

А. Б. Фомин

Геохимия
ультрабазитов
юго-западной части
Украинского
щита

АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР
Институт геохимии и физики минералов

А. Б. Фомин

3068

Геохимия
ультрабазитов
юго-западной части
Украинского
щита

Киев „Наукова думка“ 1979



УДК 550.4:552.321.5(477)

Геохимия ультрабазитов юго-западной части Украинского щита.

Фомин А.Б. - К.: Наук. думка, 1979, - 228 с.

В монографии рассматриваются закономерности распространения, структурной приуроченности и морфологии ультрабазитовых тел, состав пород, породообразующих и рудных минералов. Основное внимание уделяется распределению петрогенных элементов, элементов группы железа, платиноидов, золота, щелочных и щелочноземельных элементов. На основании комплекса геолого-структурных, минералого-петрографических и геохимических критериев выделены две формации ультрабазитов - гипербазитовая и габбро-перидотитовая. Предложены поисково-оценочные критерии никеленосности и хромитоносности ультрабазитов.

Рассчитана на геологов и геохимиков, изучающих базит-ультрабазитовые комплексы и их рудоносность.

Ил. 47. Табл. 24. Список лит. с.215-226.

Ответственный редактор Б.Ф.Мицкевич

Рецензенты И.Б.Шербаков, М.И.Веригин

Редакция литературы о Земле

Ф 20805 - 268 269 - 79 1904020000
М221(04)-79

© Издательство "Наукова думка", 1979

О Г Л А В Л Е Н И Е

Предисловие	4
Символы минералов	6
Глава I. Геологическое строение района	7
Глава II. Геология ультрабазитовых формаций	15
Основные закономерности распространения ультрабазитов	17
Строение ультрабазитовых массивов	22
Глава III. Петрография и минералогия ультрабазитов	36
Петрография ультраосновных пород	37
Породообразующие минералы	49
Ассоциации рудных минералов	69
Глава IV. Геохимия ультрабазитов	82
Распределение петрогенных элементов	83
Распределение элементов группы железа и меди	118
Распределение платины, палладия и золота	158
Распределение щелочных элементов	166
Распределение щелочноземельных элементов	176
Геохимические ассоциации элементов	178
Глава V. Некоторые вопросы петрологии ультрабазитов	183
Глава VI. Перспективы рудоносности ультрабазитов	197
Заключение	212
Список литературы	215

ПРЕДИСЛОВИЕ

В работе рассматриваются вопросы геохимии ультрабазитов юго-западной части Украинского щита, изучением которых автор занимался в течение 1967-1977 гг. Исследование геохимии ультрабазитов неразрывно связано с решением вопросов петрологии, и поэтому в работе значительное место уделено распространению, структурной приуроченности и строению ультрабазитовых тел, характеристике вещественного состава пород и особенно химизму породообразующих и рудных минералов и формационному анализу.

Результаты геохимических исследований, а также анализ фактического материала по геологии, петрографии и минералогии позволили выделить две формации ультрабазитов - гипербазитовую и габбро-перидотитовую. При формационном анализе использован комплекс геолого-структурных, минералого-петрографических и геохимических критериев. Сопоставление исследованных ультрабазитов с мантийными и коровыми гипербазитами и габброидами позволило отнести хромитоносные гипербазиты к мантийным образованиям, а породы габбро-перидотитовой формации - к образованиям с коровым источником вещества.

Главное место в работе занимает геохимическая характеристика ультрабазитов гипербазитовой и габбро-перидотитовой формаций. Использовано 168 оригинальных химических анализов пород и 75 - минералов, около 3000 спектральных, фазовых, пробирно-спектральных и пламеннофотометрических анализов пород и минералов, которые выполнены в лабораториях ИГЧМ АН УССР. Статистическая обработка аналитических данных и расчет петрохимических коэффициентов выполнены на ЭВМ "Днепр-2" в ИГЧМ АН УССР.

С породами гипербазитовой формации Среднего Побужья связаны месторождения и рудопроявления хромитов, а в габбро-перидотитовых массивах установлена сульфидная медно-никелевая минерализация. Поэтому в работе специальный раздел посвящен оценке перспектив рудо-

ности ультрабазитов. Проведенные исследования позволили разработать поисково-оценочные критерии никеленосности и сделать вывод о перспективности дифференцированных габбро-перидотитовых массивов на выявление сульфидных медно-никелевых проявлений.

Автор глубоко признателен И.С.Усенко, Н.М.Черняшовой, А.И.Богачеву, Б.Ф.Мицкевичу, И.Б.Шербакову, А.Я.Каневскому, Г.Л.Кравченко, О.С.Егорову и Э.А.Яроцуку за содействие в выполнении работы, ценные советы и критические замечания.

СИМВОЛЫ МИНЕРАЛОВ

Акт	- актинолит	Пен	- пентландит
Би	- биотит	Пл	- плагиоклаз
Ги	- ортопироксен	Пн	- пирротин
Ли	- клинопироксен	Пт	- пирит
Куб	- кубанит	Рог	- роговая обманка
Ил	- ильменит	Сп	- серпентин
Мил	- миллерит	Фл	- флогопит
Мт	- магнетит	Хп	- халькопирит
Мт _{II}	- метаморфогенный магнетит	Хр	- хромит
Ол	- оливин	Шп	- шпинель

КОЭФФИЦИЕНТЫ

$$F = \frac{FeO + 2Fe_2O_3 + MnO}{FeO + 2Fe_2O_3 + Mn + MgO} \cdot 100$$

$$f = \frac{Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn}{Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn + Mg} \cdot 100$$

$$M/F = \frac{MgO}{FeO + 2Fe_2O_3 + MgO}$$

Глава I. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА

Юго-западная часть Украинского щита включает бассейны среднего течения Южного Буга, Роси, Горного и Гнилого Тикичей. В работах А.К.Прусса, Я.Н.Белевцева, Г.И.Каляева и других геологов этот район называется Белоцерковско-Одесской зоной. Ю.Б.Бабков и др. (1970) рекомендуют называть описываемый бассейн Роси, Горного и Гнилого Тикичей Росинско-Тикичским районом. Бассейн среднего течения Южного Буга в геологической литературе известен как Среднее Побужье.

Геологическое строение этого района рассматривается Н.И.Безбородько, В.И.Луцицким, Н.П.Семененко, И.С.Усенко, В.Г.Бондарчуком, Г.И.Каляевым, В.А.Рябенко, А.Н.Козловской и другими исследователями в работах, посвященных тектонике Украинского щита в целом. Непосредственно описание геологического строения района приводится в работах Г.К.Кужелова (1960), А.Я.Древина и др. (1967), О.Б.Гинтова (1972, 1973), П.С.Веремьева (1972), А.К.Прусса (1972). Юго-западная часть щита располагается между крупными геотектоническими структурами — Подольским блоком на западе и Кировоградским на востоке (рис.1). В этом районе выделяются Белоцерковский и Уманский блоки, которые располагаются в бассейне Роси, Горного и Гнилого Тикичей, и Хашчевато-Завальевская, Синицовская и Первомайско-Голованевская структуры. Первомайско-Голованевский и Ятранский блоки второго порядка объединяются в Голованевский блок. Граница между Белоцерковским и Голованевским блоками проходит по Тальновскому разлому.

Строение Росинско-Тикичского района изучено недостаточно ввиду широкого проявления метаморфизма и гранитизации, и представления о его геологии базируются главным образом на геофизических данных. Этот район представляет собой почти сплошное поле развития гранитоидов и мигматитов звенигородского комплекса, среди которых в виде останцов распространены метаморфизованные осадочно-эффузивные образования росинско-тикичской серии (рис. 2). Западная граница с По-

дольским блоком проходит по Брусиловскому разлому, восточная - с Кировоградским блоком по Первомайскому.

Метаморфизованные осадочно-эффузивные образования собраны в сложные крутые складки северо-западного и субмеридионального простирания. Э.В.Мельничук и П.И.Слинько (1967) на основании реконструкции догранитных толщ центральной части Украинского щита по ксенолитам осадочно-эффузивных образо-

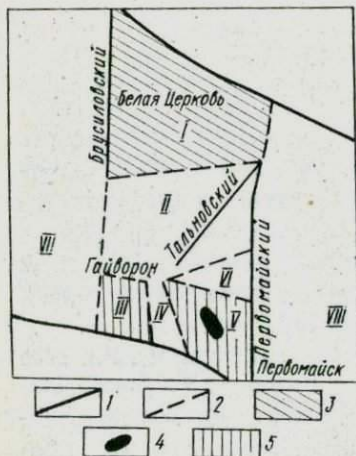


Рис.1. Схематическая карта юго-западной части Украинского щита. Границы: 1 - Украинского щита, 2 - геотектонических структур, площадей развития базит-ультрабазитовых формаций, 3 - архейской габбро-перидотитовой, 4 - нижнепротерозойской гипербазитовой, 5 - нижнепротерозойской габбро-перидотитовой. Блоки и структуры (цифры на карте): 1 - Белоцерковский, 2 - Уманский, 3 - Хашево-Завальевская, 4 - Сининовская, 5 - Первомайско-Голованевская, 6 - Ятранский, 7 - Подольский, 8 - Кировоградский.

ваний показали, что первичные породы были представлены преимущественно эффузивами. Более поздними исследованиями Т.А.Скаржинской (Батиевский и др., 1972) установлено широкое развитие аподиабазовых и аподифритовых амфиболитов, что свидетельствует о мощных излияниях лав основного состава в процессе геосинклиналиного развития района.

Стратиграфические схемы Росинско-Тикичского района приводятся в работах Ю.И.Половинкиной (1967), Е.М.Лазько и др. (1970), Н.П.Шербака и В.В.Рябокопя (1971). Суперкрупные осадочно-эффузивные образования Т.А.Скаржинская (Бабков и др., 1970) объединила в росинско-тикичскую серию, которая подразделяется на володарскую и белоцерковскую свиты. Эта серия относится к архею, мощность ее достигает 2,0 км. Белоцерковская свита сложена аподиабазовыми и аподифритовыми амфиболитами, биотит-амфиболовыми, амфиболовыми и пироксеновыми сланцами, железистыми кварцитами, реже - кальцифирами; володарская - аподиабазовыми амфиболитами, биотит-амфибол-пироксеновыми сланцами, железистыми кварцитами, реже - кальцифирами. Уль-

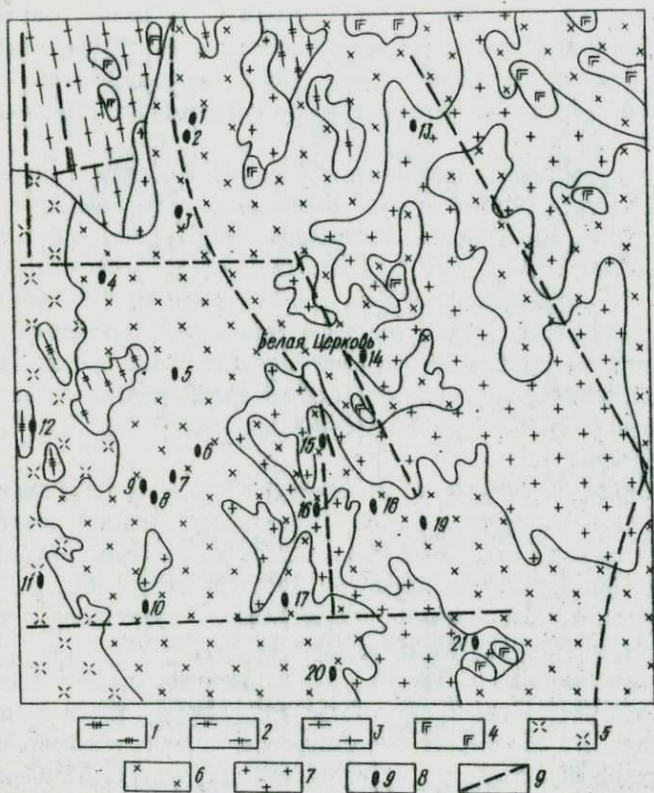


Рис. 2. Схематическая геологическая карта докембрия Росинско-Тихичского района:
 1 - гнейсы бугской серии; 2 - гнейсы росинско-тихичской серии; 3 - гнейсы тетеревской серии; 4 - амфиболиты; мигматиты и гранитоиды; 5 - подольского комплекса; 6 - звенигородского комплекса и 7 - кировоградско-житомирского комплекса; 8 - ультраосновные и основные породы габбро-перидотитовой формации; 9 - тектонические нарушения.
 Габбро-перидотитовые массивы: 1 - Юрьевский, 2 - Вильшанский, 3 - Корнинский, 4 - Каменновский, 5 - Велико-Брчиковский, 6 - Антоновский, 7 - Рубченковский, 8 - Каменновский, 9 - Чепиженский, 10 - Тележинский, 11 - Плисковский, 12 - Домантовский, 13 - Васильковский, 14 - Белоцерковский, 15 - Корневский, 16 - Озеговский, 17 - Пятигорский, 18 - Остромигильский, 19 - Петровский, 20 - Лашковский, 21 - Вотвелевский.

траметаморфические образования представлены мигматитами, плагиогранитами, гранодиоритами и диоритами звенигородского комплекса. Осадочно-эффузивные образования этого района метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации регрессивного метаморфизма (Щербаков, 1975).

Среднее Побужье располагается в бассейне среднего течения Южного Буга от г. Гайворона на северо-западе до г. Первомайска на юго-востоке (рис. 1). Геологии и строению этого района посвящены работы Л. Г. Ткачука, И. С. Усенко, Н. Т. Вадимова, Г. К. Кужелова, Э. Б. Наливкиной, Г. Г. Виноградова, О. Б. Гинтова, А. Я. Древина, Э. А. Ярошука и других исследователей. Первые наиболее детальные структурные исследования района выполнены А. Я. Древиным (Древин, 1966; Древин и др., 1967), обобщившим огромный фактический материал; впоследствии они были дополнены О. Б. Гинтовым (1969), Э. А. Ярошуком (1970) и П. С. Веремьевым (1972).

Докембрийский фундамент Среднего Побужья имеет складчато-блоковое строение. С запада на восток здесь выделяются Хашевато-Завальевский синклиниорий, Синицовская структура и Первомайско-Голованевский (Ташлинский) синклиниорий. Эти структуры I порядка усложнены складками II-IV порядков, куполовидными структурами и многочисленными тектоническими нарушениями (рис. 3).

Некоторые данные о строении района получены при глубинном сейсмическом зондировании (ГСЗ) (Соллогуб, Чекунов, Трипольский, 1972). Профиль ГСЗ пересекает вкrest простирания Первомайско-Голованевский синклиниорий около пгт Голованевска (рис. 1). По данным ГСЗ мощность земной коры составляет 45 км, западнее Тальновского разлома она увеличивается до 60 км. Четко фиксируется Тальновский глубинный разлом, который имеет крутое падение на восток и, пересекая раздел Мохоровичича, смещает его по вертикали на 15 км.

Хашевато-Завальевский синклиниорий расположен в западной части района и охватывает площадь от г. Гайворона на западе до пгт Завалья на востоке. Ширина синклинория составляет 16 км, длина превышает 25 км. Этот синклиниорий представляет собой своеобразную складчатую структуру широтного простирания, которая является тектоническим блоком, ограниченным с юга Завальевской, а с севера Гайвороновской зонами разломов (рис. 3). В строении синклинория Л. Г. Ткачуком (1940) выделены Завальевская и Хашеватская синклинали. Последняя располагается в северной части структуры и имеет широтное простирание. Длина ее достигает 25, ширина - 0,5-3 км. Угли падения пород в крыльях син-

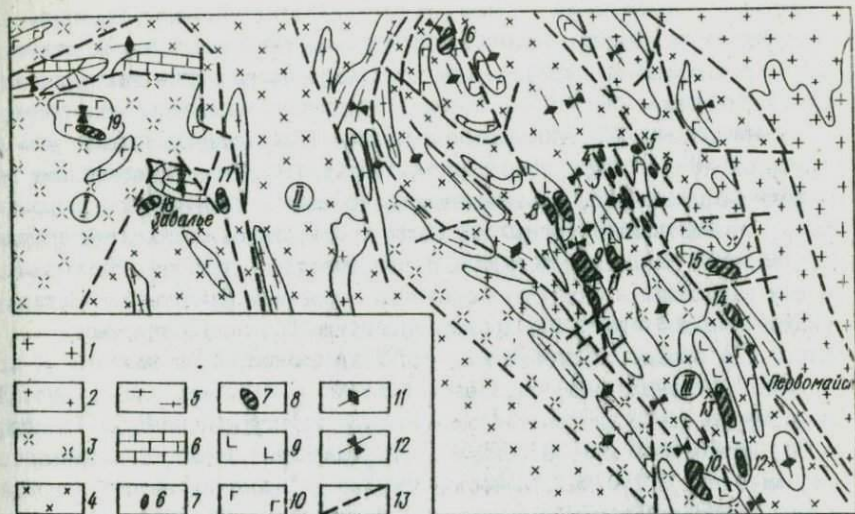


Рис. 3. Схематическая геолого-структурная карта докембрия Среднего Полужья:

I - граниты кировоградско-житомирского комплекса, 2 - аплиты-гематитовидные граниты, 3 - чарнокиты, 4 - мигматиты подольского комплекса, 5 - гнейсы бугской серии, 6 - мраморы, кальцифиры бугской серии, 7 - ультраосновные породы гипербазитовой формации, 8 - ультраосновные и 9 - основные породы габбро-перидотитовой формации, 10 - кристаллосланцы бугской серии, 11 - оси антиклинальных структур, 12 - оси синклинальных структур, 13 - тектонические нарушения; I - Хашевато-Завальевский синклиниорий, II - Синицовская структура, III - Первомайско-Голованевский синклиниорий.

Гипербазитовые хромитоносные массивы: I - Капитановский, 2 - Заводской, 3 - Буртнянский, 4 - Липовеньковский, 5 - Пушковский, 6 - Первомайский; габбро-перидотитовые массивы: 7 - Демовярский, 8 - Восточно-Лышневатский, 9 - Тарноватский, 10 - Кумаровский, 11 - Деренюхинский, 12 - Крымковский, 13 - Каменнобалковский, 14 - Подгорьевский, 15 - Лашевский, 16 - Грушковский, 17 - Завальевский, 18 - Каменноватский, 19 - Бандуровский.

иналей составляет $70-30^{\circ}$. Завальевская синклиналь расположена в юго-восточной части синклинория, имеет длину до 6 км, а максимальную ширину до 3 км. Углы падения крыльев синклинали составляют $60-85^{\circ}$. К юго-западу от нее ответвляется Каменноватская синклиналь. В центральной части синклинория расположена Бандуровская брахисинклинальная структура, площадь которой составляет 20 км^2 .

Синицовская структура расположена в бассейне Синицы между Хашевато-Завальевским и Первомайско-Голованевским синклинориями. На западе и востоке она ограничена тектоническими зонами. Ширина

структуры - от I2 до 35, длина достигает 55 км. Сложена Синицовская структура главным образом биотитовыми гнейсами и мигматитами. Особенностью ее строения является широкое развитие тектонических нарушений.

Первомайско-Голованевский синклиниорий характеризуется разнообразными по составу и условиям образования метаморфизованными осадочно-эффузивными, ультраметаморфическими и интрузивными породами, господствующим северо-западным простиранием складчатых структур, широким развитием линейных и куполовидных структур, тектонических нарушений и складчато-блоковым строением фундамента. Ширина синклинория достигает 40, протяженность до 200 км (Вознесенск - Умань). На западе он ограничивается Врадиевским, а на востоке - Первомайским разломами, на северо-востоке - Ятранским блоком (рис. I). По размерам здесь выделяются складчатые структуры II порядка (длина до 30, ширина 3-5 км), III (длина до 15, ширина 2-4 км), IV (длина 3-4, ширина 0,5-1,0 км). Наиболее широко распространены складки III порядка - Молдовская, Тарноватская, Кумаровская, Крымковская и другие синклинали; Свиреневская, Александровская, Велико-Мечетинская и другие антиклинали. Углы падения пород в крыльях синклиналей составляют 60-85°.

В строении синклинория выделяются три зоны: западная, центральная и восточная. Западная зона имеет северо-западное простирание, ширину около 16 км и прослеживается от с. Грушки до с. Секретарки. Она характеризуется развитием линейных и куполовидных структур с изменяющимся простиранием и кулисообразным расположением. На западе ограничена Врадиевским, на востоке - Тарноватским разломами, образуя приподнятый тектонический блок.

Центральная зона имеет ширину около 16 км и характеризуется наличием линейных складок северо-западного простирания, которые прослеживаются на протяжении 20 км. К внутренней части зоны приурочена Побужская зона глубинных разломов, с которой связаны хромитоносные гипербазитовые интрузии. В синклинальных структурах этой зоны - Молдовской, Тарноватской, Кумаровской, Деренюхинской, Подгорьевской, Голованевской и других - локализована большая часть габбро-перидотитовых массивов. Центральная зона по сравнению с западной опущена.

Восточная зона синклинория отличается от центральной широким развитием куполовидных структур. Линейные складки в ней почти отсутствуют. На северо-востоке она ограничена Клино-Емиловским, а на востоке - Первомайским разломами.

Согласно О.Б.Гинтову (1973), структура Первомайско-Голованевского и Хашевато-Завальевского синклиналиев представляет совокупность брахискладок северо-западного и субширотного простирания, причем антиклинальные структуры сложены чарнокитами и гранитами, а облекающие их синклинали-метаморфизованными осадочно-эффузивными образованиями и гнейсами. Антиклинальные структуры имеют, как правило, куполовидную, изометричную форму, синклиналиные - обычно вытянутые линейные складки с частыми изгибами и ундуляцией осей складок. Вследствие этого многие структуры приобретают черты брахискладок.

Стратиграфические схемы докембрия Среднего Побужья приводятся в работах Г.Г.Виноградова (1965), А.Я.Древина (Древин, 1966; Древин и др., 1967) и О.Б.Гинтова (1969). Докембрийский разрез района Г.Г.Виноградов подразделяет соответственно трем крупным структурам на свиты: синицовскую, кошаро-александровскую и хашевато-завальевскую. Схема А.Я.Древина основана на детальном структурно-геологических исследованиях. В разрезе докембрия района им выделяются три свиты: нижняя (великомечетинская), средняя (чаусовская) и верхняя (тарноватская) и два опорных горизонта - Кошаро-Александровский и Молдово-Тарноватский. Многочисленные межпластовые габбро-перидотитовые интрузии отнесены им к верхней (тарноватской) свите. Более обоснованной представляется стратиграфическая схема О.Б.Гинтова, который в пределах Первомайско-Голованевского синклинали и Ятранского блока выделяет четыре свиты: ятранскую (днестровско-бугскую), кошаро-александровскую, молдово-тарноватскую и тарноватскую. Основная часть двупироксеновых кристаллосланцев отнесена к нижним частям разреза (ятранской и кошаро-александровской свитам), а межпластовые интрузии ультраосновных пород - к верхним (тарноватской свите).

В настоящее время Украинским республиканским межведомственным стратиграфическим комитетом рассматривается вопрос об отнесении бугской серии к нижнему протерозою. В разрезе этой серии выделяется четыре свиты: зеленолевадовская, кошаро-александровская, хашевато-завальевская и синицовская. Общая мощность метаморфизованных осадочно-эффузивных образований серии достигает 6,1 км. Зеленолевадовская свита сложена биотитовыми, гранат-биотитовыми гнейсами; кошаро-александровская - полевошатовыми кварцитами, кордирит-силлиманит-биотитовыми и биотитовыми гнейсами и двупироксеновыми кристаллосланцами; хашевато-завальевская - мраморами, кальци-

фирами, скарновыми породами и железистыми кварцитами, биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами; синицовская – биотитовыми, гранат-биотитовыми, амфибол-биотитовыми гнейсами и кристаллосланцами. Ультраметаморфические образования представлены архей-нижнепротерозойскими аплито-пегматоидными, биотитовыми с гиперстеном, лейкократовыми гранитами, чарнокитами и эндербитами, мигматитами подольского комплекса и нижнепротерозойскими гранитами и мигматитами кировоградско-житомирского комплекса. Осадочно-эффузивные образования бугской серии метаморфизованы в условиях гранулитовой фации (Щербаков, 1975).

Глава II. ГЕОЛОГИЯ УЛЬТРАБАЗИТОВЫХ ФОРМАЦИЙ

Исследование закономерностей распространения, структурного положения, строения и состава архейских и нижнепротерозойских гипербазитовых и габбро-перидотитовых интрузий юго-западной части Украинского щита связано со многими трудностями. Эти интрузивные тела вскрыты только скважинами, и поэтому данные об их структурном положении, условиях залегания и строении базируются главным образом на исследовании керн и увязке разрезов между скважинами. Обнажения ультраосновных пород в этом районе практически отсутствуют. Ультрабазиты и габброиды подверглись метаморфизму в условиях гранулитовой и амфиболитовой фации, процессам гранитизации, которые в значительной степени изменили их первоначальный вещественный и химический состав, что затрудняет изучение этих образований.

В Росийско-Тикичском районе архейские ультрабазиты были установлены В.И.Шулько, Э.Я.Шовинским, Э.В.Мельничуком и П.И.Слынько в 60-х годах при проведении геологической съемки. Исследованием этих пород занимались П.И.Слынько (1970), а в последние годы А.Б.Фомин (Фомин и др., 1973). Аподиабазовые амфиболиты района описаны Т.А.Скаржинской (Батиевский, Скаржинская, Шулько, 1972).

Нижнепротерозойские ультраосновные породы с хромитовым рудопроявлением в бассейне Южного Буга были впервые обнаружены в 1932 г. около пгт Завалья Ю.Г.Дубягой (1937) при проведении геологической съемки. Исследованию рудопроявления хромитов посвящена работа Л.Г.Ткачука (1940), в которой приведено первое детальное описание ультрабазитов и связанных с ними хромитов. Общей характеристике ультраосновных пород и месторождений хромитов посвящены работы Н.Т.Вадимова (1958), В.А.Ершова (1960) и Г.М.Коровниченко (1947). Наиболее значительный вклад в исследование ультрабазитов и габброидов района внес И.С.Усенко (1953, 1958, 1963, 1965), в работах которого приводится детальная характеристика этих образо-

ваний. Интрузивные габброиды и кристаллосланцы описаны в работах Л.Г.Ткачука (1940), И.С.Усенко (1953), Э.Б.Наливкиной (1964), Г.Г.Виноградова (1970), И.Б.Щербакова (1975) и А.Б.Фомина (Фомин и др., 1971, 1974).

В Среднем Побужье при поисках хромитов и никеленосной коры выветривания был выполнен большой объем геолого-съёмочных и поисковых работ, которые сопровождалась геолого-структурными исследованиями и позволили изучить распространение, структурное положение и строение ультраосновных интрузий. В этом районе выявлено свыше 60 тел ультрабазитов; в том числе 24 хромитоносных. Проведенные исследования показали, что ультраосновные породы, состоящие из хромитоносных и нехромитоносных (пустые) массивы, принадлежат к различным генетическим группам и позволили выделить гипербазитовую и габбро-перидотитовую формации (Каневский и др., 1969, 1973; Фомин и др., 1971, 1974). Гипербазитовые хромитоносные и габбро-перидотитовые массивы локализованы в определенных структурах докембрийского фундамента, характеризуются различной формой и особенностями строения.

В бассейне среднего течения Южного Буга широко распространены двупироксеновые кристаллосланцы, которые образуют в синклиналичных структурах согласные пластовые тела и часто являются вмещающими породами гипербазитовых и габбро-перидотитовых массивов. По тектурно-структурным особенностям, минеральному составу, химизму и геолого-структурным условиям залегания эти кристаллосланцы близки к интрузивным габброидам (Усенко и др., 1963; Наливкина, 1964; Виноградов, 1970; Щербаков, 1975), и поэтому важным является установление надежных критериев для их различия.

Двупироксеновые кристаллосланцы являются метаморфизованными в условиях гранулитовой фации базальтами океанического типа, излияния которых происходили в процессе развития нижнепротерозойской геосинклинальной зоны. От габбро-норитов и норитов габбро-перидотитовой формации кристаллосланцы отличаются некоторыми геохимическими особенностями. Для последних характерны более низкие содержания титана, хрома и никеля (Фомин и др., 1971). Детальные исследования кристаллосланцев выполнены И.Б.Щербаковым (1975), который показал, что они отличаются от интрузивных габброидов структурой, составом пироксенов и петрохимическими характеристиками. Все эти особенности можно использовать в качестве критериев для расчленения интрузивных габброидов и метаморфизованных базальтов.

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ УЛЬТРАБАЗИТОВ

Архейские габбро-перидотитовые тела довольно широко распространены в Росинско-Тикичском районе. Основная часть их расположена в западной и юго-западной частях района (см. рис. 2). В настоящее время здесь установлено свыше 30 габбро-перидотитовых массивов: Юрьевский, Вильшанский, Корнинский, Велико-Ерчиковский, Каленновский, Чепиженский, Тележинский, Васильковский и др. Ультраосновные породы совместно с основными слагают пластообразные и линзообразные тела шириной до 1000 м и протяженностью до 2500 м. По падению эти тела вскрыты скважинами на глубину до 500 м (Юрьевский массив, скв. 2906). Интерпретация геофизических данных свидетельствует о том, что по падению они прослеживаются на более значительную глубину.

Породы, вмещающие габбро-перидотитовые массивы, представлены биотит-амфиболовыми, биотитовыми гнейсами и сланцами, реже кальцифирами, аподиабазовыми амфиболитами росинско-тикичской серии и мигматитами, гранитами звенигородского комплекса. Большинство массивов залегают среди мигматитов и гранитоидов. Положение этих пород в стратиграфическом разрезе росинско-тикичской серии не ясно, так как они распространены среди образований белоцерковской и володарской свит и литологический контроль их локализации не установлен.

Сводные данные по геолого-структурной и минералого-петрографической характеристике габбро-перидотитовых и гипербазитовых массивов юго-западной части Украинского щита приведены в табл. I.

В Среднем Побужье широко распространены нижнепротерозойские ультраосновные породы. Подавляющая часть габбро-перидотитовых и все хромитоносные гипербазитовые массивы располагаются в пределах Первомайско-Голованевского синклиория. В Хашевато-Завальевском синклиории ультраосновные породы слагают четыре массива, которые обнажаются в долине Южного Буга около плт Завалья и в виде тел незначительной мощности установлены скважинами в Бандуровской структуре (см. рис. 3). Породы основного состава, в том числе двупироксеновые кристаллосланцы, распространены широко в пределах всего района, однако наиболее крупные тела их наблюдаются в Первомайско-Голованевском синклиории.

Гипербазитовые хромитоносные интрузии приурочены к центральной зоне Первомайско-Голованевского синклиория и локализованы вдоль Побужской зоны глубинных разломов (см. рис. 3). Всего здесь установлено 7 гипербазитовых массивов - Капитановский, Завальевский



89068

Геолого-структурная и минералого-петрографическая характеристика ультраосновных и основных пород гипербазитовой и габбро-перидотитовой формаций юго-западной части Украинского щита

тика ультраосновных и основных пород гипербазитовой и габбро-

Район	Возраст	Тектоно-магматический этап	Формация	Структурное положение	Вещающие породы	Количество массивов	Форма тел и размеры
Среднее Побужье	Нижний протерозой	Позднегеосинклинальный	Габбро-перидотитовая		Кальцифиры, кварциты, гнейсы и кристаллосланцы бугской серии и граниты, мигматиты, чарнокиты подольского комплекса	39	Пластовые и линзообразные тела, длина от 150 до 7000 м, ширина от 50 до 1900 м. Отношение ширины к длине от 1:3 до 1:10
Росинско-Гуляйский	Архей	Позднегеосинклинальный	Габбро-перидотитовая		Кальцифиры, гнейсы и аподиабазовые амфиболиты розинской серии и граниты, мигматиты звенигородского комплекса	30	Пластовые и линзообразные тела, длина от 100 до 1000 м. Отношение ширины к длине от 1:2 до 1:10

Петрографический состав исходных пород	Железистость оливина и пироксенов (%)				Состав хромшпинелидов	Ассоциации рудных минералов
	Породы	Ол	Гп	Дп		
Дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, верлиты (редко), пироксениты, габбро-нориты и анортзиты	Дуниты	11,0	12,5	-	Железистые феррихромиты	Хромшпинелид-магнетитовая, сингенетическая пирротин-халькопирит-пентландитовая и эпигенетические пирротин-халькопирит-миллеритовая, пирротин-миллеритовая, пирротин-пирит-халькопиритовая и др.
	Перидотиты	13,0	18,6	15,2		
	Пироксениты	16,0	21,7	19,3		
	Средняя Габбро-нориты	12,7	19,1	17,2		
Дуниты, гарцбургиты, реже лерцолиты, оливиновые пироксениты, пироксениты и хромитовые тела	Дуниты	7,0	-	-	Железистые альмохромиты, рудобразующие магнезиальные альмохромиты	Существенно хромшпинелидовая
	Перидотиты	10,0	12,5	7,4		
	Пироксениты	14,0	16,3	13,2		
	Средняя	8,8	14,2	10,6		
Дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, верлиты (редко), пироксениты и габбро-нориты	Дуниты	10,0	-	-	Железистые феррихромиты	Хромшпинелид-магнетитовая, эпигенетические пирротин-халькопиритовая, пирротин-халькопирит-миллеритовая, пирротин-пирит-халькопиритовая и др.
	Перидотиты	14,0	17,1	14,8		
	Пироксениты	18,0	24,8	21,3		
	Средняя Габбро-нориты	13,5	20,5	17,8		
		-	47,5	-		

(3 тела), Липовеньковский (Западное, Школьное, Почтовое, Юго-Восточное, Северо-Западное и Восточное тела), Липняговский (6 тел), Пушковский, Первомайский и Буртнянский, которые располагаются в виде цепочки интрузивных тел, вытянутых в северо-западном направлении и прослеживающихся на расстоянии 20 км. Во всех гипербазитовых массивах установлены рудопроявления хромита, а в Капитановском и Липовеньковском (Западное и Школьное тела) разведаны месторождения.

Капитановский, Заводской, Липовеньковский и Липняговский массивы располагаются в Капитановской зоне разломов, которая является составной частью Побужской зоны глубинных разломов. Пушковский массив локализован на пересечении Капитановской и Пушковской зон, Первомайский — Пушковской и Голованевской. Связь гипербазитовых тел с зонами разломов позволяет считать, что для них характерен тектонический контроль локализации. Все эти гипербазитовые тела рассекаются многочисленными тектоническими нарушениями. Часто контакты гипербазитовых тел с вмещающими породами проходят по тектоническим зонам. Так, юго-западный контакт Капитановского массива с вмещающими мигматитами проходит по тектонической зоне, вскрытой многими профилями скважин.

Гипербазитовые тела имеют пластообразную, пластинообразную, линзообразную, реже — изометричную форму. Максимальная длина пластообразных тел достигает 2500, ширина до 300 м, изометричной, округлой формы — 200x340 м. Простираение гипербазитовых тел северо-западное и совпадает с простираением складчатых структур и основных тектонических зон. Большинство тел, по данным профилей глубоких скважин, имеют крутое падение на северо-восток. На глубину гипербазитовые тела прослежены скважинами до 300 м; выклинивание этих тел не наблюдается.

Гипербазитовые тела залегают в кальцифирах, кварцитах, гнейсах, кристаллосланцах бугской серии и мигматитах, гранитах и чарнокитах подольского комплекса. Эти тела располагаются в различных по составу осадочно-эффузивных образованиях, мигматитах и гранитах и, таким образом, литологический контроль их локализации не возможен. Довольно часто на контактах гипербазитовых тел распространены кристаллосланцы, которые относятся к продуктам метаморфизма эффузивной фации основных пород. Такая ассоциация кристаллосланцев и гипербазитов хорошо прослеживается на примере Капитановского и Первомайского массивов.

Габбро-перидотитовые массивы распространены в пределах всего района, однако подавляющая часть их приурочена к центральной зоне Первомайско-Голованевского синклинория. В западной и восточной зонах наблюдается незначительное количество ультраосновных тел (см. рис. 3). В пределах синклинория в настоящее время выявлено 14 габбро-перидотитовых массивов: Тарноватский (Северное, Центральное и Южное тела), Лемовярский (Западное, Центральное и Восточное тела), Восточно-Лышневатский, Кумаровский (II тел), Деренюхинский (Северное, Западное, Восточное и Центральное тела), Грушковский (Грушковское, Северо-Восточное и Юго-Западное тела), Каменнобалковский (Северное и Южное тела), Крыковский (Восточное и Западное тела), Чаусовский, Котовский, Краснохуторский, Лещевский, Подгорьевский и Синюхинбродский. В Хашевато-Завальевском синклинории ультраосновные породы слагают Завальевский, Каменноватский, Неделковский и Лесничий габбро-перидотитовые массивы.

Габбро-перидотитовые массивы представляют собой межпластовые интрузивные тела, которые залегают в синклинальных структурах II, III и IV порядков. Наиболее крупные массивы локализованы в Тарноватской, Молдовской, Кумаровской, Деренюхинской, Крыковской и Чаусовской синклинальных структурах III порядка. Ультраосновные и основные породы образуют пластообразные и линзообразные интрузивные тела, длина которых достигает 7000, ширина - 1900 м. Простираение этих тел северо-западное и совпадает с простираением вмещающих их синклинальных структур. Изменение простираения тел наблюдается в местах замыкания структур. Углы падения контактов довольно крутые и составляют 60-35°. Более пологие углы контактов ультраосновных тел с вмещающими породами наблюдаются в местах замыкания синклиналей (Деренюхинская и другие структуры). В Хашевато-Завальевском синклинории габбро-перидотитовые тела имеют субширотное, реже - северо-восточное простираение, согласное с простираением вмещающих их синклинальных структур.

Габбро-перидотитовые тела залегают в амфиболовых, биотитовых, силлиманит-кордиеритовых и графитовых гнейсах, кальцифирах, кварцитах, кристаллосланцах бугской серии и мигматитах, гранитах и чарнокитах подольского комплекса. В большинстве случаев вмещающими породами являются метаморфизованные осадочно-эффузивные образования, реже мигматиты, граниты и чарнокиты. Имеющийся фактический материал свидетельствует, что литологический контроль локализации габбро-перидотитовых массивов отсутствует. В некоторых телах установлены

ксенолиты вмещающих пород, которые представлены гнейсами, мигматитами и кристаллосланцами (Тарноватский, Демовярский, Крымковский и другие массивы). Мощность таких ксенолитов достигает 50 м.

В синклиналих структурах габбро-перидотитовые тела локализованы чаще всего в осевых частях складок, реже наблюдаются в крыльях и замковых частях. В Кумаровской, Чаусовской и других синклиналих установлено два горизонта ультраосновных пород. Нижние горизонты размещаются в крыльях складок, верхние — приурочены к осевым частям. В Деренюхинской структуре скважинами вскрыто три сплошных, но не выдержанных по мощности интрузивных залежи ультраосновных пород: нижняя залежь приурочена к донной части синклинали и располагается в крыльях структуры, средняя — располагается между крыльями и осевой частью, а верхняя — в осевой части.

Приуроченность большинства габбро-перидотитовых массивов к центральной зоне Первомайско-Голованевского синклинория объясняется тем, что эта зона (блок) является опущенной по сравнению с западной и восточной и сложена метаморфизованными эффузивно-осадочными образованиями верхней части разреза бугской серии, для которого характерны межпластовые габбро-перидотитовые интрузии. В пределах западной и восточной зон обнажаются нижние части разреза бугской серии, с которыми связаны двупироксеновые кристаллосланцы и незначительное количество габбро-перидотитовых тел.

СТРОЕНИЕ УЛЬТРАБАЗИТОВЫХ МАССИВОВ

В Росинско-Тикичском районе габбро-перидотитовые массивы имеют пластообразную и линзообразную форму. Длина их составляет от 100 до 2500 м, ширина — от 10 до 1000 м. Отношение ширины массивов к длине от 1:2 до 1:10 и в среднем — 1:5. Форма этих интрузивных тел в плане пластообразная, овальная, причем следует отметить, что их первоначальная форма часто затусована гранитизацией, которая широко проявилась в этом районе. Наиболее крупными по размерам являются Плисковский, Юрьевский, Каменновский и Чепиженский габбро-перидотитовые массивы. Детально исследовано строение и состав Юрьевского и Чепиженского массивов, которые разбурены профилями глубоких скважин и являются наиболее характерными для района.

Юрьевский габбро-перидотитовый массив расположен в северо-западной части района и локализован вдоль субмеридионального Вильшанского разлома (см. рис. 2). Непосредственно вмещающие массив породы

представлены плагиогранитами, гранодиоритами и кварцевыми диоритами звенигородского комплекса.

Форма, строение и состав Юрьевского массива определяются по результатам геофизических исследований и трем профилям глубоких скважин. Массив имеет форму несколько вытянутую в субмеридиональном направлении и падение на юго-восток под углом 56° . Длина его достигает 2000, ширина в центральной части 1000 м, отношение ширины к длине 1:2 (рис. 4). В строении массива принимают участие сер-

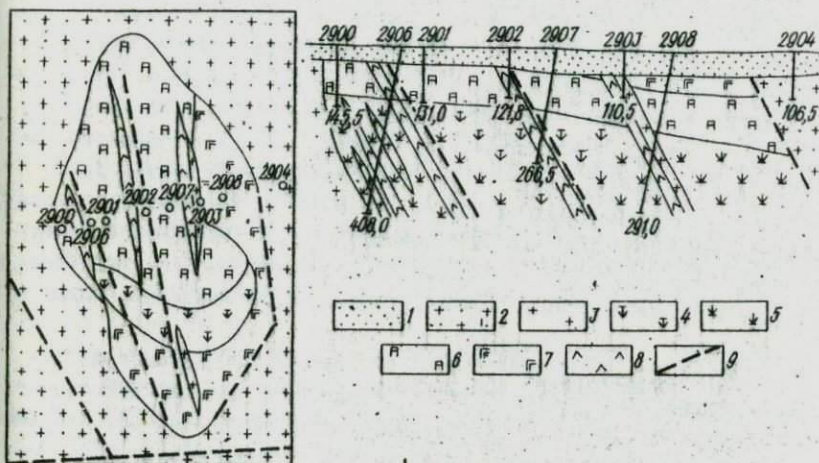


Рис. 4. Геологическая карта и разрез Юрьевского габбро-пироксенит-перидотитового массива:
 1 - осадочные породы, 2 - плагиограниты и 3 - граниты звенигородского комплекса, 4 - серпентинизированные перидотиты, 5 - амфиболлизированные перидотиты, 6 - горнблендиты, 7 - амфиболиты, 8 - аподиабазовые амфиболиты, 9 - тектонические нарушения.

пентинизированные и амфиболлизированные перидотиты, горнблендиты, амфиболиты, аподиабазовые амфиболиты и гранитоиды. Соотношение ультрабазитов и амфиболитов составляет 5:1. Массив рассекается двумя тектоническими нарушениями субмеридионального простирания, которые фиксируются зонами дробления.

Наиболее распространены в Юрьевском массиве перидотиты. В центральной части массива залегают серпентинизированные перидотиты, которые вскрыты скв. 2907 и 2908. В крайних частях массива они посте-

ленно сменяются амфиболитизированными перидотитами. На контактах массива с вмещающими гранитоидами наблюдаются амфиболитизированные и флогопитизированные перидотиты, мощность которых достигает 5-7 м. Выше перидотитов залегают горнблендиты. Амфиболиты распространены в южной и восточной частях массива. Все эти породы пересекаются дайками аподиабазовых амфиболитов субмеридионального простирания мощностью до 10 м. По аподиабазовым амфиболитам развиваются метасоматиты сиенитового состава. В виде жильных тел мощностью до 8 м среди ультрабазитов и амфиболитов наблюдаются мелкозернистые аплитовидные и пегматовидные граниты.

Чепиженский габбро-перидотит-дунитовый массив расположен в юго-западной части района и залегает среди мигматитов звенигородского комплекса (см. рис. 2). Северо-восточный и юго-западный контакты его с вмещающими породами проходят по тектоническим зонам. Форма массива овальная, несколько вытянута в северо-западном направлении. Длина достигает 1000, ширина в центральной части до 400 м, отношение ширины к длине 1:2,5. Падение массива на северо-восток под углом 75° . В строении массива принимают участие аподунитовые и апоперидотитовые серпентиниты, горнблендиты и амфиболиты. Последние залегают в северо-восточной и юго-западной частях массива.

Наиболее широко в Чепиженском массиве распространены апоперидотитовые серпентиниты. Аподунитовые серпентиниты установлены в северо-восточной части массива, где они вскрыты скв. 4367. Эти породы залегают в нижней части разреза массива и постепенно переходят в апоперидотитовые серпентиниты. Горнблендиты пользуются незначительным распространением. Соотношение ультрабазитов и амфиболитов в массиве составляет 4:1. В приконтактных частях массива серпентиниты амфиболитизированы и флогопитизированы.

Аналогичное строение и состав имеют Вильшанский, Корнинский, Каменновский, Плисковский и другие габбро-перидотитовые массивы. Общим для всех этих массивов является преобладание ультраосновных пород над основными, приуроченность перидотитов, горнблендитов и амфиболитов к определенным частям разреза и зависимость степени метаморфизма ультраосновных пород от мощности интрузивных тел. Анализ распространения ультраосновных и основных пород в массивах показывает, что их отношение 3:1. Аподунитовые серпентиниты составляют 3% объема описываемых тел, перидотиты - 42, горнблендиты - 20, амфиболиты - 30%.

Для большинства габбро-перидотитовых массивов характерна приуроченность дунитов и перидотитов к лежащим (донным) и центральным частям, а горнблендитов и амфиболитов — к вислячим. На контактах перидотитов с вмещающими мигматитами и гранитоидами распространены маломощные тела амфиболитов, реже — горнблендитов. Такое распределение разновидностей ультраосновных и основных пород в разрезе массивов свидетельствует об их дифференцированности.

Степень метаморфизма ультраосновных пород зависит от мощности габбро-перидотитовых тел. Пироксениты и габброиды в этих телах повсеместно метаморфизованы — амфиболизованы, и превращены в горнблендиты и амфиболиты, реже — габбро-амфиболиты. Маломощные тела (до 100 м) перидотитов полностью амфиболизованы и флогопитизированы, серпентинизированные разности в них отсутствуют (Велико-Ерчиковский, Вильшанский, Васильковский и другие массивы). В более крупных габбро-перидотитовых телах установлено увеличение степени метаморфизма перидотитов от центральных частей к краевым: в центральных частях распространены серпентинизированные перидотиты, которые постепенно переходят в амфиболизованные, а в краевых — развиты амфиболизованные и флогопитизированные разности.

Ультраосновные породы гипербазитовой формации Среднего Побужья образуют пластообразные, линзообразные, реже изометричные тела, которые локализованы в Побужской зоне глубинных разломов (см. рис. 3). В плане эти тела имеют резко удлиненную, вытянутую или округлую форму. Тела округлой формы локализованы обычно на пересечении субмеридиональных и субширотных тектонических зон (Первомайский, Пушковский и Липняговский массивы). Длина гипербазитовых тел по простиранию — от 150 до 2500 м, ширина — от 20 до 250 м. Размеры массивов изометричной формы составляют 200х150 м — 340хх200 м. Отношение средней ширины тел к длине от 1:2 в изометричных, до 1:30 в пластообразных. Наиболее крупными по размерам являются Капитановский, Липовеньковский (Западное тело) и Заводской массивы; более мелкие — Липовеньковский (Почтовое тело), Липняговский (тело № 5), Заводской (тело № 2) и др.

Капитановский и Липовеньковский массивы (Западное и Школьное тела) разбурены профилями глубоких скважин при разведке месторождения хромитов; остальные гипербазитовые массивы вскрыты одной или несколькими глубокими скважинами. Наиболее характерны для района

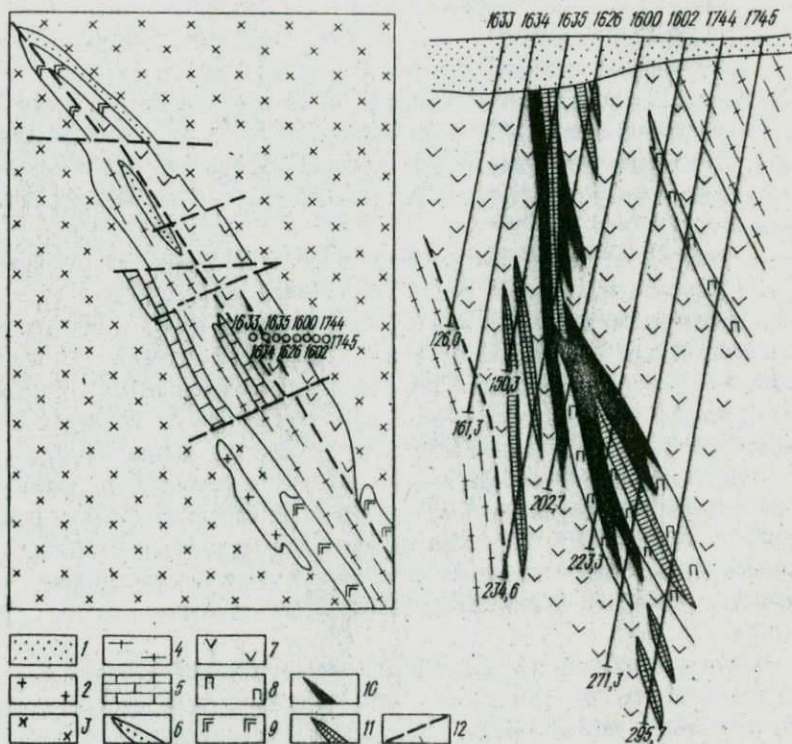


Рис.5. Геологическая карта и разрез Капитановского гипербазитового хромитоносного массива:
 1 - осадочные породы, 2 - аплито-пегматидные граниты и 3 - мигматиты подольского комплекса, 4 - гнейсы, 5 - мраморы и 6 - кварциты бугской серии, 7 - аподунитовые и апоперидотитовые серпентиниты, 8 - пироксениты, 9 - габбро-амфиболиты, 10 - сплошные и II - густокрапленные хромитовые руды, 12 - тектонические нарушения.

пластообразный Капитановский и изометричный Первомайский гипербазитовые массивы.

Капитановский гипербазитовый массив расположен в центральной зоне Первомайско-Голованевского синклиория и локализован в Капитановской тектонической зоне (см. рис.3). форма его резко удлинённая, пластообразная, простирание северо-западное, падение на северо-восток под углом $75-85^{\circ}$. По падению массив прослежен на глубину до 300 м. Длина его достигает 2500, ширина от 40 до 220 м, в сред-

нем 112 м (рис. 5). Отношение средней ширины к длине 1:20. Форма и размеры массива обусловлены приуроченностью его к тектонической зоне. Юго-восточный контакт массива с вмещающими мигматитами тектонический. Массив разбит пятью поперечными субширотными тектоническими зонами. Породы, вмещающие Капитановский массив, представлены кальцифирами, кварцитами, гнейсами, кристаллосланцами бугской серии и мигматитами, аплито-пейматойдными гранитами подольского комплекса.

В строении массива принимают участие апоперидотитовые и аподунитовые серпентиниты, серпентинизированные перидотиты и дуниты, пироксениты, хромитовые рудные тела и габбро-амфиболиты. Наибольшим распространением пользуются апоперидотитовые и аподунитовые серпентиниты. Пироксениты распространены в незначительных количествах в виде жильных тел мощностью до 25 м. Анализ распространения разновидностей ультраосновных пород в массиве показывает, что приуроченности дунитов, перидотитов и пироксенитов к определенным частям разреза не наблюдается. Аподунитовые и апоперидотитовые серпентиниты залегают как в лежащем, так и в висячем боках тела и связаны постепенными переходами. Пироксениты в виде жильных тел залегают также в различных частях разреза. Чаще всего они имеют резкие контакты с серпентинитами, однако наблюдаются и постепенные переходы оливиновых разностей в перидотиты. Лерцолиты обычно образуют шпировидные выделения среди серпентинизированных гардбургитов мощностью до 5 м. По процентному соотношению в Капитановском массиве преобладают апоперидотитовые серпентиниты — 50, аподунитовых серпентинитов несколько меньше — 30, пироксенитов — 19; на долю хромитовых рудных тел приходится 1% объема.

В Капитановском массиве в незначительном количестве распространены жильные тела габбро-амфиболитов, которые вскрыты многими скважинами. Мощность этих тел достигает 5 м. Контакты их с вмещающими серпентинитами всегда резкие и четкие. Эти габброиды относятся к более поздним образованиям габбро-перидотитовой формации.

В гипербазитах Капитановского массива локализовано 9 хромитовых рудных тел, которые располагаются в центральной части массива и несколько тяготеют к западному борту. Хромиты представлены сплошными густовкрапленными и редковкрапленными рудами. Они образуют жиллообразные, линзообразные, реже столбообразные тела мощностью от 0,5 до 3 м, изредка до 25 м. Простираение хромитовых тел северо-западное и совпадает с простираением массива. Изменение простираения

до субширотного наблюдается в краевых частях рудных тел. Падение рудных тел на северо-восток под углом $70-85^{\circ}$, столбообразные тела имеют вертикальное падение. Протяженность рудных хромитовых тел по простиранию достигает 200 м, по падению они прослежены на глубину до 300 м. По процентному соотношению преобладают густовкрапленные руды - 60, на долю сплошных и редковкрапленных приходится по 20% объема.

Рудные хромитовые тела залегают в апоперидотитовых и аподунитовых серпентинитах, реже на контактах серпентинитов с пироксенитами. Контакты их с вмещающими гипербазиитами всегда резкие, и постепенных переходов не наблюдается. Переходы сплошных руд в густовкрапленные и редковкрапленные постепенные.

Несколько иная форма и строение у Первомайского гипербазитового массива, расположенного в 3 км восточнее Капитановского на пересечении Пушкинской и Голованевской тектонических зон (см. рис.3). Этот массив имеет изометрическую, округлую форму; размеры его 240×200 м, отношение ширины к длине 1:1,7. Падение массива крутое на юго-восток. Вмещающие породы представлены гнейсами, кристаллосланцами и мигматитами, аплито-пегматоидными гранитами подольского комплекса.

Первомайский массив сложен апоперидотитовыми и аподунитовыми серпентинитами, пироксенитами и хромитовыми рудными телами. Серпентинизированные пироксениты вскрыты скв. 15016 и образуют тело мощностью до 15 м с постепенными переходами в апоперидотитовые серпентиниты. Рудные хромитовые тела имеют пластообразную и линзообразную форму, падение восточное, причем более пологое, чем падение самого гипербазитового массива. Мощность их достигает 9 м. Эти рудные тела локализованы в центральной части массива, контакты их с вмещающими апоперидотитовыми и аподунитовыми серпентинитами резкие.

Аналогичное строение и состав имеют Заводской, Липовеньковский, Буртнянский пластообразные и Липняговский, Пушкинский изометричные гипербазитовые массивы. Общим для всех этих гипербазитовых тел является дунит-гарцбургитовый состав при незначительном развитии пироксенитов и отсутствии габброидов. В Заводском, Липовеньковском, Пушкинском и других гипербазитовых массивах пироксениты развиты в незначительном количестве или почти полностью отсутствуют. Анализ распространения разновидностей ультраосновных пород в исследованных гипербазитовых массивах показывает, что 58% объема

занимают перидотиты, 33 - дуниты, 8 - пироксениты и 1% приходится на хромитовые рудные тела.

Анализ распространения дунитов, перидотитов и пироксенитов в разрезах гипербазитовых массивов показал, что приуроченности этих разновидностей ультраосновных пород к определенным частям разреза не наблюдается. Определенной закономерности локализации хромитовых рудных тел в гипербазитовых массивах также не отмечается. Это дает основание считать, что хромитоносные гипербазитовые массивы слабо дифференцированы.

Гипербазиты по сравнению с дунитами и перидотитами габбро-перидотитовой формации интенсивнее серпентинизированы, и малоизменные разности этих пород встречаются крайне редко. Наблюдается зависимость степени серпентинизации гипербазитов от мощности массивов. В массивах, мощность которых не превышает 100 м (Заводской, Липовеньковский, Липняговский), дуниты и перидотиты полностью серпентинизированы. В Капитановском, Первомайском и других массивах серпентинизированные дуниты и перидотиты распространены в центральных частях тел, по мере приближения к краевым частям степень серпентинизации пород увеличивается.

Ультраосновные и основные породы габбро-перидотитовой формации образуют в пределах Среднего Побужья пластообразные и линзообразные интрузивные тела, которые согласно залегают в синклинальных структурах (см. рис. 3). В плане эти тела имеют пластообразную, линзообразную, иногда более сложную форму: подковообразную, изометричную и др. Длина их по простиранию колеблется от 150 до 7000 м, ширина - от 50 до 1900 м. Отношение средней ширины тел к длине составляет 1:3-1:10. Мощность габбро-перидотитовых тел от нескольких десятков метров до 1000 м (Тарноватский массив). Наиболее крупными по размерам являются Тарноватский, Кумаровский и Деренухинский габбро-перидотит-дунитовые массивы.

Наиболее характерными для Первомайско-Голованевского синклинория являются Тарноватский, Восточно-Лышневатский и Демовярский массивы, а для Хачевато-Завальевского - Каменноватский.

Тарноватский массив расположен в центральной зоне Первомайско-Голованевского синклинория и локализован в Тарноватской синклинальной структуре (см. рис. 3). Длина массива достигает 7000, ширина до 1900 м, мощность в северо-западной части превышает 700 м (рис. 6). Массив имеет пластообразную форму, простирание его северо-западное и совпадает с простиранием вмещающей его синклинальной структуры.

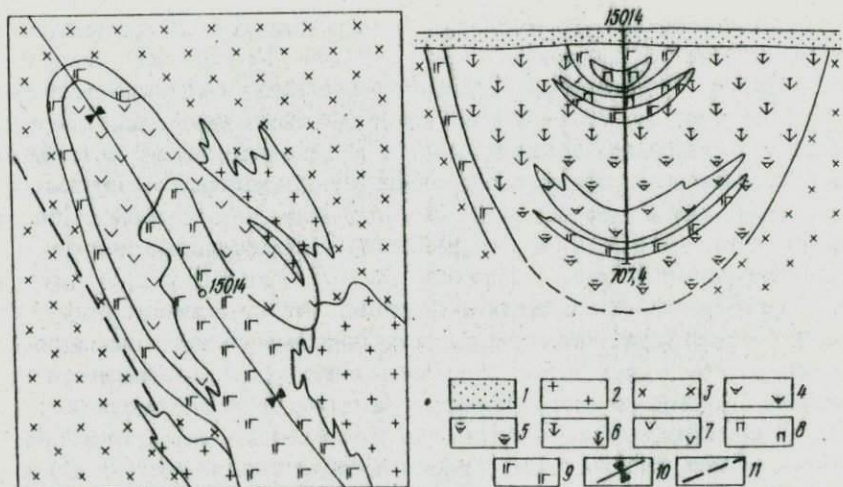


Рис.6. Геологическая карта и разрез Тарноватского габбро-перидотит-дуניתового массива:
 I - осадочные породы, 2 - аплито-пегматоидные граниты, 3 - мигматиты подольского комплекса, 4 - дуниты, 5 - аподунитовые серпентиниты, 6 - апоперидотитовые серпентиниты, 7 - серпентиниты, 8 - пироксениты, 9 - габбро-амфиболиты, 10 - ось Тарноватской синклиальной структуры, II - тектонические нарушения.

В центральной части рассекается несколькими субширотными тектоническими зонами. Вмещающие массив породы представлены кальцифирами, кварцитами, гнейсами и кристаллосланцами бугской серии и мигматитами, аплито-пегматоидными гранитами подольского комплекса.

Сложен Тарноватский массив дунитами, аподунитовыми и апоперидотитовыми серпентинитами, пироксенитами, габбро-норитами, норитами и габбро-амфиболитами. Наиболее детально исследовано строение и состав Северного тела, которое разбурено глубокой скв. 15014 (Каневский, Фомин и др., 1968). Эта скважина вскрыла 220 м габбро-амфиболитов и 458 м серпентинитов и дунитов. Между габбро-амфиболитами и серпентинитами на глубине 145-250 м расположена зона чередования габбро-норитов, габбро-амфиболитов, пироксенитов. На глубине 535-650 м залегают неизмененные дуниты. Ниже дунитов локализован массив габбро-амфиболитов, мощность которого достигает 11 м. Неизмененные дуниты приурочены к центральной части Тарноватского массива, выше по разрезу они переходят в аподунитовые и апоперидо-

титовые серпентиниты. В верхней части разреза габброиды представлены амфиболитами, которые постепенно сменяются габбро-амфиболитами и габбро-норитами, норитами. Таким образом, в Тарноватском массиве наблюдается увеличение степени метаморфизма ультраосновных и основных пород от центральной части к периферийным.

В Молдовской синклинали центральной зоны Первомайско-Голованевского синклинория расположены Демовярский и Восточно-Льшневатский габбро-перидотит-дунитовые массивы (см. рис. 3). В северо-восточном крыле синклинали локализован Демовярский массив, в юго-западном - Восточно-Льшневатский. Демовярский массив (Западное тело) имеет пластообразную форму, длина его достигает 1200, ширина - 140 м, падение на запад под углом 70-85°. Длина Восточно-Льшневатского массива составляет 1300, ширина в центральной части - 110 м, форма - пластообразная. Падение этого тела на восток под углом 80-85°. Отношение ширины к длине этих интрузивных тел соответственно 1:15 и 1:16. По всей вероятности, эти интрузивные тела соединяются в замке Молдовской синклинали и представляют собой единую пластообразную габбро-перидотит-дунитовую интрузию.

Демовярский массив залегает среди амфиболитов, которые широко распространены в северо-восточном крыле Молдовской структуры, и, по-видимому, являются амфиболитизированными кристаллосланцами. В донной части массива скв. 10334 и 10335 вскрыты биотитовые гнейсы бугской серии, которые представляют собой ксенолит вмещающих пород, мощностью до 20 м. Сложен массив перидотитами, апоперидотитовыми серпентинитами, пироксенитами, габбро-норитами, норитами, габбро-амфиболитами и плагиоклазитами. Незначительным распространением пользуются актинолититы.

Строение Демовярского массива характеризуется чередованием в его разрезе тел серпентинитов, пироксенитов и габброидов мощностью от нескольких метров до десятков метров, которые не всегда выдержаны по падению и простираению. Наиболее распространены серпентиниты и пироксениты, образующие тела в лежачем и висячем боках массива. Мощность тел серпентинитов достигает 75, пироксенитов - 10 м. Габбро-нориты и нориты образуют тела мощностью до 15 м в центральной части массива. Скв. 10334 вскрыто жильное тело анортозитов, мощность которого достигает 10 м. Контакты между серпентинитами, пироксенитами и габброидами в большинстве случаев резкие, однако наблюдается и постепенный переход пироксенитов в перидотиты. Ультраосновные и основные породы характеризуются повсеместным наличием

вкрапленности сульфидных минералов. В некоторых интервалах содержание сульфидных минералов достигает 25% (скв. I0334, пл. 92,0 - 93,0 м и др.).

Восточно-Люшневатский массив сложен дунитами, аподунитовыми и апоперидотитовыми серпентинитами, пироксенитами и анортозитами. Вмещающими породами являются кристаллосланцы бугской серии и мигматиты, аплито-пегматоидные граниты подольского комплекса. Пироксениты распространены в северо-западной части массива, остальная часть сложена дунитами, аподунитовыми и апоперидотитовыми серпентинитами. Неизмененные дуниты вскрыты скв. I0337 в центральной части массива, выше по разрезу они переходят в аподунитовые и апоперидотитовые серпентиниты.

Каменноватский габбро-перидотитовый массив локализован в Каменноватской синклиальной структуре Хашевато-Завальевского синклиория (см. рис. 3). Он представляет собой линзообразное тело северо-восточного простирания длиной 1300 м и мощностью в центральной части до 200 м. Падение его на северо-восток под углом 60-70°, по падению он прослежен скважинами на глубину до 300 м. Вмещающими породами являются гнейсы и кристаллосланцы бугской серии и мигматиты, чарнокиты и аплито-пегматоидные граниты подольского комплекса.

В строении Каменноватского массива принимают участие перидотиты, апоперидотитовые серпентиниты, пироксениты, габбро-нориты, габбро-амфиболиты и анортозиты. На контакте серпентинитов с аплито-пегматоидными гранитами развиты актинолититы, образующие тело мощностью до 5 м с постепенным переходом в серпентиниты. Центральная часть массива сложена перидотитами и апоперидотитовыми серпентинитами, причем в лежащем боку тела залегают гарцбургиты, висячем - лерцолиты. Среди серпентинитов скв. 999I вскрыто два жильных тела анортозитов. В краевых частях массива распространены пироксениты, габбро-нориты и габбро-амфиболиты. Серпентиниты, пироксениты и габбро-амфиболиты имеют чаще всего резкие контакты, однако наблюдаются и постепенные переходы перидотитов в пироксениты.

Аналогичное строение и состав имеют Кумаровский, Деренюхинский, Крымковский, Каменнобалковский, Завальевский, Неделковский, Лесничий и другие габбро-перидотитовые массивы Первомайско-Голованевского и Хашевато-Завальевского синклиория.

Габбро-перидотитовые массивы Среднего Побужья сложены метаморфизованными в той или иной степени дунитами, перидотитами, пироксе-

нитами и габброидами. Наиболее широко из ультраосновных пород развиты перидотиты, которые установлены во всех массивах. Пироксениты также наблюдаются во всех телах, однако распространены они по сравнению с перидотитами в значительно меньших количествах. В 10 массивах скважинами вскрыты дуниты и аподунитовые серпентиниты. Анализ распространения ультраосновных и основных пород в габбро-перидотитовых массивах показывает, что соотношение их составляет 2:3. Следует отметить, что объем интрузивных габброидов может быть несколько завышен за счет двупироксеновых кристаллосланцев и особенно в тех синклинальных структурах, где ультраосновные тела залегают среди амфиболитов (Демовьярская, Тарноватская и др.). По процентному соотношению на долю интрузивных габброидов приходится 60% объема, перидотитов — 24, дунитов — 10, пироксенитов — 6%. В целом габбро-перидотитовые массивы характеризуются наличием габбро-норит-перидотит-дунитовой ассоциации пород.

Важным для решения вопросов петрологии и генезиса пород габбро-перидотитовой формации является взаимоотношение ультраосновных пород с основными, которые образуют общие интрузивные тела. Н.Т.Вадимов (1958) отмечал наличие постепенных переходов серпентинитов в габбро-нориты. Проведенные исследования строения габбро-перидотитовых массивов и взаимоотношения ультраосновных и основных пород обнаруживают как постепенные переходы, так и резкие контакты. Габброиды имеют почти всегда резкие контакты с перидотитами. Наблюдаются постепенные переходы габбро-норитов и норитов в пироксениты (Деренюхинский, скв. 1714, гл. 103,2 м; Демовьярский, скв. 10334, гл. 203,4 м; Грушковский, скв. 10339, гл. 278,6 м и др.). Дуниты всегда постепенно переходят в перидотиты. Пироксениты и перидотиты имеют как резкие контакты, так и постепенные переходы. Постепенные переходы перидотитов в пироксениты наблюдаются в Демовьярском (скв. 10334, гл. 146,8 м), Каменноватском (скв. 9991, гл. 152,5 м) и других массивах. Таким образом, в габбро-перидотитовых массивах габброиды постепенно переходят в пироксениты, но с перидотитами контактируют резко; пироксениты и перидотиты имеют как резкие контакты, так и постепенные переходы.

Габбро-перидотитовые массивы характеризуются наличием в донных и центральных частях тел дунитов и перидотитов, которые выше по разрезу переходят в пироксениты и габброиды (см. рис.6). В разрезах некоторых массивов снизу вверх наблюдается переход гарпбургитов в лепролиты (Демовьярский, Каменноватский и другие массивы).

Сводный геологический разрез массивов представляется следующим (снизу вверх): дуниты – перидотиты – пироксениты – габброиды. Такое распределение разновидностей ультраосновных и основных пород в разрезах габбро–перидотитовых массивов свидетельствует об их дифференцированности.

Ультраосновные и основные породы габбро–перидотитовой формации повсеместно метаморфизованы и представлены в основном апо-дунитовыми и апоперидотитовыми серпентинитами, амфиболитизированными пироксенитами, изредка горнблендитами, габбро–амфиболитами и амфиболитами. Степень метаморфизма этих пород зависит от мощности габбро–перидотитовых тел. Неизмененные и слабо серпентинизированные дуниты, перидотиты и слабо амфиболитизированные пироксениты и габброиды распространены, как правило, в центральных частях интрузивных тел, в краевых частях тел степень метаморфизма этих пород увеличивается. В приконтактных частях массивов с гранитоидами распространены актинолититы, амфиболитизированные и флогопитизированные перидотиты, биотитизированные габбро–амфиболиты и амфиболиты.

Обобщая приведенные выше данные по закономерностям распространения и морфологии ультраосновных массивов в юго-западной части Украинского щита, следует подчеркнуть следующее:

1. Габбро–перидотитовые и гипербазитовые массивы локализованы в различных структурах докембрийского фундамента: габбро–перидотитовые залегают в синклинальных структурах, гипербазитовые приурочены к зонам глубинных разломов.

2. Форма и размеры габбро–перидотитовых массивов, представляющих собой согласные межпластовые интрузивные тела, определяются вмещающими их синклинальными структурами; локализация хромитоносных гипербазитовых массивов в зонах разломов обуславливает их пластообразную, линзообразную, "пластинообразную", резко удлиненную форму.

3. Габбро–перидотитовые и гипербазитовые массивы залегают в различных по составу породах росинско–тикичской и бутской серий, мигматитах и гранитоидах звенигородского и подольского комплексов, и литологический контроль их локализации не наблюдается.

4. Строение габбро–перидотитовых массивов и распространение в разрезах разновидностей ультраосновных и основных пород свидетельствуют об их дифференцированности. Хромитоносные гипербазитовые тела слабо дифференцированы.

5. Количественное соотношение разновидностей пород в габбро-перидотитовых массивах следующее (в %): дуниты - 10, перидотиты - 24, пироксениты - 6, габброиды - 60; в хромитосных гипербазитах: дуниты - 33, перидотиты - 58, пироксениты - 8, хромитовые руды - 1.

6. Степень метаморфизма пород - серпентинизации и амфиболитизации - зависит от размеров габбро-перидотитовых и гипербазитовых массивов и постепенно увеличивается от центральных к краевым частям тел.

Глава III. ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ УЛЬТРАБАЗИТОВ

Петрографическое описание ультрабазитов юго-западной части Украинского щита приводится во многих работах. Детальной петрографической характеристике ультраосновных и основных пород бассейна среднего течения Южного Буга посвящено исследование И.С. Усенко (1958). Ультрабазиты и амфиболиты Росинско-Тикичского района впервые описаны П.И.Слынько (1970). В последние годы петрография и минералогия этих образований рассматривается в работах И.Б.Шербакова (1975), А.Я.Каневского и др. (1968, 1973) и А.Б.Фомина и др. (1971, 1972, 1973, 1974). Поэтому в настоящей главе основное внимание уделено сравнительной минералогическо-петрографической характеристике ультрабазитов и связанных с ними габброидов габбро-перидотитовой и гипербазитовой формаций Росинско-Тикичского района и Среднего Побужья.

Архейская габбро-перидотитовая формация Росинско-Тикичского района по первичному минеральному составу представлена дунитами, перидотитами, пироксенитами и габбро-норитами. Среди пород нижнепротерозойской гипербазитовой формации Среднего Побужья выделяются дуниты, перидотиты, пироксениты и хромитовые рудные тела. Габбро-перидотитовая формация этого района характеризуется значительным разнообразием пород, среди которых распространены дуниты, перидотиты, пироксениты, габбро-нориты, нориты и анортозиты. Ультрабазиты гипербазитовой и габбро-перидотитовой формаций имеют сходный петрографический состав, однако для этих формаций характерны различные ассоциации пород: для гипербазитовой - дунит-гарцбургитовая с хромитами, для габбро-перидотитовой - габбро-норит-перидотит-дунитовая.

Породы габбро-перидотитовой и гипербазитовой формаций юго-западной части Украинского щита метаморфизованы. Неизмененные и малоизмененные ультраосновные и основные породы - дуниты, перидотиты, пироксениты и габбро-нориты - наблюдаются довольно редко. Породы

габбро-перидотитовой формации Росинско-Тикичского района подверглись метаморфизму в условиях амфиболитовой фации, который проявился в амфиболитизации ультрабазитов и габбро-норитов, и в настоящее время они представлены амфиболитизированными перидотитами и серпентинитами, горнблендитами и амфиболитами.

Дуниты и перидотиты гипербазитовой формации Среднего Побужья повсеместно серпентинизированы; процессы амфиболитизации ультраосновных пород проявились в незначительной степени. Дуниты и перидотиты габбро-перидотитовой формации этого района серпентинизированы, пироксениты, габбро-нориты и нориты — амфиболитизированы, однако в ряде массивов наблюдаются неизмененные дуниты, перидотиты, пироксениты и габброиды. Серпентинизация дунитов и перидотитов гипербазитовой формации проявилась более интенсивно, чем габбро-перидотитовой, и поэтому в гипербазитовых массивах довольно редко наблюдаются слабо серпентинизированные разновидности пород. Породы габбро-перидотитовой формации Росинско-Тикичского района серпентинизированы и амфиболитизированы в значительно большей степени, чем аналогичные образования Среднего Побужья.

Процессы серпентинизации дунитов и перидотитов габбро-перидотитовой и гипербазитовой формаций проявились в различной степени, и поэтому в настоящее время наблюдаются породы от слабо серпентинизированных до серпентинитов, которые не содержат реликтов первичных породообразующих минералов и первичный состав которых определить довольно трудно. Для восстановления первичного состава пород, по которым образовались серпентиниты, использовались следующие критерии: реликтовые структуры, состав реликтовых породообразующих минералов — оливина и пироксенов, ассоциации рудных минералов, результаты петрохимических пересчетов химических анализов пород по методу Н.Д.Соболева (1959), классификационная диаграмма серпентинитов по их виртуальному минеральному составу, содержания петрогенных элементов, титана, хрома, никеля и других элементов. Все эти критерии во избежание ошибок использовались комплексно и позволили с достаточной надежностью определить первоначальный состав пород и выделить аподунитовые, апогарцбургитовые и аполерцолитовые серпентиниты.

ПЕТРОГРАФИЯ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД

В Росинско-Тикичском районе габбро-перидотитовая формация представлена дунитами, перидотитами, серпентинитами, амфиболитиро-

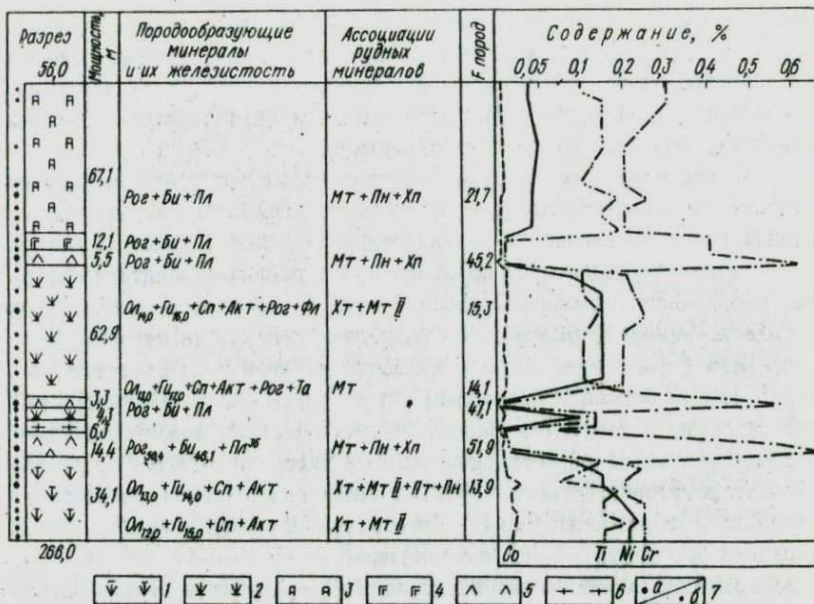


Рис. 7. Геологический разрез, породообразующие минералы и их железистость, ассоциации рудных минералов, распределение железистости и содержания титана, хрома, кобальта и никеля по скв. 2907 (Юрвевский габбро-пироксенит-перидотитовый массив): 1 - серпентинизированные и серпентинизированные перидотиты, 2 - амфиболитизированные и серпентинизированные перидотиты, 3 - горнблендиты, 4 - амфиболиты, 5 - аподиабазовые амфиболиты, 6 - граниты, 7 - места отбора проб на химические (а) и спектральные (б) анализы.

ванными перидотитами, горнблендитами, габбро-амфиболитами и амфиболитами. Наиболее широким распространением пользуются амфиболитизированные перидотиты и горнблендиты, которые совместно с габбро-амфиболитами и амфиболитами слагают габбро-перидотитовые массивы. В Юрвевском массиве скважинами вскрыты дайкообразные тела аподиабазовых амфиболитов (см. рис. 4 и рис. 7).

Неизменные дуниты установлены около с. Королевки, где они образуют жильное тело мощностью 0,4 м, на контактах которого с вмещающими мигматитами распространены амфиболитизированные пироксениты (Фомин, Костюченко, 1972). Макроскопически они представляют собой темно-серую, почти черную породу мелкозернистого сложения массивной текстуры. На фоне общей темной массы наблюдаются ред-

кие мелкие (до 0,05 мм) выделения флогопита. Структура панидиоморфнозернистая, местами с наложенной петельчатой. Минеральный состав дунита следующий (%): оливин до 90, серпентин до 10, флогопит до 5, иддингсит, хлорит и карбонат до 2, хромит до 2, пирит, пирротин, халькопирит и метаморфогенный магнетит.

Аподунитовые серпентиниты наблюдаются в Чепиженском массиве, где залегают в нижней части разреза и постепенно переходят в серпентинизированные перидотиты. Они представляют собой темно-серую с зеленоватым оттенком породу среднезернистого сложения массивной текстуры. Структура их петельчатая, волокнистая, параллельно-волокнистая, местами с реликтовой панидиоморфнозернистой. Сложены аподунитовые серпентиниты (%) оливином до 15, серпентином до 80, актинолитом до 5, хлоритом, карбонатами до 5 и рудными минералами. Последние представлены хромитом, метаморфогенным магнетитом, реже сульфидами — пирротин, пиритом и халькопиритом. Рудные минералы составляют 3-6%.

Перидотиты являются широко распространенной разновидностью ультрабазитов и наблюдаются во всех габбро-перидотитовых массивах Росинско-Тикичского района. По первичному минеральному составу среди них выделяются гарцбургиты и лерцолиты, редко — верлиты. Последние установлены в виде шпировидных выделений среди гарцбургитов и лерцолитов Юрьевского массива. Неизмененные перидотиты в габбро-перидотитовых массивах не установлены. Представлены эти породы серпентинизированными перидотитами, серпентинитами и амфиболизированными перидотитами. Последние слагают Юрьевский, Вильшанский, Корнинский, Плисковский и другие массивы.

Серпентинизированные перидотиты имеют незначительное распространение и наблюдаются в Чепиженском, Каленновском, Велико-Брчиновском габбро-перидотитовых массивах. Залегают они в центральных частях интрузивных тел и постепенно переходят в апоперидотитовые серпентиниты. Серпентинизированные перидотиты представляют собой темно-серые, почти черные породы, часто с зеленоватым оттенком средне- и крупнозернистого сложения, массивной текстуры. Изредка в них наблюдаются крупные (до 3 см) выделения таблитчатого актинолита, развивающегося по пироксенам. Внутри этих кристаллов распространены мелкие изометричные зерна частично или полностью серпентинизированного оливина. Структура — петельчатая, сетчатая, параллельно-волокнистая с реликтовой панидиоморфнозернистой, реже — порфиробластовая. Сложены они (%) оливином до 45, ортопироксеном до

15, клинопироксеном до 10, серпентином до 50, амфиболами до 35, флогопитом до 10, джефферизитом до 5, хлоритом, карбонатами и рудными минералами до 8.

Апоперидотитовые серпентиниты распространены в больших количествах, чем серпентинизированные перидотиты, и почти полностью слагают Чепиженский, Каленновский, Тележинский и другие габбро-перидотитовые массивы. Серпентиниты наблюдаются также в центральной части Юрьевского массива. По внешнему облику апоперидотитовые серпентиниты довольно разнообразны, имеют темно-серую, темно-зеленую, пятнистую окраску, массивную текстуру и характеризуются значительным разнообразием структур, унаследованных от тех пород, по которым они образовались, и собственно серпентинитовых. Оливин и пироксен в этих породах наблюдаются в виде реликтов; сложены они в основном серпентином (до 90%) — лизардитом, антигоритом, хризотилом, а также амфиболами, хлоритом, флогопитом, джефферизитом, карбонатами. Содержание рудных минералов — хромита, магнетита, сульфидов; достигает 9%.

Довольно своеобразны амфиболитизированные перидотиты, которые впервые были описаны П.И.Слинько (1970). Эти породы слагают Юрьевский, Вильшанский, Корнинский, Корневский и другие габбро-перидотитовые массивы. Амфиболитизированные перидотиты представляют собой темно-серые с зеленоватым оттенком породы средне- и крупнозернистого, иногда гигантозернистого сложения массивной текстуры. Структура их нематобластовая и пойкилобластовая, обусловленная наличием гигантских кристаллов роговой обманки (до 15 см) с пойкилитовыми включениями серпентинизированного оливина, пироксенов и актинолита. Содержание роговой обманки достигает 40%. Минеральный состав этих пород следующий (%): оливин до 10, ортопироксен до 25, клинопироксен до 35, амфиболы — актинолит и роговая обманка до 70, серпентин до 30, флогопит до 8, хлорит, тальк, карбонаты и рудные минералы. Из рудных минералов наиболее широко распространен метаморфогенный магнетит (до 10%); хромит, пирит, пирротин, халькопирит и миллерит присутствуют в незначительных количествах.

В габбро-перидотитовых массивах на контакте с вмещающими гранитоидами довольно широко распространены флогопитизированные и амфиболитизированные перидотиты, которые характеризуются повышенным содержанием флогопита (до 10%). Эти породы образуют зоны мощностью до 5-7 м.

Горнблендиты представляют собой полностью амфиболитизированные разности пироксенитов и в незначительных количествах наблюдаются в Чепиженском, Каленновском, Юрьевском, Корнинском и многих других габбро-перидотитовых массивах. Эти породы образуют жильные тела мощностью до 20 м, которые обычно залегают на контакте массивов с вмещающими мигматитами и гранитоидами, а также с габбро-амфиболитами и амфиболитами. Горнблендиты также полностью слагают незначительные по размерам тела (Ожеговское, Васильковское и др.). Они представляют собой темно-серые с зеленоватым оттенком породы, средне- и крупнозернистые, нередко порфировидные. Структура их гипидиоморфнозернистая, реже порфиро- и пойкилобластовая. Сложены они (%) оливином до 5, орто- и клинопироксенами до 15, амфиболами - актинолитом и роговой обманкой до 90, плагиоклазом до 10, флогопитом, хлоритом, серпентином, карбонатами и рудными минералами. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном и рутилом; из рудных наблюдаются магнетит, изредка хромит, ильменит, титано-магнетит и сульфиды.

Во многих габбро-перидотитовых массивах распространены актинолититы, которые образуют зоны мощностью до 8-10 м на контактах с вмещающими гранитоидами и постепенно переходят в перидотиты. Актинолититы представляют собой зеленовато-серые мелко- и среднезернистые массивные породы, иногда с шестовато-лучистым строением. Структура их панидиоморфнозернистая, реже нематобластовая, сложены они (%) актинолитом до 90, флогопитом до 10, хлоритом, тальком, карбонатом и рудными минералами. В виде реликтов в них наблюдается серпентинизированный оливин и пироксены.

Основные породы габбро-перидотитовой формации Росинско-Тикичского района представлены габбро-амфиболитами и амфиболитами. Эти породы в незначительных количествах наблюдаются во всех габбро-перидотитовых массивах, где они залегают на контактах перидотитов с вмещающими породами. Макроскопически они представляют собой темно-серые, почти черные с зеленоватым оттенком породы средне- или крупнозернистого сложения массивной текстуры. Структура их гранобластовая, пойкилобластовая, реже бластогаббровая с реликтовой габбровой. Минеральный состав этих пород (%): ортопироксены до 5, клинопироксены до 10, роговая обманка до 55, плагиоклаз андезин-лабрадорного состава до 65, биотит до 8, эпидот, изредка вторичный кварц. Акцессорные минералы - апатит, циркон, сфен; рудные - магнетит, ильменит, титаномагнетит, пирит, пирротин, халькопирит и миллерит.

Аподиабазовые амфиболиты Юрьевского массива представляют собой темно-серые, почти черные породы мелкозернистого сложения массивной, изредка порфиroidной текстуры. Структура их гранобластовая с реликтовой офитовой и порфиroidной. Сложены они (%) плагиоклазом андезин-лабрадорового состава, по краям зерен раскисленного до альбита до 65, роговой обманкой до 35, биотитом до 15, хлоритом до 10, эпидотом до 5, изредка кварцем и калиевым полевым шпатом, серицитом. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом и сфеном.

Гипербазитовая формация Среднего Побужья представлена дунитами, серпентинизированными дунитами, перидотитами, серпентинитами, пироксенитами и рудными хромитовыми телами. Наиболее широко распространены апоперидотитовые и аподунитовые серпентиниты, которые слагают Капитановский, Заводской, Первомайский и другие гипербазитовые массивы. Среди перидотитов по первичному минеральному составу выделяются гарцбургиты и лерцолиты. Пироксениты развиты в незначительных количествах и наблюдаются в виде жильных тел мощностью до 25 м в Капитановском, Заводском, Пушкинском и других массивах. Для всех гипербазитовых массивов характерно наличие рудных хромитовых тел. Распространение разновидностей пород в Капитановском гипербазитовом массиве показано на рис. 5 и 3.

Дуниты и серпентинизированные дуниты установлены в Капитановском, Липняговском и других гипербазитовых массивах. Они представляют собой темно-серые, почти черные массивные породы мелко- и среднезернистого сложения. Структура их панидиоморфнозернистая, местами с наложенной петельчатой. Минеральный состав этих пород следующий (%): оливин до 70, ортопироксен до 5, серпентин, представленный лизардитом и антигоритом, до 40, актинолит до 5, хлорит, карбонаты и рудные минералы до 5. Последние представлены хромитом, магнетитом, пиритом, пирротинном и халькопиритом.

Аподунитовые серпентиниты широко распространены во всех гипербазитовых массивах. Они залегают в различных частях разреза массивов и всегда постепенно переходят в апоперидотитовые серпентиниты. Макроскопически они представляют собой плотные породы темно-серой, зеленоватой с различными оттенками окраски, массивной текстуры. Структура их очень разнообразна: петлевидная, листоватая, волокнистая, параллельно-волокнистая. Сложены они реликтами оливина, пироксенов, серпентином - антигоритом, лизардитом, хризотилом (до 95%), актинолитом, хлоритом, карбонатами и рудными минералами. Из

блюдаются наложенные петельчатая, сетчатая и другие структуры серпентинитов. Сложены они (%) оливином до 70, ортопироксеном до 40, клинопироксеном до 30, шпинелью до 10, серпентином до 30, актинолитом до 6, иллингситом, хлоритом, карбонатами и рудными минералами. Из рудных минералов наиболее широко распространен акцессорный хромит — до 10%, магнетит, пирит, халькопирит и пентландит встречаются реже.

Апоперидотитовые серпентиниты слагают все гипербазитовые массивы Среднего Побужья. По внешнему виду эти породы довольно разнообразны: они имеют зеленую, зеленовато-желтую, темно-серую окраску, часто пятнистую, мелко- и среднезернистое сложение, массивную текстуру. Структура серпентинитов также характеризуется значительным разнообразием: здесь наблюдается петлевидная, сетчатая, листоватая, чешуйчатая, волокнистая, а также реликтовая структура первичных пород — панидиоморфнозернистая и гипидиоморфнозернистая. Сложены они реликтами оливина, орто- и клинопироксенов, серпентином — антигоритом, лизардитом, хризотилом, серпидитом, баститом, — актинолитом, хлоритом, тальком, бруситом и карбонатами. Рудные минералы представлены акцессорным хромитом, метаморфогенным магнетитом, пиритом, пирротином, халькопиритом и миллеритом.

Пироксениты гипербазитовой формации представлены оливиновыми разностями, бронзититами и вебстеритами. Наиболее широко распространены оливиновые бронзититы и вебстериты. Пироксениты наблюдаются в Капитановском, Заводском, Липовеньковском и других гипербазитовых массивах, где они образуют тела мощностью до 25 м с постепенными переходами в перидотиты. Отмечаются также и резкие контакты пироксенитов с перидотитами (Капитановский и Липняговский массивы). Метаморфизм пироксенитов проявился в серпентинизации и амфиболитизации, причем наиболее интенсивно серпентинизации подверглись оливиновые разности.

Хромитовые руды в гипербазитовых массивах представляют собой породы с различным содержанием хромшпинелидов. Среди них по содержанию рудного компонента выделяются сплошные, густо- и редковкрапленные. Сплошные руды имеют массивную, пятнистую, реже шлировую текстуру и мелкозернистое сложение; густо- и редковкрапленные — обычно массивную текстуру, средне- и мелкозернистое сложение. Минеральный состав руд следующий: хромит, в незначительных количествах магнетит, ильменит, пирит и нерудные минералы, представленные реликтами оливина и пироксенов, серпентином, карбона-

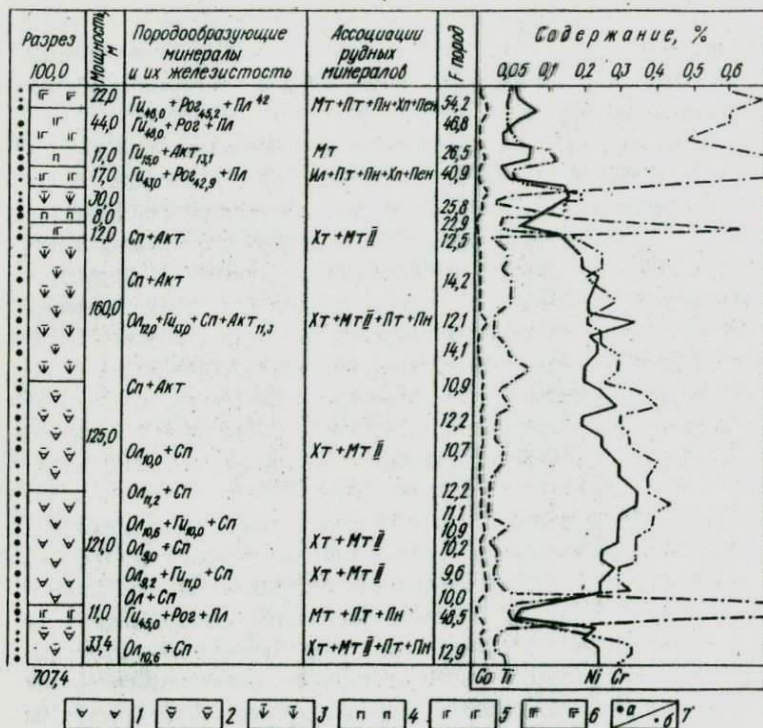


Рис. 9. Геологический разрез, породообразующие минералы и их железистость, ассоциации рудных минералов, распределение железистости и содержаний титана, хрома, кобальта и никеля по скв. 15014 (Тарноватский габбро-перидотит-дунитовый массив): 1 - дуниты, 2 - аподунитовые серпентиниты, 3 - апонеридотитовые серпентиниты, 4 - пироксениты, 5 - габбро-амфиболиты, 6 - амфиболиты, 7 - места отбора проб на химические (а) и спектральные (б) анализы.

тами и хлоритом. Хромит обычно образует изометричные и округлые зерна размером 0,05-2 мм.

Габбро-перидотитовая формация Среднего Побужья характеризуется значительным разнообразием пород, среди которых выделяются дуниты, перидотиты, серпентиниты, пироксениты, горнблендиты, габбро-нориты, нориты, габбро-амфиболиты, амфиболиты и анортозиты. Наиболее широко из ультраосновных пород в габбро-перидотитовых массивах распространены перидотиты и дуниты; пироксениты наблюдаются в мень-

ших количествах (рис. 6 и 9). Широким распространением пользуются породы основного состава, которые залегают в габбро-перидотитовых массивах на контакте с вмещающими образованиями, а также образуют жильные тела в перидотитах.

Дуниты установлены в Тарноватском, Восточно-Люшневатском и Грушковском габбро-перидотитовых массивах, где они залегают в центральных и донных частях интрузий среди аподунитовых серпентинитов. Макроскопически дуниты представлены мелко- и среднезернистыми породами зеленовато-серого цвета массивной текстуры. Структура их панидиоморфнозернистая, минеральный состав следующий: оливин, ортопироксен, серпентин, реже актинолит, карбонат и брусит. Оливин составляет до 95% породы, бесцветен, образует изометричные и идиоморфные зерна, разбитые многочисленными трещинами, которые выполнены серпентином и вторичным магнетитом. Содержание ортопироксена не превышает 3%. Рудные минералы - хромит до 5%, магнетит и сульфиды.

Аподунитовые серпентиниты широко распространены в Тарноватском, Восточно-Люшневатском, Грушковском, Леренюхинском, Кумаровском и Крымковском габбро-перидотитовых массивах, где они совместно с серпентинизированными перидотитами слагают центральные и донные части интрузивных тел. По внешнему виду серпентиниты довольно разнообразны и представляют собой плотные массивные породы темно-серой, желтовато-зеленой окраски, изредка пятнистой. Структура их петельчатая, параллельно-волоконистая, листоватая, сетчатая. Минеральный состав следующий (%): оливин до 15, ортопироксен до 5, серпентин - антигорит, хризотил, лизардит до 90, актинолит, хлорит, карбонат и рудные минералы - хромит, магнетит и сульфиды. Содержимое рудных минералов составляет I - 6%.

Среди перидотитов Среднего Побужья И.С.Усенко (1958) по минеральному составу выделяет гарцбургиты, лерцолиты и верлиты. Наиболее широко распространены гарцбургиты и их серпентинизированные разновидности, которые в основном и слагают габбро-перидотитовые массивы. Лерцолиты наблюдаются в Демовьярском, Каменноватском и некоторых других массивах, где они залегают среди гарцбургитов в виде тел незначительной мощности. Верлиты описаны И.С.Усенко (1958) в районе пгт Завалья.

Макроскопически перидотиты довольно однообразны и представляют собой темно-серые, почти черные породы мелко- и среднезернистого сложения массивной текстуры. Структура их панидиоморфнозер-

нистая и гипидиоморфнозернистая, участками петельчатая. Сложены они (%) оливином до 70, ортопироксеном до 45, клинопироксеном до 65, шпинелью до 12, серпентином, актинолитом, идингситом, хлоритом, карбонатами и рудными минералами до 8. Последние представлены хромитом, магнетитом и сульфидами.

Алоперидотитовые серпентиниты по внешнему облику разнообразны, имеют зеленоватую с различными оттенками окраску, изредка пятнистые и характеризуются наличием структур как собственно серпентинитовых – листоватой, петлевидной, сетчатой, волокнистой и других, так и реликтовых – пан- и гипидиоморфнозернистой. Минеральный состав этих пород также довольно разнообразный: реликты оливина и пироксенов, шпинель, серпентин – антигорит, хризотил, лизардит, серпофит, бастит, – актинолит, хлорит, тальк, флогопит, карбонаты и брусит. По преобладанию определенного серпентинового минерала выделяются антигоритовые, лизардитовые, хризотилловые и серпентиниты смешанного состава. Особенностью серпентинитов является повсеместное присутствие амфибола – актинолита, содержание которого достигает 10%. Рудные минералы представлены хромитом, магнетитом, пиритом, пирротинном, халькопиритом, пентландитом, миллеритом и герсдорфитом.

Пироксениты в габбро–перидотитовых массивах по сравнению с перидотитами распространены ограниченно. Обычно они образуют жильные тела мощностью до 20–30 м среди перидотитов, а также слагают краевые части массивов. По минеральному составу И.С.Усенко (1958) выделено четыре разновидности пироксенитов: гиперстениты, бронзититы, вебстериты и диаллагиты. В последнее время в Демовьярском, Кумаровском и других габбро–перидотитовых массивах выявлены оливиновые пироксениты – оливиновые бронзититы и вебстериты, которые связаны с перидотитами постепенными переходами. Из пироксенитов наиболее часто наблюдаются гиперстениты и бронзититы. Диаллагиты описаны в районе пгт Завалья, в Деренюхинском, Демовьярском и Кумаровском массивах.

Пироксениты имеют темно-серую, почти черную окраску, среднее и крупнозернистое сложение, массивную, реже полосчатую текстуру. Для них характерна гипидиоморфнозернистая структура, изредка пойкилитовая. Сложены они (%) оливином до 35, ортопироксеном до 80, клинопироксеном до 90, шпинелью до 12, амфиболом – актинолитом и роговой обманкой до 40, серпентином до 10, биотитом до 10, хлоритом, тальком, карбонатом и рудными минералами. В некоторых разновидностях пироксенитов наблюдается до 10% плагиоклаза анортитового

состава, что дает основание относить их к плагиоклазсодержащим пироксенитам. Из акцессорных минералов распространен апатит. Рудные минералы представлены магнетитом, титаномагнетитом, хромитом, пиритом, пирротинном, халькопиритом, пентландитом и миллеритом.

В пределах Среднего Побужья на контактах габбро-перидотитовых, а также гипербазитовых массивов с вмещающими гранитоидами распространены актинолититы и горнблендиты. Актинолититы представляют собой темно-серые с зеленоватым оттенком или зеленовато-серые породы средне- и крупнозернистого сложения массивной текстуры. Структура их гипидиоморфнозернистая, гранобластовая и пойкилитовая. Сложены они (%) актинолитом до 90, биотитом до 5, реликтами оливина, пироксенов, шпинели и рудными минералами — магнетитом, хромитом и сульфидами.

Горнблендиты имеют темно-серую, почти черную окраску, крупнозернистое сложение, массивную текстуру. Структура их гранобластовая, псевдопанидиоморфнозернистая. Минеральный состав горнблендитов следующий: роговая обманка до 95%, реликты пироксенов, плагиоклаз, биотит, гранат, магнетит и сульфиды.

Основные породы широко распространены в пределах Среднего Побужья и наблюдаются во всех габбро-перидотитовых массивах. Эти породы представлены габбро-норитами, норитами, габбро-амфиболитами, амфиболитами и анортозитами. Габбро в этом районе до настоящего времени не выявлено. Основные породы залегают в краевых частях Лемовьского, Тарноватского, Деренюхинского, Каменноватского и многих других массивов, а также образуют жильные тела мощностью до 30-50 м среди перидотитов и пироксенитов. Наиболее широким распространением пользуются габбро-нориты и их амфиболитизированные разновидности — габбро-амфиболиты и амфиболиты. Нориты наблюдаются редко и связаны постепенными переходами с габбро-норитами.

Габбро-нориты, нориты, габбро-амфиболиты и амфиболиты представляют собой темно-серые массивные, плотные породы средне- и мелкозернистого сложения массивной, реже полосчатой, текстуры. Структура их габбровая, бластогаббровая, изредка пойкилитовая. Минеральный состав этих пород следующий (%): ортопироксен до 50, клинопироксен до 35, плагиоклаз лабрадорного, реже андезинового и битовнитового, состава до 75, роговая обманка до 60, биотит до 5, гранат и рудные минералы до 6. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом и сфеном, рудные — магнетитом, пльменитом, титаномагнетитом, пиритом, пирротинном, халькопиритом, пентландитом и миллеритом.

Анортозиты образуют жильные тела мощностью до 10 м в перидотитах Демовьярского, Восточно-Льшневатского, Каменноватского и других габбро-перидотитовых массивов. Это светло-серые крупнозернистые, пегматоидные породы. Структура их габбровая, гранобластовая. Сложены анортозиты (%) плагиоклазом анортитового состава до 95, орто- и клинопироксенами до 5, роговой обманкой до 10, биотитом до 3, апатитом, цирконом и рудными минералами - ильменитом, титаномагнетитом и сульфидами.

ПОРОДОБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ

Породообразующие минералы ультрабазитов юго-западной части Украинского щита представлены оливином, пироксенами, шпинелью, серпентином и амфиболами. Породы габбро-перидотитовой и гипербазитовой формаций характеризуются сходным минеральным составом, однако они различаются составом оливинов, пироксенов, шпинели, а также акцессорных хромшпинелидов, что обусловлено различиями химизма источников вещества и условий формирования гипербазитовых и габбро-перидотитовых интрузий. Исследованию состава и типоморфизма оливинов, пироксенов, серпентина и амфиболов посвящены работы М.М.Ильвицкого и Р.В.Колбанцева (1968), Г.Г.Лмитренко (1974), Н.Л.Добрецова и др. (1971), Л.С.Штейнберга и И.С.Чащухина (1977), Е.А.Костюка (1970) и др. В этих работах показано, что особенности состава породообразующих минералов можно использовать при решении петрологических проблем, формационном анализе и выяснении рудоносности базит-ультрабазитовых комплексов.

О л и в и н является главным породообразующим минералом ультрабазитов габбро-перидотитовой и гипербазитовой формаций и всегда присутствует в ассоциации с орто- и клинопироксенами, шпинелью и хромшпинелидами. Этот минерал полностью слагает дуниты и в тех или иных количествах наблюдается в перидотитах, серпентинитах и оливинных пироксенитах. В виде реликтов оливин отмечается в амфиболизированных перидотитах и горнблендитах. Наиболее широко оливин распространен в ультрабазитах габбро-перидотитовой формации Среднего Побужья; в породах гипербазитовых массивов он серпентинизирован и встречается реже.

В породах габбро-перидотитовой формации оливин образует округлые, реже изометричные зерна размером от 0,2 до 3 мм. Довольно часто наблюдается весьма несовершенная спайность по (010). По отношению к пироксенам в перидотитах и пироксенитах оливин имеет более

Химический состав (%) и оптические свойства оливинов

Компонент, константа	I	2	3	4	5	6
<i>SiO₂</i>	40,80	40,73	39,02	40,87	40,05	40,52
<i>TiO₂</i>	Сл.	0,02	Сл.	0,02	0,01	Сл.
<i>Al₂O₃</i>	0,64	0,90	0,77	1,55	0,47	0,39
<i>Cr₂O₃</i>	0,01	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01
<i>Fe₂O₃</i>	0,20	0,17	0,29	0,23	0,45	0,10
<i>FeO</i>	8,33	5,38	5,85	4,33	9,39	10,20
<i>NiO</i>	0,45	0,51	0,47	0,48	0,40	0,42
<i>CoO</i>	0,016	0,018	0,019	0,017	0,02	0,016
<i>MnO</i>	0,10	0,16	0,09	0,14	0,08	0,13
<i>MgO</i>	49,36	51,38	52,79	51,67	48,53	48,01
<i>CaO</i>	0,14	0,42	0,14	0,07	0,15	0,34
<i>Na₂O</i>	0,03	0,20	-	0,20	0,03	0,08
<i>K₂O</i>	0,16	0,06	0,16	Сл.	0,10	0,12
<i>SO₃</i>	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
<i>H₂O</i>	0,10	0,14	0,14	0,04	0,04	0,03
П.п.п.	0,13	0,39	0,14	0,44	0,55	-
Сумма	100,52	100,51	99,90	100,53	100,33	100,42
<i>n_g</i>	1,688	1,682	1,684	1,681	1,688	1,692
<i>n_p</i>	1,654	1,647	1,648	1,645	1,652	1,656
<i>2V</i>	+87°	+86°	+86°	+87°	-	+90°
<i>f</i>	9,1	5,9	6,4	5,5	9,9	11,1
Формульные коэффициенты						
<i>Mg</i>	1,81	1,86	1,94	1,86	1,81	1,77
<i>Fe²⁺</i>	0,17	0,12	0,13	0,11	0,19	0,21
<i>Mn</i>	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
<i>Ni</i>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<i>Al^{IV}</i>	0,00	0,03	0,02	0,05	0,02	0,00
<i>Si</i>	1,00	0,97	0,96	0,98	0,96	1,00

7	8	9	10	11	12	13
40,61	40,89	41,30	41,36	40,65	40,23	40,22
Сл.	0,01	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	0,07
0,63	0,11	0,59	0,78	0,50	0,32	0,20
0,03	0,05	Сл.	Сл.	0,02	0,04	0,04
0,10	0,94	0,21	0,36	0,11	0,33	0,43
10,20	5,64	8,47	7,50	9,34	11,01	9,97
0,41	0,03	0,58	0,53	0,43	0,42	0,40
0,015	0,015	0,03	0,03	0,011	0,01	0,02
0,13	0,12	0,76	1,54	0,23	0,20	0,19
47,16	51,46	46,59	47,10	47,55	46,61	47,27
0,34	Сл.	0,77	0,06	Сл.	Сл.	0,21
0,08	0,13	0,10	0,02	0,06	0,06	0,04
0,16	0,07	0,10	0,01	0,12	0,07	0,13
Не опр.	Не опр.	0,02	0,03	0,13	0,07	0,03
0,08	0,12	0,05	0,05	0,10	0,06	0,07
0,32	0,22	0,47	0,62	0,59	0,55	0,61
100,27	99,81	100,04	99,99	99,84	99,98	99,95
1,691	1,683	1,692	1,691	1,692	1,696	1,692
1,654	1,648	1,656	1,655	1,656	1,659	1,654
+90°	-	+88°	+88°	+88°	+89°	+90°
11,3	7,5	10,6	10,5	10,6	12,6	11,4
в пересчете на 4 катиона						
1,75	1,71	1,72	1,75	1,72	1,75	1,74
0,21	0,17	0,15	0,19	0,22	0,21	0,21
0,00	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01
0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
1,00	1,01	1,01	1,00	1,00	0,99	1,00

КОМПОНЕНТ, КОНСТАНТА	I4	I5	I6	I7	I8	I9	20
<i>SiO₂</i>	40,71	40,32	38,56	39,33	40,28	39,80	39,92
<i>TiO₂</i>	Сл.	Сл.	0,11	Сл.	0,09	0,04	0,04
<i>Al₂O₃</i>	0,27	0,64	0,20	0,43	0,58	0,92	0,55
<i>Cr₂O₃</i>	0,03	0,03	Сл.	Сл.	0,05	0,02	0,08
<i>Fe₂O₃</i>	0,12	0,18	2,87	0,10	0,18	0,69	0,54
<i>FeO</i>	10,06	9,27	10,34	11,15	11,15	9,65	14,71
<i>NiO</i>	0,40	0,39	0,31	0,43	0,33	0,39	0,23
<i>CoO</i>	0,01	0,02	0,014	0,016	0,02	0,018	0,014
<i>MnO</i>	0,18	0,16	0,06	0,13	0,17	0,15	0,16
<i>MgO</i>	47,15	47,41	47,32	47,60	45,26	47,20	42,40
<i>CaO</i>	Сл.	Сл.	0,23	0,14	0,15	0,42	0,23
<i>Na₂O</i>	0,07	0,06	0,10	0,12	0,10	0,10	0,06
<i>K₂O</i>	0,07	0,26	0,10	0,12	0,08	0,11	0,05
<i>SO₃</i>	0,17	0,11	0,05	0,06	0,03	Не опр.	Не опр.
<i>H₂O</i>	0,04	0,02	0,20	0,03	0,08	0,05	0,03
<i>П.п.п.</i>	0,66	0,50	0,43	0,24	0,34	0,30	0,58
С у м м а	99,94	99,87	100,99	100,50	99,39	100,36	99,65
<i>n_g</i>	1,692	1,692	1,693	1,694	1,699	1,690	1,705
<i>n_p</i>	1,654	1,656	1,662	1,653	1,663	1,654	1,670
<i>2V</i>	+39°	+33°	-39°	±90°	-39°	+39°	-33°
<i>f</i>	11,4	10,6	13,1	12,0	12,9	10,8	17,5
Формульные коэффициенты в пересчете на 4 катиона							
<i>Mg</i>	1,74	1,74	1,77	1,75	1,69	1,74	1,62
<i>Fe²⁺</i>	0,20	0,19	0,21	0,23	0,24	0,23	0,34
<i>Mn</i>	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01
<i>Ni</i>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<i>Al^{IV}</i>	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01
<i>Si⁻</i>	1,00	0,93	0,99	0,98	1,00	0,98	0,99

Примечания: I - оливин из серпентинизированного гарцбургита, Капитановский массив, скв. I475, гл. 201,0-205,0 м; 2 - оливин из аподунитового серпентинита, Первомайский массив, скв. I5016, гл. 199,0-200,0 м; 3 - оливин из аподунитового серпентинита, Первомайский массив, скв. I5016, гл. 275,0-276,0 м; 4 - оливин из апоперидотитового серпентинита, Восточно-Липовеньковский массив, скв. I6618, гл. 55,0-58,0 м; 5 - оливин из серпентинизированного гарцбургита, Восточно-Липовеньковский массив, скв. I6615, гл. 37,0-38,0 м; 6 - оливин из серпентинизированного гарцбургита, Липняговский массив, скв. I2432, гл. I09,0-III,0 м; 7 - оливин из серпентинизированного дунита, Липняговский массив, скв. I2432, гл. I35,0-137,0 м; 8 - оливин из аподунитового серпентинита, Буртвынский массив, скв. I2902, гл. I76,3 м; 9 - оливин из дунита, Тарноватский массив, скв. I5014, гл. 580,0-582,0 м; 10 - оливин из дунита, Тарноватский массив, скв. I5014, гл. 600,0-600,2 м; 11 - оливин из аподунитового серпентинита, Тарноватский массив, скв. I5014, гл. 706,0-707,0 м; 12 - оливин из аподунитового серпентинита, Грушковский массив, скв. I0338, гл. 274,0-276,0 м; 13 - оливин из дунита, Грушковский массив, скв. I0338, гл. 307,0-308,0 м; 14 - оливин из серпентинизированного дунита, Восточно-Лышневатский массив, скв. I0337, гл. 329,0-330,0 м; 15 - оливин из дунита, Восточно-Лышневатский массив, скв. I0337, гл. 353,0-359,0 м; 16 - оливин из апогарцбургитового серпентинита, Кумаровский массив, скв. I5003, гл. I32,0-134,0 м; 17 - оливин из апогарцбургитового серпентинита, Крышковский массив, скв. I5010, гл. I41,0-145,0 м; 18 - оливин из апогарцбургитового серпентинита, Каменноватский массив, скв. 9991, гл. 285,0-286,0 м; 19 - оливин из апогарцбургитового серпентинита, Чепиженский массив, скв. 4367, гл. 154,0-155,0 м; 20 - оливин из амфиболитизированного лерцолита, Юрьевский массив, скв. 4495, гл. 170,0-171,0 м.

Аналитики: К.И.Лазебник, А.И.Козаченко, Е.Ф.Никончук, С.Г.Лопата, Б.В.Мирская, М.Л.Шайкевич.

идiomорфную форму кристаллов, что свидетельствует о ранней его кристаллизации. В перидотитах и пироксенитах изредка наблюдается оливин ксеноморфный к ортопироксену. Для пироксенитов характерно наличие оливина в виде пойкилитовых вростков в ортопироксене. В оливине наблюдаются мелкие округлые идиоморфные кристаллы хромшпинелидов и сульфидов.

Оливины из ультрабазитов габбро-перидотитовой формации Росинско-Тикицкого района и Среднего Побужья характеризуются сходными оптическими константами и химическим составом. По данным 37 замеров n_g составляет I,684 - I,714, $n_p = I,650 - I,676$, $2V$ изменяется от +80 до $\pm 90^\circ$. Железистость оливинов на диаграмме А.Н.Винчелла (1949) от 8 до 22%, что дает основание относить их к форстериту и хризолиту. Железистость, которая определялась по показателю преломления на диаграмме А.Н.Винчелла, не отличается от железистости химически проанализированных оливинов, рассчитанных по формуле $f = \frac{FeO + 2FeO + MnO \cdot 100\%}{FeO + 2FeO + MnO + MgO}$, и поэтому определение железа-

стости этих минералов иммерсионным методом является достаточно точным и ошибка не превышает 1% содержания в них фаялита (Фомин и др., 1971).

Наиболее магнезиальный оливин наблюдается в дунитах, где железистость его составляет 8–13%, более железистый в перидотитах 10–14, а в оливиновых пироксенитах повышается до 20%. Амфиболизированные гарцбургиты Корнинского массива сложены оливином с повышенной железистостью ($\eta_g = 1,712 - 1,714$, $f = 20 - 22\%$). Средний состав оливина в ультраосновных породах габбро-перидотитовой формации Росинско-Тигичского района отвечает хризолиту с железистостью 13,5%, Среднего Побужья – хризолиту с железистостью 12,7% (см. табл. 1).

Химический состав оливинов из ультраосновных пород габбро-перидотитовой формации приведен в табл. 2. Содержание MgO в оливинах составляет 42,40–47,55%, FeO – 7,50–14,71%, Al_2O_3 , CaO и щелочи содержатся в незначительных количествах. Среднее содержание MgO в этих оливинах составляет 47,26%, FeO – 9,78%. В оливинах из дунитов Тарноватского массива отмечается несколько повышенное содержание MnO (до 1,54%).

Вторичные изменения оливина проявляются в его серпентинизации – развитии по краям зерен и трещинам lizardита и антигорита до полного его замещения серпентином. Изредка наблюдается развитие по оливину идингсита. Серпентинизация оливина всегда сопровождается выделением метаморфогенного магнетита, который часто располагается по краям серпентинизированных кристаллов оливина.

Оливин из ультраосновных пород гипербазитовой формации Среднего Побужья образует изометричные, округлые зерна размером 0,5–2,5 мм, которые характеризуются более идиоморфной формой по отношению к пироксенам. В виде мельчайших ростков в нем наблюдаются хромшинелиды. Вторичные изменения оливина проявляются в его серпентинизации. По данным 26 замеров η_g оливинов составляет 1,680–1,702, $\eta_p = 1,645$ –1,666, $2V$ – от +84 до $\pm 90^\circ$. Железистость их составляет 5–16%. Наиболее магнезиальные оливины распространены в дунитах ($f = 5$ –10%), в гарцбургитах железистость несколько повышается (до 12%), а в оливиновых пироксенитах достигает 16%. Средний состав оливина из гипербазитовой формации соответствует форстериту с железистостью 8,8% (см. табл. 1).

Химический состав оливинов из пород гипербазитовой формации характеризуется повышенными содержаниями MgO (от 46,16 до 51,46%)

и низкими FeO (от 4,83 до 10,20%). Средние содержания этих окислов составляют соответственно 50,04 и 7,47%. По сравнению с оливинами из ультрабазитов габбро-перидотитовой формации они содержат больше MgO и меньше FeO (см. табл. 2).

Состав оливина в разрезах габбро-перидотитовых массивов не остается постоянным. Наиболее магниезный оливин наблюдается в донных частях интрузивных тел, в апикальных частях железистость его повышается. В донных частях Тарноватского, Восточно-Львоватского, Каменноватского и других массивов железистость составляет 9-12%, выше по разрезу она увеличивается до 11-14% (см. рис. 7 и 9). В гипербазитовых массивах распространен оливин почти одинакового состава, и в разрезах интрузивных тел железистость его изменяется незначительно. Гипербазиты, залегающие в лежачем и висячем боках Капитановского и Первомайского массивов, содержат оливин с железистостью соответственно 7,1-8,5 и 6,4 - 7,8% (см. рис. 8).

Различия железистости оливинов из пород габбро-перидотитовой и гипербазитовой формаций находят отражение в железистости дунитов, перидотитов и пироксенитов этих формаций. Основная часть железа в ультраосновных породах является силикатной и содержится главным образом в оливине и пироксенах. Поэтому железистость пород прямо зависит от железистости слагающих их оливинов. Железистость оливинов всегда несколько ниже железистости дунитов и перидотитов, что обусловлено наличием в породах рудных минералов и пироксенов. Это хорошо видно на диаграмме зависимости железистости ультраосновных пород гипербазитовой и габбро-перидотитовой формаций от железистости оливинов (рис. 10).

П и р о к с е н ы. Как и оливин, пироксены являются главными породообразующими минералами габбро-перидотитовой и гипербазитовой формаций. В тех или иных количествах они отмечаются во всех разновидностях пород, причем ортопироксены пользуются более широким распространением по сравнению с клинопироксенами.

Ортопироксен наблюдается в дунитах, перидотитах, пироксенитах, габбро-норитах и норитах и в виде реликтов отмечается в горнблендитах, актинолититах и габбро-амфиболитах габбро-перидотитовых массивов Росинско-Тикичского района и Среднего Побужья. В ультрабазитах он образует таблитчатые, округлые и неправильной формы зерна размером от 0,1 до 2 мм. В пироксенитах наблюдаются порфириобласти (до 4 мм) ортопироксена, в которых в виде пойкилитовых вростков распространен оливин. По отношению к оливину ортопироксен об-

разует ксеноморфные кристаллы, но часто более идиоморфен, чем клинопироксен. В виде включений в нем отмечаются мелкие идиоморфные зерна хромита. В проходящем свете бесцветный, в пироксенитах иногда отмечается слабо выраженный плеохроизм.

В ультраосновных породах габбро-перидотитовой формации показатели преломления ортопироксенов составляют: $n_g = 1,678-1,706$, $n_p = 1,668-1,694$, часто наблюдается косое погасание (до 10°), $2V$ - от -60 до -74° . Железистость ортопироксенов, по диаграмме В.Е.Трегера (1963), составляет 10-23%. По классификации Н.Л.Добрецова и др. (1971) они относятся к энстатиту и бронзиту. Наиболее магнизальные ортопироксены распространены в дунитах ($f = 12,5\%$) и перидотитах ($f = 12-22\%$), более железистые в пироксенитах ($f = 18-23\%$). Средний состав ортопироксена в ультраосновных породах габбро-перидотитовой формации Росинско-Тикичского района отвечает бронзиту с железистостью 20,5%, Среднего Побужья - бронзиту с железистостью 19,1% (табл. 1).

В породах основного состава ортопироксен образует идиоморфные зерна размером 0,2-1,2 мм, изредка с включениями плагиоклаза и рудного минерала. В проходящем свете бесцветный, иногда отмечается слабо выраженный плеохроизм. Показатели преломления составляют: $n_g = 1,703-1,736$, $n_p = 1,683-1,717$, $2V$ - от -40 до -70° , угол угасания до 10° . Железистость по диаграмме В.Е.Трегера (1963) изменяется от 22 до 60%, в среднем составляя 45,2-47,5% (табл. 3). Ортопироксены из габброидов Среднего Побужья исследованы И.Б.Шербаковым (1975), по данным которого средний состав их отвечает гипертену с железистостью 44%.

В породах гипербазитовой формации Среднего Побужья ортопироксены в перидотитах и пироксенитах образуют округлые, таблитчатые зерна размером 0,5-2,5 мм. Ортопироксены имеют $n_g = 1,678-1,692$, $n_p = 1,666-1,680$, $2V$ - от -53 до -72° , часто косое погасание (до 6°). Железистость их составляет 3-20%, что, по классификации Н.Л.Добрецова и др. (1971), соответствует энстатиту и бронзиту. В перидотитах железистость ортопироксена составляет 8-16%, в пироксенитах повышается до 12-20%. Средний состав его отвечает бронзиту с железистостью 16,3% (см. табл. 1).

Химический состав ортопироксенов из пород габбро-перидотитовой и гипербазитовой формаций характеризуется низким содержанием CaO , Na_2O , MnO и TiO_2 (табл. 3). Содержание глинозема в них изменяется от 0,90 до 3,03%. По химизму эти пироксены различаются содержаниями MgO и FeO , а также глинозема.

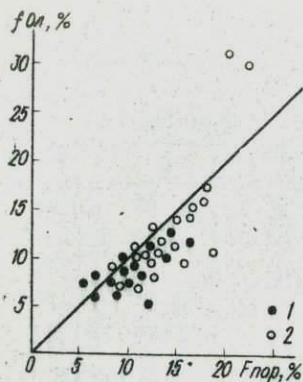


Рис. IО. Диаграмма зависимости железистости ультраосновных пород от железистости оливинов для гипербазитовой (I) и габбро-перидотитовой (2) формаций.

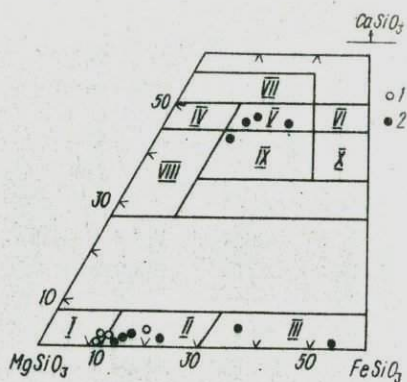


Рис. II. Положение фигуративных точек пироксенов из ультраосновных и основных пород гипербазитовой (I) и габбро-перидотитовой (2) формаций на диаграмме состава пироксенов Хесса-Трегера (Трегер, 1968). Поля: I - энстатита, II - бронзита, III - гиперстена, IV - диопсида, V - салита, VI - ферросалита, VII - фассаита, VIII - магнезиального авгита, IX - авгита, X - ферроавгита.

На диаграмме состава пироксенов Хесса-Трегера (Трегер, 1968) проанализированные ортопироксены попадают в поле энстатита (ан. 2, 3, 4 и 5), бронзита (ан. I, 6, 7, 8) и гиперстена (ан. 9, 10) (рис. II). По классификации Н.Л. Дobreцова и др. (1971) они относятся к магнезиально-железистым ортопироксенам и алумоортопироксенам, в которых величина Al_{IV} больше 0,07.

Вторичные изменения ортопироксенов из ультраосновных пород проявляются в серпентинизации, особенно в гипербазитовых массивах, замещении актинолитом и роговой обманкой. В габброидах по гиперстену развивается роговая обманка, реже - биотит.

Клинопироксены распространены в перидотитах, пироксенитах, габбро-норитах и в виде реликтов наблюдаются в горнблендитах, актинолититах и габбро-амфиболитах габбро-перидотитовой формации Росинского района и Среднего Побужья. В ультраосновных породах они образуют призматические, таблитчатые зерна размером до 3,2 мм, которые ксеноморфны по отношению к оливину и ортопироксенам. В шлифах клинопироксены бесцветны, довольно часто наблюдается диаплазо-

Химический состав (%) и оптические свойства пироксенов

Компонент, константа	Ортопироксен						
	1	2	3	4	5	6	7
<i>SiO₂</i>	50,37	54,75	54,04	53,90	53,48	51,40	52,44
<i>TiO₂</i>	0,12	0,08	0,05	0,11	0,05	0,08	0,08
<i>Al₂O₃</i>	1,79	2,15	3,03	2,47	2,59	3,03	1,70
<i>Cr₂O₃</i>	0,07	0,09	0,14	0,12	0,07	0,12	0,23
<i>Fe₂O₃</i>	1,29	0,98	1,39	1,94	1,60	1,15	1,42
<i>FeO</i>	12,39	6,32	6,32	6,39	6,46	9,93	9,95
<i>NiO</i>	0,07	0,08	0,07	0,06	0,05	0,05	0,06
<i>CoO</i>	0,01	0,009	0,012	0,011	0,007	0,006	0,007
<i>MnO</i>	0,33	0,13	0,11	0,08	0,14	0,37	0,24
<i>MgO</i>	31,25	35,06	34,10	33,72	33,82	31,54	32,22
<i>CaO</i>	1,21	0,33	0,36	0,23	0,42	0,67	0,56
<i>Na₂O</i>	0,09	0,04	0,03	0,03	0,10	0,10	0,12
<i>K₂O</i>	0,05	0,10	0,04	0,10	0,16	0,06	0,04
<i>SO₃</i>	0,04	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,05	Не опр.
<i>H₂O</i>	0,06	0,03	0,16	0,14	0,16	0,34	0,05
<i>П.п.п.</i>	1,04	0,13	0,63	0,23	0,33	1,21	0,75
<i>Сумма</i>	100,23	100,33	100,53	100,13	99,99	100,11	99,87
<i>n_g</i>	1,690	1,677	1,678	1,680	1,679	1,637	1,688
<i>n_p</i>	1,678	1,667	1,667	1,669	1,668	1,673	1,677
<i>c_{Ng}</i>	-	-	-	-	-	-	4°
<i>2V</i>	-75°	+87°	+39°	-87°	+90°	-82°	-72°
<i>f</i>	13,7	10,1	11,2	12,3	11,6	16,2	16,6
						Формульные коэффициенты	
<i>Ca</i>	0,05	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,02
<i>Na</i>	0,01	0,00	0,01	0,05	0,01	0,01	0,00
<i>Mg</i>	1,70	1,32	1,73	1,76	1,78	1,70	1,72
<i>Fe²⁺</i>	0,33	0,19	0,19	0,20	0,19	0,30	0,29
<i>Fe³⁺</i>	0,04	0,02	0,04	0,05	0,04	0,02	0,04
<i>Mn</i>	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
<i>Al^{IV}</i>	0,00	0,00	0,12	0,00	0,01	0,00	0,01
<i>Ti</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Al^{VI}</i>	0,03	0,09	0,00	0,10	0,11	0,13	0,03
<i>Si</i>	1,34	1,91	1,00	1,39	1,39	1,36	1,92

			Клинопироксен			
8	9	10	11	12	13	14
49,30	50,43	50,20	50,32	51,00	49,21	48,44
0,10	0,20	0,16	0,17	0,14	0,43	0,20
2,06	1,16	1,35	2,03	2,70	2,36	1,35
0,03	0,05	Не опр.	0,23	Не опр.	0,24	0,12
3,92	3,07	0,10	1,93	0,10	3,56	2,37
11,30	20,42	31,74	6,23	13,07	4,61	7,81
0,04	0,01	Не опр.	0,03	Не опр.	0,03	0,02
0,005	0,006	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,005	0,004
0,26	0,33	0,57	0,19	0,25	0,16	0,21
29,60	20,92	15,34	13,26	11,00	14,20	16,21
0,28	1,50	0,35	21,96	21,26	22,30	21,28
0,32	0,43	0,08	0,77	0,23	0,37	0,26
0,24	0,11	0,10	0,21	0,16	0,17	0,09
Не опр.	0,13	Не опр.	0,50	Не опр.	Не опр.	Не опр.
0,16	0,26	0,12	0,24	0,20	0,20	0,10
0,30	1,26	0,15	1,04	Не опр.	1,46	1,10
99,47	100,39	100,26	99,31	100,16	100,36	100,06
1,694	1,713	1,737	1,712	1,723	1,710	1,712
1,632	1,706	1,724	1,683	1,682	1,683	1,684
6°	-	-	42°	44°	38°	42°
-68°	-63°	-54°	+56°	+58°	+56°	-
22,7	33,2	54,2	25,4	40,6	23,9	26,6

в пересчете на 6 катионов

0,01	0,06	0,02	0,90	0,87	0,93	0,87
0,00	0,04	0,00	0,06	0,02	0,03	0,03
1,63	1,19	0,89	0,75	0,62	0,81	0,90
0,36	0,65	1,04	0,20	0,42	0,15	0,23
0,11	0,06	0,00	0,06	0,00	0,11	0,01
0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
0,01	0,00	0,02	0,03	0,06	0,01	0,00
0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01
0,16	0,05	0,04	0,07	0,06	0,12	0,06
1,84	1,92	1,96	1,93	1,94	1,83	1,86

Примечания: I - бронзит из вебстерита, Капитановский массив, скв. 1602, гл. 183,0-184,0 м; 2 - энстатит из серпентинизированного гарцбургита, Липняговский массив, скв. 12432, гл. 109,0-111,0 м; 3 - бронзит из серпентинизированного дунита, Липняговский массив, скв. 12432, гл. 185,0-187,0 м; 4 - бронзит из серпентинизированного гарцбургита, Восточно-Липовеньковский массив, скв. 16615, гл. 87,0-89,0 м; 5 - бронзит из апогарцбургитового серпентинита, Крымковский массив, скв. 15010, гл. 141,0-145,0 м; 6 - бронзит из оливинового бронзитита, Каменноватский массив, скв. 9990, гл. 130,0-135,0 м; 7 - бронзит из апогарцбургитового серпентинита, Чепиженский массив, скв. 4367, гл. 213,0-214,0 м; 8 - бронзит из амфиболлизированного гарцбургита, Корнинский массив, скв. 765, гл. 80,0-81,0 м; 9 - гиперстен из габбро-норита, Липняговский массив, скв. 12432, гл. 120,0-122,0 м; 10 - гиперстен из габбро-амфиболита, Крымковский массив, скв. 15010, гл. 245,0-247,0 м; 11 - салит из габбро-норита, Липняговский массив, скв. 12432, гл. 120,0-122,0 м; 12 - салит из габбро-амфиболита, Крымковский массив, скв. 15010, гл. 141,0-145,0 м; 13 - салит из амфиболлизированного лерцолита, Юрьевский массив, скв. 4495, гл. 152,0-153,0 м; 14 - салит из амфиболлизированного вебстерита, Корнинский массив, скв. 765, гл. 95,0-96,0 м.

Аналитики: Б.В.Мирская, К.И.Лазебник, Ф.М.Шафир.

вая отдельность, по спайности иногда отмечаются вставки рудного минерала. Угол погасания их составляет $38-44^\circ$, $n_g = 1,704-1,718$, $n_p = 1,672-1,686$, $2V = +56-62^\circ$. Железистость клинопироксенов по диаграмме В.Е.Трегера (1968) изменяется от 10 до 32%, что дает основание относить их, по классификации Н.Л.Добрецова и др. (1971), к диопсиду и салиту. В перидотитах распространен диопсид с железистостью 10-18%, в пироксенитах - с железистостью 10-32%. Средний состав клинопироксена в ультраосновных породах габбро-перидотитовой формации отвечает диопсиду с железистостью 17,2%. В габбро-норитах клинопироксен представлен салитом с железистостью 32,5% (см. табл. I).

Химический состав клинопироксенов из пород габбро-перидотитовой формации довольно однообразен и характеризуется несколько повышенным содержанием глинозема ($1,35-2,86\%$) и Na_2O (табл. 3). Они содержат немного больше Al_2O_3 , Na_2O и K_2O , чем сосуществующие с ними ортопироксены. На диаграмме состава пироксенов химически проанализированные клинопироксены из лерцолита, вебстерита и габбро-норита попадают в поле салит - авгита (рис. II). По классификации Н.Л.Добрецова и др. (1971), эти клинопироксены относятся к салиту и авгиту.

В гиперобазитовых массивах Среднего Побужья клинопироксен распространен в лерцолитах и вебстеритах, где он образует таблитчатые, призматические зерна размером до 2 мм. Оптические константы

клинопироксенов следующие: $сNg = 38-44^{\circ}$, $n_g = 1,702-1,708$, $n_p = 1,668-1,678$. Представлен клинопироксен диопсидом с железистостью 6-18%, причем в перидотитах железистость его составляет 7,4, в пироксенитах - 13,2%. Средний состав клинопироксена в породах гипербазитовой формации отвечает диопсиду с железистостью 10,6%.

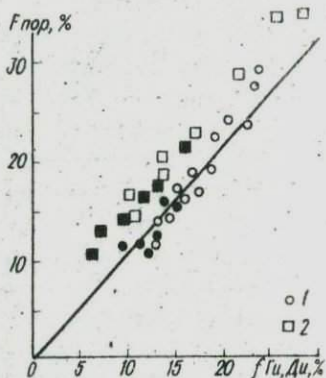
По данным Н.Л.Добрецова и др. (1971), исследовавших состав породообразующих пироксенов гипербазитовой, габбро-пироксенит-ду-

нитовой и других базит-ультрабазитовых формаций, железистость ортопироксена из перидотитов гипербазитовой формации составляет 10,5, клинопироксена 9,9%, из габбро-пироксенит-дунитовой - соответственно 15,2 и 12,6%. Исследованные пироксены из гипербазитов характеризуются почти такой же железистостью (12,5 и 7,4%), а в перидотитах габбро-перидотитовой формации железистость ортопироксенов и клинопироксенов несколько выше, - соответственно 18,6 и 15,2%.

Клинопироксены из ультраосновных пород габбро-перидотитовой и гипербазитовой формаций замещаются актинолитом и роговой обманкой, реже - серпентинизированы. В габброидах по клинопироксену развивается роговая обманка, реже - биотит.

Железистость ультрабазитов габбро-перидотитовой и гипербазитовой формаций зависит от железистости слагающих породы орто- и клинопироксенов. Железистость ультраосновных пород связана прямой зависимостью с железистостью пироксенов, причем железистость ортопироксенов совпадает с железистостью пород, а клинопироксенов на 8-12% ниже (рис. 12).

В разрезах Чепиженского, Юрьевского, Кумаровского, Каменноватского и других габбро-перидотитовых массивов установлено изменение состава орто- и клинопироксенов. Наиболее магнезиальные пироксены наблюдаются в донних частях (лежащих) боках интрузивных тел, в апикальных частях (висячих боках) железистость их повышается.



ся. Перидотиты в донной части Юрьевского массива сложены ортопироксеном с $f = 18\%$, клинопироксеном с $f = 17\%$, а в апикальной части железистость их повышается соответственно до 23 и 20%. Железистость ортопироксена в перидотитах донной части Каменноватского массива составляет 14, в апикальной — 18%. Изменение состава пироксенов в разрезах габбро-перидотитовых массивов прослеживается на рис. 7 и 9. В разрезах гипербазитовых массивов состав пироксенов остается почти без изменения (см. рис. 8).

Для ультрабазитов габбро-перидотитовой и гипербазитовой формаций характерна ассоциация оливина, орто- и клинопироксенов. Железистость этих сосуществующих минералов связана определенной зависимостью. Железистость оливинов несколько ниже железистости сосуществующих ортопироксенов, а клинопироксенов на 10–14% ниже, чем у сосуществующих ортопироксенов. Такая же закономерность различия железистости сосуществующих пироксенов описана И.В.Чербаковым (1975) в габброидах юго-западной части Украинского щита.

Ш п и н е л ь. В перидотитах и пироксенитах гипербазитовой и габбро-перидотитовой формаций Среднего Побужья довольно широко распространена шпинель. Обычно она присутствует в породах в незначительных количествах, но иногда содержание ее достигает 18%. Наблюдается она на контактах перидотитов и пироксенитов. Форма зерен шпинели неправильная, изометричная, размер в поперечнике достигает 2–3 мм. Окраска ее в шлифах зеленая, зеленовато-бурая и бурая. Показатели преломления составляют $1,676$ – $1,850$. Собственно шпинель в этих породах отнесена И.С.Усенко (1958) к зеленой разновидности — плеонасту.

В породах гипербазитовой формации распространена шпинель зеленого цвета с низкими показателями преломления (до $1,780$), реже наблюдается зеленовато-бурая. Перидотиты и пироксениты габбро-перидотитовой формации характеризуются наличием зеленовато-бурой шпинели. Изредка в этих породах отмечается и зеленая шпинель с показателем преломления $1,810$ – $1,860$. Показатели преломления и цвет дают основание выделять среди минералов серии шпинели зеленый плеонаст и бурый пикотит.

Приведенный в табл. 4 химический состав, показатели преломления, плотность и параметры элементарных ячеек позволяют точно определить минералы серии шпинели. Зеленая шпинель из серпентинита Буртынянского гипербазитового массива (ан. I) характеризуется повышенным содержанием FeO , низким показателем преломления и поэто-

Химический состав и оптические свойства шпинели

Окисел	1	2	3
SiO_2	1,34	4,60	4,36
TiO_2	1,06	0,12	1,98
Al_2O_3	63,48	55,22	38,13
Cr_2O_3	0,48	7,33	17,95
Fe_2O_3	-	6,83	3,01
FeO	11,00	7,40	19,64
NiO	0,24	0,43	0,19
CoO	0,04	0,05	0,027
MnO	Сл.	0,17	0,34
MgO	21,92	17,09	12,29
CaO	0,24	0,26	0,27
H_2O	Сл.	0,16	Сл.
П.п.п.	Сл.	0,16	1,47
С у м м а	99,80	99,82	99,66
<i>n</i>	1,730	1,767	1,841
Плотность	3,69	3,93	4,03
Параметры элементарной ячейки	8,088	8,110	8,146

П р и м е ч а н и я: 1 - зеленый плеонаст из серпентинита Буртянского гипербазитового массива, скв. 19202, гл. 176,7-184,7 м; 2 - бурый пикотит из серпентинита Грушковского габбро-перидотит-дунитового массива, скв. 10338, гл. 220,1-236,0 м; 3 - бурый пикотит из серпентинита Лещевского габбро-перидотитового массива, скв. 15356, гл. 50,1-60,4 м.

Аналитик О.И. Золина.

му относится к плеонасту. Шпинель из серпентинитов Грушковского (ан. 2) и Лещевского (ан. 3) габбро-перидотитовых массивов имеет повышенное содержание хрома и поэтому относится к хромистому герциниту или пикотиту. Между герцинитом и хромитом существует полная серия твердых растворов, и разновидности с повышенным содержанием хрома относятся к пикотиту. В отличие от хромшпинелидов в пикотитах $Al^{3+} > Cr^{3+}$ и отношение $Fe : Mg$ изменяется от 1 до 3.

Химический состав (%) и оптические свойства амфиболов

Окисел, констан- та	Актинолиты						
	I	2	3	4	5	6	7
<i>SiO₂</i>	52,36	52,69	52,10	50,86	48,32	50,29	48,60
<i>TiO₂</i>	0,41	0,33	0,11	0,12	0,20	0,68	0,37
<i>Al₂O₃</i>	6,00	4,27	5,42	5,79	10,07	7,00	9,90
<i>Cr₂O₃</i>	0,24	0,19	0,24	0,20	He опр.	0,31	0,18
<i>Fe₂O₃</i>	0,23	3,00	3,21	4,40	1,21	1,61	2,64
<i>FeO</i>	3,05	3,48	5,73	6,25	2,87	4,35	4,03
<i>NiO</i>	0,06	0,03	0,01 ₂	0,03 ₃	He опр.	0,05	0,04
<i>MnO</i>	0,08	0,26	0,11	0,18	0,06	0,22	0,05
<i>MgO</i>	21,96	19,76	18,30	17,68	21,07	20,55	18,35
<i>CaO</i>	12,62	11,98	11,20	11,60	12,46	12,14	12,90
<i>Na₂O</i>	0,40	1,20	0,62	0,78	1,10	0,50	0,71
<i>K₂O</i>	0,12	0,29	0,19	0,24	0,40	0,12	0,16
<i>SO₃</i>	He опр.	0,04	He опр.	He опр.	He опр.	0,03	He опр.
<i>H₂O</i>	0,18	0,14	0,20	0,25	0,23	0,12	0,14
<i>п.п.п.</i>	2,62	2,00	2,34	1,65	1,90	2,02	2,10
<i>Сумма</i>	100,33	99,66	100,28	100,04	99,94	100,04	100,17
<i>n_g</i>	1,633	1,642	1,643	1,643	1,653	1,663	1,653
<i>n_p</i>	1,617	1,620	1,620	1,623	1,634	1,644	1,636
<i>c/n_g</i>	17°	15°	19°	20°	23°	16°	20°
<i>2V</i>	-84°	-82°	-85°	-80°	-84°	-74°	-82°
<i>f</i>	11,3	15,5	20,7	24,8	9,7	14,1	16,4

Формульные коэффициенты

<i>K</i>	0,02	0,05	0,03	0,04	0,07	0,02	0,03
<i>Na</i>	0,11	0,33	0,17	0,22	0,30	0,14	0,19
<i>Ca</i>	1,88	1,81	1,68	1,78	1,87	1,83	1,95
<i>Σx</i>	2,01	2,19	1,89	2,04	2,24	1,99	2,17
<i>Mg</i>	4,51	4,15	3,85	3,77	4,41	4,31	3,85
<i>Fe²⁺</i>	0,36	0,41	0,67	0,75	0,34	0,51	0,48
<i>Fe³⁺</i>	0,23	0,32	0,34	0,47	0,13	0,17	0,28
<i>Mn</i>	0,01	0,03	0,01	0,02	0,01	0,03	0,01
<i>Ti</i>	0,04	0,04	0,01	0,01	0,02	0,07	0,04

Роговые обманки

8	9	10	11	12	13	14	15
50,00	43,67	42,63	46,04	48,20	48,80	49,70	42,54
0,65	0,52	2,17	0,25	0,29	0,10	0,22	0,44
9,76	10,61	11,56	10,80	7,82	8,06	6,46	10,20
He опр.	He опр.	0,03	0,35	0,43	He опр.	0,20	0,12
1,39	4,18	2,92	4,35	6,36	3,92	4,42	3,27
4,32	11,21	13,21	4,25	4,50	8,80	6,80	11,49
He опр.	0,02	0,01	0,021	0,029	0,015	0,045	0,012
0,10	0,26	0,21	0,10	0,09	0,26	0,11	0,16
20,32	11,86	10,46	13,40	17,20	15,40	17,60	15,40
11,62	12,71	11,37	11,20	11,20	12,20	11,70	12,44
0,20	1,12	2,08	1,82	1,22	0,32	0,96	1,42
0,10	0,61	1,20	0,76	0,43	0,24	0,26	0,51
He опр.	0,41	0,20	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
0,12	0,34	0,08	0,40	0,35	0,16	0,34	0,20
1,45	1,99	1,62	1,59	1,48	1,80	1,54	1,90
100,53	99,51	100,25	100,33	99,40	100,03	100,36	100,10
1,666	1,698	1,633	1,653	1,665	1,659	1,665	1,688
1,642	1,676	1,672	1,635	1,639	1,624	1,639	1,663
23°	18°	19°	19°	23°	20°	22°	24°
-84°	-82°	-80°	-36°	-36°	-85°	-88°	-
13,1	41,9	46,3	20,13	24,8	31,4	25,7	34,7

в пересчете на 23 катиона

0,18	0,12	0,23	0,14	0,08	0,04	0,05	0,10
0,54	0,33	0,61	0,61	0,34	0,09	0,27	0,36
1,74	2,04	1,91	1,72	1,74	1,88	1,80	1,99
2,46	2,49	2,75	2,37	2,16	2,02	2,12	2,44
4,33	2,64	2,37	3,94	3,72	3,31	3,77	3,42
0,50	1,40	1,66	0,51	0,52	1,06	0,82	1,43
0,15	0,47	0,33	0,47	0,69	0,43	0,48	0,37
0,01	0,03	0,03	0,01	0,01	0,03	0,01	0,02
0,07	0,06	0,26	0,03	0,03	0,01	0,02	0,03

Окисел, Конс- танта	Актинолиты						
	1	2	3	4	5	6	7
Al_{VI}	0,01	0,14	0,21	0,26	0,45	0,24	0,48
Σy	5,21	5,09	5,18	5,29	5,36	5,33	5,14
Al_{IV}	0,98	0,57	0,69	0,72	1,21	0,92	1,16
Fe^{3+}	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Si	7,01	7,43	7,31	7,28	6,79	7,08	6,84
(OH)	2,43	1,88	2,19	1,58	1,73	1,90	1,97

Примечания: 1 - актинолит из апонеридотитового серпентинита из оливинового бронзита, Каменноватский массив, скв. 4494, гл. 60,0-61,0 м; 4 - актинолит из апогарцбургита 214,0 м; 5 - роговая обманка из серпентинизированного гарцбургита, обманка из апонеридотитового серпентинита, Демовярский массив, Капитановский массив, скв. 1602, гл. 183,0-184,0 м; 8 - роговая обманка из апонеридотитового серпентинита, Демовярский массив, скв. 10334, гл. 62,0-63,0 м; 11 - роговая обманка из гипертенита, Тарноватский массив, скв. 15014, гл. 170,0-171,0 м; 9 - роговая обманка из габбро-амфиболита, Капитановский массив, скв. 4495, гл. 152,0-153,0 м; 12 - роговая обманка из амфиболитованного лерцолита, Юрьевский массив, скв. 4495, гл. 170,0-171,0 м; 13 - роговая обманка из амфиболитованного гарцбургита, Корнин-амфиболитованного пироксенита, Юрьевский массив, скв. 4494, гл. 95,0-96,0 м; 14 - роговая обманка из амфиболитованного вебстерита, Корнинский массив, скв. 765, гл. 95,0-96,0 м.

Аналитики: Б.В.Мирская, А.И.Самчук, А.И.Козаченко, М.И.Шайкевич.

На диаграмме У.А.Дира и др. (1965) определения минералов группы шпинели по показателям преломления, удельному весу и параметрам элементарных ячеек проанализированные шпинели попадают в поле плеонаста (ан. 1) и пикотита (ан. 2 и 3).

А м ф и б о л н. Амфиболы являются вторичными пороодообразующими минералами и широко распространены во всех разновидностях пород габбро-перидотитовой и гипербазитовой формаций Росинско-Тикичского района и Среднего Побужья. Содержание их изменяется в значительных пределах: от единичных зерен в серпентинизированных дунитах до 95% в горнблендитах и актинолититах. Представлены амфиболы в исследованных породах актинолитом и роговой обманкой. Актинолит распространен в перидотитах, реже в пироксенитах и полностью отсутствует в гипербазитовых и габбро-перидотитовых массивов. Он образует обычно таблитчатые, призматические кристаллы, размер которых составляет от 0,2 до 30 мм. В шлифах актинолит бесцветный,

Роговые обманки							
8	9	10	11	12	13	14	15
0,58	0,40	0,44	0,44	0,32	0,40	0,24	0,13
5,64	5,00	5,06	5,40	5,30	5,42	5,35	5,40
1,02	1,47	1,61	1,39	1,01	0,97	0,85	1,66
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
6,98	6,53	6,39	6,61	6,99	7,03	7,15	6,34
1,35	1,99	1,62	1,53	1,43	1,73	1,48	1,89

тинита, Тарноватский массив, скв. 15014, гл. 269,0-270,0 м; 2 - актинолит из оливинового бронзита, Каменноватский массив, скв. 4494, гл. 60,0-61,0 м; 3 - актинолит из пироксенита, Юрьевский массив, скв. 4367, гл. 213,0-214,0 м; 4 - актинолит из апогарцбургита 214,0 м; 5 - роговая обманка из серпентинизированного гарцбургита, обманка из апонеридотитового серпентинита, Демовярский массив, Капитановский массив, скв. 1602, гл. 183,0-184,0 м; 6 - роговая обманка из гипертенита, Тарноватский массив, скв. 15014, гл. 170,0-171,0 м; 7 - роговая обманка из вебстерита, обманка из гипертенита, Тарноватский массив, скв. 1477, гл. 177,0-178,0 м; 8 - роговая обманка из амфиболитованного лерцолита, Юрьевский массив, скв. 4495, гл. 170,0-171,0 м; 9 - роговая обманка из амфиболитованного гарцбургита, Корнин-амфиболитованного пироксенита, Юрьевский массив, скв. 4494, гл. 95,0-96,0 м; 10 - роговая обманка из амфиболитованного вебстерита, Корнинский массив, скв. 765, гл. 95,0-96,0 м; 11 - роговая обманка из амфиболитованного вебстерита, Корнинский массив, скв. 765, гл. 95,0-96,0 м; 12 - роговая обманка из амфиболитованного вебстерита, Корнинский массив, скв. 765, гл. 95,0-96,0 м; 13 - роговая обманка из амфиболитованного вебстерита, Корнинский массив, скв. 765, гл. 95,0-96,0 м; 14 - роговая обманка из амфиболитованного вебстерита, Корнинский массив, скв. 765, гл. 95,0-96,0 м; 15 - роговая обманка из амфиболитованного вебстерита, Корнинский массив, скв. 765, гл. 95,0-96,0 м.

изредка имеет зеленоватую окраску, плеохроизм выражен слабо. Показатели преломления составляют: $n_g = 1,638-1,648$; $n_p = 1,611-1,622$, $cNg = 10-14^\circ$, $2V$ - от -75 до -85° . Железистость актинолитов изменяется от 9 до 32%.

Роговая обманка в пироксенитах образует таблитчатые зерна, размер которых достигает 1 см. Окраска ее зеленоватая, зеленая, голубовато-зеленая и буровато-зеленая с хорошо выраженным плеохроизмом. Показатели преломления следующие: $n_g = 1,670-1,698$, $n_p = 1,652-1,674$, $cNg = 16-22^\circ$, $2V$ - от -74 до -84° . Железистость ее составляет 24-42%, а в горнблендитах повышается до 48% (Фомин, Литвин, 1970).

В амфиболитованных перидотитах Юрьевского, Вильянского, Корнинского и других габбро-перидотитовых массивов Росинско-Тикичского района наблюдаются крупные порфиробластические кристаллы роговой обманки размером до 15 см с подлинными вросшими ак-

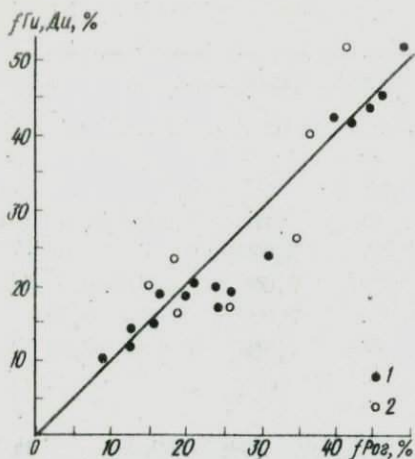


Рис.13. Диаграмма зависимости железистости амфиболов от железистости ортопироксенов (1) и клинопироксенов (2) из пород гипербазитовой и габбро-перидотитовой формаций.

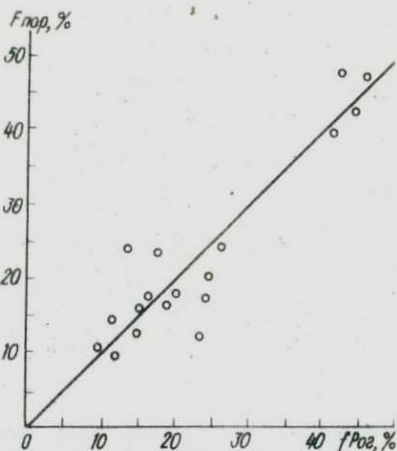


Рис.14. Диаграмма зависимости железистости амфиболов от железистости пород гипербазитовой и габбро-перидотитовой формаций.

тинолита, оливина и пироксенов. Окраска ее зеленая, голубовато-зеленая. Плеохроизм выражен отчетливо от голубовато-зеленого цвета по N_g до зеленовато-желтого по N_p . Показатели преломления этой роговой обманки составляют: $n_g = 1,658-1,688$, $n_p = 1,635-1,662$, $сNg = 18-25^\circ$, $2V = 78-88^\circ$. Железистость изменяется от 22 до 34%.

В габбро-амфиболитах и амфиболитах габбро-перидотитовой формации Росинско-Тикичского района и Среднего Побужья амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой, железистость которой составляет от 28 до 60%.

Железистость амфиболов - актинолита и роговой обманки - из ультраосновных пород гипербазитовой и габбро-перидотитовой формаций связана прямой зависимостью с железистостью сосуществующих орто- и клинопироксенов и не отличается от железистости пород (рис. 13 и 14).

Химический состав амфиболов довольно разнообразный (табл.5). Для актинолитов характерны повышенные содержания Al_2O_3 , Na_2O и K_2O , для роговой обманки - пониженные TiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O и K_2O . По соотношению $Al_{IV}(Al_{VI} + Fe^{3+} + Ti)$ проанализированные амфиболы на диаграмме У.А.Дира и др. (1965) попадают в поле актинолита и роговой

обманки, причем амфиболы из перидотитов относятся к паргаситу, что отражает магнизиальный состав пород (ан. II, I2, I3). Часто амфиболы (ан. 4) на диаграмме У.А.Дира и др. (1965) располагаются в поле между актинолитом и роговой обманкой. Поэтому они, по классификации В.С.Соболева (1949), могут быть отнесены к актинолитовым роговым обманкам.

В ультраосновных породах Росинско-Тикичского района распространены амфиболы двух генераций, образование которых происходило на различных этапах метаморфизма (Фомин и др., 1973). Наиболее ранними являются актинолиты в перидотитах и горнблендитах (ан. 3 и 4), которые замещаются более поздними роговыми обманками (ан. II, I2, I3, I4 и I5). Последние имеют крупные таблитчатые кристаллы, которые образовались в результате замещения не только пироксенов и актинолита, но и всей породы в целом. Эти амфиболы различаются в шлифах окраской, показателями преломления и различным химическим составом.

АССОЦИАЦИИ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ

Характерными рудными минералами ультраосновных и основных пород являются хромшпинелиды, магнетит, ильменит и сульфиды. Описанию этих минералов посвящены работы М.Н.Годлевского (1968), Н.В.Павлова и др. (1968, 1973), Г.А.Соколова (1948), Г.И.Горбунова (1968), Н.М.Чернышова (1971), Ф.П.Леснова (1973) и многих других исследователей.

Х р о м ш п и н е л и д ы — характерные рудные минералы ультраосновных пород — широко распространены в габбро-перидотитовых и гипербазитовых массивах Росинско-Тикичского района и Среднего Побужья (см. рис. 7-9). В дунитах, перидотитах и пироксенитах гипербазитовых массивов содержание их достигает 10%, в редких случаях бывает выше. Они образуют идиоморфные, округлые зерна размером от 0,1 до 3 мм. По форме и размерам зерен, взаимоотношению с силикатными минералами выделяются две генерации акцессорных хромшпинелидов. К I генерации относятся мелкие идиоморфные (до 0,2 мм) кристаллы хромшпинелидов, которые образуют вросстки в оливине, к II — идиоморфные и округлые зерна размером от 0,2 до 3 мм, которые располагаются между силикатными минералами. Образование хромшпинелидов I генерации при кристаллизации расплавов проходило раньше оливина, II — одновременно.

Химический состав хромшпинелидов, %

Оксид	1	2	3	4	5	6	7	8
<i>SiO₂</i>	1,22	3,48	0,90	0,76	0,98	0,66	0,54	3,22
<i>TiO₂</i>	0,40	1,48	0,21	0,11	0,37	0,27	0,21	1,35
<i>Al₂O₃</i>	16,77	19,08	17,13	15,90	13,86	18,46	16,73	16,97
<i>Cr₂O₃</i>	41,36	44,43	44,57	45,90	42,77	41,40	46,94	43,42
<i>Fe₂O₃</i>	11,01	4,09	8,72	8,32	6,80	6,24	5,76	9,15
<i>FeO</i>	17,58	14,09	11,69	14,85	15,50	19,60	15,80	9,69
<i>NiO</i>	0,35	0,14	0,42	0,72	0,35	0,48	0,72	0,23
<i>CoO</i>	0,03	0,04	0,02	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03
<i>MnO</i>	0,60	0,44	0,40	0,32	0,40	0,35	0,40	0,44
<i>MgO</i>	10,58	13,29	15,62	13,32	14,37	12,24	12,91	16,02
<i>CaO</i>	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.
<i>H₂O</i>	сл.	сл.	0,08	0,06	0,08	0,06	0,08	сл.
п.п.	0,10	0,05	0,31	0,17	0,11	0,34	0,06	0,04
Сумма	100,00	100,61	100,07	100,46	100,62	100,13	100,19	100,56

Содержание в молекулярных %

<i>Al₂O₃</i>	16,22	18,04	15,69	14,97	17,02	16,32	15,56	16,00
<i>Cr₂O₃</i>	26,63	28,18	27,39	28,68	25,35	25,18	29,24	27,06
<i>Fe₂O₃</i>	6,70	2,47	5,09	5,00	3,93	3,75	3,40	5,49
<i>FeO</i>	24,01	18,83	15,19	19,70	19,86	25,26	20,88	12,86
<i>MnO</i>	0,78	0,61	0,56	0,33	0,57	0,70	0,57	0,59
<i>MgO</i>	25,66	31,81	36,08	31,27	32,77	23,29	30,35	38,00
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
<i>R₂O₃:RO</i>	0,98	0,95	0,92	0,95	0,88	0,84	0,98	0,94
<i>f</i>	55,1	40,7	36,6	44,5	42,6	51,1	44,9	33,1

Формульные коэффициенты

<i>Mg</i>	0,516	0,645	0,735	0,634	0,677	0,592	0,619	0,772
<i>Fe²⁺</i>	0,483	0,383	0,309	0,399	0,410	0,529	0,425	0,260
<i>Mn</i>	0,016	0,011	0,011	0,008	0,011	0,013	0,012	0,011
<i>Cr</i>	1,071	1,143	1,115	1,162	1,069	1,054	1,191	1,102
<i>Al</i>	0,650	0,732	0,641	0,608	0,704	0,702	0,634	0,648
<i>Fe³⁺</i>	0,269	0,098	0,207	0,203	0,162	0,154	0,138	0,221

Таблица 6

9	10	11	12	13	14	15	16
2,70	1,00	1,30	1,68	0,56	0,62	1,50	1,32
1,40	0,22	0,78	0,55	0,27	0,20	не опр.	не опр.
17,69	17,79	16,80	15,28	18,69	18,60	15,90	22,70
41,16	41,25	41,25	40,65	40,77	41,29	40,85	41,68
11,05	10,85	9,60	13,67	10,87	10,09	12,83	7,86
10,15	19,15	20,85	17,69	19,53	16,66	22,58	17,62
0,15	0,27	0,13	0,49	0,35	0,03	не обн.	не обн.
0,04	0,03	0,04	0,03	0,02	0,70	не обн.	не обн.
0,55	0,41	0,38	0,40	0,35	0,45	не обн.	не обн.
15,57	9,28	8,70	9,82	8,43	11,17	6,48	8,64
сл.	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.
сл.	0,06	0,04	0,12	0,08	0,08	0,05	0,06
0,01	0,21	0,10	0,25	0,29	0,05	0,10	0,12
100,47	100,52	100,02	100,63	100,21	99,94	100,29	100,00

после исключения силикатной части

16,41	17,19	16,37	14,90	18,15	17,60	15,86	22,14
25,95	26,66	26,95	26,66	26,53	26,12	27,40	27,23
6,60	6,78	5,98	8,56	6,84	6,16	8,15	4,89
13,53	26,18	28,71	24,60	26,93	22,47	32,08	24,39
0,65	0,58	0,63	0,98	0,73	0,77	0,00	0,00
36,86	22,61	21,36	24,30	20,82	26,88	16,51	21,35
100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
0,96	1,03	0,97	1,01	1,06	0,995	1,06	1,19
36,1	59,6	62,3	58,4	62,3	52,5	70,9	57,8

в пересчете на 4 катиона

0,76	0,451	0,430	0,486	0,410	0,539	0,325	0,410
0,27	0,520	0,578	0,492	0,531	0,450	0,632	0,468
0,01	0,012	0,012	0,020	0,014	0,015	0,00	0,00
1,05	1,060	1,086	1,066	1,046	1,047	1,082	1,045
0,67	0,685	0,659	0,595	0,716	0,704	0,626	0,849
0,27	0,267	0,241	0,341	0,268	0,246	0,321	0,183

Оксид	17	18	19	20	21	22	23	24
<i>SiO₂</i>	1,78	2,18	1,67	1,54	1,34	1,22	3,20	2,24
<i>TiO₂</i>	0,63	0,75	0,62	0,53	0,78	0,45	0,80	0,60
<i>Al₂O₃</i>	4,66	4,90	3,32	3,20	3,42	3,29	4,18	3,19
<i>Cr₂O₃</i>	32,35	33,30	34,70	35,70	34,85	31,70	30,15	30,49
<i>Fe₂O₃</i>	34,43	33,37	33,42	32,20	33,37	36,98	30,80	27,70
<i>FeO</i>	20,65	18,68	18,20	18,23	18,84	19,22	22,99	27,03
<i>NiO</i>	0,44	0,21	0,27	0,32	0,47	0,37	0,29	0,25
<i>CoO</i>	0,03	0,02	0,03	0,03	0,04	0,04	0,02	0,02
<i>MnO</i>	0,42	0,56	0,50	0,42	0,30	0,42	Не обн.	Не обн.
<i>MgO</i>	4,52	6,00	7,34	7,81	6,41	5,81	7,05	8,33
<i>CaO</i>	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.
<i>H₂O</i>	0,10	0,10	0,06	0,08	0,10	0,06	0,10	0,05
П.п.п.	0,24	0,22	0,37	0,33	0,25	0,34	0,35	0,22
Сумма	100,30	100,29	100,50	100,39	100,17	99,90	99,93	100,12

Содержание в молекулярных % после исключения силикатной части

<i>Al₂O₃</i>	5,27	5,44	3,55	3,37	3,74	3,59	4,38	3,17
<i>Cr₂O₃</i>	24,21	24,67	25,05	25,47	25,52	23,46	21,40	20,30
<i>Fe₂O₃</i>	24,44	23,03	23,00	21,83	23,32	25,97	20,80	17,60
<i>FeO</i>	32,60	29,29	27,72	27,55	26,26	30,02	34,51	38,07
<i>MnO</i>	0,69	0,92	0,76	0,70	0,45	0,71	0,00	0,00
<i>MgO</i>	12,79	16,65	19,92	21,08	17,71	16,25	18,91	20,36
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
<i>R₂O₃:RO</i>	1,17	1,13	1,07	1,03	1,11	1,13	0,87	0,70
<i>f</i>	81,9	76,2	72,1	70,4	74,9	77,7	74,5	72,7

Формульные коэффициенты в пересчете на 4 катиона

<i>Mg</i>	0,245	0,323	0,393	0,417	0,353	0,315	0,391	0,458
<i>Fe²⁺</i>	0,628	0,569	0,546	0,547	0,583	0,583	0,716	0,337
<i>Mn</i>	0,013	0,017	0,015	0,013	0,009	0,013	0,00	0,00
<i>Cr</i>	0,933	0,958	0,986	1,014	1,017	0,911	0,886	0,891
<i>Al</i>	0,202	0,210	0,140	0,132	0,149	0,138	0,182	0,139
<i>Fe³⁺</i>	0,941	0,894	0,905	0,869	0,929	0,010	0,861	0,773

Примечания: I - хромши́нелид из сплошной хромитовой руды, Капитановский массив, скв. 1473, гл. 165,0-166,0 м; 2 - хромши́нелид из сплошной хромитовой руды, Капитановский массив, скв. 1489, гл. 191,0-194,0 м; 3 - хромши́нелид из сплошной хромитовой руды, Первомайский массив, скв. 15016, гл. 205,0 м; 4 - хромши́нелид из сплошной хромитовой руды, Первомайский массив, скв. 15016, гл. 207,0 м; 5 - хромши́нелид из густокрапленной хромитовой руды, Восточно-Липовеньковский массив, скв. 16619, гл. 47,3 м; 6 - хромши́нелид из редкочапленной хромитовой руды, Восточно-Липовеньковский массив, скв. 16618, гл. 48,9 м; 7 - хромши́нелид из сплошной хромитовой руды, Восточно-Липовеньковский массив, скв. 16618, гл. 96,0 м; 8 - хромши́нелид из сплошной хромитовой руды, Липовеньковский массив (участок Школьный), скв. 1732, гл. 88,2 м; 9 - хромши́нелид из сплошной хромитовой руды, Липовеньковский массив (участок Западный), скв. 1727, гл. 76,2 м; 10 - акцессорный хромши́нелид из серпентинизированного гарцбургита, Капитановский массив, скв. 1475, гл. 204,0-205,0 м; II - акцессорный хромши́нелид из серпентинизированного гарцбургита, Капитановский массив, скв. 1473, гл. 165,0-166,0 м; 12 - акцессорный хромши́нелид из серпентинизированного гарцбургита, Липняговский массив, скв. 12432, гл. 134,0 м; 13 - акцессорный хромши́нелид из апогарцбургитового серпентинита, Восточно-Липовеньковский массив, скв. 16618, гл. 105,0-103,0 м; 14 - акцессорный хромши́нелид из аподунитового серпентинита, Первомайский массив, скв. 15016, гл. 275,0-276,0 м; 15 - акцессорный хромши́нелид из апогарцбургитового серпентинита, Заводской массив, скв. 12718, гл. 81,0-83,0 м; 16 - акцессорный хромши́нелид из апогарцбургитового серпентинита, Заводской массив, скв. 12718, гл. 107,0-108,0 м; 17 - акцессорный хромши́нелид из серпентинизированного дунита, Восточно-Лышевский массив, скв. 10337, гл. 329,0-330,0 м; 18 - акцессорный хромши́нелид из дунита, Восточно-Лышевский массив, скв. 10337, гл. 353,0-359,0 м; 19 - акцессорный хромши́нелид из серпентинизированного дунита, Грушковский массив, скв. 10333, гл. 272,0-274,0 м; 20 - акцессорный хромши́нелид из серпентинизированного дунита, Грушковский массив, скв. 10333, гл. 294,0-296,0 м; 21 - акцессорный хромши́нелид из дунита, Тарноватский массив, скв. 15014, гл. 575,0 м; 22 - акцессорный хромши́нелид из аподунитового серпентинита, Тарноватский массив, скв. 15014, гл. 706,0-707,0 м; 23 - акцессорный хромши́нелид из апогарцбургитового серпентинита, Чепиженский массив; скв. 4367, гл. 125,0-126,0 м; 24 - акцессорный хромши́нелид из аподунитового серпентинита, Чепиженский массив, скв. 2367, гл. 185,0-186,0 м.

Аналитики: А.И.Козаченко, А.И.Самчук, Р.С.Левина.

В дунитах, перидотитах и пироксенитах габбро-перидотитовых массивов содержание акцессорных хромши́нелидов составляет 2-6%. Наиболее высокое содержание этого рудного минерала наблюдается в аподунитовых серпентинитах Чепиженского массива - до 7%. В некоторых разновидностях перидотитов и пироксенитов они отсутствуют, и рудный минерал представлен в перидотитах магнетитом, в пироксенитах - ильменитом. В этих породах также наблюдаются две различные по времени кристаллизации генерации хромши́нелидов.

Проведенное изучение полированных шлифов показало, что акцессорные хромши́нелиды гипербазитовых и габбро-перидотитовых массивов

метаморфизованы в различной степени. Замещение их магнетитом в серпентинизированных дунитах и перидотитах гипербазитовых и габбро-перидотитовых массивов Среднего Побужья наблюдается сравнительно редко. В амфиболитизированных перидотитах Юрьевского, Корнинского и других массивов Росинско-Тикичского района акцессорные хромшпинелиды повсеместно замещены магнетитом и часто наблюдаются в виде реликтовых зерен в магнетите.

В дунитах и перидотитах гипербазитовых и габбро-перидотитовых массивов установлено мирмеkitовое прорастание акцессорных хромшпинелидов магнетитом (Капитановский, скв. 1744, гл. 133-134; Липняговский скв. 12432, гл. 135,7 м; Каменноватский, скв. 9991, гл. 235,3 м и другие массивы). Обусловлено это распадом твердого раствора после кристаллизации и свидетельствует о высокой железности хромшпинелидов (Рамдор, 1962), что подтверждается отношением $Cr_2O_3 : (Fe_2O_3 + FeO)$, которое в хромшпинелидах гипербазитовых массивов составляет 0,97-1,19, габбро-перидотитовых - 1,03-1,17 (табл. 6).

В табл. 6 приведены результаты анализов акцессорных и рудообразующих хромшпинелидов из дунитов и перидотитов Капитановского, Заводского, Липняговского и Липовеньковского гипербазитовых и Тарноватского, Восточно-Лышневатского, Грушковского и Чепиженского габбро-перидотитовых массивов. В этой таблице помещено также два анализа (ан. 8 и 9) рудообразующих хромшпинелидов из работы А.Я. Каневского (1969). Довольно сложным явилось отделение хромшпинелидов от магнетита, который широко распространен в серпентинизированных ультрабазитах. Чистота мономинеральных фракций проверялась на МЭС-1 и в полированных шлифах.

Рудообразующие и акцессорные хромшпинелиды из гипербазитов и дунитов габбро-перидотитовых массивов отличаются содержаниями Al_2O_3 , Cr_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO и MgO (табл. 6). По составу рудообразующие и акцессорные хромшпинелиды из гипербазитов довольно близки, однако отличаются содержанием FeO и MgO . В рудообразующих среднее содержание FeO составляет 13,66, MgO - 14,27%, в акцессорных - соответственно 18,76 и 9,12%. Акцессорные хромшпинелиды из дунитов габбро-перидотитовых массивов по составу резко отличаются от хромшпинелидов из гипербазитов. В последних среднее содержание Al_2O_3 составляет 17,63%, Cr_2O_3 - 41,27, Fe_2O_3 - 10,99, FeO - 18,76, MgO - 9,21%; в акцессорных из дунитов - соответственно 33,77; 33,96; 18,07 и 6,32%. Акцессорные хромшпинелиды из дунитов Чепи-

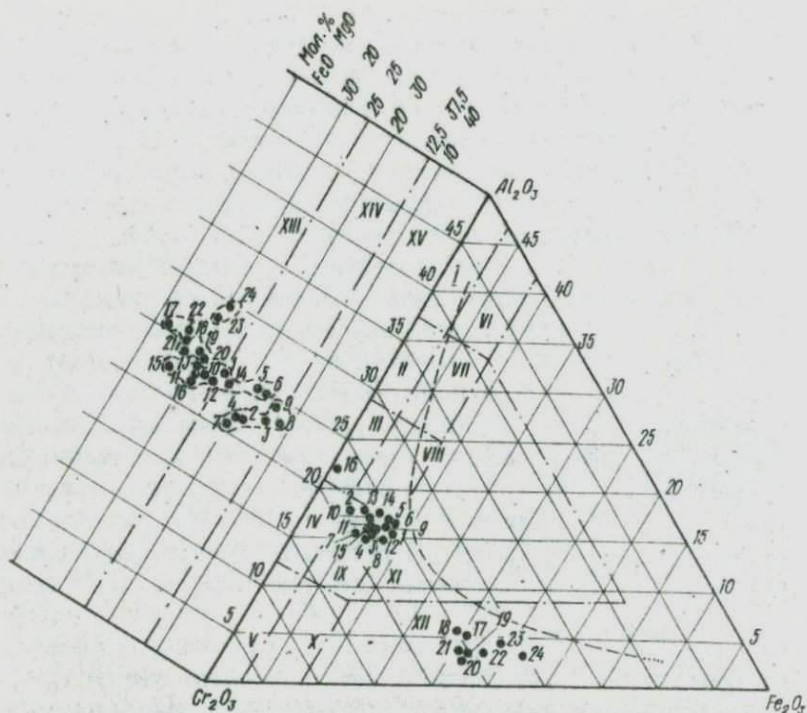


Рис. 15. Диаграмма состава хромшпинелидов из ультраосновных пород гипербазитовой и габбро-перидотитовой формаций. Поля: I - никотит, II - алдмохромникотит, III - хромникотит, IV - алдмохромит, V - хромит, VI - никотит, VII - алдмохромит, VIII - хромникотит, IX - алдмохромит, X - хромит, XI - феррихромникотит, XII - феррихромит, XIII - железистый..., XIV - магниальный..., XV - магно... по Г.А.Соколову (1948).

Пунктирная линия обозначает ограничение изоморфизма полуторных окислов.

Привязку анализов см. в табл. 6.

женского массива Росинско-Тикичского района по составу не отличаются от хромшпинелидов из Тарноватского, Грушковского и Восточно-Люшневатского габбро-перидотит-дунитовых массивов Среднего Побужья (см. табл. 6).

Результаты химических анализов после исключения силикатной части и перерасчета на молекулярные % нанесены на классификационную диаграмму Г.А.Соколова (1948). Эта диаграмма позволяет видеть

лить вариации состава хромшпинелидов (рис. 15). Все проанализированные хромшпинелиды относятся к хромпикотиту. Акцессорные хромшпинелиды из гипербазитовых массивов (ан. 10-16) попадают в поле железистых альмохромитов, а из дунитов габбро-перидотитовых массивов (ан. 17-24) относятся к железистым феррихромитам. Рудообразующие хромшпинелиды (ан. 1-9), которые по составу близки к акцессорным из гипербазитов, но содержат больше магния и меньше железа, относятся к магнезиальным альмохромитам.

Магнетит относится к широко распространенным рудным минералам пород габбро-перидотитовой и гипербазитовой формаций. Наблюдается он во всех разновидностях пород. Содержание магнетита составляет 0,5-3, а в горнблендитах Корнинского массива достигает 12%. Выделяется две генерации магнетита: I - магматогенный и II - метаморфогенный. Магнетит I генерации распространен в пироксенитах и габброидах, изредка перидотитах габбро-перидотитовых массивов Росинско-Тикичского района и Среднего Побужья. Он образует зерна неправильной формы, реже округлой, размером от 0,1 до 3 мм, которые располагаются между силикатными минералами. Изредка отмечаются мелкие, округлые (до 0,08 мм) выделения магнетита в пироксенах и оливине.

Магнетит II генерации, образование которого связано с процессами серпентинизации и амфиболитизации пород, характеризуется широким распространением и наблюдается в серпентинитах, амфиболитизированных перидотитах, горнблендитах, актинолититах и амфиболитах габбро-перидотитовых и гипербазитовых массивов. Он образует мелкие округлые зерна и их скопления по краям серпентинитизированных зерен оливиана и пироксенов, отмечается по краям зерен и по спайности пироксенов, амфиболов и слюд, а также наблюдается в виде более крупных (до 0,5 мм) идиоморфных кристаллов между вторичными силикатными минералами. В серпентинитах, реже амфиболитизированных перидотитах и горнблендитах отмечаются маломощные (до 1 мм) прожилки, выполненные магнетитом.

Ильменит пользуется сравнительно незначительным распространением в пироксенитах и габброидах габбро-перидотитовых массивов Среднего Побужья. Содержание его не превышает 3%. Он образует зерна неправильной формы размером от 0,1 до 2 мм, которые располагаются между пироксенами, амфиболами и плагиоклазом. Изредка наблюдается в габбро-амфиболитах титаномагнетит.

Сульфиды. Сульфидные минералы повсеместно распространены в породах габбро-перидотитовых и гипербазитовых массивов, однако содержания их обычно незначительные и редко превышают 3%. Представлены сульфиды пирротин, пиритом, халькопиритом, пентландитом, миллеритом и герсдорфитом, а также никелином и кобальтином. Распространение сульфидных минералов в породах габбро-перидотитовых и гипербазитовых массивов показано на рис. 7-9. Диагностика этих минералов проводилась оптическими методами с использованием замеров микротвердости (Рамдор, 1962; Лебедев, 1963).

Наиболее распространенным из сульфидов является пирротин, который установлен во всех разновидностях пород исследованных массивов. Содержание пирротина обычно составляет 0,5-3%, изредка достигая 5%. Повышенные содержания его наблюдаются в Демоньярском массиве (скв. 10334, гл. 106,0-121,7 м) - от 3 до 7%. Он образует зерна неправильной формы размером 0,05-3 мм, которые располагаются между силикатными минералами, выполняют прожилки и часто наблюдаются в сростании с халькопиритом. В пирротине установлены линзообразные, пламенивидные выделения пентландита (Тарноватский массив, скв. 15014, гл. 135,7 м; Каменноватский массив, скв. 9990, гл. 37,5 м, и др.). В оливине из дунита Тарноватского массива (скв. 15014) выявлены мелкие до 0,04 мм округлые, каплевидные выделения пирротина.

Пирит по распространенности занимает второе место после пирротина и наблюдается во всех разновидностях пород. Содержание его в породах обычно составляет 0,5-2, изредка повышается до 4-5%. Он образует зерна неправильной формы размером 0,1-5 мм, выполняет совместно с пирротин и халькопиритом прожилки, развит по краям зерен силикатных минералов. В породах пирит обычно находится в ассоциации с пирротин и халькопиритом, реже с пентландитом и миллеритом. В прожилково-вкрапленных выделениях сульфидов в Демоньярском массиве (скв. 10334, гл. 93,4 м) он встречается в виде кубических кристаллов, размер которых достигает 16 мм.

Халькопирит довольно часто наблюдается в породах, составляющих габбро-перидотитовые массивы. Он образует зерна неправильной формы размером 0,05-2 мм, совместно с пирротин выполняет маломощные прожилки в породах, часто наблюдается в виде сростаний с пирротин. Отмечаются также овальные выделения халькопирита в пирротине. Содержание его незначительное и редко превышает 1%.

Пентландит установлен в дунитах (Грушковский массив, скв. 10333, гл. 170,3 м), перидотитах (Демоньярский массив, скв. 10334, гл. 92,2 м),

пироксенитах (Корнинский массив, скв. 765, гл. 34,2 м) и габбро-амфиболитах (Каменноватский массив, скв. 9990, гл. 34,7 м). Наблюдается он в виде мелких (до 0,2 мм) округлых самостоятельных зерен и линзовидных, пламенивидных выделений в пирротине. Самостоятельные выделения пентландита обычно ассоциируют с пирротином и халькопиритом, реже миллеритом, и наблюдаются в виде рассеянной вкрапленности. Миллерит распространен более широко по сравнению с пентландитом и установлен в серпентинизированных дунитах и перидотитах Демовярского, Восточно-Люшневатского и Юрьевского массивов, габбро-амфиболитах Каменноватского, Деренюхинского и других массивов. Он представлен зернами неправильной формы размером до 0,5 мм, которые обычно образуют в породах рассеянную вкрапленность. Кроме пентландита и миллерита, в серпентинизированных перидотитах и горнблендитах изредка наблюдаются герсдорфит, никелин и кобальтин.

Для сульфидных минералов в ультраосновных и основных породах характерны определенные морфологические формы выделений, среди которых наиболее распространенными являются вкрапленная, прожилково-вкрапленная, гнездообразная и их сочетания. Наиболее часто наблюдается вкрапленная форма выделения сульфидов, которая представляет собой рассеянную вкрапленность пирротина, пирита, халькопирита, пентландита и миллерита. Эта форма выделения установлена во всех разновидностях пород габбро-перидотитовых и гипербазитовых массивов. Содержания сульфидов в виде рассеянной вкрапленности обычно незначительные и не превышают 3%. Однако в некоторых габбро-перидотитовых массивах наблюдаются зоны с повышенным содержанием сульфидов. В Демовярском массиве скв. 10334 вскрыты серпентинизированные перидотиты с содержанием сульфидов до 5% (гл. 78,5-106,0 м), пироксениты (гл. 106,6-III,4 м) и габбро-амфиболиты (гл. III,4-127,5 м) с содержанием сульфидов до 7-10%.

Прожилково-вкрапленная форма выделения сульфидов менее распространена и наблюдается в серпентинизированных дунитах Восточно-Люшневатского и Чепижинского массивов, перидотитах Демовярского, Деренюхинского массивов, пироксенитах Демовярского массива и габбро-амфиболитах Демовярского, Липняговского, Юрьевского и других массивов (скв. 10337, гл. 290,0 м; скв. 10334, гл. 92,0-93,0 м; скв. 10336, гл. 233,0-234,0 м; скв. 4367, гл. 185,0-186,0 м; скв. 2909, гл. 130,3 м и др.). Сульфидные минералы - пирит, пирротин, халькопирит, миллерит, пентландит и герсдорфит - выполняют прожил-

ки мощностью до 5 м и в виде отдельных зерен и гнездообразных скоплениях концентрируются около прожилков. Содержание сульфидов в таких зонах достигает 10, изредка увеличивается до 25%.

Гнездообразные выделения сульфидов наблюдаются сравнительно редко и, как правило, сочетаются с вкрапленной и прожилково-вкрапленной формами. Сульфиды в гнездообразных выделениях представлены пиритом, пирротином и халькопиритом (Демоярский массив, скв. 10336, гл. 215,0 и 222,0-224,0 м, и др.).

Особый интерес представляет сульфидная минерализация в зонах контактов гипербазитовых и габбро-перидотитовых массивов с вмещающими гранитоидами. Такие зоны наблюдаются в Корнинском, Юрьевском, Каменноватском и других массивах. Мощность их достигает 5, реже - 10 м, содержание сульфидов - 15%. Последние представлены пиритом, пирротином, халькопиритом, реже миллеритом и герсдорфитом, которые образуют пирротин-халькопиритовую, пирит-халькопирит-герсдорфитовую, пирротин-миллеритовую и другие эпигенетические ассоциации. Сульфиды в таких зонах находятся в виде вкрапленной, прожилково-вкрапленной и гнездообразной форм.

Сульфидные минералы образуют сингенетические и эпигенетические ассоциации. Для выяснения рудоносности базит-ультрабазитовых массивов и решения вопросов петрологии важным является исследование и выделение сингенетических ассоциаций сульфидов, образование которых связано с выделением их при кристаллизации расплавов и процессами ликвации (Годлевский, 1968; Горбунов, 1968; Чернышов, 1971; Зак и др., 1972). Эпигенетические ассоциации сульфидов связаны с серпентинизацией, амфиболитизацией, наложенными гидротермальными процессами и образуются за счет разрушения сингенетических сульфидов, выноса из силикатных минералов железа, никеля, меди, кобальта и привноса серы.

Исследование сульфидной минерализации в ультраосновных и основных породах показало, что выделение сингенетических и эпигенетических ассоциаций довольно затруднительно ввиду метаморфизма пород. Эти ассоциации даже в пределах отдельных массивов распространены крайне неравномерно. Основными критериями для выделения сингенетических ассоциаций сульфидов могут послужить следующие: степень метаморфизма пород, форма сульфидных минералов и взаимоотношение их с силикатными, наличие выделений пентландита в пирротине и первичноматематических выделений сульфидов в виде вростков в оливине и пироксенах.

Анализ имеющегося фактического материала свидетельствует о том, что в неизмененных и слабометаморфизованных дунитах, перидотитах, пироксенитах и габброидах пирротин, халькопирит и пентландит, которые образуют между силикатными минералами неправильной или округлой формы зерна и сростки зерен и присутствуют в виде рассеянной вкрапленности, можно относить к сингенетической ассоциации. Доказательством наличия первичноматматических, сингенетических сульфидов являются также выделения пентландита в пирротине, которые обусловлены распадом твердого раствора после кристаллизации пирротина (Рамдор, 1962), и каплевидные, округлые вроски пирротина в оливин из дунитов Тарноватского массива. Этот пирротин в оливинах является первичноматматическим, и образование его связано с распадом (ликвацией) магматического расплава на силикатную и сульфидную части (Горбунов, 1968; Вахрушев, Прокопцев, 1969).

Таким образом, в габбро-перидотитовых массивах Среднего Побужья распространена пирротин-халькопирит-пентландитовая сингенетическая ассоциация сульфидов. Эпигенетические ассоциации сульфидов, которые характерны для метаморфизованных ультраосновных и основных пород, представлены пирротин-миллеритовой, пирротин-халькопирит-миллеритовой, пирит-халькопиритовой и др. В породах габбро-перидотитовой формации Росинско-Тикичского района наблюдаются в основном эпигенетические ассоциации сульфидов. Для гипербазитовых массивов Среднего Побужья характерны пирротин-халькопиритовая и пирит-пирротин-халькопиритовая эпигенетические ассоциации. Ассоциации сульфидных минералов в породах габбро-перидотитовой и гипербазитовой формаций приведены в табл. I.

Обобщая результаты минералого-петрографических исследований ультраосновных и основных пород гипербазитовой и габбро-перидотитовой формаций, следует подчеркнуть следующее:

1. Для гипербазитовой и габбро-перидотитовой формаций характерны различные ассоциации пород: для гипербазитовой – дунит-гарпбургитовая с хромитами, для габбро-перидотитовой – габбро-норит-перидотит-дунитовая.
2. Для пород гипербазитовой формации характерен следующий парагенезис минералов: оливин-пироксен-шпинель, для габбро-перидотитовой: оливин-пироксен-шпинель-плагноклаз.
3. Оливин, пироксен и шпинель в породах габбро-перидотитовой и гипербазитовой формаций имеют различный химический состав. В габбро-перидотитовой формации оливин представлен хризолитом ($f =$

= 12,7%), ортопироксен - бронзитом ($f = 19,1\%$), клинопироксен - диопсидом ($f = 17,2\%$), в гипербазитовой - соответственно форстеритом ($f = 8,8\%$), бронзитом ($f = 14,2$), диопсидом ($f = 10,6\%$).

4. Состав оливина и пироксенов в разрезах гипербазитовых массивов остается без изменений, в разрезах габбро-перидотитовых массивов изменяется. Наиболее магниальные оливин и пироксены наблюдаются в донных и центральных частях тел, в апикальных частях железистость их повышается.

5. Акцессорные хромшпинелиды в породах гипербазитовой и габбро-перидотитовой формаций различаются химическим составом и представлены соответственно железистыми алюмохромитами и железистыми феррихромитами.

6. В породах габбро-перидотитовой формации распространены сингенетическая пирротин-халькопирит-пентландитовая ассоциация сульфидов и эпигенетические пирротин-халькопирит-миллеритовая, пирротин-миллеритовая, пирротин-халькопиритовая и пирротин-пирит-халькопиритовая. В гипербазитах наблюдаются эпигенетические ассоциации сульфидных минералов.

Глава IV. ГЕОХИМИЯ УЛЬТРАБАЗИТОВ

Каждая формация ультраосновных пород характеризуется определенным химическим составом, который обусловлен мантийными или коровыми источниками вещества, процессами магматической дифференциации и строго дифференцированным геохимическим поведением элементов при формировании интрузий. В настоящее время изучение строения верхней мантии и земной коры, решение вопросов петрологии, формационного анализа и выяснение металлогенности базит-ультрабазитовых комплексов неразрывно связано с геохимическими исследованиями. Геохимии докембрийских базит-ультрабазитовых формаций Балтийского и Украинского щитов и Воронежского массива посвящены работы А.И. Богачева и др. (1971), Н.М. Чернышова, В.Л. Бочарова (1972), Н.М. Чернышова и др. (1975), И.С. Усенко и др. (1976), А.Б. Фомина и др. (1971, 1973) и многих других исследователей.

Ультраосновные породы габбро-перидотитовой и гипербазитовой формаций юго-западной части Украинского щита различаются химическим составом, значениями числовых характеристик, содержаниями титана, хрома, никеля, щелочных и щелочноземельных элементов и их соотношениями. Это обусловлено различными источниками вещества ультрабазитов. Распределение петрогенных элементов, титана, хрома и никеля в разрезах габбро-перидотитовых и гипербазитовых массивов также различается, что связано с особенностями формирования этих интрузивных тел. Наиболее четко породы габбро-перидотитовой формации от хромитоносной гипербазитовой отличаются магниальностью, основностью, глиноземистостью и значениями титан-хромового, титан-железного, хром-алюминиевого, калий-рубидиевого, натрий-рубидиевого, натрий-литиевого и барий-стронциевого отношений. Все эти отличия использованы в качестве геохимических критериев для формационного расчленения ультрабазитов и связанных с ними габброидов.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПЕТРОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Ультрабазиты габбро-перидотитовой и гипербазитовой формаций юго-западной части Украинского щита характеризуются определенными содержаниями петрогенных элементов SiO_2 , Al_2O_3 , $Fe_2O_3 + FeO$, MgO , CaO , Na_2O и K_2O . Дуниты и перидотиты этих формаций имеют высокие содержания MgO и $Fe_2O_3 + FeO$ и незначительные Al_2O_3 , Na_2O и K_2O . Содержание CaO зависит от количества в породах клинопироксенов. Пироксениты и габброиды отличаются от дунитов и перидотитов повышенными содержаниями SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O и K_2O , но меньшим содержанием MgO .

Для петрохимической характеристики ультраосновных и основных пород использовано 362 полных силикатных анализа пород, из которых 163 являются авторскими, а остальные заимствованы из работ Л.Г.Ткачука (1940), И.С.Усенко (1958), Г.Г.Виноградова, А.Я.Древина, А.Л.Каневского и П.И.Слинько. Обобщение аналитического материала проводилось с использованием статистических методов и пересчетов на числовые характеристики по методам А.Н.Заварицкого и Н.Д.Соболева на ЭВМ "Днепр-2".

Петрохимические особенности пород анализировались на диаграммах А.Н.Заварицкого и Н.Д.Соболева. Однако хорошо зарекомендовавший себя метод пересчета химических анализов, предложенный А.Н.Заварицким (1950), оказался мало эффективным при пересчетах магнезиально-железистых разновидностей ультраосновных пород (дунитов и перидотитов) ввиду почти полного отсутствия или низкого содержания в них глинозема, кальция и щелочей. Векторная диаграмма химических составов дунитов и перидотитов не дает полной информации о петрохимических особенностях этих пород, и использовать ее целесообразно при петрохимических исследованиях формаций, в состав которых входят как ультраосновные породы, так и габброиды.

При построении диаграмм химических составов пород по методу А.Н.Заварицкого вектора в правой части отстраиваются по дополнительным числовым характеристикам m' и c' , которые отражают соотношение магния и кальция в мафической части породы. Дуниты и перидотиты (гарцбургиты), а также некоторые разновидности пироксенитов (бронзититы) характеризуются низким содержанием кальция, и для этих пород более существенным является соотношение магния и железа. Поэтому характеристику c' целесообразно заменить характеристикой f' . Такой способ построения векторов в правой части диаграммы удобнее, так как несет более полную информацию, векторы силь-

нее отклоняются от оси SB и реже накладываются друг на друга. Построение векторов по дополнительным характеристикам m' и f' было успешно использовано Ф.П.Лесновым (1972).

В настоящее время одним из наиболее приемлемых методов пересчета химических анализов ультраосновных пород является метод, предложенный Н.Д.Соболевым (1959), который используется многими исследователями (Усенко, 1960; Чернышов и др., 1975; Фомин и др., 1973; Эдельштейн, 1968). Однако этот метод имеет некоторые недостатки: в частности, характеристика Zc (металлоносность) рассчитывается с учетом глинозема, содержащегося в породе, а не в хромшинелидах, и поэтому значения ее часто завышены, особенно в амфиболитизированных ультрабазитах. Этот недостаток расчета характеристики Zc отмечался И.И.Эдельштейном (1968), Н.В.Павловым и др. (1968), А.Б.Фоминим и др. (1973) и другими исследователями. Н.Д.Соболев (1969) в одной из работ отмечает, что предложенная им методика пересчета химических анализов нуждается в усовершенствовании и доработке.

Прежде чем рассмотреть распределение петрогенных элементов в породах габбро-перидотитовой и гипербазитовой формаций, необходимо остановиться на вопросах привноса-выноса компонентов в процессе серпентинизации и амфиболитизации пород. Проблеме привноса-выноса вещества, а также характеру объемных эффектов при серпентинизации ультраосновных пород посвящены работы В.Н.Лодочникова (1936), Н.Д.Соболева (1952), Д.С.Штейнберга (1960), И.А.Малахова (1966), В.Р.Артемова и др. (1969, 1973) и многих других исследователей. Физико-химическая сторона процесса серпентинизации экспериментально разработана Н.Д.Боуэном и О.Ф.Таттлом (1950), исследования которых не потеряли значения до настоящего времени.

Серпентинизация ультраосновных пород в настоящее время представляется как сложный многостадийный процесс, который протекает в широком диапазоне температур, но не выше 450–500°C, и под воздействием водных растворов. Д.С.Штейнберг (1960) высказал идею о существовании двух типов изменения пород при серпентинизации – изохимического, характерного для общей, массовой серпентинизации и локального, аллохимического, обусловленного воздействием гидротермальных растворов. Общая, массовая серпентинизация является изохимическим процессом и сопровождается привносом только воды и увеличением объема пород (Штейнберг, 1960; Н.Соболев, 1962; Малахов, 1966; Артемов, Кузнецов, 1969). При локальной серпентинизации, ко-

торая сопровождается образованием более поздних генераций lizardita, антигорита, хризотила, а также карбонатов, происходит некоторый привнос SiO_2 при выносе MgO и железа.

Ультраосновные породы габбро-перидотитовой и гипербазитовой формаций юго-западной части Украинского щита подверглись процессам общей, массовой серпентинизации и частично локальной, связанной с воздействием гидротермальных растворов. Текстурно-структурные особенности серпентинитов габбро-перидотитовых массивов Росинско-Тикичского района и гипербазитовых Среднего Побужья, наличие нескольких генераций lizardita, антигорита и хризотила, широкое развитие карбонатов свидетельствуют о том, что эти породы претерпели не только массовую, но и локальную серпентинизацию.

Баланс вещества процесса массовой серпентинизации дунитов Тарноватского (скв. 15014) и перидотитов Каменноватского (скв. 9991) массивов, рассчитанный по атомно-объемному методу Ю.В.Казицина и В.А.Рудника (1968) показал, что общая, массовая серпентинизация не сопровождалась привносом или выносом петрогенных элементов, хотя и отмечается крайне незначительный вынос MgO . Содержание суммарного железа не изменяется, происходит лишь его перераспределение за счет перехода двухвалентного в трехвалентное. Таким образом, общую, массовую серпентинизацию следует относить к изохимическому процессу, который сопровождается в основном только привносом воды, а химизм аподинитовых и апоперидотитовых серпентинитов соответствует составу неизмененных пород.

Более сложно обстоит вопрос с выяснением поведения петрогенных элементов в процессе амфиболитизации перидотитов и пироксенитов. Ультраосновные породы Росинско-Тикичского района претерпели два этапа метаморфизма, причем второй этап был обусловлен процессами гранитизации, которые происходили в условиях амфиболитовой фации и сопровождались образованием роговой обманки второй генерации, а также флогопита (Фомин и др., 1973). Образование роговой обманки происходило не только в результате замещения пироксенов и актинолита, но и всей породы в целом. При амфиболитизации перидотитов и пироксенитов, причем последних до мономинеральных горнблендитов, почти все петрогенные элементы — SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O и K_2O — становились в той или иной степени подвижными. В ультраосновные породы в процессе амфиболитизации и флогопитизации привносились SiO_2 , Al_2O_3 , CaO и щелочи, а MgO выносился. Глинозем, являясь относительно инертным компонентом, привносился в незначительных количествах.

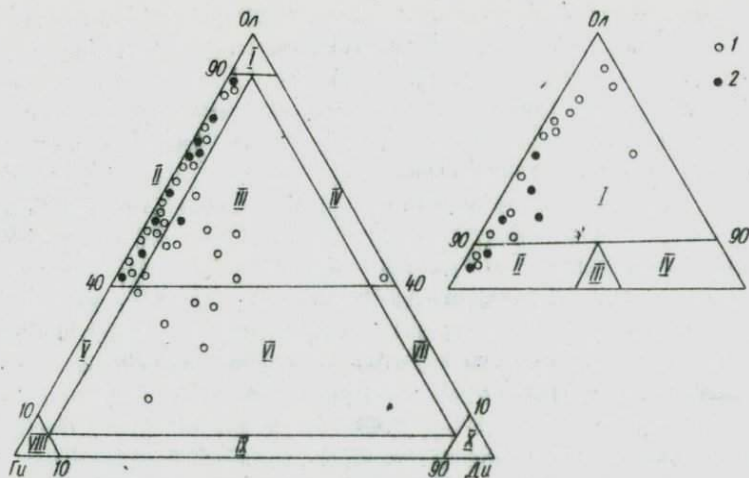


Рис. 16. Классификационная диаграмма серпентинитов габбро-перидотитовой (1) и гипербазитовой (2) формаций по их первичному минеральному составу.

Поля: I - дунитов, II - гарцбургитов, III - лепролитов, IV - верлитов, V - оливиновых бронзититов, VI - оливиновых вебстеритов, VII - оливиновых диаллагитов, VIII - бронзититов, IX - вебстеритов, X - диаллагитов.

Поведением петрогенных элементов в процессе амфиболизации объясняется описанное выше распределение перидотитов и пироксенитов в различной степени метаморфизованных в разрезах габбро-перидотитовых массивов, а также пониженные содержания Al_2O_3 в роговых обманках. Аналогичный процесс амфиболизации претерпели гипербазиты Аллареченского района на Балтийском щите (Зак и др., 1972; Яковлев, Яковлева, 1967). Привносом-выносом петрогенных элементов в процессе амфиболизации обусловлены некоторые особенности химизма перидотитов и горнблендитов габбро-перидотитовой формации - повышенные содержания Al_2O_3 , CaO и щелочей и пониженные MgO .

Изохимический характер процессов серпентинизации ультраосновных пород, который сопровождался перераспределением петрогенных элементов и привносом воды, позволяет пересчитать химический состав серпентинитов на минеральный и определить таким образом состав пород, по которым образовались серпентиниты. Для этого используется методика пересчета химических анализов серпентинитов Н. Д. Соболева (1959) на виртуальный оливин (Z), ортопироксен (Y) и кли-

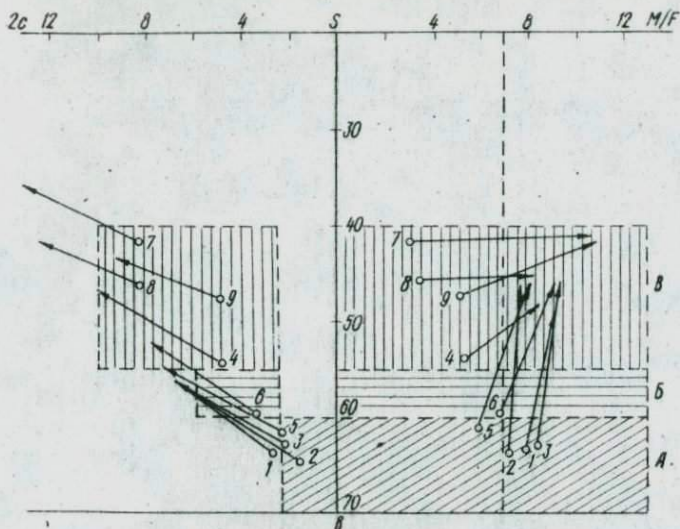


Рис. 17. Диаграмма химических составов ультраосновных пород габбро-перидотитовой и гипербазитовой формаций юго-западной части Украинского щита:

1 - 3 - дуниты, 4 - 6 - перидотиты, 7 - 9 - пироксениты следующих формаций и районов: габбро-перидотитовой Росинско-Тикичского (1, 4, 7), габбро-перидотитовой (2, 5, 8) и гипербазитовой (3, 6, 9) Среднего Побужья.

Заштрихованы поля дунитов (А), перидотитов (Б) и пироксенитов (В) по Н.Д.Соболеву (1959).

нопироксен (x). Содержание этих породообразующих минералов наносится на диаграмму классификации и номенклатуры ультраосновных пород (Классификация и номенклатура..., 1975) и, таким образом, определяется первичный состав серпентинитов. Такой метод восстановления первичного состава пород, по которым образовались серпентиниты, был предложен И.А.Малаховым (1966).

Результаты пересчетов химических анализов серпентинитов из габбро-перидотитовых и гипербазитовых массивов нанесены на классификационную диаграмму серпентинитов (рис. 16). На диаграмме видно, что среди пород габбро-перидотитовой формации Росинско-Тикичского района и Среднего Побужья распространены дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, реже - вердиты. Серпентиниты гипербазитовой формации Среднего Побужья образовались за счет дунитов и гарцбургитов, реже - лерцолитов, причем показательным является повышенное содержание оливина в гарцбургитах и лерцолитах.

Химический состав ультраосновных и основных пород гипербазы

Район	Формация	Массив	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	
Среднее Побужье	Габбро-перидотитовая	Дуниты и аподунитовые									
		Тарноватский	33,58	0,10	0,51	6,23	3,70	0,13	33,32	0,64	
		Восточно-Люшеватский	34,57	0,24	1,63	4,70	3,56	0,15	39,19	1,37	
		Грушковский	34,05	0,23	1,36	6,45	3,60	0,15	38,89	1,10	
		Деренюхинский	33,39	0,26	0,64	6,40	3,67	0,16	38,42	0,53	
		Кумаровский	34,73	0,11	0,94	6,60	3,35	0,23	37,14	0,35	
		Крымковский	36,55	0,14	1,31	6,96	4,36	0,16	37,10	0,70	
		Перидотиты и апоперидотиты									
		Тарноватский	35,20	0,15	1,11	6,97	3,56	0,15	34,03	2,44	
		Восточно-Люшеватский	33,02	0,12	0,80	6,58	1,52	0,11	30,58	6,98	
		Грушковский	33,25	0,20	1,22	3,07	2,60	0,12	32,57	4,43	
		Деренюхинский	35,36	0,23	1,66	5,73	5,63	0,14	34,61	1,63	
		Кумаровский	35,00	0,15	1,19	6,65	3,92	0,28	34,33	2,26	
		Крымковский	35,44	0,12	1,05	6,71	4,45	0,16	32,42	3,13	
		Демовярский	35,22	0,14	1,20	6,65	4,27	0,22	33,45	2,69	
		Станционный	36,74	0,23	2,41	6,22	3,41	0,14	34,12	2,20	
		Каменноватский	34,63	0,13	2,78	9,22	3,79	0,17	34,38	1,28	
		Пиро									
		Тарноватский	48,43	0,72	5,49	3,89	6,44	0,22	17,20	12,11	
		Восточно-Люшеватский	45,10	0,38	7,30	3,48	8,71	0,34	22,19	7,10	
Крымковский	46,14	0,39	5,95	3,71	7,29	0,15	22,60	7,43			
Каменноватский	41,55	0,47	9,52	4,75	5,98	0,18	23,20	7,96			

Товой и габбро-перидотитовой формаций, %

Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	CO ₂	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	H ₂ O ⁺	Сумма
-------------------	------------------	-------------------------------	-----------------	-----------------	--------------------------------	-----	-----	-------------------------------	-------

серпентиниты

0,20	0,06	0,02	0,16	0,39	0,47	0,43	0,02	15,11	100,57
0,37	0,09	0,03	0,29	1,00	0,75	0,25	0,015	12,63	100,33
0,21	0,08	0,04	0,31	0,92	0,45	0,23	0,01	11,92	100,05
0,14	0,05*	0,02	0,32	0,15	0,42	0,39	0,02	14,55	100,58
0,04	0,03	0,01	0,29	0,53	0,49	0,36	0,02	14,85	100,62
0,17	0,17	0,02	0,31	0,41	0,30	0,38	0,01	11,33	100,87

титовые серпентиниты

0,12	0,05	0,02	0,20	1,47	0,61	0,34	0,02	14,02	100,46
0,08	0,03	0,02	0,10	5,92	0,86	0,290	0,015	13,50	100,52
0,31	0,08	0,03	0,95	3,11	0,51	0,25	0,01	12,53	100,24
0,11	0,08	0,02	0,45	0,79	0,55	0,39	0,02	12,49	100,39
0,10	0,05	0,03	0,32	1,55	0,51	0,37	0,02	13,80	100,53
0,10	0,04	0,03	0,23	2,75	0,38	0,25	0,02	13,50	100,78
0,10	0,05	0,03	0,29	1,93	0,43	0,32	0,02	13,65	100,66
0,17	0,09	0,02	0,14	0,51	0,82	0,27	0,03	12,71	100,28
0,11	0,04	0,02	0,32	0,62	0,30	0,30	0,01	11,38	99,98

ксениты

0,37	0,12	0,03	0,38	0,01	0,29	0,11	0,01	4,03	100,40
0,40	0,23	0,06	0,73	0,36	0,30	0,03	0,01	3,58	100,40
0,45	0,47	0,03	0,50	0,41	0,37	0,19	0,01	4,40	100,54
0,43	0,12	0,05	0,30	0,24	0,36	0,12	0,01	4,83	100,07

Район Формации	Массив	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO
		Габбро-нориты, нориты и							
Габбро-перидотитовый	Тарноватский	48,33	2,51	10,49	2,73	10,30	0,22	9,57	10,32
	Кумаровский	47,36	1,37	14,23	3,40	12,49	0,20	6,33	10,41
	Демовярский	48,32	1,95	14,89	4,07	9,99	0,23	7,20	9,85
	Каменноватский	47,10	1,29	12,72	5,05	9,76	0,23	8,88	10,30
	Подгорьевский	48,60	1,15	12,34	6,34	9,13	0,21	8,51	9,82
	Лашевский	47,33	1,20	13,09	5,87	9,55	0,22	9,25	10,50
	Капитановский	46,90	1,06	14,44	4,04	9,24	0,19	9,81	8,07
	Липняговский	47,98	0,85	15,22	6,09	9,75	0,20	8,44	10,18
	Дуниты и аподунитовые								
	Среднее Лобужье	Капитановский	34,95	0,042	1,60	5,76	2,38	0,14	39,46
Липовеньковский		35,79	0,063	0,66	5,01	1,60	0,09	38,94	0,77
Первомайский		33,16	0,04	1,13	6,32	2,61	0,09	33,27	0,35
Заводской		34,24	0,04	2,41	5,41	4,62	0,12	37,02	1,46
Липняговский		36,79	0,04	1,44	4,67	5,04	0,10	39,08	0,62
Перидотиты и апопери									
Гипербазитовый	Капитановский	35,40	0,12	1,80	6,06	3,50	0,11	35,11	1,87
	Липовеньковский	34,62	0,11	1,67	6,10	2,91	0,15	34,50	2,70
	Первомайский	35,66	0,12	2,25	6,46	2,95	0,15	34,71	1,65
	Заводской	35,61	0,05	2,29	6,35	3,33	0,14	32,02	4,42
	Липняговский	34,33	0,03	2,26	6,25	3,66	0,14	34,78	2,42
	Буртнянский	33,98	0,11	1,02	7,33	3,33	0,12	35,44	2,02
Пиро									
Среднее Лобужье	Капитановский	49,65	0,20	4,14	3,05	4,53	0,17	26,56	6,49
	Липовеньковский	52,03	0,07	1,11	3,51	6,54	0,16	25,64	6,30

Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3	CO_2	Cr_2O_3	NiO	CoO	H_2O^+	Сумма
габбро-амфиболиты									
2,32	0,31	0,04	0,27	-	-	-	-	2,24	100,15
2,22	0,25	0,14	0,37	-	-	-	-	0,90	100,22
1,20	0,30	0,06	0,63	-	-	-	-	1,35	100,04
2,04	0,41	0,10	0,34	-	-	-	-	1,77	99,99
2,37	0,49	0,09	0,36	-	-	-	-	0,38	100,29
1,78	0,45	0,14	0,36	-	-	-	-	0,76	100,55
3,34	0,33	0,10	0,19	-	-	-	-	1,94	99,65
1,08	0,21	0,07	0,32	-	-	-	-	0,45	100,84
серпентиниты									
0,13	0,09	0,03	0,39	1,06	1,18	0,25	0,02	11,90	100,53
0,07	0,03	0,05	0,50	0,42	0,64	0,28	0,017	15,23	100,21
0,09	0,03	0,02	0,23	0,86	1,49	0,31	0,016	14,32	100,54
0,12	0,06	0,02	0,30	1,01	0,54	0,31	0,02	12,50	100,20
0,05	0,02	0,04	0,35	0,25	0,43	0,27	0,01	10,70	99,95
дотитовые серпентиниты									
0,17	0,07	0,02	0,38	1,23	1,26	0,27	0,016	12,76	100,15
0,11	0,05	0,03	0,14	2,36	1,18	0,27	0,019	12,69	100,11
0,13	0,07	0,03	0,26	1,40	1,44	0,29	0,01	13,13	100,76
0,10	0,04	0,02	0,25	3,24	1,40	0,28	0,01	11,25	100,85
0,11	0,05	0,03	0,32	1,70	0,90	0,26	0,016	12,54	100,35
0,20	0,08	0,02	0,17	1,56	0,38	0,33	0,02	13,96	100,12
ксениты									
0,33	0,14	0,02	0,21	0,31	0,80	0,13	0,01	3,59	100,43
0,29	0,10	0,01	0,27	0,46	0,46	0,14	0,01	3,35	100,45

Район	Формация	Массив	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
Среднее Поозье	Гипербазитовая	Первомайский	46,71	0,51	2,86	5,66	4,32	0,13	36,74	4,48
		Заводский	48,08	0,52	7,02	2,47	5,32	0,01	28,27	4,21
		Липняговский	47,99	0,56	4,33	4,23	10,49	0,18	23,20	5,80
		Дуниты и аподунитовые								
Росинско-Тикичский	Габбро-перидотитовая	Королевский	38,33	0,03	1,63	2,88	5,22	0,12	43,51	0,65
		Чежиженский	35,09	0,13	1,34	6,83	2,31	0,16	37,31	1,76
		Алоперидотитовые								
		Чежиженский	38,08	0,09	2,29	5,70	3,68	0,14	34,24	1,20
		Амфиболизированные								
		Юрьевский	42,59	0,31	4,53	6,35	3,67	0,23	27,58	5,45
		Корнинский	37,68	0,44	3,82	10,40	12,04	0,35	26,49	2,80
		Пиро								
		Чежиженский	49,76	0,43	5,43	5,51	4,83	0,16	20,56	8,40
		Юрьевский	49,01	0,53	6,69	4,02	4,93	0,17	17,53	11,67
		Корнинский	44,90	1,05	7,07	5,85	11,01	0,20	14,05	10,36
Ожеговский	50,40	0,50	8,33	2,78	6,18	0,16	12,54	14,49		
		Габбро-								
Юрьевский	50,70	0,86	14,89	4,78	5,00	0,16	8,28	8,97		

Анализ значений характеристик b , z , y и x , длины и наклона векторов в первой части диаграммы Н.Д.Соболева подтверждает результаты минералого-петрографических исследований о наличии среди пород габбро-перидотитовой формации дунитов, наличии среди пород габбро-перидотитовой формации дунитов, гарцбургитов, лерцолитов, верлитов, оливковых пироксенитов, бронзититов, вебстеритов и ди-

Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	CO ₂	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	H ₂ O ⁺	Сумма
0,33	0,07	0,02	0,23	0,22	0,53	0,16	0,015	7,26	100,24
0,80	0,15	0,03	0,48	0,38	0,36	0,10	0,01	2,32	100,53
0,17	0,42	0,10	0,26	0,31	0,19	0,13	0,01	1,49	100,36
серпентиниты									
0,13	0,31	0,01	0,29	0,70	0,39	0,26	0,02	5,99	100,47
0,21	0,22	0,06	0,35	0,74	0,48	0,30	0,015	12,34	99,64
серпентиниты									
0,20	0,43	0,05	0,27	0,55	0,56	0,21	0,01	12,26	99,96
перидотиты									
0,61	0,62	0,08	0,12	0,20	0,42	0,14	0,01	7,58	100,49
0,55	0,32	0,03	0,09	0,31	0,09	0,08	0,01	4,83	100,33
ксениты									
0,41	0,52	0,03	0,23	0,30	0,22	0,17	0,01	2,86	99,93
1,05	0,59	0,09	0,13	0,70	0,25	0,07	0,01	2,84	100,33
1,19	0,60	0,02	0,17	0,54	0,09	0,05	0,014	2,91	100,07
1,06	0,83	0,06	0,56	0,51	0,09	0,06	0,01	1,38	100,04
амфиболиты									
2,59	1,17	0,19	0,13	-	-	-	-	2,08	99,80

аллагитов. Среди пород гипербазитовой формации распространены дуниты, перидотиты-гарцбургиты, лерцолиты, редко верлиты; оливковые пироксениты, бронзититы и вебстериты (табл.8 и 10, рис.17).

Дуниты и серпентиниты габбро-перидотитовой формации Росинско-Тикичского района характеризуются несколько повышенными содержаниями MgO и суммарного железа, а также Al₂O₃, CaO и щело-

Петрохимические характеристики ультраосновных и основных

Район	Форма-ция	Массив	Числовые характеристики				
			<i>S</i>	<i>2c</i>	<i>b</i>	<i>z</i>	<i>y</i>
Среднее Побужье	Габбро-перидотитовал	Дуниты и аподунитовые					
		Тарноватский	35,2	1,5	63,3	85,7	14,3
		Восточно-Люшне-ватский	33,9	1,9	64,2	92,8	7,2
		Грушковский	33,7	1,0	65,3	96,1	3,3
		Деренюхинский	33,9	1,1	65,0	93,8	1,7
		Кумаровский	35,9	1,7	62,4	80,6	0,8
		Крымковский	34,4	2,5	63,1	88,6	0,4
		Перидотиты и апоперидо					
		Тарноватский	36,8	1,9	61,3	74,7	22,7
		Восточно-Люшне-ватский	38,9	1,9	59,2	62,2	37,8
		Грушковский	36,4	2,0	61,6	76,9	20,9
		Деренюхинский	37,2	2,4	60,4	71,4	25,9
		Кумаровский	36,6	1,9	61,5	76,3	22,4
		Крымковский	38,2	1,7	60,1	67,1	32,9
		Лемовярский	37,1	1,9	61,0	72,8	25,9
		Стационарный	37,4	3,5	59,1	67,4	25,6
		Каменноватский	35,4	3,5	61,1	79,9	18,0
		Пиро					
		Тарноватский	49,3	6,7	44,0	17,0	38,9
		Восточно-Люшне-ватский	45,3	8,8	45,9	1,8	67,0
Крымковский	46,3	7,8	46,4	0,8	67,0		
Каменноватский	42,3	11,6	46,1	13,0	49,5		

пород габбро-перидотитовой и гипербазитовой формаций

по Н.Д.Соболеву				Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому	
<i>x</i>	<i>h</i>	<i>F</i>	<i>M/F</i>	<i>a</i>	<i>c</i>
серпентиниты					
0,0	43,6	13,2	6,6	0,12	0,33
0,0	44,7	12,1	7,3	0,50	0,54
0,6	43,1	12,0	7,3	0,46	0,07
4,5	44,0	12,3	7,1	0,33	0,21
18,6	41,8	14,0	6,1	0,53	0,49
11,0	37,3	10,2	8,8	0,81	0,53
титовые серпентиниты					
2,6	46,8	14,1	6,1	0,30	0,52
0,0	66,1	12,2	7,2	0,21	0,40
2,2	58,3	14,7	5,8	0,73	0,38
2,7	31,4	15,0	5,6	0,32	0,82
1,3	43,3	14,3	6,0	0,26	0,59
0,0	40,5	15,6	5,4	0,25	0,51
1,3	40,6	14,9	5,7	0,26	0,55
7,0	45,1	13,1	6,6	0,45	1,22
2,1	52,3	16,5	5,6	0,26	1,38
ксениты					
44,1	21,4	24,9	3,1	1,33	2,36
31,2	15,3	23,5	3,3	1,1	3,37
32,2	18,7	21,1	3,7	1,49	2,81
37,5	26,4	20,1	4,0	1,04	5,40

Район	Форма	Массив	Числовые характеристики				
			<i>b</i>	<i>S</i>	<i>a'</i>	<i>f'</i>	<i>m'</i>
Среднее Побужье	Пабро-перидотитован		Дуниты и аподунитовые				
		Тарноватский	64,47	35,03	0,00	13,20	86,42
		Восточно-Люневатский	65,38	33,58	0,00	12,04	87,01
		Грушковский	66,01	33,46	0,00	11,93	87,14
		Деренюхинский	65,49	33,97	0,00	12,25	87,12
		Кумаровский	63,15	35,33	0,00	14,02	85,60
		Крымковский	64,64	34,02	0,00	10,10	86,50
			Перидотиты и апонеридо				
		Тарноватский	62,38	36,30	0,00	13,89	82,86
		Восточно-Люневатский	63,67	35,72	0,00	10,65	77,21
		Грушковский	64,02	34,87	0,00	13,68	79,13
		Деренюхинский	61,77	37,09	0,00	14,86	83,64
		Кумаровский	63,14	36,01	0,00	13,89	83,11
		Крымковский	61,37	38,86	0,00	14,87	80,38
		Демовярский	62,75	36,44	0,00	14,38	81,74
		Станционный	60,74	37,59	0,00	12,86	85,19
		Каменноватский	62,86	35,50	0,00	16,46	83,11
			Пиро				
		Тарноватский	45,76	50,0	0,00	19,01	57,21
		Восточно-Люневатский	48,41	46,62	0,00	21,66	70,19
Крымковский	48,62	47,08	0,00	18,83	70,23		
Каменноватский	49,33	44,23	0,00	18,72	73,98		

по А.Н.Заварицкому

<i>c'</i>	<i>n</i>	<i>φ</i>	<i>t</i>	<i>Q</i>	<i>a/c</i>
серпентиниты					
0,00	66,96	7,80	0,24	-30,53	0,31
0,95	79,96	7,33	0,51	-34,36	0,93
0,93	83,51	7,10	0,22	-34,07	6,79
0,63	80,97	7,37	0,57	-32,94	1,60
0,39	60,32	8,16	0,29	-29,89	1,09
1,40	86,20	5,39	0,52	-34,10	1,53
титовые серпентиниты					
3,44	78,48	8,62	0,32	-28,56	0,59
12,03	80,21	8,44	0,27	-29,39	0,52
7,14	85,48	9,97	0,45	-32,11	1,91
1,50	87,64	7,03	0,46	-27,27	0,38
3,00	75,25	8,18	0,32	-29,09	0,45
4,75	79,17	8,45	0,25	-27,30	0,49
3,87	77,21	8,31	0,28	-28,39	0,47
1,94	74,12	7,89	0,57	-26,93	0,37
0,00	80,69	11,16	1,98	-30,90	0,19
ксениты					
23,79	91,68	6,59	1,11	-6,12	0,79
8,15	72,55	5,59	0,63	-12,31	0,28
10,93	99,27	5,86	0,63	-11,64	0,53
7,30	84,49	7,69	0,34	-19,03	0,19

Район	Форма-ция	Массив	Числовые характеристики				
			S	2c	b	z	y
Среднее Побужье	Габбро-перидотитовая	Габбро-нориты, нориты					
		Тарноватский	-	-	-	-	-
		Кумаровский	-	-	-	-	-
		Демовяровский	-	-	-	-	-
		Каменноватский	-	-	-	-	-
		Подгорьевский	-	-	-	-	-
		Лашевский	-	-	-	-	-
		Капитановский	-	-	-	-	-
	Липняговский	-	-	-	-	-	
	Гиперсазитовая	Дуниты и аподуниты					
		Капитановский	34,2	2,7	63,1	88,6	11,4
		Липовеньковский	35,9	1,3	62,8	81,7	17,1
		Первомайский	33,8	2,6	63,6	91,5	8,5
		Заводской	34,5	3,3	62,2	85,8	13,4
		Липняговский	35,3	2,0	62,7	83,7	15,0
Перидотиты и апопери-							
Капитановский		35,5	1,6	62,9	83,9	16,0	
Липовеньковский		36,1	3,5	60,4	75,3	23,5	
Первомайский		37,0	3,1	59,9	70,6	29,4	
Заводской	36,5	3,2	60,3	73,8	24,9		
Липняговский	37,0	3,9	59,1	69,0	31,0		
Буртянский	38,2	4,1	57,7	60,9	37,7		
Пироксе-							
Капитановский	47,3	5,2	47,5	0,6	74,3		
Липовеньковский	49,7	1,6	48,7	3,2	73,5		
Первомайский	48,8	3,7	47,5	10,2	71,3		

по Н.Д.Соболеву				Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому	
x	h	F	M/F	a	c
и габбро-амфиболиты					
-	-	44,1	1,3	5,33	4,07
-	-	56,4	0,8	5,28	6,97
-	-	51,9	0,9	3,17	3,69
-	-	47,8	1,1	5,03	5,91
-	-	48,1	1,1	5,76	5,14
-	-	47,7	1,1	4,47	6,34
-	-	42,8	1,4	7,79	5,72
-	-	50,6	1,0	3,7	9,58
ые серпентиниты					
0,0	52,2	9,3	9,1	0,36	0,75
1,2	53,5	3,2	11,2	0,17	0,30
0,0	14,4	11,5	8,9	0,21	0,38
0,8	34,5	12,7	6,9	0,31	1,27
1,3	29,5	11,3	7,5	0,12	0,64
дотитовые серпентиниты					
0,1	49,9	13,8	6,3	0,50	0,36
1,2	40,5	13,2	6,6	0,28	1,23
0,0	48,6	12,2	7,2	0,29	0,88
1,3	43,8	12,6	6,9	0,43	0,87
0,0	49,7	12,6	6,9	0,35	1,19
1,4	45,8	13,9	6,2	0,25	1,28
ниты					
25,1	23,1	13,7	6,3	1,67	3,13
23,2	27,5	20,3	3,9	0,64	0,29
18,5	37,1	16,7	5,0	0,35	2,36

Район	Форма-ция	Массив	Числовые характеристики				
			<i>b</i>	<i>s</i>	<i>a'</i>	<i>f'</i>	<i>m'</i>
Среднее Побужье	Габбро-перидотитовая	Габбро-нориты, нориты					
		Тарноватский	35,84	54,76	0,00	34,33	43,39
		Кумаровский	32,47	55,28	0,00	46,41	35,82
		Демовярский	29,85	58,29	0,00	45,62	42,09
		Каменноватский	35,05	54,01	0,00	39,05	42,43
		Подгорьевский	33,44	55,66	0,00	33,84	41,83
		Лашевский	35,52	53,67	0,00	39,49	43,15
		Капитановский	32,94	53,55	0,00	37,35	50,15
	Липняговский	33,09	53,63	0,00	46,12	44,86	
	Игербазитовая	Дуниты и аподуниты					
		Капитановский	64,55	34,34	0,00	9,84	89,44
		Липовеньковский	63,72	35,81	0,00	8,17	91,01
		Первомайский	65,79	33,62	0,66	11,54	87,80
		Заводской	63,93	34,49	0,00	12,69	86,34
Липняговский		63,82	35,42	0,37	11,81	87,81	
Перидотиты и апопери							
Капитановский		64,33	34,76	0,00	13,43	83,71	
Липовеньковский		62,71	35,78	0,00	12,94	84,78	
Первомайский		62,86	35,97	0,00	11,84	84,79	
Заводской		62,43	36,27	0,00	12,45	85,66	
Липняговский		61,63	36,83	0,00	12,51	86,46	
Буртынский		61,38	37,09	0,00	13,14	80,91	
Пироксе							
Капитановский		47,71	47,49	0,00	12,73	84,76	
Липовеньковский		50,63	48,44	0,00	17,96	70,21	
Первомайский	49,42	47,37	0,00	24,01	68,46		

по А.Н.Заварицкому

<i>c'</i>	<i>n</i>	<i>φ</i>	<i>t</i>	<i>Q</i>	<i>a/c</i>
и габбро-амфиболиты					
22,27	91,92	6,29	3,76	-5,24	1,31
17,77	93,10	9,06	2,13	-6,97	0,76
12,29	85,37	12,09	2,94	1,55	0,36
13,53	88,32	12,26	2,02	-7,95	0,85
19,32	88,03	15,83	1,71	-5,34	1,12
17,36	85,74	13,91	1,37	-7,95	0,71
12,3	93,9	10,49	1,68	-14,2	1,36
9,02	83,66	16,44	1,31	-3,74	0,28
ые серпентиниты					
0,72	63,71	6,63	0,09	-32,78	0,48
0,82	78,00	5,95	0,13	-29,03	0,58
0,00	82,01	8,07	0,09	-33,58	0,57
0,47	75,25	6,45	0,09	-33,93	0,24
0,00	79,16	5,33	0,08	-30,02	0,18
дотитовые серпентиниты					
2,86	79,16	8,86	0,24	-31,85	1,37
2,28	78,42	7,74	0,17	-30,22	0,23
3,37	76,98	7,62	0,24	-29,50	0,35
1,89	78,63	7,51	0,25	-29,18	0,49
1,02	75,84	8,18	0,25	-28,24	0,30
5,95	79,16	8,15	0,11	-27,60	0,20
ниты					
2,50	89,02	3,76	0,79	-11,51	0,53
11,83	81,51	7,66	0,10	-4,69	0,23
7,53	38,09	6,34	0,87	-9,32	0,36

Среднее По-Район сужие	Формация	Массив	Числовые характеристики				
			<i>g</i>	<i>2c</i>	<i>b</i>	<i>z</i>	<i>y</i>
Росинско-Тихичский	Гиперазитовая	Заводской	45,5	3,1	46,4	4,1	79,4
		Липняговский	47,7	5,6	46,6	3,4	73,0
	Габбро-перидотитовая	Дуниты и аподуниты					
		Королевский	34,7	2,0	63,3	87,7	12,3
		Чежиженский	35,3	2,0	62,7	84,3	12,1
		Апоперидотиты					
		Чежиженский	38,6	3,2	58,2	60,6	37,2
		Амфиболизируют					
		Юрьевский	42,7	5,6	51,7	28,6	47,9
		Корнинский	37,8	4,6	57,6	62,3	27,0
		Пироксе					
		Чежиженский	49,6	6,6	43,8	00,0	63,6
Юрьевский	50,2	8,2	41,6	0,0	48,9		
Корнинский	48,1	8,9	43,0	0,0	52,1		
Ожеговский	52,4	10,1	37,5	0,0	31,5		
Габбро-амфиболиты,							
		Юрьевский	-	-	-	-	

чей (табл. 7 и 9). В амфиболизованных перидотитах наблюдаются более высокие содержания Al_2O_3 и щелочей и пониженные MgO . Общая железистость дунитов и серпентинитов составляет 9,8-18,0, в амфиболизованных перидотитах повышается до 31,5% (табл. 8). Довольно близки по химизму к амфиболизованным перидотитам горнблендиты, однако в них больше SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , щелочей и меньше MgO . Железистость их составляет 21,8-39,7%. Габбро-амфиболиты и амфиболиты относятся к породам нормального ряда, недоосищенным SiO_2 (табл. 7 и 8).

по Н.Д.Соболеву				Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому	
<i>x</i>	<i>h</i>	<i>F</i>	<i>M/F</i>	<i>a</i>	<i>c</i>
ниты					
16,5	17,3	13,0	6,7	0,88	1,91
23,6	15,4	25,9	2,8	0,73	1,31
товые серпентиниты					
0,0	19,9	9,3	9,8	0,58	0,57
3,6	57,1	11,5	7,7	0,68	0,44
вые серпентиниты					
2,2	41,1	12,8	6,8	0,94	0,89
ванные перидотиты					
23,5	49,8	16,4	5,2	1,98	1,69
10,7	28,0	31,5	5,2	1,47	1,51
ниты					
36,4	33,9	21,8	3,7	1,47	2,51
51,1	26,9	21,8	3,6	2,84	2,59
47,9	19,3	39,7	1,5	3,25	2,78
68,5	16,9	27,8	2,6	3,28	3,46
амфиболиты					
-	-	39,0	1,6	7,42	6,29

На диаграмме Н.Д.Соболева векторы дунитов и серпентинитов располагаются в поле магнезиальных пород с повышенной основностью. (рис. 17). Амфиболизованные перидотиты и особенно горнблендиты менее магнезиальные и характеризуются более низкой основностью. Особенности химизма этих пород - основность, магнезиальность, содержания CaO и щелочей - отчетливо прослеживаются на диаграмме А.Н.Заварицкого (рис. 18).

Химический состав амфиболизованных перидотитов и горнблендитов, составляющих отдельные габбро-перидотитовые массивы, доволь-

Район	Формация	Массив	Числовые характеристики					
			<i>b</i>	<i>g</i>	<i>a'</i>	<i>f'</i>	<i>m'</i>	
Среднее По-сужье	Гиперсаитовая		Пироксе					
		Заводской	49,10	43,11	0,00	12,36	77,86	
		Липняговский	51,10	46,86	0,00	15,60	77,62	
	Росинско-Талицкий	Габбро-перидотитовая		Дуниты и аподуни				
			Королевский	64,35	34,50	0,00	9,29	90,63
			Чепиженский	63,9	34,97	0,00	11,26	86,5
				Апоперидотито				
			Чепиженский	59,60	38,57	0,00	12,74	86,57
				Амфиболизиро				
			Юрьевский	53,43	42,90	0,00	15,13	77,07
Корнинский			59,09	37,93	0,00	30,81	66,68	
			Пироксе					
Чепиженский			45,71	50,31	0,00	18,35	67,36	
Юрьевский	44,26	50,31	0,00	16,82	60,28			
Корнинский	45,68	48,29	0,00	31,95	48,45			
Ожеговский	40,25	53,01	0,00	19,03	49,15			
	Габбро-амфиболиты,							
Юрьевский	27,77	58,51	0,00	32,56	50,64			

по А.Н.Заварицкому

<i>c'</i>	<i>n</i>	<i>φ</i>	<i>t</i>	<i>Q</i>	<i>a/c</i>
ниты					
9,78	80,49	4,54	0,30	-7,49	0,46
6,78	87,75	8,35	0,81	-9,04	0,55
товые серпентиниты					
0,08	33,93	3,05	0,06	-32,75	1,02
2,24	59,2	8,04	0,28	-31,86	1,54
вые серпентиниты					
0,69	41,42	7,32	0,18	-25,65	1,06
ванные перидотиты					
7,79	59,93	9,01	0,54	-19,83	1,17
2,51	72,32	13,3	0,37	-28,59	0,97
ниты					
14,29	54,51	9,17	0,64	-4,31	0,58
22,9	73,01	7,00	0,81	-7,56	1,09
19,6	75,09	10,25	1,73	-12,69	1,17
31,82	64,64	5,41	0,73	-4,02	0,95
амфиболиты					
16,8	77,09	14,85	1,26	-4,10	1,18

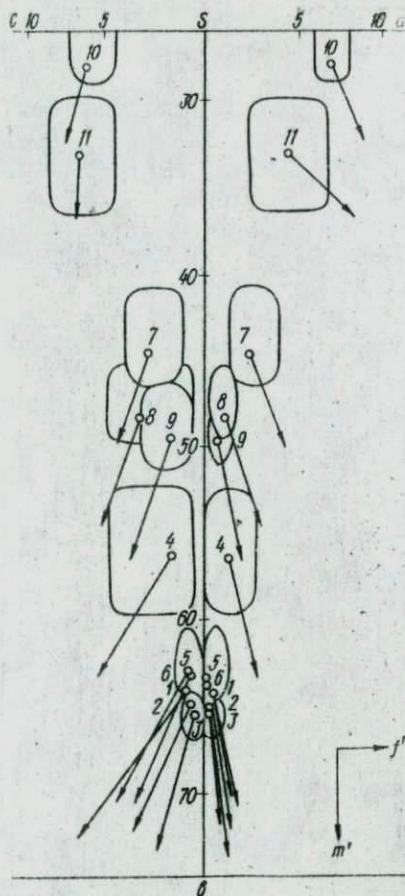


Рис. 18. Диаграмма химических составов ультраосновных и основных пород габбро-перидотитовой и гипербазитовой формаций юго-западной части Украинского щита (по А.Н. Заварицкому):

I - 3 - дуниты, 4 - 6 - перидотиты, 7 - 9 - пироксениты и 10 - II - габброиды следующих формаций и районов: габбро-перидотитовой Росинско-Тикичского (1, 4, 7, 10), габбро-перидотитовой (2, 5, 8, 11) и гипербазитовой (3, 6, 9) Среднего Побужья.

Справа ключ к нанесению векторов по дополнительным характеристикам m' и f' .

но близок (табл. 7). Несколько отличными по химизму являются перидотиты и горнблендиты Корнинского массива, для которых характерны повышенные содержания железа, Al_2O_3 , CaO и щелочей. Общая железистость этих пород составляет соответственно 21,8 и 39,7%, в то время как в других массивах она не превышает 18,0 и 24,5% (табл. 8).

В разрезах Чепиженского, Юрьевского и некоторых других габбро-перидотитовых массивов химический состав ультраосновных пород не остается постоянным.

Наиболее магниезальные разновидности пород приурочены к нижним частям разреза, в верхних железистость и содержание Al_2O_3 , CaO и щелочей повышается. Общая железистость аподунитовых и апоперидотитовых серпентинитов в разрезе Чепиженского массива изменяется от II,2 до 18,0%; в Юрьевском - железистость амфиболитизированных перидотитов в нижней части разреза 13,8, в верхней - 15,3% (см. рис. II и 12).

Химический состав пород габбро-перидотитовой формации зависит от химизма породообразующих минералов. Общая железистость пород находится в прямой зависимости от железистости оливинов и пироксенов.

и не отличается от железистости вторичных амфиболов (см. рис. 10, 12 и 14). Особенности химического состава ультраосновных пород и особенно амфиболизированных перидотитов и горнблендитов — повышенные содержания Al_2O_3 , CaO и щелочей — обусловлены широким развитием в них амфиболов, а также флогопита.

Дуниты, перидотиты и серпентиниты гипербазитовой формации Среднего Побужья характеризуются высокими содержаниями магния, а также железа и незначительными Al_2O_3 , CaO и щелочей. Содержание MgO в дунитах и аподунитовых серпентинитах составляет 38,62%, $Fe_2O_3 + FeO$ — 8,73, Na_2O — 0,10 и K_2O — 0,05%. В перидотитах и апоперидотитовых серпентинитах по сравнению с дунитами несколько больше Al_2O_3 (1,32%) и CaO (2,36%). В пироксенитах наблюдаются более высокие содержания SiO_2 (49,51%), Al_2O_3 (3,75%), CaO (6,05%) и щелочей (0,50%) по сравнению с перидотитами, причем для них характерны широкие вариации содержаний этих элементов, что связано с особенностями их минерального состава, в частности наличием орто- и клинопироксенов (табл. 7).

На диаграмме химического состава Н.Д.Соболева дуниты и перидотиты располагаются в поле высокомагнезиальных пород и характеризуются повышенной основностью (рис. 17). Магнезиальность дунитов, перидотитов и серпентинитов составляет 6,9–8,3, основность — 60,1 — 63,1 (табл. 10). Пироксениты по сравнению с дунитами и перидотитами характеризуются более низкими значениями магнезиальности (M/F — 5,3) и основности (b — 47,7). Положение и наклоны векторов дунитов и перидотитов на диаграмме А.Н.Заварицкого свидетельствуют о высокой магнезиальности этих пород и низких содержаниях CaO и щелочей (рис. 18).

Дуниты, перидотиты и пироксениты, слагающие отдельные гипербазитовые массивы, почти не отличаются по химическому составу (табл. 7). В разрезах массивов химизм аподунитовых и апоперидотитовых серпентинитов довольно однообразен и распределение петрогенных элементов равномерное. Примером могут служить Капитановский и Первомайский массивы, в которых общая железистость пород в разрезах скважин изменяется соответственно от 11,2 до 13,8 и от 10,7 до 9,9% (см. рис. 8). Пироксениты, залегающие в различных частях разреза массивов, характеризуются более высокой железистостью.

Ультраосновные породы габбро-перидотитовой формации Среднего Побужья по химическому составу и значениям числовых характеристик отличаются от хромитоносных гипербазитов (табл. 7–10). Дуниты и

Средний химический состав ультраосновных и основных пород части Украинского щита, %

Район	Формация	Породы	Кодиче-ство анализов	Средний химический состав, %					
				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	
Среднее Побужье	Габбро-перидотитовая	Дуниты и аподунитовые серпентиниты	37	34,09 1,22	0,15 0,09	0,86 0,64	6,20 1,40	3,72 0,89	
		Перидотиты и апоперидотитовые серпентиниты	71	35,30 2,14	0,16 0,11	1,44 1,05	6,90 1,67	3,66 1,51	
		Пироксениты	18	45,64 3,76	0,46 0,27	6,62 2,30	3,39 1,31	7,09 1,80	
		Габбро-нориты, нориты и габбро-амфиболиты	38	47,35 1,32	1,53 0,73	13,68 2,07	4,31 2,44	10,57 2,41	
	Гипербазитовая	Дуниты и аподунитовые серпентиниты	18	34,26 1,30	0,04 0,02	1,27 0,81	6,14 1,33	2,64 1,07	
		Перидотитовые и апоперидотитовые серпентиниты	60	35,01 1,35	0,11 0,07	1,82 1,13	6,27 1,53	3,21 1,09	
		Пироксениты	19	49,51 3,70	0,27 0,23	3,75 2,27	3,49 2,09	5,52 2,33	
	Росинско-Тлукчский	Габбро-перидотитовая	Дуниты и аподунитовые серпентиниты	6	36,17 2,07	0,09 0,06	1,44 0,72	5,52 2,12	3,28 1,61
			Перидотиты амфиболитизированные и серпентинитизированные	54	40,65 3,72	0,24 0,19	3,67 1,81	6,36 2,02	4,18 2,21
		Пироксениты	33	48,72 2,77	0,58 0,39	6,70 3,05	4,35 2,04	5,73 2,42	
Габбро-амфиболиты и амфиболиты		8	50,70 1,85	0,86 0,43	14,33 1,91	4,73 1,53	5,00 1,51		

Примечание. В числителе приведены средние содержания,

Таблица 9
габбро-перидотитовой и гипербазитовой формации вго-западной

MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	CO ₂	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	H ₂ O*
0,16	38,52	0,74	0,19	0,06	0,02	0,27	0,53	0,49	0,38	0,02	14,29
0,12	1,18	0,51	0,12	0,05	0,01	0,23	0,42	0,21	0,09	0,01	1,36
0,17	33,85	2,51	0,13	0,06	0,02	0,31	1,66	0,53	0,33	0,02	13,50
0,14	2,75	2,21	0,12	0,06	0,01	0,31	1,35	0,35	0,10	0,02	1,53
0,19	21,76	8,29	0,51	0,33	0,04	0,48	0,31	0,35	0,15	-	4,33
0,03	3,69	4,21	0,23	0,66	0,02	0,39	0,21	0,12	0,10	-	2,04
0,21	8,03	10,15	1,92	0,31	0,09	0,39	-	-	-	-	1,30
0,05	2,44	1,33	0,70	0,20	0,06	0,30	-	-	-	-	0,74
0,11	38,62	0,68	0,10	0,05	0,027	0,35	0,81	1,17	0,29	0,02	14,09
0,03	1,18	0,77	0,09	0,04	0,02	0,18	0,61	0,70	0,06	0,01	3,13
0,14	34,64	2,36	0,14	0,06	0,03	0,25	2,02	1,16	0,23	0,02	12,77
0,05	2,10	2,02	0,13	0,05	0,02	0,19	1,99	0,72	0,07	0,01	1,65
0,16	26,17	6,05	0,36	0,16	0,03	0,24	0,33	0,63	0,13	0,01	3,72
0,07	3,22	3,29	0,20	0,12	0,04	0,13	0,15	0,57	0,07	0,00	2,50
0,15	39,53	1,39	0,18	0,25	0,04	0,33	0,73	0,45	0,29	0,02	10,23
0,03	3,23	0,93	0,19	0,16	0,03	0,21	0,37	0,10	0,06	0,01	3,60
0,20	29,94	3,74	0,46	0,53	0,06	0,17	0,33	0,45	0,16	0,01	9,11
0,07	4,02	2,50	0,25	0,25	0,03	0,13	0,42	0,16	0,07	-	3,64
0,17	17,22	11,30	0,99	0,60	0,07	0,18	0,62	0,22	0,08	0,01	2,76
0,07	4,05	3,53	0,60	0,43	0,09	0,13	1,09	0,11	0,05	0,00	9,64
0,16	8,28	8,97	2,59	1,17	0,19	0,13	-	-	-	-	2,06
0,02	1,57	1,03	1,03	0,32	0,11	0,09	-	-	-	-	0,54

в знаменателе - стандартные отклонения.

и основных пород гипербазитовой и габбро-перидотитовой формаций

Средние значения петрохимических характеристик ультраосновных
юго-западной части Украинского щита

Район Формация	Породы	Количество анализов	Числовые характеристики по Н.Д.Соболеву								
			S	2c	b	z	y	x	h	F	
Среднее Побужье Габбро-перидотитовая	Дуниты и аподунитовые серпентиниты	37	34,1	1,4	64,5	92,4	7,3	0,3	42,9	12,1	
	Перидотиты и апоперидотитовые серпентиниты	71	37,0	2,2	60,8	72,9	25,3	1,8	45,9	14,3	
	Пироксениты	18	46,0	8,1	45,9	0,2	63,2	36,6	19,9	21,7	
Средняя Гипербазитовая	Габбро-нориты, нориты и габбро-амфиболиты	38	-	-	-	-	-	-	15,5	50,6	
	Дуниты и аподунитовые серпентиниты	18	34,4	2,5	63,1	83,2	11,8	0,0	51,2	10,7	
	Перидотиты и апоперидотитовые серпентиниты	60	36,7	3,2	60,1	72,2	27,8	0,0	46,8	12,7	
Росийско-Тихийский Габбро-перидотитовая	Пироксениты	19	47,6	4,7	47,7	3,4	72,6	24,0	22,2	15,9	
	Дуниты и аподунитовые серпентиниты	6	35,1	2,0	62,9	85,5	12,6	1,9	43,5	10,6	
	Перидотиты и апоперидотитовые серпентиниты	54	40,9	4,7	54,4	42,4	42,7	14,9	40,7	15,9	
	Пироксениты	33	50,0	8,2	41,8	26,8	23,5	49,9	25,3	24,2	
	Габбро-амфиболиты	8	-	-	-	-	-	-	-	39,0	

M/F	Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому												
	α	c	b	S	a'	f'	m'	c'	n	φ	t	Q	a/c
7,2	0,4	0,3	65,4	33,9	0,0	12,0	87,2	0,8	82,8	7,1	0,3	-33,3	1,6
6,0	0,3	0,7	62,6	36,4	0,0	13,8	82,9	3,3	76,7	8,6	0,3	-28,5	0,5
3,6	1,4	3,3	48,3	47,0	0,0	19,2	68,8	12,0	70,1	6,2	0,7	-12,0	0,4
1,0	4,7	6,8	33,0	55,5	0,0	42,2	41,1	16,1	90,4	11,2	2,3	-5,1	0,7
3,3	0,2	0,6	64,7	34,5	0,0	10,7	89,1	0,2	75,2	7,2	0,1	-32,4	0,4
6,9	0,3	0,9	62,6	36,2	0,0	12,4	84,9	2,7	78,0	7,8	0,2	-29,3	0,4
5,3	0,9	1,7	49,4	43,0	0,0	14,5	76,3	9,2	77,4	5,2	0,4	-7,4	0,5
8,4	0,6	0,5	64,1	34,8	0,0	10,5	88,0	1,5	52,2	6,3	0,2	-32,1	1,3
5,3	1,6	1,4	56,0	41,0	0,0	15,2	80,1	4,7	56,9	8,6	0,4	-22,4	1,1
3,1	2,7	2,7	44,4	50,2	0,0	19,0	59,1	21,9	71,5	7,6	0,9	-7,7	1,0
1,6	7,4	6,3	27,8	58,5	0,0	32,6	50,6	16,8	77,1	14,8	1,3	-4,1	1,2

аподунитовые серпентиниты этой формации имеют повышенные содержания MgO (33,52%), $Fe_2O_3 + FeO$ (9,92%) и низкие Al_2O_3 (0,86%), CaO (0,74%) и щелочей (0,25%). Перидотиты и апоперидотитовые серпентиниты по химизму близки к дунитам, но содержат несколько больше CaO (2,51%), что обусловлено наличием клинопироксенсодержащих разновидностей. Пироксениты характеризуются более высокими содержаниями SiO_2 (45,64%), Al_2O_3 (6,62%), CaO (3,29%), щелочей (0,84%) и низкими MgO (21,76%), причем в разновидностях пироксенитов – бронзититах и диаллагитах – наблюдаются значительные вариации содержаний этих элементов. Общая железистость дунитов изменяется от 10,2 до 14,0%, перидотитов – от 12,2 до 15,6%, пироксенитов – от 15,3 до 26,4%. Для габброидов характерна довольно высокая основность, кальциевость и железистость и сравнительно пониженные содержания глинозема и щелочей. Общая железистость этих пород составляет 42,8–56,4%.

Дуниты и перидотиты габбро–перидотитовой формации на диаграмме химических составов Н.Д.Соболева тяготеют к полю высокомагнезиальных пород с повышенной основностью (рис. 17). Магнезиальность этих пород составляет 6,0–7,2, основность – 60,8–64,5. Пироксениты располагаются в поле пород с высокой магнезиальностью ($M/F = 3,6$) и средней основностью ($b = 45,9$). Положение векторов дунитов и перидотитов на диаграмме химических составов А.Н.Заварицкого отражает низкие содержания CaO ($c = 0,3 \pm 0,7$), Na_2O_3 и K_2O ($n = 76,7 \pm 32,8$), в пироксенитах содержания этих элементов более высокие, c составляет 3,3, $n = 70,1$ (рис. 18).

Некоторые особенности химизма ультраосновных пород гипербазитовой и габбро–перидотитовой формаций – несколько повышенные содержания глинозема и щелочей – обусловлены наличием амфиболов, а также шпинели. Глинозем в этих породах связан с пироксенами, содержание которого в среднем составляет 2,45% (см. табл. 3), а также шпинелью и акцессорными хромшпинелидами. Основная часть железа содержится в оливинах и пироксенах и является силикатной. Общая железистость пород связана прямой зависимостью с железистостью оливинов и пироксенор (см. рис. 10 и 12). Железистость амфиболов не отличается от железистости пород (см. рис. 14).

Ультрабазиты и габброиды различных габбро–перидотитовых массивов имеют близкий химический состав (табл. 7). Общая железистость дунитов различных массивов изменяется от 10,2 до 14,0%, перидотитов – от 12,2 до 16,5%. Наиболее железистые перидотиты слагают Камениноватский массив (F – от 14,8 до 18,2%). Пироксениты несколько

различаются по химическому составу: общая железистость их колеблется от 18,6 до 26,4% (см. табл. 8).

В разрезах габбро-перидотитовых массивов наблюдается изменение содержания петрогенных элементов. Наиболее магнезиальные разновидности пород — дуниты и гарцбургиты — приурочены к донным частям массивов, в апикальных частях железистость их и содержания Al_2O_3 , CaO повышаются. Примером могут служить Тарноватский и Каменноватский массивы. В дольной части Тарноватского массива (скв. 15014) аподунитовые серпентиниты содержат (%): 0,56 Al_2O_3 , 9,25 $Fe_2O_3 + FeO$, 39,15 MgO и 0,39 CaO ; в верхней части разреза соответственно 1,78; 10,65; 36,39 и 0,76. Общая железистость пород изменяется от 10,0 в дольной части до 14,2% в апикальной (см. рис. 9). В Каменноватском массиве (скв. 9990) серпентиниты, залегающие в дольной части, содержат (%): 1,70 Al_2O_3 , 10,5 $Fe_2O_3 + FeO$, 36,02 MgO и 1,64 CaO , а в апикальной соответственно 3,70; 12,64; 33,26 и 5,30%. Общая железистость в разрезе этого массива изменяется от 14,3 до 17,2%. Аналогичное распределение петрогенных элементов наблюдается в Восточно-Дюньеватском, Грушковском, Деренюхинском и других габбро-перидотитовых массивах.

Сравнение химического состава ультраосновных и основных пород габбро-перидотитовой и гипербазитовой формаций Росинско-Тикичского района и Среднего Побужья позволяет выявить некоторые особенности их химизма. Перидотиты габбро-перидотитовой формации этих районов не различаются в целом содержаниями петрогенных элементов, значениями числовых характеристик и положением векторов на диаграммах химических составов. Особенности химического состава амфиболитизированных перидотитов и горнблендитов, как отмечалось выше, обусловлены привнесом в процессе метаморфизма Al_2O_3 , CaO и щелочей. Дуниты, аподунитовые и апонеридотитовые серпентиниты этих районов имеют сходный химический состав, характеризуются близкими значениями числовых характеристик и на диаграммах положение векторов этих пород совпадает.

Габбро-нориты, нориты, габбро-амфиболиты и амфиболиты габбро-перидотитовых массивов Среднего Побужья по сравнению с аналогичными породами Росинско-Тикичского района содержат больше CaO , щелочей, меньше Al_2O_3 и характеризуются более высокой железистостью и меньшей основностью. Для этих пород характерна недосищенность SiO_2 ($Q < 4,1$). На диаграмме химических составов А.Н.Заварицкого векторы габброидов этих районов занимают различные места (рис. 13).

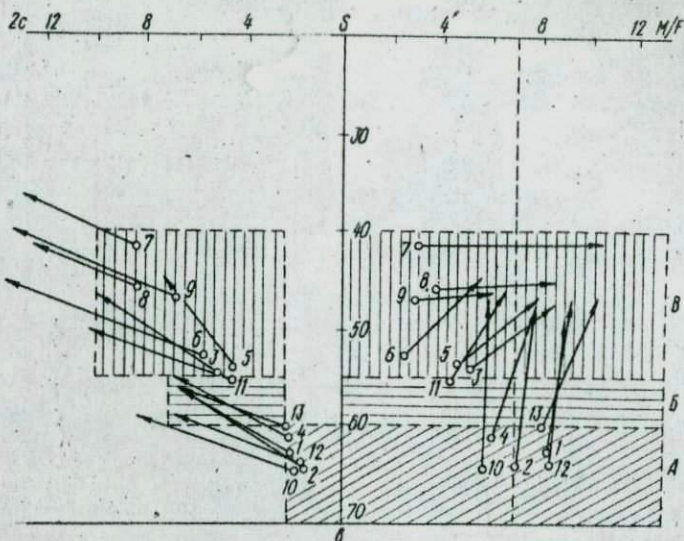


Рис.19. Диаграмма средних химических составов ультраосновных пород габбро-перидотитовой формации юго-западной части Украинского и Балтийского щитов и Воронежского массива: I - 2 - дуниты, 3 - 6 - перидотиты, 7 - 9 - пироксениты следующих районов: Росинско-Тихийского (1, 3, 7), Среднего Побужья (2, 4, 8), Воронежского массива (5, 9) (Чернышов и др., 1972), Балтийского щита (6) (Богачев и др., 1971). Средние составы: 10 - дунитов и II - перидотитов габбро-пироксенит-дунитовой формации по В.В.Велинскому и др. (1970), 12 - дунитов и 13 - перидотитов по С.И.Соловьеву (1970). Заштрихованы поля дунитов (А), перидотитов (Б) и пироксенитов (В) по Н.Д.Соболеву (1959).

Хромитоносные гипербазиты по химическому составу отличаются от дунитов, перидотитов и пироксенитов габбро-перидотитовой формации и характеризуются более высокой магнизиальностью, основностью и низкими содержаниями Al_2O_3 , CaO и щелочей. Эти различия химизма пород находят отражение в различных значениях числовых характеристик и положении векторов на диаграммах химических составов Н.Д.Соболева и А.Н.Заварицкого.

Представляет интерес сравнение химизма пород гипербазитовой и габбро-перидотитовой формаций юго-западной части Украинского щита с аналогичными разновозрастными образованиями Воронежского массива и Балтийского щита, которое позволяет установить общие петрохими-

ческие особенности, объединяющие их как региональные проявления формаций, а также выявить их специфику. Перидотиты и пироксениты габбро-перидотитовой формации Росинско-Тихичского района по химизму довольно близки к аналогичным породам архейского габбро-пироксенит-перидотитового комплекса Воронежского массива. Последние имеют такую же магнезиальность (M/F - от 3,0 до 4,7), основность (b - от 47,3 до 64,1) и близкие содержания Al_2O_3 , CaO и щелочей (Чернишов и др., 1972). Установленные черты близости химизма этих пород хорошо прослеживаются на диаграммах химических составов (рис. 19 и 20). Габброиды этих формаций различаются магнезиальностью, но близки по содержанию Al_2O_3 , CaO и щелочей.

Ультраосновные породы габбро-перидотитовой формации Среднего Побужья более магнезиальны, содержат меньше Al_2O_3 и щелочей по сравнению с аналогичными нижнепротерозойскими образованиями Балтийского щита. Последние содержат (%): 23,96 MgO , 18,41 $Fe_2O_3 + FeO$, 4,31 Al_2O_3 , 4,16 CaO , 0,93 щелочей и характеризуются более высокой железистостью (29,5%), низкими значениями M/F (2,4) и пониженной основностью (b - 53,2) (Богачев и др., 1971). Различия химизма этих пород видны на диаграммах химических составов Н.Д.Соболева и А.Н.Заварицкого.

Породы гипербазитовой формации Среднего Побужья по химизму не отличаются от аналогичных образований Базальтукского синклиниория на Украинском щите и железногорского комплекса Воронежского массива (Чернишов и др., 1975). Гипербазиты Воронежского массива содержат (%): 34,87 - 38,82 MgO , 3,43 - 9,10 $Fe_2O_3 + FeO$, 1,34 - 2,24 Al_2O_3 , 1,54 - 2,11 CaO , 0,06 - 0,32 щелочей, общая железистость их составляет 7,2 - 8,4, отношение M/F - от 7,7 до 8,7. По сравнению с оливинитами и перидотитами гипербазитовой формации Балтийского щита они более магнезиальны и содержат меньше Al_2O_3 , CaO и щелочей. По данным А.Н.Богачева и др. (1971), С.И.Зага и др. (1975), Л.А.Виноградова (1971), содержание MgO в гипербазитах Балтийского щита составляет 34,56%, $Fe_2O_3 + FeO$ - 14,64%, Al_2O_3 - 2,33%, CaO - 1,32%, щелочей - 0,34%, общая железистость - от 17,1 до 19,5%, отношение M/F - от 4,1 до 4,8. Эти различия химизма гипербазитов юго-западной части Украинского и Балтийского щитов отчетливо прослеживаются на диаграммах средних химических составов Н.Д.Соболева и А.Н.Заварицкого (рис. 21 и 22).

Сравнение пород гипербазитовой и габбро-перидотитовой формации юго-западной части Украинского щита с молодыми альбинотипными

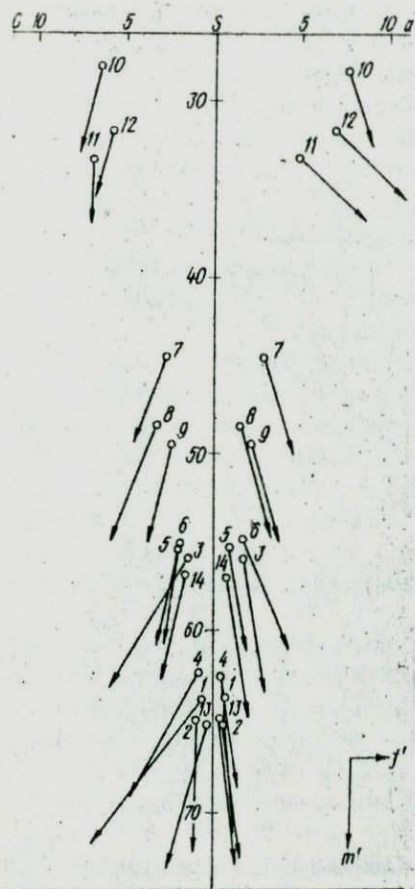


Рис. 20. Диаграмма средних химических составов ультраосновных и основных пород габбро-перидотитовой формации вго-западной части Украинского и Балтийского щитов и Воронежского массива (по А.Н.Заварицкому):

1 - 2 - дуниты, 3 - 6 - перидотиты, 7 - 9 - пироксениты, 10 - 12 - габброиды следующих районов: Росинско-Тихачского (1, 3, 7, 10), Среднего Побужья (2, 4, 8, 11), Воронежского массива (5, 9, 12); (Чернышов и др., 1972), Балтийского щита (6) (Богачев и др., 1971). Средние составы: 13 - дунитов и 14 - перидотитов габбро-пироксенит-дунитовой формации по В.В.Велинскому и др. (1970).

Справа ключ к нанесению векторов по дополнительным характеристикам m' и j' .

гипербазитами и образованными габбро-пироксенит-дунитовой формации позволяет выявить существенную особенность их химизма. Исследование хромитонесущие гипербазиты по сравнению с альпинотипными имеют более высокую железистость и содержат несколько больше CaO и щелочей. Содержание MgO в альпинотипных дунитах и перидотитах составляет 42,59 - 43,57%, $Fe_2O_3 + FeO$ - от 8,38 до 8,81%, Al_2O_3 - от

0,45 до 1,56, CaO - от 0,30 до 1,03%, щелочей - от 0,08 до 0,11% (Велинский и др., 1970). Общая железистость дунитов составляет 9,3, перидотитов - 9,5%, отношение M/F - от 9,5 до 9,7. Отмеченные особенности химизма исследованных докембрийских и молодых альпинотипных гипербазитов хорошо прослеживаются на диаграммах средних химических составов. Повышенная железистость характерна не только для исследованных гипербазитов Украинского щита, но и для аналогичных пород Воронежского массива и Балтийского щита. Дуниты и перидотиты гипербазитовой формации характеризуются более высокой железистостью

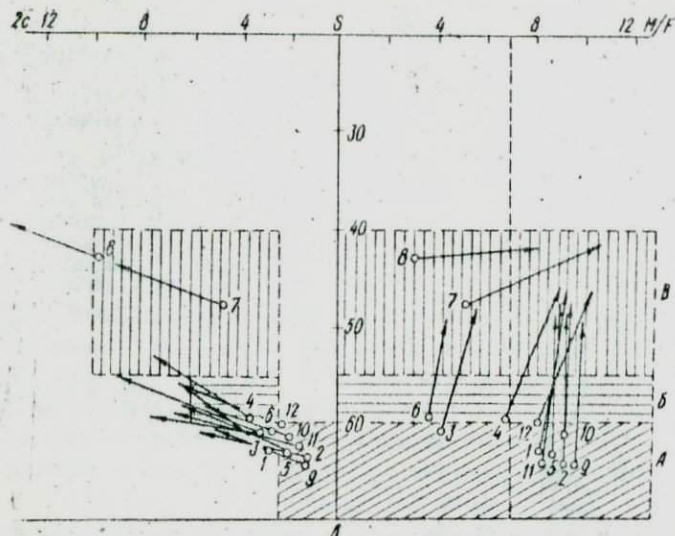


Рис.21. Диаграмма средних химических составов ультраосновных пород гипербазитовой формации юго-западной части Украинского и Балтийского щитов и Воронежского массива: 1 - 3 - дуниты, 4 - 6 - перидотиты, 7 - 8 - пироксениты следующих районов: Украинский щит (1, 4, 7), Воронежский массив (2, 5, 8) (Чернышов и др., 1972), Балтийский щит (3, 6) (Богачев и др., 1971). Средние составы: 9 - альпидотитовых дунитов и 10 - перидотитов по В.В.Велинскому и др. (1970), 11 - дунитов и 12 - перидотитов по С.П.Соловьеву (1970).

Заштрихованы поля дунитов (А), перидотитов (Б) и пироксенитов (В) по Н.Д.Соболеву (1959).

и пониженной магнизиальностью по сравнению со средними типами дунита и перидотита по С.П.Соловьеву (1970).

Исследования дуниты и перидотиты габбро-перидотитовой формации характеризуются более высокой магнизиальностью и пониженными содержаниями Al_2O_3 , CaO и щелочей по сравнению с аналогичными породами габбро-пироксенит-дунитовой формации. По данным В.В.Велинского и др. (1970), общая железистость этих пород составляет соответственно 14,8 и 13,6%, а отношение M/F - 4,4 и 5,7. Эти различия видны на диаграмме средних химических составов Н.Д. Соболева, где векторы, соответствующие дунитам и перидотитам габбро-пироксенит-дунитовой формации, сдвинуты несколько влево. От среднего ти-

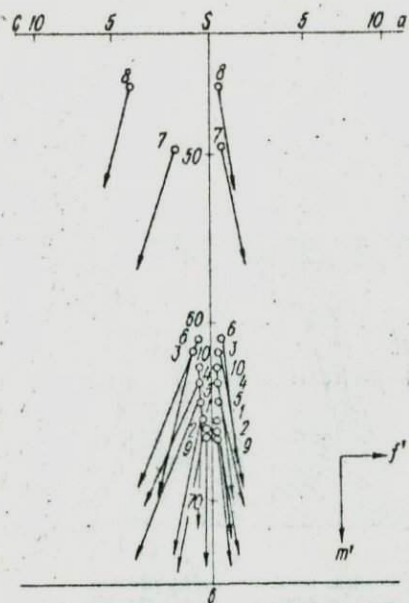


Рис.22. Диаграмма средних химических составов ультраосновных пород гипербазитовой формации юго-западной части Украинского и Балтийского щитов и Воронежского массива (по А.Н.Заварицкому): 1 - 3 - дуниты, 4 - 6 - перидотиты, 7 - 8 - пироксениты следующих районов: Украинский щит (1, 4, 7), Воронежский массив (2, 5, 8) (Чернышов и др., 1972), Балтийский щит (3, 6) (Богачев и др., 1971). Средние составы: 9 - альпинотипных дунитов и 10 - перидотитов по В.В.Велинскому и др. (1970).
Справа ключ к нанесению векторов по дополнительным характеристикам m' и f' .

па дунита и перидотита С.П.Соловьева (1970) исследованные породы габбро-перидотитовой формации отличаются более высокой железистостью и пониженными значениями M/F .

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ ГРУППЫ ЖЕЛЕЗА И МЕДИ

Скандий, титан, ванадий, хром, кобальт, никель и медь являются, как отмечали В.М.Гольдшмидт и А.Е.Ферман, характерными элементами ультраосновных и основных пород.

В последнее время распределению элементов группы железа уделяется особое внимание при исследованиях гипербазитов, решении вопросов петрологии, формационного анализа и выяснении рудоносности базит-ультрабазитовых комплексов. В.М.Гольдшмидт (1954) подчеркивал сходство геохимического поведения скандия с элементами группы железа, и поэтому он включен в эту группу. Эти элементы являются довольно чувствительными индикаторами источников вещества, процессов магматической дифференциации и условий формирования гипербазитов и габброидов (Богачев и др., 1971; Чернышов, Бочаров, 1972; Чернышов и др., 1976; Дмитриев, 1973; С.Соболев, Золотарев, 1974; Его-

ров, 1977; Лутц, 1975; Уханов, 1971; Stueber, Golen, 1967; Melson, Thompson, 1971). Так, для наиболее ранних дифференциатов перидотитовых расплавов характерны повышенные содержания хрома, кобальта и никеля, для глубинных магматических пород — альбинотипных и океанических гипербазитов, кимберлитов и др., которые являются непосредственными производными верхней мантии, — повышенные содержания хрома и никеля.

Материалом для исследований распределения перечисленных элементов послужили пробы пород, отобранные по керну скважин. Содержания скандия, хрома, кобальта и никеля в породах и минералах установлены количественно, а титана, ванадия и меди — приближенно-количественно в лаборатории спектральных методов исследования ИГиМ АН УССР (аналитики Л.А. Орлова и И.П. Цыскин). Для контроля часть проб была проанализирована в химической лаборатории. Сопоставление результатов спектральных и химических анализов показало хорошую сходимость. Фазовый анализ пород выполнен в лаборатории редких элементов (аналитик А.И. Самчук). Обобщение аналитического материала проводилось с использованием статистических методов на ЭМ "Днепр-2".

С к а н д и й является типичным рассеянным элементом, который в земной коре концентрируется в ультраосновных и основных породах. Раньше считалось, что в магматическом процессе скандий связан с магнием, однако Л.Ф. Борисенко (1970) показал, что этот элемент характеризуется большим геохимическим сродством с Fe^{2+} . Об этом, в частности, свидетельствуют низкие содержания этого элемента в магнезиальных разновидностях ультраосновных пород и зависимость его концентрации от железистости пород (рис. 23).

Содержание скандия в дунитах и перидотитах габбро-перидотитовой формации Росинско-Тикичского района и Среднего Побужья не превышает 0,003% (табл. II и I2). Более высокие концентрации его наблюдаются в пироксенитах и горнблендитах — в среднем 0,0036–0,0039%. Максимальная концентрация скандия в пироксенитах достигает 0,01%, в горнблендитах — 0,0117%. Разновидности ультраосновных пород характеризуются несколько различными содержаниями этого элемента, причем наиболее высокие концентрации его наблюдаются в диаллитах (табл. I3). Аподунитовые и апоперидотитовые серпентиниты габбро-перидотитовой, а также гипербазитовой формаций содержат скандий в несколько меньших количествах по сравнению с неизмененными разновидностями этих пород, что свидетельствует о некотором выносе его в процессе серпентинизации (табл. I4). В габброидах содержания скан-

средние содержания элементов группы железа и меди (%) и их массивов

Район	Формация	Массив	Коллече- ство анализов	Sc	Ti	V	Cr
Среднее Побужье	Габбро-перидотитовая	Дуниты и аподуниты					
		Тарноватский	102	0,0006	0,027	0,003	0,256
		Восточно-Любневатский	20	0,0004	0,033	0,003	0,285
		Грушковский	17	0,0002	0,037	0,003	0,257
		Деренюхинский	5	0,0005	0,056	0,004	0,287
		Кумаровский	29	0,0006	0,058	0,003	0,366
		Крымковский	15	0,0006	0,034	0,006	0,205
		Перидотиты и апоперидотиты					
		Тарноватский	52	0,0020	0,018	0,003	0,286
		Восточно-Любневатский	10	0,0025	0,049	0,007	0,310
		Грушковский	15	0,0011	0,025	0,003	0,240
		Деренюхинский	17	0,0012	0,045	0,004	0,288
		Кумаровский	45	0,0014	0,057	0,005	0,216
		Крымковский	50	0,0013	0,053	0,005	0,284
		Демоварский	50	0,0023	0,060	0,006	0,210
		Станционный	5	0,0014	0,063	0,006	0,201
		Каменноватский	76	0,0013	0,037	0,003	0,240
		Пироксениты					
		Тарноватский	13	0,0035	0,289	0,029	0,144
Восточно-Любневатский	3	0,0032	0,228	0,018	0,205		
Крымковский	22	0,0023	0,250	0,019	0,179		
Каменноватский	13	0,0033	0,136	0,011	0,110		

соотношения в ультраосновных и основных породах различных

Co	Ni	Cu	Sc·10 ⁴ / ΣFe	Ti/ Cr	Ti·10 ² / ΣFe	Cr/Al	Cr/V	Co/Ni
вне серпентиниты								
0,02	0,234	0,002	0,83	0,11	0,37	0,95	85,3	0,03
0,024	0,215	0,001	0,66	0,13	0,63	0,33	95,0	0,11
0,016	0,243	0,001	0,14	0,14	0,51	0,36	85,7	0,07
0,016	0,306	0,002	0,68	0,54	0,76	0,84	71,7	0,05
0,019	0,272	0,002	0,79	0,16	0,76	0,73	45,7	0,07
0,008	0,299	0,003	0,73	0,41	1,02	0,30	34,2	0,03
титовые серпентиниты								
0,016	0,197	0,002	2,62	0,06	0,24	0,48	95,3	0,03
0,022	0,220	0,007	4,32	0,16	0,85	0,74	44,3	0,10
0,019	0,233	0,001	1,44	0,10	0,33	0,37	80,0	0,03
0,017	0,189	0,001	1,43	0,16	0,54	0,33	72,0	0,09
0,016	0,244	0,002	1,82	0,26	0,74	0,34	43,2	0,07
0,018	0,204	0,002	2,21	0,19	0,65	0,51	56,8	0,09
0,018	0,192	0,005	2,89	0,29	0,75	0,33	35,0	0,09
0,023	0,212	0,003	2,00	0,26	0,97	0,20	40,5	0,11
0,009	0,096	0,001	1,38	0,15	0,39	0,16	80,0	0,09
ниты								
0,008	0,081	0,001	3,23	2,01	3,74	0,05	7,6	0,10
0,003	0,071	0,002	4,73	1,11	3,37	0,05	11,4	0,11
0,009	0,063	0,004	3,39	1,40	3,03	0,06	9,4	0,13
0,010	0,056	0,001	3,75	0,95	2,33	0,20	10,0	0,13

Район	Формация	Массив	Количе- ство анализов	Sc	Ti	V	Cr	
Среднее Побужье	Габбро-перидотитовая	Габбро-нориты, нориты						
		Тарноватский	41	0,0037	0,646	0,019	0,054	
		Кумаровский	39	0,0043	0,713	0,027	0,046	
		Лемовярский	82	0,0040	0,721	0,029	0,055	
		Каменноватский	45	0,0036	0,093	0,030	0,048	
		Подгорьевский	10	0,0034	0,689	0,027	0,036	
		Лащевский	8	0,0032	0,719	0,029	0,047	
		Капитановский	27	0,0033	0,641	0,019	0,047	
		Липняговский	25	0,0040	0,724	0,027	0,040	
	Гипербазитовая	Дуниты и аподуни						
		Капитановский	20	0,0006	0,012	0,003	0,590	
		Липовеньков- ский	12	0,0005	0,010	0,003	0,575	
		Первомайский	28	0,0002	0,025	0,005	1,071	
		Заводской	9	0,0004	0,013	0,004	0,539	
		Липняговский	8	0,0006	0,023	0,003	0,625	
		Перидотиты и апопери						
		Капитановский	141	0,0003	0,026	0,006	0,676	
		Липовеньков- ский	29	0,0006	0,026	0,004	0,531	
		Первомайский	23	0,0004	0,013	0,004	0,696	
Заводской	8	0,0003	0,031	0,007	0,513			
Липняговский	3	0,0011	0,045	0,007	0,450			
Буртнянский	5	0,0009	0,066	0,005	0,260			

Co	Ni	Cu	Sc-10% ΣFe	Ti/ Cr	Ti-10 ² / ΣFe	Cr/ Al	Cr/ V	Co/ Ni
----	----	----	---------------	-----------	-----------------------------	-----------	----------	-----------

и габбро-амфиболиты

0,010	0,042	0,010	3,59	11,96	6,27	0,01	2,3	0,24
0,003	0,035	0,004	3,56	15,5	5,90	0,01	1,7	0,23
0,009	0,055	0,014	3,77	13,11	6,79	0,01	1,9	0,16
0,011	0,033	0,003	3,24	14,44	6,23	0,01	1,6	0,29
0,003	0,042	0,002	3,16	19,14	6,41	0,01	1,3	0,19
0,009	0,0039	0,003	2,77	15,30	6,24	0,01	1,6	0,23
0,003	0,040	0,005	3,30	13,64	6,40	0,01	2,5	0,20
0,003	0,036	0,007	3,33	18,10	6,11	0,01	1,5	0,22

тонкие серпентиниты

0,021	0,235	0,002	1,02	0,02	0,20	0,69	196,7	0,07
0,023	0,267	0,003	1,05	0,02	0,21	1,64	191,7	0,09
0,023	0,346	0,001	0,29	0,02	0,36	1,73	214,2	0,07
0,020	0,244	0,003	0,54	0,03	0,24	0,46	147,2	0,03
0,019	0,300	0,002	0,34	0,04	0,39	0,32	203,3	0,06

дотитовые серпентиниты

0,014	0,207	0,002	1,15	0,04	0,37	0,70	112,7	0,07
0,019	0,262	0,001	0,92	0,05	0,40	0,60	132,7	0,07
0,022	0,322	0,002	0,59	0,02	0,19	0,53	174,0	0,07
0,016	0,173	0,001	1,13	0,06	0,44	0,42	73,3	0,09
0,024	0,238	0,001	1,52	0,10	0,62	0,37	64,3	0,10
0,016	0,253	0,002	1,16	0,25	0,35	0,43	52,0	0,06

Район	Формация	Массив	Количе- ство анализов	Sc	Ti	V	Cr
Среднее Побужье	Гипербазитовая	Пироксе					
		Капитановский	50	0,0032	0,193	0,012	0,296
		Липовеньков- ский	20	0,0018	0,159	0,012	0,375
		Первомайский	3	0,0020	0,206	0,010	0,362
		Заводской	13	0,0023	0,197	0,009	0,300
		Липняговский	27	0,0018	0,230	0,010	0,367
Росинско-Тихоцкий	Габбро-перидотитовая	Дуниты и аподуниты					
		Королевский	4	0,0006	0,050	0,007	0,230
		Чепиженский	8	0,0005	0,039	0,003	0,200
		Апоперидотитовые					
		Чепиженский	106	0,0009	0,031	0,003	0,260
		Амфиболитизирован					
		Юрьевский	113	0,0015	0,093	0,006	0,254
		Корнинский	15	0,0018	0,141	0,014	0,041
		Гориблен					
		Чепиженский	6	0,0032	0,063	0,009	0,167
Юрьевский	79	0,0045	0,196	0,015	0,162		
Корнинский	21	0,0033	0,210	0,019	0,033		
Ожеговский	14	0,0034	0,379	0,014	0,073		
Габбро-амфиболиты							
Юрьевский	44	0,0049	0,364	0,023	0,087		

Co	Ni	Cu	Sc·10 ⁴ / ΣFe	Ti/ Cr	Ti·10 ² / ΣFe	Cr/ Al	Cr/ V	Co/ Ni
ниты								
0,013	0,097	0,003	5,62	0,65	0,34	0,13	24,7	0,13
0,013	0,032	0,013	2,39	0,42	2,11	0,64	31,2	0,16
0,012	0,126	0,003	2,73	0,34	2,81	0,24	36,2	0,09
0,010	0,089	0,001	3,92	0,66	1,36	0,03	33,3	0,11
0,012	0,088	0,006	1,62	0,63	2,07	0,14	36,7	0,14
товые серпентиниты								
0,014	0,220	0,003	0,99	0,22	0,82	0,27	32,9	0,06
0,020	0,156	0,001	0,76	0,19	0,59	0,28	66,7	0,13
серпентиниты								
0,014	0,172	0,001	1,31	0,12	0,45	0,21	86,7	0,08
ные перидотиты								
0,008	0,063	0,003	2,06	0,37	1,23	0,10	42,3	0,12
0,015	0,043	0,032	1,03	3,44	0,85	0,02	2,9	0,31
диты								
0,009	0,105	0,004	4,20	0,41	0,39	0,06	17,4	0,03
0,005	0,040	0,004	6,73	1,21	2,95	0,05	10,3	0,12
0,007	0,026	0,027	3,00	6,36	1,66	0,01	1,7	0,27
0,005	0,040	0,002	5,04	3,19	5,61	0,07	5,2	0,12
и амфиболиты								
0,004	0,016	0,0059	6,73	9,34	5,04	0,26	1,6	0,25

Средние содержания элементов группы железа и меди (%) и их товой и гипербазитовой формаций юго-западной части Украинск

Район	Формация	Породы	Кол-во ана-лизон	Sc	Ti	V	Cr
Среднее Побужье	Габбро-перидотитовая	Дуниты и аподунитовые серпентиниты	153	$\frac{0,0005}{0,001}$	$\frac{0,035}{0,023}$	$\frac{0,004}{0,005}$	$\frac{0,28}{0,123}$
		Перидотиты и апоперидотитовые серпентиниты	315	$\frac{0,0015}{0,002}$	$\frac{0,044}{0,036}$	$\frac{0,005}{0,007}$	$\frac{0,259}{0,208}$
		Нироксениты	119	$\frac{0,0036}{0,006}$	$\frac{0,246}{0,155}$	$\frac{0,017}{0,009}$	$\frac{0,151}{0,097}$
	Гипербазитовая	Габбро-нориты, нориты, габбро-амфиболиты	435	$\frac{0,0039}{0,009}$	$\frac{0,747}{0,342}$	$\frac{0,023}{0,016}$	$\frac{0,047}{0,023}$
		Дуниты и аподунитовые серпентиниты	77	$\frac{0,0004}{0,001}$	$\frac{0,019}{0,016}$	$\frac{0,004}{0,003}$	$\frac{0,766}{0,666}$
		Перидотиты и апоперидотитовые серпентиниты	209	$\frac{0,0009}{0,003}$	$\frac{0,025}{0,037}$	$\frac{0,005}{0,007}$	$\frac{0,643}{0,545}$
Росинко-Тимчаский	Габбро-перидотитовая	Нироксениты	110	$\frac{0,0022}{0,005}$	$\frac{0,196}{0,121}$	$\frac{0,011}{0,007}$	$\frac{0,328}{0,199}$
		Дуниты и аподунитовые серпентиниты	12	$\frac{0,0006}{0,001}$	$\frac{0,045}{0,003}$	$\frac{0,004}{0,051}$	$\frac{0,21}{0,003}$
		Серпентинизированные и амфиболлизированные перидотиты	234	$\frac{0,0011}{0,003}$	$\frac{0,063}{0,074}$	$\frac{0,005}{0,005}$	$\frac{0,229}{0,139}$
	Габбро-амфиболиты и амфиболиты	Горнблендиты	120	$\frac{0,0039}{0,007}$	$\frac{0,210}{0,159}$	$\frac{0,015}{0,009}$	$\frac{0,129}{0,090}$
		Габбро-амфиболиты и амфиболиты	44	$\frac{0,0049}{0,005}$	$\frac{0,364}{0,135}$	$\frac{0,023}{0,008}$	$\frac{0,037}{0,026}$

Примечание: В числителе приведены средние содержания,

Таблица 12

соотношения в ультраосновных и основных породах габбро-перидотитового щита

Co	Ni	Cu	Sc-10 ⁴ / Σ Fe	Ti/Cr	Ti-10 ⁴ / Σ Fe	Cr/Al	Cr/V	Co/Ni
$\frac{0,019}{0,011}$	$\frac{0,239}{0,079}$	$\frac{0,002}{0,003}$	0,69	0,12	0,48	0,62	70,7	0,8
$\frac{0,015}{0,010}$	$\frac{0,135}{0,102}$	$\frac{0,002}{0,004}$	1,96	0,17	0,57	1,11	51,8	0,08
$\frac{0,009}{0,005}$	$\frac{0,066}{0,034}$	$\frac{0,004}{0,006}$	4,37	1,63	2,99	0,04	8,9	0,14
$\frac{0,009}{0,006}$	$\frac{0,046}{0,029}$	$\frac{0,003}{0,025}$	3,47	15,89	6,65	0,01	1,7	0,20
$\frac{0,021}{0,008}$	$\frac{0,301}{0,124}$	$\frac{0,002}{0,002}$	0,63	0,03	0,30	1,14	196,5	0,07
$\frac{0,016}{0,009}$	$\frac{0,227}{0,126}$	$\frac{0,002}{0,003}$	1,31	0,04	0,36	0,67	128,6	0,07
$\frac{0,012}{0,033}$	$\frac{0,091}{0,054}$	$\frac{0,009}{0,033}$	3,37	0,60	2,91	0,17	29,3	0,13
$\frac{0,015}{0,023}$	$\frac{0,139}{0,032}$	$\frac{0,003}{0,003}$	0,94	0,21	0,70	0,28	52,5	0,03
$\frac{0,011}{0,006}$	$\frac{0,114}{0,067}$	$\frac{0,003}{0,014}$	1,43	0,28	0,38	0,11	45,3	0,10
$\frac{0,005}{0,003}$	$\frac{0,041}{0,032}$	$\frac{0,003}{0,012}$	5,20	0,16	2,80	0,04	8,6	0,12
$\frac{0,004}{0,002}$	$\frac{0,016}{0,015}$	$\frac{0,005}{0,006}$	6,73	9,84	5,04	0,01	1,6	0,25

в знаменателе - стандартные отклонения.

Средние содержания элементов группы железа и меди в породах габбро-перидотитовой формации, %

Породы	Количество во анали- зов	Sc	Ti	V	Cr	Co	Ni	Cu
Дуниты	47	0,0005	0,027	0,004	0,28	0,021	0,25	0,002
Гарибургиты	25	0,0010	0,031	0,005	0,26	0,016	0,2	0,002
Лердолиты	13	0,0011	0,05	0,006	0,19	0,015	0,13	0,001
Верлиты	10	0,0020	0,08	0,007	0,18	0,015	0,12	0,001
Оливиновые пироксениты	24	0,0029	0,09	0,01	0,16	0,009	0,085	0,003
Бронзититы и гиперстениты	58	0,0035	0,11	0,009	0,14	0,011	0,063	0,002
Вебстериты	23	0,0036	0,23	0,019	0,16	0,007	0,065	0,003
Диаллагиты	9	0,0045	0,23	0,025	0,08	0,006	0,047	0,001

для довольно выдержаны и колеблются от 0,003 до 0,005%, в среднем составляя 0,0039% (Куц и др., 1974).

Ультраосновные породы гипербазитовой формации Среднего Побужья по содержанию скандия почти не отличаются от габбро-перидотитовой (табл. II и I2). Дуниты, перидотиты и пироксениты этой формации содержат соответственно в среднем 0,0004, 0,0009 и 0,0022% скандия. Максимальная концентрация его в перидотитах не превышает 0,0025, в пироксенитах – 0,0065%. Близкие содержания скандия в ультраосновных породах различных формаций отмечались многими исследователями (Борисенко, 1966, 1970; Stueber, Golez, 1967; Norman, Neekin 1968).

Содержания скандия в разновидностях пород, составляющих различные габбро-перидотитовые и гипербазитовые массивы, довольно близки (табл. II). Несколько повышенные концентрации его отмечаются в перидотитах Демоярского и Восточно-Лышевского массивов (0,0023–0,0025%), горнблендитах Юрьевского и Корнинского массивов (0,0038–0,0045%) и пироксенитах Капитановского массива (0,0032%). Распределение этого элемента в разрезах габбро-перидотитовых и гипербазитовых массивов довольно равномерное.

Концентрация скандия в породах зависит от их минерального состава и содержания его в минералах. Минералами-носителями этого

Таблица 14

Средние содержания элементов группы железа и меди в неизмененных и серпентинизированных породах, %

Формация	Породы	Количество анализов	Sc	Ti	V	Cr	Co	Ni	Cu
Таборо-перидотитовая	Дуниты	47	0,0005	0,027	0,004	0,23	0,021	0,25	0,002
	Аподунитовые серпентиниты	80	0,0004	0,033	0,004	0,26	0,019	0,23	0,002
	Перидотиты	43	0,0015	0,05	0,005	0,24	0,015	0,17	0,001
	Апоперидотитовые серпентиниты	130	0,0011	0,04	0,006	0,25	0,016	0,18	0,002
Гиперазитовая	Дуниты (серпентинизированные)	15	0,0004	0,019	0,003	0,49	0,019	0,29	0,001
	Аподунитовые серпентиниты	35	0,0003	0,018	0,004	0,32	0,021	0,31	0,002
	Перидотиты	49	0,0009	0,03	0,004	0,48	0,018	0,23	0,002
	Апоперидотитовые серпентиниты	118	0,0007	0,025	0,005	0,72	0,016	0,22	0,002

Средние содержания элементов группы железа и меди в минералах,

Район	Форма-ция	Породы	Минерал	Количество анализов	Sc	
Среднее Посулье	Габбро-перидотитовая	Дуниты и перидотиты, серпентинизированные дуниты и перидотиты, пироксениты	Оливин	26	0,0003	
			Ортопироксен	22	0,0072	
			Клинопироксен	16	0,0052	
			Шпинель	5	-	
			Серпентин	24	0,0002	
			Актинолит	15	0,0041	
			Хромит	19	-	
			Магнетит	18	-	
			Габбро-нориты, нориты, габбро-амфиболиты и амфиболиты	Ортопироксен	15	0,0056
				Клинопироксен	9	0,0032
				Роговая обманка	36	0,0036
				Биотит	5	0,0040
				Магнетит	22	0,95
				Ильменит	12	-
	Гипербазитовая	Серпентинизированные дуниты и перидотиты, пироксениты и хромитовые рудные тела	Оливин	16	0,0002	
			Ортопироксен	19	0,0035	
			Клинопироксен	7	0,0022	
			Шпинель	4	-	
			Серпентин	17	0,0001	
			Актинолит	6	0,0037	
Хромит акцессорный			23	-		
Хромит рудообразующий			18	-		
Магнетит			8	-		
Росинско-Тигичский			Габбро-перидотитовая	Серпентинизированные дуниты, амфиболитизированные и серпентинизированные перидотиты, горн-блендиты	Оливин	11
	Ортопироксен	10			-	
	Клинопироксен	11			-	
	Серпентин	6			-	
	Актинолит	9			-	
	Роговая обманка	14			-	
	Флогопит	4			-	
	Хромит	5			-	
	Магнетит	8			-	
	Габбро-амфиболиты и амфиболиты	Биотит			3	-
			Роговая обманка	5	-	

%

Ti	V	Cr	Co	Ni	Cu
0,033	0,001	0,025	0,013	0,245	0,0001
0,058	0,005	0,112	0,005	0,032	0,00014
0,14	0,013	0,158	0,005	0,029	0,00016
0,33	0,003	-	0,013	0,23	0,0001
0,08	0,004	0,068	0,009	0,176	0,00012
0,27	0,013	0,11	0,004	0,015	0,0001
0,07	0,025	-	0,014	0,159	0,0002
0,37	0,019	0,3	0,016	0,21	0,001
0,16	0,007	0,076	0,005	0,01	0,0003
0,19	0,015	0,12	0,005	0,009	0,0005
0,31	0,026	0,03	0,004	0,008	0,002
0,7	0,023	0,27	0,003	0,019	0,0005
0,95	0,027	0,03	0,005	0,029	0,003
-	0,09	0,02	0,001	0,003	0,001
0,027	0,021	0,025	0,015	0,246	0,0001
0,044	0,004	0,137	0,007	0,037	0,00017
0,12	0,011	0,217	0,007	0,033	0,001
0,25	0,005	-	0,023	0,35	0,0001
0,06	0,005	0,075	0,012	0,21	0,0002
0,21	0,011	0,14	0,005	0,021	0,0003
0,06	0,022	-	0,015	0,13	0,002
0,28	0,03	-	0,032	0,18	0,004
0,21	0,011	0,6	0,017	0,28	0,005
0,013	0,001	0,018	0,015	0,223	0,0003
0,032	0,006	0,14	0,007	0,038	0,0001
0,25	0,021	0,16	0,006	0,027	0,0003
0,06	0,004	0,091	0,011	0,174	0,0003
0,13	0,016	0,13	0,006	0,024	0,001
0,32	0,022	0,11	0,005	0,013	0,002
0,3	0,02	0,025	0,003	0,005	0,005
0,36	0,031	-	0,019	0,13	0,003
0,45	0,026	0,24	0,014	0,09	0,002
0,3	0,04	0,006	0,003	0,006	0,001
0,65	0,015	0,15	0,004	0,042	0,003

элемента являются пироксены и амфиболы; в оливине он содержится в незначительных количествах (табл. 15). Максимальная концентрация в оливинах достигает всего лишь 0,0005%, а в ортопироксенах - 0,013, клинопироксенах - 0,006, актинолитах - 0,0041, роговых обманках - 0,015%. Наблюдаются более высокие содержания скандия в пироксенах и амфиболах из пород габбро-перидотитовой формации по сравнению с гипербазитовой, хотя это и не сказывается на фоновых содержаниях этого элемента в породах (табл. 15). В целом, концентрация скандия в породообразующих минералах довольно устойчива, и этим объясняется равномерное распределение его в породах. Скандий в серпентине содержится в несколько меньших количествах, чем в оливинах и ортопироксенах, по которым он образовался, что также свидетельствует о некотором выносе его в процессе серпентинизации дунитов и перидотитов (табл. 14 и 15). Амфиболы по сравнению с пироксенами характеризуются более высокими концентрациями скандия, что указывает на накопление его в процессе амфиболизации пород.

Содержания скандия в проанализированных породообразующих минералах из пород габбро-перидотитовой и гипербазитовой формаций почти не отличаются от концентрации его в оливинах, пироксенах и амфиболах из аналогичных пород других регионов. По данным Л.Ф. Борисенко (1970), содержание этого элемента в оливинах из гипербазитов Урала составляет 0,0004-0,00056%, в ортопироксенах - 0,002, клинопироксенах - 0,01-0,0091, роговых обманках - 0,0091%. Однако серпентин из гипербазитов Урала содержит больше скандия (0,001%) по сравнению с серпентином (0,0001-0,0002%) из пород габбро-перидотитовой и гипербазитовой формаций юго-западной части Украинского щита.

Распространение скандия в породах габбро-перидотитовой формации связано с содержаниями магния и железа. На диаграмме (рис.23) показана зависимость содержаний этого элемента от железистости разновидности ультрабазитов и габброидов. Для дунитов, перидотитов и пироксенитов гипербазитов формации характерна слабовыраженная зависимость концентраций скандия от железистости. Эти породы имеют незначительные колебания железистости, невысокие содержания скандия и поэтому располагаются в центральной части диаграммы. Для пород габбро-перидотитовой формации Росинско-Тикичского района и, особенно, Среднего Побужья зависимость содержаний скандия от железистости выражена более четко. На диаграмме прослеживается постепен-

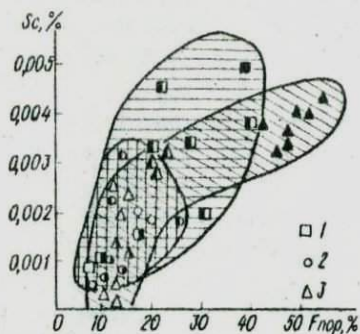


Рис. 23. Диаграмма зависимости содержаний скандия от железистости ультраосновных и основных пород. Полые знаки - дуниты, залитые справа - перидотиты, залитые слева - пироксениты, залитые полностью - габброиды. I - габбро-перидотитовая формация Росинско-Тикичского района, 2 - гипербазитовая и 3 - габбро-перидотитовая формация Среднего Побужья.

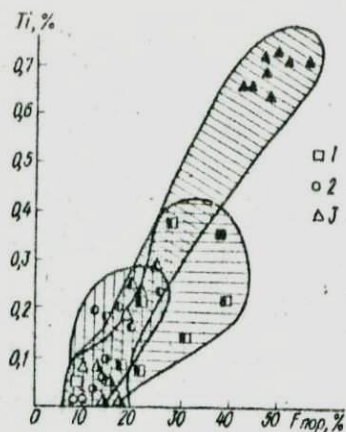


Рис. 24. Диаграмма зависимости содержаний титана от железистости ультраосновных и основных пород. Условные обозначения см. на рис. 23.

ное повышение концентраций скандия по мере увеличения железистости пород габбро-перидотитовой формации от дунитов до габброидов.

Фоновые содержания скандия в породах габбро-перидотитовой и гипербазитовой формаций Росинско-Тикичского района и Среднего Побужья соответствуют кларковым для ультраосновных (0,0005%) и основных (0,0024%) пород, по А.П.Виноградову (1962), и не отличаются от концентраций этого элемента в аналогичных породах других регионов (Эфендиев, Гейдаров, 1966; Stueber, Coles, 1967; Norman, Haskin 1968). По данным Л.Ф.Борисенко (1970), фоновое содержание скандия в дунитах, перидотитах и пироксенитах Урала составляет 0,0003, 0,001 и 0,0032%, в дунитах, перидотитах и пироксенитах юго-западной части Украинского щита соответственно 0,0005, 0,0012 и 0,0033%.

Т и т а н относится к одному из ведущих элементов габброидов и постоянно в тех или иных количествах отмечается в гипербазитах. В магматическом процессе этот элемент всегда геохимически

тесно связан с железом. Исследования И.И.Абрамовича, Е.Б.Високоостровской (1968), Г.В.Пинуса (Пинус и др., 1958) и В.А.Кутюлина (1972) показали, что по содержанию титана гипербазиты, габброиды и базальты различных формаций различаются между собой и распределение этого элемента можно использовать для решения ряда вопросов петрологии.

Породы габбро-перидотитовой формации Росинско-Тикичского района характеризуются невысокими содержаниями титана (Фомин и др., 1973). Дуниты в среднем содержат 0,045, перидотиты - 0,068%, причем для амфиболитизированных перидотитов характерны повышенные концентрации этого элемента - 0,093-0,141% (табл. II и I2). Довольно низкие содержания титана наблюдаются в горнблендитах - 0,21%. Максимальная концентрация этого элемента в серпентинизированных перидотитах достигает 0,05%, амфиболитизированных перидотитах - 0,2, горнблендитах - 0,4%. Фоновое содержание титана в габбро-амфиболитах и амфиболитах низкое и составляет 0,364%.

Хромитоносные гипербазиты характеризуются низкими фоновыми содержаниями титана (Калевский, Фомин, 1973). Содержание этого элемента в аподунитовых серпентинитах составляет 0,019%, апоперидотитовых - 0,025, а в пироксенитах - 0,196% (табл. I2). Максимальная концентрация титана в дунитах не превышает 0,04%, перидотитах - 0,1, а в пироксенитах достигает 0,3%.

Ультраосновные породы габбро-перидотитовой формации содержат несколько больше титана, чем гипербазитовой (табл. II и I2). Разновидности ультраосновных пород характеризуются различными содержаниями этого элемента: минимальные содержания наблюдаются в дунитах - 0,017%, максимальные - в диаллагитах - 0,28% (см. табл. I3). Для габброидов характерно довольно высокое содержание титана - 0,747%.

Дуниты, перидотиты и пироксениты габбро-перидотитовой и гипербазитовой формаций, слагающие отдельные массивы, не различаются содержаниями титана (табл. II). Несколько повышенные концентрации этого элемента отмечаются в амфиболитизированных перидотитах и горнблендитах Корнинского и Ожеговского массивов, соответственно - 0,141 и 0,379%.

Габбро-перидотитовые массивы характеризуются неравномерным распределением титана: повышенные содержания его приурочены к верхним частям разрезов; в донных частях массивов содержания более низкие (см. рис. 7, 9). В разрезах хромитоносных гипербазитовых массивов распределение титана довольно равномерное (см. рис. 3).

Минералами-носителями титана в породах габбро-перидотитовой и гипербазитовой формаций являются пироксены, амфиболы и слюды (см. табл. I5). Максимальная концентрация этого элемента в ортопироксенах достигает 0,2%, клинопироксенах – 0,3, биотите – 1,0, флогопите – 0,45%. Оливин и серпентин содержат титан в незначительных количествах. В габброидах, а также пироксенитах концентратом титана является ильменит. Пироксены, а также вторичные породообразующие минералы – серпентин и амфиболы – из пород гипербазитовой формации содержат этот элемент в несколько меньших количествах, чем из габбро-перидотитовой.

Анализ содержаний титана в неизмененных и серпентинизированных породах габбро-перидотитовой и гипербазитовой формаций, а также в оливинах, пироксенах и вторичных минералах – серпентине и амфиболах свидетельствует о том, что процесс серпентинизации ультраосновных пород не сопровождался привносом или выносом этого элемента (см. табл. I4 и I5). Однако в процессе образования вторичных минералов происходило перераспределение титана. Амфиболизация перидотитов сопровождалась некоторым привносом этого элемента, о чем свидетельствуют более высокие содержания титана в амфиболизированных перидотитах по сравнению с серпентинизированными, в актинолите и роговой обманке по сравнению с пироксенами (см. табл. I5).

В магматическом процессе титан тесно связан с железом и характеризуется стремлением выделиться на последних этапах фракционной кристаллизации. Поэтому в исследованных породах наблюдается прямая зависимость содержаний титана от общей железистости ультраосновных пород (рис. 21). Наиболее четко эта зависимость выражена для пород габбро-перидотитовой формации. Породы гипербазитовой формации характеризуются незначительными колебаниями железистости и низкими содержаниями титана, и поэтому зависимость выражена не так четко. Зависимостью содержаний титана от железистости пород объясняется описанное выше распределение титана в разрезах габбро-перидотитовых и гипербазитовых массивов.

При петрологических исследованиях важное значение имеют величины отношений $Ti \cdot 10^2 / \Sigma Fe$, которые закономерно изменяются в генетически связанных разновидностях пород и имеют различные значения в породах гипербазитовой, габбро-перидотитовой и других формаций (Абрамович, Високоостровская, 1964; Паланджян, 1971; Чернышов и др., 1975, 1976). В породах габбро-перидотитовой формации отношение $Ti \cdot 10^2 / \Sigma Fe$ изменяется от 0,37 до 3,74, а в габброидах достигает 6,72. В гипербазитах эти отношения имеют более низкие значения –

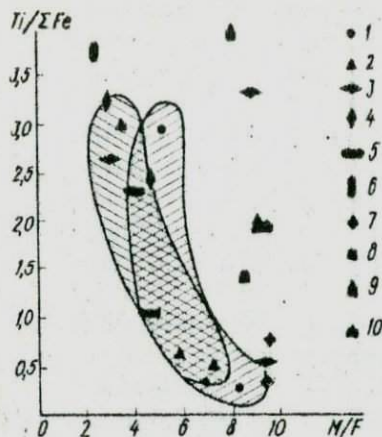


Рис. 25. Диаграмма зависимости титан-железистого отношения от магnezиальности пород гипербазитовой и габбро-перидотитовой формаций и верхней мантии: 1 - гипербазитовая и 2 - габбро-перидотитовая формации юго-западной части Украинского щита, 3 - гипербазитовая и 4 - габбро-перидотитовая формации Воронежского массива, 5 - гипербазитовая и 6 - габбро-перидотитовая формации Балтийского щита, 7 - альпинотипные и 8 - океанические гипербазиты, 9 - мантия по Б.Г. Лутцу (1975), 10 - пиролит по А.Э. Рингвуду (1968)

от 0,2 до 2,31 (табл. II и I2). Довольно близкими значениями отношений $Ti \cdot 10^2 / \Sigma Fe$ характеризуются породы гипербазитовой и габбро-перидотитовой формаций Балтийского щита и Воронежского массива.

На рис. 25 показана зависимость титан-железистых отношений от магnezиальности пород габбро-перидотитовой и гипербазитовой формаций юго-западной части Украинского, Балтийского щитов и Воронежского массива. Дуниты, перидотиты и пироксениты этих формаций образуют на диаграмме вытянутые поля, частично перекрывающие друг друга. На диаграмме видно, что с понижением магnezиальности, т.е. с повышением железистости происходит увеличение значений титан-железистых отношений, причем для пород габбро-перидотитовой формации эта зависимость выражена более четко, чем для гипербазитов.

Фоновые содержания титана в ультраосновных породах габбро-перидотитовой и гипербазитовой формаций довольно близки к кларковым по А.П. Виноградову (1962). По содержанию этого элемента хромитоносные гипербазиты не отличаются от аналогичных пород Воронежского массива и альпинотипных гипербазитов (Чернышов и др., 1975; Пинус и др., 1968; Велицкий и др., 1970). Оливиниты и перидотиты Балтийского щита содержат титан в несколько больших количествах (Богачев и др., 1971; Л. Виноградов, 1971; Слозарев, 1968). Породы габбро-перидотитовой формации содержат этот элемент в таких же количествах, как и аналогичные породы Воронежского массива и Балтийского щита.

В а н а д и й в ультраосновных и основных породах проявляет свойства типичного рассеянного элемента. Геохимически он тесно свя-

зан с железом и титаном. В незначительных количествах ванадий присутствует в дунитах и перидотитах; в пироксенитах и особенно габброидах содержания его повышаются. Эти породы характеризуются отсутствием собственных минералов ванадия, и он находится в виде изоморфных примесей в породообразующих и рудных минералах.

Дуниты и перидотиты габбро-перидотитовой формации характеризуются низкими содержаниями ванадия, и максимальная концентрация его не превышает 0,01% (см. табл. II). В пироксенитах и габброидах концентрация этого элемента достигает соответственно 0,03 и 0,05%. Разновидности ультраосновных пород имеют различные содержания ванадия: от 0,005 в дунитах до 0,021% в диалаггитах (табл. I3). Хромитоносные гипербазиты по содержанию ванадия почти не отличаются от пород габбро-перидотитовой формации, хотя в пироксенитах его несколько меньше (табл. I2).

Ультраосновные породы габбро-перидотитовой и гипербазитовой формаций различных массивов характеризуются близкими содержаниями ванадия (табл. II). Распределение его в разрезах массивов довольно равномерное, однако в нижних частях разреза габбро-перидотитовых массивов, которые сложены дунитами и аподунитовыми серпентинитами, содержания ванадия более низкие по сравнению с верхними.

Содержание ванадия в неизмененных и серпентинизированных породах габбро-перидотитовой и гипербазитовой формаций в основном одинаковы, что свидетельствует о том, что процессы серпентинизации ультраосновных пород не сопровождаются привнесением или выносом этого элемента (табл. I4). Исследованиями Л.Ф.Борисенко (1966) показано, что серпентинизация дунитов и перидотитов не приводит к выносу этого элемента.

В виде изоморфной примеси ванадий установлен во всех проанализированных породообразующих и рудных минералах (табл. I5). Носителями этого элемента являются пироксены, а также амфиболы. В оливине и серпентине он содержится в незначительных количествах. Концентрация ванадия в ортопироксенах достигает 0,01%, клинопироксенах - 0,03, оливинах - 0,002, серпентине - 0,003, амфиболах - 0,03, хромшпинелидах - 0,1, магнетите - 0,05, ильмените - 0,3%. В титаномагнетите из габброидов содержится до 0,6% ванадия. Характерными являются незначительные вариации содержания ванадия в породообразующих минералах, в частности в пироксенах, что и обуславливает довольно равномерное распределение его в породах.

Породы габбро-перидотитовой и гипербазитовой формаций различаются значениями отношений Cr/V . В породах габбро-перидотитовой формации отношение Cr/V изменяется от 7,6 до 95,3, в гипербазитовой – от 24,7 до 214,2 (табл. II и I2). Значение этого отношения является показательным для ультраосновных пород различных формаций.

Фоновые содержания ванадия в ультраосновных породах габбро-перидотитовой и гипербазитовой формаций не отличаются от кларков его по А.П.Виноградову (1962). Габброиды содержат этот элемент в несколько больших количествах. Довольно близки фоновые содержания ванадия в исследованных породах и аналогичных образованиях габбро-перидотитовой и гипербазитовой формаций Балтийского щита и Воронежского массива (Богачев и др., 1971; Чернышов и др., 1975).

Хром относится к ведущим элементам гипербазитов и распределение его является одним из показателей глубинности формирования и формационной принадлежности ультраосновных пород (Малахов, 1966; Соболев и др., 1970; Лутц, 1975; Фомин и др., 1971). В магматическом процессе хром геохимически связан с магнием, концентрируется в магниезальных расплавах и стремится выделяться в начальных этапах фракционной кристаллизации в виде аксессуарных хромшпинелидов.

Дуниты и перидотиты габбро-перидотитовой формации характеризуются повышенными содержаниями хрома (Фомин и др., 1971, 1973; Каневский, Фомин, 1973). Концентрация этого элемента достигает 1,0%; в пироксенитах его несколько меньше – до 0,3%, реже – до 0,5%. Амфиболизированные перидотиты и горнблендиты Юрьевского, Корнинского и других массивов имеют более низкие содержания хрома по сравнению с неизмененными и серпентинизированными породами (табл. II). В разновидностях ультраосновных пород наблюдаются различные концентрации этого элемента, причем повышенные содержания хрома характерны для магниезальных пород – дунитов (0,28%) и гарпбургитов (0,26%), более низкие – для диаллагитов (0,08%) (табл. I3). В габброидах отмечаются довольно высокие содержания хрома – до 0,1% (табл. II и I2).

Породы гипербазитовой формации характеризуются более высокими концентрациями хрома по сравнению с габбро-перидотитовой: содержание этого элемента в аподунитовых и апоперидотитовых серпентинитах достигает 1,5%, в пироксенитах до 1,0% (табл. II и I2). Фоновое содержание хрома в дунитах составляет 0,766%, перидотитах – 0,643 и

в пироксенитах — 0,323%. При статистической обработке результатов спектральных анализов сплошные, густо- и редковкрапленные хромитовые руды в расчет не принимались (Фомин, Козак, 1971; Каневский, Фомин, 1973).

Содержания хрома в ультраосновных породах габбро-перидотитовой и гипербазитовой формаций, слагающих различные массивы, довольно близки (табл. II). Так, фоновое содержание этого элемента в дунитах и аподунитовых серпентинитах гипербазитовых массивов составляет 0,575 — 1,07%, габбро-перидотитовых — от 0,205 до 0,366%. Низкие содержания этого элемента отмечаются в амфиболитизированных перидотитах Юрьевского, Корпинского массивов.

Хром в исследованных породах распространен в виде акцессорных и рудообразующих хромшпинелидов и изоморфно входит в кристаллические решетки породообразующих минералов. Количество акцессорных хромшпинелидов определяет в основном содержание этого элемента в породах. В гипербазитах содержание хромшпинелидов достигает 10%, в ультраосновных породах габбро-перидотитовой формации не превышает 7%, причем в пироксенитах и перидотитах они иногда отсутствуют, и рудный минерал представлен магнетитом. Этим в основном и определяется различие содержаний хрома в породах габбро-перидотитовой и гипербазитовой формаций.

Носителями хрома в ультраосновных породах и габброидах являются пироксены, а также шпинель (табл. 15). В ортопироксенах концентрация этого элемента достигает 0,25%, в клинопироксенах — 0,32%, причем пироксены из пород гипербазитовой формации характеризуются более высокими концентрациями хрома, чем из габбро-перидотитовой. Содержание хрома в орто- и клинопироксенах связано обратной зависимостью с их железистостью, что согласуется с данными И.А. Малахова (1966), Н.Д. Соболева и др. (1970) и других исследователей (рис. 26 и 27). Оливин характеризуется низкими содержаниями этого элемента. Серпентин обычно имеет такие же содержания хрома, как оливин и ортопироксены, по которым он образовался. В амфиболах наблюдаются пониженные по сравнению с пироксенами содержания хрома, что свидетельствует о его выносе в процессе амфиболитизации ультраосновных пород (табл. 15).

Распределение хрома в разрезах гипербазитовых массивов довольно равномерное (Фомин, Козак, 1971; Каневский, Фомин, 1973). Несколько повышенные концентрации этого элемента в незначительных по мощности интервалах связаны с увеличением количества акцессорных

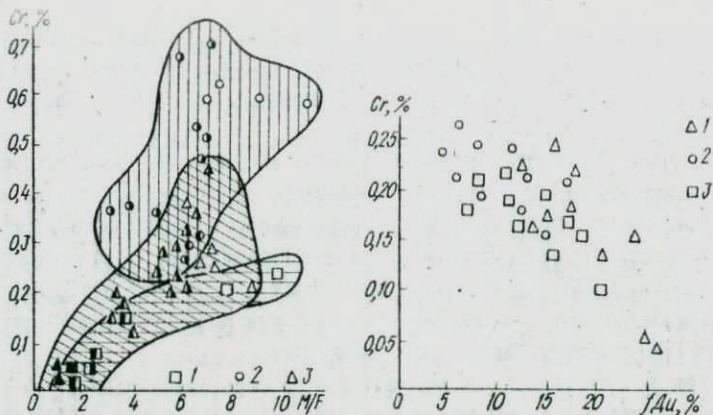


Рис.26. Диаграмма зависимости содержания хрома от железистости в ортопироксенах из ультраосновных пород. Ортопироксены: 1 - из ультраосновных пород габбро-перидотитовой формации Росинско-Тикичского района, 2 - гипербазитовой и 3 - габбро-перидотитовой формаций Среднего Побужья. Условные обозначения см. на рис. 23.

Рис.27. Диаграмма зависимости содержания хрома от железистости в клинопироксенах из ультраосновных пород. Клинопироксены: 1 - из ультраосновных пород габбро-перидотитовой формации Росинско-Тикичского района, 2 - гипербазитовой и 3 - габбро-перидотитовой формаций Среднего Побужья.

хромшпинелидов. Аподунитовые и апоперидотитовые серпентиниты, а также пироксениты, непосредственно вмещающие хромитовые рудные тела, характеризуются фоновыми содержаниями хрома (см. рис. 3). В габбро-перидотитовых массивах наблюдается приуроченность повышенных содержаний этого элемента к донным частям или лежащим бокам тел, которые сложены магнезиальными породами - дунитами и гарцбургитами со значительным содержанием акцессорных хромшпинелидов. В высших боках тел концентрация хрома обычно более низкая. Такое распределение хрома наблюдается в разрезах Тарноватского, Восточно-Люшеватского, Чепиженского и других габбро-перидотитовых массивов (см. рис. 7, 9).

Серпентинизированные дуниты и перидотиты, как видно по данным табл. 14, характеризуются такими же содержаниями хрома, как и неизменные разности этих пород, что свидетельствует об отсутствии выноса хрома в процессе серпентинизации ультраосновных пород. Д.С.Штейнберг (1960), И.И.Эдельштейн (1968) и другие исследовате-

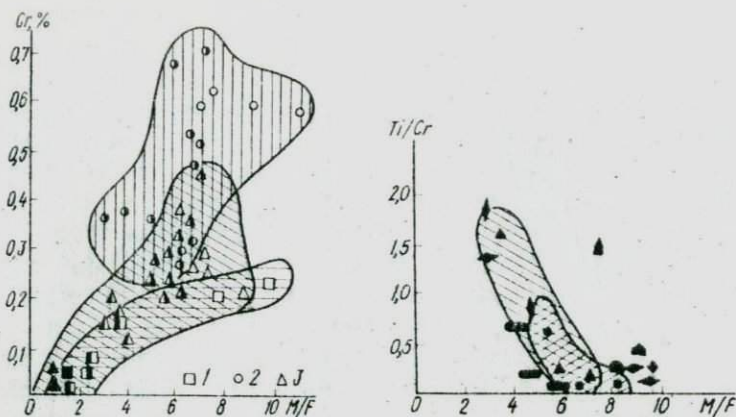


Рис. 23. Диаграмма зависимости содержания хрома от магнезиальности ультраосновных и основных пород.
Условные обозначения см. на рис. 25.

Рис. 29. Диаграмма зависимости титан-хромового отношения от магнезиальности пород гипербазитовой и габбро-перидотитовой формаций и верхней мантии.
Условные обозначения см. на рис. 25.

ли также отмечали отсутствие выноса этого элемента в процессе серпентинизации дунитов и перидотитов. Амфиболизация перидотитов, а также пироксенитов обусловила некоторый вынос хрома, на что указывают низкие концентрации его в амфиболизированных разностях пород и слагающих их амфиболах (табл. II и I5).

Распределение хрома закономерно зависит от магнезиальности ультраосновных и основных пород габбро-перидотитовой и гипербазитовой формаций (рис. 23). Повышенные концентрации этого элемента связаны с магнезиальными разностями пород; с повышением железистости содержания хрома понижаются. Дуниты, перидотиты и пироксениты гипербазитовой формации характеризуются повышенными концентрациями хрома, высокими значениями магнезиальности, располагаются в центральной части диаграммы, однако эта зависимость выражена не так четко, как для разновидностей пород габбро-перидотитовой формации. Такая же зависимость содержания хрома от магнезиальности пород описана М.Н.Грудининым и др. (1961), А.А.Ефимовым и др. (1968), Н.Д.Соболевым и др. (1970), А.Б.Фоминным и др. (1971). Обусловлена она геохимическими особенностями поведения хрома в магматическом процессе: стремлением выделяться в начальных этапах

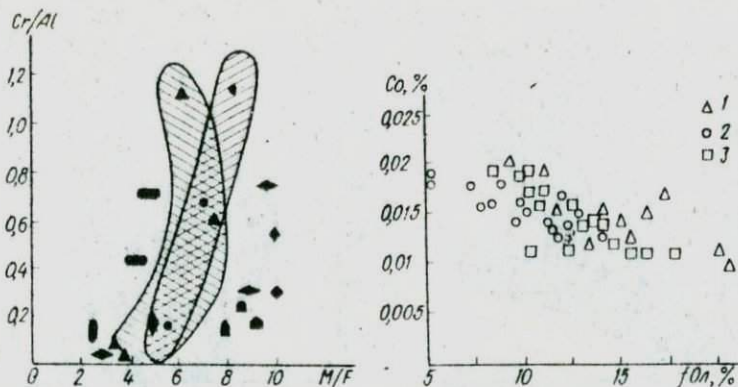


Рис.30. Диаграмма зависимости хром-алюминиевого отношения от магnezивальности пород гипербазитовой и габбро-перидотитовой формаций и верхней мантии.
Условные обозначения см. на рис. 25.

Рис.31. Диаграмма зависимости содержания кобальта от железистости в оливинах из ультраосновных пород.
Оливины: 1 - из ультраосновных пород габбро-перидотитовой формации Росинско-Тихичского района, 2 - гипербазитовой и 3 - габбро-перидотитовой формаций Среднего Побужья.

фракционной кристаллизации и концентрироваться в наиболее магnezивальных расплавах.

Важное значение при геохимических и петрологических исследованиях ультраосновных пород имеют отношения Ti/Cr и Cr/Al , которые характеризуют глубину процессов магнеобразования, а также формационную принадлежность гипербазитов. Для исследованных пород габбро-перидотитовой и гипербазитовой формаций отношения Ti/Cr и Cr/Al различны. В дунитах, перидотитах и пироксенитах габбро-перидотитовой формации отношение Ti/Cr изменяется от 0,11 до 2,01, гипербазитовой - от 0,03 до 0,60 (табл. II и I2, рис. 29). Отношения Cr/Al в породах этих формаций также различны и составляют соответственно 0,95-0,05 и 1,14-0,17. Довольно близкие значения отношений Ti/Cr и Cr/Al имеют породы габбро-перидотитовой и гипербазитовой формаций Балтийского щита (соответственно Ti/Cr - 1,56 и 0,19-0,65; Cr/Al - 0,13 и 0,42-0,63) и Воронежского массива (Ti/Cr - от 0,25 до 1,73 и 0,12-1,35; Cr/Al - от 0,13 до 0,06 и 0,73-0,04).

Значения Ti/Cr и Cr/Al отношений закономерно зависят от магнезиальности ультраосновных пород. На рис. 29 и 30 показана зависимость этих отношений от магнезиальности разновидностей ультрабазитов габбро-перидотитовой и гипербазитовой формаций юго-западной части Украинского, Балтийского щитов и Воронежского массива. На этих диаграммах хорошо прослеживается уменьшение значений Ti/Cr и увеличение Cr/Al отношений с повышением магнезиальности пород. Фоновые содержания хрома в дунитах и перидотитах габбро-перидотитовой формации почти не отличаются от кларка этого элемента по А.И.Виноградову (1962), а в породах гипербазитовой формации в 1,5-3 раза выше. Хромитоносные гипербазиты по содержанию хрома не отличаются от аналогичных пород Балтийского щита и Воронежского массива (Богачев и др., 1971; Л.Виноградов, 1971; Чернышов и др., 1975). Породы габбро-перидотитовой формации этих регионов также характеризуются близкими фоновыми содержаниями этого элемента.

К о б а л ь т, являясь вторым элементом триады $Fe-Co-Ni$, характеризуется распределением, сходным как с железом, так и с никелем, отличаясь от последнего более выдержанными содержаниями и меньшей зависимостью от особенностей минерального состава. В магматическом процессе этот элемент связан как с магнием, так и с железом, однако корреляция кобальта с этими элементами часто бывает усложнена наличием у кобальта халькофильных свойств - стремлением к образованию сульфидных минералов (Carr, Turckian, 1961; Штейнберг, Малахов, 1963; Годлевский, 1972).

Породы габбро-перидотитовой формации характеризуются сравнительно невысокими содержаниями кобальта (табл. II и I2). Максимальная концентрация этого элемента в дунитах не превышает 0,025%, перидотитах - 0,026, пироксенитах - 0,023, габброиды содержат до 0,015% кобальта. Амфиболлизированные перидотиты отличаются от неизмененных и серпентинизированных разновидностей этих пород более низкими содержаниями кобальта. Наиболее высокие содержания его наблюдаются в дунитах, низкие - в пироксенитах (табл. I3).

Содержание кобальта в породах гипербазитовой формации более высокое по сравнению с габбро-перидотитовой (табл. I2). Максимальная концентрация его в алодунитовых серпентинитах достигает 0,033, пироксенитах - 0,024%. Породы, составляющие различные гипербазитовые и габбро-перидотитовые массивы, характеризуются близкими содержаниями кобальта (табл. II).

Распределение кобальта в разрезах гипербазитовых массивов довольно равномерное (см. рис. 3). В габбро-перидотитовых массивах наблюдается приуроченность более высоких содержаний его к магнезиальным разностям пород — дунитам и гарцбургитам, которые слагают донние части интрузивных тел. Такое распределение кобальта характерно для Тарноватского, Восточно-Ливневатского, Каменноватского и других габбро-перидотитовых массивов (см. рис. 3). В Юрьевском и Корнинском массивах, которые сложены амфиболитизированными перидотитами и горнблендитами, эта закономерность распределения кобальта прослеживается не так четко (см. рис. 7).

Кобальт в исследованных ультраосновных и основных породах наблюдается в виде изоморфной примеси в силикатных и рудных минералах, а также образует собственный минерал — кобальтин. Носителями этого элемента являются оливин, серпентин, пироксены и амфиболы (табл. 15). Наиболее высокие концентрации кобальта наблюдаются в оливине (до 0,019%), серпентине (до 0,013%), а также орто- и клинопироксенах (соответственно до 0,012 и 0,011%). В значительных количествах он отмечается в хромшпинелидах и магнетите. Оливин, а также пироксены из пород гипербазитовой формации содержат кобальт в несколько больших количествах, чем из габбро-перидотитовой. Вторичные минералы — серпентины и амфиболы — по содержанию этого элемента почти не отличаются от оливина и пироксенов, по которым они образовались. Близкие содержания кобальта в серпентинизированных и неизмененных дунитах и перидотитах, а также оливине и серпентине свидетельствуют о том, что процесс серпентинизации ультраосновных пород не сопровождался выносом этого элемента (Фомин, Козак, 1971). Показательными являются незначительные вариации содержания кобальта в породообразующих минералах, что и обуславливает меньшую зависимость концентраций этого элемента в породах от их минерального состава, а также сравнительно равномерное его распределение в разновидностях пород.

По данным Л.Ф.Борисенко и А.В.Лавина (1973), содержание кобальта в оливинах из пород гипербазитовой формации составляет 0,0103, из габбро-пироксенит-дунитовой — 0,014%. Исследованные оливины из гипербазитов содержат этот элемент в несколько больших количествах — 0,015, а из пород габбро-перидотитовой формации — не отличаются — 0,014%. Как было показано раньше (Фомин и др., 1971, 1973), содержание кобальта в оливинах связано обратной зависимостью с их железистостью, хотя эта связь выражена слабее, чем для

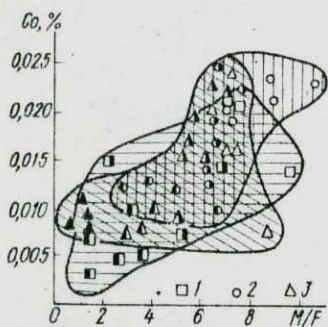


Рис. 32. Диаграмма зависимости содержания кобальта от магниальности ультраосновных и основных пород. Условные обозначения см. на рис. 23.

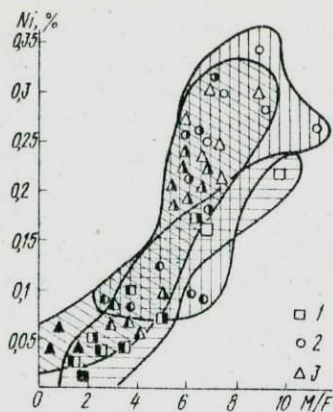


Рис. 33. Диаграмма зависимости содержания никеля от магниальности ультраосновных и основных пород. Условные обозначения см. на рис. 23.

никеля (рис. 31). Объясняется это поведением кобальта в магматическом процессе, сходным с железом и магнием, причем геохимическое родство этого элемента с магнием выражено сильнее. Обратная зависимость между содержаниями кобальта и железа характерна также и для ультраосновных пород (рис. 32).

Ультраосновные породы габбро-перидотитовой и гипербазитовой формаций в среднем содержат несколько меньше кобальта по сравнению с его кларком по А.П.Виноградову (1962). Исследованные гипербазиты содержат в два раза больше кобальта, чем аналогичные образования Воронежского массива, но довольно близки по содержанию этого элемента к оливинитам и перидотитам гипербазитовой формации Балтийского щита (Чернышов и др., 1975; Богачев и др., 1971; Л.Виноградов, 1971).

Н и к е л ь, так же как и хром, является ведущим элементом гипербазитов. В магматическом процессе он характеризуется поведением, сходным с магнием. В процессе магматической дифференциации никель накапливается в магниальных расплавах и выделяется в силикатной форме в начальных этапах кристаллизационной дифференциации. Этот элемент обладает халькофильными свойствами, и при наличии в расплавах серы происходит образование сульфидных минералов.

Распределение никеля в гипербазитах и габброидах рассматривается во многих работах (Богачев и др., 1971; Борисенко, Сердобова, 1965; Груднин, Кузнецова, 1961; Дмитриев, 1973; Егоров, 1977; Лутц, 1975; Малахов, 1966; Соболев и др., 1974; Фомин и др., 1971, 1973; Эдельштейн, 1968; Goldschmidt, 1954; Vogt, 1923). Содержание этого элемента наряду с другими геохимическими признаками служит показателем процессов дифференциации, глубинности формирования пород и формационной принадлежности.

Породы габбро-перидотитовой формации характеризуются сравнительно повышенными содержаниями никеля (Фомин и др., 1971, 1973; Каневский, Фомин, 1973). Дуниты в среднем содержат 0,239% никеля, перидотиты - 0,135, пироксениты - 0,066, габброиды - 0,046% (табл. I2). Максимальная концентрация этого элемента в дунитах достигает 0,65%, перидотитах - 0,37, пироксенитах - 0,16%. Разновидности ультраосновных пород имеют различные концентрации никеля: наиболее высокие наблюдаются в дунитах и гарцбургитах - соответственно 0,25 и 0,2%, низкие - в диаггитах - 0,047% (табл. I3). Амфиболизированные перидотиты и горнблендиты характеризуются более низкими содержаниями этого элемента по сравнению с неизмененными и серпентинизированными разновидностями пород (табл. I2).

Хромитоносные гипербазиты содержат никель в несколько больших количествах по сравнению с породами габбро-перидотитовой формации (Фомин и др., 1971, 1973; Каневский, Фомин, 1973). Фоновое содержание этого элемента в аподунитовых серпентинитах составляет 0,301%, апонеридотитовых - 0,227, в пироксенитах - 0,091%, однако максимальная концентрация никеля не превышает 0,41% (табл. II и I2).

Ультраосновные и основные породы габбро-перидотитовой и гипербазитовой формаций, слагающие различные массивы, имеют довольно близкие содержания никеля (табл. II). Аподунитовые серпентиниты гипербазитовых массивов содержат 0,244-0,521% никеля, апонеридотитовые - от 0,173 до 0,322, габбро-перидотитовых - соответственно - от 0,215 до 0,306 и 0,189-0,244%. Пониженные концентрации этого элемента наблюдаются в перидотитах Каменноватского, Юрьевского и Корнинского массивов. Довольно близкие содержания никеля имеют и пироксениты, залегающие в различных массивах.

Серпентинизированные дуниты и перидотиты габбро-перидотитовой и гипербазитовой формаций, как видно по данным табл. I4, характеризуются такими же концентрациями никеля, как и неизменные разновидности этих пород. Это свидетельствует о том, что процессы

серпентинизации дунитов и перидотитов не сопровождалась выносом этого элемента. Серпентин по содержанию никеля незначительно отличается от оливина (табл. 15). Сохранение содержания никеля в процессе серпентинизации ультраосновных пород отмечалось также Д.С.Штейнбергом, И.А.Малаховым (1963), И.И.Эдельштейном (1963) и другими исследователями. Амфиболизация перидотитов, а также пироксенитов приводит к некоторому выносу никеля (Фомин и др., 1973). Об этом свидетельствуют пониженные содержания этого элемента в амфиболизированных перидотитах и горнблендитах Юрьевского и Корнильского массивов, а также более низкие концентрации никеля в амфиблах по сравнению с пироксенами.

Дж. Фогт (1923), а также В.М.Гольдшмидт (1954) подчеркивали, что содержание никеля и железа в ультраосновных породах связаны обратной зависимостью. Такая зависимость характерна и для исследованных пород габбро-перидотитовой и гипербазитовой формаций (рис. 33) и описана А.А.Вильмовиц, Л.И.Ивановой (1963), И.А.Малаховым (1966), М.Н.Грудзинским, А.И.Кузнецовым (1961) в гипербазитах Урала и Прибайкалья. Отмеченная связь железистости ультраосновных пород и концентраций никеля наблюдается в разрезах габбро-перидотитовых массивов. В донных частях габбро-перидотитовых массивов, которые сложены наиболее магниезальными породами — дунитами и гарибурчитами, наблюдаются повышенные концентрации никеля. В верхних частях разрезов тел железистость ультраосновных пород повышается, а содержание этого элемента понижается. Такое распределение никеля характерно для Тарноватского, Восточно-Люшевского и других габбро-перидотитовых массивов (см. рис. 9). В Юрьевском массиве, который сложен амфиболизированными перидотитами и горнблендитами, зависимость содержания никеля от железистости пород выражена менее четко (см. рис. 7). Хромитоносные гипербазитовые массивы характеризуются в основном наличием пород с одинаковой железистостью как в висячих боках, так и в лежачих, и содержание никеля в их разрезах почти не изменяется (см. рис. 8).

Интересным и важным при геохимических исследованиях и выяснении никеленосности ультраосновных и основных пород является вопрос о форме нахождения никеля. Дж. Фогт (1923) впервые установил, что никель чаще всего в гипербазитах находится в силикатной форме: изоморфно замещает магний в кристаллических решетках силикатных минералов. Такой же точки зрения придерживаются Е.Н.Егорова (1933), И.И.Эдельштейн (1960), А.Л. Генкин и др. (1963). Исследование форм

нахождения никеля в ультраосновных породах Украинского щита впервые было выполнено М.И.Веригиным и др. (1972), а в оливинах рассмотрено нами раньше (Фомин и др., 1971). В исследованных породах этот элемент присутствует в силикатной, шпинелевой и сульфидной формах. Часть никеля в породах находится в сульфидной форме в виде собственных минералов – сульфидов никеля – и в виде изоморфной примеси в сульфидах железа, меди и др. Шпинелевая форма нахождения никеля – это присутствие его в виде изоморфной примеси к Fe^{2+} в минералах группы шпинели – хромшпинелидах, магнетите и собственно шпинели.

Основная часть никеля в ультраосновных и основных породах присутствует в силикатной форме и содержится в оливине, серпентине, а также пироксенах и амфиболах. Наличие в оливинах некоторого количества серы дало основание Е.Н.Егоровой (1933) предположить, что основная часть никеля связана с сульфидами. Э.Н.Елисеев (1959) на основании исследований медно-никелевых месторождений СССР пришел к выводу, что весь никель в оливинах и пироксенах является сульфидным. Ошибочность этого положения была показана И.И.Эдельштейном (1960).

Для установления сульфидного никеля в оливинах было проанализировано пять проб минералов из дунитов Тарноватского массива. Содержание сульфидного никеля в этих оливинах изменяется от 0,005 до 0,01%, что составляет 1–3% валового содержания этого элемента в оливинах (Фомин и др., 1971). Связан он с мелкими (до 0,04 мм в диаметре) выделениями сульфидных минералов в оливинах. Содержание никеля в этих сульфидах достигает 1,17%. Это еще раз свидетельствует о том, что подавляющая часть никеля в оливинах, а также пироксенах присутствует в силикатной форме и изоморфно замещает магний.

Наиболее высокие содержания силикатного никеля наблюдаются в оливинах. Концентрация этого элемента в оливинах из гипербазитов изменяется от 0,113 до 0,395% и в среднем составляет 0,246%, из пород габбро-перидотитовой формации – от 0,074 до 0,415%, в среднем – 0,245% (табл. 15). Такие высокие содержания никеля в оливинах свидетельствуют о том, что этот минерал является основным носителем силикатного никеля в ультраосновных породах и от его количества зависит концентрация никеля. Зависимость содержаний никеля от количества виртуального оливина в ультраосновных породах хорошо прослеживается на диаграмме (рис. 34). Наиболее четко эта зави-

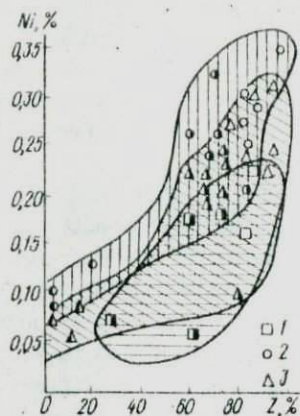


Рис. 34. Диаграмма зависимости содержания никеля от количества виртуального оливиана (Z) в ультраосновных породах. Условные обозначения см. на рис. 26.

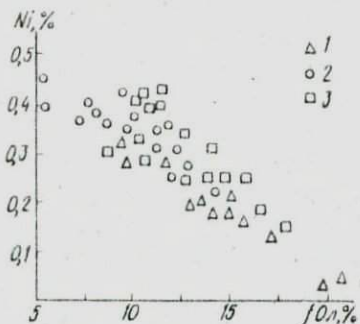


Рис. 35. Диаграмма зависимости содержания никеля от железистости в оливинах из ультраосновных пород. Оливины: 1 — из ультраосновных пород габбро-перидотитовой формации Росинско-Тикичского района, 2 — гипербазитовой и 3 — габбро-перидотитовой формации Среднего Побужья.

симость выражена для пород гипербазитовой формации. Серпентин содержит никель в несколько меньших количествах по сравнению с оливином. Нироксени, а также амфиболы характеризуются низкими содержаниями этого элемента (табл. 15).

Содержание никеля в оливинах, орто- и клинопироксенах из пород габбро-перидотитовой и гипербазитовой формаций связано обратной зависимостью с их железистостью, что объясняется геохимическими особенностями поведения этого элемента в процессе кристаллизации расплавов — стремлением накапливаться в наиболее магнезиальных минералах.

На рис. 35, 36 и 37 показана зависимость содержания никеля в оливинах, орто- и клинопироксенах от их железистости. Наиболее четко эта зависимость выражена для оливинов, в которых по мере повышения железистости происходит закономерное понижение концентраций никеля. Ортопироксени характеризуются такой же зависимостью содержания никеля и железистости, а в клинопироксенах она выражена слабее. В клинопироксенах из пород гипербазитовой формации наблюдается незначительное повышение содержания никеля по мере уменьшения железистости.

Исследования оливины из пород гипербазитовой формации по содержанию никели не отличаются от оливинов из альбиноитинных гипербазитов. По данным Л.Ф.Борисенко и А.В.Лапина (1973), оливины из гипербазитов содержат 0,23% никеля. Оливины из пород габбро-перидотитовой формации содержат в два раза больше этого элемента, чем из пород габбро-пироксенит-дунитовой формации.

В минералах группы шпинели никель установлен в довольно значительных количествах (табл. 15). В акцессорных хромшпинелидах из пород габбро-перидотитовой формации концентрация его составляет от 0,015 до 0,33%, в среднем - 0,150%, из гипербазитов - от 0,11 до 0,27%, в среднем - 0,13%. Рудообразующие хромшпинелиды содержат несколько больше никели (0,13%). Высокие концентрации этого элемента наблюдаются в магнетите из серпентинитов: в магнетитах из исследованных пород содержится от 0,09 до 1,07% никеля. Сульфидный никель в этих минералах отсутствует, содержания магния незначительные, и по всей вероятности никель изоморфно замещает в кристаллических решетках хромшпинелидов и магнетита Fe^{2+} . Собственно шпинель, плеонаст и никотит содержат никель в количестве 0,2-0,4%.

Сульфидная форма никеля в породах габбро-перидотитовой и гипербазитовой формаций связана с наличием сульфидных минералов - пентландита, миллерита, никелина, пирротина и др. В породах с вкрапленной и прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией наблюдаются повышенные содержания никеля (0,3-0,65%), а также кобальта (до 0,033%) и меди (до 0,5%). Повышенные по сравнению с фоновыми содержаниями концентрации этих элементов связаны с пентландитом, миллеритом, никелином, кобальтином и халькопиритом. Перидотиты, пироксениты и габбро-амфиболиты Демовярского массива (скв. 10334, гл. 78,5-127,5 м) с вкрапленной сульфидной минерализацией содержат соответственно 0,3-0,45; 0,03-0,12 и 0,06-0,12% никеля. Более высокие концентрации этого элемента отмечаются в породах с прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией. Серпентинизированные дуниты Восточно-Лышевского массива с пентландитом, миллеритом и другими сульфидами содержат до 0,65% никеля (скв. 10337, гл. 290,0 м), Чепиженского - до 0,42% (скв. 4367, гл. 135,0 - 136,0 м), пироксениты Демовярского - до 0,14% (скв. 10336, гл. 233,0-234,0 м), габбро-амфиболиты Демовярского и других массивов - до 0,15%. В породах с вкрапленной сульфидной минерализацией гипербазитовых массивов содержание этого элемента не превышает 0,41%.

Таблица 10

Содержание серы и никеля в ультраосновных и основных породах, %

Район	Формация	Массив	Породы	Количество анализов	S _{общ}	S _{сульф}	Ni _{общ}	Ni _{сульф}	$\frac{Ni_{сульф}}{Ni_{общ}}$
Среднее Побужье	Габбро-перидотитовая	Тарноватский	Дуниты	5	0,32	0,23	0,33	0,049	15
			Перидотиты	4	0,22	0,17	0,23	0,042	14
			Пироксениты	1	0,19	0,03	0,13	0,03	23
			Габброиды	6	0,33	0,21	0,053	0,022	37
		Куларовский	Перидотиты	4	0,42	0,07	0,24	0,049	21
			Пироксениты	2	0,20	0,05	0,075	0,013	24
		Габброиды	2	0,24	0,07	0,03	0,017	20	
			Демоварский	Перидотиты	9	0,55	0,35	0,19	0,055
	Пироксениты	1		0,76	0,13	0,09	0,031	34	
	Габброиды	4	0,33	0,03	0,09	0,025	23		
		Каменноватский	Перидотиты	7	0,30	0,17	0,20	0,031	15
	Пироксениты		2	0,56	0,44	0,05	0,012	24	
	Габброиды		1	0,33	0,25	0,04	0,015	40	
	Гипербазитовая	Капитановский	Перидотиты	14	0,26	0,17	0,23	0,029	13
			Хромитовые руды	1	0,06	0,03	0,19	0,020	11
		Первомайский	Перидотиты	5	0,24	0,13	0,26	0,059	23
Липняговский		Дуниты	1	0,24	0,16	0,31	0,039	23	
		Перидотиты	3	0,25	0,14	0,27	0,073	29	
	Пироксениты	1	0,45	0,28	0,16	0,013	11		
Росинско-Тимукский	Чениженский	Перидотиты	16	0,23	0,14	0,24	0,054	22	
		Пироксениты	2	0,17	0,03	0,10	0,029	29	
		Габброиды	1	0,29	0,09	0,06	0,020	33	
	Дрьевский	Перидотиты	4	0,14	0,07	0,14	0,029	21	
		Пироксениты	2	0,03	0,04	0,06	0,02	33	
		Габброиды	1	0,13	0,04	0,033	0,016	42	
	Корнинский	Перидотиты	3	0,11	0,07	0,069	0,013	26	
		Пироксениты	3	0,43	0,24	0,049	0,021	43	
	Сжеговский	Пироксениты	1	0,33	0,20	0,045	0,019	42	

Таблица 17

Средние содержания серы и никеля в ультраосновных и основных породах габбро-перидотитовой и гипербазитовой формаций.

Район	Формация	Породы	Количество образцов	S _{общ}	S _{сульф}	Ni _{общ}	Ni _{сульф}	$\frac{Ni_{сульф}}{Ni_{общ}}$
Среднее Поозье	Габбро-перидотитовая	Дуниты	5	0,32	0,23	0,53	0,049	15
		Перидотиты	24	0,37	0,19	0,23	0,045	20
		Пироксениты	6	0,43	0,19	0,036	0,023	26
		Габбро-нориты, нориты, габбро-амфиболиты	13	0,33	0,15	0,067	0,021	33
		Среднее		0,36	0,19	0,13	0,035	23
	Гипербазитовая	Дуниты	1	0,24	0,16	0,31	0,039	23
		Перидотиты	22	0,26	0,14	0,25	0,055	21
		Пироксениты	1	0,45	0,23	0,16	0,013	11
		Среднее		0,32	0,19	0,24	0,054	20
		Среднее		0,32	0,19	0,24	0,054	20
Росинско-Липняцкий	Габбро-перидотитовая	Перидотиты	23	0,16	0,09	0,15	0,033	23
		Горнблендиты	8	0,25	0,14	0,06	0,022	36
		Габбро-амфиболиты, амфиболиты	2	0,23	0,06	0,049	0,013	37
		Среднее		0,21	0,09	0,08	0,024	32

С целью выяснения роли сульфидной формы нахождения никеля был произведен фазовый анализ пород габбро-перидотитовой и гипербазитовой формаций. Результаты анализов приведены в табл. 16, средние содержания серы и никеля в породах формаций — в табл. 17. Содержание сульфидного никеля в породах габбро-перидотитовой формации колеблется от 0,016 до 0,13%, гипербазитовой — от 0,013 до 0,039%. Повышенными содержаниями никеля в сульфидной форме характеризуются ультраосновные породы — серпентинизированные дуниты и перидотиты, несколько меньше его в пироксенитах. Габброиды содержат в 1,5–2 раза меньше сульфидного никеля по сравнению с ультраосновными породами. Довольно высокие содержания этого элемента в сульфидной форме отмечаются в дунитах и перидотитах Демовярского, Тарноватского и Чепиженского массивов (табл. 16). Обращает на себя внимание повышенное содержание сульфидного никеля в серпентинизированных дунитах и перидотитах Первомайского и Липняговского гипербазитовых мас-

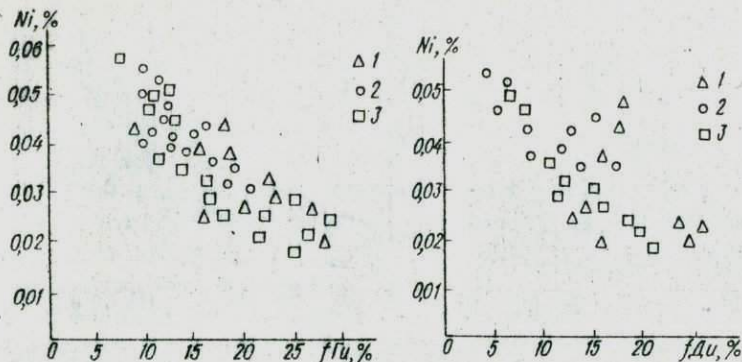


Рис. 36. Диаграмма зависимости содержаний никеля от железистости в ортопироксенах из ультраосновных пород. Ортопироксены: 1 — из ультраосновных пород габбро-перидотитовой формации Росинско-Тикичского района, 2 — гипербазитовой и 3 — габбро-перидотитовой формации Среднего Побужья.

Рис. 37. Диаграмма зависимости содержаний никеля от железистости в клинопироксенах ультраосновных пород. Клинопироксены: 1 — из ультраосновных пород габбро-перидотитовой формации Росинско-Тикичского района, 2 — гипербазитовой и 3 — габбро-перидотитовой формации Среднего Побужья.

сивов. В целом фоновые содержания сульфидного никеля, а также серы в породах габбро-перидотитовой и гипербазитовой формаций довольно близки (табл. 17).

Анализ приведенных в табл. 16 данных показывает, что породы габбро-перидотитовой и гипербазитовой формаций характеризуются повышенными содержаниями сульфидной серы по сравнению с сульфидным никелем и во всех проанализированных пробах она содержится в достаточных количествах для связывания в сульфиды никеля. Это объясняется широким развитием в исследованных породах сульфидов железа и меди — пирита, пирротина и халькопирита, что согласуется с результатами минералогических исследований сульфидных минералов. Широким развитием в ультраосновных и основных породах сульфидов железа и меди объясняется также и нечеткая зависимость между содержаниями сульфидного никеля и серы (рис. 33). Отсутствие связи между содержаниями серы и сульфидного никеля в ультрабазитах Украинского щита было отмечено М.И.Веригиным и др. (1972).

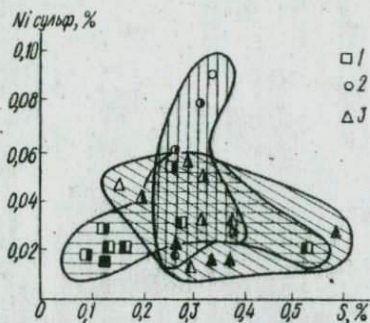


Рис.33. Соотношение никеля сульфидного и серы в ультраосновных и основных породах. Условные обозначения см. на рис.23.

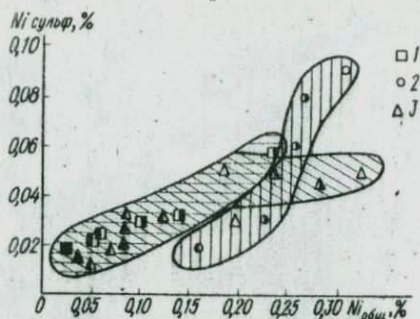


Рис.39. Соотношение общего и сульфидного никеля в ультраосновных и основных породах. Условные обозначения см. на рис. 23.

Содержание сульфидного никеля в породах габбро-перидотитовой и гипербазитовой формаций зависит от концентрации общего никеля. Эта зависимость прослеживается при сопоставлении результатов фазовых анализов пород и на диаграмме соотношений общего и сульфидного никеля в ультрабазитах и габброидах (табл. 16, рис. 39). В дунитах Тарноватского массива содержание сульфидного никеля составляет 0,049% при концентрации общего никеля 0,33%, в перидотитах соответственно 0,042 и 0,23%, в пироксенитах 0,03 и 0,13%, в габброидах 0,022 и 0,056%. В породах гипербазитовых массивов эта зависимость выражена более четко: сульфидного никеля в дунитах 0,089, общего – 0,31%, в перидотитах 0,073 и 0,27%, в пироксенитах – 0,018 и 0,16%. Наличие такой зависимости объясняется широким развитием в исследованных породах эпигенетических ассоциаций сульфидов, в том числе и сульфидов никеля, образование которых происходило в процессе серпентинизации ультраосновных пород.

Экспериментальными исследованиями показано, что процессы серпентинизации гипербазитов сопровождаются перераспределением рудных компонентов, извлечением из оливина и пироксенов при замещении их серпентином, железа и никеля и при привносе серы происходит образование эпигенетических сульфидных минералов (Малахов, 1966; Штейнберг, Малахов, 1963; Kullerud, Joder, 1965; Cheney, Lange, 1967). Как отмечалось выше, в породах гипербазитовой формации развиты эпигенетические ассоциации сульфидов и почти полностью отсутствуют сингенетические. Этим и объясняются довольно повышенные содержания в

исследованных породах гипербазитовых массивов сульфидного никеля, образование которого произошло за счет силикатного в процессе их серпентинизации и при привносе серы. Об этом также свидетельствуют относительно невысокие концентрации никеля общего в породах с сульфидной минерализацией (до 0,41%).

В породах габбро-перидотитовой формации развиты сингенетическая и эпигенетическая ассоциации сульфидных минералов, и никель в этих породах по форме является силикатным и сульфидным. Поэтому зависимость между содержаниями никеля сульфидного и общего в этих породах выражена не так четко (рис. 39).

Сопоставление результатов фазовых анализов пород из различных габбро-перидотитовых и гипербазитовых массивов показывает, что каждый из них характеризуется определенными содержаниями сульфидного никеля (табл. 16). Содержание сульфидного никеля в породах Демовярского массива составляет 0,042%, Тарноватского - 0,037, Кумаровского - 0,03, Каменноватского - 0,013, Чепиженского - 0,047%. Породы Капитановского, Первомайского и Липняговского гипербазитовых массивов также имеют различные содержания этого элемента. Определенные содержания сульфидного никеля в породах различных массивов показывают, что результаты фазового анализа можно использовать в качестве геохимического критерия при выяснении их никеленосности.

Распределение сульфидного никеля в разрезах габбро-перидотитовых и гипербазитовых массивов довольно неравномерное. Повышенные содержания его приурочены к породам с вкрапленной и прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией и отмечаются в различных частях разреза габбро-перидотитовых тел.

Таким образом, никель в исследованных породах габбро-перидотитовой и гипербазитовой формаций присутствует в силикатной, шпинелевой и сульфидной формах. Для ультраосновных пород главной является силикатная форма нахождения никеля, для основных - силикатная и сульфидная, причем последняя иногда имеет первостепенное значение. Роль шпинелевой формы никеля невелика ввиду незначительного содержания минералов группы шпинели в породах. Повышенными содержаниями никеля сульфидного по отношению к общему характеризуются пироксены и габброиды Демовярского, Тарноватского, Каменноватского, Чепиженского, Юрьевского и Корнинского массивов (табл. 16). Пироксены и габбро-амфиболиты этих массивов содержат до 50% никеля в сульфидной форме. В породах гипербазитовых массивов доля сульфидной формы нахождения никеля невелика и не превышает 30%.

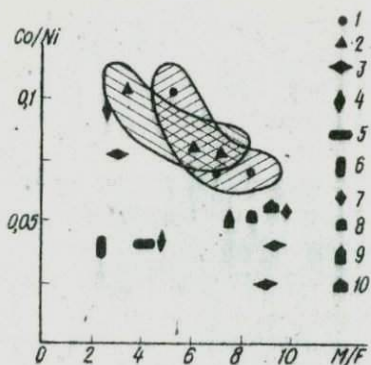


Рис. 40. Диаграмма зависимости кобальт-никелевого отношения от магnezиальности пород гипербазитовой и габбро-перидотитовой формаций и верхней мантии. Условные обозначения см. на рис. 25.

Значения отношений Co/Ni в породах габбро-перидотитовой и гипербазитовой формаций довольно близки и составляют соответственно 0,03 - 0,18 и 0,06-0,16 (табл. II и I2). Объясняется это близкими фоновыми содержаниями кобальта и никеля в

породах габбро-перидотитовой и гипербазитовой формаций и довольно равномерным распределением кобальта в разновидностях пород. Сходными значениями отношений Co/Ni характеризуются породы гипербазитовой формации Воронежского массива (0,04-0,07) и Балтийского щита (0,04-0,08). В породах габбро-перидотитовой формации Воронежского массива и Балтийского щита отношение Co/Ni колеблется от 0,04 до 0,5 (Чернышов, Вочаров, 1972; Богачев и др., 1971).

Значения Co/Ni отношений связаны обратной зависимостью с магnezиальностью пород габбро-перидотитовой и гипербазитовой формаций (рис. 40). Эта обратная зависимость обусловлена повышением концентраций никеля в связи с увеличением магnezиальности ультрабазитов. На диаграмме видно, что породы габбро-перидотитовой и гипербазитовой формации юго-западной части Украинского щита характеризуются близкими значениями Co/Ni отношений.

Фоновые содержания никеля в ультраосновных породах габбро-перидотитовой и гипербазитовой формаций почти не отличаются или несколько выше кларка этого элемента, по А.П.Виноградову (1962). Габброиды содержат никель в несколько больших количествах по сравнению с его кларком. Исследованные хромитоносные гипербазиты по фоновому содержанию никеля не отличаются от пород гипербазитовой формации Воронежского массива (0,29%) и Балтийского щита (0,27%) (Чернышов и др., 1975; Богачев и др., 1971). Породы габбро-перидотитовой формации содержат в два раза больше никеля, чем аналогичные образования Воронежского массива.

Медь относится к типичным халькофильным элементам и довольно широко распространена в гипербазитах и габброидах. Породообразующие и рудные минералы - пироксены, серпентины, амфиболы,

хромшпинелиды, магнетит — постоянно содержат этот элемент. Основным концентратором его является халькопирит. Этим и обусловлена некоторая обогащенность медью пород габбро-перидотитовой и гипербазитовой формаций.

Породы габбро-перидотитовой формации Росинско-Тигичского района и Среднего Побужья характеризуются сравнительно повышенными содержаниями меди (табл. II и I2). Наиболее высокие содержания этого элемента наблюдаются в пироксенитах (до 0,1%) и габброидах (до 0,2%). Максимальная концентрация меди в породах с сульфидной минерализацией достигает 0,52%. Разновидности ультраосновных пород имеют близкие содержания этого элемента (табл. I3). Габброиды характеризуются более высокими содержаниями меди по сравнению с ультраосновными породами (табл. I2).

Хромитоносные гипербазиты Среднего Побужья по содержанию меди не отличаются от пород габбро-перидотитовой формации (табл. I2). Максимальная концентрация ее достигает 0,06–0,1%. Породы, слагающие отдельные габбро-перидотитовые и гипербазитовые массивы, характеризуются близкими содержаниями этого элемента (табл. II). Несколько повышенные содержания меди наблюдаются в перидотитах Демоявского и Восточно-Лышневатского массивов — 0,005 и 0,007%, габбро-амфиболиты Демоявского и Тарноватского массивов — 0,014 и 0,01%. Амфиболитизированные перидотиты и горнблендиты содержат соответственно 0,032 и 0,027% меди. Распределение этого элемента в разрезах габбро-перидотитовых и гипербазитовых массивов довольно равномерное, и повышенные содержания его приурочены к породам с сульфидной минерализацией.

Носителями меди в исследованных породах являются породообразующие и рудные минералы (табл. I5). Концентратором этого элемента является халькопирит. Несколько повышенные содержания меди наблюдаются в пироксенах (до 0,005%) и особенно амфиболах (до 0,06%) и слюдах (до 0,01%). В значительных количествах она присутствует в хромшпинелидах и магнетите. Пироксены из габброидов содержат медь в больших количествах по сравнению с пироксенами из ультраосновных пород. Породообразующие и рудные минералы из пород габбро-перидотитовой формации по содержанию меди почти не отличаются от минералов из хромитоносных гипербазитов, что обуславливает близкие фоновые содержания этого элемента в породах этих формаций.

Серпентинизированные и неизмененные дуниты и перидотиты габбро-перидотитовой и гипербазитовой формаций характеризуются одинаковыми содержаниями меди (табл. I4). Это свидетельствует о том, что

серпентинизация ультраосновных пород не сопровождалась привнесом или выносом меди. Процессы амфиболитизации перидотитов и пироксенитов привели к некоторому накоплению этого элемента, на что указывают повышенные содержания меди в амфиболитизированных перидотитах, горнблендитах, а также актинолите и роговой обманке (табл. II и I5).

По содержанию меди исследованные породы габбро-перидотитовой и гипербазитовой формаций почти не отличаются от кларков этого элемента для ультраосновных и основных пород по *А.П. Виноградову (1962). Довольно близкими содержаниями меди характеризуются аналогичные породы гипербазитовой и габбро-перидотитовой формаций Воронежского массива и Балтийского щита.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПЛАТИНЫ, ПАЛЛАДИЯ И ЗОЛОТА

Платина и палладий относятся к благородным металлам и являются характерными элементами ультраосновных пород. В настоящее время месторождения и минералогия платиноидов изучены с достаточной полнотой, однако геохимия и закономерности распределения этих элементов, а особенно рутения, родия, осмия и иридия в ультраосновных породах различных формаций — альпийских и океанических гипербазитах, кимберлитах и др., исследованы недостаточно, что связано с аналитическими трудностями определения малых количеств этих элементов (Годлевский, 1959; Вагнер, 1932; Разин и др., 1965, 1969; Юшко-Захарова и др., 1970; Юшко-Захарова, 1975; Stumpf, Clark, 1965).

Определение содержания платины, палладия и золота в породах и минералах проводилось пробирно-спектральным методом. Изготовление корольков выполнено в лаборатории пробирного анализа ИГМ АН УССР, спектральное определение платины, палладия и золота — в лаборатории ЦИИРИ МГ СССР.

П л а т и н а и п а л л а д и й установлены во всех разновидностях пород габбро-перидотитовой формации Среднего Побужья. Максимальная концентрация этих металлов наблюдается в дунитах Тарноватского массива — до 0,3 г/т платины и 0,19 г/т палладия. Дуниты других массивов содержат эти металлы в меньших количествах — до 0,3 г/т. Перидотиты имеют более низкие содержания платины (до 0,11 г/т) и палладия (до 0,15 г/т), а для пироксенитов характерны более высокие концентрации палладия (до 0,15 г/т) по сравнению с платиной (до 0,098 г/т). Содержание этих металлов в породах основного состава представлено в табл. 18. Максимальная концент-

рация платины в габбро-амфиболитах Тарноватского массива достигает 0,12 г/т, палладия - 0,028 г/т.

Содержания платины и палладия в ультраосновных породах, слагающих различные габбро-перидотитовые массивы, довольно близки (табл. 18). Наиболее низкие концентрации этих металлов наблюдаются в перидотитах и пироксенитах Каменноватского массива; здесь в целом ряде проб платина и палладий пробирно-спектральным анализом не обнаружены. В разрезах габбро-перидотитовых массивов распределение этих металлов довольно неравномерное; наиболее повышенными содержаниями характеризуются донные и центральные части массивов, которые сложены дунитами и гарцбургитами. В донной части Тарноватского массива содержание платины составляет 0,04-0,03 г/т, палладия - 0,03-0,05 г/т, выше по разрезу уменьшается соответственно до 0,02-0,002 и 0,01 г/т. На общем фоне отчетливо выступают повышенные концентрации платины (до 0,3 г/т) и палладия (до 0,13 г/т), которые связаны с наличием собственных минералов платиноидов.

Перидотиты и горнблендиты габбро-перидотитовой формации Россинско-Тикичского района характеризуются низкими содержаниями платины и палладия (табл. 18 и 19). Максимальная концентрация платины в этих породах достигает 0,063 г/т, палладия - 0,035 г/т. Распределение этих металлов в породах неравномерное.

Хромитоносные гипербазиты по содержанию платины и палладия довольно близки к породам габбро-перидотитовой формации, однако наблюдаются некоторые отличия в распределении этих элементов и значениях отношений Pt/Pd (Фомин, Каневский, 1974). Максимальные концентрации платины и палладия приурочены к аподунитовым серпентинитам - соответственно 0,14 г/т и 0,14 г/т (табл. 18). Пироксениты содержат эти металлы в меньших количествах. В рудных хромитовых телах содержание платины в среднем составляет 0,022 г/т, палладия - 0,017 г/т.

Содержание платины и палладия в гипербазитах, слагающих отдельные массивы, довольно близки (табл. 18). В разрезе массивов распределение этих металлов равномерное; повышенных содержаний в каких-либо частях разреза не отмечается. В хромитовых рудных телах распределение платины и палладия неравномерное.

В ультраосновных и основных породах платина и палладий присутствуют в виде собственных минералов и в изоморфной примеси в силикатных и рудных минералах. Исследованиями П.А.Вагнера, О.Е.Звягинцева, В.М.Гольдшмидта, М.Н.Годлевского и других показано, что эти

Содержание платины, палладия и золота в ультраосновных и основных породах, г/т

Район	Форма	Породы	Массив	Количество анализов	Pt	Pd	Au
Побужье	Габбро-перидотитовая	Дуниты и аподунитовые серпентиниты	Тарноватский	5	0,093(0,3)	0,952(0,13)	0,009
			Восточно-Лешневатский	9	0,031	0,012	0,012
			Грушковский	5	0,032	0,023	0,013
		Перидотиты и апоперидотитовые серпентиниты	Тарноватский	28	0,021	0,016	0,012
			Деренжский	5	0,025	0,015	0,016(0,25)
			Кумаровский	10	0,023	0,021	0,016
			Крымковский	15	0,025(0,11)	0,019(0,015)	
			Каменноватский	7	0,21	0,026	0,013
		Пироксениты	Тарноватский	3	0,034(0,093)	0,033(0,15)	0,013
			Крымковский	3	0,26	0,19	
			Каменноватский	3	0,032	0,053	0,006
		Габбро-нориты, нориты и габбро-амфиболиты	Тарноватский	3	0,073(0,12)	0,027	0,012
			Крымковский	2	0,023	0,024	0,009

Среднее	Гипербазитовая	Дуниты и аподунитовые серпентиниты	Капитановский	6	0,036	0,021	0,017		
			Липовеньковский	2	0,026	0,022	0,012		
			Первомайский	3	0,050(0,14)	0,020	0,009		
			Липняговский	1	0,033	0,025	0,011		
		Перидотиты и апоперидотитовые серпентиниты	Каменноватский	8	0,032	0,024	0,015		
			Липовеньковский	4	0,024	0,020	0,011		
			Первомайский	3	0,019	0,016	0,010		
			Заводской	1	0,036	0,022	0,053		
			Липняговский	2	0,028	0,019	0,012		
		Пироксениты	Капитановский	2	0,023	0,016	0,005		
			Заводской	2	0,046	0,032(0,14)	0,015		
		Хромитовые рудные тела	Капитановский	5	0,022	0,020	0,017		
			Липовеньковский	3	0,021	0,019	0,015		
			Первомайский	4	0,046	0,025	0,014		
			Заводской	2	0,012	0,015	0,013		
		Росинско-Глицинский	Габбро-перидотитовая	Апоперидотитовые серпентиниты	Чепиженский	3	0,23	0,013	-
				Серпентинизированные и амфиболизированные перидотиты	Юрьевский	10	0,042	0,031	-
				Горнблендиты	Юрьевский	4	0,023	0,019	-

Примечание. В скобках приведены аномальные содержания для данных пород.

Таблица 19

Средние содержания платины, палладия и золота в ультраосновных породах гипербазитовой и габбро-перидотитовой формаций, г/т

Район	Формация	Породы	Количество анализов	Pt	Pd	Au	
Среднее Побужье	Габбро-перидотитовая	Дуниты и аподунитовые серпентиниты	16	0,048	0,025	0,012	
		Перидотиты	68	0,02	0,02	0,011	
		Пироксениты	11	0,032	0,034	0,009	
		Габбро-нориты, нориты и габбро-амфиболиты	5	0,038	0,021	0,01	
	Гипербазитовая	Дуниты и аподунитовые серпентиниты	12	0,032	0,021	0,014	
		Перидотиты	16	0,028	0,019	0,13	
		Пироксениты	6	0,022	0,013	0,006	
		Хромитовые рудные тела	14	0,022	0,017	0,014	
	Росинско-Тяжиский	Габбро-перидотитовая	Серпентинизированные и амфиболитизированные перидотиты	13	0,031	0,024	-
			Пироксениты	4	0,023	0,019	-

металлы образуют собственные минералы и широко распространены в виде изоморфных примесей в кристаллических решетках силикатных и рудных минералов. При исследовании распределения платины и палладия в породах гипербазитовой и габбро-перидотитовой формаций собственные минералы платиноидов в полированных шлифах не были установлены, что объясняется невысокими концентрациями этих металлов (до 0,5 г/т). Минералы платины и палладия наблюдаются в полированных шлифах при содержании в породах соответственно до 20 и 10 г/т этих металлов.

Самые высокие содержания платины и палладия из всех проанализированных минералов установлены в акцессорных хромшпинелидах (табл. 20). Концентрация платины в хромшпинелидах из перидотитов Демовьярского массива достигает 0,13 г/т, палладия - 0,12 г/т. Акцессорные хромшпинелиды из гипербазитов имеют более низкие содержания этих металлов. Оливины, пироксены и серпентин характеризуются сравнительно высокими содержаниями платины и палладия и явля-

Содержание платины, палладия и золота в минералах, г/т

Формация	Минерал	Количество анализов	Pt	Pd	Au
Габбро-перидотитовая	Оливин	6	0,017	0,02	0,003
	Ортопироксен	3	0,016	0,023	0,003
	Клинопироксен	2	0,02	0,02	0,009
	Серпентин	9	0,013	0,02	0,009
	Адрессорные хромшпинелиды	6	0,044	0,037	0,009
	Магнетит	3	-	-	0,023
Гипербазитовая	Ортопироксен	2	0,017	0,02	0,005
	Серпентин	4	0,02	0,02	0,009
	Адрессорные хромшпинелиды	9	0,026	0,024	0,012
	Рудообразующие хромшпинелиды	12	0,022	0,017	0,021

ются носителями этих металлов (табл. 20). Наблюдается зависимость концентрации платины в оливинах от их железистости: в наиболее магнетизальных оливинах содержания этого металла более высокие. Такая же зависимость железистости оливинов и содержания в них платины и палладия описана Л.В.Разиним и др. (1965). Серпентин из пород габбро-перидотитовой формации характеризуется несколько более низкими содержаниями платины и палладия по сравнению с оливином и пироксенами (табл. 20).

Проанализированные хромшпинелиды, оливины и серпентин имеют более низкие содержания платины и палладия по сравнению с аналогичными минералами из ультраосновных пород Урала и Инаглинского массива на Алданском щите. По данным Л.В.Разина и др. (1965, 1969) хромшпинелиды содержат эти металлы в количестве 2,3-10 г/т, оливины - от 0,04 до 2,0 г/т, а в серпентине содержание платиноидов составляет 0,15-0,7 г/т.

Представляет интерес оценка роли собственно минеральной и изоморфной форм нахождения платиноидов в исследованных породах. Произведенные расчеты показывают, что отношение изоморфной формы нахождения платиноидов к собственно минеральной колеблется от 1:1 до 2:1, причем в породах с повышенными содержаниями платины и палладия роль изоморфной формы понижается. По данным О.Е.Юшко-Захаровой и др.

(1970), отношение этих форм нахождения платиноидов в гипербазитах Урала изменяется от 1:1 до 10:1.

Анализ содержаний платиноидов в дунитах, перидотитах и аподунитовых и апоперидотитовых серпентинитах, а также оливинах, пироксенах и серпентине свидетельствует о том, что в процессе серпентинизации ультраосновных пород гипербазитовой и габбро-перидотитовой формаций происходило перераспределение платины и палладия и их некоторый вынос.

Фоновое содержание платины в ультраосновных породах габбро-перидотитовой формации составляет 0,033 г/т и несколько ниже кларка этого элемента для ультраосновных пород земной коры — 0,051 г/т; содержание палладия (0,026 г/т) не отличается от его кларка (Юшко-Захарова и др., 1970). Дуниты габбро-перидотитовой формации содержат такие же количества платины, как и аналогичные породы платиноносного пояса Урала, а палладия в них несколько больше. В породах гипербазитовой формации фоновое содержание платины в два раза ниже ее кларка (0,027 г/т), палладия (0,021 г/т) — не отличается от кларка. Содержание этих металлов в породах гипербазитовой формации не отличается от количества их в аналогичных породах Кемпирсайского массива на Урале.

Распределение и содержание платины и палладия в исследованных породах габбро-перидотитовой формации почти не отличается от платиноносной габбро-пироксенит-дунитовой формации Урала. Для пород этих формаций характерны близкие фоновые содержания платиноидов, сходное распределение в разновидностях пород, одинаковые значения отношения Pt/Pd , а также приуроченность повышенных содержаний платины к центральным частям массивов, которые сложены дунитами. Поэтому проявления платиноидов в ультраосновных породах габбро-перидотитовой формации Среднего Побужья относятся к уральскому типу (Бетехтин, 1935).

З о л о т о. В последнее время С.А.Щекой и др. (1971), Л.Ф.Борисенко и др. (1972), С.А.Паланджяном и Л.В.Разиным (1974) установлены повышенные содержания золота в породах гипербазитовой и габбро-перидотитовой формаций, что свидетельствует о накоплении его в мантийных и коровых образованиях. Исследованные породы гипербазитовой и габбро-перидотитовой формаций также характеризуются повышенными содержаниями золота (Фомин, Сахацкий, 1976).

Содержание золота в хромитоносных гипербазитах составляет 0,004–0,056 г/т и в среднем — 0,014 г/т. Аподунитовые и апоперидо-

титовые серпентиниты по сравнению с пироксенитами имеют повышенные содержания этого металла и максимальный разброс концентраций. Хромитовые рудные тела по содержанию золота не отличаются от вмещающих их серпентинитов (табл. 18). Характерными являются довольно близкие содержания этого металла в серпентинитах, пироксенитах и хромитовых рудных телах отдельных массивов. Максимальная концентрация золота - 0,056 г/т - наблюдается в аподунитовых серпентинитах Капитановского массива (скв. 1473, гл. 140, I м). Распределение этого элемента в разрезах тел и разновидностях пород неравномерное.

Ультраосновные породы габбро-перидотитовой формации содержат в среднем 0,011 г/т золота, причем фоновые содержания его в дунитах, перидотитах и пироксенитах довольно близки (табл. 19). Породы основного состава по содержанию этого элемента почти не отличаются от ультраосновных. Максимальная концентрация золота - 0,25 г/т - определена в перидотитах Дерепихинского (скв. 1706, гл. 68,0 м) и габбро-амфиболитах Кумаровского массивов - 0,33 г/т (Димитров и др., 1971). Отдельные массивы имеют довольно близкие содержания золота (табл. 18). Распределение его в разрезах массивов в разновидностях пород неравномерное.

Для выяснения особенностей распределения золота было проанализировано его содержание в породообразующих и рудных минералах (табл. 20). Этот элемент присутствует во всех минералах, причем содержания его в оливинах, серпентине и пироксенах довольно близки. Несколько повышенная концентрация его наблюдается в акцессорных хромшпинелидах и магнетите. По содержанию этого элемента проанализированные оливины, серпентин и пироксены почти не отличаются от уральских (Борисенко и др., 1972) и армянских (Паланджян, Разин, 1974). Однако концентрация его в акцессорных хромшпинелидах из ультраосновных пород Урала и Армении несколько повышена - соответственно 0,015 и 0,0055 - 0,013 г/т.

Согласно классификации Д.Н.Шоу (1969), золото очень рассеянный элемент и находится в породах в виде мельчайших включений собственных минералов (или его атомы адсорбируются минералами). В проанализированных породообразующих и рудных минералах этот элемент очевидно находится в адсорбированной форме. Содержание золота в минералах большей частью ниже, чем в породах, из которых они были выделены, что свидетельствует о наличии собственно минеральной формы его нахождения. Результаты исследований шлифов показали, что в породах с эпигенетическими ассоциациями пирита и пирротина золото

наблюдается в виде мелких каплевидных и овальных выделений, которые приурочены преимущественно к пирротину (Демовяровский массив, скв. 10334, гл. 130,5 м; Восточно-Лышевский массив, скв. 10337, гл. 290,0 м и др.). В породах с сульфидной минерализацией часто наблюдаются повышенные содержания золота. В этом проявляются его халькофильные свойства — стремление концентрироваться в сульфидных минералах.

Для золота характерно неравномерное распределение в ультраосновных породах гипербазитовой и габбро-перидотитовой формаций, чем оно и отличается от элементов группы железа. Распределение его сходно с платиноидами, которые имеют довольно широкий размах содержания. Содержание золота не зависит от минерального состава пород, значения F , M/F и других петрохимических коэффициентов и не коррелируется с петрогенными элементами и элементами группы железа. Такое распределение золота, возможно, обусловлено его наличием в тех или иных количествах во всех породообразующих и рудных минералах, а также собственно минеральной формы (Фомин, Сахарский, 1976). На распределение золота влияли процессы серпентинизации и амфиболитизации пород, которые обусловили перераспределение его в породах, некоторую миграцию и концентрацию в эпигенетических сульфидах. Возможно, что эти процессы сопровождалась некоторым выносом золота.

Фоновое содержание золота в исследованных породах в два-три раза выше, чем его кларки для ультраосновных и основных пород земной коры по А.П.Виноградову (1962), однако более низкое, чем в породах гипербазитовой и габбро-пироксенит-дунитовой формации Урала. По данным Л.Ф.Борисенко и др. (1972), среднее содержание его составляет 0,05–0,1 г/т. Породы гипербазитовой формации Севанского хребта содержат меньше золота — в среднем 0,0029 г/т (Палацджян, Разин, 1974), габброидного комплекса почти не отличаются от исследованных — 0,011%. Для ультраосновных пород Урала и Кавказа также характерно неравномерное распределение золота как в разновидностях пород, так и в разрезах массивов.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЩЕЛОЧНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Для щелочных элементов характерно контрастное распределение в породах верхней мантии и земной коры. Б.Г.Лутц (1975), О.С.Егоров (1977) и другие исследователи отмечают, что обычные типы по-

род, в частности гипербазиты, габброиды и базальты различных формаций, имеют довольно устойчивые и постоянные содержания лития, рубидия, калия, натрия и значения калий-рубидиевых, натрий-литиевых и натрий-калиевых отношений. Поэтому исследование распределения щелочных элементов в породах габбро-перидотитовой и гипербазитовой формаций может быть использовано при решении вопросов глубинности их образования и формационного расчленения.

Рубидий, цезий и калий относятся к некогерентным элементам с крупными ионными радиусами, которые не входят в кристаллические решетки мантийных минералов магнезия и железа и поэтому должны легко извлекаться из вещества верхней мантии (Грин, Рингвуд, 1968). Однако особенности распределения этих элементов, а также лития и натрия в породах верхней мантии и земной коры, в частности в гипербазитах, габброидах и базальтах различных формаций, не могут быть полностью объяснены процессами магматической и фракционной дифференциации. Поэтому справедливым представляется положение о том, что мантийные гипербазиты являются остаточными продуктами селективного плавления вещества верхней мантии, а процесс выплавления базальтов и габброидов сопровождается накоплением в них щелочных элементов. Эти элементы могут быть также ассимилированы базальтовыми и габброидными расплавами при их подъеме из вмещающих пород земной коры.

Определение содержания малых количеств щелочных элементов, в частности лития, рубидия и особенно цезия, представляет собой сложную аналитическую задачу, и поэтому в геохимической литературе приводится мало данных о распределении этих элементов в гипербазитах и габброидах. Обобщающие работы по распределению щелочных элементов в ультраосновных породах Украинского и Балтийского щитов и Воронежского массива до настоящего времени отсутствуют. Как отмечает Б.Г.Лутц (1975), большинство приведенных в литературе данных о содержаниях лития, рубидия и цезия в гипербазитах являются завышенными, и поэтому при исследованиях распределения этих элементов необходимо использовать результаты тщательных аналитических исследований.

Наибольшее количество достоверных аналитических данных по гипербазитам относится к рубидию и калию. Тесная геохимическая связь этих элементов в магматических породах и информативность при решении петрологических проблем была отмечена Л.Г.Аренсом и др. (Ahrens, Pinson, Kearns, 1952) и впоследствии обсуждалась многими исследова-

телями (Эрланк, 1972; Geest, 1965; Taylor, Ahrens, 1959; Stueber, Murthy, 1966). Распределение щелочных элементов в гранатовых и глубинных шпинелевых перидотитах, альпинотипных и океанических гипербазитах рассматривается в работах О.Д.Ставрова, А.В.Уханова (1971) и других исследователей (Соболев, Золотарев, 1974; Stueber, Murthy, 1966; Philpotts, Schnetzler, Thomas, 1972; Bonatti, Honnorez, Ferrare, 1971). Наиболее полная сводка по распределению этих элементов в мантийных гипербазитах приводится Б.Г.Лутцем (1975), а в габброидах складчатых областей — О.С.Егоровым (1977).

Наиболее низкими содержаниями щелочных элементов характеризуются альпинотипные гипербазиты. По данным Б.Г.Лутца (1975), содержание лития в этих породах составляет 0,00005%, рубидия — 0,000024, калия — 0,0053, натрия — 0,025%, $K/Rb = 250$, $Na/Li = 500$. Довольно близки по содержанию лития, рубидия и калия глубинные шпинелевые перидотиты, однако в них значительно больше натрия ($K/Rb = 233$, $Na/Li = 2600$). Более высокие концентрации щелочных элементов наблюдаются в гранатовых перидотитах: лития — 0,0002%, рубидия — 0,00034, калия — 0,03, натрия — 0,5%, $K/Rb = 240$, $Na/Li = 2330$. Океанические гипербазиты отличаются от альпинотипных повышенными содержаниями лития (0,0004%), калия (0,023%) и натрия (0,135%), что дает основание считать их слабодифференцированным мантийным веществом. Все мантийные гипербазиты характеризуются сходным распределением щелочных элементов.

Определения содержаний щелочных элементов в породах габбро-перидотитовой и гипербазитовой формаций юго-западной части Украинского щита выполнены спектральным количественным анализом и фотометрией пламени в лабораториях ИГиМ АН УССР (аналитики Л.А. Орлова, Т.К.Бондарь). Чувствительность определения содержаний на пламенном фотометре лития и рубидия составляла $2-5 \cdot 10^{-5}$, калия и натрия — $1 \cdot 10^{-3}\%$. Сопоставление результатов количественных спектральных и пламеннофотометрических анализов показало хорошую сходимость результатов, и поэтому используемые аналитические данные являются достаточно надежными.

Породы габбро-перидотитовой формации Среднего Побужья характеризуются повышенными содержаниями щелочных элементов по сравнению с мантийными гипербазитами. В табл. 21 приведены содержания этих элементов и значения отношений K/Rb , Na/Li и Na/K в разновидностях ультраосновных пород и габброидах различных массивов, в табл. 22 — средние содержания щелочных элементов. Содержание лития в ультраос-

новых породах изменяется от 0,00023 до 0,0017%, рубидия — от 0,00013 до 0,00054, калия — от 0,06 до 0,24, натрия — от 0,03 до 0,56%, а отношение K/Rb составляет 507, Na/Li — 426. Габброиды имеют более высокие содержания лития и натрия, а по концентрации рубидия и калия почти не отличаются от ультрабазитов. Отношение K/Rb в них составляет 565, Na/Li — 633.

Особенностью распределения щелочных элементов в породах габбро-перидотитовой формации являются незначительные вариации их содержания как для разновидностей пород, так и для отдельных массивов (табл. 21). Средние содержания лития в породах габбро-перидотитовой формации составляют 0,00031%, рубидия — 0,00023, калия — 0,142, натрия — 0,341%, отношение K/Rb — 507, Na/Li — 426, Na/K — 1,1 (табл. 22).

Хромитоносные гипербазиты содержат щелочные элементы в меньших количествах, чем породы габбро-перидотитовой формации (табл. 21 и 22). В серпентинизированных дунитах и перидотитах содержание лития составляет 0,00033–0,00042%, рубидия — 0,0001 — 0,0003, калия — 0,04–0,1, натрия — 0,1–0,14%, отношение K/Rb — 352, Na/Li — 252. В пироксенитах наблюдаются повышенные концентрации лития, рубидия и особенно калия (до 0,26%) и натрия (до 0,43%), K/Rb — 313, Na/Li — 302. Наиболее низкими концентрациями щелочных элементов характеризуются хромитовые руды. Отношение K/Rb в них составляет 107, Na/Li — 117, Na/K — 0,7. Среднее содержание лития в породах гипербазитовой формации 0,00047%, рубидия — 0,00029, калия — 0,05, натрия — 0,102%, отношение K/Rb — 209, Na/Li — 213.

Приведенные в табл. 21 и 22 данные показывают, что породы гипербазитовой формации отличаются от габбро-перидотитовой более низкими содержаниями лития, калия и натрия и меньшими значениями калий-рубидиевых и натрий-литиевых отношений. По содержанию щелочных элементов породы гипербазитовой формации наиболее близки к океаническим и альпийским гипербазитам, а по значениям отношений K/Rb и Na/Li сходны с альпийскими гипербазитами (табл. 23). От глубинных шпинелевых перидотитов они отличаются более высокими концентрациями лития и рубидия и значительно меньшим значением отношения Na/Li (соответственно 213 и 2600).

Породы габбро-перидотитовой формации по распределению щелочных элементов отличаются от мантийных гипербазитов, но по содержанию лития, рубидия и калия близки к эклогитам. В эклогитах содержание натрия в три раза выше, чем в породах габбро-перидотитовой

Содержание щелочных и щелочноземельных элементов (%) и их

Формация	Массив	Li	Rb	Cs	K
Габбро-перидотитовая	Дуниты и аподуниты				
	Тарноватский Восточно-Люшневатский Грушковский	0,00056	0,00060	0,00002	0,10
		0,00046	0,00016	0,00005	0,06
		0,00036	0,00013	0,00002	0,06
	Перидотиты и апопери				
	Тарноватский Кумаровский Лемовярский Каменноватский	0,00023	0,00032	0,00003	0,11
		0,00037	0,00017	0,00002	0,09
		0,00100	0,00054	0,00003	0,12
		0,00023	0,00016	0,00012	0,03
	Пироксе				
	Тарноватский Кумаровский Лемовярский Каменноватский	0,00037	0,00022	0,00013	0,13
		0,00179	0,00024	0,00003	0,11
		0,00030	0,00054	0,00025	0,24
		0,00099	0,00024	0,00004	0,13
	Габбро-нориты, нориты				
Тарноватский Кумаровский Лемовярский Каменноватский	0,00039	0,00018	0,00003	0,13	
	0,00200	0,00031	0,00002	0,12	
	0,00214	0,00020	0,00001	0,14	
	0,00130	0,00025	0,00002	0,14	
Дуниты и аподуниты					
Капитановский Липняговский	0,00033	0,00012	0,00005	0,05	
	0,00039	0,00015	0,00007	0,04	
Перидотиты и апопери					
Капитановский Липовеньковский Первомайский Заводской Липняговский	0,00032	0,00023	0,00012	0,03	
	0,00032	0,00025	0,00001	0,03	
	0,00042	0,00035	0,00004	0,10	
	0,00033	0,00016	0,00030	0,06	
	0,00042	0,00030	0,00002	0,09	
Пироксе					
Капитановский Липняговский	0,00113	0,00065	0,00002	0,19	
	0,00113	0,00069	0,00005	0,26	
Хромитовые					
Капитановский Липовеньковский Первомайский	0,00011	0,00016	0,00002	0,01	
	0,00021	0,00024	0,00002	0,04	
	0,00016	0,00047	0,00001	0,03	

соотношения в ультраосновных и основных породах

Na	Sr	Ba	K/Rb	Na/Li	Na/K	Ba/Sr
вне серпентиниты						
0,13	0,0012	0,0009	166,7	232,1	1,3	0,75
0,14	0,0024	0,0015	375,0	304,3	2,3	0,62
0,03	0,0003	0,0005	461,5	222,3	1,3	1,67
дотитовые серпентиниты						
0,18	0,0011	0,0014	343,7	732,6	1,6	1,27
0,1	0,0013	0,0013	529,4	113,4	1,2	0,72
0,15	0,0019	0,0016	222,3	150,9	1,2	0,81
0,16	0,0015	0,0003	500,0	695,6	2,0	0,53
ниты						
0,26	0,0014	0,0009	313,2	702,7	1,4	0,64
0,54	0,0025	0,0011	453,3	301,3	4,9	0,44
0,43	0,0012	0,0003	444,5	600,0	2,0	0,67
0,56	0,0027	0,0012	750,0	565,7	3,1	0,44
и габбро-амфиболиты						
1,42	0,0032	0,0013	722,2	3641,0	0,9	0,41
0,94	0,0014	0,0014	337,1	470,0	7,3	1,00
1,39	0,0022	0,0019	700,0	132,0	9,9	0,65
0,93	0,0016	0,0010	560,0	544,4	7,0	0,62
твые серпентиниты						
0,07	0,0009	0,0005	416,9	212,1	1,6	0,55
0,06	0,0010	0,0004	266,7	153,3	1,5	0,40
титовые серпентиниты						
0,10	0,0003	0,0006	347,3	312,2	1,9	0,75
0,12	0,0012	0,0005	320,0	375,0	1,5	0,42
0,14	0,0007	0,0003	215,8	333,4	1,4	0,43
0,11	0,0001	0,0004	381,2	239,5	1,8	3,64
0,10	0,0006	0,0022	300,0	233,1	1,1	0,33
ниты						
0,43	0,0012	0,0004	292,3	364,4	2,3	0,35
0,32	0,0004	0,0002	376,8	233,2	1,6	0,50
руды						
0,03	0,0011	0,0074	62,5	272,7	3,0	6,73
0,02	0,0033	0,0115	166,7	95,2	0,5	1,33
0,02	0,0035	0,0032	63,8	125,0	0,7	2,31

Средние содержания щелочных и щелочноземельных элементов (%) и их соотношения в ультраосновных и основных породах юго-западной части Украинского щита

Формация	Породы	Количество анализов	Li	Rb	Cs	K	Na	Sr	Ba	K/Rb	Na/Li	Na/K	Ba/Sr
Габбро-перидотитовая	Дуниты и апо- дитовые серпентиниты	6	0,00046	0,00028	0,00002	0,03	0,12	0,0013	0,0009	334,4	252,9	1,6	0,70
	Перидотиты и апо- перидотитовые серпентиниты	12	0,00033	0,00029	0,00005	0,10	0,15	0,0015	0,0013	413,8	265,1	1,5	0,87
	Пироксениты	3	0,00106	0,00026	0,00011	0,13	0,43	0,0021	0,0010	692,3	405,7	2,4	0,48
	Габбро-нориты, нориты, габбро- амфиболиты	12	0,00177	0,00023	0,00001	0,13	1,21	0,0023	0,0016	565,2	633,6	9,3	0,70
Гипербазитовая	Дуниты и апо- дитовые серпентиниты	3	0,00035	0,00013	0,00006	0,05	0,07	0,0009	0,0004	333,6	200,0	1,4	0,44
	Перидотиты и апо- перидотитовые серпентиниты	13	0,00036	0,00025	0,0001	0,03	0,10	0,0003	0,0004	320,0	277,3	1,2	0,50
	Пироксениты	3	0,00116	0,00066	0,00003	0,21	0,39	0,0009	0,0003	313,2	336,2	1,9	0,33
	Хромитовые рудные тела	7	0,00017	0,00028	0,00002	0,03	0,02	0,0049	0,0094	107,1	117,6	0,7	1,92

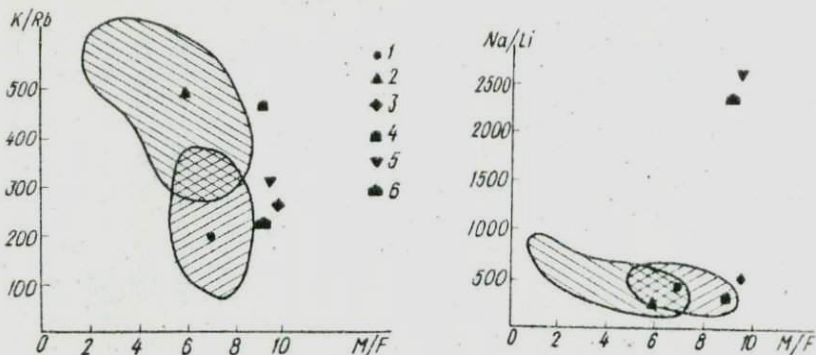


Рис. 41. Диаграмма зависимости калий-рубидиевых отношений от магнетизальности пород гипербазитовой и габбро-перидотитовой формаций юго-западной части Украинского щита и верхней мантии: 1 – гипербазитовая и 2 – габбро-перидотитовая формации, 3 – альпийнотипные и 4 – океанические гипербазиты, 5 – глубинные шпинелевые перидотиты, 6 – мантия по Б.Г.Лутцу (1975).

Рис. 42. Диаграмма зависимости натрий-литиевых отношений от магнетизальности пород гипербазитовой и габбро-перидотитовой формаций юго-западной части Украинского щита и верхней мантии. Условные обозначения см. на рис. 41.

формации, и поэтому значение отношения Na/Li составляет 2330 против 426 (табл. 23). По содержанию щелочных элементов и значениям отношений K/Rb габброиды габбро-перидотитовой формации близки к габбро-андезит-базальтовой формации Кавказа, породы которой, по данным О.С.Егорова (1977), содержат 0,00066% лития, 0,0033% рубидия, а отношение K/Rb составляет 453.

Исследования пород гипербазитовой и габбро-перидотитовой формаций характеризуются повышенными содержаниями цезия (табл. 21 и 22). Концентрация этого элемента в гипербазитах достигает 0,0003%, в породах габбро-перидотитовой формации – 0,00025%, а фоновое содержание в породах этих формаций составляет соответственно 0,000031 и 0,000061%. В литературе приводится очень мало данных о содержании цезия в ультрабазитах, что обусловлено низкими концентрациями этого элемента (Лутц, 1975). По данным О.Мюллера (Muller, 1970), наиболее вероятное содержание цезия в альпийнотипных гипербазитах составляет $6 \cdot 10^{-7}\%$. Породы гипербазитовой и габбро-перидотитовой формаций юго-западной части щита содержат этот элемент в значительно больших количествах и возможно этим отличаются от молодых мантийных образований.

Средний химический состав мантийных пород и пород гипербазитовой и габбро-перидотитовой формаций юго-западной части Украинского щита, %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
<i>SiO₂</i>	45,16	44,1	45,26	44,33	45,3	40,49	40,10	44,58
<i>Al₂O₃</i>	3,54	3,2	14,73	1,90	2,7	1,49	2,26	9,04
<i>Fe₂O₃</i>	0,46	2,9	3,56	1,61	6,0	2,38	6,39	5,36
<i>FeO</i>	3,04	5,2	6,07	6,23	2,9	5,05	3,79	3,12
<i>MnO</i>	0,14	0,10	0,15	0,14	0,10	0,11	0,14	0,21
<i>MgO</i>	37,49	39,0	16,72	41,13	40,5	41,31	39,63	19,50
<i>CaO</i>	3,03	2,5	9,16	1,39	1,5	0,99	2,30	7,30
<i>Na₂O</i>	0,57	0,5	0,79	0,16	0,15	0,03	0,16	1,23
<i>K₂O</i>	0,13	0,1	0,19	0,05	0,1	0,03	0,07	0,24
<i>П. п. п.</i>	2,00	0,00	2,45	1,17	0,00	6,93	0,00	0,00
<i>F</i>	11,4	9,9	24,0	9,6	10,4	9,5	12,4	22,3
<i>M/F</i>	7,7	9,1	3,2	9,4	3,6	9,6	7,0	4,6
<i>Sc</i>	-	0,0023	0,005	0,0021	-	0,0017	0,0012	0,0019
<i>Ti</i>	0,426	0,124	0,27	0,09	0,09	0,021	0,071	0,34
<i>V</i>	-	0,009	0,02	0,007	0,005	0,005	0,006	0,017
<i>Cr</i>	0,294	0,23	0,2	0,32	0,39	0,247	0,579	0,18
<i>Co</i>	0,008	0,0115	0,0075	0,013	0,012	0,011	0,016	0,012
<i>Ni</i>	0,157	0,21	0,075	0,20	0,23	0,20	0,204	0,11
<i>Ti · 10² / ΣFe</i>	6,48	2,04	3,74	1,50	1,30	0,78	0,92	3,82
<i>Ti/Cr</i>	1,45	0,43	1,35	0,23	0,23	0,19	0,19	1,89
<i>Cr/Al</i>	0,16	0,17	0,03	0,32	0,27	0,31	0,59	0,03
<i>Co/Ni</i>	0,05	0,06	0,10	0,07	0,05	0,06	0,09	0,11
<i>Li</i>	-	0,00016	0,00042	0,00005	0,0004	0,00005	0,00047	0,00081
<i>Rb</i>	-	0,00023	0,00037	0,000075	0,00005	0,000024	0,00029	0,00028
<i>Cs</i>	-	-	-	-	-	0,0000006	0,000031	0,000061
<i>K</i>	-	0,056	0,091	0,021	0,023	0,0058	0,051	0,142
<i>Na</i>	-	0,33	0,09	0,13	0,135	0,025	0,102	0,341
<i>K/Rb</i>	-	240	245	233	460	250	209	507
<i>Na/Li</i>	-	2400	2330	2600	333	500	213	426
<i>Sr</i>	-	0,0035	0,0081	0,0013	0,0013	0,00023	0,00033	0,00164
<i>Ba</i>	-	0,0026	0,0065	0,00075	0,00076	0,00026	0,00033	0,00111
<i>Ba/Sr</i>	-	0,8	0,8	0,4	0,6	0,9	0,4	0,7

Примечания: 1 - пиролит (Грин, Рингвуд, 1968), 2 - средний состав мантии (Лутц, 1975), 3 - эклогит, 4 - шпинелевый перидотит (Лутц, 1975), 5 - океанический гипербазит (Дмитриев, 1975), 6 - альбинозный гипербазит (Велинский и др., 1970), 7 - средний состав гипербазитовой и 8 - габбро-перидотитовой формаций юго-западной части Украинского щита.

На диаграмме зависимости калий-рубидиевых отношений от магнезиальности пород поле хромитоносных гипербазитов совпадает с альпинотипными и глубинными шпинелевыми перидотитами, но смещено влево вследствие более низкой магнезиальности (рис. 41). Ультрабазиты габбро-перидотитовой формации располагаются в поле высоких значений калий-рубидиевого отношения и довольно близки к океаническим гипербазитам. На диаграмме зависимости натрий-литиевых отношений от магнезиальности породы гипербазитовой и габбро-перидотитовой формаций довольно близки к альпинотипным и океаническим гипербазитам (рис. 42).

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЩЕЛОЧНОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Стронций и барий относятся к некогерентным элементам и их распределение в гипербазитах и габброидах сходно со щелочами. К. Турекьян и Дж. Камп (1959) на примере базальтов впервые исследовали геохимические особенности распределения стронция и показали его индикаторную роль при решении петрологических проблем. В последнее время наиболее полные обобщения распределения бария и стронция в мантийных гипербазитах и габброидах складчатых областей выполнены Б.Г. Лутцем (1975) и О.С. Егоровым (1977), которые показали, что содержания этих щелочноземельных элементов и их отношения можно использовать для решения некоторых вопросов петрологии, формационного расчленения и установления глубин зарождения магматических расплавов.

В литературе приводится сравнительно мало данных о распределении бария и стронция в гипербазитах и габброидах, что связано с аналитическими трудностями определения малых количеств этих элементов (Литриев, 1973; Егоров, 1977; Лутц, 1975; Griffin, Murthy, 1968; Philpots, Schnetzler, Thomov, 1972; Stueber, Murthy, 1966; Bonatti, Nonnores, Ferrare, 1971). Породы земной коры характеризуются аномально высокими содержаниями щелочноземельных элементов по сравнению с мантийными. Габброиды, а особенно базальты, в частности океанические и континентальные толлиты, содержат барий и стронций в больших количествах, чем мантийные гипербазиты. Такое распределение этих элементов трудно объяснить процессами магматической дифференции, и вполне вероятно, что выплавление базальтов из вещества верхней мантии сопровождается обогащением их барием и стронцием.

Наиболее низкие содержания бария и стронция наблюдаются в альпинотипных гипербазитах, которые составляют соответственно 0,00023

и 0,00026%, а отношение Ba/Sr равно 0,9 (Лутц, 1975). Глубинные шпинелевые перидотиты, а также гранатовые перидотиты содержат несколько больше щелочноземельных элементов, отношение Ba/Sr в этих породах составляет соответственно 0,4 и 0,8. В океанических гипербазитах отмечаются более высокие концентрации стронция (0,0013%), отношение Ba/Sr составляет 0,6. По данным О.С.Егорова (1977), в габброидах складчатых областей содержание бария составляет 0,0072–0,1257%, стронция – от 0,044 до 0,039%, а отношение Ba/Sr – от 0,49 до 1,70. Распределение щелочноземельных элементов в мантийных гипербазитах, а также габброидах сходно со щелочными, а по содержанию бария и стронция океанические и альцинотипные гипербазиты несколько различаются. Для всех мантийных пород отношение Ba/Sr близко к единице, причем довольно часто в мантийных гипербазитах стронций преобладает над барием (Лутц, 1975).

Определение содержаний щелочноземельных элементов в породах габбро-перидотитовой и гипербазитовой формаций Среднего Побужья выполнено спектральным количественным методом в лаборатории спектральных методов исследований ИГиМ АН УССР (аналитик Л.А.Орлова). Чувствительность определения составляет $1 \cdot 10^{-3}\%$.

Ультрасовновые породы габбро-перидотитовой формации характеризуются относительно повышенными содержаниями щелочноземельных элементов: бария от 0,0009 до 0,0015%, стронция от 0,0011 до 0,0027%, значения отношений Ba/Sr колеблются в пределах 0,44 – 1,67. Дуниты, перидотиты и пироксениты имеют довольно близкие содержания этих элементов (табл. 22). Габброиды содержат щелочноземельные элементы в несколько больших количествах, чем ультрабазиты. Содержание бария в них составляет 0,001–0,0019%, стронция – 0,0014–0,0032%, значения отношений Ba/Sr – от 0,41 до 1,0. Вариации содержаний этих элементов в разновидностях пород и отдельных габбро-перидотитовых массивах незначительны (табл. 21).

Породы гипербазитовой формации по сравнению с габбро-перидотитовой характеризуются более низкими содержаниями щелочноземельных элементов, а отношение Ba/Sr в них понижается до 0,4. Дуниты, перидотиты и пироксениты содержат 0,0002–0,0006% бария и 0,0004–0,0012% лития, значения отношения Ba/Sr в них составляет 0,33–0,75 и лишь в серпентинизированных перидотитах Заводского массива поднимается до 3,64 (табл. 21). Содержания этих элементов в разновидностях пород и отдельных гипербазитовых массивах довольно близки. Обращает на себя внимание несколько повышенное содержание бария (0,0094%)

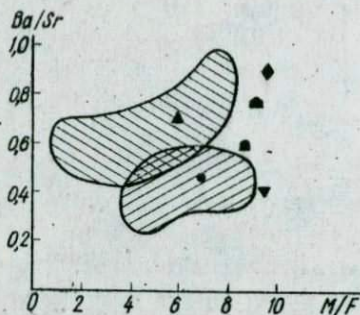


Рис. 43. Диаграмма зависимости барий-стронциевых отношений от магнeзиальности пород гипербазитовой и габбро-перидотитовой формаций юго-западной части Украинского щита и верхней мантии.

Условные обозначения см. на рис. 41.

и стронция (0,0094%) в хромитовых рудных телах. Значение Ba/Sr отношения в хромитовых рудах повышается до 1,92 (табл. 22).

Хромитоносная гипербазитовая формация по распределению щелочно-

земельных элементов близка к альпинотипным гипербазитам, но содержит больше стронция, и поэтому отношение Ba/Sr понижается до 0,4 (табл. 23). От глубинных шпинелевых перидотитов и океанических гипербазитов она отличается более низкими содержаниями стронция, однако значения отношений Ba/Sr в этих породах довольно близки. На диаграмме зависимости барий-стронциевых отношений от магнeзиальности пород хромитоносные гипербазиты располагаются в поле между глубинными шпинелевыми перидотитами и океаническими гипербазитами (рис. 43).

Породы габбро-перидотитовой формации характеризуются повышенными концентрациями бария и стронция по сравнению с альпинотипными гипербазитами. По содержанию этих элементов и барий-стронциевому отношению ультраосновные породы этой формации сходны с эклогитами и океаническими гипербазитами, а габброиды - с габбро-андезит-базальтовой формацией Кавказа (Лутц, 1975; Егоров, 1977). На диаграмме ультрабазиты габбро-перидотитовой формации располагаются в поле альпинотипных и океанических гипербазитов.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ ЭЛЕМЕНТОВ

Породы каждой формации ультрабазитов характеризуются определенными геохимическими ассоциациями элементов, которые обусловлены химизмом исходных расплавов, процессами магматической дифференциации и условиями формирования интрузивных тел. Для надежного выделения геохимических ассоциаций элементов необходимо учитывать не только корреляцию между парами элементов, но и взаимоотношение каждого элемента со всеми остальными, что соответствует особенностям химизма породообразующих и рудных минералов. Наиболее информативным для выделения геохимических ассоциаций является метод многократной корреляции (Бурков, 1968).

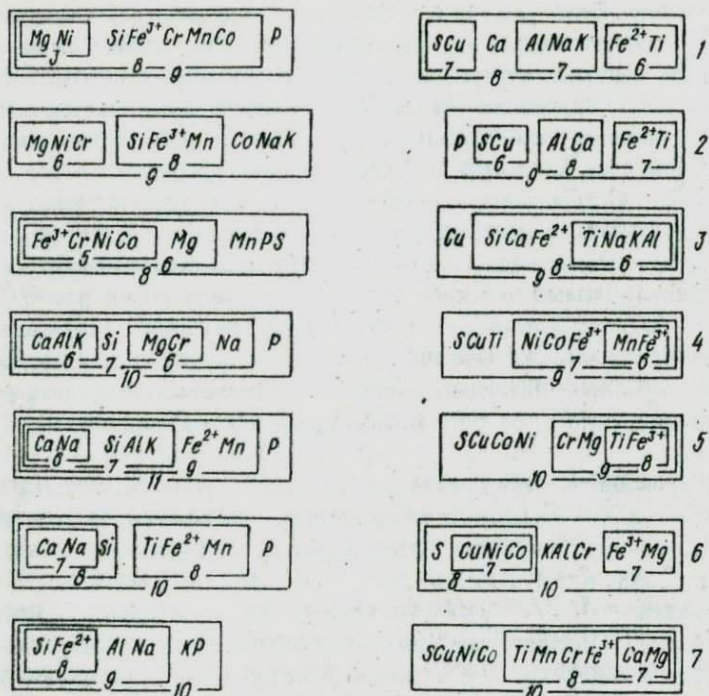


Рис. 44. Геохимические ассоциации элементов в ультраосновных и основных породах гипербазитовой и габбро-перидотитовой формаций юго-западной части Украинского щита (по данным многократной корреляции).
 Гипербазитовая формация: 1 - дуниты ($n = 18$), 2 - перидотиты ($n = 60$), 3 - пироксениты ($n = 19$).
 Габбро-перидотитовая формация: 4 - дуниты ($n = 37$), 5 - перидотиты ($n = 72$), 6 - пироксениты ($n = 18$) и 7 - габброиды ($n = 38$).

Дуниты и перидотиты гипербазитовой формации Среднего Побужья характеризуются наличием двух антагонистических ассоциаций элементов: $Si, Fe^{3+}, Mg, Mn, Cr, Ni, Co$ и $Al, Fe^{2+}, Ca, Ti, Cu, S$ (рис. 44). Отрицательная корреляционная связь Mg и Fe^{2+} , а также Al, Ca и Ti обусловлена особенностями химизма основного породообразующего минерала этих пород - оливина. Нахождение Cr и Mg в одной ассоциации свидетельствует о повышенных концентрациях хромшпинелидов в магнетизальных разновидностях пород, а положительная корреляция Cr и Fe^{3+} указывает на присутствие этого элемента в виде акцессорных хром-

шинелидов. Титан связан положительной корреляционной связью с Fe^{2+} и отрицательной — с Mg , что обусловлено накоплением этого элемента в рудных минералах, а также пироксенах с повышенной железистостью. Положение Na и K в ассоциациях не имеет отчетливых признаков и, по-видимому, обусловлено в значительной степени привнесом этих элементов в процессе метаморфизма.

Представляет интерес положение никеля в геохимических ассоциациях дунитов и перидотитов. Этот элемент располагается в силикатной ассоциации, где он связан с Mg максимальной положительной связью. Магний и никель положительно коррелируются с Fe^{3+} , Mn , Cr и Co , которые расположены по мере ослабления силы связи. Сера находится в антагонистической ассоциации, что свидетельствует о силикатной форме нахождения никеля и отсутствии сульфидной рудообразующей группы $Ni-S$. Медь связана положительной корреляцией с серой.

Пироксениты гипербазитовой формации отличаются геохимическими ассоциациями элементов от дунитов и перидотитов. В этих породах наблюдаются следующие антагонистические ассоциации элементов: $Mg, Fe^{3+}, Mn, Cr, Ni, Co, S, P$ и $Si, Al, Fe^{2+}, Ca, Na, K, Ti, Cu$. Сонахождение $Si, Fe^{2+}, Al, Ca, Na, K$ и Ti в одной ассоциации обусловлено особенностями химизма породообразующих минералов — пироксенов и амфиболов — и наличием в них в виде изоморфной примеси титана. Хром связан положительной корреляционной связью с Mg и Fe^{3+} , и поэтому магниезальные разности пироксенитов характеризуются повышенными содержаниями аксессуарных хромшинелидов. Ni, Co и S , а также Mg находятся в одной ассоциации, причем связь Ni с Mg сильнее, чем с серой. Это свидетельствует о присутствии никеля в силикатной и сульфидной формах.

Породы габбро-перидотитовой формации Среднего Побужья отличаются геохимическими ассоциациями элементов от гипербазитовой (рис. 44). Для дунитов, перидотитов и пироксенитов характерны следующие постоянные антагонистические ассоциации: Si, Ca, Na и Fe^{3+}, S, Cu, Ni, Co . Положение Mg, Fe^{2+}, Al, Cr и других элементов в этих ассоциациях не постоянно: в дунитах Mg, Cr и Al имеют положительную корреляцию с Si, Ca и Na , в перидотитах и пироксенитах — с Fe^{3+}, S, Cu, Ni, Co . Такие ассоциации элементов обусловлены составом породообразующих минералов этих пород — оливинов, пироксенов, серпентина и амфиболов. Особенностью дунитов, перидотитов и пироксенитов является наличие обособленной от петрогенных эле-

ментов группы *Ni, Cu, Co* и *S*, которая связана слабой связью с *Mg*. Такое положение *Ni* и *Co* свидетельствует о том, что в процессе кристаллизации расплавы часть этих элементов изоморфно входила в силикатные минералы, а другая связывалась с серой при образовании сульфидов. Хром располагается в силикатной ассоциации и связан, как и в породах гипербазитовой формации, с *Mg* и Fe^{3+} . Место *Cr* в составе ассоциаций и характер его взаимоотношения с *Ni, Cu, Co* и *S* говорит об отсутствии связи между процессами кристаллизации хромшпинелидов и образования сульфидных минералов.

Габброиды этой формации характеризуются несколько обособленной по силе связи группой *Ni, Cu, Co, S* незначительной по силе положительной связью *Mg* и *Ni*, что указывает на наличие никеля в сульфидной и силикатной формах. Наличие в одной ассоциации *Mg, Ca, Fe^{3+}, Cr* и *Ti* свидетельствует о том, что *Cr* и *Ti* присутствуют главным образом в пироксенах.

Отмеченное выше положение элементов в геохимических ассоциациях пород гипербазитовой и габбро-перидотитовой формаций подтверждает описанные в предыдущих разделах закономерности связи *Ti, Cr, Co* и *Ni* с магниальностью и железистостью пород.

Обобщая приведенные выше данные по распределению в породах габбро-перидотитовой и гипербазитовой формаций юго-западной части Украинского щита петрогенных элементов, элементов группы железа, щелочных и щелочноземельных элементов, следует отметить следующее:

1. Породы архейской и нижнепротерозойской габбро-перидотитовой формации Росинско-Тикичского района и Среднего Побужья имеют сходный химический состав и характеризуются одинаковой магниальностью, железистостью и близкими содержаниями глинозема, кальция и щелочей. Нижнепротерозойские хромитоносные гипербазиты отличаются от пород габбро-перидотитовой формации повышенной магниальностью и основностью и низкими содержаниями глинозема, кальция и щелочей.

2. По химическому составу породы габбро-перидотитовой и гипербазитовой формаций не отличаются от аналогичных и одновозрастных образований Балтийского щита и Воронежского массива. От альпинотипных гипербазитов породы гипербазитовой формации Среднего Побужья отличаются повышенной железистостью.

3. Особенности химического состава исследованных пород закономерно зависят от их минерального состава и химизма породообразующих и рудных минералов.

4. Распределение петрогенных элементов и элементов группы железа в разрезах гипербазитовых массивов равномерное; в габбро-перидотитовых наиболее магнезиальные породы и повышенные содержания хрома, кобальта и никеля приурочены к донным частям тел, что свидетельствует об их дифференцированности.

5. Породы габбро-перидотитовой и гипербазитовой формаций различаются содержаниями титана, хрома и никеля и значениями титан-хромового, титан-железного и хром-алюминиевого отношений. Содержания скандия, ванадия, кобальта и меди и значения скандий-железного и кобальт-никелевого отношений в породах этих формаций довольно близки.

6. Фоновые содержания скандия, титана, ванадия, кобальта и меди в породах гипербазитовой формации близки к кларковым, хрома и никеля несколько выше и почти не отличаются от содержаний в аналогичных разновозрастных образованиях Балтийского щита и Воронежского массива. Содержания элементов группы железа и меди в породах габбро-перидотитовой формации близки к кларковым. Породы этих формаций характеризуются несколько повышенными содержаниями платины, палладия и золота.

7. Породы габбро-перидотитовой и гипербазитовой формаций различаются содержаниями щелочных и щелочноземельных элементов и значениями калий-рубидиевых, натрий-литиевых и барий-стронциевых отношений. По содержанию этих элементов и значениям калий-рубидиевых и барий-стронциевых отношений хромитоносные гипербазиты близки к мантийным альпийским и океаническим гипербазитам, а породы габбро-перидотитовой формации относятся к образованиям с коровыми источниками вещества.

Глава У. НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПЕТРОЛОГИИ УЛЬТРАБАЗИТОВ

Вопросы петрологии ультрабазитов являются наиболее сложными в современной геологии. Они имеют важное значение при изучении земной коры и верхней мантии и прогнозировании полезных ископаемых, связанных с гипербазитами и габброидами.

Проблема природы и генезиса ультрабазитов одна из наиболее сложных в петрологии. Решение ее неразрывно связано с выявлением источников вещества гипербазитов, механизма их образования, возможности существования в земной коре перидотитовых расплавов, времени формирования в процессе геосинклинального и платформенного этапов развития, взаимоотношения с габброидами и эффузивами, а также формационной принадлежности ультрабазитов и связанных с ними габброидов. Так, признание ультраосновных расплавов означает определенный подход к их генезису, решению многих теоретических вопросов и поискам связанных с ними полезных ископаемых. Отрицание перидотитовых расплавов обуславливает совершенно иное толкование генезиса гипербазитов. Важными являются также вопросы, связанные с проблемой серпентинизации гипербазитов, генезисом хромитовых и сульфидных медно-никелевых месторождений.

Существует много гипотез происхождения гипербазитов, однако, несмотря на довольно детальную минералого-петрографическую и геохимическую изученность, многие вопросы генезиса остаются дискуссионными. Эти породы характеризуются крайне противоречивыми признаками, что и обуславливает разнообразие генетических моделей их образования. Следует разграничивать две проблемы происхождения этих пород: положение, характер источника вещества гипербазитов и механизм их образования. Если мантийный источник вещества гипербазитов не вызывает возражений у большинства исследователей, то в отношении механизма их формирования все многочисленные модели можно объединить в три основные группы: магматическую, метасоматическую и протрузивную.

Магматические модели допускают полное или почти полное плавление вещества верхней мантии и образование гипербазитов за счет кристаллизации в земной коре перidotитовых расплавов. Эти модели формирования гипербазитов рассматриваются в работах А.Н.Заварицкого (1961), Н.Д.Соболева (1952, 1962), Х.Х.Хесса (1957), Г.В.Пинуса и др. (1953), Ю.М.Шейнманна (1964), Х.П.Тейлора и Дж.А.Нобла (1963). Гипербазиты могут возникать также и в результате дифференциации в земной коре базальтовой магмы, которая в свою очередь образуется при селективном плавлении вещества верхней мантии. Гипотеза образования этих пород за счет дифференциации базальтовой магмы была выдвинута Н.Л.Боуэном (1934) и поддерживается Н.Д.Соболевым (1964) и другими исследователями (Challis, 1965; Miyashiro, 1967). Трудности, связанные с возможностью существования в условиях земной коры высокотемпературной перidotитовой магмы, в значительной степени снижаются гипотезой "кристаллической каши", предусматривающей внедрение перidotитового вещества в виде агрегата, состоящего из оливина и межзерновой жидкости (Боуэн, Таттл, 1950; Лобрецов, 1964; Кузнецов, 1964; Пинус, Колесник, 1966; Тернер, Ферхуген, 1961). Серьезным доводом против магматических моделей формирования гипербазитов является повсеместное отсутствие контактово-метаморфических ореолов вокруг гипербазитовых тел.

Метасоматическая модель предполагает образование ультрабазитов в результате метасоматической переработки мантийного вещества или основных эффузивов в условиях земной коры (Москалева, 1960; Sørensen, 1967). Эта гипотеза никогда не получала общего признания, однако по ряду косвенных признаков – высоким дисперсиям петрогенных элементов, неоднородным и реликтовым структурам – можно допустить наличие метасоматических гипербазитов.

Протрузивная модель предполагает внедрение значительных масс гипербазитов в твердом или пластическом состоянии в тектонически активные зоны верхних горизонтов земной коры. Эта гипотеза была выдвинута Х.Х.Хессом (Hess, 1962) и Р.С.Дитцем (Dietz, 1963), которые считают океанические гипербазиты выступами верхней мантии, и поддерживается многими исследователями (Книппер, 1963; Рингвуд и др., 1968; Рингвуд, 1972; Бойд, Мак-Грегор, 1968; Удинцев, Чернишова, 1966; Шейнманн, 1968; Hess, 1966; Green, 1967; Thayer, 1967; Willie, 1967, 1969). Габброиды, часто сопровождающие гипербазиты в офиолитовых ассоциациях, естественно не могут образоваться при дифференциации перidotитовой магмы при их протрузивном генезисе и,

вполне вероятно, являются продуктами более позднего воздействия габбровых расплавов на гипербазиты или имеют метасоматический генезис (Пинус и др., 1973, 1974).

Проведенные в последние годы геофизические, петрологические и экспериментальные исследования позволили установить латеральную зональность строения верхней мантии и земной коры, выяснить термодинамические условия существования вещества ниже поверхности Мохоровичича, рассчитать температуру и давление на соответствующих глубинах, предложить модели селективного плавления вещества мантии с выплавлением базальтов с образованием тугоплавкого остатка альпийно-типных гипербазитов. В основании земной коры давление составляет $9-12 \cdot 10^8$ Па, в области волновода Гутенберга повышается до $50 \cdot 10^8$ Па, а температура колеблется от 300 до 1400°C . Применение в петрологии достижений физики высоких давлений позволило расширить представления об агрегатном состоянии вещества и термодинамических превращениях силикатных систем при давлениях от 3 до $100 \cdot 10^8$ Па, что отвечает глубинам от 10 до 250-300 км. Эта область астеносферы является непосредственно ареной возникновения первичных магм мантийного генезиса (Белоусов, 1966, 1968; Грин, Рингвуд, 1968; Магницкий, 1965; Куно, 1972; Шейнманн, 1961, 1968, 1969). Однако до настоящего времени вопросы РТ-условий образования и существования в мантии и земной коре самостоятельных ультраосновных расплавов, механизма их образования и подъема в верхние горизонты земной коры полностью не решены и являются дискуссионными (Пинус и др., 1973).

Экспериментальные исследования Л.Х.Грина и А.Э.Рингвуда (1968) позволяют определить глубины образования ультрабазитов, так как любая минеральная ассоциация устойчива в определенных РТ-условиях. По экспериментальным данным шпинелевый перидотит с ассоциацией оливин + пироксен + шпинель устойчив в диапазоне Р - от 18 до $30 \cdot 10^8$ Па и Т - от 1300 до 1400°C , что отвечает интервалу глубин 60-100 км. Близкие значения РТ-условий устойчивости пород с ассоциацией оливин + пироксен + шпинель приводятся и другими исследователями (Mac-Gregor, 1965). При более высоких давлении и температуре наблюдается переход этой ассоциации в ассоциацию оливин + пироксен + гранат (гранатовый перидотит). Таким образом, нижним пределом глубины, на которой могут образоваться в условиях верхней мантии породы с ассоциацией оливин + пироксен + шпинель, следует считать 100 км. Верхняя граница образования шпинелевого перидотита определяется областью устойчивости ассоциации оливин + пироксен + платиоклаз + шпинель (пла-

гиоклазовый перидотит), которая соответствует давлению в $3 \cdot 10^8$ Па и температуре 1000°C , что соответствует глубине порядка 10 км (Anastasion, Seifert, 1972). Приведенные данные свидетельствуют о довольно широком интервале глубин (около 90 км), на которых могут образоваться в верхней мантии и земной коре шпинелевые и плагиоклазовые перидотиты.

Данные космохимии, геофизические и петрохимические исследования позволяют считать состав верхней мантии ультраосновным. Обзор существующих точек зрения по этому вопросу приводится в работах В.В.Белусова (1966, 1968). Часть исследователей отдает предпочтение метеоритному составу верхней мантии, исходя из представлений о том, что Земля сформировалась в результате аккумуляции космического вещества (Виноградов, 1961). Большинство исследователей считают, что состав верхней мантии отвечает пиролиту, который состоит из трех частей перидотита и одной части базальта и представлен следующей ассоциацией минералов: оливин + глиноземистый энстатит + глиноземистый диопсид + шпинель (Грин, Рингвуд, 1968). При частичном плавлении пиролита можно получить до 30% базальтовых выделов различного состава в зависимости от давления и температуры.

Б.Г.Лутцем (1975), на основании исследований состава мантийных пород — альпинотипных и океанических гипербазитов, глубинных шпинелевых и гранатовых перидотитов — предложена модель состава мантии. Эта модель Б.Г.Лутца наряду с пиролитом по А.Э. Рингвуду является наиболее вероятным составом вещества мантии Земли.

Таким образом, ультрабазиты складчатых областей являются продуктами эволюции верхней мантии и связаны с геосинклинальными этапами развития Земли. Альпинотипные гипербазиты представляют собой тугоплавкий остаток вещества верхней мантии после выплавления базальтов толеитового ряда на ранних этапах развития эвгеосинклиналей. Эффузивные фации ранних этапов развития геосинклиналей — базальты толеитового ряда — и вещество альпинотипных гипербазитов по времени образования одновозрастны, хотя ультраосновные породы внедрялись по зонам глубинных разломов в верхние горизонты земной коры после излияния эффузивов. Излияния базальтов и внедрение гипербазитов неразрывно связаны с глубинными разломами. Образование ультрабазитов габбро-перидотитовой формации происходит на заключительных этапах формирования геосинклинальных областей, и они являются образованиями с коровыми источниками вещества, возможно, продуктами дифференциации в земной коре базальтовой магмы.

Решение вопросов генезиса и петрологии гипербазитов в настоящее время невозможно без формационного анализа. Учение о формациях отражает одну из наиболее сложных проблем современной петрологии. Формационному анализу посвящены многочисленные исследования В.В. Белоусова, Н.В. Вассоевича, Н.С. Шатского, Ю.А. Кузнецова, Н.П. Хераскова, Г.И. Заридзе, А.А. Маракужева, И.С. Усенко и др. Очень многие важные вопросы формационного анализа, включая такие понятия, как формации и фации, объем формаций, критерии для выделения формаций и др., в настоящее время являются объектом дискуссий (Устиев, 1970).

Анализируя многочисленные схемы формационного деления гипербазитов и понятий формация и фация, можно выделить два различных подхода: 1) формация как объективная категория выделяется на основании объективных геологических критериев — парагенезиса, состава, возраста, приуроченности к определенным геологическим структурам и др.; 2) формация как субъективная категория, зависит от точки зрения отдельных исследователей и заранее заданной схемы. Эти точки зрения в понимании формаций были отмечены Ю.А. Кузнецовым (1964). В любой классификации формаций, выделенных по объективным признакам, отношение между входящими в данную формацию членами определяется либо единством магмы, либо единством структур и таким образом всегда несет элементы гипотезы. В соответствии с современными представлениями о магматических формациях их классификация зависит от целенаправленности формационного анализа и должна строиться преимущественно по генетическому признаку.

Попытка объединения обеих точек зрения на определение магматической формации сделана формационной комиссией Межведомственного петрографического комитета (Устиев, 1970). По мнению комиссии, понятие магматической формации должно включать следующие пять требований: 1) закономерная повторяемость типов магматических сообществ, 2) парагенетическое единство всех членов сообществ, которое является следствием единства магматического источника или общего порообразующего процесса, 3) единство геолого-структурного положения и тектонического режима формирования, 4) связь с единым этапом тектономагматической эволюции и 5) сходство петрографических, петрохимических и металлогенетических признаков. Однако определения магматической формации комиссией не было дано.

К одной из первых формационных систем для магматических пород относится классификация формаций Ф.Ю. Левинсона-Лессинга (1933), в которой формация определялась как совокупность всех пород, связанных

с кристаллизацией какой-либо магмы, т.е. породы, из нее возникающие. Выделение двух генетических типов гипербазитов — продуктов селективного мантийного субстрата и дифференциатов базальтовой магмы — было впервые предложено Х.Х.Хессом (Hess, 1938). Такое подразделение гипербазитов нашло отражение в большинстве последующих классификаций этих пород.

К числу петрохимических классификаций гипербазитов, основанных на генетических признаках, относится схема Н.Л.Соболева (1959), в которой выделены ультрамагбазиты — производные самостоятельной перидотитовой магмы, ультрафербазиты — дифференциаты габбровой магмы и ультраальбазиты, связанные со щелочно-ультраосновными магмами.

Генетической классификацией, главные таксономические группы которой выделяются по составу исходной магмы, является классификация В.И.Попова (1966). Производные ультраосновной магмы объединяются им в парагенетический ряд формаций гипербазитов, куда включены семейства формаций перидотитов, щелочных перидотитов, океанитоидов и щелочных океанитоидов. Важным преимуществом данной классификации является то, что эффузивные и интрузивные породы, начиная с комплекса формаций, рассматриваются как независимые таксономические группы. Такой подход является новым по сравнению с предыдущими и многими последующими классификациями гипербазитов. Так, например, в одной из первых зарубежных классификаций Ф.Тернера и Дж.Ферхугена (1961) принимается полная эквивалентность состава интрузивных и эффузивных аналогов и отмечается, что название ассоциации — плутоническая или вулканическая — дело вкуса. В этой классификации дифференцированные батолиты бушвельдского типа рассматриваются как члены вулканической ассоциации ввиду эквивалентности базальтам по химическому составу.

Развитием идей о двух принципиально различных источниках вещества гипербазитов является классификация П.И.Смолина (1964), который выделяет 6 формаций ультраосновных пород: дунит-гарцбургитовую раннегеосинклинальную, дунит-клинопироксенит-габбровую — среднегеосинклинальную, вермит-габбро-диабазовую — раннеплатформенную, гарцбургит-ортопироксенит-норитовую — платформенную, кимберлитовую — среднеплатформенную и клинопироксенит-ийолитовую — позднеплатформенную. Каждая из этих формаций обладает закономерно повторяющимися гипербазитовыми сериями с устойчивыми комплексами петрографических, минералогических, петрохимических и металлогенических

признаков и занимает определенное место в эволюции основных структур земной коры. С собственно мантийными источниками здесь связываются только дунит-гарцбургитовая и кимберлитовая формации, остальные формации образуются за счет базитовой магмы, и их различия обусловлены типом дифференциации.

По геологическим, петрографическим и генетическим признакам П.Уилли (1967) выделяет II ассоциаций (формаций) гипербазитов, каждая из которых имеет более дробные подразделения: I) расслоенных габбро-норит-перидотитовых крупных интрузий, 2) ультраосновных пород в дифференцированных силлах и малых интрузиях, 3) концентрически зональных массивов дунит-пикритов, 4) альпинотипных перидотит-серпентинитов, 5) серпентинитов океанических областей, 6) второстепенных составляющих батолитовых комплексов, 7) щелочных ультраосновных пород в кольцевых комплексах, 8) кимберлитов, 9) ультраосновных лав, 10) ультраосновных включений и II) метаморфических и метасоматических ультраосновных пород.

Принципы классификации П.Уилли частично использованы Н.П.Михайловым (1972), который по типу исходных магм, геолого-структурному положению, времени проявления в развитии геотектонических структур, петрографическим и геохимическим особенностям выделяет I2 ассоциаций (формаций) гипербазитов. Основными подразделениями его классификации являются: I) глубинная ассоциация пироповых перидотитов, 2) интрузивные ассоциации шпинелевых ультрабазитов и габбро-производных первичной перидотитовой магмы и 3) интрузивные ассоциации основных и ультраосновных пород - производных базальтовой магмы.

Наибольшим признанием у советских исследователей пользуется классификация формаций Ю.А.Кузнецова (1964). Под формацией здесь понимается естественное сообщество пород, возникшее в определенной геологической обстановке и отвечающее определенным этапам развития того или иного участка земной коры. Ю.А.Кузнецов выделяет две собственно геосинклинальные формации гипербазитов - гипербазитовую и габбро-пироксенит-дунитовую и две платформенные - кимберлитовую и центральных интрузий щелочных пород и ультрабазитов с карбонатами. К особым типам формаций древних щитов относятся формации дифференцированных габбро-норитовых интрузий и анортозитов.

По характеру главных классификационных признаков близкой к описанной является классификация авторов карты магматических фор-

маций СССР, выделивших три собственно геосинклинальных формации - габбро-перидотитовую, перидотит-пироксенитовую и дунит-пироксенит-габбровую, а в пределах платформ - перидотит-пироксенит-норитовую, щелочно-ультраосновную и кимберлитовую (Карта магматических формаций СССР, 1971). По аналогичному принципу построена классификация С.С.Виминой (1973), который гипербазитовую формацию Ю.А.Кузнецова разделил на дунит-гарибургитовую и дунит-верлитовую.

Классификация формаций гипербазитов приводится в работе Н.В.Павлова и И.И.Григорьевой-Чуприной (1973), которые выделяют дунит-гарибургитовую, дунит-пироксенит-габбровую, перидотит-габбро-норитовую и горнблендит-кортландитовую геосинклинальные и щелочно-ультраосновную, кимберлитовую, диабаз-пикритовую и габбро-норит-перидотитовую (стратиформирующую) платформенные. С.В.Москалева (1974) в геосинклинальных областях выделяет три формации гипербазитов: дунит-гарибургитовую, дунит-диаллагит-габбровую и гарибургит-дунит-клинопироксенит-габбровую. Г.В.Пинус и др. (1973, 1974) для геосинклинальных областей предлагают выделять только одну формацию альпинотипных гипербазитов, а все остальные формации складчатых областей относить к продуктам взаимодействия гипербазитов с более молодыми габброидными интрузиями.

В свете изложенного особенно сложной представляется система классификации формаций гипербазитов по генетическому признаку. Установленным в настоящее время можно считать, что три группы гипербазитов, которые занимают крайне различные места в структурах земной коры, различаются по составу петрогенных и редких элементов и парагенетическим ассоциациям пород, представляют различные в генетическом отношении типы ассоциаций гипербазитов, и в генетической классификации формаций не может вызывать особых возражений выделение трех основных формаций: 1) альпинотипных и океанических гипербазитов, 2) гипербазитов дифференцированных комплексов и 3) щелочных гипербазитов со сложной парагенетической ассоциацией сопровождающих их кимберлитов, карбонатитов и других пород.

В пределах Балтийского щита А.И.Богачевым и др. (1971), Л.А.Виноградовым (1971), С.И.Заком и др. (1975), В.К.Козловым и др. (1967), Н.М.Чернышовой и др. (1976) выделяются гипербазитовая и габбро-перидотитовая геосинклинальные формации и платформенные формации дифференцированных габбро-норитовых интрузий, щелочных гипербазитов и анортозитов. Габбро-перидотитовая и гипербазитовая формации связаны

с архейским и нижнепротерозойскими тектоно-магматическими этапами развития щита, формация дифференцированных габбро-норитовых интрузий — со среднепротерозойским субплатформенным. Габбро-анортозитовая формация Балтийского щита относится к геосинклинальным образованиям (Биркис и др., 1976; Мошкин, Лагелайская, 1972).

Воронежский массив характеризуется наличием геосинклинальных архейской габбро-перидотитовой и нижнепротерозойской гипербазитовой формаций (Чернышов и др., 1972, 1976). Со среднепротерозойским субплатформенным этапом развития связана формация дифференцированных габбро-норитовых интрузий. Габбро-анортозитовая формация здесь не установлена.

В пределах Украинского щита довольно широко распространены ультраосновные породы, которые связаны с геосинклинальными и платформенными тектоно-магматическими этапами развития (Усенко, 1953, 1958, 1960; Ладиева, 1962; Бурцева и др., 1976). И.С.Усенко с архейским и нижнепротерозойским этапами развития связывает габбро-перидотитовую формацию (Усенко, 1953, 1960; Усенко и др., 1963, 1974). Проведенные в последние годы исследования позволили выделить нижнепротерозойскую гипербазитовую формацию в юго-западной и центральной частях Украинского щита (Каневский и др., 1969, 1973; Фокин и др., 1971, 1974; Хмара, Гаев, 1970; Чернышов и др., 1975). Архейская и нижнепротерозойская габбро-перидотитовая формация распространены в пределах всего щита. В качестве критериев для формационного расчленения ультрабазитов использованы следующие: 1) время проявления в эволюции тектоно-магматических структур, 2) геолого-структурное положение и морфология ультрабазитовых тел, 3) особенности петрографического состава пород, породообразующих и рудных минералов, 4) петрохимические и геохимические особенности пород и 5) металлогенические признаки пород. Эти критерии в основном отвечают пяти требованиям, которые определяют магматическую формацию (Устиев, 1970).

В предыдущих разделах работы приведены результаты изучения геолого-структурного положения и морфологии ультрабазитовых тел, времени проявления в развитии тектоно-магматических структур, петрографических особенностей пород и состава породообразующих и рудных минералов, закономерностей распределения петрогенных и малых элементов, на основании которых выделены гипербазитовая и габбро-перидотитовая формации. Следует подчеркнуть, что только

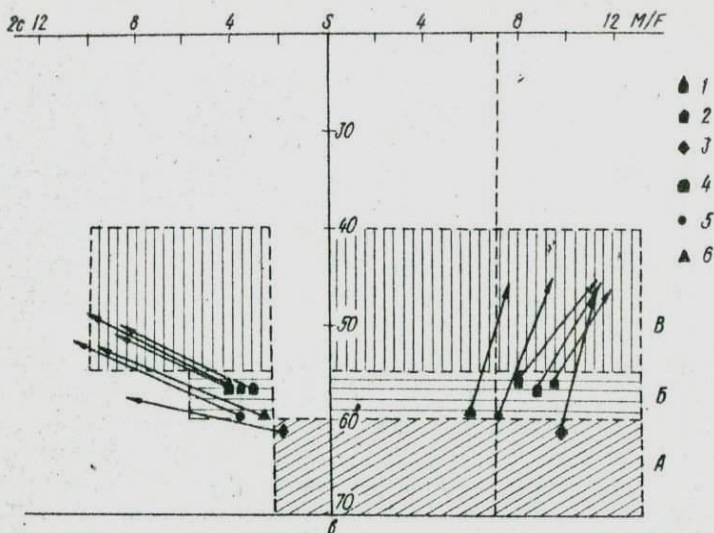


Рис.45. Диаграмма средних химических составов мантийных пород, гипербазитовой и габбро-перидотитовой формаций юго-западной части Украинского щита:

1 - пиродит (А.Э.Рингвуд, 1968), 2 - состав мантии (Б.Г.Лутц, 1975), 3 - альпинотипные гипербазиты (В.В.Велинский и др., 1970), 4 - океанические гипербазиты (Л.В.Дмитриев, 1973), 5 - средний состав гипербазитовой и 6 - габбро-перидотитовой формаций юго-западной части Украинского щита. Заштрихованы поля дунитов (А), перидотитов (Б) и пироксенитов (В) по Н.Д.Соболеву (1959).

комплексное использование всех указанных критериев и признаков позволяет с достаточной надежностью проводить формационный анализ ультрабазитов.

Представляет интерес сравнение состава пород гипербазитовой формации юго-западной части Украинского щита с составами верхней мантии, альпинотипных и океанических гипербазитов. В табл. 23 приведены средние химические составы пиродита по А.Э.Рингвуду, мантии по Б.Г.Лутцу, эклогита, глубинного шпинелевого перидотита, океанических и альпинотипных гипербазитов, пород гипербазитовой и габбро-перидотитовой формации, причем средние составы исследованных пород рассчитывались с учетом количественного соотношения разновидностей. Породы гипербазитовой формации по содержанию петрогенных элементов довольно близки к альпинотипным и океаническим ги-

пербазитам, но характеризуются повышенной железистостью и более низкой магнезиальностью. Повышенная железистость пород гипербазитовой формации по сравнению с альпинотипными гипербазитами характерна также для Балтийского щита и Воронежского массива. Отмеченная особенность состава этих пород иллюстрируется диаграммой средних химических составов Н.Д.Соболева, где вектор описываемых гипербазитов сдвинут влево, в сторону меньших значений магнезиальности (рис. 45).

По содержанию элементов группы железа, а также щелочных и щелочноземельных элементов и значениям отношений $Ti/\Sigma Fe$, Ti/Cr , Cr/Al , K/Rb и Ba/Sr исследованные гипербазиты близки к альпинотипным и океаническим гипербазитам (см. рис. 25, 29, 30, 41, 42). От глубинных шпинелевых перидотитов гипербазиты отличаются магнезиальностью, но близки по содержаниям элементов группы железа и щелочноземельных элементов. Особенностью пород гипербазитовой формации является повышенное содержание хрома (см. табл. 23).

Сопоставление составов пиролита по А.Э.Рингвуду и мантии по Б.Г.Лутцу с гипербазитовой формацией Среднего Побужья показывает незначительные различия в содержаниях петрогенных элементов, однако породы гипербазитовой формации менее магнезиальны и более железисты (см. табл. 23 и рис. 45). Довольно близки содержания элементов группы железа, щелочных и щелочноземельных элементов, за исключением хрома, а также натрия, ввиду чего они несколько различаются значениями хром-алюминиевого и натрий-литиевого отношений (см. рис. 30 и 42).

Таким образом, проведенное сравнение химического состава пород нижнепротерозойской гипербазитовой формации юго-западной части Украинского щита с молодыми альпинотипными гипербазитами позволило выявить их сходство и отнести ее к докембрийским аналогам альпинотипных гипербазитов.

Средний состав пород габбро-перидотитовой формации юго-западной части Украинского щита отличается содержаниями петрогенных элементов, а также элементов группы железа, щелочных и щелочноземельных элементов, значениями отношений $Ti/\Sigma Fe$, Ti/Cr , Cr/Al , Na/Zi и Ba/Sr от мантийных гипербазитов, а также хромитоносных гипербазитов Среднего Побужья. По составу эти породы довольно близки к мантийным эклогитам (см. табл. 23).

Формирование пород гипербазитовой и габбро-перидотитовой формации в юго-западной части Украинского щита представляется следую-

щим образом. В процессе развития архейской геосинклинальной зоны в пределах Росинско-Тикичского района происходили излияния океанических базальтов, представленных в настоящее время аподиобазовыми и алопорфиритовыми амфиболитами, и накопление терригенно-осадочных образований. На заключительных этапах развития этого района по зонам глубинных разломов произошло внедрение в эффузивно-осадочные образования ультраосновных и габброидных расплавов, в результате кристаллизации которых сформировались габбро-перидотитовые массивы. Наличие в этих породах двух генераций амфиболов позволяет выделить два этапа метаморфизма (Фомин и др., 1973). С первым этапом метаморфизма связана серпентинизация и частичная амфиболизация ультрабазитов; со вторым — амфиболизация ультрабазитов и габброидов с образованием роговой обманки второй генерации. Этот процесс был обусловлен гранитизацией, РТ-условия которой соответствовали амфиболитовой фации метаморфизма. Два этапа метаморфизма пород Росинско-Тикичского района описаны также М.А.Ярошук (1965) и И.Б.Щербачевым (1975).

Образование нижнепротерозойских хромитоносных гипербазитов связано с развитием энгеосинклинальной зоны в пределах Первомайско-Голованевского синклиория. В начальных этапах развития энгеосинклинали происходили излияния океанических базальтов, которые представлены в настоящее время кристаллосланцами, а затем по зонам глубинных разломов, которые служили подводными каналами, произошло внедрение гипербазитовых расплавов. Эти расплавы — продукты селективного плавления вещества верхней мантии, внедрение их по зонам разломов обусловило локализацию гипербазитовых тел вдоль Побужской зоны глубинных разломов и описанные выше минералого-петрографические и геохимические особенности пород.

Породы габбро-перидотитовой формации Среднего Побужья сформировались на заключительных этапах развития геосинклинальной зоны и относятся к позднегеосинклинальным образованиям. Эти породы являются коровыми дифференциатами базальтовой магмы, которая в свою очередь образовалась в процессе селективного плавления мантийного вещества. Внедрение расплавов в верхние зоны земной коры происходило по глубинным разломам, которые, по всей вероятности, служили подводными каналами как для гипербазитовых, так и для габбро-перидотитовых расплавов. Этим и объясняется наличие рвущих габброидов в Капитановском, Лишиговском и других гипербазитовых массивах. Локализация габбро-перидотитовых расплавов происходила в межластовых по-

лостях, что привело к образованию значительных по размерам межпластовых интрузивных тел, которые впоследствии принимали участие в складчатости и в настоящее время локализованы в синклиналих структурах. В процессе формирования габбро-перидотитовых массивов большое значение имели процессы внутрикамерной дифференциации, которые обусловили описанное выше строение интрузивных массивов.

С гипербазитовыми телами Среднего Побужья связаны месторождения и рудопроявления хромитов. Генезис этих месторождений невозможно рассматривать в отрыве от проблемы природы и генезиса гипербазитов. Обзор современных представлений о генезисе хромитов приводится в работах Н.В.Павлова и др. (1968, 1973), а также С.В.Москалевой (1974) и Г.Каадена (1964). Многие вопросы генезиса хромитовых руд до настоящего времени являются дискуссионными.

Большинство месторождений хромитов связано с альпинотипными гипербазитами, хотя известны месторождения, связанные с платформенной формацией дифференцированных габбро-норитовых интрузий (Бушвелд, Стиллутер). Подавляющее большинство исследователей относят хромитовые руды к собственно магматическим образованиям. Источником рудного вещества является верхняя мантия, а концентрация хромшпинелидов происходит, по всей вероятности, в подкоровых условиях. Внедрение рудного концентрата, формирование и окончательное становление хромитовых месторождений подчинено прототектонике и особенностям морфологии гипербазитовых массивов. Однако, как отмечают Н.В.Павлов и И.И.Григорьева-Чупринина (1973), механизм формирования этих месторождений полностью не ясен и экспериментально не изучен.

Проведенное изучение Капитановского и Липовеньковского месторождений хромитов и Первомайского и Заводского рудопроявлений свидетельствует о том, что они являются собственно магматическими образованиями. Формирование их происходило на завершающих этапах становления гипербазитовых тел. Внедрение рудного концентрата в гипербазиты происходило по зонам глубинных разломов из подкоровых глубин (Каневский, Фомин, 1973). По содержанию щелочных элементов и значениям K/Rb и Na/Zr отношений рудообразующие хромшпинелиды довольно близки к вмещающим их дунитам и перидотитам (см. табл. 22). Однако, как отмечалось выше, для них характерны более высокие содержания бария и стронция. Высокая железистость хромитов обусловлена повышенной железистостью вмещающих их гипербазитов.

С платформенным этапом развития Украинского щита связаны среднепротерозойские формации дифференцированных габбро-норитовых интрузий, габбро-анортозитовая и щелочно-ультраосновная. К формации дифференцированных габбро-норитовых интрузий относятся ультраосновные и основные породы девладовского комплекса, которые слагают дайкообразные тела вдоль широтной зоны разломов в центральной части щита (Фомин и др., 1977). Габбро-анортозитовая формация распространена в пределах Коростенского и Корсунь-Новомиргородского плутонов.

В последние годы в Приазовье обнаружены ультраосновные щелочные породы и карбонатиты, которые приурочены к Черниговской зоне разломов (Лапицкая и др., 1974; Осадчий и др., 1975; Глевасский, Кривдик, 1977). По всей вероятности, Приазовье является не единственным местом проявления щелочноультраосновной формации выявленные ее возможно в других районах Украинского щита.

Несколько сложнее обстоит дело с выяснением формационной принадлежности ультрабазитов и габброидов Октябрьского щелочного массива в Приазовье (Фомин и др., 1974). Это в первую очередь относится к определению комагматичности основных, ультраосновных и щелочных пород Октябрьского массива. Разрыв во времени формирования этих пород массива позволяет некоторым исследователям отрицать генетическую связь этих пород, однако вполне вероятно, что ультрабазиты и габброиды относятся к габбро-верлитовой формации.

В настоящее время нет достаточного количества данных для выделения в пределах Украинского щита метаультрабазитовой формации. Выделение этой формации по геолого-структурным, минералого-петрографическим и геохимическим признакам затруднительно ввиду сложной истории формирования этих пород. Однако по целому ряду признаков следует допустить существования этой метасоматической формации ультрабазитов на Украинском щите.

Таким образом, в пределах Украинского щита можно выделить два типа формаций ультрабазитов — древних складчатых областей и платформенные. К формациям древних складчатых областей относятся гипербазитовая, габбро-перидотитовая и метаультрабазитовая, к платформенным — дифференцированных габбро-норитовых интрузий (габбро-норит-гипербазитовая), габбро-анортозитовая, щелочно-ультраосновная и габбро-верлитовой.

Глава VI. ПЕРСПЕКТИВЫ РУДОНОСНОСТИ УЛЬТРАБАЗИТОВ

Проблема рудоносности ультрабазитов и габброидов является одной из актуальных в современной геологии, так как с этими породами генетически связаны месторождения хромитов, сульфидных медно-никелевых руд, платиноидов, титана, железа, алмазов и других полезных ископаемых, которые играют огромную роль в расширении минерально-сырьевой базы нашей страны. Поэтому одной из важнейших задач геологии является прогнозирование и поиски этих полезных ископаемых.

Вопросы рудоносности ультрабазитов и габброидов рассматриваются в работах А.И. Богачева и др. (1965, 1971), М.Н. Годлевского (1968), Г.И. Горбунова (1968), Е.К. Козлова и др. (1967), Н.В. Павлова и др. (1968, 1973), Н.Д. Соболева (1962), П.П. Смолина (1964), Н.М. Чернышова (1971) и других исследователей. Как известно, с каждой формацией ультрабазитов генетически связаны определенные полезные ископаемые: с альцинотипными гипербазитами — хромиты, с габбро-перидотитовой формацией и дифференцированными габбро-норитовыми интрузиями — медно-никелевые руды и платиноиды, с кимберлитами — алмазы и т.д. Изучение рудоносности ультрабазитов связано с выяснением условий, способствующих концентрации рудных элементов в процессе магматической дифференциации и формирования интрузий. Для решения этих вопросов необходимо комплексное исследование геолого-структурных условий формирования гипербазитовых и габбро-перидотитовых интрузий, выяснение источников рудного вещества, изучение минералогопетрографических и геохимических особенностей пород с использованием формационного анализа.

Проведенные исследования ультрабазитов юго-западной части Украинского щита позволяют выявить перспективы рудоносности пород гипербазитовой и габбро-перидотитовой формаций. С гипербазитовыми телами связаны месторождения и рудопроявления хромитов (Ткачук, 1940; Усенко, 1958; Ершов, 1960; Каневский, Фомин, 1973). В габ-

бро-перидотитовых массивах установлен ряд проявлений сульфидной медно-никелевой минерализации (Фомин, Каневский, 1975; Злобенко и др., 1977). В коре выветривания ультраосновных пород гипербазитовой и габбро-перидотитовой формаций разведаны месторождения силикатного никеля и на их базе построен и работает Побужский никелевый завод. Однако он не полностью обеспечен запасами, а перспектива их наращивания за счет разведки новых месторождений ограничена. Поэтому представляет интерес оценка перспектив никеленосности габбро-перидотитовых массивов, в частности возможности выявления в них сульфидных медно-никелевых рудопроявлений и месторождений.

Характерной особенностью докембрийских сульфидно-медно-никелевых месторождений всего мира является сходство геолого-структурного положения, генезиса и связь их с дифференциатами базальтовой магмы, дифференцированными базит-ультрабазитовыми интрузиями и определенными тектоно-магматическими этапами. Все эти месторождения сформировались на завершающих этапах складчатости, реже в периоды тектонической активизации платформы, имеют довольно выдержанный минералогический состав и характеризуются специфическими петрохимическими и геохимическими особенностями. Наиболее продуктивной эпохой формирования медно-никелевых месторождений в докембрии является средний протерозой, хотя известны архей, ниже- и верхнепротерозойские месторождения.

Образование сульфидных медно-никелевых месторождений генетически связано с интрузиями ультрабазитов и габброидов, и представлены они двумя типами руд: сингенетическими вкрапленными в материнских породах и эпигенетическими прожилково-вкрапленными и сплошными рудами, которые располагаются на контактах с вмещающими породами, во вмещающих и материнских породах. Генетическая связь этих руд с дифференциатами базальтовой магмы и наличие двух типов оруденения не вызывает сомнений, однако в отношении представлений о природе, времени, месте и физико-химических процессах рудообразования существуют расхождения. Наиболее полные сводки гипотез о происхождении медно-никелевых месторождений приводятся в работах М.Н.Годлевского (1961), Г.М.Горбунова (1968) и Н.М.Чернышова (1971). Различные представления о генезисе этих месторождений оформились в виде двух гипотез: ликвационно-магматической и гидротермальной (или инфильтрационно-метасоматической).

Ликвационно-магматической модели генезиса медно-никелевых месторождений придерживается большинство советских и зарубежных иссле-

дователей. Эти представления были выдвинуты Лж. Фогтом (Vogt 1923) и позднее развиты в трудах А.Н.Заварицкого (1926), В.К.Котульского (1948), М.Н.Годлевского (1959, 1961, 1963, 1968), Г.И.Горбунова (1968) и Н.М.Чернышова (1971). В основе этой модели лежит представление о возникновении месторождений в ранний магматический этап в результате дифференциации и ликвации базальтовой магмы, способной растворить и содержать 1-2% сульфидов никеля и меди. В результате процессов ликвации происходит образование сингенетических вкраплений руд в виде донных и висячих залежей, связанных с различными по составу породами. Основные положения ликвационно-магматической теории удовлетворительно объясняют многие особенности происхождения медно-никелевых месторождений, они подтверждены экспериментально Я.И.Ольшанским и служат обоснованием для разработки поисковых критериев. Одним из доказательств возможности концентрации сульфидов никеля и меди в собственно магматическую стадию является постоянное присутствие сульфидных включений в оливинах и пироксенах (Вахрушев, Прокшцев, 1969).

Согласно гидротермальной модели, которая получила развитие в работах Н.А.Елисеева и др. (1961), Э.Н.Елисеева (1959), Г.И.Кавардина и И.Н.Горяинова (1967), А.М.Виленского (1967) и В.В.Золотухина и др. (1967, 1975), образование медно-никелевых руд связано с воздействием постмагматических растворов на ультрабазиты и габброиды. Одним из оснований для такого вывода служит приуроченность оруднения к наложенным структурам и наличие рудного метасоматоза. Однако сторонники этой модели расходятся в вопросах гидротермального и инфильтрационно-метасоматического генезиса сульфидных медно-никелевых руд.

Проблема генезиса сульфидных медно-никелевых руд является довольно сложной в петрологии и учении о рудных месторождениях. Ликвационно-магматическая и гидротермальная модели не являются универсальными и поэтому не могут дать полного объяснения широкому разнообразию форм сульфидного оруднения и наличию сингенетических и эпигенетических руд. Как справедливо отмечают М.Н.Годлевский (1968) и Г.И.Горбунов (1968), ликвационно-магматическая гипотеза исходит из представления о многостадийности процесса формирования медно-никелевых руд, в котором следует выделять собственно магматический, постмагматический и метаморфический этапы.

К докембрийским сульфидным медно-никелевым месторождениям относятся Печенгское и Мончегорское на Балтийском щите, Мамонское в

Поисково-оценочные критерии никеленосности базит-ультрабазитовых комплексов

Поисково-оценочные признаки	Балтийский щит			Воронежский щит
	Аллареченское	Печенгское	Мончегорское	Мамонское
	Г.И. Горбунов (1963), С.И. Зак и др. (1972), А.И. Богачев и др. (1971)	Г.И. Горбунов (1963), А.А. Предковский и др. (1971)	Е.К. Козлов и др. (1967), В.С. Локучаева (1975)	Н.М. Чернышов (1971)
Возраст	Нижнепротерозойский	Среднепротерозойский	Среднепротерозойский	Среднепротерозойский
Тектоно-магматический этап	Раннегеосинклинальный	Позднегеосинклинальный	Платформенный	Платформенный
Формация	Гипербазитовая	Габбро-перидотитовая	Дифференцированных габбро-норитовых интрузий	Дифференцированных габбро-норитовых интрузий
Структурно-тектоническое положение	В синклинальных подзонах древнего антиклинория в сочетании с глубинными разломами	В структурных подзонах синклинория, приурочены к областям максимальных прогибов, осложненных разломами	Пластообразное тело плутона залегает между нижнепротерозойскими и архейскими образованиями и приурочено к региональному разлому	В зонах отслаивания и расчленения на крыльях синклинальных, реже антиклинальных структур, осложненных разломами
Морфология массивов	Недифференцированные удлиненные линзовидные тела в ядрах синклинальных структур. 233 тела. Длина 50-1500 м	Дифференцированные сложно изогнутые межластовые тела, реже недифференцированные линзовидные. 117 тел. Длина	Дифференцированные многофазные массивы Мончегорского плутона	Дифференцированные многофазные и слабо дифференцированные тела овальной и линзовидной формы. 85 тел

200-700 м

Ассоциации пород и состав породообразующих минералов	Оливиниты, гарцбургиты и пироксениты $f_{Ol} = 14-36\%$ (21%), $f_{Гл} = 9-23\%$ (16%)	Оливиниты, вердиты, пироксениты и габбро $f_{Ol} = 19-29\%$ (23%), $f_{Ди} = 18-38\%$ (26%)	Оливиниты, гарцбургиты, пироксениты, габбро-нориты, руды локализованы в габбро-норитах $f_{Ol} = 12-26\%$ (13%), $f_{Гл} = 14-32\%$ (24%), $f_{Ди} = 12-28\%$ (19%)	Дуниты, перидотиты, пироксениты, габбро-нориты $f_{Ol} = 14-25\%$ (13%), $f_{Гл} = 3-30\%$ (19%), $f_{Ди} = 5-17\%$ (11%)
Ассоциации рудных минералов	<i>Мт</i> , сингенетическая и эпигенетические <i>Пн + Хп + Пен + Куб + Мил</i>	<i>Мт</i> , <i>Ил</i> , сингенетическая <i>Пн + Хп + Пен</i>	<i>Мт</i> , <i>Хр</i> , сингенетическая <i>Пн + Хп + Пен</i>	<i>Хр</i> , <i>Мт</i> , сингенетическая <i>Пн + Хп + Пен + Пт</i>
Петрохимические особенности	$M/F = 4, I = 4,3(4,5)$, $F = 17,1-19,1\%$ (13,1), $b = 62,3, m' = 30, n = 65,3, a:c = 1,2 CaO + Na_2O + K_2O = 3-12\%$	$M/F = 0,7-3,6(0,9)$, $F = 21,5-59,2\%$ (32,8), $b = 50,0, m' = 60,9, n = 78,9, a:c = 0,9 CaO + Na_2O + K_2O = 6-18\%$	$M/F = 1,3-6,1(3,8)$, $F = 13,5-35,9\%$ (23,6), $b = 43,5, m' = 63,3, n = 83,2, a:c = 0,7 CaO + Na_2O + K_2O = 1-13\%$	$M/F = 1,5-4,7(3,1)$, $F = 16-40,7\%$ (22,5), $b = 35,6, m' = 65,8, n = 32,7, a:c = 1,3 CaO + Na_2O + K_2O = 3-10\%$
Геохимические особенности	$Ni = 0,22, Cu = 0,02, Co = 0,012, S = 0,28, Ti = 0,23, Cr = 0,43, Ti/Fe = 2,3, Ti/Cr = 0,65, Cr/Al = 0,43, Cr/V = 65,3, Co/Ni = 0,06$	$Ni = 0,12, Cu = 0,024, Co = 0,011, S = 0,30, Ti = 1,03, Cr = 0,13, Ti/Fe = 3,1, Ti/Cr = 6,0, Cr/Al = 0,06, Cr/V = 13,9, Co/Ni = 0,09$	$Ni = 0,14, Cu = 0,025, Co = 0,012, S = 0,27, Ti = 0,19, Cr = 0,24, Ti/Fe = 2,4, Ti/Cr = 0,79, Cr/Al = 0,22, Co/Ni = 0,09$	$Ni = 0,12, Cu = 0,021, Co = 0,012, S = 0,29, Ti = 0,32, Cr = 0,14, Ti/Fe = 3,5, Ti/Cr = 2,33, Cr/Al = 5,5, Cr/V = 25,0, Co/Ni = 0,11$

Примечание. В скобках приведены средние значения железистости минералов, содержания Ni, Cu, S, Co, Ti и Cr в %.

Поисково-оценочные признаки	Юго-западная часть Украинского щита		
	Прибайкалье	Росинско-Тихичский район	Среднее Побужье
Возраст	Верхнепротерозойский	Архейский	Нижнепротерозойский
Тектоно-магматический этап	Платформенный	Позднегеосинклиальный	Позднегеосинклиальный
Формация	Габбро-перидотитовая	Габбро-перидотитовая	Габбро-перидотитовая
Структурно-тектоническое положение	Локализованы в зоне Байкало-Муйского глубинного разлома	Локализованы в синклинальных структурах и зонах разломов	Локализованы в синклинальных структурах
Морфология массивов	Многофазный дифференцированный плутон	Слабодифференцированные пласто- и линзовидные тела. 30 тел. Длина 100-2000 м	Дифференцированные пласто- и линзовидные тела. 39 тел. Длина 150-7000 м
Ассоциации пород и состав породообразующих минералов	Дуниты, перидотиты, пироксениты, габбро и габбро-нориты $f_{Ol} = 10-19\%$ (14%), $f_{Gn} = 14-37\%$ (24%), $f_{Di} = 8-23\%$ (16%)	Дуниты, перидотиты, пироксениты, габброиды $f_{Ol} = 10-13\%$ (13,5%), $f_{Gn} = 17,1-24,8\%$ (20,5%), $f_{Di} = 14,3-21,3\%$ (17,3%)	Дуниты, перидотиты, пироксениты, габбро-нориты и нориты $f_{Ol} = 11-16\%$ (12,7%), $f_{Gn} = 12,5-21,7\%$ (19,1%), $f_{Di} = 15,2-19,3\%$ (17,2%)

Ассоциации рудных минералов

Хр, Мт, Ил, сингенетическая Пн + Хп + Пен + Пт

Хр, Мт, эпигенетические Пн + Хп + Пен + Мил

Хр, Мт, Ил, сингенетическая и эпигенетические Пн + Хп + Пен + Мил

Петрохимические особенности

 $M/F = 2,2-5,7(3,9),$
 $F = 14,9-31,5\%(24,1),$
 $b = 46,3, m' = 75,7, n = 83,5,$
 $a:c = 0,6$
 $CaO + Na_2O + K_2O = 4-12\%$
 $M/F = 1,6-3,4(4,2),$
 $F = 10,6-39,0\%(24,3),$
 $b = 45,7, m' = 69,7, n = 68,3,$
 $a:c = 1:1$
 $CaO + Na_2O + K_2O = 3-20\%$
 $M/F = 1,0-7,2(4,6), F = 12,0-42,2\%(23,3),$
 $b = 55,3, m' = 63,5,$
 $n = 36,3, a:c = 1,1$
 $CaO + Na_2O + K_2O = 2-22\%$

Геохимические особенности

 $Ni = 0,13, Cu = 0,035,$
 $Co = 0,011, S = 0,41,$
 $Ti = 0,19, Cr = 0,16,$
 $Ti/\Sigma Fe = 2,4,$
 $Ti/Cr = 1,18,$
 $Cr/Al = 0,07,$
 $Co/Ni = 0,08$
 $Ni = 0,12, Cu = 0,005,$
 $Co = 0,01, S = 0,11,$
 $Ti = 0,24, Cr = 0,15,$
 $Ti/\Sigma Fe = 3,4,$
 $Ti/Cr = 1,6,$
 $Cr/Al = 0,15,$
 $Cr/V = 26,2,$
 $Co/Ni = 0,09$
 $Ni = 0,11, Cu = 0,02, Co = 0,012,$
 $S = 0,36, Ti = 0,34,$
 $Cr = 0,18, Ti/\Sigma Fe = 3,8,$
 $Ti/Cr = 1,89, Cr/Al = 0,03,$
 $Cr/V = 36,4, Co/Ni = 0,11$

пределах Воронежского массива, Чайское - на Сибирской платформе, Седбери, Томпсона и Линн-Лейк - на Канадском щите, Бушвельд - в Южной Африке, Камбалда, Маун-Кейт и др. - в Западной Австралии. Описание этих месторождений приводится в работах Г.И.Горбунова (1968), Н.А.Елисеева и др. (1956, 1961), М.Н.Годлевского (1963, 1968), Е.К.Козлова и др. (1967, 1973), Н.М.Чернышова (1971), Ф.П.Леснова (1972), Л.Уэйджера и Г.Брауна (1970), Г.Ратан (1964) и других исследователей. Крупнейшими месторождениями медно-никелевых руд мезозойского возраста являются Норильское и Талнахское, которые связаны с дифференцированными траповыми интрузивами (Годлевский, 1959; Золотухин и др., 1964, 1975; Виленский, 1967).

В табл. 24 приведены сводные данные по геолого-структурным, минералого-петрографическим и геохимическим особенностям докембрийских сульфидных медно-никелевых месторождений и рудопроявлений Балтийского щита, Воронежского массива и Прибайкалья. Анализ работ М.Н.Годлевского (1959, 1961, 1963, 1968), Г.И.Горбунова (1968), Н.М.Чернышова (1971) и других исследователей позволяет установить характерные особенности этих месторождений. Большинство медно-никелевых месторождений связано со среднепротерозойским тектоно-магматическим этапом развития подвижных областей, хотя Чайское и некоторые другие являются нижне- и верхнепротерозойскими. Формирование их происходило на позднегеосинклинальных или субплатформенных этапах развития и связано с глубинными разломами. Все никеленосные комплексы являются продуктами дифференциации в земной коре базальтовой магмы. Это подчеркивается большинством исследователей - Н.М.Годлевским, Г.И.Горбуновым, Н.М.Чернышовым, Л.Уэйджером, Г.Брауном и др.

Никеленосные базит-ультрабазитовые интрузии характеризуются дифференцированностью, что определяется благоприятными для их формирования структурно-тектоническими условиями и процессами коровой и внутрикамерной дифференциации. В пределах Печенгского, Мамонского и других месторождений распространены слабодифференцированные тела, но медно-никелевые рудопроявления в них отсутствуют. Месторождения и рудопроявления обычно приурочены к незначительному количеству дифференцированных базит-ультрабазитовых интрузий, подавляющее большинство их является безрудными. В пределах Печенгского рудного поля насчитывается 117 тел, а месторождения и рудопроявления установлены лишь в 20. Размеры интрузий

различны, длина их от 100 до 7000 м. Обычно эти интрузии представляют собой пластообразные и линзообразные крутопадающие тела.

Никеленосные дифференцированные интрузии имеют разнообразный петрографический состав и характеризуются наличием дифференциатов от дунитов (оливинитов) до габбро и норитов. Медно-никелевое оруденение связано с дунитами и перидотитами, реже наблюдается в пироксенитах и габброидах. Ассоциация первичных породобразующих минералов представлена оливином, ортопироксеном, клинопироксеном и плагиоклазом; среди вторичных широко распространены серпентин и амфиболы. Оливин представлен хризолитом с железистостью от 10 до 30%, ортопироксен — бронзитом и гиперстеном (f — от 19 до 37%), клинопироксен — диопсидом, салитом и титанавгитом (f — от 5 до 33%). Характерной ассоциацией рудных минералов в ультрабазитах является хромит, магнетит и сингенетические пирротин, халькопирит и пентландит, которые содержат основные элементы медно-никелевых месторождений. Наличие сингенетических пирротина, халькопирита и пентландита в никеленосных комплексах обязательно. Широко распространены сингенетические пирротин, пирит, халькопирит, кубанит, миллерит и другие сульфиды.

Петрохимическими особенностями никеленосных ультрабазитовых интрузий являются повышенные содержания MgO и суммарного железа и пониженные — CaO и щелочей. Петрохимические особенности никеленосных комплексов рассматриваются в работах А.И. Богачева и др. (1965, 1968), Л.В. Полферова, С.И. Суслова (1966), Т.И. Нюппенена (1966), Н.М. Чернишова и В.Л. Бочарова (1970), Н.М. Чернишова (1971), З.А. Бурцевой и др. (1976) и других исследователей. Применяемые при оценке никеленосности критерии основаны на том, что образование сульфидных медно-никелевых месторождения происходит в результате последовательной кристаллизации магматического расплава при определенных соотношениях петрогенных элементов и повышенных содержаниях серы, никеля, меди и кобальта. Влияние кислотности-щелочности, величины окислительно-восстановительного потенциала, режима серы и кислорода на процессы рудообразования описаны в работах А.И. Богачева, В.И. Кочнева-Первухова (1965), В.И. Гоньшаковой (1961) и А.М. Виленского (1967).

Для образования сульфидных медно-никелевых месторождений необходима повышенная магнезиальность магматических расплавов и опре-

деленные соотношения магния и железа, так как при высокой магнезиальности весь никель изоморфно войдет в железисто-магнезиальные силикаты. Поэтому важным условием является достаточно высокое содержание железа, повышающего растворимость серы и способствующего образованию сульфидов никеля и меди и определенные соотношения CaO , Na_2O и K_2O , которые играют роль осадителей сульфидного никеля.

Таким образом, показателями благоприятных условий для формирования медно-никелевого оруденения являются определенные соотношения $MgO - [Fe_2O_3 + FeO] - [CaO + Na_2O + K_2O]$. Эти особенности могут быть выражены отношением M/F и содержанием $CaO + Na_2O + K_2O$. Породы никеленосных комплексов характеризуются значениями M/F от 1,7 до 6,1 при содержании $CaO + Na_2O + K_2O$ от 1 до 30%. Указанные соотношения между группами петрогенных элементов иллюстрируются на металлогенических диаграммах, где поля никеленосных, титаносных и хромитосных базит-ультрабазитовых комплексов не перекрывают друг друга (рис. 46 и 47).

Д.В.Полферов и С.И.Суслов (1966) в качестве критерия выявления петрохимических особенностей никеленосных базит-ультрабазитовых комплексов предложили использовать петрохимические характеристики А.Н.Заварицкого b , m' , n и $a:c$. Породы никеленосных комплексов характеризуются повышенными значениями характеристик b и m' и пониженными n и $a:c$ по сравнению с типовыми породами по Р.Дэли.

Геохимическими особенностями никеленосных базит-ультрабазитовых комплексов являются повышенные содержания никеля, меди, кобальта и серы, а также соотношение силикатной и сульфидной форм никеля. М.Н.Годлевский (1963) и Г.И.Горбунов (1963) подчеркивают, что одним из обязательных условий образования сульфидных медно-никелевых руд является повышенное содержание в магматических расплавах серы. Только при этом условии возможно отделение сульфидного расплава от силикатного. Накопление серы в магматических расплавах осуществляется двумя путями - обогащением в процессе дифференциации или обогащением за счет привноса из вмещающих пород. Вторичное обогащение серой признается многими исследователями - М.Н.Годлевским (1963), С.И.Заком и др. (1972), В.В.Золотухиным и В.В.Васильевым (1967) и др.

Важный показатель наличия сульфидного медно-никелевого оруденения в ультрабазитах и габброидах - повышенное содержание нике-

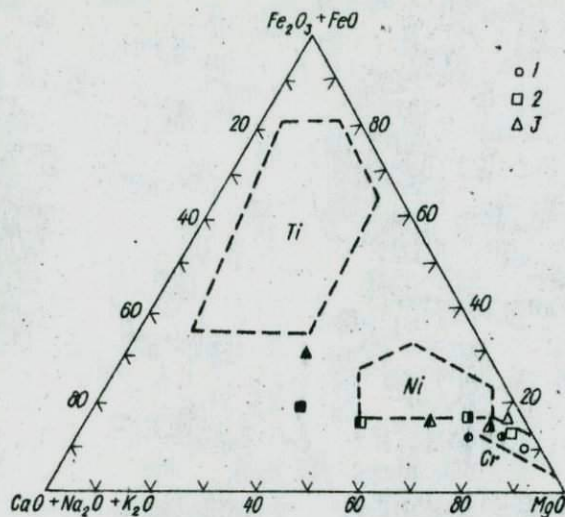


Рис. 46. Металлогенетическая диаграмма $MgO - [(Fe_2O_3 + FeO) + [CaO + Na_2O + K_2O]]$ пород гипербазитовой и габбро-перидотитовой формаций юго-западной части Украинского щита. Полные знаки - дуниты, залитые справа - перидотиты, залитые слева - пироксениты, залитые полностью - габброиды. 1 - гипербазитовая и 2 - габбро-перидотитовая формации Среднего Побужья, 3 - габбро-перидотитовая формация Росинско-Тикичского района. Контуры хромитоносных, никеленосных и титаносных базит-ультрабазитовых комплексов даны по А.И. Богачеву (1968).

ля, меди, кобальта и серы по отношению к фоновым содержаниям. Это свидетельствует о наличии никеля не только в силикатной, но и сульфидной форме. В никеленосных комплексах отношение никеля сульфидного к никелю общему не опускается ниже 30-40%. Повышенные содержания платиноидов и золота, которые накапливаются в сульфидных минералах, а также хрома являются одним из показателей никеленосности базит-ультрабазитовых комплексов. Содержания титана и ванадия в ультрабазитах и габброидах никеленосных интрузий незначительны. Исключение составляют печенгский комплекс, для которого характерно повышенное содержание титана (Горбунов, 1968; Предовский и др., 1971).

Кроме сульфидных медно-никелевых месторождений, генетически связанных с дифференциатами базальтовой магмы и являющихся

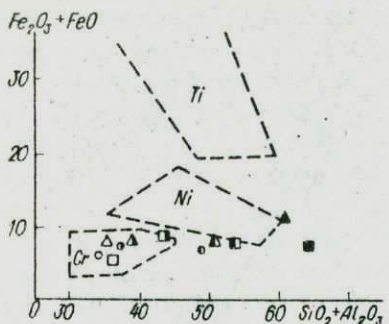


Рис. 47. Металлогенетическая диаграмма $[Fe_2O_3 + FeO] - [SiO_2 + Al_2O_3]$ пород гипербазитовой и габбро-перидотитовой формаций юго-западной части Украинского щита.

Контуры хромитоносных, никеленоносных и титаноносных базит-ультрабазитовых комплексов даны по А.И. Богачеву (1968).

Условные обозначения см. на рис. 46.

ликвационно-магматическими образованиями, распространены эпимагматические или метаморфогенные месторождения, образование которых обусловлено процессами метаморфизма пород гипербазитовой формации. Примером могут служить Алларечинское месторождение на Балтийском щите и Томпсон на Канадском (Горбунов, 1968; Зак и др., 1972; Paterson, 1963). Эти месторождения связаны с ультраосновными породами нижнепротерозойской гипербазитовой формации, которые метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации. Процессы метаморфизма протекали значительно позже формирования гипербазитов. Эпигенетические медно-никелевые руды локализованы обычно во вмещающих породах, на контактах гипербазитов с вмещающими образованиями и всегда контролируются тектоническими нарушениями.

Образование метаморфогенного оруденения обусловлено извлечением никеля, кобальта и железа из силикатных минералов и воздействием на эти элементы серусодержащих растворов. Кроме того, происходит перетолжение в процессе метаморфизма сингенетических сульфидов. Сульфидные минералы в таких месторождениях представлены эпигенетическими пирротином, халькопиритом, миллеритом, пентландитом и др. (Зак и др., 1972). По геолого-структурным, минералого-петрографическим и геохимическим особенностям ультрабазиты таких эпигенетических месторождений отличаются от ликвационно-магматических (табл. 24).

В пределах Украинского щита сульфидные медно-никелевые месторождения до настоящего времени не установлены, и поэтому для оценки перспектив никеленосности использовано сопоставление геолого-структурных, минералого-петрографических и геохимических особенностей исследованных габбро-перидотитовых массивов юго-западной части Украинского щита с докембрийскими никеленосными комплексами

ми. На основе такого сопоставления разработаны возрастной, тектоно-магматический, формационный, геолого-структурный, морфологический, минералого-петрографический, петрохимический и геохимический поисково-оценочные критерии никеленосности.

Эти критерии и основные особенности никеленосных базит-ультрабазитовых комплексов и пород архейской и нижнепротерозойской габбро-перидотитовой формации юго-западной части Украинского щита приведены в табл. 24. Ультрабазиты и габброиды габбро-перидотитовой формации Среднего Побужья являются нижнепротерозойскими позднегеосинклинальными коровыми дифференциатами базальтовой магмы, образуют в синклинальных структурах дифференцированные в той или иной степени тела, представлены дунитами, перидотитами, пироксенитами, габбро-норитами и норитами, содержат сингенетическую ассоциацию пирротина, халькопирита и пентландита и характеризуются петрохимическими и геохимическими особенностями, которые свойственны никеленосным комплексам. Соотношение $MgO - [Fe_2O_3 + FeO] - [CaO + Na_2O + K_2O]$ в этих породах благоприятствовало растворению и осаждению сульфидного никеля в силикатных расплавах и на металлогенических диаграммах ультрабазиты располагаются вблизи поля никеленосных и частично попадают в никеленосные (рис. 46 и 47).

В оливинах из дунитов установлены каплевидные включения пирротина, что свидетельствует о распаде силикатного расплава на силикатную и сульфидную части. В породах наблюдаются повышенные по отношению к фону содержания никеля, меди и кобальта, довольно высокое содержание серы, повышенные содержания хрома, платиноидов и золота. Повышенные содержания никеля и меди отмечаются на довольно значительных интервалах (до 20 м). Отношение никеля сульфидного к никелю общему в ультрабазитах составляет 25, в габброидах - 33%. По значениям M/F , b , m' , n, a, c , а также отношениям $Ti/\Sigma Fe$, Ti/Cr , Cr/Al , Cr/V и Co/Ni , которые являются важными петрогенетическими показателями, исследованные породы близки к никеленосным или не отличаются от них. Все это дает основание относить габбро-перидотитовую формацию Среднего Побужья к перспективной на выявление сульфидных медно-никелевых рудопроявлений и месторождений (Фомин, Каневский, 1975; Злобенко и др., 1977).

В пределах Среднего Побужья известно 39 габбро-перидотитовых массивов. Наиболее полно исследованы Лемовярский, Восточно-Льшневатский, Тарноватский, Грушковский, Кумаровский, Деренюхинский и Каменноватский массивы, которые разбурены глубокими скважинами.

Приведенные в предыдущих разделах результаты геолого-структурных, минералого-петрографических и геохимических исследований свидетельствуют, что наиболее благоприятными для формирования сульфидных медно-никелевых рудопоявлений являются дифференцированные Демьярский, Восточно-Дюшневатский, Тарноватский и Деренюхинский габбро-перидотит-дунитовые массивы.

Архейская габбро-перидотитовая формация Росинско-Тикичского района по геолого-структурным, минералого-петрографическим и геохимическим особенностям близка к никеленосным комплексам. Особенностью этих пород является метаморфизм в условиях амфиболитовой фации и гранитизации, что привело к амфиболитизации перидотитов и пироксенитов, выносу никеля и меди с образованием эпигенетических ассоциаций сульфидов. На контактах габбро-перидотитовых массивов с вмещающими мигматитами и гранитоидами развиты зоны с эпигенетической сульфидной минерализацией мощностью до 5 м и содержанием никеля до 0,5%, меди до 0,3%. По многим признакам габбро-перидотитовые массивы близки к гипербазитовым Алдарченского района, и поэтому с амфиболитизированными перидотитами и горнолендитами Юрьевского, Корнинского и других массивов могут быть связаны эпигенетические или метаморфогенные сульфидные медно-никелевые рудопоявления (Фомин, 1973).

Гипербазитовая формация Среднего Побужья характеризуется наличием месторождений и рудопоявлений хромитов. Краткое описание закономерностей распространения, текстурно-структурных особенностей и химизма хромитов приведено в предыдущих разделах. Этот комплекс пород имеет повышенное содержание магния, хрома, кобальта и никеля и пониженные — титана, ванадия, железа и щелочей. Никель и кобальт присутствуют в основном в силикатной форме. Гипербазиты характеризуются повышенными содержаниями платиноидов, однако хромитоносные гипербазитовые комплексы не имеют платиновой минерализации и бесперспективны на выявление месторождений этих благородных металлов. На металлогенических диаграммах описываемые гипербазиты-дуниты и перидотиты располагаются в поле хромитоносных пород (см. рис. 46 и 47).

Принадлежность этого комплекса пород к мантийной гипербазитовой формации и наличие месторождений и рудопоявлений хромитов свидетельствуют, что металлогенической специализацией этих пород является хром и что они перспективны на выявление новых месторождений хромитов. В качестве поисковых критериев на хромиты можно исполь-

зовать описанные в предыдущих разделах геолого-структурные особенности распространения, локализации и морфологии гипербазитовых тел, минералого-петрографические и геохимические особенности пород.

Месторождения хромитовых руд и рудопроявления хромитов вскрыты скважинами до глубины 250-300 м, и поэтому возможно увеличение разведанных запасов за счет доразведки более глубоких горизонтов Капитановского и Липовеньковского месторождений. В Липняговском, Первомайском, Пушкинском и других гипербазитовых телах отдельными скважинами вскрыты только рудопроявления хромитов, хотя здесь возможно выявление месторождений.

Таким образом, металлогенической специализацией нижнепротерозойской гипербазитовой формации Среднего Побужья является хром, и этот комплекс пород перспективен на выявление новых месторождений хромитов и увеличение разведанных запасов. Дифференцированные нижнепротерозойские габбро-перидотитовые массивы этого района специализированы на никель, медь, кобальт и платиноиды, и в них возможно выявление сульфидных медно-никелевых рудопроявлений и месторождений. С архейской габбро-перидотитовой формацией Росинско-Тикичского района могут быть связаны эпигенетические или метаморфогенные сульфидные медно-никелевые проявления.

З а к л ю ч е н и е

В юго-западной части Украинского щита распространены ультраосновные породы гипербазитовой и габбро-перидотитовой формаций. В Росинско-Тикичском районе среди образований архейской росинско-тикичской серии и гранитоидов звенигородского комплекса выявлено свыше 30 габбро-перидотитовых тел. В Среднем Побужье в нижнепротерозойской бугской серии и гранитоидах подольского комплекса установлено 24 хромитоносных гипербазитовых и свыше 39 габбро-перидотитовых массивов.

Гипербазитовые и габбро-перидотитовые тела локализованы в различных структурах докембрийского фундамента. Габбро-перидотитовые тела залегают в синклинальных структурах, гипербазитовые приурочены к Побужской зоне глубинных разломов. Распространение этих тел подчинено структурно-тектоническому контролю. Форма и размеры габбро-перидотитовых массивов, представляющих собой согласные межпластовые интрузии, определяются вмещающими их синклинальными структурами. Эти массивы в той или иной степени дифференцированы. Локализация гипербазитовых тел в зонах разломов и особенности их формирования обуславливают их пластообразную, пластинообразную форму и слабую дифференциацию.

Для гипербазитовой и габбро-перидотитовой формаций характерны различные ассоциации пород: для гипербазитовой — дунит-гарцбургитовая с хромитами, для габбро-перидотитовой — габбро-норит-перидотит-дунитовая. Породы гипербазитовой формации характеризуются парагенезисом породообразующих минералов: оливин + пироксены + шпинель, габбро-перидотитовой — парагенезисом: оливин + пироксены + шпинель + плагиоклаз. Оливины, пироксены, шпинель и хромшпинелиды в породах этих формаций имеют несколько различных химический состав.

Особенности химического состава ультрабазитов определяются их минеральным составом и химизмом породообразующих и рудных ми-

нералов. Общая железистость пород связана прямой зависимостью с железистостью оливинов и пироксенов, причем железистость оливинов и клинопироксенов несколько ниже железистости пород, а железистость ортопироксенов совпадает с последней. Распределение в породах элементов группы железа закономерно зависит от их минерального состава и содержания этих элементов в минералах.

Породы габбро-перидотитовой формации Росинско-Тикичского района и Среднего Побужья характеризуются сходным химическим составом и значениями петрохимических характеристик, титан-железистого, титан-хромового и хром-алюминиевого отношений. Несколько отличными по химизму являются амфиболитизированные перидотиты и горнблендиты, что обусловлено привносом и выносом элементов при метаморфизме в условиях амфиболитовой фации и гранитизации.

Породы гипербазитовой формации по химическому составу, содержаниям титана, хрома, никеля, щелочных и щелочноземельных элементов, значениям петрохимических характеристик, титан-железистого, титан-хромового, хром-алюминиевого, калий-рубидиевого и барий-стронциевого отношений отличаются от габбро-перидотитовой. Гипербазиты характеризуются повышенной магнезиальностью и основностью, пониженной железистостью и низкими содержаниями глинозема, кальция и щелочей. Распределение петрогенных элементов и титана, хрома, никеля в разрезах гипербазитовых тел равномерное; в габбро-перидотитовых массивах наиболее магнезиальные породы с повышенными концентрациями хрома, кобальта и никеля приурочены к донным частям.

Гипербазиты характеризуются повышенными содержаниями хрома и никеля и низкими - титана. По содержанию скандия, ванадия, кобальта и меди и значениям скандий-железистого и кобальт-никелевого отношений они не отличаются от ультрабазитов габбро-перидотитовой формаций. Породообразующие минералы пород этих формаций несколько различаются содержаниями титана, хрома и никеля. Распределение хрома и никеля, частично кобальта, в оливинах и пироксенах закономерно зависит от железистости этих минералов.

По химическому составу породы гипербазитовой и габбро-перидотитовой формаций довольно близки к аналогичным разновозрастным образованиям Балтийского щита и Воронежского массива. От альпийно-типных гипербазитов хромитоносные гипербазиты отличаются несколько повышенной железистостью.

Сравнение химизма пород гипербазитовой и габбро-перидотитовой формаций с мантийными и коровыми гипербазитами и габброидами

и составом верхней мантии позволяет отнести хромитоносные гипербазиты к продуктам селективного плавления верхней мантии, а габбро-перидотитовую формацию — к образованиям с коровым источником вещества.

В основу схемы формационного расчленения ультрабазитов положены следующие критерии: время проявления в эволюции геолого-тектонических структур, геолого-структурное положение и морфология тел, минералого-петрографические, петрохимические и геохимические особенности пород и металлогенические признаки. Важное значение при формационном расчленении ультрабазитов имеют данные о глубинности их образования. Комплексное использование указанных выше критериев и признаков позволяет с достаточной надежностью выделить гипербазитовую и габбро-перидотитовую формации.

В настоящее время в пределах Украинского щита можно выделить следующие формации ультрабазитов: геосинклинальные — архейскую габбро-перидотитовую и нижнепротерозойские гипербазитовую и габбро-перидотитовую, а также среднепротерозойские платформенные — дифференцированных габбро-норитовых интрузий, габбро-анортозитовую, щелочно-ультраосновную с карбонатитами и габбро-верлитовую.

На основе сопоставления геолого-структурных, минералого-петрографических и геохимических особенностей исследованных пород габбро-перидотитовой формации юго-западной части Украинского щита и докембрийских никеленосных комплексов Балтийского, Канадского и Воронежского щитов разработаны возрастная, тектоно-магматический, формационный, структурно-тектонический, морфологический, минералого-петрографический, петрохимический и геохимический поисково-оценочные критерии никеленосности базит-ультрабазитовых комплексов. На основе этих критериев дифференцированные габбро-перидотитовые массивы бассейна Среднего Побужья относятся к перспективным на выявление сульфидных медно-никелевых рудопроявлений и месторождений. С амфиболитизированными перидотитами и пироксенитами габбро-перидотитовой формации Росинско-Тихичского района могут быть связаны эпигенетические медно-никелевые рудопроявления. Поисково-оценочные критерии никеленосности можно использовать для оценки рудоносности базит-ультрабазитовых комплексов других районов Украинского щита. Гипербазитовая формация перспективна на выявление новых месторождений хромитов.

Список литературы

- Абрамович И.И., Высокоостровская Е.Б. Титан в магматических формациях Алтае-Саянской складчатой области. - В кн.: Химия земной коры. М.: Наука, 1963, т. I, с. 93-101.
- Абрамович И.И., Высокоостровская Е.Б. Титан-железистое отношение в породах гетерогенных магм. - Геохимия, 1964, № 7, с. 641-645.
- Альпиногиппные гипербазиты Анадырско-Корянской складчатой системы / Г.В. Пинус, В.В. Велинский, Ф.И. Леснов и др. - Новосибирск: Наука, 1973. - 320 с.
- Артемов В.Р., Кузнецов В.Н. Проблема серпентинизации в свете современных представлений о минералогии серпентинитов. - В кн.: Магматические формации, метаморфизм и металлогения Урала. Свердловск, 1969, т. 2, с. 163-176.
- Артемов В.Р., Колбанцев Р.В., Кузнецова В.Н. Современное состояние проблемы серпентинизации. - В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск, 1973, с. 213-226.
- Бабков Ю.Б., Булаевский Д.С., Зайцев Д.С. и др. Стратиграфическая схема докембрийских образований Украинского щита. - Геол. журн., 1970, 30, вып. 4, с. 141-153.
- Батицкий Б.А., Скаржинская Т.А., Шунько В.И. Об амфиболитизированных диабазовых порфиритах из кристаллических образований бассейна р. Рось. - Геол. журн., 1972, 32, вып. 4, с. 21-31.
- Белоусов В.В. Земная кора и верхняя мантия материков. - М.: Наука, 1966. - 123 с.
- Белоусов В.В. Земная кора и верхняя мантия океанов. - М.: Наука, 1968. - 255 с.
- Бетехтин А.Г. Платина и другие минералы платиновой группы. - М.: Изд-во АН СССР, 1935. - 143 с.
- Биркис А.И., Богатиков О.А., Богданова С.В. и др. Анортозиты докембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы. - В кн.: Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1976, т. 2, с. 83-95.
- Богачев А.И. Некоторые петрохимические особенности никеленосных, титаносных и хромитосных интрузий. - Тр. Ин-та геологии / Карел. фил. АН СССР, 1963, вып. 1, с. 251-265.
- Богачев А.И., Кочнев-Первухов В.И. О некоторых петрохимических критериях никеленосных гипербазитовых интрузий (на примере Аллареченского района). - Сов. геология, 1965, № II, с. 112-124.
- Бойд Ф.Р., Мак-Грегор И.Д. Ультраосновные породы. - В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1963, с. 273-282.
- Борисенко Л.Ф., Седобова Л.И. О распределении титана, ванадия, хрома и никеля в гипербазитах платиноносного пояса (Урал). - Геохимия, 1965, № 3, с. 343-359.

- Борисенко Л.Ф. Редкие и малые элементы в гипербазитах Урала. - М. : Наука, 1966. - 224 с.
- Борисенко Л.Ф. О характере геохимических связей *Sc, Mg, Fe* и *TR* в эндогенных образованиях. - Геохимия, 1970, № 7, с.779-783.
- Борисенко Л.Ф., Миллер А.Д., Фишер Э.И. О распространении золота в ультрабазитах. - Геохимия, 1972, № 2, с.188-197.
- Борисенко Л.Ф., Ланин А.В. Оливин. - В кн.: Средние содержания элементов-примесей в минералах. М.: Недра, 1973, с.102-113.
- Боуэн Н.Д. Эволюция изверженных пород. - М. : ОНТИ, 1934. - 250 с.
- Боуэн Н.Д., Таттл О.Ф. Система *MgO - SiO₂ - H₂O*. В кн.: Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии. М. : Изд-во иностр. лит., 1950, с. 23-49.
- Бурков Ю.К. Линейные парагенезисы малых элементов в осадочных породах как индикаторы условий седиментогенеза. - В кн.: Физические и химические процессы и фации. М. : Наука, 1968, с.22-34.
- Вагнер П.А. Месторождения платины и рудники Южной Африки. - М. : Цветметиздат, 1932. - 326 с.
- Вадимов Н.Т. Древние ультраосновные и основные породы Побужья. - В кн.: Геология СССР, М.: Госгеолтехиздат, 1958, т.5, с.315-321.
- Вахрушев В.А., Прокопцев Н.Г. Петрографические признаки распада магматических расплавов на сидикатную и сульфидную части. - Геология руд. месторождений, 1969, № 1, с.15-26.
- Веремьев И.С. Структура докембрия Среднего Побужья, история и механизм ее возникновения. - Геол. журн., 1972, 32, вып. 3, с.23-38.
- Веригин М.И., Бурцева З.А., Колбанцев Р.В. Исследование форм нахождения никеля с помощью газового анализа. - Геол. журн., 1972, 32, вып. 4, с.105-108.
- Виленский А.М. Петрология траппов Сибирской платформы. - М. : Наука, 1967. - 272 с.
- Велинский В.В., Пинус Г.В., Леснов Ф.П., Васильев Ю.Р. Особенности химизма гипербазитов различных магматических формаций и их петрогенетическое значение. - Докл. АН СССР, 1970, 191, № 1, с.203-206.
- Виноградов А.П. О происхождении вещества земной коры. - Геохимия, 1961, № 1, с.3-29.
- Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. - Геохимия, 1962, № 7, с.555-571.
- Виноградов Г.Т. О генезисе пироксен-плагиоклазовых гнейсов Среднего Побужья. - Геол. журн., 1965, 25, вып. 3, с.122-128.
- Виноградов Г.Т. О генезисе пироксенитовых гнейсов и некоторых вопросах стратиграфии докембрия Среднего Побужья. - В кн.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев : Наук. думка, 1970, с. 352-353.
- Виноградов Л.А. Формация альпинотипных гипербазитов юго-западной части Кольского полуострова (Нотозерский гипербазитовый пояс). - В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л. : Наука, 1971, с. 147-153.
- Винчелл А.Н. Оптическая минералогия. - М. : Изд-во иностр. лит., 1949. - 657 с.
- Генкин А.Д., Телешова Р.Л., Алексеева А.А. О содержании никеля в породообразующих минералах рудоносных габбро-диабазов Норильского месторождения. - Геохимия, 1963, № 11, с.973-987.
- Геохимия гипербазитов Карело-Кольского региона / А.И.Богачев, Ю.И.Лазарев, М.М.Лавров и др. - Л. : Наука, 1971. - 140 с.

- Геохимия, минералогия и методы определения элементов группы платины / О.Е.Шко-Захарова, В.В.Иванов, И.С.Разина, Л.А.Черняев. - М. : Недра, 1970. - 138 с.
- Геохимические особенности ультраосновных и основных интрузивных комплексов Украинского щита (в связи с оценкой их никеленосности) / З.А.Бурдева, Р.В.Ильвицкий, З.И.Танатар-Бараш и др. - Л. : Недра, 1976. - 152 с.
- Геология и рудные месторождения Мончегорского плутона / Н.А.Елисеев, Э.Н.Елисеев, Е.К.Козлов и др. - М. : Изд-во АН СССР, 1956. - 326 с.
- Гинтов О.Б. О докембрийском разрезе Первомайско-Головановского района Среднего Побужья. - Геол. журн., 1969, 32, вып. 4, с.69-74.
- Гинтов О.Б. Строение центральной части Головановской структурной зоны по геолого-геофизическим данным. - Геол. журн., 1972, 29, вып. 3, с.33-45.
- Гинтов О.Б. О трех зонах земной коры Украинского щита и принципе "выше или ниже главной зоны гранитизации". - Геол. журн., 1973, 33, вып. 4, с.92-99.
- Глевасский Е.Б., Кривдук С.Р. Ультраосновные и щелочные породы докембрийского карбонатитового комплекса Приазовья. - Геол. журн., 1977, 37, вып. 6, с.95-109.
- Годлевский М.Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. - М. : Госгеолтехиздат, 1959. - 68 с.
- Годлевский М.И. Обзор гипотез происхождения сульфидных медно-никелевых месторождений. - Минерал. сб., 1961, 45, № 2, с.85-93.
- Годлевский М.И. Медно-никелевые месторождения мира и проблемы их генезиса. - М. : Недра, 1963. - 98 с.
- Годлевский М.И. Магматические месторождения. - В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М. : Недра, 1968, с.7-31.
- Годлевский М.И. Соотношение сульфидной и силикатной частей в ходе эволюции основной магмы. - В кн.: Междунар. геохим. конгр. М. : Изд-во АН СССР, 1972, т. I, с. 65-77.
- Гоньшакова В.И. Трапповый магматизм и магматитовое оруденение восточной части Сибирской платформы. - М. : Изд-во АН СССР, 1961. - 296 с.
- Горбунов Г.И. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. - М. : Недра, 1968. - 352 с.
- Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение базальтовых магм. - В кн.: Петрология верхней мантии. М. : Мир, 1963, с. 132-229.
- Грудинин М.Н., Кузнецов А.И. О распределении никеля, хрома и кобальта в габбро-перидотитовых породах бассейна р. Тыл. - Геохимия, 1961, № 2, с. 162-163.
- Димитров Г.Х., Шринбеков Н.К., Каневский А.Ф. О рудопроявлениях платины, палладия и золота на Среднем Побужье. - Геол. журн., 1971, 31, вып. 6, с. 134-135.
- Дир У.А., Хауи Ш.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. - М. : Мир, 1965, т. 2. - 139 с.
- Дмитренко Г.Г. Особенности состава оливина различных гипербазитосодержащих формаций. - В кн.: Вопросы петрологии и рудоносности основного и ультраосновного магматизма Воронежского кристаллического массива. Воронеж : Изд-во Воронеж. ун-та, 1974, с.69-73.
- Дмитриев Л.В. Геохимия и петрология коренных пород срединных океанических хребтов: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. - М., 1973. - 33 с.
- Добреев Н.Л. К проблеме генезиса гипербазитов. - Геология и геофизика, 1964, № 3, с. 3-20.

- Докучаева В.С. Петрохимия ультраосновных и основных пород Мончегорского плутона. - В кн.: Основные и ультраосновные породы Кольского полуострова и их металлогения. Апатиты: 1975, с.76-90.
- Древин А.Я. Структура, стратиграфия докембрия Среднего Побужья и поисковые критерии на сульфидный никель: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. - Киев, 1966. - 16 с.
- Древин А.Я., Ярощук Э.А., Кононов Ю.В. и др. Расчленение докембрия юго-западной части Украинского щита по геологическим и радиологическим данным. - В кн.: Вопросы датировки древнейших геологических образований и основных пород. М.: Наука, 1967, с. 140-150.
- Дубята Ю.Г. Завальевско-Хашеватский комплекс изверженных темноцветных пород и хромитовые пироксениты. - В кн.: Докембрий УССР. Киев: Изд-во АН УССР, 1937, с. 33-41.
- Егорова Е.Н. О никеленосности оливина. - Зап. Всероссийск. минерал. об-ва, 1938, сер. 2, вып. 67, с.962-972.
- Егоров О.С. Геохимия габброидов складчатых областей. - Киев: Наук. думка, 1977. - 179 с.
- Елисеев Э.Н. Геохимия главнейших сульфидных медно-никелевых провинций СССР. - Проблемы геохимии. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1959, вып. 1, с. 1-133.
- Ершов В.П. Ультраосновные породы Украины и связанные с ними полезные ископаемые. - В кн.: Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с.133-193.
- Ефимов А.А., Иванова Л.П. Поведение хрома, никеля и кобальта в процессе формирования Кутлынского платиноносного массива. - Геохимия, 1963, № II, с.1034-1043.
- Ефимов А.А., Ефимова Л.П. Кутлынский платиноносный массив. - М.: Недра, 1967. - 238 с.
- Заварицкий А.Н. О классификации магматических рудных месторождений. - Изв. Геол. ком., 1926, 45, № 2, с.67-80.
- Заварицкий А.Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. - М.: Изд-во АН СССР, 1950. - 400 с.
- Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы. - М.: Изд-во АН СССР, 1961. - 350 с.
- Зак С.И., Кочнев-Первухов В.И., Проскуряков В.В. Ультраосновные породы Аллареченского района, их метаморфизм и оруденение. - Петрозаводск: Карелия, 1972. - 130 с.
- Зак С.И., Слюсарев В.Д., Богачев А.И., Кочнев-Первухов В.И. Гипербазитовые пояса Карело-Кольского региона. - Докл. АН СССР, 1975, 221, № 6, с. 1395-1399.
- Зимин С.С. Парагенезис офиолитов и верхняя мантия. - М.: Наука, 1973. - 251 с.
- Злобенко И.Ф., Дусяцкий В.А., Фомин А.Б. Сульфидные медно-никелевые проявления западной части Украинского щита. - Разведка и охрана недр, 1977, № 2, с. 8-11.
- Золотухин В.В., Васильев Ю.Р. Особенности механизма образования рудосных трапповых интрузий северо-запада Сибирской платформы. - М.: Наука, 1967. - 231 с.
- Золотухин В.В., Рябов В.В., Васильев Ю.Р., Шатков В.А. Петрология Талнахской рудоносной дифференцированной интрузии. - Новосибирск: Наука, 1975. - 434 с.
- Ильвидский М.М., Колбанцев Р.В. Парагенетические типы и статистический анализ химизма оливинов. - Докл. АН СССР, 1968, 179, № 6, с.1423-1431.

- Кавардин Г.И., Горюнов И.Н. О многостадийном формировании сульфидных медно-никелевых руд Сибирской трапповой формации. - В кн.: Петрология траппов Сибирской платформы. М.: Недра, 1967, с. 85-97.
- Казини Ю.В., Рудник В.А. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. - М.: Недра, 1968, - 364 с.
- Каневский А.Я., Фомин А.Б., Древин А.Я., Тютюник Э.М. Первая находка дунита на Украине. - Сов. геология, 1968, № 6, с.155-163.
- Каневский А.Я. Некоторые особенности классификации и генезиса хромшинеидов Среднего Побужья. - Конституция и свойства минералов, 1969, вып. 3, с. 103-105.
- Каневский А.Я., Древин А.Я., Фомин А.Б. Петрохимический и геохимический критерий поисков хромитовых руд в районе Среднего Побужья. - Сов. геология, 1969, № 2, с. 141-146.
- Каневский А.Я., Фомин А.Б. Хромитоносные гипербазиты Среднего Побужья. - Сов. геология, 1973, № 12, с.115-124.
- Карта магматических формаций СССР м-ба 1:2500000 : Крат. объясн. записка / Ред. Д.С.Харкевич. - Л.: Недра, 1971. - 29 с.
- Классификация и номенклатура плутонических (интрузивных) горных пород. - М.: Недра, 1975, - 24 с.
- Книппер А.Л. Некоторые вопросы тектонического положения и становления альпийских перидотитов в верхней части земной коры. - В кн.: Вулканизм и тектогенез. М.: Наука, 1968, с.67-73.
- Козлов Е.К. Естественные ряды пород дифференцированных никеленосных интрузий Кольского полуострова и их металлогения. - Л.: Наука, 1973. - 238 с.
- Козлов Е.К., Удин Б.А., Докучаева В.С. Основной и ультраосновной комплексы Монче-Волчьих-Лосевых тундр. - Л.: Наука, 1967. - 166 с.
- Коровниченко Г.М. Ультрабазиты кристаллической плиты УССР (в связи с проблемой хрома). - Науч. зап. Киев. ун-та, 1948, 7, вып. 5, с.63-79.
- Костюк Е.А. Статистический анализ и парагенетические типы амфиболов метаморфических пород. - М.: Наука, 1970. - 312 с.
- Котульский В.К. Современное состояние вопросов о генезисе медно-никелевых сульфидных месторождений. - Сов. геология, 1948, № 29, с.31-39.
- Кужелов Г.К. Геологична структура докембрия Среднего Побужья. - Геол. журн., 1960, 20, вып. 2, с. 38-49.
- Кузнецов В.А. Главные типы магматических формирований. - М.: Недра, 1964. - 337 с.
- Куно Х. Основные и ультраосновные включения в базальтах и природа верхней мантии. - В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972, с. 448-454.
- Кутолин В.А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. - Новосибирск : Наука, 1972. - 207 с.
- Куц В.П., Фомин А.Б., Котляк А.Г., Новик И.А. Особенности распределения скандия в ультраосновных и основных породах Среднего Побужья. - Геохимия и рудообразование, 1974, вып. 3, с.35-37.
- Ладиева В.Л. Ультрабазиты железисто-кремнистых формаций Украинского кристаллического массива и связанные с ними асбестопроявления и месторождения талько-магнезитового камня. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1962, т. 6, с. 61-75.

- Лазько Е.М., Кирилук В.П., Сиворонов А.А., Яценко Г.М. Геологические комплексы докембрия юго-западной части Украинского щита и принципы их выделения. - Сов. геология, 1970, № 6, с.28-44.
- Лапицкий Э.М., Качанов Е.Н., Миткеев М.В. и др. Карбонаты северо-западного Приазовья. - Геол. журн., 1974, 34, вып. 2, с.144-145.
- Лебелев С.И. Определение микротвердости минералов. - М. : Изд-во АН СССР, 1963. - 215 с.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Петрография. - М. : ГОНТИ, 1933. - 460 с.
- Леснов Ф.И. Геология и петрология Чайского габбро-перидотит-дунитового никеленосного плутона (Северное Прибайкалье). - Новосибирск : Наука, 1972. - 223 с.
- Лодочников В.Н. Серпентиниты и серпентиниты Ильчирские и другие и петрологические вопросы, с ними связанные. - Тр. ЦНИИТИ, 1936, вып. 33. - 153 с.
- Лутц Б.Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. - М. : Наука, 1975. - 167 с.
- Магницкий В.А. Внутреннее строение и физика Земли. - М. : Недра, 1965. - 379 с.
- Малахов И.А. Петрохимия ультрабазитов Урала. - Свердловск : Изд-во Уф АН СССР, 1966. - 234 с.
- Мельничук Э.В., Слынько П.И. Некоторые вопросы литологии, метаморфизма и полезных ископаемых центральной части Украинского щита. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М. : Недра, 1967, с. 204-210.
- Михайлов Н.И. Генетические типы ассоциаций ультраосновных и основных пород. - В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. М. : Наука, 1972, с. 93-100.
- Москалева С.В. О генезисе некоторых габбровых и гипербазитовых пород Урала. - В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М. : Госгеолтехиздат, 1960, с. 402-405.
- Москалева С.В. Гипербазиты и их хромитоносность. - Л. : Недра, 1974. - 279 с.
- Мошкин В.Н., Лагелайская И.Н. Докембрийские анортозиты СССР. - В кн.: Петрология. М. : Наука, 1972, с. 115-123.
- Наливкина Э.Б. Чарнокиты юго-западной части Украинского кристаллического массива и их генезис. - М. : Недра, 1964. - 123 с.
- Нюппенен Т.И. О методике оценки потенциальной никеленосности массивов основных - ультраосновных пород. - Геохимия, 1966, № 1, с.126-131.
- Осадчий В.К., Стадник В.А., Лапицкий Э.М. Балделлит из карбонатов Украинского щита. - Геол. журн., 1975, 35, вып. 4, с.113-123.
- Павлов Н.В., Кравченко Г.Г., Чупрынина И.И. Хромиты Кемпирсайского плутона. - М. : Наука, 1968. - 177 с.
- Павлов Н.В., Григорьева-Чупрынина И.И. Закономерности формирования хромитовых месторождений. - М. : Наука, 1973. - 198 с.
- Паладжян С.А. Петрология гипербазитов и габброидов Севанского хребта. - Ереван : Изд-во АН Арм.ССР, 1971. - 200 с.
- Паладжян С.А., Разин Л.В. Распределение золота в альпинотипных массивах ультраосновных и основных породах Севанского хребта. - Изв. АН Арм.ССР, 1974, № 3, с. 25-37.
- Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волоков И.М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. - М. : Изд-во АН СССР, 1958. - 112 с.
- Пинус Г.В., Колесник Ю.Н. Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. - М. : Наука, 1966. - 211 с.
- Пинус Г.В., Велинский В.В., Юрьев Ю.Р. Проблемы формаций ультраосновных пород. - В кн.: Проблемы магматических формаций. М. : Наука, 1974, с. 103-119.

- Половинкина Ю.И. Стратиграфическое расчленение и реконструкция исходного материала гнейсовой серии Украинского кристаллического массива. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М. : Недра, 1967, с. 113-119.
- Попов В.И. Опыт классификации и описания геологических формаций. - Л. : Недра, 1966. - 208 с.
- Полферов Д.В., Суслова С.И. Геохимические критерии никеленосности основных-ультраосновных массивов. - Геохимия, 1966, № 6, с.659-667.
- Породообразующие пироксены / Н.Л.Добрецов, Ю.Н.Кочкин, А.П.Кривенко, В.А.Кутюлик. - М. : Наука, 1971. - 454 с.
- Предовский А.А., Капгуров А.А., Федотов И.А. Эволюция состава базит-гипербазитовых пород и ее роль в формировании медно-никелевого оруднения Печенги. - В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л. : Наука, 1971, с. 166-176.
- Прусс А.К. Характеристика геотектонических элементов Украинского щита. Білопирковсько-Одеське геосинклінальне відгалуження. - В кн.: Тектоніка Українського щита. К. : Наук. думка, 1972, с. 82-98.
- Разин Л.В., Хвостов В.П., Новиков В.А. Металлы группы платины в породообразующих и акцессорных минералах ультраосновных пород. - Геохимия, 1965, № 2, с. 159-174.
- Разин Л.В., Хоменко Г.А. Особенности накопления осмия, рутения и остальных металлов группы платины в хромшпинелидах платиноносных дунитов. - Геохимия, 1969, № 6, с.659-672.
- Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. - М. : Изд-во иностр. лит., 1962. - 1132 с.
- Ратан О.Г. Месторождение озера Лин. - В кн.: Структурная геология рудных месторождений Канады. М. : Мир, 1964, с. 252-263.
- Рингвуд А.Э., Мак-Грегор И.Д., Бойд Ф.Р. Петрографический состав верхней мантии. - В кн.: Петрология верхней мантии. М. : Мир, 1968, с. 278-277.
- Рингвуд А.Э. Состав и эволюция верхней мантии. - В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М. : Мир, 1972, с. 7-26.
- Слынько П.И. Основные и ультраосновные породы северо-восточной части Украинского щита. - В кн.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев : Наук. думка, 1970, с. 181-187.
- Слюсарев В.Л. К вопросу о классификации магматических образований синклинальной зоны Ветреного пояса. - Тр. Ин-та геологии / Карел. фил. АН СССР, 1968, вып. I, с. 63-75.
- Смолин П.П. Формационные типы гипербазитов и их минералогения. - Докл. АН СССР, 1964, 159, № 4, с. 343-350.
- Соболев В.С. Введение в минералогию силикатов. - Львов : Изд-во Львовск. ун-та, 1949. - 331 с.
- Соболев Н.Д. Ультрабазиты Большого Кавказа. - М. : Госгеолтехиздат, 1952. - 240 с.
- Соболев Н.Д. К петрохимии ультраосновных горных пород. - Геохимия, 1959, № 3, с. 679-695.
- Соболев Н.Д. Генетические типы ультраосновных интрузий и закономерности размещения на территории СССР связанных с ними полезных ископаемых. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М. : Изд-во АН СССР, 1962, т. 6, с. 32-48.
- Соболев Н.Д. Ультраосновные массивы и мантия Земли. - В кн.: Петрографические формации и проблемы петрогенезиса. М. : Наука, 1964, с. 35-39.
- Соболев Н.Д. Методы петрохимических исследований ультраосновных пород. - В кн.: Вопросы петрохимии. Л. : Наука, 1969, с. 112-115.
- Соболев Н.Д., Уханов А.Е., Смирнова Т.А. и др. Сравнительное геохимическое изучение ультраосновных массивов в связи с их хромитеносностью. - Сов. геология, 1970, № I, с. 38-101.

- Соболев С.Ф., Золотарев Б.П. Геохимия пород верхней мантии и некоторых ее производных. - В кн.: Физические свойства, состав и строение верхней мантии. М.: Наука, 1974, с.3-18.
- Соколов Г.А. Хромиты Урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распределения. - М.: Изд-во АН СССР, 1948. - 128 с.
- Солмогулов В.Б., Чекунов А.В., Трипольский А.А. Тектоническое районирование Украинского щита в свете данных глубинных геофизических исследований. - Геол. журн., 1972, 32, вып. 4, с.3-11.
- Соловьев С.П. Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. - Л.: Наука, 1970. - 311 с.
- Ставров О.Д., Уханов А.В. Щелочные элементы и фтор в породах и минералах мантии. - Геохимия, 1971, № 3, с. 282-293.
- Тейлор Х.П., Нобл Дж. А. Сопоставление ультраосновных комплексов Ю.-В. Аляски и других частей С.Африки и всего мира в целом. - Тр. XXI сессии Международн. геол. конгр. М.: Изд-во иностр. лит., 1963, с. 41-62.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. - М.: Изд-во иностр. лит., 1961. - 240 с.
- Ткачук Л.Г. Гайворон-Завальевский комплекс чарнокито-норитовых пород та зв'язані з ними родовища хроміту. - К.: Вид-во АН УРСР, 1940. - III с.
- Трегер В.Е. Оптическое определение породообразующих минералов. - М.: Недра, 1968. - 185 с.
- Турекьян К., Калли Дж. Геохимия стронция. - В кн.: Геохимия редких элементов. М.: Изд-во иностр. лит., 1959, с.63-156.
- Удинцев С.Б., Чернышова В.И. Перидотитовые пояса Земли и образование пород верхней мантии и рифтовой зоны Индийского океана. - В кн.: История и перспективы сверхглубокого бурения. М.: Наука, с. 89-97.
- Ультраосновные и основные интрузии Печенги / Н.А.Елисеев, Г.И.Горбунов, Э.Н.Елисеев и др. - М.: Изд-во АН СССР, 1961. - 357 с.
- Усенко И.С. Архейские метабазиты и ультрабазиты Украинского массива. - Киев: Изд-во АН УССР, 1953. - 100 с.
- Усенко И.С. Основные и ультраосновные горные породы бассейна Южного Буга. - Киев: Изд-во АН УССР, 1953. - 142 с.
- Усенко И.С. Основные и ультраосновные породы Западного Приазовья. - Киев: Изд-во АН УССР, 1960. - 179 с.
- Усенко И.С., Каляев Г.И., Личак Г.Л., Паровський І.Д. Формации Украинского щита. - Геол. журн., 1963, 23, вып. 1, с.50-52.
- Усенко И.С. Поискные критерии ультрабазитов Украинского щита, несущих никеленосную кору выветривания. - В кн.: Кора выветривания. М.: Изд-во АН УССР, 1965, вып. 9, с.93-100.
- Усенко И.С., Белевцев Р.Я., Бернадская Л.Т. и др. Классификация геологических формаций Украинского щита. - Геол. журн., 1974, 30, вып. 1, с. 3-16.
- Усенко И.С., Фомин А.Б., Каневский А.Я., Кравченко Г.Л. Ультраосновные породы габбро-перидотитовой формации Украинского щита. - В кн.: Геология, петрография и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1976, с. 115-119.
- Устиев Б.К. Некоторые основные понятия и термины учения о магматических формациях. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 4, с.47-63.
- Уханов А.В. Включения ультраосновных пород в кимберлитах и некоторые вопросы геохимии верхней мантии. - В кн.: Междунар. геохим. конгр. М.: Изд-во АН СССР, 1971, т. I, с.173-175.

- Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. - М. : Мир, 1970. - 551 с.
- Фомин О.Б., Литвин О.Л. Элементы группы железа в амфиболах з порід габро-перидотитової формації Середнього Побужжя. - Доп. АН УРСР, 1970, № 1, с. 38-42.
- Фомин А.Б., Каневский А.Я., Козаченко А.И. Оливин в ультраосновных породах Среднего Побужья. - Геол. журн., 1971, 31, в. 4, с.82-87.
- Фомин О.Б., Горлицкий Б.О., Каневский А.Я. Геохімічний критерій розчленування основних порід метабазитової та габро-перидотитової формацій Побужжя. - Доп. АН УРСР. Сер. Б, 1971, № 7, с.688-691.
- Фомин А.Б., Козак С.А. Распределение хрома, кобальта и никеля в ультраосновных породах Среднего Побужья. - Геохимия, 1971, № 12, с. 1434-1441.
- Фомин О.Б., Костюченко В.С. Дуніти басейну р.Ірпінь. - Доп. АН УРСР. Сер. Б, 1972, № 9, с.799-802.
- Фомин А.Б. Никеленосность ультрабазитов бассейна рек Рось и Тетерев. - Докл. АН УССР. Сер. Б, 1973, № 11, с. 1001-1003.
- Фомин А.Б., Слинко Н.И., Никулина Э.А. Ультрабазиты бассейна рек Рось и Тетерев. - Геол. журн., 1973, 33, вып. 3, с.57-68.
- Фомин А.Б., Донской А.Н., Орлова Л.А. К геохимии ультраосновных и основных пород Октябрьского массива (Приазовье). - Докл. АН УССР. Сер. Б, 1974, № 1, с. 37-40.
- Фомин А.Б., Каневский А.Я. Платина и палладий в ультраосновных породах Среднего Побужья : Препринт ИУМ. - Киев : 1974. - 50 с.
- Фомин А.Б., Каневский А.Я. О металlogenости ультраосновных пород Первомайско-Головановского синклиниория (Украинский щит). - Докл. АН УССР. Сер. Б, 1975, № 12, с. 1091-1095.
- Фомин О.Б., Сахацкий І.І. Розподіл золота в ультраосновних породах Середнього Побужжя (Український щит). - Доп. АН УРСР. Сер.Б, 1976, № 10, с. 833-892.
- Фомин А.Б., Голуб В.Н., Ярошук Э.А. Минералого-геохимическая характеристика ультраосновных и основных пород девладовского комплекса. - Геол. журн., 1977, 37, вып. 6, с.85-94.
- Хесс Х.Х. Серпентиниты, орогенез и эпйрогенез. - В кн.: Земная кора. М. : Изд-во иностр. лит., 1957, с. 403-422.
- Хмара А.Я., Гаев И.А. Новый формационный тип ультрабазитов на Украинском кристаллическом щите. - Докл. АН СССР, 1970, 190, № 5, с.1200-1203.
- Чернышов Н.М., Бочаров В.Л. Петрохимические критерии никеленосности базит-гипербазитов интрузий Воронежского кристаллического массива. - Сов. геология, 1970, № 12, с.55-58.
- Чернышов Н.М. Сульфидные медно-никелевые месторождения юго-востока Воронежского кристаллического массива. - Воронеж : Изд-во Воронеж. ун-та, 1971. - 312 с.
- Чернышов Н.М., Бочаров В.Л. Химические составы ультраосновных и основных пород докембрия Воронежского кристаллического массива. - Воронеж : Изд-во Воронеж. ун-та, 1972. - 241 с.
- Чернышов Н.М., Бочаров В.Л., Фролов С.М., Фомин А.Б. и др. Гипербазитовая формация Украинского щита и Воронежского массива. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 10, с.36-47.
- Чернышов Н.М., Усенко И.С., Богачев А.И. и др. Базит-ультрабазитовые интрузивные комплексы нижнего докембрия Восточно-Европейской платформы и их рудоносность. - В кн.: Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. М. : Недра, 1976, т. 2, с.95-104.

- Шейнманн Ю.М. Поверхность Мохоровичича, глубина залегания магм и размещение ультрабазитов. - Сов. геология, 1961, № 8, с.31-44.
- Шейнманн Ю.М. Магма и геосинклиальный процесс. Типы земной коры и магмы. - В кн.: Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений. М.: Наука, 1964, с.102-119.
- Шейнманн Ю.М. Очерки глубинной геологии. - М.: Недра, 1968. - 230 с.
- Шейнманн Ю.М. К проблеме генерации магм. - Сов. геология, 1969, № 2, с. 10-26.
- Шоу Д.Н. Геохимия микроэлементов кристаллических пород. - Л.: Недра, 1969. - 207 с.
- Штейнберг Д.С. Новые данные о серпентинизации дунитов и перидотитов Урала. - В кн.: Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с.252-263.
- Штейнберг Д.С., Малахов И.А. О распределении никеля в ультраосновных породах Урала. - Геохимия, 1963, № II, с.982-985.
- Штейнберг Д.С., Чапухин И.С. Серпентинизация ультрабазитов. - М.: Наука, 1977. - 312 с.
- Щека С.А., Моисеенко В.Г., Фоминых В.Г. Основные закономерности распределения золота в интрузивных базитах и гипербазитах. - Докл. АН СССР, 1971, 20, № 2, с. 461-464.
- Щербак Н.П., Рябоконь В.В. Корреляция докембрия западной и центральной частей Украинского щита. - В кн.: Проблемы геологии докембрия. Киев: Наук. думка, 1971, с. 86-95.
- Щербаков И.Б. Петрография докембрийских пород центральной части Украинского щита. - Киев: Наук. думка, 1975. - 279 с.
- Эдельштейн И.И. К геохимии никеля. - Геохимия, 1960, № 7, с.601-609.
- Эдельштейн И.И. Петрология гипербазитов Тоболо-Иргизского района Южного Урала и особенности связанной с ними коры выветривания. - М.: Наука, 1968. - 200 с.
- Эрланк А. Связь между содержанием калия и рубидия в земных породах. - В кн.: Распространенность элементов в земной коре. М. Мир., 1972, с. 70-88.
- Эфендиев Г.Х., Гейдаров А.С. Геохимия редких элементов. - Баку: Изд-во АН Аз.ССР, 1966. - 127 с.
- Юшко-Захарова О.Е. Платиноносность рудных месторождений. - М.: Недра, 1975. - 246 с.
- Яковлев Ю.А., Яковлева А.К. Минеральный состав руд и околорудных пород восточного фланга Аллареченского сульфидного месторождения. - Материалы по минерал. Кольск. п-ова, 1967, вып. 5, с.78-89.
- Ярошук М.О. Геохронология докембрийских пород району Володарських магнітних аномалій. - Геол. журн., 1965, 25, вып. 5, с.35-44.
- Ahrens L.H., Pinston W.H., Kearns M.M. Associating of rubidium and potassium and their abundance in common igneous rocks and meteorites. - Geochim. et cosmochim. acta, 1952, 2, N 3, p. 229-242.
- Anastasion P., Seifert F. Solid solubility of Al_2O_3 in Enstatite at high temperatures and 1-5 kb water pressure. - Contribs. Mineral. and Petrol., 1972, 34, N 4, p. 272-287.
- Bonatti F., Honnorez L., Ferrare G. Peridotite - gabbro-basalt complex from the equatorial Mid-Atlantic ridge. - Philos. Trans. Roy. Soc., 1971, vol. 268, p. 385-402.
- Carr M.H., Turckian K.K. The geochemistry of cobalt. - Geochim. et cosmochim. acta, 1961, 25, N 1-2, p. 9-60.

- Challis G.A. The origin of New Zealand ultramafic intrusions. - J. Petr., 1965, 6, N 2, p. 322-364.
- Cheney E.S., Lange I.M. Evidence for sulfirisation and the origin of some Sudbury-type ores. - Mineral Deposits, 1967, 2, N 2, p. 35-47.
- Dietz R.S. Alpine serpentinites as oceanic rind fragments. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1963, vol. 74, p. 75-82.
- Gast P.W. Terrestrial ratio of potassium to rubidium and the composition of the Earth's mantle. - Science, 1965, 147, N3660, p. 858-860.
- Goldschmidt V.M. Geochemistry. - Oxford, 1954. - 239 p.
- Green D.H. Effect of high pressure on basaltic rocks. - In: Basalts, New York, 1967, vol. 1, p. 401-443.
- Griffin W.L., Murthy V.R. Abundances of *K*, *Rb*, *Sr* and *Ba* in some ultramafic rocks and minerals. - Earth and Planet. Sci. Let., 1968, 4, N 6, p. 497-501.
- Hess H.H. A primary peridotite magma. - Amer. J. Sci., 1938, 35, N 209, p. 321-344.
- Hess H.H. History of ocean in petrology studies. - Geol. Soc. Amer., 1962, vol. 95, p. 36-45.
- Hess H.H. Caribbean geological investigations. - Geol. Soc. Amer., 1966, vol. 98, p. 38-42.
- Kasden J. The different concepts of the genesis of alpine-type emplaced ultrabasic rocks on chromite prospecting. - In: Methods of prospecting for chromite, 1964. - 85 p.
- Kullerud G., Joder H.S. Sulfide-silicate relations. - Carnegie Inst. Washington, Year-Book, 1963, vol. 62, p. 352-368.
- MacGregor J.D. Aluminous diopsides in three phase assemblage diopside solid solution + forsterite + spinel. - Carnegie Inst. Washington, Year-Book, 1965, vol. 64, p. 2122-2135.
- Melson W.G., Thompson G. Petrology of transform-fault zone and adjacent segment. - Phil. Trans. Roy. Soc., 1971, vol. 268, p. 432-441.
- Muller O. Sodium, potassium and cesium concentrations in V.S.G.S. standards peridotite PCC-1, dunite DTS and diabase W-1 by neutron activation analysis. - Earth and Planet. Sci. Let., 1970, 8, N 4, p. 48-54.
- Miyashiro A. Some aspects of peridotite and serpentinite in orogenic belts. - Jap. Geol. Geogr., 1967, 37, p. 35-47.
- Norman G.C., Haskin L.A. The geochemistry of Sc: a comparison to the rare-earths and Fe. - Geochim. et cosmochim. acta, 1968, 32, N 1, p. 93-108.
- Patterson J.M. Geology of the Thompson-Moak Lake. - Winnipeg, 1963. - 75 p.
- Philpotts J.A., Schnetzler C.C., Thomas H.H. Petrogenetic applications of some new geochemical data on eclogitic and ultrabasic inclusions. - Geochim. et cosmochim. acta, 1972, 36, N 10, p. 1131-1166.
- Sørensen H. Metamorphic and metasomatic processes in the formation of ultrabasic rocks. - In: Ultramafic and related rocks, New York: Wiley, 1967, p. 204-212.
- Stumpfl E.F., Clark A.M. Electronprobe microanalysis of gold-platinum concentrates from South-East Borneo. - Trans. Inst., Mining Metals, 1965, 74, p. 993-946.
- Stueber A.M., Murthy V.R. Strontium isotope and alkali element abundances in ultramafic rocks. - Geochim. et cosmochim. acta, 1966, 30, N 12, p. 1243-1259.

- Stueber A.M., Goles G.C. Abundances of *Na, Mn, Cr, Sc* and *Co* in ultramafic rocks. - *Geochim. et cosmochim. acta*, 1967, 31, N 1, p. 75-95.
- Taylor S.R., Ahrens L.H. The significance of *K/Rb* ratios for theories of tektite origin. - *Geochim. et cosmochim. acta*, 1959, 23, N 5, p. 370-372.
- Thayer T.P., Chemical and structural relations of ultramafic and feldspathic rocks in alpine intrusive complexes. - In: *Ultramafic and related rocks*, New York : Wiley, 1967, p. 325-337.
- Vogt J.H. Nickel in igneous rocks. - *Econ. Geol.*, 1923, 18, N 4, p. 18-32.
- Wyllie P.Y. Petrogenesis of ultramafic and ultrabasic rocks. - In: *Ultramafic and related rocks*. New York : Wiley, 1967, p. 403-416.
- Wyllie P.Y. The origin of ultramafic and ultrabasic rocks. - *Tectonophysics*, 1969, 7, N 5-6, p. 437-455.

Александр Борисович Фомин

ГЕОХИМИЯ УЛЬТРАБАЗИТОВ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ
УКРАИНСКОГО ШИТА

Печатается по постановлению ученого совета
Института геохимии и физики минералов АН УССР

Редактор Л.Н.Полетаева
Оформление художника А.Л.Омельянюка
Художественный редактор И.П.Савицкая
Технический редактор Т.М.Зубрицкая
Корректоры О.Е.Исарова, А.Ф.Коровниченко

Информ. бланк № 2738.

Подп. к печ. 05.04.78. БФ 00595. Формат 60 x 84/16.
Бумага офс. № 1. Усл. печ. л. 13,25. Уч.-изд. л. 12,9.
Тираж 500 экз. Заказ 9-401 Цена 1 руб. 30 коп.

Издательство "Наукова думка". 252601, Киев-4, ГСП, Репина 5
Киевская книжная типография научной книги республиканского пр
изводственного объединения "Полиграфкнига" Госкомиздата УССР.
252004, Киев-4, Репина, 4.

1 руб. 30 коп.

3068

„ НАУКОВА ДУМКА ”