а метаморфогенные их разновидности – зеленовато-темно-серыми до темно-зеленых мелко-среднезернистыми хорошо раскристаллизованными породами со слабо выраженной ориентировкой минералов в одном направлении. Вмещающие ультрабазиты основные кристаллосланцы представлены преимущественно дупироксен-роговообманково-плагиоклазовыми разностями, иногда с гранатом.

Минеральный состав перидотитов и оливинных пироксенитов, %: оливин от 10–15 до 40–50, изредка до 70; ортопироксен 10–50, в оливинных пироксенитах до 60–70, а в ортопироксенитах до 90; клинопироксен 5–20, роговая обманка от 20–25 до 40–50, серпентин от 10–15 до 35–40, в серпентинитах до 70; флогопит от 0–5 до 20–30, магнетит 3–10, шпинель, ильменит, сульфиды, хлорит, тальк, карбонат. Безоливиновые метаморфогенные пироксениты содержат роговую обманку – 30–40, ортопироксен 10–15, клинопироксен от 20–25 до 35–40, флогопит 10–30, изредка плагиоклаз. Пироксеновые амфиболиты сложены главным образом роговой обманкой – 70–85,

ортопироксеном 15–20 и клинопироксеном 10–15. Структуры перидотитов реликтовые пан- и гипидиоморфнозернистые, а также наложенные – петельчатые, нематобластовые и чешуйчатые. Текстуры нечетко выраженные полосчатые или массивные. Безоливиновые пироксениты и пироксеновые амфиболиты характеризуются исключительной свежестью минералов, равномернозернистой, участками лепидобластовой структурой и преимущественно массивным, реже слабо полосчатым сложением.

Оливин – реликтовые ксеноморфные бесцветные зерна размером от сотых долей до 1,0–1,5 мм, которые располагаются в массе серпентинных минералов. Судя по химическому составу (табл. 2, ан. 1–5), оливины из перидотитов характеризуются небольшими колебаниями $f_{\text{общ}}$, которая несколько повышается в оливинных пироксенитах. Все они принадлежат к хризолиту. Присутствие в нем Fe^{3+} объясняется, очевидно, примесью магнетита, но видимо небольшая его часть входит и в структуру минерала. Оливины иногда характеризуются несколько повышенным содержанием глинозема, который возможно замещает Si, хотя экспериментально это не подтверждено. Вероятно также загрязнение оливина шпинелью или роговой обманкой. Повышенной никеленосностью ультрабазитов МЖМ можно объяснить и высокое содержание в оливине NiO (0,55–0,76 %). Что касается других компонентов (MnO , Cr_2O_3 , TiO_2 и щелочей – Na_2O и K_2O), то содер-

Таблица 1. Фрагмент разреза по скв. 12 (Демьяновский участок)

Интервал, м	Мощность ультрабазитовых тел, м	Порода
39,0–59,0		Кварцит дупироксен-магнетитовый с прослоями основных кристаллических сланцев
59,0–59,8	0,8	Пироксенит оливинный
59,8–63,2		Кристаллический сланец пироксен-роговообманково-плагиоклазовый
63,2–64,3	6,9	Пироксеновый амфиболит (горнблендит)
64,3–68,5		Пироксенит оливинный
68,5–70,1		Ортопироксенит безоливиновый
70,1–71,3		Кварцит дупироксен магнетитовый
71,3–74,2	5,0	Пироксенит оливинный
74,2–76,3		Пироксенит безоливиновый амфиболитизированный
76,3–128,5		Кварцит дупироксен-магнетитовый
128,5–130,0	13,7	Пироксенит безоливиновый амфиболитизированный
130,0–136,4		Пироксенит оливинный
136,4–141,1		Перидотит
141,1–142,2		Ортопироксенит безоливиновый
142,2–148,3		Кварцит дупироксен-магнетитовый
148,3–152,5	4,2	Пироксеновый амфиболит (горнблендит)
152,5–179,0		Кварцит дупироксен-магнетитовый

жание их находится на уровне средних значений, зафиксированных для оливинов из ультрабазитов габбро-перидотитовой формации [29].

Ортопироксен в перидотитах присутствует в виде бесцветных кристаллов и неправильной формы зерен (0,5–1,0 мм). В оливиновых пироксенитах — в виде крупных зерен (до 3–5 мм), приуроченных к определенным прослоям; часто имеет косое погасание ($cNg = 5-8^\circ$) и заметный плеохроизм в зеленовато-розовых тонах. Иногда в нем отмечаются тонкие вросстки клинопироксена, свидетельствующие об образовании его в условиях гранулитовой фации. Исходя из результатов химического анализа (табл. 2, ан. 6–11) как в перидотитах, так и в оливиновых пироксенитах он принадлежит к бронзиту. Отличительной особенностью бронзитов, ассоциирующих со шпинелью, является повышенная их глиноземистость, причем Al_2O_3 концентрируется главным образом в тетраэдрической позиции ($al_{IV} = 0,08-0,12$ ф. е.), в результате чего более 80 % из них относятся к алюмобронзитами; $al = [Al]/(Al + Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn) \cdot 100 = 4,3-6,8$ %, изредка до 2,45 % (ан. 6). Большая часть ортопироксенов характеризуется незначительным содержанием Fe^{3+} , Mn, Ca и Na. Средний состав бронзитов из перидотитов и оливиновых пироксенитов ($n = 6$) МЖМ в сравнении с таковым из магматической габбро-пироксенит-дуניתовой (габбро-перидотитовой) формации, с одной стороны, и метаморфическими ультраосновными гнейсами, с другой [6], характеризуется промежуточными значениями, больше тяготея все же к первой (магматической) формации. Это может свидетельствовать о том, что первично-магматические ортопироксены ультрабазитов частично были преобразованы в условиях наложенного высокотемпературного регионального метаморфизма гранулитовой фации. Ортопироксены ультраосновных гнейсов, в сравнении с охарактеризованными выше, характеризуются меньшим количеством Mg, Si и большим — глинозема, Ti, Fe^{3+} , Fe^{2+} , Ca и $f_{общ}$. Ортопироксен из безоливиновых ортопироксенитов (бронзититов) представлен крупными призматическими зернами (до 6–8 мм), свежий со слабым плеохроизмом в зеленовато-розовых тонах. Слабо полосчатые ортопироксениты встречены в виде маломощных (2–3 м) прослоев с резкими контактами среди пироксено-магнетитовых кварцитов (Демьяновский участок) в скв. 402, гл. 93–94 м, 105–107 м, 111–113,5 м, а также в скв. 12, гл. 68,5–70,1 м и 141,1–142,2 м, где они слагают отдельные прослои в зональных телах ультрабазитов (табл. 1).

Ортопироксены из метаморфогенных безоливиновых пироксенитов представлены гиперстенами с $f_{общ} = 32,8-34,8$ % (табл. 2, ан. 12, 13). По сравнению с бронзитами, гиперстенам (при близкой титанистости, марганцовистости и щелочности) свойственны более высокие значения $f_{общ}$, f_0 , кальциевости и существенно меньшая глиноземистость ($al = 2,2$ %). Примерно такой же состав гиперстенов (только несколько более железистый) характерен и для бесполовошпатовых пироксеновых амфиболитов. В основных кристаллических сланцах ортопироксены иногда представлены гиперстенами с $f_{общ} = 42$ %, но наиболее часто встречаются феррогиперстены с $f_{общ} = 52,0$ и 63,6 %, ср. 52,5 % (табл. 2, ан. 14–16). В сравнении с ортопироксенами из двупироксеновых гранулитов [6], изученным ортопироксенам при меньшем количестве Mg, Ti и особенно глинозема, близких количествах Fe^{3+} , Si и Ca свойственны повышенные содержания Fe^{2+} , Mn, щелочей и более высокая $f_{общ}$.

Клинопироксен наблюдается значительно реже, чем, ортопироксен особенно в перидотитах. В гарцбургитах содержание его не превышает 5–6 % и иногда повышается до 10–12 % лишь в лерцолитах. В ослюденелых оливиновых пироксенитах количество его иногда возрастает до 15–20 % (скв. 19, гл. 84,5 м). Клинопироксен наблюдается в виде мелких (0,5–0,7 мм) таблитчатых кристаллов, бесцветный, реже бледно-зеленый, свежий, иногда частично измененный, нередко с характерной параллельной штриховкой (ламелли ортопироксена); $cNg = 42^\circ$. Довольно часто он отмечается в интенсивно ослюденелых разностях метаморфогенных безоливиновых (скв. 138, гл. 306,1 м), реже оливиновых (скв. 138, гл. 299,2–300,5 м) пироксенитах, где по нему часто развивается флогопит. Судя по химическому составу (табл. 2, ан. 17–19), клинопироксены из безоливиновых и оливиновых пироксенитов представлены маложелезистыми ($f_{общ} = 19,4-22,3$), иногда субкальциевыми (ан. 19) салитами (ан. 18) и авгитами (ан. 17) с повышенной глиноземистостью ($al = 5,4-6,9$ %) и низкой титанистостью. На диаграмме Хесса они располагаются вблизи границы полей салита, диопсида и авгита. Пересчет химических анализов клинопироксенов на компонентный состав показывает, что они сложены главным образом диопсидом (62,7–74,3, ср. 68,5 %) и геденбергитом (17,9–20,1, ср. 19,2 %), в небольшом количестве (до 1–2 %) присутствуют эгирин, жадеит, йогансенит, $CaAl_2SiO_6$, $CaFe^{3+}AlSiO_6$ и $MgFe^{3+}AlSiO_6$.

Таблица 2. Химический состав минералов, %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO ₂	39,17	39,80	37,62	37,76	38,08	54,25	54,11	52,22	53,01	53,19	53,44	51,75	51,82	51,50	50,70	48,37	53,11	52,07	52,20	51,13	52,45
TiO ₂	0,03	0,15	н/о	0,03	0,02	0,20	0,06	н/о	0,04	0,08	0,06	0,05	0,12	0,07	0,07	0,38	0,04	0,07	Сл.	0,16	0,14
Al ₂ O ₃	0,76	0,38	1,50	1,02	0,73	1,17	2,27	3,46	2,40	2,29	2,08	1,04	0,89	0,14	0,72	1,03	1,78	1,30	1,61	1,45	1,43
Cr ₂ O ₃	н/о	0,02	н/о	н/о	н/о	0,12	н/о	н/о	н/о	0,06	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Fe ₂ O ₃	0,17	0,54	н/о	0,63	0,16	0,58	0,35	н/о	0,74	1,42	0,51	1,06	4,30	3,39	0,89	0,40	1,03	0,66	1,03	1,91	0,85
FeO	14,06	14,25	15,37	15,59	16,11	10,08	10,47	10,90	11,19	10,63	11,76	19,57	18,23	22,49	29,34	34,70	5,72	6,28	6,62	9,79	7,50
MnO	0,20	0,21	0,30	0,17	0,22	0,24	0,22	0,32	0,22	0,24	0,28	0,46	0,22	0,45	0,80	0,79	0,18	0,24	0,18	0,31	0,28
MgO	44,44	43,79	43,90	43,70	43,60	31,28	31,46	30,58	31,31	30,61	30,15	24,13	23,45	20,08	16,02	11,53	15,82	14,88	15,04	12,67	14,26
NiO	0,68	0,55	н/о	0,76	0,70	0,09	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
CaO	0,22	0,07	0,53	0,12	н/о	0,70	0,36	1,02	0,28	0,35	0,81	0,61	0,70	0,70	0,96	1,04	22,10	23,83	22,14	21,55	22,47
Na ₂ O	0,08	н/о	0,05	0,08	0,08	0,10	0,08	0,04	0,08	0,07	0,04	0,05	0,10	0,40	0,16	0,14	0,05	0,41	0,47	0,46	0,40
K ₂ O	0,06	– « –	н/о	0,08	0,06	н/о	0,08	н/о	0,04	0,03	0,08	0,05	0,01	0,10	0,07	0,08	0,10	0,05	0,03	0,08	0,12
P ₂ O ₅	Сл.	0,04	Сл.	Сл.	Сл.	0,04	Сл.	– « –	Сл.	0,02	Сл.	0,09	н/о	н/о	н/о	0,02	н/о	0,08	0,01	0,02	н/о
F	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
H ₂ O	0,16	0,04	– « –	0,04	0,18	0,05	0,14	– « –	0,22	0,02	0,20	н/о	– « –	0,06	0,26	0,08	– « –	н/о	0,04	0,07	0,04
П. п. п.	0,34	0,45	0,66	0,39	0,42	1,35	0,75	0,56	0,73	1,47	0,89	1,65	0,06	0,97	0,27	1,83	0,25	0,62	0,94	0,69	0,22
Сумма	100,37	100,29	99,93	100,42	100,36	100,25	100,41	99,10	100,36	100,48	100,35	100,51	99,90	100,35	100,26	100,39	100,18	100,49	100,31	100,29	100,16
<i>r, е/см³</i>	3,40	3,44	3,43	н/о	3,46	3,25	3,32	3,30	3,32	н/о	3,40	3,49	3,32	3,46	н/о	3,68	н/о	3,35	3,34	3,40	н/о
<i>f</i> обц	15,40	16,10	16,70	17,30	17,50	16,30	16,50	16,80	17,80	18,30	18,80	32,80	34,80	42,00	52,00	63,60	19,40	21,20	22,30	34,40	25,10
<i>n_g</i>	1,698	1,700	1,702	1,703	1,705	1,684	1,685	1,685	1,686	1,687	1,688	1,706	1,709	1,716	1,727	1,740	1,707	1,710	1,711	1,716	1,711
<i>n_p</i>	1,666	1,670	1,669	1,671	1,673	1,674	1,673	1,673	1,674	1,675	1,676	1,692	1,694	1,700	1,713	1,726	1,680	1,682	1,683	1,688	1,682

Примечание. Кроме того, определено S, %: в ан. 7 – 0,06; ан. 9 – 0,10; ан. 11 – 0,05; ан. 28 – 0,05. *Минерал*: 1 – оливин из перидотита, скв. 489, гл. 197,0–199,0 м, пр. 175, Северный уч.; 2 – то же, скв. 12, гл. 140,5 м, пр. 184, Демьяновский уч. [26]; 3 – то же, скв. 108, гл. 65,0 м, там же [2]; 4 – то же, скв. 391, гл. 218,0–220,0 м, пр. 166, там же; 5 – то же из оливинового пироксенита, там же, гл. 208,0–210,2 м, пр. 165; 6 – бронзит, пр. 184; 7 – то же из перидотита, скв. 391, гл. 229,0–231,0 м, пр. 167, там же; 8 – то же, скв. 108, гл. 65,0 м, там же [2]; 9 – то же из оливинового пироксенита, скв. 489, гл. 173,0–174,0 м, пр. 173, Северный уч.; 10 – то же, пр. 165; 11 – то же, скв. 99, гл. 293,0–295,0 м, пр. 162, Демьяновский уч.; 12 – гиперстен из пироксенита безоливинового амфиболитованного, скв. 49, гл. 311,0 м, пр. 196, там же [26]; 13 – то же, там же, гл. 278,6 м, пр. 305; 14 – то же из кристаллического сланца двупироксен-рогообманково-плагиоклазового, скв. 138, гл. 301,8 м, пр. 68, там же; 15 – то же, скв. 467, гл. 203,0–204,0 м, пр. 10/68, Северный уч.; 16 – то же из кристаллического сланца биотит-двупироксен-рогообманково-плагиоклазового, скв. 19, гл. 82,5 м, пр. 822, Демьяновский уч.; 17 – клинопироксен из пироксенита безоливинового ослюденного, скв. 49, гл. 334,0 м, пр. 78, Демьяновский уч.; 18 – то же, там же, пр. 196; 19 – то же из пироксенита безоливинового ослюденного, скв. 138, гл. 306,10 м, пр. 8/68, там же; 20 – то же из пироксенового амфиболита (горнблендита), скв. 12, гл. 152,0 м, пр. 187, там же; 21 – то же, пр. 68;

Окончание табл. 2

Компонент	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42
SiO ₂	51,10	49,88	51,80	45,87	48,65	49,35	47,40	46,26	45,86	44,80	43,60	43,34	45,85	41,84	43,54	39,70	39,48	38,28	37,13	39,36	3,61
TiO ₂	0,22	0,48	0,26	0,92	0,54	0,39	0,32	0,52	0,92	0,80	0,61	0,91	0,77	2,53	1,88	0,64	1,38	0,10	1,96	0,45	1,29
Al ₂ O ₃	1,70	1,40	6,79	10,53	10,83	9,58	9,02	11,00	10,07	11,43	15,69	10,45	11,81	11,43	11,97	13,35	14,72	16,93	15,57	6,58	2,17
Cr ₂ O ₃	н/о	н/о	н/о	0,66	0,18	0,22	0,35	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	0,34	0,42	н/о	н/о	н/о	6,50
Fe ₂ O ₃	1,44	1,10	2,06	2,19	1,19	1,74	2,16	1,90	2,27	2,47	4,62	4,78	1,55	2,78	3,62	2,30	1,98	1,00	1,78	1,50	52,04
FeO	11,06	15,55	3,95	4,32	4,69	4,21	4,88	5,17	8,80	9,91	9,50	12,96	10,20	15,12	15,23	5,46	7,38	10,34	12,07	10,34	27,58
MnO	0,31	0,45	0,07	0,08	0,08	0,05	0,08	0,08	0,14	0,11	0,13	0,23	0,14	0,25	0,23	0,03	Сл.	0,03	0,08	0,06	0,28
MgO	11,38	9,68	21,10	19,73	19,30	19,00	19,87	19,44	17,00	14,48	9,54	11,54	14,32	10,19	8,62	24,90	21,90	21,58	17,36	28,47	3,76
NiO	н/о	н/о	н/о	0,11	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	0,20
CaO	20,66	20,23	12,32	12,07	12,60	13,10	12,88	12,18	11,96	12,04	11,36	11,13	11,94	11,48	10,87	0,23	0,13	0,14	0,35	0,56	0,12
Na ₂ O	0,17	0,28	0,50	0,92	0,90	1,00	1,38	1,90	1,40	2,00	1,40	1,40	1,90	1,41	1,76	0,34	0,40	0,80	0,37	0,30	0,15
K ₂ O	н/о	0,09	0,24	0,20	0,50	0,40	0,28	0,70	0,70	0,80	1,80	1,09	0,40	1,10	0,40	8,40	8,60	8,55	9,50	2,66	н/о
P ₂ O ₅	– « –	0,01	н/о	0,03	н/о	н/о	Сл.	н/о	0,11	н/о	0,03	0,03	н/о	0,03	н/о	0,03	0,03	н/о	н/о	н/о	0,12
F	н/о	н/о	н/о	н/о	0,09	0,06	0,14	н/о	н/о	н/о	н/о	0,32	н/о	0,20	н/о	1,00	0,03	0,10	0,20	0,06	н/о
H ₂ O	0,26	0,07	0,08	0,05	н/о	0,10	0,10	0,02	н/о	0,04	0,12	0,03	н/о	0,08	0,24	0,90	0,60	0,06	0,18	0,46	0,10
П. п. п.	1,20	1,01	1,11	2,36	0,82	1,03	1,00	1,15	1,16	1,45	1,41	2,10	1,50	1,92	2,11	2,70	2,50	2,43	3,22	9,53	1,58
Сумма	99,50	100,23	100,28	100,04	100,37	100,23	99,91	100,32	100,39	100,33	99,81	100,31	100,38	100,36	100,47	100,32	99,55	100,34	99,77	100,33	99,53
r, г/см ³	н/о	3,50	2,97	3,11	3,04	2,98	3,10	3,17	3,20	3,20	3,19	3,22	3,17	3,27	н/о	н/о	н/о	3,00	2,95	2,80	н/о
f _{общ}	38,40	49,60	13,40	15,30	14,30	14,60	16,30	16,70	26,00	32,20	44,70	46,00	31,40	49,70	55,10	14,50	19,10	22,60	30,60	18,70	– « –
n _g	1,719	1,725	1,665	1,666	1,666	1,666	1,667	1,667	1,674	1,678	1,687	1,688	1,678	1,691	1,695	1,610	1,613	1,617	1,634	1,612	– « –
n _p	1,692	1,698	1,644	1,645	1,644	1,645	1,646	1,646	1,652	1,656	1,664	1,665	1,656	1,664	1,671	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	– « –

22 – то же, пр. 10/68; 23 – то же, пр. 822; 24 – роговая обманка, пр. 166; 25 – то же, пр. 184; 26 – то же, пр. 165; 27 – то же, пр. 162; 28 – то же из пироксенита оливинного, скв. 489, гл. 216,0 м, пр. 176, Северный уч.; 29 – то же, скв. 147, гл. 397,2 м, пр. 95, Демьяновский уч.; 30 – то же, пр. 196; 31 – то же из пироксенита безоливинового амфиболитованного, скв. 19, гл. 188,0 м, пр. 70, Дзержинский уч.; 32 – то же из пироксенового амфиболита (горнблендита), скв. 49, гл. 308,0 м, пр. 83, Демьяновский уч.; 33 – то же, пр. 187; 34 – то же, пр. 68; 35 – то же из кристаллического сланца дупироксен-рогообманково-плагиоклазового, скв. 19, гл. 107,3 м, пр. 146, Дзержинский уч.; 36 – то же, пр. 10/68; 37 – флогопит из перидотита, скв. 462, гл. 120,0 м, пр. 161, Северный уч.; 38 – то же из пироксенита безоливинового ослоденелого, скв. 99, гл. 303,5–304,5 м, пр. 164, Демьяновский уч.; 39 – то же, пр. 78; 40 – то же, пр. 8/68; 41 – то же гидратированный из пироксенита безоливинового ослоденелого, скв. 19, гл. 84,5 м, пр. 86, Дзержинский уч.; 42 – магнетит из перидотита, скв. 394, гл. 301,0 м, пр. 168, Демьяновский уч. Коэффициент: $f_{\text{общ}} = [(Fe + Mn)/(Fe + Mn + Mg)] \cdot 100$, %. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГМР им. Н.П. Семеновко НАН Украины; аналитики В.Н. Ерохина – ан. 12, 18, 30; О.П. Красюк – ан. 13, 17, 21; Р.Л. Левина – ан. 19; Б.В. Мирская – ан. 14, 24, 26, 27, 29, 31, 34, 39–41; С.П. Молденко – ан. 1, 4, 5, 7, 9, 11, 28; А.Я. Ротарь – ан. 15, 22, 36; Л.Д. Смирнова – ан. 37, 38; А.А. Стеценко – ан. 2, 6, 16, 20, 23, 25, 33, 35; А.А. Стрыгина – ан. 10, 42; М.Л. Шайкевич – ан. 32. Лут и в табл. 3–5: Сл – следы, н/о – не определено, н/об – н/обнаружено.

Средний состав клинопироксенов из метаморфогенных безоливиновых пироксенитов в сравнении с таковым из ультраосновных гнейсов [6] при равных или близких содержаниях Mg, Ca, Mn и щелочей характеризуется более высокой $f_{\text{общ}}$ и заметно меньшей глиноземистостью.

Клинопироксен из бесполовошпатовых пироксеновых амфиболитов во многом аналогичен таковому из безоливиновых пироксенитов, и отличается от него лишь несколько более высокой титанистостью, марганцовистостью, щелочностью, повышенным содержанием Fe^{3+} , Fe^{2+} и более высокой $f_{\text{общ}} = 34,3\%$ (табл. 2, ан. 20). На диаграмме Хесса исследованный субкальциевый клинопироксен попадает в поле авгита. Пересчет на минералы показывает, что он сложен диопсидом (55,7%) и геденбергитом (31,4%); в небольшом количестве присутствуют $\text{MgFe}^{3+}\text{AlSiO}_6$, $\text{CaTi}_2^{3+}\text{SiO}_6$, эгирин и йогансенит. В основных кристаллических сланцах все клинопироксены представлены субкальциевыми разновидностями салитов, в которых, исходя из результатов химического анализа (табл. 2, ан. 21–23), $f_{\text{общ}}$ изменяется от 25,1 до 49,6, ср. 37,7%. На диаграмме Хесса эти минералы попадают в поле салита (ан. 21), авгита (ан. 22) и ферроавгита (ан. 23). Пересчет химических анализов клинопироксенов на минералы показывает, что они сложены главным образом диопсидом (28,5–62,6, ср. 46,3%) и геденбергитом (23,5–50,5, ср. 37,0%). В небольшом количестве (до 1–3%) присутствуют эгирин, йогансенит, $\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$, $\text{CaTi}_2^{3+}\text{SiO}_6$, $\text{CaFe}^{3+}\text{AlSiO}_6$, $\text{MgFe}^{3+}\text{AlSiO}_6$. Средний состав клинопироксенов из основных кристаллических сланцев, в сравнении с таковым из метаморфогенных безоливиновых пироксенитов при близких или равных количествах глинозема, Si и щелочей характеризуется меньшей магнезиальностью и кальциевостью и более высоким содержанием Ti, Fe, Mn и повышенной $f_{\text{общ}}$.

Шпинель в ультрабазитах МЖМ установлена в небольших, часто аксессуарных количествах. В оливиновых пироксенитах и перидотитах наблюдается магнезиально-железистая темно-зеленая шпинель в виде мелких (0,1–0,5 мм) ксеноморфных зерен, рассеянных в общей массе породы. Подобная шпинель (цейлонит) выявлена в перидотитах Демьяновского участка в скв. 108, гл. 65,0 м. Судя по параметрам элементарной ячейки, оптическим и физическим данным, $f_{\text{общ}}$ ее составляет $30 \pm 10\%$ [2]. Содержание Cr_2O_3 в ней не превышает 0,9–1,4%. В реликтовых магматических гипербазитах (гарцбургитах) Северного участка, в

скв. 496, гл. 372,0 м выявлена буровато-черная шпинель – хромпикотит, которая характеризуется снижением $f_{\text{общ}}$ и повышением содержания Cr_2O_3 до 2,4–7,4% [35]. Такая шпинель иногда наблюдается в сростках с магнетитом.

Роговая обманка – один из наиболее распространенных минералов в ультрабазитах МЖМ. В перидотитах и оливиновых пироксенитах она обычно свежая, практически бесцветная или с едва заметным зеленоватым оттенком. В безоливиновых амфиболитованных пироксенитах роговая обманка светло-зеленая, а в пироксеновых амфиболитах – буровато-зеленоватая и зеленая с отчетливым плеохроизмом в зеленовато-желтых тонах. Как видно из результатов химического анализа (табл. 2, ан. 24–29), роговые обманки из перидотитов и оливиновых пироксенитов характеризуются высокой магнезиальностью ($f_{\text{общ}} = 13,4–16,7\%$), низкими титанистостью (0,3–0,5, изредка 0,9% TiO_2) и щелочностью (0,5–1,0% Na_2O , за редкими исключениями), довольно постоянным содержанием Al_2O_3 (9–11%, изредка 6,8%), CaO (12–13%) и повышенными – Cr_2O_3 (до 0,35–0,66%) и Ni (0,08–0,13%). На диаграмме $\text{Al}_{\text{IV}} - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ [5] данные роговые обманки тяготеют к чермакиту, а на диаграмме $a_{\text{Si}} = [\text{Al}_{\text{IV}} / (\text{Al}_{\text{IV}} + \text{Si})] \times 100\% - a_{\text{VI}} = [\text{Al}_{\text{VI}} / (\text{Al}_{\text{VI}} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn} + \text{Ti})] \cdot 100\%$ [11] располагаются вблизи эденита. В то же время по соотношению $\text{Al}_{\text{VI}} : \text{Fe}^{3+}$ эти амфиболы попадают в поле паргасита (гастингсита). Подобное несоответствие связано с тем, что в процессе развития метаморфической зональности более ранние чермакитовые роговые обманки при привносе Na частично (обычно неравномерно по периферии зерен) замещались гастингситом.

В отличие от роговых обманок из магматических гипербазитов, таковые из безоливиновых метаморфогенных пироксенитов, судя по химическому составу (табл. 2, ан. 30–31) при равном с вышеописанными амфиболами содержанию глинозема характеризуются повышенными титанистостью (0,8–0,9% TiO_2), щелочностью (Na_2O 1,4–2,0% и K_2O 0,7–0,8%) и $f_{\text{общ}}$ (26,0–32,2%). На диаграмме $\text{Al}_{\text{IV}} - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ они тяготеют к паргаситу, а по соотношению $\text{Al}_{\text{VI}} : \text{Fe}^{3+}$ – ближе к гастингситу. Роговые обманки из пироксеновых амфиболитов по особенностям химизма (табл. 2, ан. 32, 33) практически аналогичны таковым из основных кристаллосланцев; с последними пироксеновые амфиболиты часто не только контактируют, но и образуют постепенные переходы.

Роговые обманки из названных пород характеризуются почти совершенно одинаковыми содержаниями глинозема, CaO и щелочей и лишь количество TiO₂ в амфиболах из основных кристаллосланцев заметно выше (0,8–2,5 %); при равной в роговых обманках из этих пород средней $f_{\text{общ}}$ (45,4 %), последняя в основных кристаллосланцах изменяется от 31,4 до 55,1 %, в то время как в пироксеновых амфиболитах она довольно стабильная (44,7–46,0 %). На диаграмме Al_{IV} – (Na₂O + K₂O) рассматриваемые роговые обманки тяготеют к паргаситу, а на диаграмме $a_{\text{Si}} - a_{\text{VI}}$ и по соотношению Al_{VI} : Fe³⁺ – это типичные гастингситоподобные роговые обманки.

Роговые обманки из перидотитов и оливиновых пироксенов относятся к чермакитовому типу кальциевых амфиболов, а таковые из пироксеновых амфиболитов и основных кристаллосланцев – к гастингситовому типу. При этом роговые обманки из безоливиновых пироксенов занимают промежуточное положение между описанными выше группами амфиболов, поскольку в них процесс замещения чермакитовых роговых обманок гастингситовыми остановился примерно в равной степени удаленности от одной (роговые обманки из магматических гипербазитов) и другой (роговые обманки из пироксеновых амфиболитов и основных кристаллосланцев). Большинство исследованных роговых обманок, согласно [7, 12] образовалось в условиях амфиболитовой фации, 2 обр. (ан. 33, 35) – в гранулитовой и 3 обр. (ан. 30, 31, 36) – в условиях перехода от гранулитовой к амфиболитовой фации.

Флогодит в ультрабазитах установлен в реликтовых сильно серпентинизированных и хлоритизированных перидотитах и оливиновых пироксенидах и в метаморфогенных более свежих безоливиновых пироксенидах, в которых встречается наиболее часто. Ослюденелые ультрабазиты образуют прослои и линзы мощностью до 2–3 м среди основных кристаллических сланцев и пироксеномагнетитовых кварцитов. В ослюденелых ультрабазитах мелкие (0,1–0,2 мм) пластинки и чешуйки бесцветного, зеленовато-оранжевого или бледно-оранжевого, часто пятнисто-окрашенного флогопита образуют гнезда и скопления, приуроченные как к приконтактовым, так и к внутренним частям ультрабазитовых тел (в тектонически ослабленных зонах). Флогодит часто развивается по оливину, ортопироксену и, особенно, по роговой обманке.

По химическому составу выделяются флогопиты из реликтовых перидотитов и оливиновых

пироксенов (табл. 2, ан. 37,41) с наиболее низкой $f_{\text{общ}}$, а также из метаморфогенных безоливиновых пироксенов (ан. 38, 39); среди последних, иногда частично затронутых процессами гранитизации, встречен флогодит с $f_{\text{общ}} = 30,6$ % (ан. 40), близкий по составу к магнезиальному биотиту; он характеризуется светлой зеленовато-бурой окраской и отчетливым плеохроизмом в зеленовато-буроватых тонах. В сравнении со средними количествами катионов в кристаллохимической формуле флогопитов [28], исследованные минералы (ан. 38, 39) из метаморфогенных безоливиновых пироксенов характеризуются несколько повышенными глиноземистостью ($al_{\text{IV}} = [(Al_{\text{IV}} / Al_{\text{IV}} + Si)] \cdot 100 = 27,5\text{--}29,5$ %; $al_{\text{VI}} = [Al_{\text{VI}} / (Al_{\text{VI}} + Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Ti + Mn)] \cdot 100 = 5,0\text{--}8,7$ %); $al = [Al / (Al + Mg + Fe + Mn + Si)] \times 100 = 17,7\text{--}20,0$ %) и содержанием истонит-сидерофиллитового компонента (32,9–51,2), а также более низкими количествами Fe³⁺, Ti, Ca, Na, F и OH. Всем флогопитам свойственна повышенная иагнезиальность (за исключением обр. 8/68, ан. 40), особенно флогопитам из перидотитов и оливиновых пироксенов, и близкое содержание K₂O, за исключением сильно гидратированного флогопита (ан. 41). Флогодитизация ультрабазитов связана, очевидно, с метасоматическим привносом калия (фтор-калиевый метасоматоз) и протекала в условиях наложения регрессивного метаморфизма [22].

Серпентин обычно бесцветный или с бледным желтовато-зеленоватым оттенком, представлен волокнистыми или шнуровидными выделениями хризотила. Часто ксеноморфные реликты оливина отмечаются в массе преобладающего серпентина, а в серпентинитах Демьяновского участка (скв. 44, гл. 306,5–316,0 м) он – главный породообразующий минерал. Более поздний серпентин представлен тонко- и мелкопластинчатым антигоритом, который развивается не только по оливину, но и по хризотилу. С антигоритом связано образование пылевидного метаморфогенного магнетита, который в виде жилок и пятен часто отмечается как внутри серпентиновых петель, так и в общей массе серпентиновых минералов. По оливину иногда развивается коричневый чешуйчатый идингсит, а ортопироксен нередко замещается бурым пластинчатым баститом. Изредка в метаморфогенных безоливиновых пироксенидах в небольшом количестве отмечены единичные зерна плагиоклаза, представленного андезином № 40–45. Образование плагиоклаза, вероятно,

связано с наложенными процессами гранитизации (эндербитизации). В основных кристаллических сланцах плагиоклаз – один из главных породообразующих минералов. Он представлен свежим полисинтетически сдвойникованным, часто с антипертитами, андезином № 38–48, реже лабрадором. В тектонически ослабленных зонах в ультрабазитах местами отмечается светло-зеленый хлорит, который развивается по флогопиту или образует линзовидно-гнездовидные скопления, иногда совместно с карбонатом (доломит, магнетит) или с тонкочешуйчатым тальком.

Рудные минералы представлены главным образом магнетитом, реже – сульфидами Fe и Cu, изредка встречается ильменит. Магнетит наблюдается в виде двух генераций: 1) разобщенные мелкие (0,1–0,2 мм) зерна овальной или неправильной формы, сингенетичные остальным минералам ультрабазитов: 2) более поздний метаморфогенный пылеватый магнетит, образовавшийся в процессе серпентинизации пород. Судя по химическому составу (табл. 2, ан. 42), (суммарно: ранний – магматический и более поздний – метаморфогенный) магнетит из перидотитов Демьяновского участка содержит 1,29 % TiO_2 , наличие которого можно объяснять присутствием зерен титаномагнетита или ильменита; последний в виде отдельных мелких (<0,05 мм) зерен иногда отмечается в перидотитах (скв. 394, 489) в сростках с магнетитом, либо образует самостоятельные выделения. В составе магнетита выявлена также значительная примесь MgO и Al_2O_3 , что частично связано, вероятно, с загрязненностью проанализированной фракции серпентином и шпинелью. Наличие Ni, Co и Cr в магнетите подтверждает принадлежность перидотитов к реликтовым магматическим породам ультраосновного состава. Ni и Co могли входить в решетку магнетита, изоморфно замещая Mg. Cr (в количестве до 6,5 % Cr_2O_3) установлен в Cr-магнетите, причем центральная часть его зерен иногда бывает сложена коричневато-черным хромпикотитом, а периферическая – хромистым магнетитом. В тектонически ослабленных зонах иногда встречаются сульфиды Fe и Cu, представленные мелкими (сотые доли миллиметра) таблитчатыми зернами пирротина, жилками пирита и вкрапленностью халькопирита. Местами отмечаются сростки сульфидов с магнетитом.

Химический состав и геохимические особенности ультрабазитов. В табл. 3–5 приведены преимущественно новые химические анализы ультраба-

зитов МЖМ, которые, насколько нам известно, публикуются впервые. Рассматриваемые породы представлены реликтивными магматическими перидотитами и оливиновыми пироксенитами, а также метаморфогенными безоливиновыми амфиболитизированными пироксенитами и пироксеновыми амфиболитами (типа горнблендитов). Перидотиты, как видно из результатов химического анализа (табл. 3, ан. 1–24), характеризуются умеренной, местами повышенной (Северный участок) магнезиальностью и переменной $f_{общ}$ (ср. 20,2). Обогащенные магнетитом разности имеют $f_{общ}$ до 33,0 % (ан. 12, 22) (при подсчете средних значений эти данные не учтены). Наиболее магнезиальные перидотиты характеризуются повышенным содержанием NiO и Cr_2O_3 . На Демьяновском участке эти породы несколько менее основные, более железистые и содержат меньше NiO и Cr_2O_3 . Серпентиниты (ан. 19) и интенсивно серпентинизированные перидотиты (ан. 3–8, 14–16, 24) отличаются высоким содержанием связанной воды. Наиболее сильно серпентинизированные перидотиты развиты на Северном, реже на Демьяновском участке. В отличие от перидотитов, оливиновым пироксенитам (табл. 3, ан. 25–45) свойственны меньшая основность, более высокая $f_{общ}$ (ср. 23,2 %) и пониженное содержание NiO и Cr_2O_3 .

Результаты химического анализа пород были пересчитаны на числовые характеристики по методам Н.Д. Соболева (перидотиты и оливиновые пироксениты) и А.Н. Заварицкого (все ультрабазиты). Исходя из анализа петрохимических параметров и классификационных диаграмм [1], в перидотитах по соотношению виртуальных количеств оливина (z), орто- (y) и клинопироксена (x) можно выделить исходные (первичные) породы: гарцбургиты (63 %) и лерцолиты (37 %). Усредненный состав перидотитов ($z = 56,1$, $y = 33,2$, $x = 10,7$ %, $n = 22$) отвечает магнезиальному лерцолиту, точка состава которого на диаграмме z - y - x располагается практически на границе полей гарцбургита и лерцолита. В то же время более магнезиальные перидотиты Северного участка (скв. 490, 489, 485, $n = 15$), имеющие усредненный состав: $z = 60,4$, $y = 31,9$, $x = 7,7$ %, отвечают типичным гарцбургитам. Оливиновые пироксениты по соотношению виртуальных количеств оливина, орто- и клинопироксена ($z = 19,2$, $y = 49,7$, $x = 31,1$ %, $n = 21$) соответствуют оливиновому вебстериту, а при повышенном содержании роговой обманки – оливин-роговообманковому пироксениту.

Все магматические ультрабазиты относятся к породам нормального ряда, за исключением перидотита, серпентинита (ан. 7, 19) и двух оливиновых пироксенитов (ан. 44, 45). Эти породы несколько пересыщены Al_2O_3 , так как отличаются повышенной хлоритизацией, присутствием шпинели и дефицитом роговой обманки в своем составе. На диаграмме Н.Д. Соболева [23] большая часть перидотитов с повышенной магнезиальностью ($b > 55,0$) попадает в поле перидотита и лишь один, наиболее магнезиальный (скв. 490, гл. 291,7 м), тяготеет к полю дунита. Семь образцов перидотита (ан. 16–18, 20–22, 24) располагаются в поле пироксенита вблизи границы с полем перидотита. Все оливиновые пироксениты попадают в поле пироксенита. На диаграмме А.Н. Заварицкого примерно одинаковые количества перидотитов располагаются вблизи точек состава лерцолита, гарцбургита и амфиболового перидотита. Оливиновые пироксениты тяготеют к кортландиту, амфиболовому перидотиту и вебстериту; практически аналогичные для перидотитов результаты получены и при анализе диаграммы: $A (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O) - S[SiO_2 (Fe_2O_3 + FeO + MgO + MnO + TiO_2)]$, вес. % [1], хотя отдельные анализы (17, 21, 22) соответствуют пикритам. Оливиновые пироксениты на диаграмме $A - S$ соответствуют верлитам, реже – лерцолитам, гарцбургитам, клинопироксенитам (ан. 43) или перидотитовым коматиитам (ан. 26, 33, 37, 44). На диаграмме $SiO_2 - (Na_2O + K_2O)$ перидотиты отвечают дунитам – оливинитам или перидотитам, реже щелочным пикритам (ан. 22, 23) или субщелочным габброидам (ан. 2). Оливиновые пироксениты на этой диаграмме соответствуют пироксенитам – горнблендитам, перидотитам, реже габброидам (ан. 38), пикробазальтам и пикродолеритам (ан. 34, 41).

По особенностям химического состава среди ультрабазитов гранулитогнейсовых областей выделяются магнезиальные и железистые разновидности, среди которых первые представлены магнезиальными ультрабазитами Западного Беломорья, а вторые – железистыми разновидностями Аллареченского и Южно-Байкальского типа [1]. По основным петрохимическим параметрам ($f_{общ}$ (ср. 20,2), MgO / SiO_2 (ср. 0,78), $MgO / \Sigma FeO$ (ср. 2,30), $\Sigma Na_2O + K_2O$ (0,19–0,56), M / F (ср. 4,0)) перидотиты МЖМ, как и метаперидотиты Алданского щита, занимают промежуточное положение между магнезиальными и железистыми ультрабазитами гранулитогнейсовых областей, заметно тяготея к последним.

Сравнение с составом аналогичных пород некоторых докембрийских ультрабазитов других районов (табл. 4), в частности, с перидотитами Западного Приазовья [25] показывает, что последние при равной глиноземистости характеризуются меньшими $f_{общ}$, щелочностью, а также более интенсивной серпентинизацией. От перидотитов Центрального Приазовья [15] таковые МЖМ отличаются пониженными значениями кальциевости и $f_{общ}$ и повышенными – щелочности и содержанием NiO и Cr_2O_3 . Перидотиты бесединского комплекса КМА [32] от исследованных отличаются более высокой кальциевостью и меньшей $f_{общ}$. Оливиновые пироксениты МЖМ от аналогичных пород Центрального Приазовья отличаются более высокими содержаниями TiO_2 , Al_2O_3 , Cr_2O_3 , CaO , щелочей и повышенной $f_{общ}$, а от оливиновых пироксенитов Побужья [29] – более высокими глиноземистостью, кальциевостью, щелочностью и $f_{общ}$. Общая тенденция для перидотитов и оливиновых пироксенитов МЖМ – повышенная $f_{общ}$ и довольно высокое содержание NiO и Cr_2O_3 .

Метаморфогенные безоливиновые пироксениты (табл. 5, ан. 1–13) отличаются довольно высокой $f_{общ}$ (ср. 25,2 %) и более низким, чем в магматических ультрабазитах, содержанием NiO и Cr_2O_3 . Пироксеновые амфиболиты, как следует из результатов химического анализа (табл. 5, ан. 14–23), относятся к наименее основным и наиболее железистым разновидностям ультрабазитов ($f_{общ} =$ ср. 37,4 %), которые также наименее обогащены NiO и Cr_2O_3 . Метаморфогенные безоливиновые пироксениты и пироксеновые амфиболиты на диаграмме А.Н. Заварицкого соответствуют преимущественно диаллагитам, реже горнблендитам или пикритам (табл. 5, ан. 3). На диаграмме $A - S$ безоливиновые пироксениты отвечают верлитам и клинопироксенитам (ан. 2, 6, 8, 13). Эти же породы на диаграмме $SiO_2 - (Na_2O + K_2O)$ соответствуют пироксенитам-горнблендитам, а обогащенные флогопитом разновидности – габброидам (ан. 5,8) или субщелочным габброидам (ан. 3, 4, 9), пироксеновые амфиболиты – пикробазальтам, пикродолеритам и габброидам (ан. 14–16, 22). В табл. 5 (ан. 24–26) для сравнения с метаморфогенными ультрабазитами приведено три анализа двупироксен-роговообманково-плагноклазовых кристаллических сланцев, для которых характерно изменение $f_{общ}$ от 35,7 до 65,3, ср. 52,3 %. Данные породы, особенно магнезиальные их разновидности, довольно близки к пироксеновым амфиболитам как по своему составу, так и по составу сла-

Таблица 3. Химический состав перидотитов и оливиновых пироксенитов, %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
SiO ₂	41,38	40,04	39,85	37,48	39,26	37,39	36,90	37,82	38,40	38,31	40,56	39,72	40,47	37,39	39,04	39,78	39,33	40,18	38,75	39,78	41,40	38,52	40,74
TiO ₂	0,24	0,24	0,19	0,30	0,22	0,23	0,25	0,34	0,35	0,41	0,28	0,53	0,30	0,25	0,30	0,28	0,11	0,35	0,42	0,52	0,52	0,53	0,41
Al ₂ O ₃	3,37	3,19	3,35	2,38	3,01	2,70	3,10	2,45	2,50	2,38	2,25	3,73	3,23	2,36	2,34	4,45	4,82	4,70	3,40	4,27	4,60	4,96	3,88
Cr ₂ O ₃	0,60	0,57	0,57	0,52	0,52	0,61	0,59	0,28	0,52	0,59	0,55	н/о	0,52	0,60	0,59	н/о	н/о	0,50	0,36	0,27	0,02	н/о	0,57
Fe ₂ O ₃	5,96	7,35	8,17	8,06	8,49	10,03	9,87	8,53	8,86	8,40	9,10	9,49	8,56	9,84	8,40	6,62	7,82	5,46	9,10	7,19	6,81	10,70	3,83
FeO	7,22	6,76	5,85	7,05	5,85	5,93	5,70	7,16	7,83	8,49	7,41	11,23	6,24	4,29	5,87	6,62	7,34	7,49	4,03	5,87	7,69	10,37	2,12
MnO	0,17	0,15	0,19	0,13	0,20	0,10	0,20	0,11	0,20	0,20	0,18	0,21	0,09	0,18	0,17	0,14	0,13	0,11	0,14	0,22	0,24	0,11	0,16
MgO	31,36	31,46	31,05	32,92	31,39	32,05	32,46	32,51	31,10	30,45	30,47	24,71	30,12	32,94	32,86	28,83	24,49	29,35	32,07	28,76	27,56	22,81	31,19
NiO	0,29	0,24	0,24	0,21	0,22	0,26	0,26	0,19	0,20	0,29	0,23	н/о	0,23	0,23	0,26	н/о	н/о	0,20	0,27	0,13	0,14	н/о	0,15
CoO	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	н/о	0,02	0,02	0,02	н/о	н/о	н/о	0,02	н/о	н/о	н/о	н/о
CaO	1,98	2,10	1,45	1,42	1,34	1,34	1,15	1,26	1,73	2,00	1,62	4,14	1,81	1,72	1,43	3,02	8,34	3,72	1,13	4,23	4,33	4,56	2,80
Na ₂ O	0,24	0,28	0,27	0,15	0,27	0,20	0,17	0,15	0,23	0,25	0,15	0,24	0,22	0,23	0,26	0,12	0,15	0,44	0,18	0,22	0,73	0,21	0,20
K ₂ O	1,02	0,89	0,24	0,07	0,17	0,18	0,21	0,24	0,33	0,22	0,11	0,36	0,17	0,17	0,22	0,07	0,11	0,10	0,08	0,05	0,19	1,67	1,86
P ₂ O ₅	0,02	0,05	0,05	0,06	0,05	0,03	0,04	0,06	0,04	0,05	0,03	н/о	0,04	0,04	0,13	н/о	н/о	0,03	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
SO ₃	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
S	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
CO ₂	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
H ₂ O	0,22	0,26	0,50	0,62	0,27	0,49	0,54	0,46	0,50	0,31	0,43	0,30	0,62	0,66	0,39	0,51	0,27	0,21	0,08	0,51	н/о	н/о	н/о
П. п. п.	6,48	6,77	8,52	9,08	9,16	8,93	9,09	8,84	6,98	6,98	7,07	4,40	7,82	9,73	8,15	8,76	6,89	7,47	10,32	8,04	6,00	3,67	4,66
Сумма	100,57	100,37	100,51	100,47	100,44	100,50	100,58	100,48	100,34	99,91	100,46	100,26	100,46	100,65	100,43	100,25	100,40	100,33	100,35	100,06	100,23	99,74	100,23
f _{общ}	18,60	19,40	19,50	19,70	19,60	20,90	20,30	20,40	22,40	23,10	22,50	31,10	20,70	18,50	18,90	19,80	24,90	19,20	17,90	19,70	22,30	33,00	18,70

Параметры, по Н.Д. Соболеву																							
b	55,50	56,70	56,20	60,10	57,20	59,30	59,30	59,50	58,80	58,60	57,20	55,60	55,70	59,60	58,70	54,40	54,80	54,40	57,20	54,90	53,70	54,10	55,60
2c	4,30	4,10	4,30	3,20	3,80	3,60	4,00	3,10	3,30	3,30	3,10	4,40	4,10	3,30	3,10	5,30	5,70	5,80	3,90	5,20	5,30	6,00	4,80
s	40,20	39,20	39,50	36,70	39,00	37,10	36,70	37,40	37,90	38,10	39,70	40,00	40,20	37,10	38,20	40,30	39,50	39,80	38,90	39,90	41,00	39,90	39,60
z	47,90	55,00	52,20	72,80	56,60	68,90	70,50	68,50	64,80	63,80	54,20	48,90	48,50	69,60	63,30	44,90	49,00	46,30	56,90	47,40	40,50	45,20	50,40
y	43,50	35,70	41,40	21,10	37,50	25,20	24,40	26,10	27,60	27,40	38,80	32,60	43,50	22,90	30,60	41,30	13,00	37,00	38,00	33,60	40,20	33,60	37,40
x	8,60	9,30	6,40	6,10	5,90	5,90	5,10	5,40	7,60	8,80	7,00	18,50	8,00	7,50	6,10	13,80	38,00	16,70	5,10	19,00	19,30	21,20	12,20
h	27,30	32,90	38,50	33,80	39,40	43,30	43,90	34,80	33,70	30,00	36,60	27,40	38,20	50,80	39,30	30,80	32,40	24,60	50,30	35,50	28,70	31,80	15,90
M/F	4,40	4,20	4,10	3,80	4,10	3,80	3,90	3,90	3,50	3,30	3,40	2,20	3,80	4,40	4,30	4,10	3,00	4,20	4,60	4,00	3,50	2,00	4,40

Параметры, по А.Н. Заварцкому																							
a	1,80	1,70	0,80	0,40	0,70	0,60	0,60	0,60	0,80	0,70	0,40	0,90	0,60	0,60	0,80	0,40	0,40	0,90	0,50	0,50	1,60	2,50	2,60
c	1,00	1,00	1,50	1,20	1,40	1,30	1,20	1,10	1,10	1,10	1,10	1,80	1,60	1,10	1,00	2,50	2,70	2,30	1,20	2,30	1,90	1,70	0,90
b	56,80	58,00	57,60	61,30	58,40	60,50	61,20	60,60	59,80	59,80	58,30	56,80	57,10	60,80	59,70	56,00	56,50	56,10	59,30	56,50	55,10	55,60	57,00
s	40,40	39,30	40,10	37,10	39,50	37,60	37,00	37,70	38,30	38,40	40,20	40,50	40,70	37,50	38,50	41,10	40,40	40,70	39,00	40,70	41,40	40,20	39,50
c'(a')	1,80	2,20	0,03	0,50	0,10	0,30	0,90	0,30	1,30	1,80	1,10	4,80	0,70	1,20	0,90	1,60	11,50	3,00	1,90	4,10	5,00	5,90	3,50
m'	79,90	78,80	80,48	78,70	80,30	78,90	78,90	79,20	76,60	75,50	76,60	65,50	78,70	80,50	80,40	79,00	66,40	78,40	80,60	77,00	73,80	63,00	78,50
f'	18,30	19,00	19,49	20,80	19,60	20,80	20,20	20,50	22,10	22,70	22,30	29,70	20,60	18,30	18,70	19,40	22,10	18,60	17,50	18,90	21,20	31,10	18,00
a/c	1,80	1,70	0,50	0,30	0,50	0,50	0,50	0,70	0,60	0,60	0,40	0,50	0,40	0,50	0,80	0,20	0,15	0,40	0,40	0,20	0,90	1,50	3,00
Q	-23,8	-25,8	-22,9	-27,1	-23,8	-27,3	-28,4	-26,9	-26,1	-25,7	-21,0	-22,6	-21,4	-27,3	-25,4	-21,1	-22,7	-22,7	-24,0	-21,8	-22,3	-26,3	-27,2

Окончание табл. 3. Примечание см. на с. 90

Компонент	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45
SiO ₂	40,66	44,32	42,11	42,03	41,90	45,69	45,70	43,96	40,89	43,67	43,98	42,27	42,79	42,34	45,55	45,55	46,00	46,40	39,42	47,26	41,14	45,47
TiO ₂	0,30	0,32	0,32	0,52	0,58	0,32	0,48	0,35	0,30	0,30	0,68	0,59	0,53	0,53	0,45	0,40	0,58	0,66	0,64	0,49	0,22	0,25
Al ₂ O ₃	4,29	5,71	5,69	4,54	4,58	5,88	4,75	5,34	1,67	2,10	6,83	8,84	3,65	7,90	3,85	7,67	5,57	5,53	6,41	4,68	7,36	4,52
Cr ₂ O ₃	0,46	0,32	0,38	0,29	0,26	0,30	0,29	0,35	0,39	0,59	0,36	н/о	0,45	н/о	0,50	0,32	0,12	0,23	н/о	0,28	н/о	н/о
Fe ₂ O ₃	6,34	3,90	5,60	7,20	7,42	2,86	4,36	3,50	10,06	6,10	3,56	6,99	5,45	6,83	7,71	2,18	3,76	5,71	6,43	3,67	5,90	2,81
FeO	5,99	7,90	7,18	8,68	6,68	8,04	6,99	8,76	6,74	7,10	9,79	6,48	7,64	7,06	7,75	9,12	9,40	6,89	6,34	6,31	6,91	11,71
MnO	0,26	0,15	0,18	0,24	0,26	0,14	0,20	0,14	0,15	0,22	0,23	0,10	0,28	0,11	0,20	0,14	0,23	0,15	0,10	0,15	0,27	0,06
MgO	29,48	22,42	24,21	24,78	25,03	23,42	23,79	24,74	25,26	27,50	22,38	22,50	23,04	24,09	22,08	23,61	24,12	21,34	20,78	17,96	27,06	28,37
NiO	0,18	0,06	0,09	0,16	0,06	0,05	0,10	0,06	0,16	0,20	0,09	н/о	0,16	н/о	0,10	0,10	0,08	0,12	н/о	0,05	н/о	н/о
CoO	0,02	0,01	0,01	н/о	н/о	0,01	н/о	0,01	0,03	0,02	н/о	н/о	0,01	н/о	0,01	0,01	н/о	н/о	н/о	0,01	н/о	н/о
CaO	2,95	9,59	7,21	4,94	6,20	9,80	8,67	7,63	2,41	5,50	7,52	5,46	8,40	4,28	4,78	7,14	5,59	9,31	9,60	15,00	2,80	1,63
Na ₂ O	0,23	0,65	0,55	0,65	0,85	0,45	0,44	0,55	0,05	0,35	1,28	0,47	0,35	0,47	0,37	0,55	0,63	1,15	0,40	0,71	0,14	0,41
K ₂ O	0,16	0,20	0,10	0,38	0,35	0,15	0,19	0,30	0,15	0,10	0,48	0,23	0,17	0,23	1,80	0,10	0,28	0,27	0,23	0,32	0,11	0,57
P ₂ O ₅	0,17	0,03	0,03	н/о	н/о	0,02	н/о	0,03	0,09	0,05	н/о	0,05	н/о	н/о	0,03	0,03	н/о	н/о	н/о	0,11	н/о	0,08
SO ₃	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
S	н/о	0,14	0,10	н/о	н/о	0,08	н/о	0,08	2,01	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
CO ₂	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
H ₂ O ⁻	0,52	0,12	0,20	н/о	н/о	0,06	0,31	0,09	0,50	0,40	0,19	0,19	1,52	0,20	0,60	0,20	0,24	0,28	0,51	0,29	0,18	0,28
П. п. п.	8,32	4,35	6,11	5,88	5,85	2,10	3,96	3,15	9,13	5,89	3,10	5,28	5,22	5,23	4,29	2,60	3,32	2,43	5,43	3,02	6,75	3,67
Сумма	100,33	100,50	100,31	100,29	100,02	100,15	100,23	100,34	100,86	100,19	100,47	99,57	100,18	99,67	100,07	100,47	99,92	100,47	99,88	100,31	99,84	100,53
f _{общ}	18,40	22,30	22,60	25,80	23,30	20,40	20,80	21,40	26,10	20,70	24,90	24,30	23,80	23,60	27,40	21,10	23,30	24,30	24,80	23,40	20,60	21,80

Параметры, по Н.Д. Соболеву																						
b	54,00	49,10	50,50	52,20	52,20	48,90	49,70	50,50	54,70	54,40	47,70	45,80	52,00	47,50	48,70	46,30	48,20	47,50	50,10	47,40	49,70	51,60
2c	5,40	6,90	7,10	5,50	5,60	6,90	5,60	6,40	2,40	2,90	8,30	10,60	4,60	9,30	4,90	9,00	6,50	6,60	8,00	5,60	8,80	5,00
s	40,60	44,00	42,40	42,30	42,20	44,20	44,70	43,10	42,90	42,70	44,00	43,60	43,40	43,20	46,40	44,70	45,30	45,90	41,90	47,00	41,50	43,40
z	42,30	16,60	26,40	31,30	32,00	14,90	15,60	23,80	36,40	36,40	12,40	7,40	27,30	14,30	7,10	5,40	9,50	5,30	26,60	1,50	26,80	25,80
y	44,30	39,90	40,50	46,40	39,90	41,60	46,20	42,20	52,60	40,00	52,80	66,00	34,80	65,10	70,90	61,90	65,50	52,90	26,50	31,50	60,00	67,20
x	13,40	43,50	33,10	22,30	28,10	43,50	38,20	34,00	11,00	23,60	34,80	26,60	37,90	20,60	22,00	32,70	25,00	41,80	46,90	67,00	13,20	7,00
h	32,20	17,90	25,90	27,10	33,20	13,80	22,20	15,30	40,10	27,70	14,30	32,80	24,20	30,50	30,80	9,90	15,30	27,30	31,50	20,70	27,80	9,90
M/F	4,40	3,50	3,50	2,80	3,30	3,90	3,80	3,70	2,80	3,80	3,00	3,10	3,20	3,20	2,70	3,80	3,30	3,10	3,00	3,30	3,90	3,40

Параметры, по А.Н. Заварицкому																						
a	0,70	1,50	1,20	1,80	2,10	1,00	1,10	1,40	0,30	0,80	3,00	1,30	0,90	1,20	3,00	1,20	1,60	2,60	1,10	1,80	0,40	1,40
c	2,20	2,60	2,80	1,80	1,60	2,90	2,20	2,40	0,90	0,80	2,50	4,80	1,80	4,20	0,80	3,30	2,50	1,90	3,50	1,90	3,10	1,60
b	55,70	51,00	52,60	53,70	53,80	50,70	51,20	52,30	55,50	55,40	50,00	48,50	53,20	49,70	50,00	49,00	49,90	49,30	52,10	48,90	54,20	53,20
s	41,40	44,90	43,40	42,70	42,50	45,40	45,50	43,90	43,30	43,00	44,50	45,40	44,10	44,90	46,20	46,50	46,00	46,20	43,30	47,40	42,30	43,80
c'(a')	1,70	15,00	9,60	6,60	9,30	14,70	13,60	10,90	3,30	8,90	11,10	2,80	14,00	1,30	8,80	7,70	7,00	16,00	14,60	28,90	4,30	0,60
m'	80,00	66,00	70,20	69,20	69,40	67,90	68,40	70,00	71,40	72,30	66,70	73,60	66,00	75,40	66,10	72,80	71,40	63,60	64,10	54,50	76,00	77,80
f'	18,30	19,00	20,20	24,20	21,30	17,40	18,00	19,10	25,30	18,80	22,20	23,60	20,00	23,30	25,10	19,50	21,60	20,40	21,30	16,60	19,70	21,60
a/c	0,30	0,60	0,40	1,00	1,30	0,30	0,50	0,60	0,30	1,00	1,20	0,30	0,50	0,30	3,80	0,40	0,60	1,30	0,30	1,00	0,10	0,90
Q	-20,6	-15,8	-18,4	-19,8	-21,0	-14,1	-13,3	-17,4	-14,9	-16,4	-19,5	-16,6	-15,4	-16,8	-14,4	-12,7	-13,5	-14,5	-19,1	-10,5	-19,3	-15,8

Примечание. *Порода:* 1 – перидотит, скв. 490, гл. 96,0 м, пр. Ж-6248, Северный уч.; 2 – то же, там же, гл. 100,0 м, пр. Ж-6249; 3 – то же, там же, гл. 291,0 м, пр. Ж-6250; 4 – то же, там же, гл. 291,7 м, пр. Ж-7223; 5 – то же, там же, гл. 295,0 м, пр. Ж-6251; 6 – то же, там же, гл. 296,0 м, пр. Ж-6252; 7 – то же, там же, гл. 296,5 м, пр. Ж-6253; 8 – то же, там же, гл. 308,0 м, пр. Ж-7224; 9 – то же, скв. 489, гл. 165,0 м, пр. 475, Северный уч.; 10 – то же, там же, гл. 166,0 м, пр. 515; 11 – то же, там же, гл. 180,0 м, пр. Ж-6025; 12 – то же, там же, гл. 182,0–184,0 м, пр. 174; 13 – то же, там же, гл. 190,0 м, пр. Ж-6026; 14 – то же, скв. 485, гл. 88,0 м, пр. Ж-6024, там же; 15 – то же, там же, гл. 88,5 м, пр. Ж-5785; 16 – то же, скв. 394, гл. 300,5–301,5 м, пр. 168, Демьяновский уч.; 17 – то же, там же, гл. 307,5 м, пр. 169; 18 – то же, скв. 12, гл. 140,5 м, пр. 184, там же [26]; 19 – серпентинит, скв. 44, гл. 306,5–316,0 м, пр. Ж-6709, там же; 20 – перидотит, скв. 117, гл. 484,0 м, пр. Ж-7061, там же; 21 – то же, скв. 146, гл. 483,5 м, пр. Ж-7054, там же; 22 – перидотит ослоденелый, скв. 462, гл. 120,0–121,5 м, пр. 161, Северный уч.; 23 – то же, скв. 464, гл. 54,5 м, пр. 432, там же; 24 – перидотит, скв. 492, гл. 231,5 м, пр. Ж-6329, там же; 25 – пироксенит оливиновый, скв. 12, гл. 65,20 м, пр. 805, Демьяновский уч.; 26 – то же, там же, гл. 73,30 м, пр. 810; 27 – то же, скв. 143, гл. 486,0 м, пр. Ж-7048, там же; 28 – то же, там же, гл. 554,0 м, пр. Ж-7050; 29 – то же, скв. 147, гл. 383,0 м, пр. 771, там же; 30 – то же, там же, гл. 383,5 м, пр. Ж-7053; 31 – то же, там же, гл. 395,0 м, пр. 779; 32 – то же, скв. 394, гл. 293,0 м, пр. 502, там же; 33 – то же, там же, гл. 306,5 м, пр. 169; 34 – то же, скв. 145, гл. 182,7 м, пр. Ж-7057, там же; 35 – то же, скв. 391, гл. 208,8–210,2 м, пр. 165, там же; 36 – то же, скв. 99, гл. 290,5 м, там же [8]; 37 – то же, там же, гл. 293,0–295,0 м, пр. 162; 38 – пироксенит оливиновый ослоденелый, там же, гл. 297,0 м, пр. 491; 39 – пироксенит оливиновый, скв. 138, гл. 299,6 м, пр. 751, там же; 40 – то же, там же, гл. 411,5 м, пр. Ж-7059; 41 – то же, там же, гл. 428,0 м, пр. Ж-7058; 42 – то же, скв. 489, гл. 215,5–217,0 м, пр. 176, Северный уч.; 43 – то же, скв. 490, гл. 310,7 м, пр. Ж-7226, там же; 44 – то же, скв. 496, гл. 361,0–363,0 м, пр. 170, там же; 45 – то же, скв. 57, гл. 154,9 м, пр. Ж-2536, Первомайский уч. Анализы выполнены в химических лабораториях ПГО Донбасгеология (ан. 1–8, 11, 13–15, 19–21, 23, 24, 27, 28, 30, 34, 36, 40, 41, 43, 45) и ИГМР им. Н.П. Семеновко НАН Украины (аналитики: В.Г. Резниченко – ан. 25, 26, 29, 31, 39; Г.А. Скринник – ан. 9, 10, 32, 33 и М.Л. Шайкевич – ан. 12, 16–18, 22, 35, 37, 38, 42, 44).

гающих их гастингситоподобных роговых обманок ($f_{\text{общ}} = \text{ср. } 45,4 \%$). На диаграмме А.Н. Зава-рицкого точки составов этих пород отвечают платобазальтам или горнблендитам, а на диаграмме $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{габброидам}$ и субщелочным габброидам.

По содержанию элементов-примесей, как следует из результатов спектрального анализа, перидотиты и оливиновые пироксениты несколько отличаются друг от друга (табл. 6). Если Mn в них присутствует почти в равных количествах, то Ni и Co в перидотитах в 1,5 раза, а Cr – на 15 % больше, чем в оливиновых пироксенитах. Отношение Ni : Co в перидотитах, как и в ультрабазитах, по [3], составляет почти 10 : 1. Количество Ti в перидотитах меньше на 20 %, а V – на 10 %, что связано с различным содержанием в породах оливина, роговой обманки и магнетита. Как видно из табл. 6, Mn в реликтовых магматических породах концентрируется преимущественно в бронзите и оливине, Ni – главным образом в оливине и меньше в бронзите, роговой обманке, флогопите и магнетите, Co – в оливине и магнетите, Ti – в роговой обманке, флогопите и магнетите, V – в роговой обманке и магнетите, Cr – в магнетите, роговой обманке, флогопите и бронзите. Кроме того, в бронзите и флогопите установлен Ba, а в магнетите – Nb и Zn. В ильмените выявлены Mn, Ni, Co, V, Cr и Cu, а в хромшпинелиде – Ni, Co, Ti и V. Помимо отмеченных элементов-примесей, в перидотитах и оливиновых пироксенитах обнаружены Cu, связанная, очевидно, с сульфидами, и Sc, чаще всего встречающийся в роговых обманках. Рассеянные элементы-примеси Zn, Sn, Ba, Y, La.

Метаморфогенные ультрабазиты, представленные безоливиновыми пироксенитами и пироксеновыми амфиболитами, при почти равных содержаниях Co и Ti, по количеству других элементов-примесей заметно отличаются друг от друга. Так, в безоливиновых пироксенитах установлено на 25 % больше Ni, на 50 % – V и на 65 % Cr, что связано с более высоким содержанием в них флогопита, клинопироксена, гиперстена и повышенного количества роговой обманки, обогащенной Ni, Cr и V.

Лишь Mn в пироксеновых амфиболитах содержится на 25 % больше, чем в безоливиновых пироксенитах. Присутствие Cu связано, очевидно, с сульфидами, а Sc – с роговыми обманками. Рассеянные элементы-примеси представлены Zn, Sn, Ba, Sr и Y. Как следует из табл. 6, Mn в метаморфогенных ультрабазитах накапливался в ги-

Таблица 4. Средний химический состав ультрабазитов Мариупольского железорудного месторождения и некоторых районов распространения габбро-перидотитовой формации, %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	39,29	40,34	41,35	42,06	43,74	44,17	48,33	46,29	46,70
TiO ₂	0,33	0,20	0,36	0,34	0,45	0,28	н/о	0,64	0,77
Al ₂ O ₃	3,40	3,20	3,85	3,51	5,38	4,35	4,91	7,95	8,23
Cr ₂ O ₃	0,52	0,13	0,14	0,35	0,34	0,10	н/о	0,19	0,17
Fe ₂ O ₃	8,04	3,80	8,02	6,87	5,33	7,72	5,45	2,97	4,81
FeO	6,98	7,72	7,17	4,59	7,78	5,19	6,76	8,43	11,21
MnO	0,17	0,15	0,24	0,18	0,18	0,22	н/о	0,18	0,18
MgO	30,10	31,29	28,54	28,71	23,77	28,64	25,62	18,91	14,75
NiO	0,22	0,28	0,10	Н. оп.	0,10	0,15	н/о	0,06	0,07
CoO	0,02	н/о	н/о	– « –	0,01	н/о	– « –	0,01	0,01
CaO	2,57	3,17	4,56	4,72	6,83	4,08	5,82	9,34	9,66
Na ₂ O	0,25	0,10	0,09	0,36	0,48	0,26	0,39	0,83	1,34
K ₂ O	0,24	0,05	0,03	0,13	0,32	0,35	0,12	0,75	0,66
P ₂ O ₅	0,04	0,09	0,06	0,08	0,03	0,05	н/о	0,04	0,09
SO ₃	0,03	н/о	0,30	н/о	0,08	0,15	– « –	0,16	0,09
S	0,05	– « –	н/о	– « –	0,25	0,14	– « –	н/о	0,03
CO ₂	0,22	– « –	– « –	– « –	0,51	0,03	– « –	0,24	Сл.
H ₂ O ⁻	0,40	0,31	0,16	– « –	0,33	0,21	– « –	0,22	0,29
П. п. п.	7,59	9,55	5,02	8,00	4,61	4,16	– « –	2,59	1,42
Сумма	100,46	100,38	100,11	100,02	100,51	100,39	– « –	99,80	100,48
<i>f</i> _{общ}	20,20	16,80	22,30	18,00	23,20	19,50	20,30	25,20	37,40
<i>f</i> _о	0,51	0,31	0,50	0,57	0,38	0,60	0,42	0,24	0,28
MgO/SiO ₂	0,78	0,78	0,69	0,70	0,54	0,65	0,53	0,41	0,32
MgO/ΣFeO	2,30	2,80	2,00	2,70	1,90	2,40	2,20	1,70	0,95
<i>Параметры, по Н.Д. Соболеву</i>									
<i>s</i>	39,00	39,80	39,90	41,60	43,80	42,50	45,90	–	–
<i>2c</i>	4,30	3,80	4,40	4,30	6,50	5,00	5,50	–	–
<i>b</i>	56,70	56,40	55,70	54,10	49,70	52,50	48,60	–	–
<i>z</i>	56,10	57,40	49,70	45,30	19,20	31,20	8,80	–	–
<i>y</i>	33,20	28,90	30,70	34,30	49,70	51,40	66,20	–	–
<i>x</i>	10,70	13,70	19,60	20,40	31,10	17,40	25,00	–	–
<i>h</i>	34,70	18,30	33,30	40,20	23,70	43,20	26,50	–	–
<i>M/F</i>	4,00	4,90	3,60	4,70	3,40	4,40	3,90	3,00	1,70
<i>Петрохимические коэффициенты</i>									
<i>Cr/Al</i>	8,80	3,10	2,60	5,60	4,40	3,70	н/о	1,30	1,20
<i>Ti/Fe</i>	2,30	1,80	2,50	3,20	3,60	2,30	– « –	5,80	5,00
<i>Ti/Mg</i>	1,10	0,60	1,30	1,20	1,90	1,00	– « –	3,40	5,20
<i>Ti/Cr</i>	0,60	1,50	2,60	1,00	1,30	3,80	– « –	3,40	4,50

Примечание. Кроме того, определено С, %: ан. 3 – 0,11, ан. 6 – 0,08. Порода: 1 – перидотит, Мариупольское железорудное месторождение, *n* = 22; 2 – то же, Западное Приазовье, *n* = 4 [25]; 3 – то же, Центральное Приазовье, *n* = 5 [15]; 4 – то же, бесединский комплекс, КМА, *n* = 8 [32]; 5 – пироксенит оливинный, Мариупольское железорудное месторождение, *n* = 21; 6 – то же, Центральное Приазовье, *n* = 2 [15]; 7 – то же, Побужье, *n* = 16 [29]; 8 – пироксенит безоливиновый амфиболитизированный, Мариупольское железорудное месторождение, *n* = 13; 9 – амфиболит пироксеновый (горн-блендит), там же, *n* = 10. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГМР им. Н.П. Семененко НАН Украины.

перстене, клинопироксене и роговой обманке, Ni – во флогопите, роговой обманке и гиперстене, Co – в роговой обманке и гиперстене, Ti – во флогопите, роговой обманке и клинопироксене, V – в роговой обманке и Cr – во флогопите, роговой обманке и клинопироксене. Помимо этого, в

роговой обманке и клинопироксене установлено наличие Sc, а во флогопите – Ba и Nb. В сравнении с кларками для ультраосновных пород, по [3], перидотиты МЖМ содержат на 35 % меньше Ni и на 30 % Co. В то же время количество Ti в них превышает этот кларк в ~ 5 раз, V – в 4 и Cr – в 1,8 раза.

Таблица 5. Химический состав пироксенитов безолвиновых амфиболитов и пироксеновых амфиболитов (горнблендитов), %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
SiO ₂	43,77	48,38	43,77	46,19	48,13	48,00	42,52	47,19	43,32	47,56	47,08	47,80	48,10	43,41	48,45	46,02	46,77	47,36	46,49	47,24	46,89	46,89	47,48	46,95	44,05	46,53
TiO ₂	0,22	0,49	0,64	0,83	0,65	0,77	0,60	0,76	0,90	0,48	0,86	0,48	0,62	0,65	0,80	0,97	0,62	0,89	0,88	0,94	0,72	0,51	0,76	0,75	2,41	2,03
Al ₂ O ₃	10,45	4,50	7,60	8,40	6,84	7,05	10,99	9,67	9,33	6,42	7,66	8,00	6,42	8,03	7,20	9,22	7,54	9,59	7,91	8,83	7,50	7,75	8,73	10,32	13,35	14,20
Cr ₂ O ₃	н/о	0,38	0,19	0,15	0,29	0,21	н/о	н/о	н/о	0,02	0,22	0,21	0,08	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	0,14	0,08	0,20	0,22	0,20	0,14	0,04	н/о
Fe ₂ O ₃	1,41	3,69	3,25	1,94	3,42	1,83	5,92	3,86	3,22	3,03	2,39	2,84	1,78	5,89	4,50	5,46	7,63	8,32	5,07	2,75	3,90	3,05	1,50	3,53	6,70	1,02
FeO	7,63	4,89	8,23	10,65	9,79	8,55	6,62	6,05	9,33	8,10	11,33	9,87	8,50	14,83	9,73	11,02	10,10	9,67	11,36	11,28	11,66	12,11	10,38	10,34	9,76	15,71
MnO	0,13	0,14	0,12	0,16	0,20	0,18	0,14	0,13	0,15	0,20	0,25	0,25	0,26	0,18	н/о	н/о	н/о	н/о	0,23	0,23	0,20	0,23	0,20	0,20	0,18	0,29
MgO	23,06	18,74	20,35	17,08	19,77	16,48	20,09	15,89	16,10	22,50	18,50	18,92	18,36	12,19	13,21	13,63	16,00	13,00	16,12	16,33	15,90	15,75	15,23	13,96	7,10	5,07
NiO	н/о	0,05	0,07	0,05	0,05	0,05	н/о	н/о	н/о	0,12	0,03	н/о	0,09	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	0,09	0,08	0,05	н/о	0,05	0,03	0,01	н/о
CoO	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	н/о	–	–	–	–	–	–	–	–	н/о	–	–	–	–	–	–
CaO	6,52	15,05	7,93	9,67	6,35	13,76	6,38	12,26	10,08	5,52	7,95	8,17	11,75	10,86	12,82	9,50	8,75	9,24	8,38	9,25	9,40	9,12	9,32	10,04	9,59	10,89
Na ₂ O	0,27	0,66	0,71	1,21	1,03	1,23	0,62	0,75	0,90	0,44	1,16	1,06	0,80	1,06	1,72	1,69	1,21	1,33	1,17	1,10	1,30	1,54	1,30	1,68	2,38	2,58
K ₂ O	0,23	0,34	2,30	1,87	1,29	0,61	0,28	1,49	4,60	2,66	0,41	0,20	0,78	1,00	0,25	0,74	0,48	0,34	0,45	0,40	0,47	0,64	1,82	0,27	1,44	0,74
P ₂ O ₅	н/о	0,08	0,07	0,10	н/о	Сл.	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	0,15	н/о	0,07	0,11	0,15	0,07	0,08	н/о	н/о	0,05	0,08	0,11	0,15	0,14	н/о
SO ₃	0,14	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	0,14	0,14	–	–	–	0,21	–	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	–	–	–	–	–	–	–	–
S	н/о	–	–	–	–	–	н/о	н/о	–	–	–	н/о	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
CO ₂	1,94	–	–	–	–	–	0,20	0,32	0,60	–	–	–	–	н/о	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
H ₂ O ⁻	0,27	0,05	0,90	–	–	–	0,29	0,14	0,24	0,09	0,22	0,08	0,22	0,06	0,33	0,62	0,29	0,28	0,10	–	–	–	–	–	–	–
П. п. п.	4,06	2,67	4,26	2,18	2,33	1,18	5,06	0,72	2,00	3,45	1,82	1,76	2,20	1,97	1,22	1,51	1,03	0,34	2,08	1,95	1,41	1,70	2,31	1,61	1,88	0,27
Сумма	100,10	100,12	100,40	100,49	100,43	100,37	99,92	99,60	100,15	100,55	99,70	100,00	99,96	100,23	100,34	100,53	100,49	100,44	100,47	100,46	100,01	99,84	99,89	100,33	100,43	99,64
f _{общ}	18,10	20,00	23,70	29,30	27,00	26,10	25,20	25,40	30,10	21,60	29,60	27,20	24,10	48,30	36,90	39,60	37,50	42,60	36,00	32,50	35,10	34,90	30,40	35,70	55,80	65,30
M/F	4,50	4,00	3,20	2,60	2,70	2,80	3,00	2,90	2,30	3,60	2,40	2,70	3,20	1,10	1,70	1,50	1,70	1,30	1,80	2,10	1,90	1,90	2,40	н/о	н/о	н/о

Параметры, по А.Н. Заварицкому	
a	0,90 1,70 4,50 4,80 3,90 3,10 1,70 3,50 7,90 4,20 2,80 2,30 2,50 3,60 3,70 4,40 3,00 3,20 2,90 2,70 3,20 3,80 5,10 3,80 7,50 6,70
c	6,20 1,80 2,40 7,70 2,20 2,70 6,20 4,10 1,70 1,70 3,20 3,60 2,60 2,60 3,20 2,50 3,50 3,10 4,40 3,70 4,00 3,00 2,80 2,80 4,60 5,30 6,20
b	46,00 48,50 47,40 39,70 45,10 45,40 45,00 42,50 44,90 46,60 45,40 44,80 46,30 46,50 43,50 42,70 45,50 42,00 42,00 44,50 43,60 45,00 45,10 41,90 41,10 34,20 32,00
s	46,90 48,00 45,70 47,80 48,80 48,80 47,10 49,90 45,50 47,50 48,60 49,30 48,60 46,70 50,30 49,40 48,40 50,40 48,90 49,70 48,80 48,30 50,20 50,50 53,00 55,10
c'(a')	2,80 29,10 13,50 7,30 10,30 26,70 2,80 22,50 21,00 9,00 12,00 11,80 21,80 19,70 26,50 16,80 14,30 14,60 12,70 14,40 16,50 18,40 18,20 16,60 19,20 22,30
m'	79,60 56,70 66,00 65,50 65,50 54,20 72,60 57,70 55,20 71,30 62,00 64,10 59,40 41,50 46,40 50,20 53,60 49,00 55,90 57,80 54,10 53,10 57,00 53,60 35,70 27,00
f'	17,60 14,20 20,50 27,20 24,20 19,10 24,60 19,80 23,80 19,70 26,00 24,10 18,80 38,80 27,10 33,00 32,10 36,40 31,40 27,80 29,40 28,50 24,80 29,80 45,10 50,70
a/c	0,15 1,00 1,90 0,60 1,80 1,20 0,30 0,90 4,60 2,50 0,90 0,60 1,00 1,10 1,50 1,30 1,00 0,70 0,80 0,70 1,10 1,40 1,80 0,80 1,40 1,10
Q	-14,2 -9,1 -19,9 -21,7 -12,4 -11,3 -15,4 -11,3 -26,5 -15,1 -11,6 -9,6 -10,4 -17,0 -9,3 -13,5 -12,3 -10,0 -10,0 -11,7 -10,0 -11,8 -13,8 -12,6 -11,2 -9,4

Примечание. Кроме того, определено, %: в ан. 6 – 0,10 SiO и 0,03 ZrO; ан. 25 – 0,09 F. Порода: 1 – пироксенит безолвиновый амфиболитовый, скв. 496, гл. 370,0–372,0 м, пр. 171, Северный уч.; 2 – то же, скв. 490, гл. 308,8 м, пр. Ж-7225, там же; 3 – то же ослодненный, там же, гл. 345,5–345,8 м, пр. Ж-7228; 4 – то же, там же, гл. 368,5 м, пр. Ж-7230; 5 – то же, скв. 483, гл. 216,2 м, пр. Ж-7067, там же; 6 – пироксенит безолвиновый амфиболитовый, скв. 49, гл. 311,0 м, пр. 196, Демьяновский уч. [26]; 7 – то же, скв. 99, гл. 299,5–301,5 м, пр. 163, там же; 8 – то же ослодненный, там же, гл. 303,5–304,5 м, пр. 164; 9 – то же, скв. 138, гл. 306,10 м, пр. 8/68, там же; 10 – то же, скв. 143, гл. 553,0 м, пр. Ж-7051, там же; 11 – пироксенит безолвиновый амфиболитовый, скв. 354, гл. 129,0 м, пр. Ж-7014, Держинский уч.; 12 – то же, скв. 402, гл. 76,0 м, пр. 393, Демьяновский уч.; 13 – то же, скв. 38, гл. 140,5 м, пр. Ж-7060, Юрьевский уч.; 14 – амфиболит пироксеновый (горнблендит), скв. 12, гл. 152,0 м, пр. 187, Демьяновский уч.;

15 – то же, скв. 49, гл. 294,4–295,4 м, пр. Ж-654, там же; 16 – то же, там же, гл. 295,4–298,4 м, пр. Ж-655; 17 – то же, там же, гл. 298,4–300,7 м, пр. Ж-656; 18 – то же, там же, гл. 304,9–308,0 м, пр. Ж-659; 19 – то же, скв. 354, гл. 90,0 м, пр. Ж-7012, Дзержинский уч.; 20 – то же, там же, гл. 110,0 м, пр. Ж-7013; 21 – то же, скв. 391, гл. 200,5 м, пр. 497, Демьяновский уч.; 22 – то же, скв. 480, гл. 126,0–127,0 м, пр. Ж-25^а-68, Северный уч.; 23 – то же, ослоденелый, скв. 490, гл. 325,8–326,1 м, пр. Ж-7227, там же; 24 – кристаллический сланец двупироксен-роговообманково-плаггиоклазовый, скв. 138, гл. 301,8 м, пр. 68, Демьяновский уч.; 25 – то же биотит-двупироксен-роговообманково-плаггиоклазовый, скв. 147, гл. 423,0 м, пр. 792, там же; 26 – то же биотит-двупироксен-роговообманково-плаггиоклазовый, скв. 19, гл. 82,5 м, пр. 822, Дзержинский уч. Анализы выполнены в химических лабораториях ПГО Донбасгеология (ан. 2–5, 10, 11, 13, 15–20, 22, 23) и ИГМР им. Н.П. Семеновко НАН Украины (аналитики: М.И. Ерохина – ан. 6; Б.В. Мирская – ан. 9; В.Г. Резниченко – ан. 14, 25, 26; Г.А. Скринник – ан. 21, 24; А.А. Стрыгина – ан. 12 и М.Л. Шайкевич – ан. 1, 7, 8).

Подобная тенденция неоднократно отмечалась и для ультрабазитов Западного и Центрального Приазовья, которые претерпели регрессивный метаморфизм в более низкотемпературных условиях (эпидот-амфиболитовая фация) [15, 25]. Повышенное содержание в перидотитах Ti и V так же, как и Al₂O₃, CaO и щелочей свидетельствует об интенсивной амфиболизации рассматриваемых пород и подтверждает принадлежность их к ультрафербазитам (габбро-перидотитовая формация). Довольно высокое содержание Cr в перидотитах и оливиновых пироксенитах, возможно, связано со спецификой расплава, за счет которого образовались данные породы. По данным А.Б. Фомина [29], в перидотитах МЖМ выявлены, г/т: 0,023 Pt и 0,016 Pd, а в оливиновых пироксенитах – 0,02 Pt и 0,019 Pd.

Метаморфизм ультрабазитов. Ультрабазиты МЖМ находятся в тесной пространственной и парагенетической связи с вмещающими основными кристаллическими сланцами (метабазитами) и пироксено-магнетитовыми кварцитами. Эти породы образуют мафит-ультрамафит-железистую серию (формацию), впервые выделенную Б.Г. Яковлевым и др. в 1982 г. [34]. В мафит-ультрамафитовом комплексе, как уже отмечалось, наблюдается сложная метаморфическая зональность, направленная в сторону вмещающих основных кристаллических сланцев. Исходные – дометаморфические гипербазиты (перидотиты: Ol + Opx ± Cpx ± Sp и оливиновые пироксениты: Ol + Sp + Opx ± Cpx + Hbl) слагают в ультрамафитовых образованиях метаморфического генезиса реликтовые ядра, частично сохраняющие признаки магматического генезиса, которые симметрично окаймляются метаморфогенными ультрамафитами; последние нередко постепенно переходят в основные кристаллические сланцы (мафитовые гранулиты). О магматической природе исходных гипербазитов свидетельствуют неизменные в процессе метаморфизма фазовые взаимоотношения в твердых растворах пироксенов. Так, в клинопироксене встречаются продукты бинодального распада, представленные ламеллами ортопироксена.

Распределение Mg и Fe между матрицей клинопироксена и включениями ортопироксена отвечает изотерме двупироксен-роговообманковой субфации гранулитовой фации метаморфизма. Распавшиеся и гомогенные хромшпинелиды и магниезиальные оливины в реликтовых гипербазитах с парагенезисами Ol + Opx ± Cpx ± Sp позволяют относить их к останцам первичномагматических образований.

Ультрамафиты оторочек представлены исключительно метаморфогенными породами; в их образовании важную роль играли явления силификации, происшедшие, очевидно, в два этапа. Более ранний связан с возникновением химических градиентов между обособлениями ультраосновного состава и вмещающими мафитами и пироксено-магнетитовыми кварцитами в процессе регионального метаморфизма доэндербитового этапа. Другой этап силификации тесно связан с образованием эндербитовых мигматитов. Метаморфогенные ультрамафиты совершенно не содержат первичных черт исходного состава и полностью сложены парагенезисами метаморфических минералов. К таким новообразованным породам принадлежат безоливиновые, часто двупироксеновые, иногда флогопитизированные, амфиболизированные пироксениты (Opx + Cpx + Hbl ± Phl) и бесплаггиоклазовые пироксеновые, местами ослоденелые амфиболиты типа горнблендитов (Hbl + Cpx + Opx ± Phl) и родственные им образования. Иногда отмечаются и некоторые другие типы зональности в строении этих комплексов, связанные с проявлениями регрессивного метаморфизма амфиболитовой, реже эпидот-амфиболитовой фации. В составе зон метаморфогенных ультрамафитов некоторые составляющие метаморфо-метасоматической колонки могут отсутствовать (табл. 1), а иногда может отсутствовать и гипербазитовое ядро. Это могло происходить при метаморфизме маломощных обособлений. Центральная часть таких зон сменяется оливиновыми пироксенитами, в которых исходный гипербазит нередко распознается по реликтам темнокоричневых хромшпинелидов; последние иногда присутствуют в породе вместе с

Таблица 6. Элементы-примеси в ультрабазитах и слагающих их минералах, г/т

Порода	Mn	Ni	Co	Ti	V	Cr	Прочие
Перидотиты ($n = 39$)	1500–3000 2320	900–2100 1290	40–300 135	400–3300 1450	60–350 165	1600–7000 3500	Cu – 20, Pb, Sc – 50, Zn, Sn, Ba, Y, La
Оливиновые пироксениты ($n = 31$)	1000–4000 2240	300–1280 840	20–200 95	800–3320 1740	80–300 180	1250–6000 3015	Cu – 85, Sc – 30, Ba, Y, Sn
Бронзит ($n = 8$)	1500–3000 1880	300–800 470	30–100 70	100–200 130	6–30 17	100–1000 480	Cu – 6, Sc – 5, Ba – 100–300
Оливин ($n = 4$)	1000–2000 1380	3000–5000 3750	100–300 190	30–200 110	5–10 8	10–40 25	Cu – 5, Ba до 40, Y
Роговая обманка ($n = 6$)	200–600 490	250–1000 530	20–100 45	1000–6000 2320	30–200 120	1500–6000 3200	Cu – 7, Sc – 26, Sn
Флогопит ($n = 1$)	50	1000	30	5000	30	3000	Cu – 2, Sc – 6, Ba до 300
Магнетит ($n = 6$)	100–500 400	200–1000 740	40–100 65	200–6000 3870	50–1000 480	600–10000 6100	Cu – 21, Nb – до 60, Zn до 300, Ba
Ильменит ($n = 2$)	3000–4000 3500	300–400 350	30–60 45	>30000 –	300–500 400	3000–5000 4000	Cu – 50
Хромшпинелид ($n = 2$) [17]	–	630	50	1400	250	–	–
Пироксениты амфиболизо- ванные безоливиновые ($n = 8$)	1000–2000 1380	300–680 500	40–100 55	2000–5000 3440	140–400 305	700–4800 2420	Cu – 51, Sc – 50, Zn, Sn, Ba, Y
Амфиболиты пироксеновые ($n = 7$)	600–2500 1730	100–600 405	20–100 50	1000–6000 3350	60–350 208	500–4000 1840	Cu – 15, Pb – 20, Sc – 29, Ba, Y, Sr
Гиперстен ($n = 2$)	1000–6000 3500	30–300 165	20–100 60	30–600 315	0–20 10	60–200 130	Cu – 10
Диопсид ($n = 2$)	1000–2000 1500	50–100 75	10–30 20	300–600 450	10–100 55	200–500 350	Cu – 30, Sc до 100
Роговая обманка ($n = 2$)	1000	200–300 250	50–100 75	3000–5000 4000	150–500 325	500–1000 750	Cu – 6, Sc до 100
Флогопит ($n = 1$)	60	500	30	6000	80	3000	Cu – 2, Sc – 5, Ba – 500, Nb – 150

Примечание. В числителе – пределы колебаний, в знаменателе – средние значения. Минералы: бронзит, оливин, роговая обманка, флогопит, магнетит, ильменит и хромшпинелид суммарно характеризуют перидотиты и оливиновые пироксениты, а минералы: гиперстен, диопсид, роговая обманка и флогопит – амфиболизированные безоливиновые пироксениты и пироксеновые амфиболиты. Количественные определения элементов выполнены в спектральной лаборатории ИГМР им. Н.П. Семененко НАН Украины.

новообразованными зелеными магнезиально-железистыми шпинелями.

Соотношение минералов в метаморфогенных ультрамафитах обычно характеризуется значительными колебаниями, тесно связанными с положением породы относительно реликта исходного гипербазита. Реакционные взаимоотношения мафитов, среди которых обычно преобладают гиперстен-роговообманковые разности, и перидотитов сопровождаются разрастанием зон безоливиновых дупироксеновых амфиболизированных пироксенитов и пироксеновых амфиболитов. Зональность ультрамафитовых тел обусловлена многостадийными процессами перекристаллизации, когда внешние зоны последовательно накладываются на внутренние. Наложение зон (в

направлении базита) друг на друга происходит в условиях локальной подвижности Na, Mg и Ca. Вполне вероятно и некоторая подвижность Al, которая реализуется за счет вытеснения его при кристаллизации роговой обманки. Развитие зональности связано с первичной неоднородностью базит-гипербазитового комплекса. На границе базита и гипербазита возникали химические градиенты и химические реакции протекали в направлении выравнивания составов пород [37].

Одним из наиболее чувствительных индикаторов наложенных метаморфо-метасоматических процессов является роговая обманка. Возрастание содержания Na в системе существенно расширяет поле ее стабильности. В направлении от гипербазита к основным кристаллическим сланцам умень-

Таблица 7. Температура кристаллизации реликтовых магматических перидотитов и *PT*-параметры метаморфизма магматических и метаморфогенных ультрабазитов и основных кристаллических сланцев

Номер пробы	Парагенезис	<i>T</i> , °C									<i>P</i> _{общ} , <i>n</i> ·10 ⁸ Па		
		Ol-OPx	OPx-Gr	OPx-CPx			OPx-Hbl	CPx-Hbl	CPx-Phl	Hbl-Pl	OPx-Gr	Hbl ^{Al}	
		[24]	[21]	[21]	[30]	[36]	[21]	[21]	[21]	[21]	[21]	[40]	
165	Ol _{17,5} – OPx _{18,3} ± CPx – Hbl _{14,3}	1045					830						5,4
184	Ol _{16,1} – OPx _{16,3} ± CPx – Hbl _{15,3}	990					910						5,6
108/65	Ol _{16,7} – OPx _{17,1} ± CPx – Sp ₃₀	960											
5/68	OPx _{65,4} – Gr _{88,6} – Pl		640									5,9	
8/68	OPx _{34,6} – CPx _{22,3} – Hbl – Phl _{30,6}			670	650	920			750				
196	OPx _{32,8} – CPx _{21,2} – Hbl _{26,0}			680	650	740	740	790					4,9
10/68	OPx _{52,0} – CPx _{38,4} – Hbl _{55,1} – Pl ₄₅			700	740	850		730		640			7,1
822	OPx _{63,6} – CPx _{49,6} – Hbl – Pl			690	750	870							
162	Ol – OPx _{18,8} ± CPx – Hbl _{14,6}						800						4,3
187	OPx – CPx _{34,4} – Hbl _{46,0}							750					5,5
146	OPx – CPx _{37,6} – Hbl _{49,7} – Pl							740					6,7
78	OPx – CPx _{19,4} – Hbl – Phl _{22,6}								720				
68	OPx _{42,0} – CPx _{25,1} – Hbl _{31,4} – Pl ₄₀							740		610			6,7

Примечание. Символы минералов в табл. 7 и в тексте: Gr – гранат, CPx – клинопироксен, Ol – оливин, OPx – ортопироксен, Pl – плагиоклаз, Hbl – роговая обманка, Sp – шпинель, Phl – флогопит.

шается содержание чермакитовой (± эденит) роговой обманки и увеличивается количество гастингситовой, при этом непрерывно возрастает сопряженная $f_{общ}$ сосуществующих железисто-магнезиальных минералов. Происхождение реакционно-метаморфической зональности связывается с условиями ранних ступеней регионального метаморфизма двупироксен-роговообманковой субфации гранулитовой фации (температура, очевидно несколько завышенная, 850–870 °C, парциальное давление воды 28–39 МПа [36]. Метаморфизм гипербазитов на самых высоких температурных ступенях двупироксен-роговообманковой субфации гранулитовой фации протекал без существенных изменений химического состава пород.

Согласно установленной зависимости коэффициента Fe/Mg распределения между Ol и OPx в перидотитах (пр. 165, 184 и 108/65) от температуры (при (Fe/Mg)OPx = 0,1–0,2), кристаллизация исследованных пород происходила при температуре 960–1000 °C, ср. 980 °C [20]. Судя по Ol-OPx геотермометру [24], равновесие между этими минералами отвечает температуре 960–1045 °C, ср. 998 ≈ 1000 °C, что вполне согласуется с приведенными выше данными. Глубинность кристаллизации магмы по равновесию Ol + OPx и Ol + OPx + Sp [39, 41] оценивается примерно в 6 км, а давление — в 2·10⁸ Па [38].

Все магматические и метаморфические породы района исследований подверглись высокотем-

пературному прогрессивному региональному метаморфизму гранулитовой фации. По данным двупироксеновой геотермометрии, равновесие OPx–CPx (табл. 7) для безоливиновых метаморфогенных пироксенитов (пр. 8/68 и 196), по данным разных исследователей [21, 30, 36] устанавливалось при температуре в среднем 718–720 °C. Несколько более высокие значения температуры для этого же парагенезиса, по данным [21, 30, 36], получены для вмещающих гипербазиты основных кристаллических сланцев (пр. 10/68 и 822). Эта температура в среднем достигала 767–770 °C. Таким образом, температура регионального метаморфизма гранулитовой фации (двупироксен-роговообманковая субфация) безоливиновых метаморфогенных пироксенитов и основных кристаллических сланцев не превышала 720–770 °C.

На регрессивном этапе регионального метаморфизма в условиях амфиболитовой фации в процессе интенсивной амфиболитизации и частичного ослюденения исследованные породы претерпели метаморфическую гидратацию. Снижение параметров метаморфизма (прежде всего температуры) фиксируется лишь единичными геотермометрами: для основных кристаллических сланцев: OPx–Gr, пр. 5/68 – 640 °C [21] и Hbl–Pl (пр. 10/68 и 68) ср. – 625 °C. В основном же, геотермометры регрессивного этапа амфиболитовой фации фиксируют довольно высокий температурный уровень наложенного метаморфизма, кото-

рый нередко превышает температуру прогрессивного этапа гранулитовой фации (табл. 7). Высокая температура, в частности, зафиксирована геотермометрами $ORx-Hbl$ и $CRx-Hbl$ для реликтовых магматических перидотитов и оливиновых пироксенитов (пр. 162, 165, 184) – ср. $850\text{ }^{\circ}\text{C}$ [21], а также для метаморфогенных безоливиновых пироксенитов (пр. 187, 196) и основных кристаллических сланцев (пр. 10/68, 68, 146) – ср. $755\text{--}760\text{ }^{\circ}\text{C}$ [21]. Несколько меньшие значения температуры по равновесию $CRx-Phl$ получены для безоливиновых ослюденелых пироксенитов (пр. 8/68, 78) – ср. $735\text{--}740\text{ }^{\circ}\text{C}$ [21]. Таким образом, температура наложенного метаморфизма по $ORx-Hbl$, $CRx-Hbl$ и $CRx-Phl$ геотермометрам, вполне сопоставима со значениями, полученными по двупироксеновому геотермометру, что может указывать на довольно высокие термодинамические параметры регрессивного метаморфизма, при которых формировались указанные выше парагенезисы. Высокая температура регрессивного метаморфизма мета-ультрабазитов установлена не только на МЖМ, но и в других районах Приазовья (бассейн р. Лозоватка, Корсак-Могила и др.). Согласно $ORx-Gt$ геобарометру [21] и геобарометру Холлистера [40], общее давление, при котором происходило формирование метаморфогенных ультрабазитов МЖМ, достигало $(6\text{--}7)\cdot 10^8$ Па (табл. 7).

При понижении температуры в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фации ультрабазиты подвергались интенсивным процессам метаморфической гидратации, в результате чего оливины, особенно в тектонически ослабленных зонах, были в значительной степени серпентинизированы (хризотил, антигорит), иногда вплоть до образования типичных серпентинитов. Ортопироксен при этом часто замещается баститом. Флогопитизация ультрабазитов, вероятно, связана не столько с внедрением жил пегматитов и гранитов, сколько с широко проявленными процессами эндербитизации и гранитизации. На наиболее позднем и низкотемпературном гидротермально-метасоматическом этапе в зонах повышенной тектонической активности образовались хлорит, тальк, карбонат (магнезит, доломит) и сульфиды.

Литература

1. Богатиков О.А., Васильев Ю.Р., Дмитриев Ю.И. и др. Магматические горные породы. Ультраосновные породы. М.: Наука, 1988. Т. 5. 508 с.
2. Вальтер А.А. Мінеральний склад, розподіл магнію та заліза й умови рівноваги олівін-пироксенових порід Маріупольського залізорудного родовища. *Доп. АН УРСР, сер. Б.* 1972. № 4. С. 297–300.
3. Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. *Геохимия.* 1962. № 7. С. 555–571.

Выводы. 1. На основе 70 химических анализов пород и более 40 анализов породообразующих минералов детально изучены минеральный и химический состав, происхождение и условия метаморфизма ультрабазитов МЖМ.

2. Установлено, что ультрабазиты характеризуются зональным строением, которое выражается в симметричном развитии метаморфической оторочки между вмещающими метабазитами и пироксено-магнетитовыми кварцитами, с одной стороны, и реликтовым магматическим гипербазитом, с другой. Метаморфогенные ультрамафиты не сохраняют первичных черт исходного состава. К ним относятся безоливиновые пироксениты и пироксеновые амфиболиты типа горнблендитов, которые нередко постепенно переходят в основные кристаллосланцы.

Происхождение зональности связывается с условиями ранних ступеней регионального метаморфизма двупироксен-роговообманковой субфации гранулитовой фации. Температура метаморфизма безоливиновых пироксенитов и основных кристаллосланцев не превышала $720\text{--}770\text{ }^{\circ}\text{C}$, а общее давление – $(6\text{--}7)\cdot 10^8$ Па.

3. Реликтовые магматические породы представлены перидотитами (гарцбургитами и лерцолитами) с переменной $f_{\text{общ}}$ (17,8–24,9, ср. 20,2 %) и умеренной, реже несколько повышенной основностью ($M/F = 3,0\text{--}4,6$, ср. 4,0). Оливиновым пироксенитам (оливиновым вебстеритам) свойственны меньшая основность ($M/F = 2,7\text{--}3,9$, ср. 3,4) и более высокая $f_{\text{общ}}$ (20,4–27,4, ср. 23,2 %).

4. Постоянное присутствие в ультрабазитах TiO_2 , Al_2O_3 , CaO и щелочей, повышенная $f_{\text{общ}}$ и относительно невысокие значения отношения M/F , Cr/Al свидетельствуют о принадлежности перидотитов и оливиновых пироксенитов к ультрафербазитам – продуктам дифференциации базальтовой магмы (габбро-перидотитовая формация).

5. По особенностям химизма ($f_{\text{общ}}$, M/F , MgO / SiO_2 , $MgO / \Sigma FeO$, $Na_2O + K_2O$) ультрабазиты МЖМ занимают промежуточное положение между магнезиальными и железистыми ультрабазитами гранулит-гнейсовых областей, заметно тяготея к последним.

4. Глевасский Е.Б. Восточно-приазовская провинция. Железисто-кремнистые формации Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1978. Т. 1. С. 306–325.
5. Дир У.А., Хауи Р.А. Зусман Дж. Породообразующие минералы. М.: Мир, 1965. Т. 2. 406 с.
6. Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.Н., Кривенко А.П., Кутолин В.А. Породообразующие пироксены. М.: Наука, 1971. 453 с.
7. Закруткин В.В. Об эволюции амфиболов при метаморфизме. *ЗВМО*. 1968. **97**, № 1. С. 13–23.
8. Зарицкий А.И. Каньгин Л.И., Кирикилица С.И. и др. Железисто-кремнистая формация докембрия Мариупольского рудного поля. М.: Недра, 1974. 151 с.
9. Каляев Г.И., Крутиховская З.А., Рябенко В.А. и др. Тектоника раннего докембрия Украинского щита. Региональная тектоника раннего докембрия СССР. Л.: Наука, 1980. С. 18–32.
10. Каталог изотопных дат пород Украинского щита / Н.П. Щербак, В.Г. Злобенко, Г.В. Жуков и др. Киев: Наук. думка, 1978. 223 с.
11. 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.
12. Костюк Е.А. Статистический анализ и парагенетические типы амфиболов метаморфических пород. М.: Наука, 1970. 312 с.
13. Кравченко Г.Л. Природа Мангуської магнітної аномалії Південно-Східного Приазов'я. *Геол. журн.* 1961. **21**, № 4. С. 41–51.
14. Кравченко Г.Л., Кривонос В.П. Эвлизиты Зачатьевской магнитной аномалии (Восточное Приазовье). *Геол. журн.* 1992. № 1. С. 14–26.
15. Кравченко Г.Л., Русаков Н.Ф. Новые данные об ультрабазитах Центрального Приазовья. *Геохимия и рудообразование*. 2017. Вып. 38. С. 15–32.
16. Кравченко Г.Л., Фомин О.Б. Деякі геохімічні особливості ультрабазитів Маріупольського залізорудного родовища. *Доп. АН УРСР, сер. Б.* 1973. № 4. С. 229–302.
17. Кравченко Г.Л., Фомин О.Б. Элементы-домішки в мінералах ультрабазитів Маріупольського залізорудного родовища. *Доп. АН УРСР, сер. Б.* 1973. № 7. С. 591–594.
18. Кривдік С.Г., Кравченко Г.Л., Томурко Л.Л. та ін. Петрологія і геохімія чарнокітоїдів Українського щита. Київ: Наук. думка, 2011. 215 с.
19. Кривонос В.П., Каньгин Л.И., Джелген Е.И. О роли ультрабазитов в разрезе Мариупольского железорудного месторождения. *Степановские чтения: тез. докл. геол. конф.* Артемовск, 1969. С. 147–148.
20. 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.
21. Перчук Л.Л. Равновесия породообразующих минералов. М.: Наука, 1970. 320 с.
22. Сироштан Р.И., Половко Н.И., Кравченко Г.Л., Спивак С.Д. Флогопиты Украинского щита. Препринт ИГФМ АН УССР. Киев, 1975. 70 с.
23. Соболев Н.Д. К петрохимии ультраосновных горных пород. *Геохимия*. 1959. № 8. С. 679–695.
24. Сутурин А.Н. Геохимия гипербазитов Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1978. 141 с.
25. Усенко И.С. Основные и ультраосновные породы Западного Приазовья. Киев: Изд-во АН УССР, 1960. 177 с.
26. Усенко И.С., Кравченко Г.Л., Хмарук Т.Г. Ультрабазиты Мариупольского железорудного месторождения. *Геол. журн.* 1970. № 3. С. 35–47.
27. Усенко И.С., Щербаков И.Б., Сироштан Р.И. и др. Метаморфизм Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1982. 308 с.
28. Ушакова Е.Н. Биотиты метаморфических пород. Новосибирск: Наука, 1971. 346 с.
29. Фомин А.Б. Геохимия гипербазитов Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1984. 232 с.
30. Фонарев В.И., Графчиков А.А. Двупироксеновый геотермометр. *Минерал. журн.* 1982. **4**, № 5. С. 3–12.
31. Харагезов М.К., Бойчук М.Д., Зарицкий А.И. и др. К характеристике Мариупольского железорудного месторождения. *Разведка и охрана недр*. 1967. № 9. С. 15–19.
32. Чернышов Н.М., Бочаров В.Л., Фролов С.М. Гипербазиты КМА. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1981. 252 с.
33. Юрк Ю.Ю., Лебедев Ю.С., Лучинская Г.Л. Чарнокитовая серия Мариупольского рудного района. *Тез. докл. регион. петрографич. совещ. по магматизму Балтийского щита*. Апатиты, 1968. С. 89–92.
34. Яковлев Б.Г., Кравченко Г.Л., Никулина Э.А. Метаморфизм и рудоносность раннедокембрийских комплексов мафических-ультрамафических пород. *Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование*. Тез. докл. IV Межведомств. совещ. по пробл. метаморфоген. рудообраз. и V Всес. симпоз. по метаморф. Винница, 1982. С. 223–225.
35. Яковлев Б.Г., Кравченко Г.Л., Лавров П.И., Слипенченко В.В. Метабазиты и метаультрабазиты в гранулитовом комплексе Украинского щита. Гранулитовая фация Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1985. С. 25–66.
36. Яковлев Б.Г., Степченко С.Б. Минеральные равновесия и условия метаморфизма докембрийских мафитов. Киев: Наук. думка, 1985. 224 с.
37. Яковлев Б.Г., Литвин А.Л., Кравченко Г.Л., Вишневский А.А. Физико-химические условия метаморфизма мафит-ультрамафитовых пород в гранулитовом комплексе Украинского щита. *Магмат. и метаморфич. формации в истории Земли*. Новосибирск: Наука, 1986. С. 199–204.
38. Яковлев Б.Г., Кравченко Г.Л., Чубаров В.М. Оливиниты и оливиновые пироксениты гнейсо-гранулитового комплекса Приазовья – кумулятивные производные раннеархейских ферропикробазальтовых магм. Тез. докл. Иркутск, 1990. С. 121–125.
39. Helgeson H.G., Delary J.M., Bird D.K. Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals. *Amer. J. Sci.*, 1978, 278–A. P. 1–229.
40. 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 calcalkaline plattons. *Amer. Miner.* 1987. **72**, No. 3/4. P. 231–239.

41. 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 Petrology*. 1987. **28**, No. 6. P. 1169–1192.

References

1. Bogatnikov, O.A., Vasil'ev, Ju.R., Dmitriev, Ju.I. et al. (1988). Magmatic rocks. Ultrabasic rocks. Moscow: Nauka. Vol. 5. 508 p. [in Russian].
2. Valter, A.A. (1972). Mineral composition, distribution of magnesium and iron and equilibrium conditions of olivine-pyroxene rocks of Mariupol iron ore deposit. *Dop. AN URSSR, ser. B*. No. 4, pp. 297-300 [in Ukrainian].
3. Vinogradov, A.P. (1962). The average content of chemical elements in the main types of igneous rocks of the Earth's crust. *Heokhimiya*. No. 7, pp. 555-571 [in Russian].
4. Glevasskij, E.B. (1978). The Eastern Azov province. Ferruginous-siliceous formation of the Ukrainian shield. Kyiv: Naukova dumka. Vol. 1, pp. 306-325 [in Russian].
5. Dir, U.A., Haui, R.A., Zusman, Dzh. (1965). Rockforming minerals. Moscow: Mir. Vol. 2. 406 p. [in Russian].
6. Dobrecov, N.L., Kochkin, Ju.N., Krivenko, A.P., Kutolin, V.A. (1971). Rockforming pyroxenes. Moscow: Nauka. 453 p. [in Russian].
7. Zakrutkin, V.V. (1968). On the evolution of amphiboles under metamorphism. *ZVMO*. **97**, No. 1, pp. 13-23 [in Russian].
8. Zarickij, A.I., Kanygin, L.I., Kirikilica, S.I. et al. (1974). Precambrian ferruginous-siliceous formations of the Mariupol ore area. Moscow: Nedra. 151 p. [in Russian].
9. Kaljaev, G.I., Krutihovskaja, Z.A., Rjabenko, V.A. et al. (1980). Early Precambrian Tectonics of the Ukrainian Shield. Regional tectonics of the early Precambrian of the USSR. Leningrad: Nauka, pp. 18-32 [in Russian].
10. Shherbak, N.P., Zlobenko, V.G., Zhukov, G.V. et al. (1978). Catalog of isotope dates of rocks from the Ukrainian shield. Kyiv: Nauk. dumka. 223 p. [in Russian].
11. Korikovskij, S.P. (1968). The influence of external conditions on the composition and paragenesis of calcium amphiboles. Metasomatism and other issues of physico-chemical petrology. Moscow: Nauka, pp. 138-164 [in Russian].
12. Kostjuk, E.A. (1970). Statistical analysis and paragenetic types of metamorphic rocks amphiboles. Moscow: Nauka. 312 p. [in Russian].
13. Kravchenko, G.L. (1961). The nature of the Mangus magnetic anomaly of the south-east Azov Sea. *Geol. Journ.* **21**, No. 4, pp. 41-51 [in Russian].
14. Kravchenko, G.L., Krivonos, V.P. (1992). Eulzytes of the Zachatievskoy magnetic anomaly (Eastern Azov area). *Geol. Journ.* No. 1, pp. 14–26 [in Russian].
15. Kravchenko, G.L., Rusakov, N.F. (2017). New data on the ultrabasites of the Central Azov area. *Geochemistry and Ore Formation*. **38**, pp. 15-32 [in Russian].
16. Kravchenko, G.L., Fomin, O.B. (1973). Some geochemical features of ultrabasites of the Mariupol iron ore deposit. *Dop. AN URSSR, ser. B*. No. 4, pp. 229-302 [in Russian].
17. Kravchenko, G.L., Fomin, O.B. (1973). Trace elements in the ultrabasites minerals of the Mariupol iron ore deposit. *Dop. AN URSSR, ser. B*. No. 7, pp. 591-594 [in Russian].
18. Krivdik, S.G., Kravchenko, G.L., Tomurko, L.L. et al. (2011). Petrology and geochemistry of charnockitoids of the Ukrainian shield. Kyiv: Naukova dumka. 215 p. [in Russian].
19. Krivonos, V.P., Kanygin, L.I., Dzhelgen, E.I. (1969). On the role of ultrabasites in the context of the Mariupol Iron Ore Deposit. Tezysi Dokladov geol. konf. Stepanovskie chtenija. Artemovsk, pp. 147-148 [in Russian].
20. Marakushev, A.A. (1968). Influence of temperature on the equilibrium of orthopyroxene-clinopyroxene and orthopyroxene-olivine. Metasomatism and other issues of physico-chemical petrology. Moscow: Nauka, pp. 31-52 [in Russian].
21. Perchuk, L.L. (1970). Equilibria of rock-forming minerals. Moscow: Nauka. 320 p. [in Russian].
22. Siroshstan, R.I., Polovko, N.I., Kravchenko, G.L., Spivak, S.D. (1975). Phlogopites of the Ukrainian shield. Preprint IGFM AN USSR. Kyiv. 70 p. [in Russian].
23. Sobolev, N.D. (1959). To petrochemistry of ultrabasic rocks. *Heokhimiya*. No. 8, pp. 679-695 [in Russian].
24. Sutturin, A.N. (1978). Geochemistry of the hyperbasites of the Eastern Sayan. Novosibirsk: Nauka. 141 p. [in Russian].
25. Usenko, I.S. (1960). Basic and ultrabasic rocks of the Western Azov area. Kyiv: Izd-vo AN USSR. 177 p. [in Russian].
26. Usenko, I.S., Kravchenko, G.L., Hmaruk, T.G. (1970). Ultrabasites of the Mariupol Iron Ore Deposit. *Geol. Journ.* No. 3, pp. 35–47 [in Russian].
27. Usenko, I.S., Shherbakov, I.B., Siroshstan, R.I. et al. (1982). Metamorphism of the Ukrainian Shield. Kyev: Naukova Dumka. 308 p. [in Russian].
28. Ushakova, E.N. (1971). Biotites of metamorphic rocks. Novosibirsk: Nauka. 346 p. [in Russian].
29. Fomin, A.B. (1984). Geochemistry of hyperbasites of the Ukrainian shield. Kyev: Naukova dumka. 232 p. [in Russian].
30. Fonarev, V.I., Grafchikov, A.A. (1982). Two-pyroxene geothermometer. *Mineral. Journ.* **4**, No. 5, pp. 3-12 [in Russian].
31. Haragezov, M.K., Bojchuk, M.D., Zarickij, A.I. et al. (1967). To the characteristics of the Mariupol Iron Ore Deposit. *Razvedka i ohrana nedr.* No. 9, pp. 15–19 [in Russian].
32. Chernyshov, N.M., Bocharov, V.L., Frolov, S.M. (1981). Hyperbasites KMA. Voronezh. 252 p. [in Russian].
33. Jurk, Ju.Ju., Lebedev, Ju.S., Luchinskaja, G.L. The charnockitic series of the Mariupol ore district. Tezysi dokl. region. petrografich. soveshh, po magmatizmu Baltijskogo shhita. Apatity, 1968, pp. 89-92 [in Russian].
34. Jakovlev, B.G., Kravchenko, G.L., Nikulina, Je.A. (1982). Metamorphism and ore content in Early Precambrian complexes of mafic-ultramafic rocks. Regional metamorphism and metamorphogenic ore formation. *Tez. dokl. IV Mezhdovstv. soveshh. po probl. metamorfogen. rudoobraz. i V Vses. simpoz. po met-mu.* Vinnica, pp. 223-225 [in Russian].
35. Jakovlev, B.G., Kravchenko, G.L., Lavrov, P.I., Slipchenko, V.V. (1985). Metabasites and meta-ultrabasites in the granulite complex of the Ukrainian Shield. Granulite facies of the Ukrainian shield. Kyiv: Naukova dumka, pp. 25–66 [in Russian].

36. Jakovlev, B.G., Stepchenko, S.B. (1985). Mineral equilibria and metamorphism conditions of Precambrian mafites. Kyiv: Naukova dumka. 224 p. [in Russian].
37. Jakovlev, B.G., Litvin, A.L., Kravchenko, G.L., Vishnevskij, A.A. (1986). Physical and chemical conditions of mafic-ultramafic rocks metamorphism in the granulite complex of the Ukrainian Shield. Magmatic and metamorphic formations in the history of the Earth. Novosibirsk: Nauka, pp. 199–204 [in Russian].
38. Jakovlev, B.G., Kravchenko, G.L., Chubarov, V.M. (1990). Olivinites and olivine pyroxenites of the Priesoyve gneiss-granulite complex are the cumulative derivatives of the Early Archean ferropicrobasaltic magmas. *Tez. dokl. Irkutsk*, pp. 121–125 [in Russian].
39. Helgeson, H.G., Delary, J.M., Bird, D.K. (1978). Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals. *Amer. J. Sci.* 278–A, pp. 1–229.
40. Hollister, L.S. Grissom, G.C., Peters, E.K. (1987). Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calcalkaline plutons. *Amer. Miner.* 72, No. 3/4, pp. 231–239.
41. O'Neill, H., Wall, V. (1987). The olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer, the nickel precipitation curve and oxygen fugacity in the Earth's upper mantle. *Journal of Petrology.* 28, No. 6, pp. 1169–1192.

Кравченко Г.Л.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененко НАН України

Кривонос В.П., Джелген Є.І.

Приазовська КГЕ КП Південукургелогія

Нові дані про ультрабазити Мариупольського залізорудного родовища (Східне Приазов'я)

Охарактеризовано ультрабазити, що тісно асоціюють із високометаморфізованими (гранулітова фація) піроксено-магнетитовими кварцитами і основними кристалосланцями центральноприазовської серії неархея. Вони утворюють малопотужні (10–25 м) лінзовидні та пластові безкореневі синорогенні тіла без чітко виражених контактних взаємовідношень, оскільки регіональному метаморфізму всі породи були піддані одночасно. Ультрабазити характеризуються зональною будовою. Зональність обумовлена багатостадійними процесами перекристалізації, виражається в симетричному розвитку метаморфічної облямівки між вмісними metabasитами та залістими породами, з одного боку, і реліктовим ядром, що зберігає деякі особливості складу вихідних магматичних гіпербазитів (перидотитів та олівінових піроксенітів), з другого. Метаморфічні ультрамафіти не зберігають первинних рис вихідного складу і повністю складені парагенезисами метаморфічних мінералів. Вони представлені піроксенітами безолівіновими амфіболізованими і піроксеновими амфіболітами типу горнблендитів. Постійна наявність в ультрабазитах TiO_2 , Al_2O_3 , CaO та лугів, підвищена загальна залістистість і відносно невисокі відношення M/F , Cr/Al свідчать про належність перидотитів і олівінових піроксенітів до ультрафербазитів – продуктів диференціації базальтової магми (габбро-перидотитова формація). Кристалізація вихідних гіпербазитів відбувалась за $T \approx 1000$ °C, глибинність кристалізації магми становила близько в 6 км, а P – в $2 \cdot 10^8$ Па. Утворення метаморфічної зональності, вірогідно, пов'язано з умовами ранніх ступенів регіонального метаморфізму двопіроксен-роговообманкової субфації гранулітової фації ($T = 720–770$ °C, $P = (6–7) \cdot 10^8$ Па).

Ключові слова: ультрабазит, кристалосланець, метаморфізм, порода, зональність.

Кравченко Г.Л.

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the National Academy of Science of Ukraine

Kryvonos V.P., Djelgen E.I.

Pryazovska CGE SE Pyvdenukrgeologiya

Ultrabasites of the Mariupolske iron deposit: new data (the Eastern Azov area)

The ultrabasites in association with high metamorphosed (granulite facies) pyroxene-magnetite quartzites and basic crystalline schists of the Neoproterozoic Central Priazovska series are characterized. They are known as thin (10–25 m) lens-shaped and layer-like rootless synorogenic bodies without a clearly expressed contact that is considered as result of simultaneous regional metamorphism all mentioned rocks. Ultrabasites are characterized by zonal structure due to the multistage recrystallization. This structure is due to symmetric development of the metamorphic edging between hosted metabasites and ferrous rocks, on the one hand, and the relic core with some features of the initial magmatic hyperbasites (peridotites and olivine pyroxenites), on the other hand. Metamorphic ultramafites do not save peculiarities of the original composition and are completely composed by metamorphic minerals. They are represented by amphibolized olivineless pyroxenites and pyroxene amphibolites as hornblende type. The constant presence in ultrabasites of TiO_2 , Al_2O_3 , CaO and alkalis, increased iron content and relatively low ratios of M/F , Cr/Al are indicated that peridotites and olivine pyroxenites belong to ultraferrobasites - products of basic magma differentiation (gabbro-peridotite association). The crystallization of initial ultrabasites is occurred at $T \approx 1000$ °C and depth of magma crystallization is about 6 km, and P – to $2 \cdot 10^8$ Pa. The formation of metamorphic zoning is probably related with early stages of regional metamorphism in two-pyroxene-amphibole subfacies of granulitic facies ($T = 720–770$ °C, $P = (6–7) \cdot 10^8$ Pa).

Keywords: ultrabasite, crystalline schist, metamorphism, rock, zonality.

Поступила 10.11.2017