ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ ПИРОКСЕНЫ УКРАИНСКОГО ЩИТА

АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ И ФИЗИКИ МИНЕРАЛОВ

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ ПИРОКСЕНЫ УКРАИНСКОГО ЩИТА

КИЕВ «НАУКОВА ДУМКА» 1979

УДК 549.643+552.48

Породообразующие пироксены Украинского щита / В. М. Венидиктов, Е. Б. Глевасский, Е. Н. Голуб и др.— Киев : Наук. думка, 1979.— 228 с.

В монографии сведены и обобщены материалы с целью установления связей между оптикой, химизмом, структурой пироксенов, исходным составом пород и условиями образования. Использованы кристаллооптические, химико-аналитические, рентгенографические и спектроскопические методы. При обработке материалов применялись парагенетический, термодинамический, корреляционный, регрессионный анализы. Выделены и детально охарактеризованы формационные, петрохимические и парагенетические группы пироксенов, установлены их характерные особенности и фациальная принадлежность. Рассмотрены различные модели расчета распределения компонентов между сосуществующими минералами. Изучено влияние изоморфизма на параметры элементарной ячейки.

Рассчитана на геологов и научных работников, занимающихся вопросами петрологии, минералогии и геохимии докембрия.

Ил. 40. Табл. 68. Список лит. с. 160—170.

Авторы:

В. М. ВЕНИДИКТОВ, Е. Б. ГЛЕВАССКИЙ, Е. Н. ГОЛУБ, К. Е. ЕСИПЧУК, М. М. КОНОНОВА, Г. Л. КРАВЧЕНКО, С. Г. КРИВДИК, В. А. КУРЕПИН, Р. Л. ЛЕВИНА, И. А. ЛЕЙКО, Э. А. НИКУЛИНА, А. Я. ПАРФЕНОВА, Н. И. ПОЛОВКО, Р. И. СИРОШТАН, С. Д. СПИВАК, С. Б. СТЕПЧЕНКО, В. Е. ТЕПИКИН, И. С. УСЕНКО, А. Б. ФОМИН, Т. Г. ЩЕРБАКОВА, Б. Г. ЯКОВЛЕВ, С. В. ГЕВОРКЬЯН

Ответственный редактор *И. С. Усенко*

Рецензенты *Е. К. Лазаренко, Ю. А. Русько*

Редакция литературы о Земле

И $\frac{20805\text{-}541}{\text{М } 221(04)\text{-}79}$ 263-79. 1904020000

© Издательство «Наукова думка», 1979

ПРЕДИСЛОВИЕ

Все увеличивающийся поток информации по породообразующим минералам обусловливает появление крупных обобщающих сводок. Примерами подобных работ в последнее время могут быть книги У. А. Дира и др. (1965—1966), Н. В. Соболева (1964), Е. А. Костюк (1970), Н. Л. Добрецова и др. (Породообразующие пироксены, 1971), Е. Н. Ушаковой (1971) и т. д. Подобный цикл работ начат и по Украинскому щиту: обобщение по биотитам выполнено И. С. Усенко, И. Б. Щербаковым и А. П. Заяц (1972), по амфиболам — А. Л. Литвиным (1977). С 1973 по 1977 г. в Институте геохимии и физики минералов АН УССР под руководством чл.-кор. АН УССР И. С. Усенко разрабатывалась тема «Породообразующие минералы Украинского щита». Настоящая работа является изложением полученных результатов по разделу «Пироксены». Это первая крупная сводка по пироксенам Украинского щита, обобщающая все имеющиеся опубликованные материалы до июня 1977 г. и оригинальные исследования авторов. В Приложениях собрано 316 анализов ромбических пироксенов (из них 208 — оригинальных) и 304 — моноклинных (164 — оригинальных). Приводятся новые анализы пироксенов из таких редких парагенезисов, как Гип + Кор, Гип + Кум + Би, Гип + Ол ± ± Гр ± МП, РП + МП + Гр + Рог + Шп, впервые проанализирована большая группа пироксенов из пород Черниговского карбонатитового комплекса.

Главное внимание уделено изучению типоморфных особенностей и минеральных ассоциаций пироксенов в зависимости от исходного состава пород и степени метаморфизма (*PT*-условий) на основе выделения определенных метаморфических и магматических фациальных групп или формаций на конкретном материале Украинского щита. Использованы химико-аналитические, кристаллооптические, рентгенографические, спектральные, ИК-спектроскопические и радиоспектроскопические методы исследования.

При обработке материалов применялись парагенетический, термодинамический, корреляционный и регрессионный анализы. Рассмотрена степень равновесности минеральных ассоциаций в глубокометаморфизованных (полиметаморфических) комплексах раннего докембрия. Оценены различные модели расчета распределения компонентов между сосуществующими минералами и перспективность использования их в геотермо- и барометрии. Предложены некоторые новые геотермометры. Показана возможность использования железистости пироксенов и сосуществующих минералов в породах основного

ряда для определения типа фациальной серии. Изучено влияние изоморфизма на параметры элементарной ячейки.

В основу описания пироксенов положена их принадлежность к определенной формационной или парагенетической группе. Прежде всего выделены 2 группы пород: 1) метаморфические породы орто- и параряда; 2) магматические породы, не претерпевшие регионального метаморфизма. Метаморфические пироксенсодержащие породы разделены на 7 подгрупп в зависимости от их петрохимического состава и генезиса (бедные кальцием кварцсодержащие породы и гранитизированные их разности, породы основного ряда и гранитизированные их разности, силикатно-карбонатные, железистые и ультраосновные породы). В группе магматических пород в соответствии с общепринятой классификацией выделено 3 подгруппы (основные, кислые или гранитоидные и щелочные породы). В каждой из подгрупп описаны минеральные ассоциации, выделены фации и субфации и соответствующие парагенетические типы пироксенов, освещена корреляция между катионами и типоморфные особенности пироксенов, зависимость между физическими свойствами и химическим составом.

Работа выполнена В. М. Венидиктовым, Т. Г. Щербаковой, Б. Г. Яковлевым, В. А. Курепиным, Р. И. Сироштаном, Н. И. Половко, Г. Л. Кравченко, Е. Н. Голуб, К. Е. Есипчуком, Э. А. Никулиной, М. М. Кононовой, С. Г. Кривдиком, Е. Б. Глевасским, А. Б. Фоминым и другими под общим руководством чл.-кор. АН УССР И. С. Усенко. В обработке аналитического материала и оформлении книги, кроме того, участвовали Л. В. Семка, М. А. Десятник, Н. О. Навроцкая, Т. П. Шестак и Г. Л. Сокирко. Статистическая обработка данных производилась на ЭВМ «Днепр-2» В. Е. Тепикиным и И. А. Лейко.

Химические анализы выполнены в лаборатории ИГФМ АН УССР. Параметры элементарной ячейки определены в лаборатории автоматизации ОП ИГФМ АН УССР (И. Г. Максимчук и Г. И. Сиротенко), ИК-спектроскопия произведена С. В. Геворкьян и М. А. Пластининой, ПМР-спектры получены в отделе радиоспектроскопии А. М. Калинниченко. Выделение монофракций пироксенов производилось в обогатительной лаборатории ИГФМ АН УССР под руководством Г. Я. Терец.

СИМВОЛЫ МИНЕРАЛОВ

Аб — альбит
Авг — авгит
Акт — актинолит
$Альм_{70}$ — пироп-альмандиновый гранат
Ам — амфибол
Ан — анортит
Анд — андалузит
Андр — андрадит
Анк — анкерит
Ант — антофиллит
Ап — апатит
Апоф — апофиллит
Арф — арфведсонит
Би — биотит
Вз — везувиан
Вол — волластонит
Гаст — гастингсит
Гд (Ged) — геденбергит
Гем — гематит
$Гип_{48}$ — гиперстен
Гр — гранат
Грос — гроссуляр
Гп — герцинит
Ди — диопсид
Дол (До) — доломит
Жд — жадеит
Жед — жедрит
Ил — ильменит
Ка — кальцит
Карб — карбонат
Кв — кварц
Кд — корунд
Кн — канкринит
Кор — кордиерит
Ко — коэсит
КПШ (Орт) — щелочной полевой шпат
Кум (Ку) — куммингтонит
Кц (Клц) — клиноцоизит
Лар — ларнит
Ле — лепидомелан
Мт (Мгт) — магнетит
Монт — монтмориллонит
МП (Ди) — моноклинный кальциевый пироксен
Мус — мусковит
Не — нефелин
Ол — оливин
Парг — паргасит
Пиж — пижонит
Пир — пироп
Пр — пренит
Прт — пирит
ПрЭ — протоэнстатит
$Пл_{40}$ — плагиоклаз
Рб — рибекит
Рих — рихтерит
Рог — роговая обманка
Род — родусит
РП — ромбический пироксен
Сапф — сапфирин
Сер — серицит
Сил — силлиманит
Слф — сульфид
$Ск_{76}$ — скаполит
Сп — серпентин
Со — содалит
Спес — спессартин
Стил — стильпномелан
Сф — сфен
Та — тальк
Тр — тремолит
Турм — турмалин
Фа — фаялит
Фибр — фибролит
Фл — флогопит
Фо — форстерит
Фрг — ферроГастингсит
Фс — ферросилит
Хл — хлорит

Хр	— хромит	Шп	— шпинель
Це	— цеолиты	Эг	— эгирин
Цо	— цоизит	Эн	— энстатит
Чм	— чермакит	Эп	— эпидот

ПРОЧИЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

k_i	— коэффициент кристаллохимических формул	р	— расплав
		рел	— реликтовый
вт	— вторичный	кат	— катион
мин	— минерал	тр	— твердый раствор
нал	— наложенный	ПМР	— парамагнитный резонанс
пор	— порода	ЯГР	— ядерный γ-резонанс

Цифры при символах минерала обозначают его железистость или основность.

ГЛАВА 1. КРАТКИЙ ОБЗОР РАБОТ ПО ПИРОКСЕНАМ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Первые сведения о пироксенах Украинского щита и их оптическая характеристика содержатся в работе К. М. Феофилактова (1851). Первая печатная работа по пироксенам выполнена более 100 лет назад (Оссовский, 1865). В трудах И. А. Морозевича и В. Е. Тарасенко уже содержатся как детальные петрографические описания пород, так и скрупулезные оптические и минералогические исследования, в частности ориентировка оптической индикатрисы и плеохроизм пироксенов. Этими же исследователями (Морозевич, 1893, 1901; Тарасенко, 1895) опубликованы первые химические анализы пироксенов Украинского щита — некоторые из них приведены в Приложениях настоящей книги — и описано пластинчатое строение пироксенов с указанием морфологии и ориентировки вростков и минерала-хозяина.

В работах П. П. Пятницкого (1898), В. И. Лучицкого (1911, 1927), Н. И. Безбородько (1926, 1935), В. Н. Чирвинского (1928), Ю. Ир. Половинкиной (1931, 1962), Л. Г. Ткачука (1935, 1940), И. С. Усенко (1947), Р. И. Сироштана (1950) дается оптическая характеристика пироксенов и содержатся сведения об их количественных соотношениях и парагенезисах в разнообразных породах, встреченных на территории Украинского щита (метабазитах, чарнокитоидах, щелочных породах, диопсид-плагиоклазовых гнейсах и кристаллических известняках, гиперстеновых гнейсах (±Би, Альм), метасоматитах, дайковых и эффузивных породах и т. п.).

Н. И. Свитальский (1927) обнаружил эгирин в измененных джеспилитах криворожской серии и пополнил немногочисленную коллекцию химических анализов пироксенов. В дальнейшем метасоматитам Приднепровья и возникновению эгирина в этих породах посвятили свои работы Ю. Ир. Половинкина (1951), Н. Ф. Аникеева (1955), А. Г. Шендерова и Е. П. Соколова (1958), А. И. Стрыгин (1959, 1960). Существенный вклад в изучение магнезиально-железистых силикатов Украины, и в том числе пироксенов, внес В. С. Соболев (1950, 1953). Используя главным образом материалы Украинского щита, он предложил ряд усовершенствованных диаграмм для определения железистости ромбических пироксенов, биотитов и роговых обманок, которые нашли широкое применение в практике минералого-петрографических работ. Интересные минералогические и химико-аналитические исследования выполнены Д. П. Бобровником (1947, 1948, 1953), изучившим метасоматическую зональность и условия формирования диопсида в ксенолитах кристаллических известняков в чарнокитовых породах окрестностей г. Винницы.

В. П. Костюк (1955) большое внимание уделил изучению породообразующих минералов с целью выяснения устойчивости минеральных равновесий при различных физико-химических условиях и определения пределов колебаний твердых растворов в разновариантных парагенезисах. Всестороннее изучение пироксенов из основных и ультраосновных пород Побужья и Приазовья провел И. С. Усенко (1958). Им, в частности, опубликованы впервые для Украинского щита химические анализы пироксенов из ультрабазитов. Много ценных наблюдений по пироксенам чарнокитовой серии сделал О. И. Слензак (1960). Им детально описаны пластинчатые вростки в пироксенах и их оптическая ориентировка (до этого пластинчатое строение пироксенов было описано только в габброидах Волыни).

Т. Г. Хмарук и И. Б. Щербаковым (1963, 1965) изучены типоморфные особенности пироксенов из скарнов и чарнокитов Западного Приазовья. Оптические свойства и некоторые особенности химизма гиперстенов из чарнокитов юго-западной части Украинского щита описаны Э. Б. Налимкиной (1964). В дальней-

шем пироксены из метаморфических основных пород и связанных с ними чарнокитов изучались М. А. Ярощук (1968), К. Е. Есипчуком, В. А. Цукановым (Эйнор и др., 1971), Б. Г. Яковлевым и Т. Г. Хмарук (1972), Н. Н. Настенко (1972), И. Б. Щербаковым (1975), Р. Я. Белевцевым (1975) и В. М. Венидиктовым (1978). Пироксены из магматических пород Корсунь-Новомиргородского и Коростенского плутонов охарактеризованы в работах И. Л. Лычака (1948), Ю. В. Кононова (1969) и В. А. Курепина (1971). Рассмотрению условий равновесия парагенезиса оливин + ортопироксен + кварц и его петрологической значимости посвящены специальные работы В. А. Курепина (1970). Для этого парагенезиса характерны высокие значения dT/dP, что позволяет использовать его в целях геобарометрии. Ю. П. Мельник (1972, 1973) произвел аналогичные термодинамические расчеты, основанные на согласованных константах.

Связь между химическим составом, оптическими свойствами и параметрами элементарной ячейки ромбических и моноклинных пироксенов анализируется в ряде статей М. М. Кононовой (1967а—в, 1968). Она выполнила также дальнейшее изучение пластинчатых вростков в ромбических пироксенах из чарнокитовых пород (Кононова, 1967).

Результаты многолетнего изучения щелочных пироксенов из метасоматитов Кривбасса обобщены в работе Н. А. Елисеева, А. П. Никольского и В. Г. Кушева (1961). Химизм пироксенов из щелочных пород Приазовья и их типоморфные особенности освещаются в монографии Н. А. Елисеева, В. Г. Кушева и Д. П. Виноградова (1965), распределение компонентов между сосуществующими минералами рассмотрено в работе Л. Л. Перчука и А. С. Павленко (1967).

Сведения о химизме и типоморфных особенностях пироксенов из ультрабазитов приводятся в работах И. С. Усенко (1958, 1960, 1970), В. А. Курепина и А. Б. Фомина (1971), А. Б. Фомина (1972) и А. А. Вальтера (1972). Термодинамическая устойчивость пироксенов в ультраосновных породах определена Ю. П. Мельником (1973) с учетом влияния температуры, давления флюида и парциальных давлений H_2O и CO_2.

Пироксены железистых пород освещены в работах Г. Л. Кравченко и др. (1966, 1970, 1971), Е. Б. Глевасского и др. (1973), А. А. Вальтера (1972), Р. Я. Белевцева (1975), А. И. Стрыгина и др. (1974). Описаны химизм, оптические свойства, парагенетические соотношения минералов и распределение Mg и Fe. В работе Г. Л. Кравченко и Б. Г. Яковлева (1976) на основании приведенных данных по химизму пироксенов и сосуществующих минералов железистых и рудовмещающих пород с помощью термодинамических расчетов определены PT-условия метаморфизма гранулитовой и регрессивной амфиболитовой фаций.

Пироксены карбонатных пород кроме вышеуказанных публикаций Д. П. Бобровника, В. П. Костюка и Т. Г. Хмарук описаны в работах Е. К. Пискорской (1965, 1968, 1969), М. И. Жеру (1972), В. М. Венидиктова (1978), Ю. П. Мельника (1973), А. И. Стрыгина и др. (1974), Н. И. Половко и др. (Карбонатные породы УЩ, 1975). Наиболее полная сводка пироксенов из карбонатных пород Украинского щита опубликована Р. И. Сироштаном, Н. И. Половко и др. (Минералы карбонатных пород, 1976). Кроме оптических свойств и химических анализов клинопироксенов приводятся спектры ПМР и ядерного γ-резонанса (эффект Мессбауэра), рассмотрен изоморфизм в различных типах пироксенов и внутрикристаллическое распределение по подрешеткам. Уточнены диаграммы зависимости плотности и параметров элементарной ячейки от химического состава.

Сравнительно слабо освещены в литературе пироксены из пород, бедных кальцием. Сведения о них обычно приводятся в связи с анализом парагенезисов минералов и выделением минеральных фаций. Наиболее полная характеристика их дана в монографиях В. П. Костюка (1955), И. Б. Щербакова (1975), Р. Я. Белевцева (1975), Н. П. Щербака (1975) и В. М. Венидиктова (1978).

Распределение Fe и Mg между сосуществующими силикатами в породах Украинского щита проанализировано В. А. Курепиным (1973).

Специальная работа (Сироштан и др., 1976) посвящена изучению возможности вхождения воды в кристаллическую решетку пироксенов. Показано, что по данным ПМР ионы водорода входят в структуру некоторых пироксенов в значительных количествах.

ГЛАВА 2. ОБРАБОТКА АНАЛИТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА И ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КОЛЛЕКЦИИ

В процессе выполнения работы были собраны опубликованные в литературе химические анализы пироксенов Украинского щита по состоянию на 1 июня 1977 г. Вместе с оригинальными анализами, выполненными авторами, их общее число составило около 800. Оставшиеся после отбраковки анализы сведены в Приложения I и II, в которые включены 316 анализов ромбических пироксенов, из них 208 оригинальных, и 302 моноклинных пироксенов, из них 164 оригинальных. В большинстве образцов кроме пироксенов анализировались и сосуществующие минералы. Все оригинальные анализы сопровождаются значениями плотности и показателей преломления пироксенов. При анализе минеральных равновесий и характеристике оптических свойств пироксенов использованы массовые замеры показателей преломления.

Все опубликованные и оригинальные анализы были проверены на ЭВМ «Днепр-2» по сумме весовых процентов окислов, пересчитаны на кристаллохимические формулы, после чего была произведена отбраковка в соответствии с принципами, изложенными в работах (Булах, 1967; Породообразующие пироксены, 1971). После введения некоторых изменений применительно к собранному материалу приняты следующие критерии отбраковки анализов:

1. Сумма весовых процентов компонентов должна находиться в пределах 99,5—100,75%;

2. Сумма формульных количеств катионов в пересчете на 6 атомов кислорода равна 3,95—4,05;

3. Содержание K_2O не должно превышать 0,4%;

4. Избыток кремния не превышает 0,05 формульной единицы;

5. Четко указаны парагенезис и привязка;

6. Определены все главные компоненты,— разделены щелочи, двух- и трехвалентное железо и т. п.;

7. Содержание воды (H_2O^{+}) или потерь при прокаливании (п. п. п.) в общем случае не должно превышать 1% (Породообразующие пироксены, 1971).

Однако если анализ не удовлетворял вышеуказанным требованиям, но представлял редкий интересный парагенезис, формационный тип, характеризовал крайние пределы изоморфных замещений или вообще по каким-либо причинам был петрологически информативен, то он включался в коллекцию и использовался при описании пироксенов той или иной группы пород. Оставлялись также анализы с незначительными отклонениями от нормы, если они сопровождались данными по химизму сосуществующих минералов и (или) породы. При этом они включались в некоторых случаях в выборки для составления корреляционных диаграмм и матриц типа пироксен — сосуществующий минерал или пироксен — порода, но исключались при изучении изоморфизма (суммарная корреляция по формульным коэффициентам в пределах петрохимической группы или формационного типа) и зависимости физических свойств от состава (многомерный регрессионный анализ). Чаще всего они отличаются повышенным содержанием п. п. п. (от 1 до 2%), которые обычно почти не влияют на соотношения других компонентов и сумму катионов. Так, например, в пироксенах пород, бедных кальцием (типы P—I—1 и P—I—2), отдельно были вычислены парные коэффициенты корреляции в выборках с п. п. п. до 1 и до 2%. Никакого сколько-

нибудь существенного и тем более закономерного различия не обнаружено.

В разных парагенетических группах количество отбракованных анализов, не вошедших в Приложения, составляет от 10 до 25%. Особенно много их среди щелочных пироксенов типов М—II—2а и М—II—2б (26 ан., или 31%).

Пересчет анализов. Химические анализы пироксенов пересчитаны по специально составленной программе на ЭВМ «Днепр-2» кислородным и катионным методами. Расхождения в формульных коэффициентах незначительные и вызваны в основном погрешностями аналитических определений. И тот, и другой методы формальны, в обоих случаях исходный материал один и тот же — весовые проценты катионов в виде окислов (нет непосредственного количественного определения кислорода). При кислородном методе пересчета задается условие $\Sigma k_i e_i = \Sigma 6 e_o = 12{,}0$, где k_i — формульные коэффициенты катионов, e_i — их валентность. Так как валентности катионов в данном случае постоянны, то вариации весовых процентов и соответственно k_i будут отражаться на сумме катионов, т. е. степенью свободы в данном случае является Σk_i. При катионном методе мы ограничиваемся другим условием — постоянством $\Sigma k_i = 4$ и, следовательно, все вариации и погрешности анализов будут отражаться на общем количестве кислорода, т. е. степень свободы — Σa_i, где a_i — формульные количества кислорода при каждом катионе.

Если считать, что объем элементарной ячейки занят в основном ионами кислорода, а катионы располагаются в промежутках между ними (Hess, 1949; Бетехтин, 1961; Дир и др. 1965), то оба метода примерно равнозначны и различие между ними состоит только в том, как в формульных коэффициентах отражаются погрешности химических анализов. И действительно, во всех случаях изо- и гетеровалентного компенсационного изоморфизма количество катионов остается неизменным, что и выражается, в частности, в формулах миналов: $Mg_2Si_2O_6$, $CaMgSi_2O_6$, $CaAl_2SiO_6$, $NaFeSi_2O_6$ и т. п. ($Mg \rightleftarrows Fe^{2+}$; $Ca\,(Mg, Fe^{2+}) \rightleftarrows NaFe^{3+}$; $MgSi \rightleftarrows (Fe, Al, Ti)_{VI}\,(Fe, Al, Ti)_{IV}$). Исключением являются случаи дефектного изоморфизма, однако последние в пироксенах Украинского щита не обнаружены. Следовательно, при абсолютно точных аналитических определениях чистых пироксенов при кислородном методе пересчета 6 атомов кислорода всегда соответствовали бы 4 катионам. Аналогично при катионном расчете в этом случае $\Sigma a_i e_i$ всегда была бы равна 12,0, а Σa_i — 6. Отклонения от идеальной формулы, таким образом, зависят только от погрешностей анализов. При этом для кислородного метода допустимый интервал колебаний $\Sigma k_i = 3{,}95$—$4{,}05$ (Породообразующие пироксены, 1971). Для катионного метода допустимые отклонения в Σa_i невычислены. Если же число атомов кислорода при катионном методе записывается исходя из теоретической формулы (Булах, 1967; Борнеман-Старынкевич, 1964), то теряется одно из главных достоинств любого метода пересчета — контроль качества химических анализов.

Сведения о погрешностях аналитических определений довольно противоречивы (Борнеман-Старынкевич, 1964; Булах, 1967; Казицын, Рудник, 1968; Хитров, Кортман, 1969; Породообразующие пироксены, 1971; Fairborn, Schairer, 1953). В пересчете на формульные коэффициенты минералов S_x, по данным Н. Л. Добрецова и др. (Породообразующие пироксены, 1971), для большинства компонентов находится в пределах 0.004—0,008, а для Si и Al — 0,011. А. Г. Булах (1967) считает, что коэффициенты в формуле минерала достоверны только до первой значащей цифры после запятой. В настоящей работе формульные коэффициенты рассчитывались до второго знака после запятой. Кроме кристаллохимических формул на ЭВМ также рассчитаны следующие производные коэффициенты:

$$F = \frac{(Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mn) \cdot 100}{Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mn + Mg}$$ (общая железистость);

$$M = \frac{Mg \cdot 100}{Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mn + Mg}$$ (магнезиальность);

$$f = \frac{Fe^{2+}}{Fe^{2+} + Mg} \cdot 100$$ (частная железистость);

$$F_в = \frac{Fe^{3+} \cdot 100}{Fe^{2+} + Fe^{3+}}$$ (коэффициент окисления);

$$al = \frac{Al \cdot 100}{Al + Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mn + Mg}$$ (глиноземистость);

$$Mg_1 = \frac{Mg \cdot 100}{Al + Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mn + Mg};$$

$$Fe_1 = \frac{(Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mn) \cdot 100}{Al + Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mn + Mg};$$

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

(кальциевость);

$$Mg_2 = \frac{Mg \cdot 100}{Ca + Mg + Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mn};$$

$$Fe_2 = \frac{(Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mn) \cdot 100}{Ca + Mg + Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mn}.$$

Под символом элементов здесь понимаются их атомные количества или формульные коэффициенты. Приведенные коэффициенты широко использовались при анализе минеральных ассоциаций и изучении химизма пироксенов. Многие из них отражены на парагенетических диаграммах.

По специально разработанной программе состав пироксенов пересчитан на миналы, которые использовались в некоторых случаях при сравнении с экспериментальными данными и изучении изоморфизма в системе диопсид — геденбергит — акмит. О неопределенности расчета миналов пироксенов уже указывалось в литературе (Булах, 1967; Породообразующие пироксены, 1971). Получаемые величины изменяются в зависимости от последовательности заполнения тетраэдрической позиции Ti^{4+}, Ti^{3+}, Al, Fe^{3+} и Cr и от порядка вычисления жадеита, чермакита, эгирина, диопсида и геденбергита. Расчет чермакитового компонента по Al_{IV} (Породообразующие пироксены, 1971) зависит от точности определения Si, а истирание в агатовых ступках может привести к наличию добавочного кремнезема. Так, некоторые пироксены, особенно щелочные, нередко содержат избыток кремния ($Si > 2$). Если сначала рассчитывать чермакит, то на него обычно расходуется весь алюминий не только в четверной, но и в шестерной координации, т. е. жадеита не будет вообще. При составлении диаграмм и корреляционных матриц в подавляющем большинстве случаев использовались не миналы, а формульные или производные коэффициенты.

Группировка анализов. Весь исходный фактический материал по ромбическим пироксенам (химические анализы в процентах, плотность, n_g, n_p и $2V$) приводится в Приложении I, по моноклинным пироксенам — в Приложении II.

В основу выделения и описания парагенетических типов пироксенов так же, как в работе «Породообразующие пироксены» (1971), положена принадлежность их к той или иной генетической группе или формационному типу. В период подготовки и обработки материала все имеющиеся анализы по генетическому признаку были разделены на две большие группы: пироксены метаморфических пород; пироксены магматических пород. Дальнейшее разделение производилось по петрохимическим типам, принятым в парагенетическом анализе, и формационным типам. В первую группу вошли: *А*. Ромбические пироксены — метаморфических кварцсодержащих пород, бедных кальцием (Р—I—1), чарнокит-мигматитов, бедных кальцием (Р—I—2), метаморфических пород основного ряда (Р—I—3), чарнокит-мигматитов основного состава (Р—I—4), железистых пород (Р—I—5) и ультрабазитов (Р—I—6); Б. Моноклинные пироксены — метаморфических пород основного ряда (М—I—1), чарнокит-мигматитов основного состава (М—I—2), силикатно-карбонатных пород (М—I—3), железистых пород (М—I—4), ультрабазитов (М—I—5). Ко второй группе отнесены: А. Ромбические пироксены — магматических пород основного состава (Р—II—1), позднескладчатых аллохтонных гранитоидов нормального ряда (Р—II—2), позднескладчатых аллохтонных гранитоидов, бедных кальцием (Р—II—3); Б. Моноклинные пироксены — магматических пород основного состава (М—II—1); щелочные пироксены (М—II—2). Последние в свою очередь разделяются на три подтипа: щелочных пород (М—II—2а), ощелоченных железистых пород и связанных с ними метасоматитов (М—II—2б), карбонатитов и ультраосновных пород (М—II—2в). Все выборки по указанным типам представлены в Приложениях. Кроме того, при анализе минеральных ассоциаций и корреляционном анализе в силикатно-карбонатных породах выделены еще четыре группы пироксенов — метаморфических пород известково-силикатного ряда (М—I—3а) и метасоматитов известково-силикатного ряда (М—I—3б), метаморфических пород известково-магнезиально-силикатного ряда (М—I—3в) и ме-

тасоматитов известково-магнезиально-силикатного ряда (М—I—3г).

Так как магматическое происхождение безоговорочно признается лишь за основными породами коростенского комплекса, по которым выборки пироксенов немногочисленны, и в тексте, и в Приложениях пироксены магматических пород в виде отдельной части не выделены.

В пределах петрохимических групп и формационных типов пироксенов химические анализы расположены по парагенезисам, а в одинаковых парагенетических типах — по железистости.

Использование статистических методов. Задачи, решаемые статистическими методами, применительно к пироксенам, подробно изложены Н. Л. Добрецовым и др. (Породообразующие пироксены, 1971). Их методические указания и выводы позволили во многом сократить объем вычислений. По каждому петрохимическому типу пироксенов определялись средние содержания катионов ($\bar{x}$), стандартное отклонение (S), асимметрия, эксцесс, коэффициент вариации (v), пределы колебаний $\bar{x} (\bar{x} \pm 2S)$ и парные коэффициенты корреляции между формульными количествами катионов.

Определение законов распределения главных компонентов пироксенов является условием применения корреляционного анализа и целесообразно как самостоятельная задача. Однако оно сопряжено с большими трудностями и не всегда может быть выполнено. Во-первых, нет выборок, характеризующих распределение внутри однородных по составу и степени метаморфизма пород («единичные» распределения по Н. Л. Добрецову и др. (Породообразующие пироксены, 1971)). Во-вторых, много парагенетических типов с недостаточным количеством анализов, что не позволяет достоверно судить о «типовых» распределениях. В-третьих, и это весьма существенно, выборки состоят из проб, недостаточно представительных, так как опробование велось разными авторами и очень неравномерно. Внутри каждой выборки, отвечающей петрохимической или парагенетической группе, имеется широкий диапазон изменчивости исходного состава пород и PT-условий, причем все эти интервалы опробованы неравномерно. Преимущественный отбор проб из сравнительно небольшого участка или массива дает заметное искажение реального распределения. Всевозможных отклонений от нормального закона можно ожидать и при анализе общего распределения катионов в пироксенах. Общие гистограммы имеют гораздо более сложный характер, чем «типовые» распределения (Породообразующие пироксены, 1971). Некоторые типоморфные свойства пироксенов, например железистость, зависят от состава пород и эта более сильная связь забивает случайное распределение. Максимум кривой распределения железа будет отвечать при условии равномерности опробования максимуму распространения определенных по железистости пород. Неравномерно опробованы разные фации и субфации метаморфизма.

Все же эмпирические типовые распределения и общее распределение главных компонентов обычно отвечают нормальному или близкому к нормальному распределениям. Для некоторых компонентов характерно усеченное нормальное распределение (Породообразующие пироксены, 1971). Однако на фоне общей тенденции к нормальному распределению в представительных выборках всегда имеются отклонения в сторону логнормального распределения (Fe^{3+}, Al_{VI}, Mn, Ti, Fe^{2+}, Mg, Ca, Na, $\Sigma_{кат}$). Асимметрия и эксцесс варьируют в широких пределах. В каждой группе отклонения индивидуальные и, вероятно, имеют случайный характер. В качестве примера можно привести выборки орто- и клинопироксенов из метаморфических пород основного ряда (табл. 1, 2). В суммарной выборке ортопироксенов отмечается закономерность: главные катионы (Si, Mg, Fe^{2+}, Al_{IV}) распределены по нормальному закону, второстепенные — по логнормальному (табл. 3). В клинопироксенах логнормальное распределение свойственно Al_{IV}, Al_{VI}, Ti и Mn (табл. 4). Интересно, однако, что Na и Fe^{3+} в щелочных пироксенах также имеют логнормальный закон распределения, что, по всей видимости, связано с неравномерностью опробования. Так как для нас представляет интерес не абсолютное, точное значение $r_{[05]}$, а установление общих корреляционных связей и так как на данном уровне исследования определение законов распределения неточно, то, несмотря на отмеченные отклонения, для установления общих закономерностей применяются статистические критерии, основанные на нормаль-

ТАБЛИЦА 1

Статистические параметры и законы распределения коэффициентов кристаллохимических формул ромбических пироксенов метаморфических пород основного ряда (Р — I — 1), $n = 57$

Компонент, коэффициент	Закон распределения	$\bar{x}$	(S)	Асимметрия	Эксцесс	v	Ошибка среднего	$\bar{x} - 2S$	$\bar{x} + 2S$
Si	БН	1,9325	0,037	2,1407	6,9675	1,95	0,005	1,856	2,008
Al_{IV}	БН	0,048	0,027	—0,824	0,723	56,40	0,003	—0,006	0,103
Al_{VI}	БЛН	0,012	0,017	—1,912	4,581	144,77	0,002	—0,023	0,048
Al	БН	0,060	0,036	—0,816	0,740	59,33	0,004	—0,011	0,133
Fe^{3+}	БЛН	0,048	0,047	—2,969	11,701	98,40	0,006	—0,047	0,144
Ti	БН	0,006	0,004	—1,090	1,452	62,84	0,0005	—0,001	0,014
Fe^{2+}	Н	0,885	0,177	0,403	0,075	20,01	0,023	0,530	1,239
Mn	Н	0,020	0,008	—0,469	—0,065	42,71	0,001	0,003	0,038
Mg	ЛН	0,989	0,181	—0,720	0,680	18,36	0,024	0,626	1,353
Ca	БН	0,038	0,018	—0,889	2,301	47,72	0,002	0,001	0,074
Na	БН	0,014	0,011	—1,246	0,785	82,08	0,001	—0,009	0,037
Сумма	БЛН	4,000	0,000	2,000	—1,000	0,00	0,000	4,000	4,000
F	Н	49,130	8,946	0,562	0,562	18,20	2,185	31,238	67,023
F_o	БН	5,423	5,414	—2,749	10,032	99,82	0,717	—5,405	16,252

Примечание. Законы распределения: Н — нормальный, БН — близкий к нормальному, ЛН — логнормальный, БЛН — близкий к логнормальному.

ТАБЛИЦА 2

Статистические параметры и законы распределения коэффициентов кристаллохимических формул моноклинных пироксенов метаморфических пород основного ряда (М — I — 1), $n = 55$

Компонент, коэффициент	Закон распределения	$\bar{x}$	(S)	Асимметрия	Эксцесс	v	Ошибка среднего	$\bar{x} - 2S$	$\bar{x} + 2S$
Si	БН	1,928	0,021	0,878	1,795	1,11	0,002	1,885	1,971
Al_{IV}	Н	0,066	0,022	0,085	—0,014	33,04	0,003	0,022	0,110
Al_{VI}	БН	0,021	0,021	—0,623	—1,029	99,11	0,002	—0,021	0,064
Al	Н	0,088	0,036	—0,355	0,047	41,26	0,004	0,015	0,161
Fe	ЛН	0,048	0,027	—1,132	1,746	55,86	0,003	—0,005	0,102
Ti	Н	0,006	0,004	—0,491	—0,365	57,11	0,000	—0,001	0,014
Fe^{2+}	Н	0,330	0,097	—0,104	—0,210	29,58	0,013	0,134	0,525
Mn	ЛН	0,011	0,008	—3,269	14,821	71,96	0,001	—0,005	0,028
Mg	Н	0,699	0,085	0,249	—0,061	12,19	0,011	0,528	0,869
Ca	Н	0,863	0,041	—0,151	—0,019	4,75	0,005	0,781	0,945
Na	БН	0,034	0,013	—0,980	2,978	39,29	0,001	0,007	0,061
Сумма	БЛН	4,014	0,018	—1,493	4,633	0,44	0,002	3,978	4,050
F	Н	35,699	8,357	—0,136	—0,129	23,41	1,127	18,983	52,415
F_o	ЛН	13,611	8,331	—1,486	4,217	61,20	1,123	—3,050	30,274

ном распределении (уровень значимости $r_{[05]}$ и т. п.). Значимые величины парных коэффициентов корреляций $r_{[05]}$ и $r_{[01]}$ при 95%-ном и 99%-ном доверительном интервалах взяты по таблицам Д. Б. Оуэна (1966). При интерпретации в основном учитывались связи главных компонентов, удовлетворяющих требованиям: $S_{кат} \gg S_{анал}$, где $S_{анал}$ — погрешность химических анализов; $S_{кат} > S_{\Sigma}$, где S_{Σ} — отклонения суммы катионов; $\bar{x}_{кат} \geqslant S_{\Sigma}$ (Породообразующие пироксены, 1971). Корреляционный анализ (как графический, так и статистический) использовался при изучении изоморфизма, определении устойчивых ассоциаций элементов (миналов), выделении парагенетических типов пироксе-

ТАБЛИЦА 3

Статистические параметры и законы распределения коэффициентов кристаллохимических формул суммарной выборки ромбических пироксенов (Р — I — 1, Р — I — 2, Р — I — 3, Р — I — 4, Р — I — 5, Р — I — 6, Р — II — 2 и Р — II — 3), $n = 267$

Компонент, коэффициент	Закон распределения	$\bar{x}$	S	Асимметрия	Эксцесс	v	Ошибка среднего	$\bar{x} - 2S$	$\bar{x} + 2S$
Si	БН	1,932	0,065	7,948	99,862	3,370	0,004	1,802	2,063
Al_{IV}	БН	0,055	0,038	0,702	—0,039	69,89	0,002	—0,022	0,132
Al_{VI}	БЛН	0,017	0,026	—2,656	9,739	155,25	0,001	—0,044	0,069
Fe^{3+}	БЛН	0,041	0,046	—3,622	23,129	110,48	0,002	—0,049	0,133
Ti	БЛН	0,004	0,006	—5,011	43,500	130,77	0,000	—0,006	0,016
Fe^{2+}	БН	0,905	0,419	0,033	—0,869	46,34	0,025	0,067	1,744
Mn	БЛН	0,016	0,017	—4,488	31,512	109,16	0,001	—0,018	0,052
Mg	БН	0,980	0,448	—0,215	—0,791	45,79	0,027	0,084	1,877
Ca	БЛН	0,036	0,046	—8,531	95,347	126,23	0,002	—0,056	0,128
Na	БЛН	0,011	0,011	—2,616	11,244	99,10	0,000	—0,011	0,033
F	БН	49,897	22,356	0,144	—0,850	44,81	1,368	5,185	94,611

ТАБЛИЦА 4

Статистические параметры и законы распределения катионов кальциевых моноклинных пироксенов (типы М — I — 1, М — I — 2, М — I — 3, М — I — 4 и М — I — 5), $n = 186$

Компонент, коэффициент	Закон распределения	$\bar{x}$	S	Асимметрия	Эксцесс	v	Ошибка среднего	$\bar{x} - 2S$	$\bar{x} + 2S$
Si	БН	1,921	0,067	2,640	9,029	3,49	0,005	1,787	2,055
Al_{IV}	БН	0,073	0,064	—2,728	10,352	87,70	0,005	—0,055	0,201
Al_{VI}	БЛН	0,022	0,029	—2,702	11,054	133,0	0 002	—0,036	0,081
Fe^{3+}	БН	0,049	0,039	—1,467	2,858	80,36	0,003	—0,029	0,129
Ti	БЛН	0,009	0,014	—3,286	10,916	156,03	0,001	—0,019	0,037
Fe^{2+}	БН	0,307	0,174	—0,800	1,086	56,79	0,012	—0,041	0,656
Mn	БЛН	0,011	0,014	—5,304	40,798	129,01	0,001	—0,017	0,040
Mg	БН	0,697	0,188	0,451	0,355	27,08	0,014	0,321	1,075
Ca	БН	0,890	0,060	0,055	—0,527	6,80	0,004	0,770	1,012
Na	БН	0,028	0,017	—0,780	0,967	60,02	0,001	—0,006	0,062
F	БН	34,389	17,330	—0,523	0,488	50,40	1,271	—0,271	69,050

нов и характеристике типоморфных особенностей, исследовании зависимости состава пироксенов от парагенезисов и субфаций метаморфизма, температуры и давления. В классификационных целях при выделении парагенетических типов пироксенов принимались во внимание средние содержания главных компонентов, их стандартные отклонения, характер корреляционных связей и особенности изоморфизма. Для установления связи химизма пироксенов с исходным составом породы в породах, бедных кальцием (выборки Р—I—1 и Р—I—2), и метабазитах (М—I—1, М—I—2, Р—I—3, Р—I—4) по специально составленной программе были вычислены корреляционные матрицы между содержаниями катионов в пироксенах и весовыми процентами окислов породы. Для изучения распределения элементов между сосуществующими минералами кроме многочисленных диаграмм рассчитаны парные коэффициенты корреляции между содержаниями катионов в ромбическом и моноклинном пироксенах (выборки М—I—1, М—I—2, Р—I—3 и Р—I—4; М—I—5 и Р—I—6).

Зависимость физических свойств пироксенов от состава детально изучена экспериментально и статистически (Винчелл, 1953; Дир и

ТАБЛИЦА 5

Парные коэффициенты корреляции между катионами в суммарной выборке ромбических пироксенов (Р — I — 1, Р — I — 2, Р — I — 3, Р — I — 4, Р — I — 5, Р — I — 6, Р — II — 2, Р — II — 3), $n = 267$

Компонент	Al_{IV}	Al_{VI}	Fe^{3+}	Ti	Fe^{2+}	Mn	Mg	Ca	Na	F
Si	—0,57	—0,13	—0,02	—0,07	0,37	0,04	—0,40	0,24	0,05	0,38
Al_{IV}		0,41	—0,12	0,05	—0,54	—0,21	0,54	—0,25	—0,08	—0,55
Al_{VI}			—0,08	0,03	—0,10	—0,10	0,02	—0,09	—0,01	—0,06
Fe^{3+}				0,17	0,08	0,09	—0,19	—0,01	—0,04	—0,18
Ti					0,17	0,08	—0,20	0,01	0,14	0,19
Fe^{2+}						0,19	—0,98	0,17	0,17	0,99
Mn							—0,19	—0,06	—0,01	0,20
Mg								—0,28	—0,16	—1,00
Ca									0,01	0,25
Na										0,15

Примечание. Значимые коэффициенты корреляции ($r_{[05]}$) подчеркнуты.

ТАБЛИЦА 6

Парные коэффициенты корреляции между катионами в кальциевых моноклинных пироксенах (типы М — I — 1, М — I — 2, М — I — 3, М — I — 4 и М — I — 5), $n = 186$

Компонент	Al_{IV}	Al_{VI}	Fe^{3+}	Ti	Fe^{2+}	Mn	Mg	Ca	Na	F
Si	—0,94	—0,33	—0,44	—0,72	0,21	0,15	—0,05	—0,04	—0,05	0,07
Al_{IV}		0,41	0,40	0,74	—0,21	—0,16	—0,01	0,09	0,04	—0,06
Al_{VI}			—0,02	0,14	—0,10	—0,10	—0,12	—0,05	0,11	—0,04
Fe^{3+}				0,19	0,13	—0,07	—0,31	—0,12	0,31	0,33
Ti					—0,09	—0,15	0,00	—0,05	0,05	—0,03
Fe^{2+}						0,09	—0,90	—0,24	0,06	0,96
Mn							—0,09	—0,10	—0,11	0,14
Mg								—0,01	—0,13	—0,96
Ca									—0,28	—0,16
Na										0,11

др., 1965; Породообразующие пироксены, 1971). При этом показан линейный характер зависимости плотности и показателей преломления от изоморфного замещения ионов Mg и Fe^{2+}, в отдельных случаях устанавливается связь показателя преломления с Al, Fe^{3+}. Как известно, диаграммы состав — физические свойства в разных парагенетических группах пород и разных районах обычно отличаются друг от друга, поэтому на ЭВМ для каждой выборки пироксенов были рассчитаны уравнения многомерной регрессии типа

$$n_g = f'(F, Al, F_o); \quad n_p = f'(F, Al, F_o); \quad \rho = f'(F, Al),$$

где f' — функция. По уровням значимости (Р) отклонений каждой составляющей векторов и по соотношению величины коэффициентов уравнений и их дисперсии устанавливалась степень влияния каждого фактора и физи-

ческие свойства конечных членов изоморфных рядов. Затем производилась отбраковка анализов с отклонениями, превышающими S_x ($x = n_g$, n_p, ρ), и для решения обратной задачи (нахождение железистости пироксена по показателям преломления), имеющей непосредственное практическое значение, обсчитывалось уравнение одномерной регрессии типа $n_g = f'(F)$, $n_p = f'(F)$.

Общие особенности корреляции между катионами в орто- и клинопироксенах можно проследить по суммарным выборкам (табл. 5, 6). В основном подтверждаются выводы, полученные ранее (Породообразующие пироксены, 1971). По совокупности отрицательных и положительных корреляционных связей выявляются следующие изоморфные замещения катионов:

1. Изоморфизм $Mg \rightleftarrows Fe^{2+}$. И в общих, и в частных выборках отчетливо наблюдается отрицательная корреляция между этими катионами. Только в группе натровых пироксенов она забивается более сильными отрицательными связями $Mg \rightleftarrows Fe^{3+}$ и $Fe^{2+} \rightleftarrows Fe^{3+}$, вследствие чего связь $Mg—Fe^{2+}$ становится положительной (см. табл. 38, 39).

2. Изоморфизм $Si \rightleftarrows Al$. Отрицательная связь между этими элементами с высокими значениями парных коэффициентов корреляции прослеживается во всех выборках, что дает основание при расчете кристаллохимических формул заполнять тетраэдрическую позицию в первую очередь Al. На этом базируется разделение всего Al на Al_{IV} и Al_{VI}. Нет данных, указывающих на вхождение Ti и Fe^{3+} в позицию T.

3. Гетеровалентное замещение $Fe^{2+}Si \rightleftarrows MgAl_2$ чермакитового типа, о котором свидетельствуют отрицательные связи $Fe^{2+}—Al_{IV}$ и Si — Mg и как следствие—положительные связи Fe^{2+} — Si и $Mg—Al_{IV}$. В то же время связи Si с Al_{VI}, Fe^{3+} и Ti, заполняющими октаэдрическую позицию, не достигают значимой величины, что связано, вероятно, с небольшими $\bar{x}$ и S этих катионов. В группе же моноклинных пироксенов отрицательная корреляция Si с катионами R^{3+} октаэдров наблюдается довольно четко (см. табл. 6).

4. В ортопироксенах Ca изоморфно замещает Mg (сильная отрицательная связь). Отрицательная связь Ca с Al и положительная с Si не подтверждают его вхождение в чермакитовый компонент. Устойчивым является минал $CaFe^{2+}Si_2O_6$. В клинопироксенах, наоборот, более характерен изоморфизм кальция с железом, что объясняется различной структурной позицией Ca в орто- и клинопироксенах (Породообразующие пироксены, 1971). Правда, в некоторых парагенетических группах обнаруживаются отрицательные связи Ca с Mg и положительные с Fe^{2+} (см. табл. 18, 19).

5. Изоморфизм диопсид $\rightleftarrows$ акмит, обусловливающий отрицательные связи $Mg—Fe^{3+}$ и Ca—Na, в клинопироксенах.

Особенности изоморфизма щелочных пироксенов подробно рассмотрены в гл. 11.

ГЛАВА 3. О РАВНОВЕСИИ ПИРОКСЕНОВ В ПРИРОДНЫХ УСЛОВИЯХ

Считается, что метаморфические породы находятся в состоянии равновесия или приближения к равновесию, на этом основано применение при петрологических исследованиях парагенетического анализа, термодинамических расчетов и многочисленных методов минералогической термо- и барометрии, базирующихся на распределении компонентов или изотопов между двумя фазами. Однако уже давно было подмечено, что полное равновесие даже в пределах небольшого участка, образца или шлифа, в природе чаще всего не достигается (Andreata, 1960; Хлестов, Добрецов, 1967). Общеизвестные признаки неравновесности: явно реакционные соотношения минералов, каемки, распространенность разнообразных симплектитов и симплектитоподобных срастаний. Сутурные границы зерен свидетельствуют о напряженном состоянии (Voll, 1960). Полигональная структура с тройным сочленением границ под углом 120°, наоборот, считается одним из признаков равновесия (Раст, 1967). Явным доказательством неравновесности являются колебания оптических свойств пироксенов и других минералов в одном и том же образце или шлифе, о чем, в частности, неоднократно писали украинские геологи (Слензак, 1960; Хмарук, Щербаков, 1963; Конопова, 1968; Кравченко, 1970; Вениктов, 1978).

Корреляция между составами сосуществующих минералов, которая определяется по усредненным значениям, установленным химическими анализами, обычно хорошо выражена, т. е. в общем наблюдается приближение к равновесию, но и в этом случае нередко отмечаются отклонения (см. Прил. I, табл. 3, ан. 12 и 26; рис. 4). Приведем некоторые примеры неравновесных минеральных ассоциаций. На северной окраине с. Мазуровка (р. Мурафа) в полосе биотитизированных пород мощностью 2,0—2,5 м, пересекающей соскладчатые чарнокит-мигматиты, наблюдаются небольшие овальные выделения мелко-, среднезернистых амфиболитов, сложенных роговой обманкой (75—80%) с небольшой примесью биотита (1—5%) и реликтовыми зернами гиперстена, салита и плагиоклаза. Содержание SiO_2 в породе примерно такое же, как в роговой обманке, т. е. амфиболизация (РП + МП + + Пл → Рог + Кв) сопровождается или в какой-то мере обусловлена десиликацией. Состав минералов по показателям преломления: $РП_{30-40}$ + $МП_{76-85}$ + $Рог_{32-41}$ + $Пл_{43-45}$ + + Би. Обращает на себя внимание высокая железистость клинопироксена, не коррелирующая с железистостью роговой обманки и ортопироксена. Химико-аналитические определения последних (см. Прил. I, табл. 3, ан. 46) дали соотношения железистости $РП_{33,2}$ $Рог_{25,6}$ (клинопироксен выделить не удалось). К подобным явно наложенным амфиболитам относится также обр. С—138/1 (см. Прил. I, табл. 3, ан. 47, Прил. II, табл. 1, ан. 44), на что, в частности, указывают сходные соотношения железистости темноцветных минералов (см. рис. 4). На северной окраине с. Володиевцы (тоже р. Мурафа) в зоне разрывного нарушения обнажаются рыхлые биотит-клинопироксеновые породы состава $Би^{вт}_{26}$ + $МП_{32}$ + + Ск + КПШ + Кв (для Би и МП имеются химические анализы) с необычными соотношениями железистости Би и МП. В обр. 105 (р. Русава, с. Писаревка) гнейсы состава $РП_{36-39}$ + МП + $Рог_{54-55}$ + $Пл_{39-41}$ + + КПШ + Кв пересекаются жилкой амфиболита $РП^{рел}_{36-39}$ + МП + $Рог^{вт}_{71-77}$ + Пл + + КПШ + Кв (состав минералов по оптическим данным). На южной окраине с. Скалополь

(р. Мурафа) встречены метасоматические гранат-кордиеритовые породы ($Альм_{63-69}$ + $Кор_{22-26}$ + $Би_{36-38}$ + $Шп^{вт}_{75}$ + $Фл^{вт}_{14}$ + Пл + КПШ), содержащие отдельные реликтовые зернышки $РП_{42-58}$. В одном и том же шлифе наблюдаются две разновидности окрашенной слюды (красновато-коричневый биотит и зеленовато-желтый флогопит), вариантность ассоциации равна 0, вероятность же появления нонвариантных ассоциаций при равновесных соотношениях минералов практически тоже равна 0. Химические анализы Альм, Кор и Би из этих пород приведены в работе В. М. Вендиктова (1978).

В биотит-гранат-кордиеритовых гранитоидах ($Альм_{63}$ + $Кор^{рел}_{20-23}$ + $Би_{38-40}$ + Пл + + КПШ + Кв) у с. Шестаковка (р. Мурашка) найдены отдельные реликтовые зернышки гиперстена ($РП_{38-39}$). Кроме бурого биотита ($Би_{38-40}$) присутствует вторичный желтовато-зеленый биотит, развивающийся по кордиериту. Наличие двух разновидностей магнезиально-железистых слюд вообще характерно для кордиеритсодержащих пород. В графитсодержащих гранат-биотитовых гнейсах, обнажающихся местами между селами Вилы Яружские и Скалополь (р. Мурафа), также совместно встречаются две разновидности биотита (бурый и зеленый). Нередки случаи сонахождения роговых обманок, отличающихся по светопреломлению и окраске. Наличие двух модификаций биотита или роговой обманки в одном образце описано Р. Горбачевым (Gorbatschev, 1973).

В кальцифирах и клинопироксеновых гнейсах (р. Днестр, г. Сороки; р. Мурафа, с. Володиевцы), как правило, наблюдается неравновесное нахождение высоко- и низкотемпературных минералов, причем общее их количество превышает $k + 2$ компонентов (Ка, МП, Пл, Кв, Сф, $Ск_{вт}$, $Вол_{вт}$, каемки $Грос_{вт}$ и $Кц_{вт}$, $Монт_{нал}$, ± Це), причем плагиоклаз иногда зонален.

Пример неравновесности в магматических образованиях — нахождение ксенолитов иной степени метаморфизма по сравнению с вмещающими породами. Например, в биотит-роговообманковых гранитоидах (собитах) Украинского щита встречаются ксенолиты гранулитового комплекса (Слензак, 1965).

Минеральные ассоциации чарнокитов с отрицательными степенями свободы описаны В. П. Серенко (1973). Р. Сен и А. Д. Макерджи (Mukherjee, 1972) предлагают ввести новый параметр — показатель неравновесности D_d, определяемый изменчивостью какого-либо минерала в данной породе.

Главной причиной неравновесности минералов является полиметаморфизм. Кроме микроскопических критериев он устанавливается структурно-геологическими наблюдениями (Дук и др., 1975; Другова и др., 1976; Раннедокембрийские гранитоидные формации, 1975). Само обнаружение полиметаморфизма возможно только при наличии реликтов ранних парагенезисов и деформаций или их более позднее наложение, т. е. при отсутствии равновесия в том или ином объеме породы. Одного только термодинамического подхода в ряде случаев недостаточно для изучения природных метаморфических и метасоматических процессов (Рамберг, 1957; Тернер, Ферхуген, 1961; Раст, 1967; Голубев, 1971; Fischer, 1973). Если температура и давление во всех фазах в пределах одного ограниченного участка (например, обнажения) выравнены, то химические потенциалы H_2O, CO_2 и других вполне подвижных компонентов могут колебаться в зависимости от их содержания в исходной породе (Йодер, 1957; Винклер, 1969; Мельник, 1976), проницаемости и деформированности пород. Связь между проницаемостью и степенью деформации породы изучена экспериментально А. И. Ставрогиным (1968). Негидростатическое давление — непосредственно влияет на изменение внутренней энергии породы (Verhoogen, 1951; Делицын, 1973; Остапенко, 1977), т. е. внутренняя энергия массивных и рассланцованных (гнейсированных) пород одного и того же петрографического состава будет различна.

Еще один источник отклонения от равновесия — возможность кристаллизации метастабильных форм (Тернер, Ферхуген, 1961; Киркинский, 1972). Неупорядоченные модификации минералов часто кристаллизуются в поле устойчивости упорядоченных (Марфунин, 1962). В кристаллических породах раннего докембрия в пределах одного шлифа часто наблюдаются большие колебания оптической триклинности калишпатов, которая отражается обычно в различной степени проявления микроклиновой решетки и соответственно вариациях рентгеновской триклинности от 0,5 до 0,75. Упорядоченность минералов

влияет на термодинамические свойства, следовательно равновесие в этих случаях не было достигнуто. На примере реакции $4NH_3 + 3SiH_4 \rightleftarrows Si_3N_4 + 12H_2$ Р. Хеккингботом (Heckingbottom, 1975) показал, что неупорядоченные, метастабильные слои образуются при значительной разности химических потенциалов по отношению к равновесию, т. е. при «сверхпотенциале».

Для обоснования применимости парагенетического анализа Д. С. Коржинским было введено понятие мозаичного равновесия. Но точность термодинамических расчетов зависит от размеров участка «мозаичного» равновесия (Blackburn, 1968). Судя по колебаниям оптических свойств, распространенности реакционных структур и наличию зональных кристаллов, эти участки во многих случаях меньше, чем анализированные образцы, по которым делаются заключения о составе темноцветных минералов и вычисляются их термодинамические свойства, на основании которых строятся петрогенетические сетки.

Отклонения в равновесии почти не влияют на качественную характеристику парагенезисов, а неравновесные соотношения даже помогают определить стабильные минеральные ассоциации каждой фазы метаморфизма и направление процесса, т. е. парагенетический анализ, сочетающийся с реальными петрографическими исследованиями,— самый действенный петрологический метод исследования. Правда, отклонения в равновесии сильно снижают точность методов минералогической термо- и барометрии (Fleet, 1974). В качестве примера можно привести данные по изучению геотермо- и барометрии в кристаллическом фундаменте Приднестровья (Венидиктов, 1974б). Если методы минералогической термо- и барометрии базируются на усредненных химических анализах минералов, то они не позволяют выделить отдельные фазы полиметаморфизма. Большее приближение к реальным условиям метаморфизма следует ожидать в сосуществующих минералах главной или одной фазы метаморфизма (например, РП—МП) и наименьшее — между минералами разных фаз (например, Гип—$Би_{вт}$, Гип—$Рог_{вт}$, МП—$Рог_{вт}$, МП—$Гр_{вт}$ и т. п.). Более детальное изучение процессов полиметаморфизма требует широкого внедрения микроанализаторов.

ГЛАВА 4. ПИРОКСЕНЫ ПОРОД, БЕДНЫХ КАЛЬЦИЕМ, С КВАРЦЕМ И КАЛИШПАТОМ

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ

В кварцсодержащих породах, бедных кальцием (петрохимическое соотношение $2Ca + Na + K < Al$) весь кальций уходит на образование полевых шпатов, поэтому пироксены представлены исключительно железомагниевыми ромбическими разностями. Появление гиперстена в метаморфических породах считается признаком гранулитовой фации (Тернер, Ферхуген, 1961; Елисеев, 1963; Винклер, 1969). В большинстве случаев эмпирически это подтверждается, однако, строго говоря, реакция Би + Кв = Гип + + КПШ зависит не только от температуры и давления, но и от железистости и щелочности системы (Коржинский, 1936а), а также от химического потенциала воды, если T, $P_{общ}$ и μ_{H_2O} считать независимыми параметрами (Йодер, 1957; Маракушев, 1968 и др.). Гиперстеновые гнейсы (± Би) нередко перемежаются с биотит-силлиманитовыми, а в отдельных случаях даже с биотит-мусковитовыми гнейсами. Например, в керне скв. 130 у с. Пырлица (МССР) найдены биотитизированные чарнокиты (гиперстен-реликтовый), чередующиеся с андалузит-двуслюдяными гнейсами. Рассматривая гиперстенсодержащие породы вместе с ассоциирующими высокоглиноземистыми породами, можно сравнивать типоморфные особенности пироксенов гиперстен-кордиеритовой, биотит-гранат-кордиеритовой и биотит-силлиманитовой субфаций (см. табл. 8).

Гиперстен-кордиеритовые парагенезисы, отвечающие максимальной степени метаморфизма на территории Украинского щита, встречаются в отдельных небольших по площади участках в Побужье и Приднепровье. Пять ортопироксенов из этой ассоциации приводятся в Приложении 1 (табл. 1, ан. 1—3; табл. 2, ан. 1, 2). В обнажениях, где петрологические взаимоотношения хорошо изучены, гиперстен-кордиеритовые ассоциации находятся в реликтах и подвергаются замещению парагенезисами биотит-гранат-кордиеритовой субфации. Интенсивным региональным диафторезом в PT-условиях этой субфации и объясняется редкость парагенезисов гиперстена с кордиеритом. Достоверных находок силлиманит-гиперстенового парагенезиса на Украинском щите нет. Силлиманит совместно с гиперстеном присутствует в некоторых случаях в виде фибролита (Ткачук, 1940). В подобном же неравновесном нахождении с гиперстеном отмечается и андалузит (Щербаков, 1975).

Моновариантный парагенезис Гип + Кор + + Альм + Би + Пл + КПШ + Кв указан В. П. Костюком (1955) в гранатовых мигматитах Подолии в окрестностях г. Винницы. Та же минеральная ассоциация в метаморфических породах описана В. М. Венидиктовым (Венидиктов, 1978), причем в одном образце (222/2) проанализированы все четыре темноцветных минерала. Реакция Гип + + Кор + КПШ = Би + Альм + Кв, рассчитанная по реальным составам, выглядит следующим образом:

$$1{,}00Mg_{1,55}Fe_{0,45}Al_4Si_5O_{18} + 9{,}42Mg_{1,1}Fe_{0,8} \times$$
$$\times Al_{0,25}Si_{1,85}O_6 + 6{,}03KAlSi_3O_8 + (6{,}03H_2O) =$$
$$= 6{,}03K_{1,00}Mg_{1,7}Fe_{0,8}Al_{1,5}Si_3O_{10}(OH)_2 +$$
$$+ 1{,}67Mg_{1,0}Fe_{1,9}Al_{2,0}Si_3O_{12} + 17{,}40SiO_2,$$ т. е.

$$1{,}0Кор_{23} + 0{,}42Гип_{42} + 6{,}03КПШ +$$
$$+ (6{,}03H_2O) = 6{,}03Би_{32} + 1{,}67Альм_{66} +$$
$$+ 17{,}40Кв;$$

$$\Delta V_s = + 6{,}35 \text{ см}^3.$$

$$\left(\frac{dP_s}{d\mu_{H_2O}}\right)_T = 17{,}92 \text{ г/см}^3.$$

Согласно термодинамическим расчетам А. А. Маракушева (1968, 1973), реакция Гип + + Кор + КПШ = Би + Альм + Кв почти не зависит от давления (P_s) и проходит при температуре 1050—1100 К. Парагенезис Кор + Гип + Альм + Кв может возникнуть также в результате реакции Кор + Альм ⇄ ⇄ Гип + Сил + Кв, изученной экспериментально Хенсеном (Hensen, 1970), — P = = 10—11 · 10^8 Па, T = 900—1000° С. Другая сходная реакция $Кор_0$ + $Гип_0$ + Сил + + Кв подтверждена экспериментами Ньютона (Newton, 1971). Она характеризуется положительным наклоном, — P = 5 —11 · 10^8 Па, T = 900—1000° С.

И биотит, и гранат в парагенезисах Гип + + Кор + Альм + Би + Пл + КПШ + Кв являются вторичными: биотит псевдоморфно замещает гиперстен и кордиерит, иногда образует каемки вокруг кордиерита, гранат чаще всего представлен порфиробластами, в которых нередко наблюдаются реликты гиперстена. В некоторых случаях по соотношению составов минералов и пород можно предполагать реликтовый безбиотитовый дивариантный парагенезис Кор + Альм + Гип + + Пл + КПШ + Кв. Меланократовые гиперстен-кордиерит-гранатовые обособления без полевых шпатов ($Гип_{55}$ + $Кор_{47}$ + $Альм_{67}$) описаны Г. Л. Кравченко и Б. Г. Яковлевым (1976). Дивариантный парагенезис Гип + + Кор + Би + Пл + КПШ + Кв встречается гораздо чаще (см. Прил. I, табл. 1, 2).

А. А. Маракушев (1965, 1968) и С. П. Кориковский (1967) предполагали наличие экстремальной реакции в равновесии Кор + + Гип + Би + КПШ + Кв, причем подобная реакция, по их мнению, может служить границей метаморфических субфаций. Однако реальные парагенезисы, в которых было бы обнаружено соотношение $F_{Би} > F_{Гип} > F_{Кор}$ (по Маракушеву — послеэкстремальное, по Кориковскому — доэкстремальное), в литературе не упоминаются. Соотношение $F_{Би} > F_{Гип}$, указываемое А. А. Маракушевым (1965), встречается уже в других парагенезисах (Би + Ол + Гип + Мт, Би + Гип + + Мт и др.). Имеющиеся в нашем распоряжении 4 образца, в которых проанализированы ортопироксен, биотит и кордиерит, нанесены на диаграмму Al — Mg — Fe (Fe^{2+} + + Fe^{3+} + Mn) (рис. 1). Приведенные данные свидетельствуют о нетипичности экстремальных реакций в данном равновесии. Особенно характерен крайний магнезиальный состав (обр. С—6/1), для которого ранее предполагались экстремальные соотношения (Кориковский, 1967). В то же время, как правило, наблюдаются реакционные взаимоотношения между гиперстеном, биотитом и кордиеритом (Прил. I, табл. 1, ан. 1; табл. 2, ан. 1), т. е., по-видимому, реакция Гип + Кор + + КПШ = Би + Кв идет при подвижности какого-либо компонента (кроме H_2O и CO_2), вероятнее всего K_2O. В этом случае равновесие Гип + Кор + Би + КПШ + Пл + Кв моновариантно, но не вследствие экстремальных соотношений, а вследствие неизохимического характера минеральных преобразований.

Дивариантный парагенезис Гип + + Альм + Би + Пл + КПШ + Кв развит в биотит-гранат-кордиеритовой и биотит-силлиманит-калишпатовой субфациях (судя по ассоциирующим глиноземистым породам и расчетам минеральных равновесий). В одних случаях наблюдаются близкие к равновесным соотношения минералов (по микроскопическим данным), в других — явное замещение гиперстена гранатом — чаще всего псевдоморфно, иногда в виде каемок. Подобные взаимоотношения характерны, например, для Приднестровья и Верхнего Побужья.

Экстремальные составы, предполагавшиеся в парагенезисе Би + Гип + Альм (Маракушев, 1965; Маракушев и др., 1966), химическими анализами не подтверждаются. С повышением железистости парагенезис Би + Гип + Альм сменяется парагенезисом Гип + Альм с одной внутренней степенью свободы, который переходит в ассоциацию Гип + Альм + Мт (Ильм). Парагенезисы с оливином (Гип + Альм + Ол ± Би) встречены только в отдельных точках в гранитоидах Новоукраинского массива. При небольшом содержании глинозема в породе формируется минеральная ассоциация Би + Гип, а в области железистых составов возникает парагенезис Гип + Мт — при этом общая железистость породы выше, чем предельная железистость гиперстена.

Коннода Би — Гип занимает разное положение в разных парагенезисах. В безгранатовых Би + Гип ± Кум, Би + Гип ± Ант, Би + Гип + Кор она ориентируется параллельно или почти параллельно стороне треугольника Al — ΣFe, т. е. Би и Гип

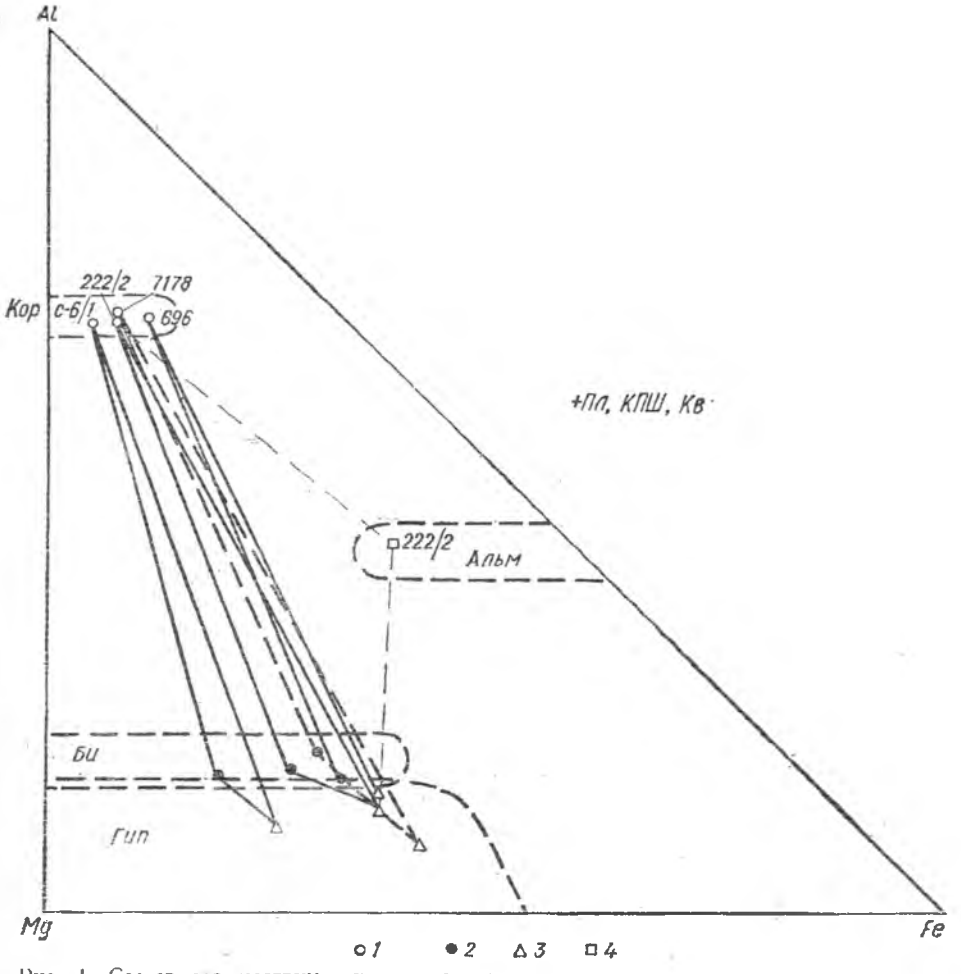

Рис. 1. Состав сосуществующих минералов:
1 — кордиерит; *2* — биотит; *3* — гиперстен, *4* — гранат

характеризуются одинаковым содержанием Mg. В ассоциациях с гранатом эта коннода выполаживается, т. е. как будто присутствие магнезиальной фазы обогащает гиперстен Mg, а железистой — Fe. Точки Би и Гип по мере снижения степени метаморфизма все больше удаляются друг от друга (рис. 2) — гиперстен обедняется, а биотит обогащается Al_2O_3, приближаясь к сидерофиллиту.

Биотит-куммингтонитовые и куммингтонит-биотит-гиперстеновые гнейсы (Би + + Кум ± Гип + Пл + Кв) встречены в ксенолитах из позднескладчатых аллохтонных чудново-бердичевских гранитоидов (Би + + Альм + Кор + Пл + КПШ + Кв) в Жежелевском карьере. Калишпат отсутствует даже в виде антипертитовых вростков, т. е. породы недосыщены калием. Химически проанализированы биотит и гиперстен (Прил. I, табл. 1). Ксенолиты округлые, резко очерченные, размеры их от 20—30 см до 1 м. В ксенолитах иногда наблюдаются мигматитовые прожилки, смятые в складки и срезающиеся контактами вмещающих гранодиоритов. Куммингтонит развивается по гиперстену. И. М. Лесной (1975) в ксенолитах (или, по автору, «скиалитах») из тех же чудново-бердичевских гранитоидов (Альм + Би + Пл + + КПШ + Кв) на р. Случь описаны антофиллитсодержащие породы (Гип + Ант + + Би + Пл + Кв). Ксенолиты зональны. По направлению к контактам гиперстен исчезает,

увеличивается количество антофиллита и биотита. Затем исчезает антофиллит и порода превращается в биотитовый гнейс. Антофиллит развивается по гиперстену. Приводятся химические анализы гиперстена, биотита, антофиллита и породы в центральной части ксенолита. Интересно, что парагенезис с куммингтонитом более магнезиальный, чем с антофиллитом. Биотит и в том, и в другом случае отличается высокой глиноземистостью, приближаясь к истонит-сидерофиллиту, ортопироксены при данной железистости, наоборот, характеризуются пониженным содержанием Al_2O_3. Антофиллит также малоглиноземистый ($Al_{IV} + Al_{VI} = 0{,}43$).

Минеральные ассоциации с куммингтонитом и антофиллитом позволяют установить нижнюю границу устойчивости ортопироксенов. Для реакции Эн + Кв = Ант экспериментально определены условия: $P_{H_2O} = 1 \cdot 10^8$ Па, $T = 750°$ С (Greenwood, 1962) и $P_{H_2O} = 1 \cdot 10^9$ Па, $T = 850°$ С (Yoder, 1971). Как показали расчеты Л. А. Маракушева (1968), при $P_S \gg P_{H_2O}$ температура несколько снижается и при $P_S = 6 \cdot 10^8$ Па и $P_{H_2O} = 1 \cdot 10^8$ Па она равна 675° С. Повышение железистости заметно снижает температуру реакции, теперь уже смещенного равновесия. Так, например, при $P_{H_2O} = 1 \cdot 10^8$ Па и $P_S = 3$—$6 \cdot 10^8$ Па гиперстену из обр. 300/7 ($F = 38{,}7$) по диаграмме Л. А. Маракушева (1968) соответствует температура 600—650° С. Антофиллит и куммингтонит в диапазоне железистости 15—60% часто встречаются совместно, их поля устойчивости перекрываются при температуре 550—600° С (Schürmann, 1967). Влияние глиноземистости на устойчивость ромбических амфиболов определяется реакциями смещенного равновесия Жсд + + Кв = Ант + Кор + H_2O (Маракушев, 1968), следовательно, примесь Al в антофиллитах еще больше снижает температуру реакции Ант ⇄ Гип + Кв.

Представление о природных ассоциациях ортопироксенов будет неполным без учета их полиметаморфического характера. Процессы полиметаморфизма и полиметасоматоза на Украинском щите описаны в работах М. И. Жеру (1967), Е. П. Леоновой (1967), К. Е. Есипчука и В. А. Цуканова (Эйнор и др., 1971),

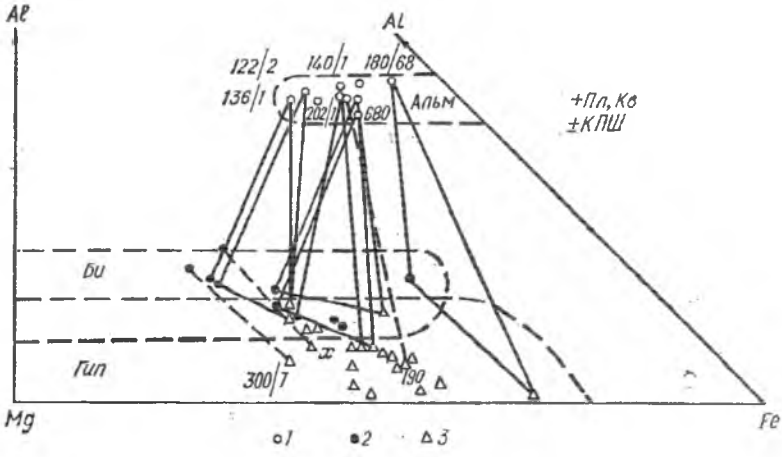

Рис. 2. Состав сосуществующих минералов:
1 — гранат; *2* — биотит; *3* — гиперстен

Е. М. Лазько и др. (Нижний докембрий..., 1975), Н. П. Семененко и др. (1976), Г. Л. Кравченко и Б. Г. Яковлева (1976), В. М. Вепридиктова (1976, 1978), А. И. Варавки и Б. З. Берзенина (1970). В каждом участке обычно наблюдаются несколько неравновесных парагенезисов, причем одна минеральная ассоциация отвечает последней наиболее сильно проявленной фазе метаморфизма, другая представлена реликтовыми парагенезисами, третья фиксируется вторичными минералами. Однако и в пределах PT-условий одной субфации нередко происходит наложение метаморфизма, которое фиксируется по наложению складчатости и рассланцевания, с которыми связано изменение железистости

ТАБЛИЦА 7

Парные коэффициенты корреляции в ортопироксенах из метаморфических пород, бедных каль

Компонент, коэффициент	Si	Al_{IV}	Al_{VI}	Al	Fe^{3+}	Ti
F_o	—0,29	0,26	—0,02	0,15	0,97	0,22
F	0,46	—0,60	—0,47	—0,64	—0,00	—0,21
H_2O	—0,15	0,21	0,31	0,31	0,26	—0,17
Na	0,27	—0,40	0,02	—0,24	0,24	0,05
Ca	0,41	—0,42	0,08	—0,22	0,01	—0,38
Mg	—0,46	0,60	0,34	0,57	0,03	0,22
Mn	0,20	—0,05	—0,01	—0,04	—0,29	—0,21
Fe^{2+}	0,46	—0,61	—0,51	—0,67	—0,11	—0,24
Ti	—0,28	0,33	0,12	0,27	0,20	
Fe^{3+}	—0,17	0,11	—0,18	—0,04		
Al	—0,75	0,85	0,82			
Al_{VI}	—0,27	0,40				
Al_{IV}	—0,95					
$\bar{x}$	1,909	0,081	0,040	0,121	0,046	0,005
S	0,043	0,051	0,047	0,082	0,033	0,004

ТАБЛИЦА 8

Парные коэффициенты корреляции в ортопироксенах из бедных кальцием соскладчатых чарно

Компонент, коэффициент	Si	Al_{IV}	Al_{VI}	Al	Fe^{3+}	Ti
F_o	0,11	—0,32	—0,61	—0,53	0,99	—0,01
F	0,12	—0,18	—0,38	—0,32	0,71	0,33
H_2O	—0,28	0,25	0,54	0,50	—0,07	—0,43
Na	—0,37	0,29	0,04	0,21	0,13	0,14
Ca	0,37	—0,53	— 0,39	—0,55	0,59	—0,03
Mg	—0,12	0,18	0,27	0,25	—0,66	—0,34
Mn	0,19	—0,36	—0,15	—0,31	0,34	—0,44
Fe^{2+}	0,10	—0,11	—0,39	—0,28	0,59	0,41
Ti	—0,03	0,02	—0,23	—0,11	0,02	
Fe^{3+}	—0,12	—0,32	—0,61	—0,53		
Al	—0,81	0,88	0,80			
Al_{VI}	—0,35	0,42				
Al_{IV}	—0,95					
$\bar{x}$	1,907	0,087	0,037	0,124	0,065	0,007
S	0,037	0,042	0,033	0,064	0,036	0,006

цием (P — I — 1), $n = 26$, $r_{[05]} = 0{,}338$

Fe^{2+}	Mn	Mg	Ca	Na	H_2O+	F	F_o
—0,30	—0,28	0,21	—0,00	—0,27	0,36	—0,19	
0,99	—0,04	—0,99	0,00	0,46	—0,38		
—0,42	—0,10	0,36	0,19	—0,40			
0,45	—0,22	—0,51	0,18				
—0,03	—0,26	—0,05					
—0,97	0,06						
—0,01							
0,930	0,009	0,930	0,026	0,013	0,860	51,311	4,937
0,232	0,006	0,203	0,016	0,012	0,614	10,983	3,691

кит-мигматитов (P — I — 2), $n = 13$, $r_{[05]} = 0{,}476$

Fe^{2+}	Mn	Mg	Ca	Na	H_2O	F	F_o
0,52	0,37	—0,61	0,66	0,19	—0,10	0,66	
0,98	—0,09	—0,99	0,17	—0,16	—0,02		
—0,09	0,08	—0,04	—0,00	—0,14			
—0,22	—0,37	0,14	0,14				
0,01	0,57	—0,15					
—0,96	0,14						
—0,23							
0,836	0,011	1,008	0,018	0,012	1,327	47,473	6,877
0,133	0,009	0,153	0,011	0,010	0,817	8,018	3,549

минералов в дивариантных парагенезисах и пределов железистости, глиноземистости в три- и более вариантных равновесиях.

В соскладчатых чарнокит-мигматитах, бедных кальцием, наблюдаются те же минеральные ассоциации, что и в метаморфитах (Прил. I, табл. 2). Частота встречаемости полиминеральных парагенезисов одинакова в гнейсах и гранитоидах. В отдельных случаях при гранитизации субстрата уменьшается количество минералов (например, биотит-гранат-кордиеритовый гнейс → гранат-биотитовый гранит), но чаще бывает наоборот. Так, по гиперстеновым гнейсам нередко развиваются соскладчатые чарнокит-мигматиты с гранатом (Приднестровье, Ивашковский карьер). В гранитоидах нередко отмечается парагенезис Кор + Альм + Би + Пл + КПШ + Кв, в то время как ксенолиты представлены гранат-биотитовыми и биотит-гиперстеновыми гнейсами (р. Южный Буг, Соломирский карьер; р. Лядова, с. Котюжаны). Таким образом, в реальных парагенезисах в целом не наблюдается уменьшения числа фаз при гранитизации, которое должно было бы иметь место при вполне подвижном поведении щелочей (Коржинский, 1957; Маракушев и др., 1966). Не всегда также обнаруживается и привнос—вынос вещества при гранитизации и мигматизации (Венидиктов, 1974а; Щербак, 1975; Нижний докембрий..., 1975).

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ И КОРРЕЛЯЦИЯ МЕЖДУ КАТИОНАМИ

В разделах под таким названием в настоящей работе рассматриваются вопросы химизма, изоморфизма и корреляционного анализа пироксенов. Типоморфные свойства выражают наиболее характерные особенности химизма, а диапазон их изменчивости обусловлен изоморфными замещениями катионов. Основным фактическим материалом являются материалы статистической обработки аналитических данных (средние, стандартные отклонения, парные коэффициенты корреляции и пр.). Петрологическая информативность типоморфных свойств зависит от того, насколько они отражают экстенсивные и интенсивные факторы равновесия, и от того, насколько велика их изменчивость или дисперсия.

Железистость. Общая железистость ортопироксенов из метаморфических пород, бедных кальцием, колеблется от 37,49 до 59,58%, в ортопироксенах соскладчатых гранитоидов и мигматитов — 28,74—55,38%. В гиперстенах метаморфических пород Fe^{2+} обнаруживает сильную отрицательную корреляционную связь с Mg и Al, положительную — с Si (табл. 7), что кроме изоморфизма $Fe^{2+} \rightleftarrows Mg$ указывает на возможность чермакитового замещения $Fe^{2+}Si \rightleftarrows 2Al$. В пироксенах ультраметаморфического происхождения вместо чермакитовых связей появляется положительная корреляция Fe^{2+} — Fe^{3+} (табл. 8).

Железистость ортопироксенов в моно- и дивариантных парагенезисах, как и железистость других темноцветных минералов, определяется *PT*-условиями, в частности, в парагенезисе Гип + Альм + Би + Пл + КПШ + + Кв уменьшается при падении температуры и давления (Маракушев, 1968). В выборках пироксенов Р—I—1 и Р—I—2 минимальная железистость в этом парагенезисе, соответствующая максимальной степени метаморфизма, установлена в обр. 136/1 (см. рис. 2), причем в этом же обнажении обнаружен реликтовый гиперстен-кордиеритовый парагенезис (Венидиктов, 1978). Минимальный предел давления, определяемый в обр. 136/1 по диаграммам А. А. Маракушева (1968, 1973), равен $9—10 \cdot 10^8$ Па. В наиболее железистых парагенезисах он опускается до $4 — 5 \cdot 10^8$ Па. В парагенезисе Гип + Кор + Би + Пл + + КПШ + Кв по железистости темноцветных минералов, наоборот, можно определить наибольшие давления, при которых еще устойчиво данное равновесие. Железистость ортопироксена в выборках Р—I—1 и Р—I—2 в большинстве случаев находится в пределах 41—45% (см. Прил. I, табл. 1, ан. 1—4), что соответствует по тем же диаграммам А. А. Маракушева максимальному давлению $8—9 \cdot 10^8$ Па. Повышение железистости ортопироксенов при понижении степени метаморфизма от гиперстен-кордиеритовой до биотит-силлиманитовой субфаций наблюдается в целом по всем парагенезисам (табл. 9).

Однако согласно корреляционному анализу железистость ортопироксенов даже в ди- и моновариантных парагенезисах имеет положительные связи с железистостью породы, Al_2O_3, CaO и TiO_2, отрицательные — с SiO_2 и MgO (табл. 10). При этом непосредственная связь, возможно, существует только с $F_{пор}$, так как от последней зависят и другие

вышеуказанные петрохимические характеристики ($r^{SiO_2}_{[05]} = -0{,}83$; $r^{Al_2O_3}_{[05]} = 0{,}950$; $r^{CaO}_{[05]} = 0{,}500$), которые могут не иметь никакого отношения к $F_{Гип}$. Интересно, что $F_{Гип}$ имеет положительную корреляцию с CaO породы и отрицательную с Ca (k_{Ca}) гиперстена ($r^{FCa}_{[50]} = -0{,}46$). Глиноземистость гиперстенов находится в обратной корреляционной зависимости от содержания CaO породы.

Глиноземистость и кремнекислотность. Характерными особенностями ортопироксенов из пород, бедных кальцием, являются пониженная кремнекислотность и высокая глиноземистость по сравнению с другими петрохимическими группами. Изоморфизм Si—Al подтверждается сильными отрицательными связями между этими элементами (см. табл. 7 и 8). В то же время связи с другими амфотерными элементами (Fe^{3+}, Ti) незакономерные. Поэтому при расчете кристаллохимических формул вакансия в тетраэдре заполнялась в первую очередь алюминием.

Содержание Al обнаруживает положительную корреляцию с Mg и отрицательную с Fe^{2+}. У Si, напротив, положительная связь с Fe^{2+} и отрицательная с Mg. И по парным коэффициентам корреляции, и по средним величинам (см. табл. 9) наблюдается обратная зависимость между F и количеством глинозема — закономерность, хорошо согласующаяся с экспериментами Акеллы и Бойда (Akella, Boyd, 1973), установившими, что при понижении магнезиальности растворимость Al_2O_3 в ортопироксенах в равновесии с гранатом понижается. Количество глинозема различно в гиперстенах, относимых к различным субфациям (см. табл. 9). Оно возрастает от биотит-силлиманитовой к гиперстен-кордиеритовой субфациям, а именно: в гнейсах среднее содержание Al_2O_3 в гиперстенах биотит-силлиманитовой субфации равно 1,54%, биотит-гранат-кордиеритовой — 2,57, а в гиперстен-кордиеритовой — 4,88%. В выборке Р—1—2 гиперстены, принадлежащие к биотит-силлиманитовой субфации, отсутствуют. В ортопироксенах биотит-гранат-кордиеритовой субфации этой выборки среднее содержание Al_2O_3 составляет 2,49%, а гиперстен-кордиеритовой — 3,87%.

Следует отметить, что в чарнокит-мигматитах по сравнению с гнейсами растворимость глинозема в ортопироксенах, судя по среднему значению ($Al_2O_{3\,ср} = 2{,}69\%$), снижается. Эту особенность гиперстенов различного генезиса отмечали Т. Г. Хмарук (1966), В. М. Шемякин (1976), Е. Б. Глевасский и др. (1973).

При атмосферном давлении вхождение глинозема в ортопироксены незначительно (до 1,75%) (Onuma, Arima, 1975). При давлении до $20 \cdot 10^8$ Па растворимость глинозема в энстатите в равновесии с пироксеном заметно повышается (до 16—19%), а затем опять понижается (Boyd, England, 1960, 1963; Hensen, Essena, 1971; Akella, Boyd, 1973). Однако согласно этим экспериментам влияние температуры не менее чувствительно, чем давления. Недостатком диаграмм, построенных по результатам экспериментов, являются высокие значения P и T, не фиксируемые обычно в природных системах. Для диапазона температур 900—1300° С и давления, равного $10—30 \cdot 10^8$ Па, растворимость Al в позиции M_1 ортопироксена, сосуществующего с гранатом, вычислена термодинамическим методом Вудом (Wood, Banna, 1973; Wood, 1974). Как и во всех остальных экспериментальных и рассчитанных геотермобарометрах, нужно знать температуру или давление, для того чтобы определить другую координату.

Эмпирические данные свидетельствуют о существенном влиянии и давления, и температуры на растворимость глинозема в ортопироксенах из пород, бедных кальцием. Глиноземистость гиперстена в ассоциации с биотитом (±Кум, Ант), как правило, ниже, чем в парагенезисе с гранатом, хотя глиноземистость сосуществующего биотита может быть и выше (см. рис. 2, ан. «х»). Несколько ниже также глиноземистость гиперстена в ассоциации с кордиеритом (при отсутствии граната), т. е. при той же температуре, но меньшем давлении содержание Al_2O_3 в ортопироксене понижается. И наконец, максимальные количества глинозема, как известно по литературным данным (Маракушев, Кудрявцев, 1965; Крылова, Прияткина, 1976), наблюдаются в парагенезисах с силлиманитом (9,35 и 9,99% Al_2O_3), индицирующих еще более высокие давления.

Общие теоретические положения о направленности изоморфных замещений в зависимости от координационного числа и радиуса атомов разработаны В. С. Соболевым (1947, 1955). Повышение давления благоприятствует

ТАБЛИЦА 9

Железистость и содержание глинозема в ортопироксенах из различных субфаций пород, бедных кальцием, %

Гиперстен-кордиеритовая субфация						Биотит-гранат-кордиеритовая субфация						Биотит-силлиманитовая субфация		
Гнейсы			Мигматиты			Гнейсы			Мигматиты			Гнейсы		
Образец	F	Al_2O_3	Образец	F	Al_2O_3	Образец	F	Al_2O_3	Образец	F	Al_2O_3	Образец	F	Al_2O_3
С — 6/1	28,48	4,69	4,1а	45,03	3,05	134/75	49,9	2,40	8/4	55,38	1,40	23/61	50,08	1,97
222/2	41,60	5,32				336/9	37,5	3,38	130/67	52,66	1,96	1013—3	83,97	0,19
63	44,93	4,32				136/1	42,3	6,15	46/1	50,86	2,16	Л — 1	42,5	3,31
141/75	51,54	2,90				748	43,0	4,30	30/3	50,80	4,17	9/1	46,0	0,85
7178	45,02	3,55				769	49,0	3,61	140/1	51,03	5,55	300/7	38,7	2,54
696	42,27	6,39				289/3	48,6	4,89	65/1	45,5	3,31	1224	84,09	0,22
Среднее	42,30	4,51				202/1	49,5	3,35	190	54,85	2,06	*Среднее*	57,56	1,51
						770	51,7	2,52	766	34,66	0,26			
						680	51,7	3,00	1724	43,74	2,16			
						180/68	53,2	1,82	1761	52,04	0,31			
						292/1	47,2	2,08	705	55,90	1,99			
						38	53,4	3,07	856	51,64	2,65			
						175.1	57,0	1,28	*Среднее*	49,92	2,33			
						921	57,4	0,33						
						40	57,3	2,30						
						45/6	59,6	0,31						
						Среднее	50,52	2,80						

Примечание. Парагенезисы см. в Прил. 1, табл. 1 и 2.

ТАБЛИЦА 10

Парные коэффициенты корреляции между формульными количествами элементов в гиперстенах и химическим составом породы, $r_{[05]} = 0{,}549$, $n = 10$

Компонент, коэффициент	$\bar{x}$	S	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	H_2O+	$F_{пор}$	$al_{пор}$	$F_{опэр}$
Si	1,898	0,035	—0,04	0,09	—0,10	0,16	0,07	—0,03	—0,05	0,44	0,13	0,11	0,25	—0,03	—0,09
Al_{IV}	0,101	0,035	0,04	—0,09	0,10	—0,16	—0,07	0,03	0,05	—0,44	—0,13	—0,11	—0,25	0,03	0,09

Al_{VI}	0,064	0,052	0,34	—0,59	—0,07	—0,27	—0,26	—0,27	0,40	—0,49	—0,13	0,05	—0,57	—0,24	0,08
Al	0,165	0,076	0,25	—0,46	—0,00	—0,27	—0,21	—0,17	0,30	—0,54	—0,16	—0,02	—0,51	—0,15	0,09
Fe^{3+}	0,033	0,028	0,43	—0,27	0,04	—0,06	—0,53	—0,20	—0,44	—0,25	—0,35	—0,15	—0,26	0,49	0,43
Ti	0,005	0,002	—0,11	0,31	—0,34	0,38	—0,05	0,09	—0,45	0,40	—0,08	—0,53	0,16	0,44	—0,49
Fe^{2+}	0,876	0,123	—0,66	0,91	0,13	0,60	0,54	0,44	—0,46	0,67	0,49	—0,15	0,89	0,16	—0,35
Mn	0,011	0,004	0,26	—0,23	—0,09	—0,63	—0,13	0,34	0,13	0,11	—0,84	—0,29	—0,33	—0,01	0,06
Mg	0,979	0,073	0,46	—0,67	—0,02	—0,74	—0,30	—0,26	0,56	—0,56	—0,49	0,28	—0,72	—0,27	0,33
Ca	0,017	0,015	0,20	—0,40	—0,14	0,13	—0,12	—0,36	0,31	—0,13	0,20	0,19	—0,23	—0,26	—0,08
Na	0,009	0,005	0,31	—0,47	—0,19	0,04	—0,26	—0,50	0,20	—0,39	0,16	—0,00	—0,39	—0,09	—0,06
H_2O	1,050	0,600	0,35	—0,37	—0,35	—0,01	—0,63	—0,48	—0,15	0,08	—0,30	—0,05	—0,46	0,39	0,13
F	48,341	4,848	—0,57	0,85	0,10	0,66	0,41	0,39	—0,59	0,64	0,45	—0,23	0,85	0,28	—0,29
F_o	3,786	3,285	0,58	—0,45	—0,13	—0,21	—0,61	—0,26	—0,35	—0,38	—0,47	—0,21	—0,45	0,46	0,40
$F_{o\text{пор}}$	17,713	7,646	0,07	—0,26	0,67	—0,28	—0,13	0,03	0,27	—0,53	—0,05	0,79	—0,16	—0,28	1,00
$al_{\text{пор}}$	62,630	5,500	0,52	—0,13	—0,69	0,35	—0,69	—0,49	—0,90	—0,00	—0,12	—0,52	—0,15	1,00	
$F_{\text{пор}}$	52,080	11,075	—0,84	0,95	0,45	0,65	0,76	0,56	—0,25	0,50	0,71	0,09	1,00		
H_2O	0,684	0,405	—0,28	—0,01	0,72	—0,06	0,17	0,05	0,47	—0,28	0,33	1,00			
Na_2O	3,293	1,088	—0,66	0,65	0,84	0,60	0,48	0,00	—0,13	0,14	1,00				
CaO	8,651	1,395	—0,52	0,58	—0,21	0,41	0,37	0,15	—0,09	1,00					
MgO	3,519	0,863	—0,23	—0,20	0,43	—0,59	0,37	0,18	1,00						
MnO	0,079	0,057	—0,54	0,52	0,61	—0,06	0,74	1,00							
FeO	5,489	2,459	—0,89	0,78	0,63	0,16	1,00								
TiO_2	0,634	0,235	—0,33	0,56	—0,06	1,00									
Fe_2O_3	1,452	1,011	—0,59	0,38	1,00										
Al_2O_3	15,553	1,804	—0,89	1,00											
SiO_2	62,810	6,242	1,00												

Примечание. Для гиперстена приведены коэффициенты кристаллохимических формул (x); для породы — химический состав, %.

нахождению атомов в более высокой координации. Так как эффективный радиус Al (0,57) больше, чем у Si (0,39), и меньше, чем у Mg (0,74) и Fe^{+2} (0,80) (Краткий справочник по

силитах из основных пород. Однако в гиперстенах однотипных парагенезисов корреляционный анализ не обнаруживает четкой зависимости между количеством извести, вхо-

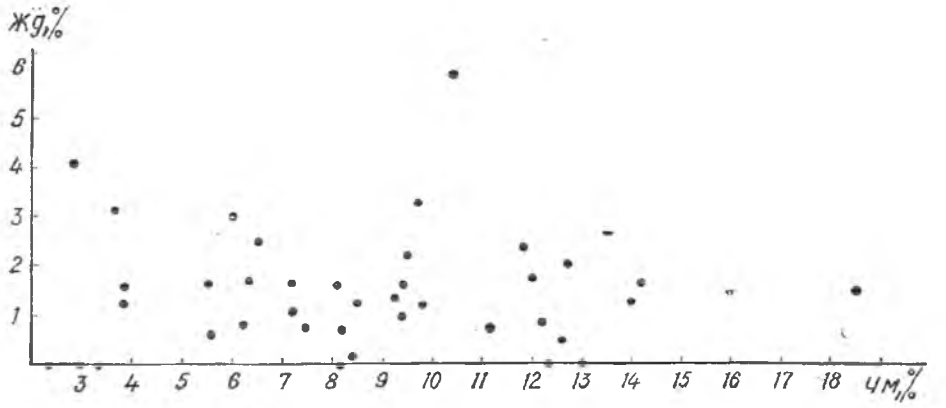

Рис. 3. Соотношение чермакитового и жадеитового миналов в гиперстенах (жадеит рассчитан по сумме Na + K)

геохимии, 1977), то повышение давления способствует увеличению только Al_{VI}, о чем свидетельствуют и соотношение радиусов ионов, и координационные числа. В реальных же анализах ортопироксенов из пород, бедных кальцием, Al_{IV} всегда больше Al_{VI}, даже в тех случаях, когда они связаны с фациальными сериями высоких давлений (см., например, анализы гиперстенов из гиперстен-силлиманитовой субфации (Маракушев, 1965; Крылова, Прияткина, 1976)). Колебания глиноземистости отражаются главным образом в вариациях чермакитового, а не жадеитового минала (рис. 3). Таким образом, с одной стороны, эмпирически отмечается возрастание растворимости глинозема при повышении давления, с другой — количество Al_{VI} почти не меняется. Следовательно, в отличие от пород основного ряда, в частности эклогитов (Породообразующие пироксены, 1971; Лутц, 1974), алюминий в ортопироксенах пород, бедных кальцием, не образуя жадеита, входит в чермакитовую молекулу.

Кальциевость. Кальций присутствует во всех анализах ортопироксенов. Минимальное содержание его 0,14%, максимальное — 1,4% в среднежелезистых гиперстенах и 0,42 — 0,56% — в железистых разностях. Среднее содержание CaO в гиперстенах из среднежелезистых гнейсов — 0,58%. Следует заметить, что эти содержания почти вдвое меньше содержаний извести в гиперстенах и ферролящей в состав гиперстенов, и содержанием ее в породе (см. табл. 10). Содержание Ca коррелирует с Si и Al (см. табл. 7 и 8), причем связь Ca и Al_{IV} более значимая, чем с Al_{VI}.

Считается, что кальциевость ортопироксенов зависит от температуры (Дир и др., 1965; Породообразующие пироксены, 1971; Гранулитовая фация, 1972), однако субфациальные различия в ортопироксенах выборок P—I—1 и P—I—2 по содержанию кальция не устанавливаются (см. табл. 9).

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Светопреломление. Поскольку изменения в химизме ортопироксена выражаются преимущественно в изменении общей железистости, коэффициента окисления и глиноземистости, сделана попытка выявить влияние этих параметров на показатели преломления. С этой целью рассчитано уравнение многомерной регрессии типа $n_g\ (n_p) = f'\ (F,\ F_o,\ Al)$. Из суммарной выборки P—I—1 и P—I—2 использованы только тщательно отбракованные анализы ($n = 20$).

$n_g = 0{,}0010007F + 0{,}0002099F_o +$
$+ 0{,}0020325Al + 1{,}6741816;\ \Delta = \pm 0{,}033515;$
$n_p = 0{,}0009025F + 0{,}000694F_o -$
$- 0{,}0016706Al + 1{,}6616471;\ \Delta = \pm 0{,}0053981,$

где Δ — средняя разница между вычисленным и измеренным показателем преломления.

Уровень значимости отклонения каждой составляющей векторов от нуля свидетельствует, что связь показателей преломления с коэффициентом окисления и глиноземом незакономерна, влияние их ничтожно.

Следовательно, показатели преломления являются главным образом функцией общей железистости, выраженной следующим уравнением однофакторной регрессии:

$$n_g = 0{,}00097F + 1{,}5759124 \quad \text{и} \qquad \text{(I)}$$

$$n_p = 0{,}0009905F + 1{,}6599532. \qquad \text{(II)}$$

Фигуративные точки, рассчитанные по уравнению I при $F_{\text{Гип}}$=37,49 и 57,30%, легли вблизи прямой Трегера (1958).

Угол оптических осей, к сожалению, определен далеко не во всех пироксенах: в выборке Р—I—1 имеется 5, а в выборке Р—I—2 — 8 измерений. В обеих выборках наблюдаются колебания значений: от —48 до—60 в Р—I—1 и от—50 до —66—в Р—I—2, причем, как свидетельствуют авторы анализов, эти колебания фиксируются даже в пределах одного шлифа, что, очевидно, является следствием вариаций упорядоченности и химизма пироксенов.

Плеохроизм. Многие ортопироксены бедных кальцием пород в шлифах обнаруживают плеохроизм различной интенсивности, меняющийся от слабозаметного бледно-кремневого до густо-розового по *Np* и от светло-серого до светло-зеленого с голубым оттенком по *Ng*. Попытка увязать интенсивность плеохроизма с количеством того или другого катиона не увенчалась успехом: корреляционные графики не выявили связи плеохроизма ни с железистостью, ни с количеством и распределением по позициям глинозема, ни с содержанием кальция.

Плотность ортопироксенов из выборки Р—I—1 колеблется между 3,206 и 3,725 г/см^3. В выборке Р—I—2 пределы колебаний плотности несколько сужаются: минимальная величина составляет 3,382, а максимальная — 3,622 г/см^3. По данным корреляционного анализа плотность ортопироксенов возрастает с ростом железистости и уменьшается с ростом содержания глинозема.

ГЛАВА 5. ПИРОКСЕНЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ОСНОВНОГО РЯДА

Коллекция пироксенов из метаморфических пород основного ряда—одна из самых многочисленных. В эту группу отнесены породы с нормальными петрохимическими соотношениями ($2Ca + Na + K > Al > Na + K$) независимо от их первичного происхождения (метабазиты, метаэффузивы или парагнейсы), которое в большинстве случаев авторами не указывается, а если указывается, то недостаточно аргументируется. Существенным является то, что все эти породы (в том числе те, что именуются в литературе метабазитами, габбро-амфиболитами и т. п.) испытали глубокий и неоднократный метаморфизм и равновесия минералов соответствуют метаморфической стадии образования пород.

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ

В пироксенсодержащих породах Украинского щита встречены парагенезисы двупироксен-гранулитовой (±Рог) и амфиболитовой (без одного из пироксенов) фаций. И в тех, и в других иногда встречается гранат. Двупироксеновые ассоциации развиты в основном в юго-западной части Украинского щита — в Побужье и Приднестровье. Менее характерны они для центральной части Украинского щита (бассейны рек Горный и Гнилой Тикичи, Синюха, участки Новоукраинский, Верблюжский и Боковянский) и для Приазовья, где они встречаются в реликтовых блоках и парагенезисах в области распространения амфиболитовой фации или в области развития позднескладчатых гранитоидов. Чаще всего наблюдается парагенезис Гип + МП + Рог + + Пл + Мт + Кв, реже Гип + МП + Мт ± Кв, еще реже Гип + МП + + Рог + Гр + Пл ± Мт ± Кв, Гип + МП + + Гр + Пл и Гр + МП + Пл, т. е. минеральные ассоциации отвечают пироксен-гранулитовой и роговообманко-гранулитовой субфациям Ф. Тернера и Дж. Ферхугена (1961), и, кроме того, присутствуют еще эклогитоподобные породы. Однако двупироксеновые породы с роговой обманкой и без нее часто наблюдаются в одних и тех же обнажениях, перемежаясь между собой, что как будто ставит под сомнение выделение этих субфаций (Добрецов, Соболев, Хлестов, 1972). Указанные породы чередуются и ассоциируют со всеми парагенезисами метапелитов (с кварцем и калишпатом), в том числе и с самыми высокотемпературными (Би + Гип + Кор + + Альм + Пл + КПШ + Кв). Вариантность парагенезисов РП + МП + Рог + + Гр + Пл + Кв + Мт больше или равна 2. Область устойчивости роговообманко-двупироксеновых гранулитов выражается не линией, а полем и зависит не только от PT-условий, но и от исходного состава пород, и от локальных колебаний химического потенциала воды. Стабильность роговой обманки без кварца в пределах гранулитовой фации не противоречит реакции Гип + МП + Пл = = Рог + Альм + Кв (Гип + МП + Альм + + Пл = Рог + Кв) и доказана экспериментальными данными (Fry, Fyfe, 1969; Essene et al, 1970; Nishikawa, Kushiro, 1971; Hollyway Burnham, 1972). Необходимым условием в последнем случае является высокое давление воды, приближающееся к $P_{общ}$.

В то же время геологические взаимоотношения, петрографические наблюдения (реакционные каемки, симплектиты, псевдоморфозы и пр.) показывают реальность реакций образования или (реже) разложения роговой обманки. Это свидетельствует о широком распространении в природе реакций смещенного равновесия, субэкстремальных реакций

и реакций сопровождающихся привносом — выносом, а также о больших колебаниях парциального давления H_2O. Нередки подобные превращения при небольшом количестве фаз и по экспериментальным данным (Винклер, 1969; Грин, Рингвуд, 1968а; Ито, Кеннеди, 1972). В раннем докембрии Украинского щита в подавляющем большинстве случаев наблюдается вторичное развитие роговой обманки и граната в двупироксеновых гранулитах в результате наложенного метаморфизма. При этом исходные двупироксеновые ассоциации без роговой обманки наблюдаются в разнообразных породах как первично-осадочного, так и изверженного происхождения, а также в скла́дчатых чарнокит-мигматитах, т. е. они характеризуют крупный этап в развитии земной коры, вероятно, соответствующий тектоно-метаморфическому циклу, следовательно, правы те исследователи, которые, несмотря на расплывчатость границ амфиболсодержащих пород, выделяют двупироксен-гранулитовую и роговообманко-двупироксен-гранулитовую субфации (Тернер, Ферхуген, 1961; Файф и др., 1962; Винклер, 1969; Маракушев, 1973).

Наиболее интересен в петрологическом отношении **парагенезис РП + МП + Рог + Гр + + Пл + Кв + Мт**, который одними исследователями считается моновариантным (Маракушев, 1973; Кицул и др., 1973; Московченко, Другова, 1975), другими — дивариантным (Добрецов, Соболев, Хлестов, 1972). Породы с такими минеральными ассоциациями часто описываются под названием эклогитоподобных пород, или эклогитовых гранулитов (Маракушев, 1965). Для эклогитоподобных пород Украинского щита почти во всех случаях характерно наличие роговой обманки (Усенко, Щербаков, 1970). И гранат, и роговая обманка имеют вторичное происхождение. Минеральные ассоциации без роговой обманки или собственно эклогитоподобные породы зафиксированы лишь в двух случаях — в Завалье (Щербаков, 1975, обр. 515) и на Криворожье (Белевцев, 1975, обр. 9254/572). Однако и эти породы изофациальны с вмещающими и не могут быть сопоставлены с типичными эклогитами высоких давлений, которым свойственны гранаты с большим содержанием пиропа ($F < 50\%$) и клинопироксены, богатые жадеитом ($> 25\%$ с Кв и $> 30\%$ без Кв) (Фации метаморфизма, 1970).

Анализ минеральных равновесий эклогитоподобных пород Побужья при условии подвижности воды и щелочей, а также избытке или подвижности кремнекислоты выполнен И. С. Усенко и И. Б. Щербаковым (1970). В дополнение к этому следует подчеркнуть большую роль исходного состава пород при возникновении гранатовых и безгранатовых парагенезисов, о чем свидетельствует, в частности, перемежаемость этих минеральных ассоциаций в одном и том же обнажении или скважине,— гранат приурочен в этом случае к более железистым и (или) кремнекислотным полоскам. О влиянии железистости пород на появление граната в метабазитах писали Д. С. Коржинский (1940), А. А. Маракушев (1965), К. А. Жук-Почекутов (1972, 1974) и др. Кроме того, известна приуроченность гранатсодержащих парагенезисов основных пород к фациальным сериям повышенных давлений (Винклер, 1969; Глебовицкий, 1973). Петрологические данные по Украинскому щиту и другим регионам (Енисейский кряж, Памир, хр. Сангилен) показывают, что реакция РП + МП + Пл = Рог ± Гр + Кв развивается вследствие диафтореза, обусловленного главным образом снижением температуры в последующем тектоно-метаморфическом цикле, однако идет ли она по пути амфиболизации или совместно амфиболизации и «эклогитизации», зависит от соотношения температуры и давления. Повышение давления расширяет область устойчивости гранатсодержащих пород в сторону магнезиальных составов. Соответственно минимальный предел железистости основных пород, при котором наряду с роговой обманкой появляется гранат, определяется типом фациальной серии. Так, в Гайворон-Завальевском блоке гранат приурочен к метабазитам с железистостью 51—68%, в Первомайском блоке и Придиестровье, для которых в целом основные породы с гранатом не характерны, он появляется только при $F_{пор}$=63—65%. Повышенные давления в Гайворон-Завальевском блоке фиксируются и по парагенезисам пород, бедных кальцием: здесь обнаружен гранат с минимальной железистостью для Украинского щита (F=54—55%, по данным И. Б. Щербакова (1975)).

Парагенезис РП + МП + Пл + Рог + + Мт ± Кв наиболее распространен в пироксенсодержащих породах Украинского щита

(см. Прил. I, табл. 3). Эмпирические наблюдения показывают, что в данном парагенезисе часто отмечаются реакционные взаимоотношения между минералами, т. е. реакции амфиболизации, несмотря на большое количество компонентов и недостаточное количество фаз, имеют региональное распространение. Прохождение подобных реакций кроме возможного привноса — выноса некоторых компонентов обусловлено экстремальным или

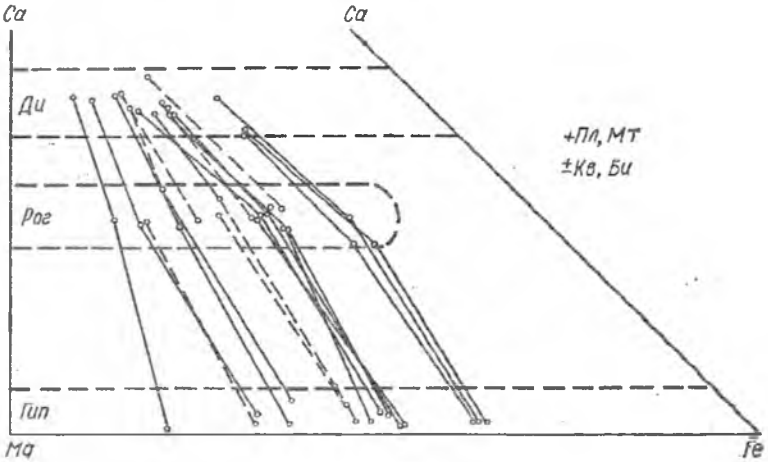

Рис. 4. Субэкстремальные соотношения состава пироксенов и роговой обманки в метаморфических породах основного ряда

субэкстремальным составом фаз (по железистости РП — Рог — МП, по щелочности Рог — Пл). Субэкстремальные соотношения минералов по железистости отражены, в частности, на диаграмме Ca—Mg—Fe (рис. 4). В зависимости от направления выпуклости треугольника РП — Рог — МП при расчете реакций смещенного равновесия выводы могут быть получены различные (Маракушев, 1965; Кориковский, 1967). В большинстве природных минеральных ассоциаций наблюдается небольшая выпуклость этого треугольника в сторону железа, что, по-видимому, связано с участием в реакциях магнетита (возможен также некоторый привнос FeO), т. е. реакция выглядит следующим образом: РП + МП + + Пл + Мт ⇄ Рог + Кв. Тем не менее реальны и другие соотношения (рис. 4): РП + МП + Пл ⇄ Рог + Кв (экстремальная) и РП + МП + Пл ⇄ Рог + Кв + Мт.

Роль основности плагиоклаза в указанных равновесиях освещена в работах А. А. Маракушева (1965, 1968), Н. Л. Добрецова, В. С. Соболева и В. В. Хлестова (1972) и др. Самый благоприятный, экстремальный состав плагиоклаза — 45—55% анортита. Именно эти породы в наибольшей степени подвержены амфиболизации.

Влияние исходного состава пород изучалось в изотермобарических сечениях — отдельных обнажениях и узких интервалах скважин. Амфиболизации благоприятствуют недосыщенность пород кремнекислотой и глиноземом, в некоторых случаях повышенный коэффициент окисления. В отношении железистости данные противоречивы: в одних опорных участках при прочих равных условиях преимущественно амфиболизируются более железистые полосы, в других — более магнезиальные. Диаграммы зависимости парагенезисов от отдельных параметров состава пород, составленные в целом по Украинскому щиту, отражают совместное влияние и среды, и *PT*-условий. При этом сохраняется воздействие наиболее существенных факторов равновесия, к которым кроме P, T и μ_{H_2O} относятся кремнекислотность, железистость, щелочность — основность и степень насыщения Al_2O_3, в то время как второстепенные особенности среды, такие как окислительно-восстановительный потенциал, соотношение калия и натрия и т. п., на подобных диаграммах не сказываются, влияние их фиксируется в отдельных обнажениях и скважинах.

Парагенезисы РП + Рог + Пл ± Мт ± ± Кв и МП + Рог + Пл ± Мт ± Кв, индицирующие принадлежность к амфиболитовой фации, развиты довольно широко, но ана-

литическими данными охарактеризованы значительно менее детально, чем двупироксеновые ассоциации (Прил. I, табл. 3, ан. 56—60 и Прил. II, табл. 1, ан. 51—58). В одних местах они отвечают прогрессивному метаморфизму (криворожская, тетеревская, вероятно, некоторая часть росинско-тикичской серии), в других — регрессивному, диафторическому (бассейн р. Собь, нижнее течение Горного и Гнилого Тикичей, Приазовье, отдельные участки в Приднестровье и Побужье). Весьма интересны случаи перемежаемости дву- и монопироксеновых амфиболитов в одной и той же скважине (см. Прил. II, табл. 1, ан. 44 и 57). Эти данные учтены при рассмотрении вышеописанных реакций амфиболизации.

В основных породах Побужья спорадически встречаются **парагенезисы со шпинелью** (Гип + МП + Рог + Пл + Шп ± Мт, Гип + МП + Рог + Гр + Пл + Шп ± Мт, Гип + МП + Рог + Пл + Хр ± Гр). В обр. 262/15 в ассоциации со шпинелью проанализированы орто- и клинопироксены, гранат и роговая обманка. Б. Г. Яковлев и Г. Л. Кравченко (1976) связывают появление шпинели в основных породах Побужья с метаморфической дифференциацией и локальной десиликацией. Реликты шпинели встречаются в гранате. Исходя из этого можно предположить следующие фазы минералообразования или полиметаморфизма: Гип + МП + Пл + + Мт = Рог + Гц (SiO_2), МП + Гц + (SiO_2) = = Гр. По данным Б. Г. Лутца (1974), возможна также реакция $Рог_{100}$ + Пл + Гц = Альм + + МП.

Куммингтонит- и антофиллитсодержащие парагенезисы основного ряда (Рог + Кум + + Пл ± Би, Гип + Рог + Кум + Пл ± Би, Рог + Ант + Пл и Ант + Кум + Пл) описаны И. Б. Щербаковым в бассейне рек Горный и Гнилой Тикичи (1975), причем в обр. 1815 (Прил. I, табл. 3) проанализированы Гип и Рог. Парагенезис выглядит следующим образом: $Гип_{48,1}$ + $Рог_{44,8}$ + $Кум_{39}$ + + Би + $Пл_{39}$. Куммингтонитсодержащие и типичные амфиболитовые (Рог + Пл + Кв) парагенезисы здесь перемежаются с двупироксеновыми гранулитами (Гип + МП + Пл, Гип + МП + Пл + Рог). В парагенезисе с клинопироксеном куммингтонит не встречается. Куммингтонит обычно приурочен к гиперстен-плагиоклазовым, а антофиллит — к роговообманко-плагиоклазовым полосам. Гиперстен в полосах состава Гип + Рог + + Кум + Пл неравновесен и везде отделен от зеленой роговой обманки зоной куммингтонита. Наблюдается также непосредственное замещение гиперстена антофиллитом.

Подобные соотношения пород, вероятнее всего, объясняются неравномерным диафторезом. Двупироксеновые ассоциации сохраняются только в реликтовых участках, а куммингтонит и антофиллит развиваются уже в породах амфиболитовой фации (из пироксенов присутствует только гиперстен и тот подвергается замещению роговой обманкой и куммингтонитом). Наличие каемок куммингтонита между гиперстеном и роговой обманкой указывает на возможность реакции типа Гип + МП + Пл = Рог + Кум, кроме классической реакции Гип + Кв = Кум (Ант), хорошо изученной экспериментально (Weeks, 1956; Schürmann, 1967; Forbes, 1971) и теоретически (Маракушев, 1968). Куммингтонит и антофиллит имеют узкую область термодинамической устойчивости и обычно используются для выделения фаций и субфаций, в частности, для разделения гранулитовой и амфиболитовой фаций. Верхний предел стабильности их определяется температурой около 700° С, нижний — около 600° С при давлении до $6 \cdot 10^8$ Па (Маракушев, 1968; Schürmann, 1967). Согласно вышеуказанным взаимоотношениям минералов куммингтонит и антофиллит появляются уже в фации монопироксеновых амфиболитов.

Однако в результате диафтореза гиперстеновые гнейсы в подавляющем большинстве случаев замещаются биотитовыми, а двупироксеновые — роговообманковыми. Следовательно, как отмечает И. Б. Щербаков (1975), появление куммингтонита обусловлено еще специфическим составом пород (CaO от 5 до 7%, SiO_2 не выше 54, Al_2O_3 от 12 до 16%). По петрохимическим признакам куммингтонитсодержащие породы близки к двупироксеновым безроговообманковым гнейсам или тяготеют к гиперстеновым гнейсам (величина $A = Al - (2Ca + Na + K)$, выраженная в процентах катионов, от —2 до —3), т. е. появление антофиллита и куммингтонита связано в основном с разложением гиперстена по реакции Гип + Кв = Кум (Ант). Необходимым условием, по-видимому, является недосыщенность пород калием (отсутствие калишпата), в противном случае

ТАБЛИЦА 11

Парные коэффициенты корреляции в ортопироксенах из метаморфических пород основного ряда

Компонент, коэффициент	Si	Al_{IV}	Al_{VI}	Al	Fe^{3+}	Ti
F_o	—0,35	0,06	—0,32	0,11	0,98	0,23
F	0,51	—0,41	0,06	—0,27	—0,09	—0,08
H_2O	0,02	0,05	0,10	0,09	0,00	0,25
Na	0,15	—0,07	—0,17	—0,13	—0,09	0,12
Ca	—0,17	0,12	—0,23	—0,02	0,02	0,05
Mg	—0,57	0,35	—0,12	0,19	0,09	0,00
Mn	0,09	—0,08	0,02	—0,05	—0,25	0,03
Fe^{2+}	0,52	—0,43	0,07	—0,27	—0,33	—0,12
Ti	—0,16	0,16	—0,09	0,07	0,23	
Fe^{3+}	—0,29	—0,05	—0,35	—0,20		
Al	—0,42	0,90	0,74			
Al_{VI}	0,02	0,37				
Al_{IV}	—0,60					
$\bar{x}$	1,937	0,048	0,012	0,061	0,048	0,006
S	0,030	0,026	0,017	0,036	0,047	0,004

возникали бы биотит-гиперстеновые или биотитовые гнейсы. Так как глиноземистость у антофиллита гораздо больше, чем у куммингтонита, то в одном и том же интервале железистости при недосыщенности пород алюминием образуется куммингтонит, при пересыщенности — антофиллит. Гиперстен из куммингтонитсодержащих пород отличается очень низким содержанием Al_2O_3 (Al не хватает для заполнения четверной координации), поэтому к гиперстену тяготеет куммингтонит, а к роговой обманке, в которой Al_2O_3 значительно больше,— антофиллит.

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ И КОРРЕЛЯЦИЯ МЕЖДУ КАТИОНАМИ

Ромбические пироксены

Как и в группе P—I—1, наиболее сильно выражен изоморфизм $Mg \rightleftarrows Fe^{2+}$.

Железистость. Общая железистость варьирует в широких пределах—от 21,20 до 71,67%. Катион Fe^{2+} в отличие от Mg связан также отрицательной корреляцией с Fe^{3+} (табл. 11), что может быть обусловлено как окислением закисного железа во время подготовки проб, так и изоморфизмом чермакитового типа $Fe^{2+}Si \rightleftarrows (Fe^{3+}, Ti)_{VI}Al_{IV}$. Не нужно переоценивать значение первого фактора, так как сумма катионов, уравновешивающих 6 атомов кислорода, согласно критериям отбраковки не может быть меньше 3,95. Высокая положительная корреляция Fe^{2+} с Si свидетельствует о наличии устойчивого минала $Fe^{2+}SiO_3$. В то же время у Mg с Si, наоборот, сильная отрицательная связь, которая, по всей видимости, является наведенной вследствие изоморфизма $Mg \rightleftarrows Fe^{2+}$, т. е. для Mg связи чермакитового типа не характерны.

Состав минералов в дивариантных парагенезисах при произвольно выбранных P и T согласно правилу фаз фиксирован, определяется термодинамическими условиями и не зависит от исходного состава пород (Коржинский, 1957; Маракушев, 1973). Однако на диаграммах $F_{мин} — F_{пор}$ железистость минералов в парагенезисах Гип + МП + Рог + + Пл + Кв + Гр + Мт так же, как и в тривариантном равновесии Гип + МП + Рог + + Пл + Кв + Мт, прямо пропорциональна железистости породы (рис. 5). Правда, в данном случае можно предполагать совместное влияние и среды, и изменяющихся в разных районах PT-условий.

В бескварцевых породах ($F_{пор} \approx$ const) железистость минералов несколько ниже,

(Р — I — 3), $n = 57$, $r_{[05]} = 0{,}235$

Fe^{2+}	Mn	Mg	Ca	Na	H_2O+	F	F_o
—0,50	—0,31	0,26	—0,01	—0,10	0,01	—0,27	
0,96	0,44	—0,98	—0,03	0,03	0,09		
0,05	0,25	—0,12	0,18	—0,04			
0,03	—0,04	—0,06	0,23				
—0,06	—0,15	—0,00					
—0,93	—0,42						
0,46							
0,887	0,020	0,992	0,038	0,014	1,078	49,127	5,422
0,177	0,009	0,186	0,018	0,012	0,506	8,946	5,413

чем в кварцсодержащих. Это связано с тем, что понижение кремнекислотности способствует развитию магнетита за счет силикатов, в результате чего железистость последних понижается. Аналогичное явление также отмечается в кварцсодержащих породах, но при больших количествах магнетита (обр. С —138, С — 138/9, 131/68). Сильные связи между $Mg_{Гип}$ и $MgO_{пор}$, $Fe^{2+}_{Гип}$ и $MgO_{пор}$, $Fe^{2+}_{Гип}$ и $Fe_2O_{3\ пор}$, $Mg_{Гип}$ и $Fe_2O_{3\ пор}$ и соответственно положительная корреляция между $F_{Гип}$ и $F_{пор}$ подтверждаются корреляционным анализом (табл. 12). Интересно отсутствие значимых связей Mg, Fe^{2+} и F ортопироксенов с $FeO_{пор}$ и наличие явной корреляции тех же компонентов с Al_2O_3 и глиноземистостью породы (у Fe^{2+} и F положительной, у Mg отрицательной). Зависимость катионов ортопироксенов от Fe_2O_3 и F_o породы противоположная. Явная зависимость между железистостью минералов и железистостью пород, в том числе и в дивариантных парагенезисах, показана в работах К. А. Жук-Почекутова (1972, 1974), В. И. Лебедева и Ю. В. Нагайцева (1975).

Железистость минералов в парагенезисах РП + МП + Рог ± Гр + Пл + Кв многие авторы предлагают использовать в целях геотермометрии (Маракушев, 1965, 1973; Кориковский, 1967; Добрецов и др., 1972), однако рекомендации их противоречивы. По экспериментальным данным паргасит более высокотемпературный, чем ферропаргасит (Boyd, 1955; Gilbert, 1965), но эти амфиболы не соответствуют природным роговым обманкам ни по составу, ни по минеральным ассоциациям, ни по условиям образования, поэтому и зависимость железистости темноцветных минералов от температуры может быть существенно другая. При сравнении разных минеральных субфаций (двупироксеновой безроговообманковой, двупироксен-роговообманковой, гранат-двупироксен-роговообманковой, гиперстен-роговообманковой) не обнаружено сколько-нибудь существенного различия в железистости ортопироксенов. Некоторое ее повышение наблюдается только в парагенезисах с гранатом. В то же время связь железистости минералов с железистостью породы, в том числе в дивариантных парагенезисах, фиксируется не только в обобщающих диаграммах и корреляционных таблицах (см. рис. 5, табл. 10), но и в отдельных изотермобарических сечениях. В связи с этим железистость темноцветных минералов в данном равновесии использовать для геотермометрии нецелесообразно.

ТАБЛИЦА 12

Парные коэффициенты корреляции между составом ортопироксена и составом породы, $n = 12$,

Компонент, коэффициент	$\bar{x}$	S	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	FeO
Si	1,943	0,028	—0,06	—0,15	0,13	0,20	0,15
Al_{IV}	0,039	0,015	0,36	0,00	0,20	—0,25	—0,10
Al_{VI}	0,008	0,011	—0,13	—0,13	0,15	0,14	0,19
Al	0,048	0,020	0,20	—0,07	0,23	—0,11	—0,05
Fe^{3+}	0,062	0,076	—0,07	0,10	—0,21	—0,13	—0,11
Ti	0,008	0,006	—0,09	0,19	—0,48	0,12	0,23
Fe^{2+}	0,857	0,141	0,35	0,73	—0,52	—0,08	0,02
Mn	0,020	0,007	0,68	0,42	—0,16	—0,31	—0,64
Mg	1,011	0,119	—0,40	—0,89	0,68	0,07	0,05
Ca	0,040	0,013	0,06	0,04	0,19	0,40	—0,05
Na	0,017	0,014	0,15	0,07	0,20	0,23	—0,11
H_2O^+	1,333	0,597	0,72	0,43	—0,44	—0,53	—0,50
F	47,950	6,099	0,38	0,91	—0,71	—0,12	—0,05
F_o	6,623	8,611	—0,11	0,03	—0,18	—0,10	—0,09
$F_{o_{пор}}$	18,695	10,180	0,22	—0,44	0,73	—0,17	—0,40
$al_{пор}$	46,383	15,322	0,86	0,88	—0,60	—0,31	—0,63
$F_{пор}$	30,482	10,408	0,18	0,61	—0,31	0,17	0,17
H_2O^+	0,957	0,558	—0,42	—0,29	—0,07	0,09	0,19
Na_2O	2,221	1,186	0,70	0,78	—0,41	—0,25	—0,63
CaO	9,293	2,652	—0,69	—0,22	0,01	0,29	0,73
MgO	7,601	4,285	—0,66	—0,90	0,57	0,17	0,30
MnO	0,155	0,092	—0,60	—0,38	0,24	0,56	0,41
FeO	9,799	3,304	—0,86	—0,31	0,24	0,57	1,00
TiO_2	1,074	0,606	—0,64	—0,02	0,14	1,00	
Fe_2O_3	2,476	1,567	—0,38	—0,73	1,00		
Al_2O_3	14,374	3,109	0,54	1,00			
SiO_2	50,408	5,693	1,00				

Примечание. Для ортопироксена приведены коэффициенты кристаллохимических формул ($\bar{x}$), для поро

Глиноземистость. Растворимость глинозема в ортопироксенах основных пород колеблется в широких пределах: от 0,24 до 3,52%. Среднее из 53 анализов составляет 1,33%. Эта величина значительно ниже среднего содержания Al_2O_3 в ортопироксенах из гнейсов, бедных кальцием. Однако прямой связи между Al_2O_3 в ортопироксене и породе в пределах выборки P—1—3 нет (см. табл. 12).

Вхождение Al в решетку пироксенов обусловлено главным образом замещением в кремнекислородных тетраэдрах. Отрицательные связи Si—Al наиболее значимые и выдержанные после пары $Mg—Fe^{2+}$. Al_{IV} в ортопироксенах Украинского щита, как правило, превышает Al_{VI}, т. е. замещение, вероятно, идет по схеме $Fe^{2+}Si \rightleftarrows (Al, Fe^{3+}, Ti)_{VI}\ Al_{IV}$, которая в общем соответствует наблюдаемым корреляционным связям (см. табл. 11). Интересно, что в группе R^{3+} намечается изоморфизм $Fe^{3+} \rightleftarrows Al$.

Насыщение пород данной группы кварцем не оказывает существенного влияния на содержание глинозема в гиперстенах. Так, сред-

$r_{[05]} = 0{,}497$

MnO	MgO	CaO	Na_2O	H_2O+	$F_{пор}$	$al_{пор}$	$F_{о пор}$
—0,19	0,09	—0,23	—0,23	0,30	0,14	—0,07	0,02
—0,16	—0,27	—0,15	—0,16	—0,27	—0,08	0,20	0,39
0,25	0,06	—0,00	0,06	—0,17	—0,17	—0,12	—0,14
0,02	—0,17	—0,11	0,15	—0,29	—0,16	0,08	0,22
0,19	0,06	0,21	0,11	—0,02	—0,29	—0,00	—0,16
0,12	—0,22	0,44	0,05	—0,04	0,11	0,02	—0,61
—0,46	—0,75	—0,07	0,49	—0,09	0,73	0,61	—0,48
—0,33	—0,42	—0,52	0,59	—0,59	0,23	0,56	0,31
0,45	0,85	0,09	—0,63	0,09	—0,65	—0,73	0,62
—0,04	—0,01	—0,56	0,17	—0,10	0,01	0,09	0,12
0,23	—0,21	—0,01	—0,06	—0,26	0,56	0,23	0,48
—0,39	—0,63	—0,27	0,61	—0,40	0,21	0,66	—0,20
—0,43	—0,85	—0,02	0,62	—0,10	0,68	0,72	—0,62
0,24	0,12	0,23	0,05	—0,01	—0,33	—0,06	—0,14
—0,04	0,28	—0,42	—0,10	—0,26	—0,26	—0,10	1,00
—0,52	—0,91	—0,48	0,81	—0,39	0,52	1,00	
—0,13	—0,72	0,19	0,26	—0,13	1,00		
—0,22	0,31	0,27	—0,70	1,00			
—0,34	—0,71	—0,50	1,00				
0,45	0,19	1,00					
0,47	1,00						
1,00							

ды — химический состав, %.

нее содержание Al_2O_3 в гиперстенах в ассоциации с кварцем равно 1,37%, а в бескварцевых парагенезисах эта величина равна 1,41%. По данным корреляционного анализа связь $Al_2O_{3\,гип}$ — $Si_{пор}$ отсутствует.

Поскольку жадеитовый компонент, заключающий в себе алюминий шестерной координации, преобладает в пироксенах эклогитов, а чермакитовый — в пироксенах гранулитовой фации, предполагается, что преобладание того или иного может рассматриваться в качестве индикатора температуры или давления (Лутц, 1974). На диаграмме (рис. 6) в координатах жадеит — чермакит фигуративные точки гиперстенов выделенных минеральных субфаций гранулитовой и амфиболитовой фаций ложатся в одинаковых пределах колебаний жадеитового и чермакитового миналов. Следовательно, глиноземистость гиперстенов основных пород в данном случае не отражает колебаний степени метаморфизма. В отличие от пород, бедных кальцием, нет зависимости между глиноземистостью и железистостью минералов. Гиперстены в двупи-

роксеновых гранулитах содержат глинозема меньше, чем в амфиболсодержащих разностях.

Кальциевость. Кальций выявлен во всех ортопироксенах выборки Р—I—3 в количествах от 0,05 до 2,63%. Среднее содержание

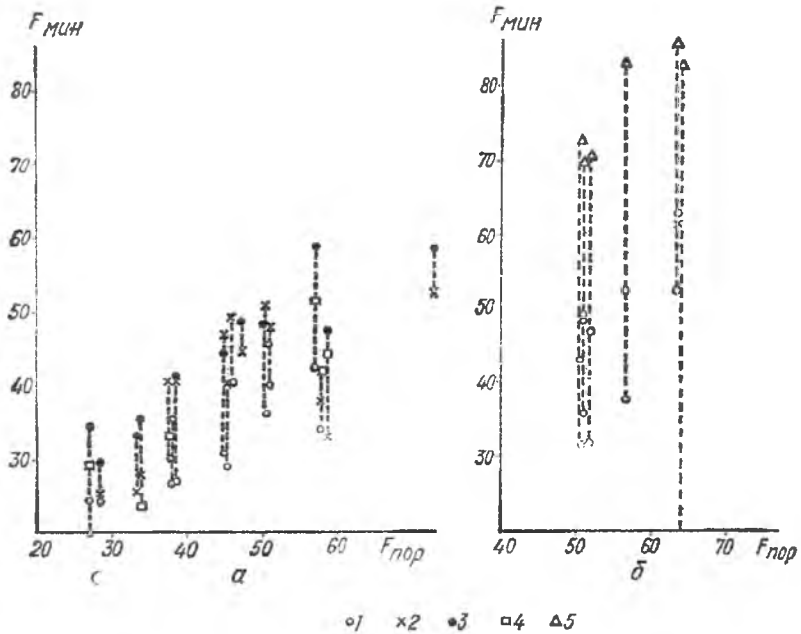

Рис. 5. Корреляция железистости минералов и пород в парагенезисах Гип + МП + Рог + Пл + Кв + Мт (*а*) и Гип + МП + Рог + Альм + + Пл + Кв + Мт (*б*).

Минералы: 1 — клинопироксен; *2* — роговая обманка; *3* — гиперстен; *4* — биотит; *5* — гранат

Следует отметить, что во всех выделяемых минеральных субфациях наиболее глиноземистыми являются гиперстены Побужья, в которых среднее содержание Al_2O_3 в двупироксеновой субфации равно 1,39%, в двупироксен-амфиболовой — 1,41 и в двупироксен-амфибол-гранатовой — 1,19%. Меньше всего глинозема в приазовских гиперстенах (1,25; 0,99 и 0,74% соответственно).

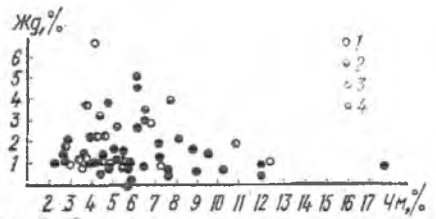

Рис. 6. Соотношение жадеита и чермакита в гиперстенах.

Субфации: 1 — двупироксен-плагиоклазовая; *2* — двупироксен-амфибол-плагиоклазовая; *3* — двупироксен-амфибол-гранат-плагиоклазовая; *4* — гиперстен-амфибол-плагиоклазовая

CaO по 57 анализам равно 0,91%, что в пересчете на формульные единицы составляет 0,038.

Существенных закономерностей в содержании кальция в различных минеральных субфациях и парагенезисах не установлено. В пределах гранулитовой фации появление амфибола в парагенезисе с гиперстеном понижает содержание CaO в последнем, однако появление граната наряду с амфиболом эту величину повышает. В амфиболитовой фации среднее содержание CaO в гиперстене, несмотря на присутствие амфибола, является самым высоким, а появление куммингтонита делает эту величину самой низкой (0,22%).

Хотя, как известно, смесимость в системе Эн — Фс — Ди — Гд в интрузивных породах отражает термодинамические условия, маленькая дисперсия Ca в метаморфических породах ($S_{Ca} < S_{\Sigma_{кат}}$) не позволяет исполь-

зовать какие-либо статистические закономерности, а также применить геотермометры, основанные на кальциевости ортопироксенов.

Моноклинные пироксены

Общая железистость клинопироксенов пород основного ряда варьирует от 15,19 до 53,02%. Для Mg сильная отрицательная корреляция с Fe^{2+} является единственной значимой связью (табл. 13). У Fe^{2+} зависимости более разнообразные. Отрицательные связи Si—Al, Fe^{2+}—Al, Si—Fe^{3+} и положительная связь Fe^{2+}—Si свидетельствуют о проявлении чермакитового изоморфизма:

Fe^{2+} Si ⇄ (Al, Fe^{3+})$_{VI}$Al$_{IV}$.

Mg, вероятно, в подобном замещении не участвует, а отрицательная связь Mg—Si является наведенной вследствие положительной Fe^{2+}—Si и отрицательной Mg—Fe^{2+} корреляций. Обратная связь между Fe^{2+} и Ca указывает на изоморфные замещения между этими элементами и на возможность нахождения закисного железа в позиции M_2, что подтверждается мессбауэровскими исследованиями Г. М. Банкрофта и др. (Bancroft et al., 1967). В отличие от ортопироксенов не наблюдается отрицательной корреляции Fe^{2+}—Fe^{3+}.

Корреляция составов клинопироксенов с сосуществующими ортопироксенами хорошо выражена в железистости и намечается в глиноземистости и кремнекислотности, т. е. в тех свойствах, диапазон изменчивости которых достаточно велик (табл. 14, рис. 7). Содержание Mg, Fe^{2+}, так же как и общая железистость клинопироксенов, обнаруживает отчетливую корреляцию с количеством MgO, Al_2O_3 и Fe_2O_3 в породе и, как следствие, с $F_{пор}$, $Al_{пор}$ и $Fo_{пор}$ (табл. 15, рис. 5). В то же время нет особых различий в железистости клинопироксенов, относящихся к различным минеральным субфациям (РП + МП + Пл, РП + + МП + Рог + Пл ± Кв, МП + Рог + + Пл ± Кв). Повышение $F_{МП}$ отмечается только в гранатсодержащих парагенезисах, что, однако, также связано с общим повышением железистости породы.

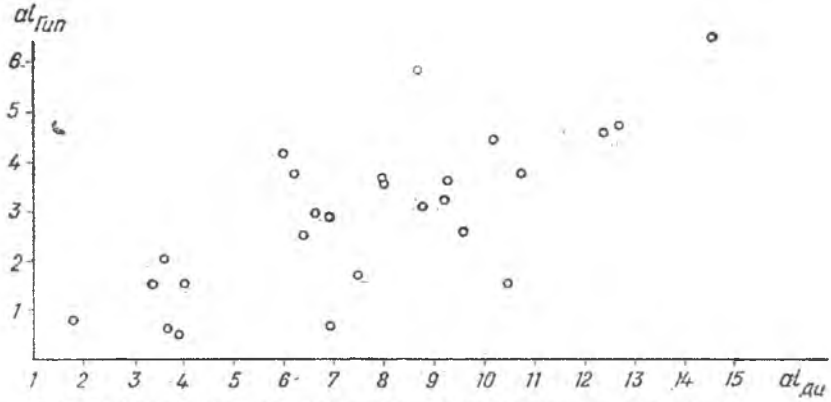

Рис. 7. Корреляция глиноземистости сосуществующих пироксенов

Глиноземистость. Среднее содержание Al_2O_3 в выборке М—I—1 равно 2,07% при колебаниях от 0,31 до 4,15%. $Al_{МП}$ имеет сильные отрицательные связи с $Si_{МП}$, $Fe^{2+}_{МП}$ и общей железистостью (табл. 13), входит в состав чермакитовой молекулы Ca (Fe^{3+}, Al, Ti) $_{VI}Al_{IV}$. Отмечены положительная связь $Al_{МП}$ — $Al_{РП}$ и отрицательная $Al_{МП}$ — $Si_{РП}$, но в то же время нет значимой корреляции $Al_{МП}$ с Al_2O_3 и глиноземистостью породы (см. табл. 14 и 15). Не обнаружены также существенные различия в глиноземистости клинопироксенов из различных минеральных субфаций. Повышение содержания Al_2O_3 в клинопироксенах зафиксировано только в гранатсодержащих парагенезисах, причем это сопряжено с повышением $F_{МП}$, увеличением CaO породы и понижением $Ca_{МП}$. Почти весь глинозем концентрируется в четверной координации. В клинопироксенах из типичной для амфиболитовой фации ассоциации моноклинный пироксен + роговая обманка + плагиоклаз глинозема больше, чем в пироксенах из двупироксеновой гранулитовой минеральной субфации. По соотношению жадеита и чермакита в моноклинном пироксене гранатсодержащие парагенезисы ничем не отличаются

ТАБЛИЦА 13

Парные коэффициенты корреляции в клинопироксенах из метаморфических пород основного ря

Компонент, коэффициент	Si	Al_{IV}	Al_{VI}	Al	Fe^{3+}	Ti
F_o	—0,31	0,32	—0,13	0,12	0,84	—0,09
F	0,22	—0,33	—0,15	—0,29	0,10	0,22
H_2O	0,04	—0,02	—0,00	—0,01	0,17	0,15
Na	—0,12	0,07	0,02	0,06	0,38	—0,21
Ca	—0,03	—0,08	—0,13	—0,13	—0,10	0,08
Mg	—0,27	0,30	—0,05	0,16	—0,08	—0,27
Mn	—0,05	0,06	—0,23	—0,11	0,17	—0,02
Fe^{2+}	0,26	—0,39	—0,13	—0,31	—0,19	0,16
Ti	—0,17	0,11	—0,01	0,06	0,06	
Fe^{3+}	—0,25	0,16	—0,31	—0,09		
Al	—0,61	0,83	0,83			
Al_{VI}	—0,17	0,38				
Al_{IV}	—0,84					
$\bar{x}$	1,928	0,067	0,022	0,089	0,048	0,006
S	0,022	0,021	0,021	0,036	0,027	0,004

от безгранатовых и характеризуются в целом явным преобладанием чермакитовой молекулы (Al_{IV}), что характерно для гранулитовой фации (White, 1964; Добрецов и др., 1972; Лутц, 1974). Содержание жадеита не превышает 7%. В отдельных случаях (обр. 133/47, 95, 14/3, 289/68 и др.) жадеит преобладает над чермакитом, но в эту же группу попадают и безгранатовые породы (МП + РП ± Рог + + Пл ± Кв + Мт). Вероятнее всего, подобное соотношение связано с погрешностью химических анализов. Объединение Na и Al_{VI} в жадеитовый, а Ca и Al_{IV} в чермакитовый миналы сильно зависит от примеси кварца и точности определения кремнекислоты. Сколько-нибудь явная корреляция между Na и Al так же, как и между Ca и Al, не обнаруживается (см. табл. 11). Корреляция содержания пиропа в гранате и жадеита (Na) в клинопироксене очень слабая (рис. 8). Интересно, что на диаграмме довольно хорошо обособляются поля, соответствующие разным районам (фациальным сериям). Эклогитоподобные породы из Гайворон-Завальевского блока (поле I) отличаются относительно высоким содержанием Mg в гранате ($k = 0,7$ — — 0,9) и Na в клинопироксене ($k = 0,07$). Гранатсодержащие парагенезисы из всех других районов Украинского щита (Первомайский блок, Приазовье, Криворожье) концентрируются в поле II.

Кальциевость клинопироксенов в метаморфических породах не испытывает таких больших колебаний, как в интрузивных образованиях. Содержание CaO варьирует от 18,62 до 24,51%, но чаще всего находится в пределах 20—22%. Ca_{M1} имеет обратную связь с Fe^{2+} и $F_{МП}$, а также с содержанием FeO и Fe_2O_3 в породе (см. табл. 11, 13). Это, в частности, нашло отражение в гранатсодержащих парагенезисах. Интересно, что с кальциевостью породы $Ca_{МП}$ связан обратной зависимостью ($r_{[05]}$ близок к значимому). Некоторое повышение $x_{Ca_{РП}}$ наблюдается в клинопироксен-роговообманковой субфации по сравнению с двупироксеновыми (±Рог).

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Ромбические пироксены

Светопреломление и двупреломление. Показатели преломления ромбических пироксенов выборки Р—I—3 колеблются для $n_g = 1,691 — 1,746$, $n_p = 1,677 — 1,730$. Кроме железистости на величину пока-

да (M — I — 1), $n = 51$, $r_{[05]} = 0{,}233$

Fe^{2+}	Mn	Mg	Ca	Na	H_2O+	F	F_o
—0,62	—0,01	0,34	0,08	0,37	0,04	—0,39	
0,94	0,27	—0,93	—0,37	0,03	0,21		
0,15	0,43	—0,12	—0,37	—0,26			
0,07	—0,17	—0,07	—0,09				
—0,41	—0,28	0,16					
—0,83	—0,15						
0,19							
0,329	0,011	0,699	0,863	0,034	0,901	35,638	13,594
0,099	0,008	0,086	0,041	0,014	0,450	8,426	8,408

зателя преломления влияет содержание чермакитового компонента. Зависимость величины показателя преломления от содержания в ортопироксене Al_2O_3 рассматривалась Х. Хессом (Hess, 1952) и К. Куно (Kuno, 1954). Исследователи пришли к выводу, что содержание Al в количестве $k = 0{,}07$—$0{,}14$ увеличивает показатель преломления магнезиальных ортопироксенов и уменьшает этот параметр у железистых.

Для определения железистости по показателям преломления рассчитаны уравнения одномерной регрессии:

$n_g = 0{,}0011023F + 1{,}671$ и $n_p = 0{,}0010639F + 1{,}657$.

Величина угла оптических осей ромбических пироксенов изменяется в зависимости от замещения магния закисным железом в пределах от —43 до —70°. Колебания $2V$ в пределах одного шлифа в большинстве ортопироксенов основных пород составляет 3—10°. Подобные колебания в величинах угла оптических осей связаны с явлениями упорядочения кристаллической решетки пироксена, что в большей степени, судя по наивысшим значениям $2V$, проявляется в гиперстенах габброидов.

Плеохроизм. Для выявления зависимости интенсивности плеохроизма от химизма пироксенов построены корреляционные графики, где на ординате откладывалось содержание того или иного окисла. На абсциссе через равные интервалы фиксировались «отсутствие плеохроизма», «очень слабый», «слабый», «четкий» и «сильный плеохроизм». Произведена попытка найти связь интенсивности плеохроизма и количества кремнекислоты, глинозема (общего, четверного, шестерного), окисного и закисного железа, кальция, суммы полуторных окислов, общей железистости и титана. Ни один из графиков корреляции не выявил. Если принять во внимание только три подразделения, а именно — «отсутствие», «четкий» и «сильный» плеохроизм, то и в таком случае можно констатировать: наличие и интенсивность плеохроизма не зависит от каждого из перечисленных параметров. Вероятно, природа плеохроизма скрывается за распределением катионов по позициям и решение этого вопроса следует искать с помощью физических методов, в частности инфракрасной спектроскопии.

Плотность гиперстенов богатых кальцием пород колеблется от 3,375 до 3,709 г/см^3. С целью выяснения зависимости плотности от

ТАБЛИЦА 14

Парные коэффициенты корреляции между коэффициентами кристаллохимических формул сосуще

Ортопироксены							Кли
Компонент, коэффициент	$\bar{x}$	S	Si	Al_{IV}	Al_{VI}	Al	Ti
Si	1,943	0,028	0,410	—0,56	—0,27	—0,57	—0,07
Al_{IV}	0,039	0,015	—0,32	0,50	0,36	0,58	0,24
Al_{VI}	0,008	0,011	0,09	—0,22	0,35	0,03	0,18
Al	0,048	0,020	—0,16	0,19	0,53	0,44	0,31
Ti	0,008	0,006	—0,13	0,28	0,14	0,29	0,56
Fe^{3+}	0,061	0,077	0,04	—0,06	—0,08	—0,09	—0,33
Fe^{2+}	0,857	0,141	—0,02	0,04	0,01	0,03	0,36
Mn	0,020	0,007	—0,03	0,44	—0,24	0,20	—0,38
Mg	1,011	0,119	—0,13	0,14	—0,10	0,05	—0,29
Ca	0,040	0,013	—0,13	—0,12	—0,26	—0,24	—0,14
Na	0,017	0,014	0,28	—0,17	0,11	—0,07	—0,23
H_2O^+	1,333	0,591	0,11	0,44	0,41	0,56	0,49
F	47,950	6,099	0,11	—0,03	0,03	—0,01	0,25
F_o	6,623	8,611	0,21	0,07	0,11	0,11	—0,32
$\bar{x}$			1,928	0,070	0,018	0,088	0,008
S			0,017	0,018	0,020	0,026	0,004

ТАБЛИЦА 15

Парные коэффициенты корреляции между составом моноклинного пироксена и составом породы,

Компонент, коэффициент	$\bar{x}$	S	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	FeO
Si	1,928	0,017	—0,19	0,00	—0,31	—0,02	0,26
Al_{IV}	0,070	0,018	—0,00	—0,20	0,33	0,12	—0,08
Al_{VI}	0,018	0,020	—0,50	—0,01	—0,26	0,30	0,67
Al	0,088	0,026	—0,39	—0,15	0,03	0,31	0,47
Fe^{3+}	0,052	0,037	0,05	0,35	0,27	0,20	—0,01
Ti	0,008	0,004	—0,01	0,12	—0,15	0,13	0,27
Fe^{2+}	0,307	0,061	0,40	0,74	—0,70	—0,29	—0,01
Mn	0,011	0,003	0,64	0,18	0,04	—0,25	—0,57
Mg	0,717	0,075	—0,30	—0,79	0,69	0,08	—0,08
Ca	0,869	0,035	0,47	0,14	—0,43	—0,54	—0,57
Na	0,038	0,011	—0,14	0,17	0,35	0,65	0,14
H_2O	0,878	0,221	0,02	0,14	—0,09	0,12	0,34
F	33,571	6,007	0,39	0,82	—0,57	—0,12	0,01
F_o	13,179	7,369	—0,16	—0,07	0,65	0,46	0,09
$\bar{x}$			50,408	14,374	2,476	1,074	9,799
S			5,693	3,109	1,566	0,606	3,304

ствующих орто- и клинопироксенов, $n = 12$, $r_{[05]} = 0{,}497$

иопироксены

Fe^{3+}	Fe^{2+}	Mn	Mg	Ca	Na	H_2O+	F	F_o
—0,12	0,23	—0,30	—0,20	0,08	—0,34	0,24	0,20	—0,13
0,10	—0,36	0,07	0,33	—0,07	0,25	0,23	—0,35	0,14
0,16	0,08	—0,74	—0,21	—0,14	—0,15	—0,10	0,18	0,16
0,20	—0,19	—0,53	0,07	—0,16	0,06	0,09	—0,11	0,22
0,10	—0,04	—0,32	—0,15	—0,17	0,22	0,44	0,13	0,13
—0,20	0,39	0,40	—0,32	0,34	0,10	—0,19	0,34	—0,25
—0,14	0,90	0,32	—0,89	—0,20	—0,09	0,50	0,92	—0,21
—0,09	—0,04	0,43	0,06	—0,00	0,73	0,21	—0,05	—0,09
0,05	—0,82	0,00	0,95	—0,09	0,20	—0,52	—0,92	0,12
0,45	—0,19	—0,07	—0,04	—0,12	—0,37	0,29	0,04	0,44
—0,24	0,07	0,00	—0,08	0,65	0,45	—0,11	0,01	—0,24
—0,26	0,36	—0,17	—0,30	—0,01	0,18	0,45	0,23	—0,25
—0,22	0,94	0,30	—0,96	0,08	—0,05	0,49	0,95	—0,30
—0,36	—0,01	0,21	0,13	0,56	0,29	—0,27	—0,18	—0,36
0,052	0,307	0,011	0,718	0,869	0,038	0,878	33,571	13,179
0,037	0,061	0,003	0,075	0,035	0,011	0,221	6,007	7,369

$n = 12$, $r_{[05]} = 0{,}497$

MnO	MgO	CaO	Na_2O	H_2O+	$F_{пор}$	$al_{пор}$	$F_{o_{пор}}$
—0,41	0,14	—0,02	—0,36	0,81	0,01	—0,13	—0,42
0,53	0,02	0,20	0,14	—0,66	—0,12	—0,08	0,30
0,36	0,02	0,60	—0,41	0,51	0,14	—0,22	—0,62
0,66	0,03	0,61	—0,22	—0,07	0,03	—0,23	—0,27
—0,21	—0,25	—0,30	0,48	—0,37	0,34	0,20	0,18
0,18	—0,39	0,48	—0,04	—0,05	0,38	0,15	—0,26
—0,40	—0,78	0,09	0,47	—0,07	0,67	0,63	—0,62
—0,19	—0,38	—0,44	0,17	—0,22	0,25	0,54	0,61
0,43	0,78	—0,01	—0,48	—0,09	—0,62	—0,63	0,72
—0,49	—0,06	—0,45	0,15	0,30	—0,42	0,31	—0,05
0,21	—0,16	—0,16	0,23	—0,36	0,38	0,10	0,20
0,09	—0,46	0,40	—0,02	—0,06	0,46	0,17	—0,25
—0,47	—0,84	—0,05	0,58	—0,12	0,76	0,68	—0,55
0,10	0,06	—0,24	0,18	—0,41	0,13	—0,11	0,47
0,155	7,601	9,293	2,221	0,957	50,482	46,383	18,696
0,092	4,285	2,652	1,186	0,558	10,408	15,322	10,180

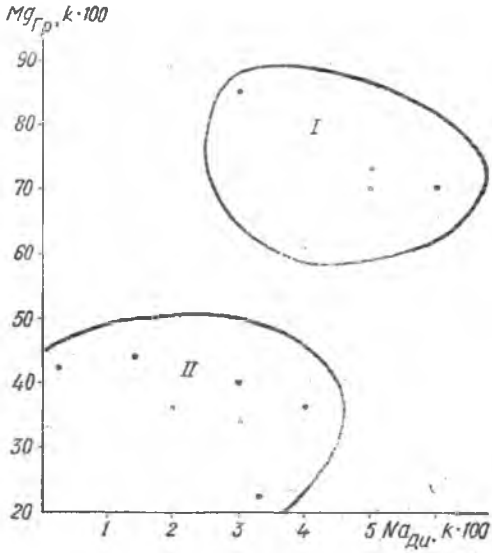

Рис. 8. Соотношение формульных количеств Mg в гранате и Na в клинопироксенах

общей железистости и глиноземистости гиперстенов рассчитано уравнение многомерной регрессии типа $\rho = f'(F, Al)$, имеющего следующий вид: $\rho = 0{,}0057F - 0{,}0698Al + 3{,}283$. Значимой является лишь зависимость плотности от железистости.

Моноклинные пироксены

Величины **показателей преломления** клинопироксенов метабазитовых пород лежат в пределах: $n_g = 1{,}689 - 1{,}733$; $n_p = 1{,}682 - 1{,}703$. Зависимость между величинами преломления и химическим составом пироксенов близка к линейной: показатели преломления увеличиваются с возрастанием количества геденбергитовой молекулы.

Угол оптических осей клинопироксенов выборки М—I—1 положительный и колеблется от 44 до 66°. Самые большие значения угла $2V$ характерны для моноклинных пироксенов Среднего Побужья, несколько меньше угол $2V$ в моноклинных пироксенах Приднестровья и Приазовья (50—58°). Для клинопироксенов из разновидностей пород метабазитового ряда характерно непостоянство величин оптических осей даже в пределах одного шлифа.

Величина угла cNg колеблется в пределах 36—51° и находится в прямой зависимости от количества закисного железа в минерале.

Плотность клинопироксенов пород основного ряда колеблется между 3,209 и 3,500 г/см^3. Отмечается положительная корреляция плотности с общей железистостью и очень слабая отрицательная корреляция с глиноземистостью.

ГЛАВА 6. ПИРОКСЕНЫ ЧАРНОКИТ-МИГМАТИТОВ ОСНОВНОГО РЯДА

Чарнокит-мигматиты основного ряда характеризуются парагенезисом гиперстена с клинопироксеном и роговой обманкой. В них установлены минеральные ассоциации: Гип + Рог + Пл + Кв; Гип + Рог + Пл + + Орт + Кв; Гип + Рог + Би + Пл + + Орт + Кв; Гип + МП + Пл + Кв; Гип + МП + Би + Пл + Орт + Кв; Гип + + МП + Рог + Би + Пл + Орт + Кв; Гип + МП + Гр + Рог + Би + Пл + Орт + Кв.

Соскладчатые и позднескладчатые чарнокит-мигматиты являются продуктами гранитизации основных кристаллических сланцев, габбро-норитов и пироксеновых амфиболитов, которые встречаются в чарнокитах в виде скиалитов округлой или угловатой неправильной формы. В более редких случаях скиалиты первичных пород в чарнокитах вообще отсутствуют.

РОМБИЧЕСКИЕ ПИРОКСЕНЫ

Общая железистость ортопироксенов из чарнокит-мигматитов метабазитового ряда колеблется в пределах 37,6—61,1%. Наиболее магнезиальными (F =37,6—40,5%) являются гиперстены из чарнокитов Западного Приазовья, характеризующиеся парагенезисом Гип + МП + Би + Пл + Кв. Одновременно эти гиперстены отличаются низкими содержаниями титана (0,04—0,07%), пониженной кальциевостью (Са = 1,0 — 1,8) и сравнительно высокими содержаниями натрия (0,17—0,28%, или 0,012—0,020 формульных единиц).

Распределение магния и железа между орто- и клинопироксенами из этих пород (K^{Fe} = 1,78 — 1,83; K^{Mg} = 0,56 — 0,55) позволяет отнести их к наиболее низкотемпературным разновидностям чарнокитов Украинского щита (температура их кристаллизации по пироксеновому геотермометру Л. Л. Перчука составляет 680° С).

Пониженная кальциевость рассматриваемых гиперстенов находится в соответствии с экспериментальными данными Л. Атласа (Atlas, 1952), а также Ф. Бойда и Д. Шерера (Boyd, Schairer, 1957), которые установили, что в системе $MgSiO_3$ — $CaMgSi_2O_6$ с повышением температуры в состав ортопироксенов входит все больше кальция. Кальциевость гиперстенов рассматриваемой группы довольно хорошо коррелируется с железистостью (положительная корреляционная связь). Величина парных коэффициентов корреляции общей железистости и содержания кальция составляет 0,49; содержаний железа и кальция +0,37; магния и кальция — 0,55 (табл. 16). Как уже отмечалось, наиболее низкие содержания кальция (0,50—0,91%) характерны для магнезиальных гиперстенов из чарнокитов Западного Приазовья, наиболее высокие (1,39—1,91%) — для железистых гиперстенов из чарнокитов Побужья, Приднестровья и Новоукраинского массива.

Почти во всех проанализированных гиперстенах из чарнокитов рассматриваемой группы установлен алюминий, содержание которого колеблется в пределах 0,14—3,16% (al = 0,67—10,21). Интересно, что единственный безглиноземистый гиперстен находится в парагенезисе с гранатом (Гип + МП + Гр + + Рог + Би + Пл + Орт + Кв), что вроде бы не согласуется с предположением о зависимости глиноземистости гиперстена от глиноземистости вмещающей породы. Этот безглиноземистый гиперстен (обр. 1) отличается от других низкой титанистостью (TiO_2 = = 0,03%), высокой щелочностью (суммарное содержание щелочей составляет 0,46%) и

ТАБЛИЦА 16

Парные коэффициенты корреляции между катионами в ортопироксенах из чарнокит-мигматитов

Компонент, коэффициент	Si	Al_{IV}	Al_{VI}	Al	Fe^{3+}	Ti
F_o	—0,41	0,070	—0,10	0,040	0,980	—0,20
F	—0,24	0,050	—0,20	—0,00	0,310	0,390
H_2O	0,410	—0,15	0,460	—0,03	—0,17	—0,13
Na	0,080	—0,29	—0,09	—0,29	0,440	—0,51
Ca	0,050	—0,17	0,120	—0,13	0,260	—0,03
Mg	0,200	—0,05	0,090	—0,02	—0,31	—0,40
Mn	—0,18	0,130	—0,08	0,100	—0,33	0,530
Fe^{2+}	—0,10	0,050	—0,26	—0,02	0,050	0,420
Ti	—0,47	0,490	0,400	0,560	—0,14	
Fe^{3+}	—0,41	0,030	—0,14	—0,01		
Al	—0,78	0,970	0,370			
Al_{VI}	0,090	0,120				
Al_{IV}	—0,85					
$\bar{x}$	1,936	0,048	0,006	0,054	0,0536	0,005
S	0,037	0,040	0,010	0,042	0,049	0,003

ТАБЛИЦА 17

Парные коэффициенты корреляции между катионами в клинопироксенах из чарнокит-мигмати

Компонент, коэффициент	Si	Al_{IV}	Al_{VI}	Al	Fe^{3+}	Ti
F_o	—0,06	0,060	0,060	0,070	0,740	—0,20
F	—0,19	0,190	—0,36	0,030	0,450	0,890
H_2O	—0,66	0,660	—0,21	0,440	0,650	0,700
Na	0,340	—0,34	0,220	—0,18	—0,08	—0,36
Ca	0,190	—0,19	—0,19	—0,23	—0,82	0,100
Mg	0,120	—0,12	0,330	0,20	—0,32	—0,85
Mn	0,520	—0,52	—0,09	—0,43	0,450	0,250
Fe^{2+}	—0,25	0,250	—0,36	0,070	0,280	0,880
Ti	—0,14	0,140	—0,68	—0,15	0,460	
Fe^{3+}	—0,27	0,270	—0,19	0,150		
Al	—0,92	0,920	0,670			
Al_{VI}	—0,34	0,34				
Al_{IV}	—1,00					
$\bar{x}$	1,938	0,061	0,018	0.079	0,057	0,008
S	0,018	0,018	0,009	0,023	0,018	0,00

основного ряда (P — I — 4), $n = 14$, $r_{[05]} = 0{,}4575$

Fe^{2+}	Mn	Mg	Ca	Na	H_2O	F	F_o
—0,12	—0,33	—0,15	0,160	0,470	—0,09	0,150	
0,960	0,040	—0,99	0,490	—0,27	—0,36		
—0,38	—0,08	0,300	—0,16	—0,32			
—0,41	—0,56	0,250	0,310				
0,370	—0,25	—0,55					
—0,93	0,010						
0,150							
0,934	0,018	0,949	0,045	0,009	1,047	51,474	5,369
0,149	0,010	0,161	0,021	0,010	0,813	8,019	4,015

тов основного ряда (M — I — 2), $n = 6$, $r_{[05]} = 0{,}729$

Fe^{2+}	Mn	Mg	Ca	Na	H_2O	F	F_o
—0,42	0,290	0,370	—0,95	0,120	0,150	—0,25	
0,980	0,320	—0,99	0,090	—0,07	0,590		
0,570	0,090	—0,48	—0,34	—0,69			
—0,12	0,030	—0,01	0,010				
0,270	—0,41	—0,22					
—0,98	—0,30						
0,160							
0,279	0,010	0,732	0,859	0,035	0,940	32,197	17,286
0,063	0,006	0,079	0,026	0,013	0,146	6,839	4,060

наиболее высоким коэффициентом окисления железа (F_o = 15,37%).

В большинстве гиперстенов, даже в наиболее глиноземистых разностях, весь алюминий входит в тетраэдры. В единичных случаях (обр. 51/1, 101/1, 1914, 180/3) алюминий входит и в октаэдрическую позицию, где его количество достигает 0,007—0,036 формульной единицы.

Наименее глиноземистые гиперстены (обр. 1, 155/60, 605д) характеризуются низкими содержаниями титана (до 0,07%), а наиболее глиноземистые (обр. 200, 101/1) одновременно являются и наиболее титанистыми (TiO_2 = 0,24 — 0,28%). Однако четкая корреляционная зависимость между глиноземистостью и титанистостью для всех гиперстенов не устанавливается, так как и среди умеренно глиноземистых разностей отмечаются такие же высокие содержания титана.

Физические свойства ромбических пироксенов чарнокит-мигматитов: n_g = 1,710 — — 1,747, n_p = 1,697 — 1,721, $2V$ = —(46 — — 77°), ρ = 3,497 — 3,674 г/см^3. Характерной особенностью большинства гиперстенов является наличие в них пластинчатых вростков клинопироксенов, располагающихся параллельно плоскости (100).

МОНОКЛИННЫЕ ПИРОКСЕНЫ

По соотношению волластонитового, энстатитового и ферросилитового компонентов клинопироксены из чарнокитов основного ряда относятся к салитам. Характерно, что содержание волластонитового компонента меняется в довольно ограниченных пределах (42,9—46.6%). Клинопироксены с предельными содержаниями волластонитовой молекулы установлены в высокотемпературных чарнокитах Побужья и Приднестровья, а средние содержания волластонитового компонента характерны для низкотемпературных чарнокитов Западного Приазовья.

Железистость клинопироксенов меняется сопряженно с железистостью сосуществующих гиперстенов, оставаясь на 12—13% ниже. Среди проанализированных салитов присутствуют наиболее магнезиальные разности (F = = 24,7 — 27,4), характерные для чарнокитов Западного Приазовья, а также умеренно-железистые для чарнокитов Побужья и Приднестровья (F = 38,8 — 39,9). В чарнокитах с высокожелезистым гиперстеном клинопироксена очень мало либо он вообще отсутствует.

Клинопироксены характеризуются постоянным и довольно равномерным содержанием алюминия (Al_2O_3 = 1,05 — 1,25%) и титана (TiO_2 = 0,10 — 0,39%). Во всех пироксенах алюминий входит не только в тетраэдрическую (k = 0,039 — 0,086), но и в октаэдрическую позицию (k = 0,004 —0,030).

Для большинства магнезиальных клинопироксенов из чарнокитов Западного Приазовья характерны более низкие содержания титана (TiO_2 = 0,10 — 0,17%), в то время как более железистые салиты из чарнокитов Приднестровья и Побужья, а также салит из безгиперстенового чарнокита Приазовья оказались обогащенными двуокисью титана (0,29—0,39%).

Во всех проанализированных пробах присутствует натрий (Na_2O = 0,25 — 0,75%), но какой-либо закономерности в его распределении не отмечается. Содержание K_2O не превышает 0,1%, а в половине проб он вообще не обнаружен.

Корреляция между катионами в клинопироксенах отражена в табл. 17.

Оптические константы клинопироксенов из чарнокитов рассматриваемой группы: n_g = = 1,712 — 1,725; n_p = 1,682 — 1,703; cNg = = 38—51°; $2V$ = +(52 — 58)°. Плотность = = 3,339 — 3,445 г/см^3.

ГЛАВА 7. ПИРОКСЕНЫ СИЛИКАТНО-КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ

Карбонатные и силикатно-карбонатные породы (мраморы, кальцифиры, скарны, роговики и др.) встречаются в докембрийских образованиях Побужья, Приднестровья, Приазовья, Криворожья, бассейна р. Тетерев, на Волыни на контакте магматических пород Коростенского плутона с породами рамы.

При анализе парагенезисов минералов карбонатных и силикатно-карбонатных пород удобно рассматривать отдельно известково-силикатные (±Вол, Грос) и магнезиальные или известково-магнезиально-силикатные (±Фо, Дол) породы (Коржинский, 1936б). Однако в существующих руководствах по метаморфизму (Тернер, Ферхуген, 1961; Винклер, 1969; Добрецов и др., 1972; Маракушев, 1973) подобное разделение показано недостаточно четко. В частности, кварцсодержащие и бескварцевые карбонатные породы не совсем совпадают с известково-силикатными и известково-магнезиально-силикатными. Так, в известково-силикатных породах Украинского щита обнаружены парагенезисы и с кварцем, и без него. Диопсидовые породы без карбонатов и без кварца в зависимости от остальных сосуществующих минералов могут относиться и к той, и к другой группе. В литературе по Украинскому щиту обычно описываются либо известково-силикатные, либо магнезиальные породы (Бобровник, 1948, 1953; Костюк, 1955; Щербаков, 1963; Пискорская, 1969; Мельник, 1973). Группа карбонатных пород разделяется по петрографическим признакам (Карбонатные породы УЩ, 1975). М. И. Жеру (1972) в докембрии Приднестровья выделены известковые и магнезиально-известковые сланцы (кальцифиры).

Известково-силикатные и известково-магнезиально-силикатные породы отличаются по минеральным ассоциациям так же, как и другие петрохимические группы пород (бедные кальцием или метапелиты, метабазиты и т. п.). Различие в парагенезисах обусловлено соотношением Ca и $\Sigma Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn$, что можно выразить коэффициентом C.

$$C = \frac{(Ca - C - Ti - 5/3P) \cdot 100}{(Ca+Mg+Fe^{2+}+Fe^{3+}+Mn)-(C+Ti+5/3P)}$$

(под символами элементов подразумеваются их атомные количества или проценты катионов, в величину C не входит свободный углерод). Если $C > 50$, то в породе (гнейс, мрамор, кальцифир, скарноид и пр.) кроме клинопироксена, кальцита, сфена и апатита (±Кв) присутствует один или несколько силикатов либо алюмосиликатов кальция (Пл, Ск, Вол, Грос, Вз, Цо или Кц, Пр, Це, Апоф и пр.) и она относится к известково-силикатному ряду. Если $0 < C < 50$, то кроме клинопироксена, кальцита и акцессориев должен быть один или несколько железисто-магнезиальных минералов (Ол, Тр, Акт, Сп, МП и т. п.). При $C = 0$ возникают кальцит-форстеритовые мраморы и кальцифиры (±Шп, Сп, Фл), а при $C < 0$ в породе появляется доломит. Есть некоторые парагенезисы, занимающие промежуточное положение (МП, МП + Пл + Тр, МП + Пл (Ск) + Акт, МП + + Пл (Ск) + Фл + Кв и др.), принадлежность которых к той или иной группе зависит от количественного соотношения Пл (Ск) и Fe — Mg минералов. C в этих случаях обычно находится вблизи цифры 50. Эти и другие петрохимические закономерности проиллюстрированы серией химических анализов

(28 шт.) разнообразных силикатно-карбонатных пород Приднестровья (Венидиктов, 1978). В частности, известково-магнезиально-силикатный ряд, кроме *C*, отличается меньшими значениями параметров C_o = Ca — C, железистости, SiO_2, более высоким содержанием CO_2 и заметно большим количеством MgO и MnO. Коэффициент C_o отражает соотношения между кальцитом и доломитом или характеризует степень обогащения пород кальцием (при отсутствии карбонатов).

Различия в минеральных ассоциациях обусловливают выбор диаграмм состав — парагенезис. MgO и FeO в породах известково-силикатного ряда входят главным образом в единственный минерал — клинопироксен и ведут себя индифферентно по отношению к реакциям между кальциево- и кальциево-алюмосиликатными минералами, создающими все разнообразие минеральных ассоциаций. Примесь Fe_2O_3 в гранатах обычно незначительная. В связи с этим на диаграммах состав — парагенезис можно ограничиться тремя главными инертными компонентами — CaO (или Ca), SiO_2 (Si) и $AlO_{3/2}$ (Al) — и соответственно использовать экспериментальные и расчетные данные в системе $CaO — SiO_2 — Al_2O_3 — CO_2 \pm H_2O$. Моноклинный пироксен является сквозным минералом, проходящим через различные метаморфические субфации (кварц-кальцитовая, волластонитовая, гроссуляровая (±Парг), клиноцоизитовая или цоизитовая (±Акт, Парг)), что благоприятствует изучению влияния *PT*-условий на его типоморфные особенности.

В породах известково-магнезиально-силикатного ряда, наоборот, ограничена роль алюмосиликатов, поэтому парагенезисы изображаются на диаграммах Ca — Mg — Si или Ca — (Mg, Fe) — SiO_2 и сопоставляются с экспериментальными системами $CaO — MgO — SiO_2 — CO_2 + H_2O$ и $CaO — MgO — FeO — SiO_2 — CO_2 + H_2O$. Д. С. Коржинским (1936б) использована также диаграмма состав — парагенезис $SiO_2 — MgCO_3 — AlO_{3/2}$, общая для известково-силикатных и известково-магнезиально-силикатных образований.

И в известково-силикатной, и в известково-магнезиально-силикатной группах пород имеются метаморфические и метасоматические образования. При этом только клинопироксеновые гнейсы обычно однозначно относятся всеми исследователями к метаморфическим породам, а средне-, крупнозернистые флогопит-диопсидовые, диопсид-волластонитовые, гроссуляр-волластонитовые и везувиан-гранатовые скарны — к метасоматическим. В остальных же случаях нет единого мнения о происхождении пород. Это, в частности, относится к самой многочисленной выборке анализов — клинопироксенам из мраморов и кальцифиров. Одни и те же породы разными исследователями называются мраморами, кальцифирами, кристаллическими известняками, известково-силикатными сланцами, роговиками, скарноидами или околоскарновыми породами. Очевидно, что заключение о генезисе может быть сделано в каждом конкретном случае только на основании комплекса признаков — условий залегания, структурно-текстурных особенностей, парагенезисов, контактов и т. п.— и не может распространяться на другие обнажения или скважины даже в одном и том же районе. Гетерогенными являются и известково-силикатные породы без карбонатов (±Вол, Ск, Грос), и кальцифиры — как известково-силикатного (±Вол, Грос), так и известково-магнезиально-силикатного ряда (±Ди, Фл) (Венидиктов, 1974в).

В метаморфических породах известково-силикатного ряда (тип М—I—3а) встречены парагенезисы: МП + Пл ± Ка ± Кв; МП + + Пл + Ск ± Ка ± Сф; МП + Пл + Ск + + Кв ± Ка ± Сф; МП + Ск ± Пл + Вол+ + Ка ± Кв; МП + Грос + Пл ± Вол ± ± Ск ± Ка ± Шп; МП + Грос + Пл ± ± Вол ± Ск ± Ка + Кв; МП + Грос + + Вз; МП + Ск + Грос ± Ка ± Кв + Кц (Эп); МП + Пл + Кв + Би + Рог + Ск + + Сф; МП + Пл + Кв + КПШ + Би ± ± Рог; МП + Грос + Ка + Кв + КПШ + + Сер. Характерны полиминеральные неравновесные ассоциации, отражающие неоднократное наложение метаморфизма: МП + + Пл + Ка ± Кв + $Ск_в$ ± $Вол_{вт}$ + Сф; МП + Ка + $Пл_{рел}$ + $Ск_{вт}$ + $Грос_{вт}$ ± Кв ± ± $Вол_{вт}$ ± Кц + Сф; МП + Пл + Ка ± Кв ± ± $Ск_{вт}$ + КПШ + $Рог_{вт}$ + $Сер_{вт}$. При этом, как правило, наблюдаются реакционные, коррозионные структуры, метакристаллы, псевдоморфозы, каемки вторичные (Ск, Вол, Грос) и реликты ранних (Пл, иногда Ск, Вол, МП) минералов. Показатели преломления твердых фаз обнаруживают значительные колебания в пределах одного шлифа,

иммерсионного препарата или зерна (порядка 0,005—0,010). Кроме вышеуказанных минералов наблюдаются акцессорные апатит, флюорит, магнетит и пирит и вторичные альбит, серицит, хлорит, пренит, апофиллит, цеолиты, монтмориллонит-нонтронит. В работах М. И. Жеру (1967, 1972) указываются также паргасит, барит, стильпномелан, рибекит и сапонит. Выделяются кварц-кальцитовая, волластонитовая и гроссуляровая субфации метаморфизма пироксенсодержащих пород (Венидиктов, 1978).

К метасоматитам известково-силикатного ряда (тип М—I—3б) кроме скарнов и околоскарновых образований, описанных в работах А. И. Стрыгина и др. (1974), Н. И. Половко и др. (Карбонатные породы..., 1975), относятся скаполитовые, волластонитовые, салит-гранат-апортитовые породы и метасоматические кальцифиры (Венидиктов, 1974). Они характеризуются теми же минеральными ассоциациями, что и метаморфиты, но количественные соотношения минералов в них более непостоянны при общем увеличении содержания силикатов.

К метаморфическим породам известково-магнезиально-силикатного ряда (тип М—I—3в) относятся доломитовые и доломит-кальцитовые мраморы, кальцифиры, диопсид-плагиоклазовые роговики и сланцы с тремолитом, флогопитом, хондродитом и прочими магнезиальными минералами. Они подробно описаны в работах Р. И. Сироштана (1950), Е. Н. Ушаковой (1960), И. Б. Щербакова (1963), Е. К. Пискорской (1969), М. И. Жеру (1972), Н. И. Половко и др. (Карбонатные породы..., 1975). В этих породах обнаружены кальцит, доломит, диопсид, форстерит, флогопит, паргасит, тремолит, хондродит, гумит, шпинель, плагиоклаз, серпентин, тальк, хлорит, сфен, калишпат, серицит, боулингит, брусит и пирит. Проанализированные клинопироксены (Прил. II, табл. 3) встречены в следующих минеральных ассоциациях, по-видимому, не всегда равновесных: Ди + Ка + + Фо ± Фл; Ди + Ка + Дол + Фо ± Фл; Ди + Дол + Ка + Шп; Ди + Фо + Ка + + Ши; Ди + Ка + Тр ± Фл; Ди + Ка + + Фл; Ди + Пл + Ка + Фл; Ди ± Пл ± ± Сф; Ди + Пл + Тр; Ди + Ка + Дол + + Фл + Шп; Ди + Ка + Ск + Фл; Ди + + Ка + Фл + Шп.

В породах известково-магнезиально-силикатного ряда также обнаруживаются полиметаморфические преобразования (субфации: оливин-кальцитовая → диопсид-доломитовая → паргасит-флогопитовая → тремолит-кальцитовая → серпентин-тремолитовая).

К метасоматитам известково-магнезиально-силикатного ряда (тип М—I—3г) относятся диопсидовые и флогопит-диопсидовые породы, магнезиальные скарны и скарноиды. Скарны и скарноиды как биметасоматические образования между доломитовыми мраморами и гранитоидами детально описаны в работах А. И. Стрыгина и др. (1974), Н. И. Половко и др. (Карбонатные породы..., 1975). Однако нередко диопсидовые и флогопит-диопсидовые образования наблюдаются вне связи с контактами карбонатных и силикатных пород, т. е. в общем случае являются не скарнами, а метасоматитами. Они залегают в виде жил, гнезд, жило- и гнездообразных выделений в кальцифирах, метабазитах, ультрабазитах, гранитоидах и железистых породах. Диопсидовые породы обычно подвергаются более низкотемпературным диафторическим и метасоматическим процессам амфиболизации, актинолитизации, эпидотизации, серпентинизации, хлоритизации и серицитизации. Обычный набор минералов — Рог, $МП_{рел}$, Акт, Эп, $Сер_{нал}$, $Пл_{рел}$, Кв (± Хл, Пир, Ап, Сф).

Парагенезисы в метасоматитах такие же, как и в метаморфических породах известково-магнезиального ряда, но в большинстве случаев более многоминеральные, так как содержат несколько неравновесных ассоциаций, обусловленных наложением разных фаз метаморфизма и метасоматоза. Типичные ассоциации: Ди + $Рог_{вт}$ + Ка + $Сп_{вт}$ + + $Фо_{рел}$ ± Шп ± Дол; Ди + Ка + Фл + + $Сп_{вт}$ ± Дол ± Шп; Ди + Ка ± Дол + + $Сп_{вт}$ + Фл: Ди + Ка + $Ол_{рел}$ + Фл + + Хр ± Рог + Дол + $Мт_{вт}$; Ди + $Пл_{рел}$ + + Фл + Ка ± Дол + Тр; Ди + Фл + Рог + + Хр; Ди + Ка + Хр + $Сп_{вт}$; Ди + КПШ + + Хр; Ди + $Ол_{рел}$ + $Сп_{вт}$ ± Ка + Рог + + Фл ± Мт; Ди + Фл + $Пл_{рел}$ + $Рог_{вт}$ ± ± Шп; Ди + $Ол_{рел}$ + $Сп_{вт}$ + Шп + Рог + + $Мт_{вт}$; Парг + Фл; Ди + Пл + Фл + Рог + + Кв; Ди + Рог + Би + Ка + $Ол_{рел}$ + + Шп. Имеются указания на наличие граната и энстатита в известково-магнезиальных породах (Ушакова, 1960; Стрыгин и др., 1974), причем, по данным Е. Н. Ушаковой, гранат относится к пироп-альмандиновому ряду. Однако, как показывает анализ геологической

ТАБЛИЦА 18

Парные коэффициенты корреляции между катионами в клинопироксенах известково-силикатных

Компонент, коэффициент	Si	Al_{IV}	Al_{VI}	Al	Fe^{3+}	Ti
F_o	—0,87	0,870	0,180	0,810	0,930	0,740
F	—0,26	0,260	0,070	0,240	0,360	0,250
H_2O	—0,13	0,120	0,220	0,150	0,170	0,050
Na	—0,50	0,490	0,200	0,480	0,650	0,830
Ca	—0,12	0,090	—0,07	0,060	—0,03	0,150
Mg	0,310	—0,31	—0,16	—0,31	—0,38	—0,30
Mn	0,200	—0,19	—0,15	—0,20	—0,17	—0,08
Fe^{2+}	0,030	—0,04	—0,02	—0,04	0,030	—0,01
Ti	—0,91	0,900	0,400	0,890	0,660	
Fe^{3+}	—0,83	0,830	0,130	0,760		
Al	—0,98	0,980	0,600			
Al_{VI}	—0,42	0,440				
Al_{IV}	—1,00					
$\bar{x}$	1,910	0,087	0,022	0,109	0,058	0,009
S	0,089	0,090	0,02	0,101	0,054	0,012

ТАБЛИЦА 19

Парные коэффициенты корреляции между катионами в клинопироксенах известково-силикатных

Компонент, коэффициент	Si	Al_{IV}	Al_{VI}	Al	Fe^{3+}	Ti
F_o	—0,96	0,950	0,810	0,940	1,000	0,970
F	0,470	—0,46	—0,33	—0,44	—0,56	—0,49
H_2O	—0,18	0,170	—0,06	0,130	0,080	0,080
Na	—0,27	0,290	0,190	0,280	0,470	0,310
Ca	—0,31	0,350	0,600	0,390	0,050	0,300
Mg	0,220	—0,26	—0,49	—0,30	—0,04	—0,21
Mn	0,240	—0,28	—0,49	—0,32	—0,13	—0,25
Fe^{2+}	0,850	—0,84	—0,70	—0,83	—0,92	—0,87
Ti	—0,98	0,980	0,870	0,980	0,950	
Fe^{3+}	—0,94	0,930	0,780	0,920		
Al	—0,99	1,000	0,940			
Al_{VI}	—0,90	0,920				
Al_{IV}	—1,00					
$\bar{x}$	1,911	0,085	0,023	0,108	0,047	0,009
S	0,117	0,118	0,023	0,139	0,049	0,018

метаморфических пород (М — I — 3а), $n = 29$, $r_{[05]} = 0{,}3061$

Fe^{2+}	Mn	Mg	Ca	Na	H_2O	F	F_o
—0,27	—0,16	—0,10	0,03	0,650	0,140	0,050	
0,930	—0,10	—0,99	0,160	0,120	0,010		
—0,06	0,010	—0,03	—0,08	0,300			
—0,08	—0,23	—0,17	—0,05				
0,240	—0,64	—0,26					
—0,91	0,200						
—0,16							
0,402	0,015	0,524	0,953	0,022	0,829	47,78	12,41
0,150	0,026	0,172	0,036	0,012	0,429	16,08	11,28

метасоматитов (М — I — 3б), $n = 7$, $r_{[05]} = 0{,}6694$

Fe^{2+}	Mn	Mg	Ca	Na	H_2O	F	F_o
—0,93	—0,14	—0,06	0,100	0,420	0,090	—0,56	
0,820	0,030	—0,59	—0,05	—0,24	—0,10		
—0,07	0,350	0,340	—0,26	—0,09			
—0,34	—0,44	—0,06	—0,24				
—0,09	—0,73	—0,61					
—0,23	0,650						
0,070							
0,332	0,014	0,601	0,952	0,033	1,094	39,58	13,75
0,091	0,021	0,049	0,033	0,021	0,308	4,139	16,36

ТАБЛИЦА 20

Парные коэффициенты корреляции между катионами в клинопироксенах известково-магнезиаль

Компонент, коэффициент	Si	Al_{IV}	Al_{VI}	Al	Fe^{3+}	Ti
F_o	—0,42	0,370	—0,10	0,230	0,500	0,290
F	—0,56	0,570	0,580	0,620	0,600	0,710
H_2O	—0,34	0,320	0,260	0,320	0,400	0,570
Na	0,160	—0,12	0,570	0,110	—0,28	—0,07
Ca	—0,68	0,650	0,120	0,510	0,790	0,640
Mg	0,650	—0,63	—0,84	—0,78	—0,65	—0,82
Mn	0,150	—0,23	—0,43	—0,32	—0,03	—0,25
Fe^{2+}	—0,11	0,140	0,310	0,210	0,130	0,280
Ti	—0,86	0,870	0,730	0,880	0,890	
Fe^{3+}	—0,96	0,950	0,590	0,890		
Al_{VI}	—0,96	0,970	0,860			
Al_{IV}	—0,68	0,700				
Al	—1,00					
$\bar{x}$	1,899	0,093	0,052	0,145	0,023	0,011
S	0,126	0,129	0,062	0,179	0,035	0,017

ТАБЛИЦА 21

Парные коэффициенты корреляции между катионами в клинопироксенах магнезиальных скар

Компонент, коэффициент	Si	Al_{IV}	Al_{VI}	Al	Fe^{3+}	Ti
F_o	—0,80	0,690	0,660	0,690	0,510	0,710
F	—0,06	0,710	—0,15	0,010	0,770	—0,00
H_2O	0,620	—0,68	—0,77	—0,73	—0,38	—0,68
Na	0,300	—0,38	—0,11	—0,26	—0,28	—0,00
Ca	—0,07	0,030	0,170	0,080	—0,35	0,130
Mg	0,360	—0,44	—0,27	—0,38	—0,73	—0,35
Mn	—0,50	0,350	0,280	0,460	0,860	0,340
Fe^{2+}	0,190	—0,13	—0,38	—0,23	0,590	—0,21
Ti	—0,94	0,910	0,920	0,930	0,360	
Fe^{3+}	—0,49	0,460	0,230	0,380		
Al	—0,97	0,990	0,970			
Al_{VI}	—0,91	0,920				
Al_{IV}	—0,98					
$\bar{x}$	1,941	0,053	0,020	0,074	0,021	0,002
S	0,055	0,058	0,033	0,089	0,014	0,003

ных метаморфических кальцифиров (М —I —3 в), $n = 10$, $r = {}_{[05]} = 0{,}5493$

Fe^{2+}	Mn	Mg	Ca	Na	H_2O	F	F_o
—0,47	0,060	0,140	0,740	—0,46	0,430	—0,14	
0,860	—0,10	—0,92	0,300	—0,09	0,160		
—0,13	0,030	—0,27	0,450	—0,04			
0,000	—0,33	—0,21	—0,64				
—0,12	0,030	—0,27					
—0,71	0,330						
—0,11							
0,089	0,006	0,846	0,967	0,025	0,872	13,08	24,43
0,088	0,011	0,180	0,036	0,025	0,425	11,53	19,53

ноидов (М — I — 3г), $n = 7$, $r_{[05]} = 0{,}6694$

Fe^{2+}	Mn	Mg	Ca	Na	H_2O	F	F_o
—0,37	0,290	—0,01	0,09	—0,12	—0,37	—0,13	
0,960	0,820	—0,85	—0,54	—0,25	—0,23		
—0,05	—0,54	0,470	0,360	0,080			
—0,15	—0,59	0,120	0,430				
—0,52	—0,62	0,180					
—0,75	—0,75						
0,650							
0,095	0,018	0,893	0,948	0,019	0,839	13,05	20,01
0,071	0,017	0,087	0,032	0,013	0,410	8,683	11,81

обстановки некоторых участков Побужья, подобная вкрапленность граната часто возникает в результате тесной перемежаемости и причудливых сочетаний известково-магнезиальных и железистых пород как метаморфических, так и метасоматических. Когда в известково-магнезиальных образованиях указывается гранат и тем более пироп-альмандинового ряда, вероятнее всего, имеет место комбинация этих двух типов пород и соответствующих им парагенезисов — Ди ± ± $Ол_{рел}$ ± $Сп_{вт}$ ± $Рог_{вт}$ ± Фл ± Ка ± ± $Пл_{рел}$ и Гип + Альм ± Ол + Мт (в первом оливин приближается к форстериту, во втором — к фаялиту). Косвенным подтверждением этого является повышенная железистость пироксенов в ассоциации с гранатом, например $F_{MII} = 27 — 33$, $F_{Ол} = 32 — 37$ (Прил. II, табл. 3, ан. 58, 59, 69), и нахождение в тех же участках, скважинах и интервалах скважин железистых пород и железистых скарнов (Стрыгин и др., 1974).

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ И КОРРЕЛЯЦИЯ МЕЖДУ КАТИОНАМИ

Во всех парагенетических типах силикатно-карбонатных пород развиты преимущественно пироксены диопсид-геденбергитового ряда, реже — диопсид-, салит-, ферросалит- и геденбергит-авгиты. Фассаиты встречены только в известково-силикатных породах (классификация пироксенов в основном по Н. Л. Добрецову и др. (Породообразующие пироксены, 1971), фассаитов — по И. В. Гинзбург (1975)). В отдельных случаях отмечены марганцовистые салиты типа шефферита (Прил. II, табл. 3, ан. 23).

Клинопироксенам из пород известково-магнезиально-силикатного ряда (М—I—3в и М—I—3г) свойственна низкая железистость порядка 5—20% (изредка 1—5), лишь в отдельных скарнах или околоскарновых породах она достигает 25—35% (Прил. II, табл. 3). В группе известково-силикатных пород (М—I—3а и М—I—3б) железистость клинопироксенов находится в основном в пределах 30—60% и лишь изредка встречаются диопсиды с $F = 15 — 20$ или геденбергит-авгиты с $F = 70—83\%$; т. е. в целом данной группе присущи заметно более высокая железистость клинопироксенов и значительные ее колебания. Соответственно наблюдается различие между средним содержанием Mg, Fe^{2+} и Fe^{3+}. Отмечаются также различные корреляционные связи Na и Ca (табл. 18—21).

Выборки, сделанные для метаморфических и метасоматических силикатно-карбонатных пород, не могут претендовать на большую достоверность, так как данные об условиях залегания и структурно-текстурных признаках, которые имеют первостепенное значение при установлении происхождения породы, чаще всего отсутствуют. Тем не менее можно сделать некоторые предварительные выводы. В группе известково-силикатных пород метасоматические образования (скарноиды) по средним характеристикам не отличаются от метаморфических, но в них выражена отрицательная корреляция Fe^{2+} с Al_{IV}, Al_{VI}, Al, Fe^{3+} и F_o и положительная с Si, в то время как коррелятивные связи Mg со всеми остальными катионами, даже с Fe^{2+}, оказались незначимыми, в частности $r^{Mg—Fe^{2+}}_{[05]} = —0{,}23$, т. е. вместо изоморфизма Mg — Fe^{2+} обнаруживается замещение Fe^{2+} Si ⇄ (Fe^{3+}, Al) (Al, Fe^{3+}) или, вернее, замещение геденбергитового минала суммарным чермакитовым [Ca (Fe^{3+}, Al, Ti) (Al, Fe^{3+}, Ti) SiO_6]. В гнейсах и сланцах картина обратная: Fe^{2+} имеет только четко выраженную отрицательную корреляцию с Mg и положительную с F, а Mg кроме связей с Fe^{2+} и F характеризуется положительной корреляцией с Si и отрицательной — с Al_{IV}, Al, Fe^{3+}, т. е. основные изоморфные замещения Mg ⇄ Fe^{2+} и MgSi ⇄ ⇄ Fe^{3+} (Al, Fe^{3+}) или диопсид ⇄ геденбергит и диопсид ⇄ суммарный чермакит. В известково-магнезиальном ряду также выражена тенденция к замене изоморфизма типа диопсид ⇄ чермакит в метаморфических породах замещением геденбергит ⇄ чермакит в метасоматитах, но это обнаруживается не столь явно. Правда, здесь намечается другая закономерность: появление корреляционных связей Ca с Si, Al_{IV}, Al и Fe^{3+} — в гнейсах и сланцах (см. табл. 20, 21). Кроме того, в метасоматитах средние значения Ca, Al, Fe^{3+}, Ti и F_o меньше, а Mg и Si больше, чем в метаморфитах. В целом для скарноидов, особенно магнезиальных, характерно усиление коррелятивных связей F_o с Si, Al_{IV}, Al_{VI}, Al, Fe^{2+} и Fe^{3+}, т. е. роль фугитивности кислорода как фактора равновесия увеличивается.

К наиболее устойчивым связям, сохраняющимся в клинопироксенах всех типов силикатно-карбонатных пород, относятся отрицательные корреляции между Mg и Fe^{+2}, Si и трехвалентными катионами, отражающие основные изоморфные замещения, а также положительные корреляции внутри группы R^{+3}.

Так как кальциевость и глиноземистость среды существенно влияют на минеральные равновесия силикатно-карбонатных пород, была сделана попытка выяснить, как меняются *C* и *al* клинопироксенов в зависимости от исходного состава, происхождения и парагенезисов (рис. 9). Аналитические ошибки в определении CaO и Al_2O_3 достигают ±0,2 (*k*) (Булах, 1967), поэтому сколько-нибудь надежные выводы можно сделать только на основании статистических закономерностей, а не единичных анализов. На диаграмме видна довольно отчетливая положительная корреляция $C_{МП}$ и $al_{МП}$. Статистический максимум пироксенов из магнезиальных метасоматитов по сравнению с метаморфитами из той же группы отличается несколько меньшими величинами кальциевости и глиноземистости.

Моноклинные пироксены устойчивы в силикатно-карбонатных породах в широком интервале *PT*-условий от безгроссуляровой (форстерит-кальцитовой) до гроссуляровой (паргасит-флогопитовой) субфаций метаморфизма. Кроме того, они часто встречаются в неравновесных или моновариантных ассоциациях с клиноцоизитом или тремолитом (актинолитом). Однако четкой закономерности в изменении состава пироксенов в зависимости от парагенезиса (субфации) не наблюдается (см. рис. 9). В группах М—I—3а и М—I—3б можно отметить сравнительно низкий предел глиноземистости клинопироксенов в ассоциациях с клиноцоизитом и актинолитом и довольно плотное, промежуточное расположение фигуративных точек в парагенезисах с калишпатом и биотитом. В последнем случае, по-видимому, сказывается влияние гранитизации. В группах М—I—3в и М—I—3г наблюдается пониженная глиноземистость пироксенов в ассоциациях с тремолитом без доломита и форстерита. В других парагенезисах (Фо + Ка; Фо + Ка + Фл ± Тр; Ди + + Дол ± Фо ± Ка ± Фл; Ди + Ка + Фл; Ди + Ка + Ск ± Фл) этот параметр варьирует в широких пределах и притом довольно незакономерно. Например, в ассоциации Ди + + Дол + Ка + Фл ± Шп ± Фо глиноземистость клинопироксена колеблется от 2,5 до 45. Кроме влияния среды существенное значение, по всей видимости, имеет неравномер-

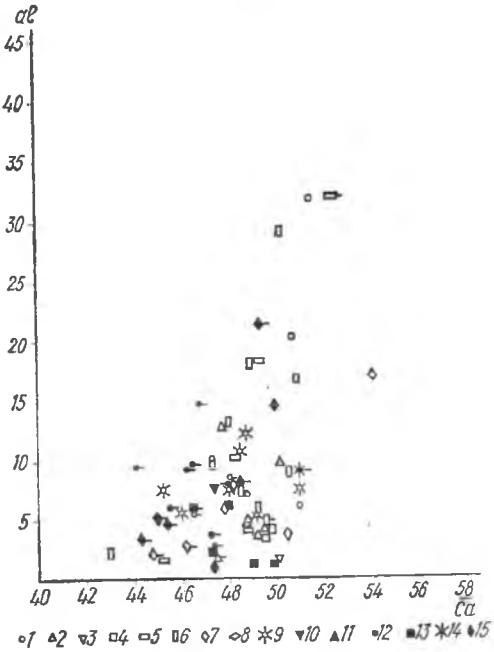

Рис. 9. Корреляция глиноземистости и кальциевости в пироксенах силикатно-карбонатных пород.

Парагенезисы: *1* — Ди + Пл ± Ка ± Кв; *2* — Ди + Пл + Ск + Ка + Сф; *3* — Ди + Пл + + Ск + Кв + Ка + Сф; *4* — Ди + Ск + Пл + + Вол + Ка ± Кв; *5* — Ди + Грос + Пл + + Вол + Ск + Ка; *6* — Ди + Грос + Пл + + Вол + Ск + Ка + Кв; *7* — Ди + Ск + + Грос + Ка ± Кв + Кц (Эп); *8* — Ди + Пл + + Кв + Би + Рог + Ск + Сф; *9* — Ди + Пл + + Кв + КПШ + Би ± Рог, Ди + Грос + + Ка + Кв + КПШ + Сер; *10* — Фо + Ка + + Ди; *11* — Фо + Ка + Ди + $Фл_{вт}$ + $Тр_{вт}$; *12* — Ди + Дол ± Фо ± Фл ± Ка ± Тр ± Шп; *13* — Ди + Пл + Тр (Акт); *14* — Ди + Ка + Ск + + Фл; *15* — Ди + Фл ± Ка + Шп.

Пустые значки соответствуют известково-силикатным породам, залитые — известково-магнезиально-силикатным, с черточкой справа — метасоматическим, без черточки — метаморфическим

ный диафторез, нивелирующий разницу между высоко- и низкотемпературными ассоциациями.

При метасоматических процессах стабильность клинопироксенов обычно увеличивается — происходит формирование клинопироксеновых и клинопироксенсодержащих метасоматитов. Однако в некоторых случаях, обычно при сильной степени метасоматоза (скаполитовые и волластонитовые породы, гроссуляр-волластонитовые скарны) наблюдается

уменьшение содержания пироксенов. Железистость последних несколько увеличивается за счет преимущественного выноса Mg.

Приведенный эмпирический материал (см. табл. 18—21, рис. 9, Прил. II, табл. 3) не подтверждает четкой закономерной связи глиноземистости клинопироксенов с парагенезисами, температурой, давлением, железистостью пород и наличием или отсутствием кварца. Существенное значение имеют, по всей видимости, особенности исходного состава пород и изоморфизма, не выясненные в полной мере до настоящего времени. Так, например, в одном и том же обнажении взяты обр. 134 и 136 с одним и тем же парагенезисом (см. Прил. II, табл. 3, ан. 11 и 15), но в первом содержание Al_2O_3 в клинопироксене определено 4,81% при железистости 52,3%, во втором—1,42% при железистости 31,11%. Самыми глиноземистыми в породах известково-силикатного ряда оказались фассаиты из диопсид-плагиоклазовых гнейсов и скарнов (+Грос, Вз) Ушомирской глыбы (9,50%), а в группе известково-магнезиальных пород — клинопироксен из доломитового мрамора (Ка + Дол + Ди + + Фл + Шп) из той же Ушомирской глыбы (13,68% Al_2O_3) (Прил. II, табл. 3, ан. 46). Между тем особенными глубинными условиями или высокой температурой образования эта глыба не отличается. Ассоциирующие с карбонатными породами основные кристаллосланцы представлены парагенезисами Гип + + МП + Пл + Мт ± Би± Кв (Пискорская, 1972). Кроме того, если бы глиноземистость клинопироксена определялась температурой, то салит-авгиты вмещающих магматических основных пород Коростенского массива имели бы еще большую растворимость Al_2O_3, чего, однако, не наблюдается (см. Прил. II, табл. 6). Максимальное количество глинозема в них не превышает 3%, т. е. не больше, чем в клинопироксенах двупироксеновых гнейсов и кристаллосланцев (см. Прил. II, табл. 1). Приуроченность наиболее глиноземистых пироксенов (фассаитов) к карбонатным породам свидетельствует о большом влиянии исходного состава пород и, вероятно, скарнирования на растворимость Al_2O_3 в клинопироксенах. Примечательно, что высокоглиноземистые клинопироксены являются в то же время и самыми кальциевыми (см. рис. 9). Исходя из этого можно было бы предположить зависимость глиноземистости моноклинных пироксенов от кальциевости пород. В то же время различия между клинопироксенами из известково-силикатных и известково-магнезиально-силикатных пород, заметно отличающихся по параметру C, не наблюдается (см. рис. 9). Глиноземистые клинопироксены ассоциируют преимущественно с высокоглиноземистыми минералами (Ан, Шп, Грос и пр.). Принимая во внимание связь Al клинопироксенов с исходным составом пород, нужно критически подходить к диаграммам зависимости количества Al_2O_3 в пироксенах от PT-условий, так как в них эта связь недостаточно учитывается. Клинопироксены с большим содержанием глинозема считаются показателями глубинных условий, а поле чистого чермакита на диаграмме Н. Л. Добрецова (Породообразующие пироксены, 1971), нанесенное, по данным А. И. Цветкова (1951), соответствует давлению выше $11 \cdot 10^8$ Па. Между тем некоторые эксперименты (Huckenholz et al., 1974) свидетельствуют об устойчивости фассаитов $Ca(Al, Fe)_2SiO_6$ в приповерхностных условиях ($1 \times \times 10^5$ Па, 935° С).

Fe_2O_3 в ощутимых количествах входит только в состав салит-авгитов (до 4,48—5,47%) и фассаитов (до 5,54—7,03%). Вместе с тем следует отметить, что при проверке с помощью метода Мэссбауэра (ЯГР) валентности железа в клинопироксенах и его положения в кристаллической решетке было установлено, что почти все железо является двухвалентным, а Fe^{3+} присутствует в ничтожном количестве (Сироштан и др., 1976).

Содержание TiO_2 подвержено значительным колебаниям и заметно возрастает от диопсид-геденбергитов (0,0—0,40%) через салит-авгиты (0,10—0,81%) к фассаитам (1,01—1,64%); повышенное количество Ti в фассаитах из скарнов и роговиков Волыни связано, по-видимому, не с физико-химическими условиями метаморфизма, а с составом исходных пород.

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

В силикатно-карбонатных породах диопсиды бесцветны или характеризуются светло-зеленой окраской, интенсивность которой находится в прямой зависимости от содержания в них Fe^{2+}. Салиты и ферросалиты имеют зеленый и густо-зеленый цвет, салит-авгиты — голубовато- и сине-зеленый, а фассаиты, как правило, буровато-зеленый. Плеохроизм

(в зеленых тонах) отмечается лишь в салит-авгитах и фассаитах; схема абсорбции относительно удлинения у обоих пироксенов биотитовая, но по интенсивности поглощения у салит-авгитов она обратная ($Np > Ng$), а у фассаитов — прямая ($Ng > Np$). Эти же пироксены характеризуются и сильной дисперсией оптических осей: $r > V$.

В пироксенах диопсид-геденбергитового ряда $n_g = 1{,}690$—$1{,}744$; $cNg = 37 - 44°$, $2V = +(56 - 63°)$ при $F = 0 - 83{,}5\%$. Оптические константы фассаитов близки к мало- и среднежелезистым диопсид-геденбергитам ($n_g = 1{,}703$—$1{,}733$, $cNg = 35$—$46°$, $2V = +(53$—$60°)$ при $F = 31{,}8$—$50{,}6\%$) и лишь для салит-авгитов (исключая диопсид-авгиты) характерны более высокие показатели преломления ($n_g = 1{,}716$—$1{,}763$), $cNg = 45 - 50°$, $2V = +(64$—$68°)$ при $F = 32{,}0 - 86{,}0\%$.

На ЭВМ «Днепр-2» рассчитаны уравнения многомерной регрессии для показателей преломления (n_g и n_p) в зависимости от F, F_o и Al клинопироксенов из магнезиальных и известковых силикатно-карбонатных пород:

М — I — 3а + М — I — 3б: $n_g = 0{,}00062F + 0{,}00008F_o + 0{,}01495\text{Al} + 1{,}69548$; $\Delta n_g = 0{,}0057$; $n_p = 0{,}00066F + 0{,}00018F_o + 0{,}00882\text{Al} + 1{,}66684$; $\Delta n_p = 0{,}0071$.

М — I — 3в + М — I — 3г: $n_g = 0{,}00057F + 0{,}000023F_o + 0{,}01690\text{Al} + 1{,}69594$; $\Delta n_g = 0{,}0039$;

$n_p = 0{,}00065F + 0{,}00005F_o + 0{,}2368\text{Al} + 1{,}66534$; $\Delta n_p = 0{,}0040$.

Δ — средняя разность между измеренным и вычисленным значениями n_g (n_p).

В обеих группах значимые связи показателей преломления установлены только с F. Ввиду этого для практического использования составлены уравнения одномерной регрессии:

М — I — 3а + М — I — 3б ($n = 33$): $n_g = 0{,}00071F + 1{,}6942$ и $n_p = 0{,}00078F + 1{,}6650$.

М — I — 3в + М — I — 3г ($n = 26$): $n_g = 0{,}00071F + 1{,}6964$ и $n_p = 0{,}00077F + 1{,}6672$.

Уравнения многомерной регрессии рассчитаны и для плотности клинопироксенов силикатно-карбонатных пород обеих названных групп в зависимости от F и Al:

М — I — 3а + М — I — 3б: $\rho = 0{,}00415F + 0{,}07212\text{Al} + 3{,}22326$.

М — I — 3в + М — I — 3г: $\rho = 0{,}00552F + 0{,}06433\text{Al} + 3{,}22111$.

Значимые связи плотности устанавливаются только с железистостью пироксенов.

ГЛАВА 8. ПИРОКСЕНЫ ЖЕЛЕЗИСТЫХ ПОРОД

Ортопироксены и магнезиально-железистые клинопироксены являются породообразующими минералами железистых пород гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма, широко развитых на Побужье, в Приазовье, в Орехово-Павлоградской полосе и в меньшей степени — в центральной части Украинского щита. Наиболее полно охарактеризованы пироксены железистых пород Приазовья и Правобережного района и очень слабо — Побужья и Орехово-Павлоградской зоны, где пироксенсодержащие парагенезисы наиболее разнообразны.

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ

Пироксенсодержащие парагенезисы железистых пород отличаются относительно небольшим разнообразием минеральных ассоциаций, что обусловлено химизмом пород. Пироксены встречаются в сочетаниях с оливином, гранатом, магнетитом и кварцем, при этом преимущественным развитием пользуются трех- и четырехминеральные ассоциации. Наиболее важной особенностью пироксенсодержащих парагенезисов железистых пород является присутствие магнетита, количество которого колеблется от второстепенного значения до роли главенствующего минерала, что находит свое отражение в изменении железистости орто- и клинопироксенов.

В железистых породах высоких ступеней прогрессивного метаморфизма наблюдаются следующие парагенезисы: РП + Мт + Кв; РП + Гр + Мт + Кв; МП + Мт + Кв; РП + МП + Мт + Кв; РП + МП + Гр + + Мт + Кв; РП + МП + Гр + Ол ± Мт ± ± Кв и некоторые другие. Не все эти парагенезисы пользуются одинаковым распространением; одни и из них встречаются почти повсеместно в районах развития гранулитовой фации, другие наблюдаются спорадически.

К наиболее простому и достаточно широко распространенному относится парагенезис РП + Мт + Кв. Этот парагенезис в системе SiO_2 — Fe — MgO — O_2 при трех инертных компонентах (SiO_2, Fe и MgO) является дивариантным и его равновесие зависит от T (или P) и потенциала кислорода. Детально условие устойчивости парагенезиса РП + + Мт + Кв проанализировано А. А. Маракушевым (1965), который показал, что изменение μO_2 сказывается на температуре реакции смещенного типа:

$$0{,}9РП_{87} + 0{,}04O_2 = 0{,}78РП_{85} + 0{,}08Мт + + 0{,}24Кв.$$

Ортопироксен-магнетитовая минеральная фация в пределах Украинского щита в связи с изменением железистости пироксена характеризует колебания P_{O_2} в процессе метаморфизма. Железистость ортопироксена в парагенезисе РП + Мт + Кв колеблется от 56 до 84% и обычно хорошо коррелирует с количеством магнетита. Так, в Западном Приазовье (Каменная Могила, Куксунгур и Корсак Могила), где магнетит составляет менее 7% объема породы, железистость ортопироксена достигает 72—77%. В более богатых магнетитом породах Побужья железистость ортопироксена понижена и составляет 56—63% (на Грушковской аномалии — около 57%, а на Молдовской — до 63%). Наблюдаемые изменения железистости ортопироксена отражают величину P_{O_2} при метаморфизме железистых пород с образованием парагенезиса РП + Мт + Кв от $P_{O_2} = 10^{-19}$ Па

на Приазовье до $P_{O_2} = 10^{-10}$ Па — Побужье.

В железистых породах высоких ступеней метаморфизма двупироксеновый парагенезис распространен наиболее широко и известен на Приазовье, в Орехово-Павлоградской зоне, на Побужье и в Правобережном районе Криворожско-Кременчугской зоны. Железистость ортопироксена в двупироксеновом парагенезисе колеблется от 53 до 82%, при этом самое низкое ее значение установлено в породах Орехово-Павлоградской зоны (F = = 53%), близка к ней железистость ортопироксенов в породах Побужья (F = 58%); наиболее высокой железистостью характеризуются ортопироксены приазовских пород, где она достигает 82%, хотя по некоторым анализам здесь есть ортопироксены с железистостью 45—48% (Железисто-кремнистая формация..., 1974).

Клинопироксен в двупироксеновых железистых породах характеризуется заметными колебаниями параметров состава. Так, железистость его изменяется от 34 до 70%, а кальциевость — от 40,9 до 45,2; также изменяются значения и других параметров. Однако внутри отдельных районов параметры более выдержаны. Самая низкая железистость установлена в клинопироксенах Орехово-Павлоградской зоны (40—43%), несколько выше — на Побужье (46—50%) и самая высокая — в Центральном Приазовье (64—70%). Это находит свое объяснение в повышении окислительного потенциала (μO_2) и хорошо коррелирует с количеством магнетита в породе.

Высокая глиноземистость клинопироксенов Побужья ($k_{A_{IV}}$ = 0,051—0,090) указывает на кристаллизацию двупироксенового парагенезиса в повышенном температурном режиме по сравнению, например, с Центральным Приазовьем или Орехово-Павлоградской зоной.

Переменное количество магнетита в железистых породах при примерно равном содержании общего железа указывает на зависимость равновесия пироксенов от потенциала кислорода:

$$0{,}27РП_{85} + 0{,}9МП_{79} + 0{,}09O_2 = 0{,}9МП_{76} + + 0{,}54Кв + 0{,}18Мт.$$

Это равновесие дивариантно и, так как объемный эффект незначителен ($\Delta V = +2{,}4$ см^3), контролируется температурой и потенциалом кислорода.

Железистые породы с эвлизитовым парагенезисом (МП + РП + Ол + Гр) наиболее развиты в Приазовье в районе Мангушских аномалий и в Орехово-Павлоградской зоне. В Правобережном районе Криворожско-Кременчугской зоны этот парагенезис часто осложняется присутствием куммингтонита, что дает основание отнести его к амфиболитовой фации.

Типичный эвлизитовый парагенезис характеризуется отсутствием или низким содержанием магнетита и кварца. В безортопироксеновой разности клинопироксен с оливином может наблюдаться совместно с кварцем, а вообще без пироксенов оливин с магнетитом и кварцем слагает фаялитовые кварциты.

Клинопироксен в парагенезисе с оливином и гранатом обладает самой высокой железистостью (82—83%), крайне низкой марганцовистостью (Mn = 0,1—0,3%) и сравнительно низкой кальциевостью (Ca = 41,4—41,9, лишь иногда несколько выше). Ортопироксен в таком парагенезисе характеризуется выдержанной железистостью — около 87—88%.

Оливин-ортопироксеновая ассоциация детально изучена А. А. Маракушевым (1965, 1968а), а в породах Украинского щита — В. А. Курепиным (1973). Поскольку эти минералы обладают сопряженной железистостью, реакция, контролирующая их равновесие, имеет следующий вид:

$$2nОл_{95} + (0{,}32 - 2n)\,РП_{87} + 2nКв = = 0{,}32РП_{>87}, \quad \Delta V = +3{,}1 \text{ см}^3/\text{моль}.$$

А. А. Маракушев (1965) показал, что подобная реакция является экзотермической. Она дивариантна и, следовательно, контролируется температурой и давлением (при условии инертности кислорода). В изобарических условиях повышение температуры способствует устойчивости ассоциации $Ол_{95} + РП_{87}$ за счет более железистого ортопироксена (>87%). В изотермических условиях повышение давления смещает реакцию вправо, вследствие чего ассоциация $Ол_{95} + РП_{87}$ вытесняется более железистым ортопироксеном. Отсутствие оливинсодержащих парагенезисов на Побужье и наличие очень высокожелезистого ортопироксена с железистостью порядка 91%

(Ушакова, 1958), очевидно, объясняется высоким давлением при метаморфизме железистых пород.

В условиях подвижности кислорода в ассоциации Ол + РП + Мт равновесие зависит не только от температуры и давления, но и от потенциала кислорода. Повышение последнего вызывает вытеснение оливина ортопироксеном, при этом возникают новообразования магнетита и кварца.

Таким образом, равновесие Ол + РП в железистых породах контролируется температурой, давлением и μO_2. Оценить роль каждого фактора и степень влияния его на изменение железистости минералов трудно. Можно лишь отметить, что железистость фемических минералов в породах Приазовья (Мариупольское рудное поле) весьма выдержана, а парагенезис Ол + РП всегда является безмагнетитовым. Следовательно, метаморфизм железистых пород, обусловивший появление такого парагенезиса, проходил в условиях довольно низкого окислительного потенциала, В Володарской группе магнитных аномалий оливин наблюдается в ассоциации с магнетитом, при этом, по данным М. А. Ярощук (1966), прослеживается следующая зональность в смене парагенезисов: РП + Мт + Кв $\rightarrow$ $Ол_{86}$ + + РП + Мт+ Кв $\rightarrow$ $Ол_{40}$ + Мт. Развитие такой зональности в пределах маломощной пачки железистых пород не дает основания для предположения об изменении *PT*-условий, скорее всего здесь сказалось локальное повышение потенциала кислорода.

В эвлизитовом парагенезисе, характеризующемся высоким содержанием общего железа (Fe $\cong$ 37%) и почти полным отсутствием кварца и магнетита, равновесие между оливином и клинопироксеном контролируется потенциалами магния и кальция:

$$2nОл_{95} + (2{,}9 - n)\,МП_{82} + 0{,}9CaO =$$

$$= 2{,}9МП_{>82} + 2{,}9MgO.$$

В условиях повышения μMgO высокожелезистый клинопироксен при постоянстве температуры и давления становится неустойчивым и замещается менее железистым аналогом и оливином. Эта реакция проходит с понижением μCaO или повышением кальциевости новообразованного клинопироксена.

ХИМИЗМ И КОРРЕЛЯЦИЯ МЕЖДУ КАТИОНАМИ

Ортопироксены

Для статистической обработки и изучения особенностей состава и физических свойств ортопироксенов из различных парагенезисов было использовано 53 доброкачественных анализа, удовлетворяющих критериям отбраковки (Прил. I, табл. 5). Средний состав ромбических пироксенов железистых пород Украинского щита приведен в табл. 22.

Главной особенностью рассматриваемых ортопироксенов является высокая их железистость; количество таких компонентов, как Al_2O_3, CaO, MnO, в общем балансе незначительно. Характерно очень низкое содержание Na_2O — менее 0,37% (более высокие цифры установлены в некоторых отбракованных анализах). Это отражает малую роль жадеитового и эгиринового миналов в составе ортопироксенов и, следовательно, щелочность не имеет значения для их образования. Весьма низким (в среднем 0,082%) является также содержание TiO_2. Между отдельными катионами разных координаций проявляется корреляционная связь, отражающая их изоморфные соотношения; значения коэффициентов корреляции приведены в табл. 23.

Большая часть алюминия входит в кремнекислородный тетраэдр, вследствие чего коэффициент корреляции в паре Si — Al_{IV} имеет отрицательный знак и близок к единице.

Кроме изоморфизма с алюминием кремний имеет значимую корреляционную связь с Fe^{2+} (положительную) и Mg (отрицательную). Это, очевидно, свидетельствует о чермакитовом замещении (Породообразующие пироксены, 1971), однако чермакитовый минал в ортопироксенах железистых пород составляет не более 10%. Более существенную роль он играет в клинопироксенах. Отсутствие значимой корреляции между Ca и Mg указывает на то, что сильная связь Fe^{2+}— Mg почти полностью маскирует другие возможные связи, в том числе обусловленные чермакитовым миналом (Ca, Mg)R^{3+} ($AlSiO_6$).

Статистическая обработка содержания катионов в ортопироксенах показала полное отсутствие значимых связей Fe^{3+} с другими породообразующими компонентами, что объясняется недостаточной точностью химического определения Fe_2O_3.

ТАБЛИЦА 22

Средний состав и стандартное отклонение ортопироксенов железистых пород Украинского щита, %, $n = 53$

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O
$\bar{x}$	47,439	0,082	0,979	1,068	39,211	0,539	8,609	1,012	0,165
S	1,354	0,081	1,005	0,817	6,663	0,830	4,897	0,602	0,087

ТАБЛИЦА 23

Парные коэффициенты корреляции между катионами ортопироксенов железистых пород (Р — 1 — 5), $n = 35$, $r_{[05]} = 0{,}33$

Компонент	Al	Si	Al_{IV}	Fe^{2+}	Mn	Mg	Ca	Na
Na	0,04	—0,42	0,29	—0,07	—0,11	0,10	0,07	
Ca	—0,01	—0,10	0,11	0,21	—0,16	—0,29		
Mg	0,31	—0,54	0,51	—0,98	0,51			
Mn	0,13	—0,29	0,25	—0,56				
Fe^{2+}	—0,32	0,50	—0,47					
Al_{IV}	0,79	—0,97						
Si	—0,69							
$\bar{x}$	0,052	1,961	0,037	1,361	0,018	0,551	0,036	0,011
S	0,021	0,021	0,020	0,017	0,027	0,206	0,022	0,004

По данным структурного анализа, катионы Fe и Mg в октаэдрической координации находятся в позиции M_1 и M_2, при этом по ЯГР-спектрам в позиции M_2 локализуется большая часть железа. Так, в ортопироксене обр. 146/67 в позиции M_2 находится примерно в два раза больше катионов Fe, чем в позиции M_1. С учетом этого формула ортопироксена будет иметь вид:

$$(Na_{0,012}Ca_{0,002}Fe^{2+}_{0,962})^{M_2}_{0,976} \times$$
$$\times (Mg_{0,424}Mn_{0,002}Fe^{2+}_{0,495}Fe^{3+}_{0,027}Al_{0,047})^{M_1}_{0,997} \times$$
$$\times [Si_{1,995}Al_{0,005}O_6].$$

По совокупности соотношений катионов в кристаллохимических формулах и с учетом парагенезисов большинство ортопироксенов железистых пород относится к типу РМ6 и лишь некоторые к РМ8 (Породообразующие пироксены, 1971).

Железистость. Основную роль в октаэдрической координации ортопироксенов играют Fe^{2+} и Mg, между которыми существует очень высокая корреляционная связь ($r = -0{,}98$). Соотношение их определяет многие свойства ортопироксенов. Специфичность состава железистых пород (присутствие переменных количеств магнетита) сказывается на особом характере поведения железистости ортопироксенов. В метаморфических породах, лишенных магнетита или с незначительным его содержанием, железистость ортопироксена зависит от общей железистости породы (Гранулитовая фация метаморфизма, 1972). В железистых породах такая связь полностью отсутствует, но намечается обратная зависимость от содержания в породе магнетита (рис. 10). При высоком содержании железа последнее распределяется между силикатами и магнетитом, количество которого определяется окис-

лительно-восстановительным потенциалом. При повышенном потенциале кислорода, благоприятствующем развитию магнетита, ортопироксены относительно обогащаются магнием и их железистость понижается. В условиях пониженного потенциала кислорода большая часть железа расходуется на кристаллизацию ортопироксена, и он характеризуется высокой железистостью. Таким образом, по железис-

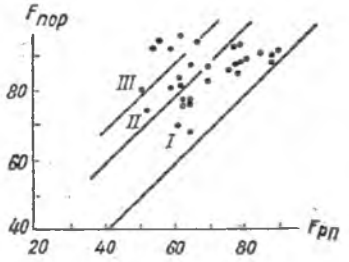

Рис. 10. Соотношение железистости пород и ортопироксена.
Поля с содержанием магнетита (%): I < 10; II — 10—15; III > 15

тости ортопироксенов можно судить об окислительно-восстановительном потенциале, но не о термодинамических условиях метаморфизма. Еще нагляднее это выступает при сопоставлении железистости ортопироксенов с общим содержанием железа в породе (рис. 11).

Железистость ортопироксенов в железистых породах колеблется от 46 до 88%, что позволяет выделять гиперстеновые, эвлитовые и ферросилитовые разности (Породообразующие пироксены, 1971). Наиболее высокой и постоянной железистостью (87—88%) обладают ортопироксены в эвлизитовом парагенезисе без магнетита. Если же магнетит приобретает роль породообразующего минерала, железистость ортопироксена в эвлизите снижается до 67% (обр. 13/78).

В других парагенезисах железистость ортопироксена весьма изменчива, при этом в породах Побужья он отличается более низкой железистостью, чем в породах Приазовья и Правобережного района Криворожско-Кременчугской зоны.

В парагенезисе с гранатом железистость ортопироксена колеблется от 61 до 79%; максимальное значение установлено в безмагнетитовой разности (обр. 1279/49, 466/200). В парагенезисе РП + Гр + Мт + Кв на Побужье железистость ортопироксена — 61—69%.

В двупироксеновом парагенезисе (без граната) железистость ортопироксена хорошо коррелирует с количеством магнетита. Минимальные значения железистости (52—58%) установлены в породах Побужья и Ореховo-Павлоградской зоны, более высокие (58—78%) — на Приазовье и в Правобережном

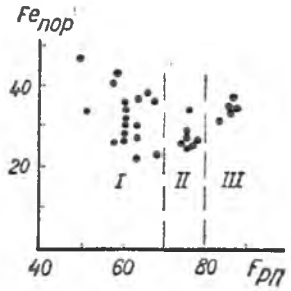

Рис. 11. Соотношение содержания общего железа в породе и железистости ортопироксена.
Поля с содержанием магнетита (%): I < 15; II — 10—15; III < —10

районе. Однако, по данным Е. Б. Глевасского и др. (1973) и А. И. Зарицкого и др. (Железисто-кремнистая формация..., 1974), в ортопироксенах Приазовья железистость может опускаться до 45 — 48%. Вероятно, это связано с пониженным количеством общего железа в породах, из которых анализировался ортопироксен.

В двупироксен-гранатовом парагенезисе железистость ортопироксена в породах Побужья составляет 61—62%, Приазовья — 77—79%, при этом в первых количество магнетита примерно в два раза больше, чем во вторых.

Марганцовистость. По содержанию марганца ортопироксены довольно четко разделяются на две группы. В первой, включающей ортопироксены из железистых пород Приазовья и Правобережного района, количество MnO измеряется сотыми или десятыми долями процента и марганцовистость колеблется в пределах 0,1—0,6. Во второй группе (ортопироксены Побужья) MnO составляет 0,64—1,60% (в отдельных анализах до 2 — 4%), среднее значение — 2,9.

Кальциевость. В ортопироксенах железистых пород количество CaO варьирует от очень низких значений до 3%, а в достоверных анализах не превышает 2%; более высокие содержания его обусловлены присутствием

других кальцийсодержащих минералов. В ортопироксенах часто наблюдаются пластинчатые вростки клинопироксена в плоскости (100), располагающиеся под углом 45° к призматической спайности, при этом в центре зерен вростков намного больше, чем в краевых частях. Такие включения представляют продукт распада твердого раствора при снижении температуры. Содержание кальция в ортопироксенах зависит от их железистости. Наиболее высокой кальциевостью ($\overline{Ca}$ = 2,3—4,8, в среднем 3,7) обладают ортопироксены эвлизитового парагенезиса с железистостью порядка 88%, в парагенезисах с более низкой железистостью ортопироксенов соответственно уменьшается и их кальциевость. Однако в породах высоких ступеней метаморфизма, где ортопироксен ассоциирует с клинопироксеном и гранатом, кальций связывается главным образом в этих минералах. В зависимости от их количества $\overline{Ca}$ колеблется от 0,1—0,6 до 4,3—4,8, и иногда высокожелезистый ортопироксен обладает пониженной кальциевостью, как, например, в парагенезисе РП + МП + Мт + Кв (обр. 14717/127).

Значительные колебания кальциевости ортопироксена в зависимости от количественного соотношения породообразующих минералов наблюдаются в железистых породах Побужья с парагенезисом РП + МП + Гр + + Мт + Кв. При одинаковой железистости ортопироксена (порядка 61%) в случае преобладания последнего (обр. 18500/263) $\overline{Ca}$ составляет 4,8, а при преобладании клинопироксена, поглотившего основную массу кальция (обр. 18500/123),— всего 0,6.

Глиноземистость. Содержание Al_2O_3 в ортопироксенах обычно составляет около 1% (в единичных анализах — до 2%). По мнению ряда исследователей (Маракушев, 1965; Породообразующие пироксены, 1971; Перчук, 1973а; Гранулитовая фация метаморфизма, 1972), количество Al_2O_3 в ортопироксенах зависит как от глиноземистости пород, так и от условий их кристаллизации. Такая же связь намечается и для ортопироксенов железистых пород, причем особенно отчетливо она выступает при сравнении количества Al_2O_3 в ортопироксенах из разных парагенезисов: наиболее низкое содержание Al_2O_3 установлено в парагенезисах с клинопироксеном (в среднем 0,82%), несколько выше — в эвлизитовых парагенезисах и самое высокое — в парагенезисах с гранатом (в среднем 1,52%). Наряду с этим известно, что содержание Al_2O_3 в ортопироксенах является функцией давления и температуры. Алюминий в ортопироксенах железистых пород преимущественно локализуется в тетраэдре. Это позволяет предположить, что при постоянной температуре содержание алюминия возрастает с понижением давления, поскольку повышение давления благоприятствует переходу алюминия из ортопироксена в гранат, где алюминий занимает октаэдрическую позицию.

Клинопироксены

Клинопироксены пользуются широким развитием в железистых породах амфиболитовой и гранулитовой фаций. Очень часто клинопироксен находится в тесном срастании с ортопироксеном или образует в нем гомоосевые прорастания, напоминающие картину полисинтетического двойникования. Изредка наблюдается развитие реакционных каемок вокруг ортопироксена.

Все это свидетельствует о различных путях образования клинопироксенов. Срастания пироксенов отражают одновременную их кристаллизацию; тонкие пластинчатые вростки следует рассматривать как структуру распада при понижении температуры богатого кальцием ортопироксена на обычную малокальциевую разность и новую минеральную фазу — клинопироксен. И, наконец, реакционные каймы указывают на метасоматический характер развития клинопироксена в начальный этап гранитизации.

Из приведенных в Приложении II (табл. 4) 40 химических анализов клинопироксенов после отбраковки для статистической обработки использовано 20 доброкачественных анализов. Наиболее полно представлены клинопироксены Приазовья, значительно хуже — Побужья, а клинопироксены Правобережного района и Орехово-Павлоградской зоны охарактеризованы единичными анализами.

В табл. 24 приведен средний состав клинопироксенов из железистых пород Украинского щита. Статистическая обработка содержания катионов в кристаллохимических формулах показывает, что в ряде случаев имеется корреляционная связь между отдельными ка-

ТАБЛИЦА 24

Средний состав и стандартное отклонение клинопироксенов железистых пород, %, $n = 17$

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	П.п.п.
$\bar{x}$	50,68	0,08	1,06	1,54	14,54	0,51	10,06	20,50	0,45	0,08	0,51
S	1,12	0,06	0,60	0,41	4,24	0,44	2,46	0,86	0,15	0,05	0,23

ТАБЛИЦА 25

Парные коэффициенты корреляции между катионами клинопироксенов железистых пород (М — I — 4), $n = 20$, $r_{[05]} = 0{,}44$

Компонент, коэффициент	Na	Ca	Mg	Mn	Fe^{2+}	Fe^{3+}	Al_{IV}	Si	f	F
F	—0,74	—0,34	—1,00	0,17	0,99	0,01	—0,18	0,08	1,00	
f	—0,75	0,34	—0,99	0,21	1,00	—0,06	—0,19	0,11		
Si	0,23	—0,30	—0,08	0,17	0,13	—0,38	—0,90			
Al_{IV}	—0,02	0,07	0,17	—0,14	—0,20	0,15				
Fe^{3+}	0,12	0,14	—0,02	—0,54	—0,05					
Fe^{2+}	—0,73	—0,37	—0,99	0,16						
Mn	—0,27	—0,15	—0,13							
Mg	0,74	0,30								
Ca	—0,20									
$\bar{x}$	0,031	0,853	0,608	0,022	0,439	0,047	0,032	1,964	43,9	45,3
S	0,014	0,032	0,151	0,020	0,167	0,020	0,022	0,020	15,0	14,3

тионами (табл. 25). В тетраэдрической координации главная роль принадлежит кремнию, и замещение его алюминием незначительно. Количество $k_{Al_{IV}}$ колеблется от 0 до 0,12, обычно— 0,018—0,055. Рассмотрение кристаллохимических формул показывает, что большая часть алюминия находится в тетраэдре. Примечательно отсутствие корреляционной связи, а следовательно, и изоморфизма между Al_{VI} и Fe^{3+}.

Следует отметить, что трехвалентное железо вообще не имеет достоверной корреляции ни с одним из породообразующих компонентов, очевидно, в связи с низким содержанием чермакитового и эгиринового миналов. Отсутствие значимой корреляции с Si ($r = -0{,}38$) является косвенным подтверждением недопустимости введения Fe^{3+} в тетраэдр для компенсации дефицита кремния при недостатке алюминия. Это согласуется и со стабильным положением пиков на ЯГР-спектрах, свидетельствующим об эквивалентном вхождении железа в кристаллическую решетку в октаэдрической координации. Установленные в некоторых анализах повышенные содержания Fe_2O_3 (до 4—5%) не отражают действительного содержания этого компонента, а связаны либо с завышенным определением окиси железа за счет закиси, либо с примесью дисперсного магнетита в клинопироксенах. В кристаллохимических формулах k_T обычно не превышает 0,01, что позволяет отнести этот катион к примесям. Попутно отметим отрицательную корреляционную связь между Al_2O_3 и TiO_2, которая свидетельствует о трехвалентности титана и предпочтительном вхождении его в октаэдрическую координацию (Соболев, 1949).

Главная роль в октаэдрической позиции принадлежит катионам Fe^{2+} и Mg, соотношение которых определяет основной параметр состава — железистость. По величине последней большинство клинопироксенов железистых пород Украинского щита относится к салитам и лишь единичные представители — к диопсидам и геденбергитам. Широко проявленный изоморфизм $Fe^{2+} \rightleftarrows Mg$ характеризуется сильной связью с коэффициентом корреляции $r = -0{,}99$. Обращает на себя внимание отрицательная корреляция Ca с Fe^{2+} и положительная с Mg. Правда, в рассматриваемой выборке соответствующие коэффициенты не достигают достоверного уровня, но в выборке, включающей некоторые отбракованные по другим критериям анализы, выступает значимая корреляция: $r_{Fe^{2+}-Ca} = -0{,}75$, $r_{Mg-Ca} = 0{,}63$. Это указывает на вхождение Fe^{2+} в восьмерную координацию, где оно замещает кальций. Положительная связь Mg—Ca, возможно, является наведенной или искаженной вследствие изоморфизма $Fe^{2+} \rightleftarrows Mg$.

Количество Mn незначительно, k_{Mn} обычно не превышает 0,01 и лишь на Побужье и в Орехово-Павлоградской полосе составляет 0,03—0,05, что соответствует 2—5% йохансенитового минала. Это, очевидно, отражает геохимический фон данного района, так как все темноцветные минералы, а также магнетит в железистых породах Побужья характеризуются повышенной марганцовистостью. Статистическая обработка обнаруживает значимую отрицательную корреляционную связь Mn только с Fe^{3+} ($r = -0{,}54$), что подтверждает предположение Н. Л. Добрецова и др. (Породообразующие пироксены, 1971) об ограниченном вхождении Mn в состав клинопироксенов с увеличением степени окисления железа. Отсутствие корреляционной связи марганца с кальцием свидетельствует о вхождении Mn в октаэдрическую, а не в восьмерную координацию.

Кальций в клинопироксенах находится в восьмерной координации и количество его обычно несколько ниже теоретического. Имеющиеся вакансии, как было показано Вальтером А. А. и др. (1970), заполняются Fe^{2+}. Вследствие дефицита кальция в составе клинопироксенов кальциевость всегда ниже нормальной и колеблется от 38,9 до 47,3, что, по классификации Н. Л. Добрецова и др. (Породообразующие пироксены, 1971), позволяет отнести их к субкальциевым разностям типа MM5 и MM11.

Натрий в клинопироксенах железистых пород, не измененных наложенными метасоматическими процессами, имеет второстепенное значение, что обусловливает низкое содержание жадеитового и эгиринового миналов; их сумма не превышает 7%, при этом обычно несколько преобладает эгириновый минал, хотя значимая корреляционная связь Na и Fe^{3+} отсутствует. Наряду с этим выступает отрицательная корреляция натрия с двухвалентным железом ($r = -0{,}73$) и положительная — с магнием ($r = 0{,}74$) при отсутствии связи натрия с кальцием, хотя можно было бы ожидать отрицательную корреляцию.

Изучение природных пироксенов в сочетании с термодинамическими расчетами и экспериментальными работами позволило Кретцу (Kretz, 1963), А. А. Маракушеву (1968а), Л. Л. Перчуку (1970) и другим исследователям отметить связь их состава с *PT*-условиями образования. В частности, было установлено, что изменение железистости, глиноземистости, кальциевости и некоторых других параметров является функцией температуры и давления. В последнее время высказано мнение о существенном влиянии окислительного потенциала на формирование магнетитсодержащих пород, в составе которых наблюдаются пироксеновые парагенезисы (Породообразующие пироксены, 1971).

Железистость клинопироксенов колеблется от 29 до 82%, при этом наблюдаются значительные изменения в одинаковых парагенезисах. Так, в парагенезисе МП + Мт + Кв железистость пироксена колеблется от 29 до 49%, а в парагенезисе МП + РП + Мт + Кв в еще больших пределах — от 26 до 78%; наиболее высокая железистость установлена в парагенезисе с оливином — от 52 до 83%. Колебания железистости находятся в обратной зависимости от содержания в породе магнетита (рис. 12). Например, в эвлизитовом парагенезисе без магнетита она составляет 81—83%, а при появлении магнетита снижается до 66% (обр. 460/46). Аналогично изменяется железистость клинопироксена и в парагенезисе с ортопироксеном: при количестве магнетита 26—28% она составляет 39—43%, а при содержании магнетита 10—12% возрастает до 49—52%.

Связь железистости клинопироксена с количеством магнетита в породе, отмеченная Н. И. Половко (1960) и подробно рассмотренная Н. Л. Добрецовым и др. (Породообразующие пироксены, 1971), находит свое объяснение в величине потенциала кислорода. При его низком значении почти все железо увязывается в темноцветных минералах, в том числе в клинопироксене. С увеличением по-

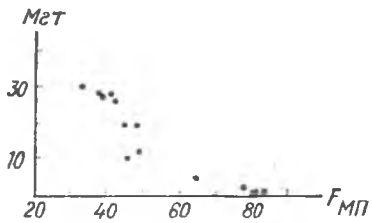

Рис. 12. Соотношение железистости (F) клинопироксена и количества магнетита в породе

тенциала кислорода возрастает количество магнетита, а темноцветные минералы обедняются железом. Следовательно, в железистых породах с переменным содержанием магнетита железистость клинопироксена, а равно и других минералов, не может служить критерием температуры их образования.

Глиноземистость. Как уже отмечалось, клинопироксены железистых пород характеризуются весьма низким содержанием алюминия, основная часть которого входит в тетраэдрическую координацию. В большинстве анализов количество Al_2O_3 менее 1% и лишь в клинопироксенах Орехово-Павлоградской зоны и Побужья достигает 2%. Наряду с этим низкое содержание Na_2O обусловливает малую роль эгиринового и жадеитового миналов. Поскольку количество чермакитового минала также невелико, клинопироксены железистых пород представляют собой почти чистый диопсид-геденбергитовый ряд. Несколько повышенное содержание Al_2O_3 в клинопироксенах Побужья в сочетании с пониженной их железистостью указывает на более высокие PT-условия образования железистых пород этого региона по сравнению, например, с Приазовьем.

Значение глиноземистости клинопироксенов как критерия условий их образования детально рассмотрено Н. Л. Добрецовым и др. (Породообразующие пироксены, 1971) главным образом для магматических и отчасти эклогитоподобных пород. Роль этого параметра в метаморфических породах изучена слабо, а в железистых породах вообще неясна. Л. П. Никитина и др. (Гранулитовая фация метаморфизма, 1972) отмечают, что в клинопироксенах эвлизитов кольской серии k_{Al} составляет 0,03—0,08, а в породах железистой формации Квебек — 0,01—0,03. По этому показателю клинопироксены итабиритов Приазовья близки к породам Квебека, а эвлизиты этого же района характеризуются несколько более высоким содержанием Al в клинопироксенах, чем их аналоги в породах кольской серии. Клинопироксены Побужья отличаются наиболее высокой глиноземистостью (k_{Al} = 0,07—0,11) и не имеют аналогов среди железистых пород.

Марганцовистость клинопироксенов железистых пород очень низкая (обычно менее 0,7, в единичных случаях — до 1,2). Характерно, что повышенная марганцовистость наблюдается в клинопироксенах пород со следами наложенных процессов в более низких PT-условиях. Так, в двупироксеновом парагенезисе без следов переработки повторным метаморфизмом она составляет 0,1—0,5, с появлением куммингтонита возрастает до 0,7—0,9, а когда последний приобретает роль породообразующего минерала,— достигает 1,3 и более.

Однако самые высокие значения марганцовистости (2,5—5,0) наблюдаются в клинопироксенах железистых пород Побужья и Орехово-Павлоградской зоны, что определяется повышенным содержанием марганца во вмещающих породах. Повышенное количество MnO в этих клинопироксенах (k^{2+}_{Mn} = = 0,028—0,057) приближает их к мангансалиту при железистости 39—49%.

Кальциевость клинопироксенов характеризуется величинами порядка 40,0—47,0, что отражает недостаток кальция в восьмерной координации и принадлежность их к субкальциевым разностям.

Наиболее низкие значения ($\overline{Ca}$ = 40,0—42,0) наблюдаются в эвлизитовых парагенезисах; в двупироксеновых парагенезисах они возрастают до 43,0—45,0, при этом намечается обратная связь с железистостью. В диафторированных и частично гранитизированных железистых породах клинопироксен обогащается кальцием ($\overline{Ca}$ = 45,0—47,0).

Ортопироксены

Показатели преломления. Связь показателей преломления и состава ортопироксенов нашла свое отражение в ряде диаграмм состав — свойства типа $f - n_g$ и $f - n_p$ (Соболев, 1950; Винчелл, 1953; Трегер, 1958; Лутц, 1964; Маракушев, 1965; Кицул, 1966; Породообразующие пироксены, 1971; Кравченко, 1971), которые дают возможность определять железистость минерала по его показателям преломления.

Статистическая обработка 47 доброкачественных химических анализов показала, что сильная связь с коэффициентом корреляции, приближающимся к единице, имеется у показателя преломления только с содержанием в ортопироксенах Fe^{2+} и Mg (в первом случае $r = +0{,}97$, во втором $r = -0{,}97$). Коэффициенты корреляции показателя преломления с Ca, Al_{IV} и Al_{VI} находятся ниже уровня значимости, очевидно, вследствие того, что связи этих катионов, содержащихся в ортопироксенах железистых пород в очень небольших количествах, маскируются сильными связями n_g — Fe^{2+} и n_g — Mg. Обращает на себя внимание довольно высокое отрицательное значение коэффициента корреляции n — Mn ($r = -0{,}76$), что не согласуется с выводами Н. Л. Добрецова и др. (Породообразующие пироксены, 1971) о положительном знаке этого коэффициента. Скорее всего это связано с изоморфизмом железа и марганца ($r_{Fe-Mn} = -0{,}80$).

Одновременно с вычислением парных коэффициентов корреляции между катионами и показателем преломления рассчитывались уравнения одномерной регрессии $F - n_g$ прямой и обратной функций:

$$F = 796{,}67 n_g - 1325{,}333; \quad n_g = 0{,}00122F + 1{,}6657.$$

Вывод уравнения многомерной регрессии, связывающего железистость с формульным содержанием других катионов в ортопироксенах железистых пород, в силу незначимости коэффициентов корреляции n_g — Ca, n_g — Al_{IV} и n_g — Al_{VI} не имеет смысла.

Угол оптических осей. Между углом оптических осей и железистостью ортопироксенов нет прямолинейной зависимости: с увеличением железистости угол $2V$ постепенно возрастает, достигая максимума в области железистости около 50%, затем снова понижается. Статистическая обработка 22 анализов ортопироксенов с железистостью выше 55%, в которых угол $2V$ определялся по двум выходам осей, показала, что между $2V$ и F, а также $2V$ и n_g имеется сильная положительная корреляционная связь: $r_{2V-F} = 0{,}98$ и $r_{2V-n_g} = 0{,}95$. Уравнения одномерной регрессии для первой пары имеют следующий вид:

$$2V = 1{,}09195F - 8{,}067 \pm 5°;$$

$$F = 0{,}873\ 2V + 10{,}954 \pm 5\%.$$

Одновременно были рассчитаны одномерные уравнения регрессии, связывающие значения $2V$ с частной железистостью:

$$2V = 0{,}896f + 9{,}133; \quad f = 1{,}0670\ 2V - 6{,}7008.$$

Высокий коэффициент корреляции между $2V$ и n_g позволил вычислить одномерные уравнения регрессии и для этих параметров:

$$2V = 860{,}869 n_g - 1439{,}76 \pm 8{,}6°;$$

$$n_g = 0{,}00119\ 2V + 1{,}67028 \pm 0{,}010.$$

Плеохроизм. Одной из характерных особенностей ортопироксенов железистых пород является отчетливый плеохроизм в светло-зеленых тонах по Ng и розоватых по Np. Этому явлению посвящен ряд работ, связывающих плеохроизм с составом ортопироксенов (Kuno. 1954; Костюк, 1955; Хауи, 1967; Кононова, 1967а; Кравченко, 1971; Глевасский и др., 1973) или наличием ориентированных пластинчатых вростков клинопироксена (Howie, 1955).

Методами оптической спектроскопии А. Н. Таращаном были исследованы ортопироксены с плеохроизмом по Ng — голубовато-зеленый и по Np — кремово-розовый (обр. 18504/108), а также по Ng — светло-зеленый и по Np — буровато-розовый (обр. 146/67), спектры оптического поглощения которых приведены на рис. 13.

На основании изучения оптических спектров поглощения (Платонов, 1976) было показано, что плеохроизм в железосодержащих минералах является следствием электронного взаимодействия между ионами Fe^{2+} и Fe^{3+}. Дихроичная полоса поглощения в оптических спектрах ортопироксенов в области 14000—15000 $см^{-1}$ обусловлена процессом переноса заряда $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$ между ближайшими

позициями этих катионов в кристаллической структуре. Такое электронное взаимодействие между разнозарядными ионами железа возможно только при условии определенного их положения.

Как известно, кристаллическая структура ортопироксена состоит из цепочек SiO_3-групп, связанных между собой катионами, расположенными вдоль оси *c* в положении M_1 и M_2. В позиции M_1 катионы находятся в поле симметрии, близкой к октаэдрической, а позиция M_2 сильно искажена, и октаэдр вытянут вдоль оси *b* (Брэгг и Кларингбулл, 1967). В высокожелезистых ортопироксенах, по данным ЯГР-спектров, заселенность Fe в позиции M_2 намного больше, чем в позиции M_1. С учетом этого процесс переноса заряда $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$ возможен только при расположении Fe^{2+} в позиции M_2, что находит свое отражение в появлении полос поглощения в области 14000—11000 $см^{-1}$. Отчетливое проявление дихроичной полосы 14000—15000 $см^{-1}$ в спектрах оптического поглощения ортопироксенов позволяет связать их плеохроизм именно с переносом заряда $Fe^{2+}_{M_2} \rightarrow Fe^{3+}_{(M)_1}$. Следовательно, интенсивно плеохроируют те ортопироксены, в которых наблюдается упорядоченность Fe по позициям, и, чем выше степень упорядоченности, тем сильнее проявляется плеохроизм. Мессбауэровский спектр плеохроирующего образца (146/67) был снят В. П. Иваницким на ЯГР-спектрометре электродинамического типа с режимом постоянного ускорения и источника ^{57}Co в матрице хрома при температуре 77 К. ЯГР-спектр состоит из двух хорошо разрешенных квадрупольных дублетов ионов Fe^{2+} с параметрами:

$\delta_1 = 1{,}45$; $\Delta_1 = 3{,}02$; $\Gamma = 0{,}33$ Fe^{2+} в позиции M_1;

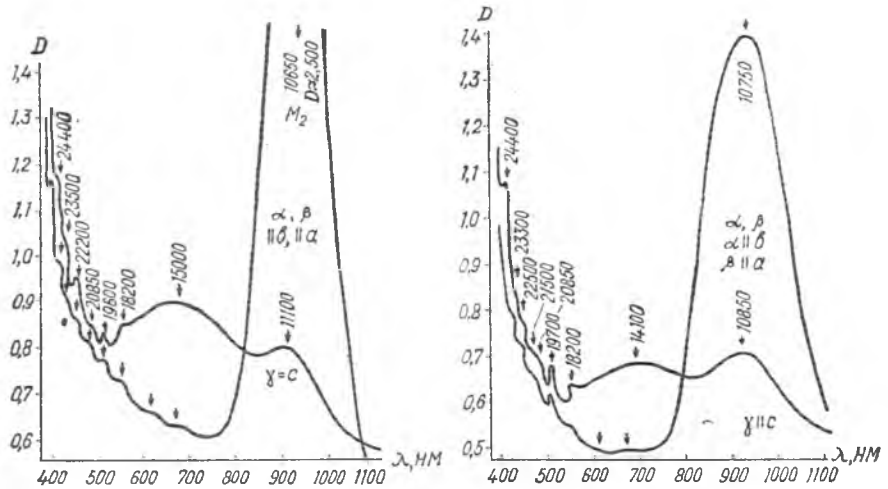

Рис. 13. Спектры оптического поглощения ортопироксенов.
Образцы: а — 18504/108; *б* — 146/67

$\delta_2 = 1{,}43$; $\Delta_2 = 2{,}18$; $\Gamma = 0{,}33$ Fe^{2+} в позиции M_2;

где δ — изомерный сдвиг относительно ^{57}Fe в нержавеющей стали; Δ — квадрупольное расщепление; Γ — ширина линии поглощения на полувысоте (все величины в мм/с, точность измерения $\pm 0{,}02$ мм/с).

Соотношение интенсивностей линий поглощения пропорционально отношению заселенности позиций M_1 и M_2 ионами Fe^{2+} : S_{M_1}: : $S_{M_2} = 1 : 2$ ($\pm 20\%$).

Как видно, количество Fe^{2+} в позиции M_2 примерно в два раза больше, чем в позиции M_1, и, следовательно, этот ортопироксен обладает довольно высокой упорядоченностью в распределении железа по позициям.

Инфракрасная спектроскопия является одним из весьма информативных методов изучения минералов, позволяющим судить об их строении и изоморфных замещениях. Данные об ИК-спектрах ортопироксенов весьма ограничены; общая характеристика их приводится в работах А. Н. Лазарева (1968), И. И. Плюс-

ТАБЛИЦА 26

Частоты полос в ИК-спектрах ортопироксенов, $см^{-1}$

Номер образца	M — O					Si — O — Si				Si — O — Si			OH	H_2O
141/196	407	426	495	517	545	632	665	732	745	888	950	1030	1640	3440
102/69	405	445	496	525	550	638	673	732	746	891	950	1040	1640	3440
356/524	407	445	497	525	550	637	674	732	744	892	950	1040	1640	3440
356/491	407	427	493	517	545	632	667	732	—	888	950	1028	1640	3440

ниной (1967), а также Л. П. Никитиной и др. (Гранулитовая фация метаморфизма, 1972), где, в частности, проанализирована связь характера спектров с содержанием Al_{IV}, Al_{VI}, Fe^{2+} и Ca.

Спектры ортопироксенов железистых пород, снятые и расшифрованные И. Р. Писанской, регистрировались на спектрометре ИР-20 в области 400—1700 и 3000—3600 $см^{-1}$; точность определения положения полос составляет 3—5 $см^{-1}$. Результаты спектроскопии 4 образцов приведены в табл. 26.

В области 400—550 $см^{-1}$ ИК-спектры всех проанализированных ортопироксенов содержат 5 полос, которые можно отнести к деформационным колебаниям Si—O связей и валентным колебаниям M—O (Лазарев, 1968). В области 600—800 $см^{-1}$ наблюдаются 4 хорошо разрешенных полосы, которые принадлежат симметричным валентным колебаниям Si—O—Si. В области 850—1100 $см^{-1}$ имеются 3 полосы, относящиеся к асимметричным валентным колебаниям Si—O—Si. Полоса 1640 $см^{-1}$ принадлежит деформационным колебаниям OH-группы, и присутствие ее в исследуемых образцах является одним из признаков наличия кристаллогидратной воды. И наконец, полоса 3440 $см^{-1}$ свидетельствует о валентных колебаниях H_2O, связанной водородной связью с силикатным каркасом (Лазарев, 1968).

ИК-спектры ортопироксенов очень близки спектрам этих минералов, приведенных в работе Л. П. Никитиной (Гранулитовая фация метаморфизма, 1972), и соответствуют выделенной ею первой группе.

Плотность ортопироксенов находится в прямолинейной зависимости от их состава, в первую очередь — от железистости (Винчелл, 1953; Трегер, 1958; Кицул, 1966; Породообразующие пироксены, 1971).

Статистическая обработка 27 анализов ортопироксенов железистых пород, для которых имеются достоверные определения плотности, подтвердила наличие сильной связи между этим параметром и содержанием Fe^{2+} и, естественно, железистостью минерала ($r_{\rho - F} = 0{,}93$). Одномерные уравнения регрессии, связывающие эти характеристики прямой и обратной функциями, имеют следующий вид:

$$F = 97{,}584\rho - 293{,}64; \quad \rho = 0{,}00875F + 3{,}1149.$$

Параметры элементарной ячейки. Определение размеров элементарной ячейки ортопироксенов железистых пород из различных парагенезисов проводилось А. Л. Литвиным методом монокристальной съемки на дифрактометре УРС-50 ИМ (табл. 27).

Статистическая обработка полученных данных показала, что наиболее отчетливо корреляционная связь проявляется между содержанием катионов Fe^{2+} и Mg и параметрами a и b, с коэффициентами корреляции $r_{Fe^{2+}-a} = 0{,}90$, $r_{Fe^{2+}-b} = 0{,}95$, $r_{Mg-a} = -0{,}92$ и $r_{M-b} = -0{,}96$ (табл. 28). Соответственно имеется высокая корреляционная связь параметров a и b с железистостью ортопироксенов. Это позволило составить одномерные уравнения регрессии прямой и обратной функций для параметров a и b:

$$a = 0{,}002F + 18{,}19 \pm 0{,}010; \quad F = 328{,}44a - 5960{,}996 \pm 3{,}474;$$

$$b = 0{,}003F + 8{,}749 \pm 0{,}008; \quad F = 276{,}801b - 2415{,}581 \pm 2{,}529.$$

Несколько ниже, но также достоверна связь между параметром c и содержанием Fe^{2+} и Mg ($r_{Fe^{2+}-c} = 0{,}71$, $r_{Mg-c} = -0{,}73$).

ТАБЛИЦА 27

Размеры элементарной ячейки и некоторые параметры состава ортопироксенов

Номер образца	a_0, нм	b_0, нм	c_0, нм	V, нм³	$^{k}Al_{IV}$	F	Парагенезис	Район	Источник
18503/293	1,8340	0,8952	0,5228	0,8583	0,060	61,9	РП + Гр + Мт + Кв	Побужье, уч. Савранский	
355	1,8354	0,8990	0,5232	0,8633	—	77,6	То же	О-в Понд Инлет, Канада	Породообразующие пироксены, 1971
466/200	1,8389	0,9004	0,5229	0,8658	0,033	77,8	» »	Приазовье, уч. Северный	
18503/228	1,8318	0,8928	0,5224	0,8543	0,083	62,1	РП + Гр + Би + Мт + Кв	Побужье, уч. Секретарский	
14715/309	1,8400	0,9030	0,5231	0,8691	0,020	85,3	То же	Правобережный, уч. Ореховский	
109/111	1,8309	0,8916	0,5210	0,8504	0,057	52,5	РП + МП + Мт + Кв	Орехово-Павлоградская зона	
356/324	1,8354	0,8944	0,5217	0,8564	0,037	57,6	То же	Приазовье, уч. Дзержинский	
102/69	1,8339	0,8957	0,5226	0,8584	0,026	61,0	» »	Приазовье, уч. Демьяновский	
18500/487	1,8329	0,8948	0,5230	0,8578	0,057	58,4	» »	Побужье, уч. Савранский	
356/511	1,8350	0,8970	0,5229	0,8607	0,021	66,4	» »	Приазовье, уч. Дзержинский	
502/396	1,8398	0,9013	0,5233	0,8677	0,035	77,7	» »	Приазовье уч. Северный	
14717/127	1,8409	0,9034	0,5227	0,8693	0,014	81,9	» »	Правобережный, уч. Ореховский	
А — 50	1,8426	0,9040	0,5246	0,8738	0,010	88,6	» »	Северный Квебек, Канада	Породообразующие пироксены, 1971
18500/263	1,8335	0,8941	0,5224	0,8564	0,068	61,1	РП + МП + Гр + Мт + Кв	Побужье, уч. Савранский	
18500/123	1,8361	0,8960	0,5233	0,8609	0,038	61,5	То же	То же	
227/386	1,8383	0,8999	0,5236	0,8662	0,055	76,6	» »	Приазовье, уч. Первомайский	
С — 105/233	1,8395	0,9021	0,5239	0,8695	—	86,8	РП + МП + Ол	Приазовье. уч. Демьяновский	
141/236	1,8403	0,9025	0,5233	0,8694	0,051	87,4	То же	То же	
141/196	1,8391	0,9024	0,5239	0,8695	0,028	87,6	» »	» »	
14713/237	1,8374	0,9010	0,5237	0,8670	0,032	75,7	РП + МП + Рог + Мт + Кв	Правобережный, уч. Красно-Федоровский	
13910/135	1,8385	0,9014	0,5236	0,8677	0,026	76,0	РП + Ку + Мт + Кв	Правобережный, уч. Пролетарский	
14695/357	1,8372	0,9008	0,5238	0,8669	0,036	76,3	РП + Рог + Мт + Кв	Правобережный. уч. Артемовский	
14691/232	1,8389	0,9000	0,5238	0,3669	0,043	80,0	РП+Гр+Ку+Би+Мт + Кв	То же	
14691/185	1,8383	0,9007	0,5234	0,8665	0,028	80,9	То же	» »	
466/210	1,8353	0,8965	0,5218	0,8585	0,021	67,9	РП + Гр + Мт + Кв + Пл	Приазовье, уч. Северный	
13910/284	1,8385	0,9014	0,5222	0,8654	0,031	80,2	РП + Гр + Би + Мт + Кв + + КПШ	Правобережный, уч. Пролетарский	
146/673	1,8403	0,9013	0,5231	0,8676	—	83,9	То же	Орехово-Павлоградская зона	
110/76	1,8384	0,9004	0,5214	0,8631	0,005	77,8	РП + МП + Би + Мт + Кв + + КПШ	Орехово-Павлоградская зона	

ТАБЛИЦА 28

Коэффициенты корреляции между параметрами решетки и содержанием катионов ортопироксенов железистых пород, $n = 28$, $r_{[05]} = 0{,}38$

Параметр решетки	Ca	Mg	Mn	Fe^{2+}	Fe^{3+}	Al_{IV}	F
a	0,43	—0,89	—0,40	0,89	—0,56	—0,40	0,90
b	0,41	—0,95	—0,51	0,96	—0,50	—0,39	0,95
c	0,45	—0,55	—	0,54	—0,36	—	0,62
V	0,46	—0,93	—0,45	0,93	—0,52	—	0,97

Значимый коэффициент корреляции между параметром c и общей железистостью ортопироксена также позволил рассчитать уравнения одномерной регрессии прямой и обратной функций:

$c = 0{,}0004F + 5{,}198 \pm 0{,}006$; $F = 733{,}524c -$ $- 3764{,}913 \pm 7{,}000$.

Весьма характерно, что параметры кристаллической решетки ортопироксенов железистых пород почти не обнаруживают значимой корреляции с содержанием других катионов. Это объясняется незначительным содержанием последних, вследствие чего связи ослаблены либо искажены и замаскированы большим количеством железа.

Отчетливо проявляется корреляционная связь между железистостью и объемом ячейки. Уравнения одномерной регрессии, связывающие эти параметры, имеют следующий вид:

$V = 0{,}502F + 826{,}809 \pm 1{,}698$; $F = 1{,}740V -$ $- 1430{,}117 \pm 3{,}226$.

Изменение параметров элементарной ячейки ортопироксенов обусловлено изоморфными замещениями типа $Fe^{2+} — Mg$ и $Si — Al_{IV}$. Наряду с этим некоторое влияние имеет изоморфизм $Fe^{2+} —$ Mn, что более всего проявлено в ортопироксенах Побужья с повышенной марганцовистостью. Заметная разница в ионных радиусах Mn^{2+} и Fe^{2+} (соответственно 0,91 и 0,80; Бокий, 1954), естественно, сказывается в увеличении как размеров ребер, так и объема элементарной ячейки. Как видно из табл. 29, в ортопироксенах с почти равной железистостью повышенное содержание MnO вызывает увеличение объема элементарной ячейки, при этом оно не компенсируется понижением количества алюминия в тетраэдрической координации.

Как уже отмечалось, алюминий находится преимущественно в тетраэдрическом положении. Количество октаэдрического алюминия, как правило, очень низкое. Распределение алюминия в ортопироксенах при постоянной температуре является функцией давления. В наиболее представительном и широко развитом парагенезисе РП + МП + Мт + Кв $k_{Al_{IV}}$ колеблется от 0,010 до 0,067, а V решетки изменяется от 0,850 до 0,874 нм^3. Наибольшим объемом решетки при самом низком содержании тетраэдрического алюминия обладает ортопироксен Правобережного района Криворожско-Кременчугской зоны (см. табл. 27).

ТАБЛИЦА 29

Объем элементарной ячейки и некоторые особенности состава ортопироксенов Побужья

Номер образца	MnO, %	F	$k_{Al_{IV}}$	V, нм^3
18503/228	0,44	62,1	0,083	0,8543
18500/263	1,63	61,1	0,068	0,8564
18500/293	1,70	61,9	0,060	0,8583
18500/123	4,04	61,5	0,038	0,8609

Обратные соотношения характерны для ортопироксенов железистых пород Мангушского района Приазовья. Следовательно, последние образовались в условиях повышенного давления по сравнению с Право-

ТАБЛИЦА 30

Коэффициенты корреляции между показателями преломления, основными катионами и железистостью клинопироксенов, $n = 24$, $r_{[05]} = 0{,}40$

Показатель преломления	Si	Al_{IV}	Al_{VI}	Al	Fe^{2+}	Mg	Ca	f	F
n_g	0,27	—0,27	—0,18	—0,27	0,95	—0,92	—0,81	0,96	0,96
n_p	0,27	—0,26	—0,19	—0,28	0,95	—0,94	—0,76	0,97	0,97

ТАБЛИЦА 31

Параметры элементарной ячейки клинопироксенов железистых пород

Номер образца	a, нм	b, нм	c, нм	β	V, нм³	F	$\overline{Ca}$
14695/338	0,9756	0,8944	0,5255	105° 48′	0,4412	33	44,1
445/230	0,9764	0,8949	0,5255	105° 48′	0,4418	38	44,5
109/95	0,9766	0,8946	0,5261	105° 55′	0,4419	39	42,3
109/111	0,9779	0,8949	0,5254	105° 40′	0,4428	43	41,6
356/524	0,9769	0,8947	0,5244	105° 33′	0,4408	45	41,1
102/69	0,9779	0,8954	0,5255	105° 49′	0,4413	47	42,4
18505/210	0,9775	0,8952	0,5261	105° 47′	0,4430	49	43,5
18510/152	0,9774	0,8960	0,5257	105° 42′	0,4432	50	43,0
51/93	0,9796	0,8939	0,5254	105° 41′	0,4425	53	47,3
356/511	0,9786	0,8970	0,5253	105° 41′	0,4437	54	45,1
502/396	0,9806	0,8991	0,5250	105° 33′	0,4460	70	41,5

бережным районом. Очевидно, в Ореховo-Павлоградской зоне давление было еще выше, так как ортопироксен имеет минимальный для этого парагенезиса объем ячейки (V = = 0,850 нм³), а $k_{Al_{IV}}$ достигает 0,057.

Клинопироксены

Связь состава клинопироксенов с их физическими свойствами, в частности железистости с показателями преломления, параметрами элементарной ячейки и плотностью, использовалась многими исследователями для построения диаграмм типа состав — свойства (Винчелл, 1953; Трегер, 1958; Лутц, 1964; Кицул, 1966). Ограниченность данных по клинопироксенам не позволила авторам рассмотреть так же детально, как для ортопироксенов, связь химического состава минералов с их физическими свойствами.

Показатели преломления. Статистическая обработка имеющихся данных по клинопироксенам железистых пород показала, что показатели преломления имеют достоверную положительную корреляционную связь с общей и частной железистостью при коэффициенте корреляции 0,96—0,97 (табл. 30). Это послужило основанием для расчета уравнения одномерной регрессии:

$$F = 1491{,}829 n_g - 2530{,}927 \pm 7{,}7;$$

$$n_g = 000638F + 1{,}6978.$$

Помимо железа и магния имеется значимая отрицательная корреляция показателей преломления с кальцием ($r_{n_g—Ca} = -0{,}81$; $r_{n_p—Ca} = -0{,}76$); с другими катионами достоверные корреляционные связи не проявлены.

Параметры элементарной ячейки. Широкий изоморфизм в структуре клинопироксенов проявляется в корреляционной связи параметров его элементарной ячейки с составом.

В нашем распоряжении имеется одиннадцать определений параметров элементарной ячейки клинопироксенов, из них пять относятся к отбракованным анализам (табл. 31), так что о связи параметров с составом можно судить пока только предварительно. Параметры a и b имеют прямую линейную связь с железистостью. Обращает на себя внимание аномальное отклонение параметра a в обр. 51/93, что, очевидно, вызвано резким увеличением кальциевости этого клинопироксена. Связь параметра c с железистостью не проявляется. Статистическая обработка данных по параметрам элементарной ячейки клинопироксенов показала достоверную положительную корреляцию параметра a с Fe^{2+} ($r = 0{,}75$) и отрицательную с Mg ($r = -0{,}72$), а также с Ca ($r = -0{,}51$).

* * *

Выявленные особенности состава и физических свойств пироксенов не являются окончательными и отражают некоторый этап изучения железистых пород Украинского щита. Дальнейшие исследования, несомненно, позволят уточнить или сделать новые выводы о характерных чертах этих минералов.

ГЛАВА 9. ПИРОКСЕНЫ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ

Ультраосновные породы Украинского щита подразделяются на архейские и среднепротерозойские образования. Архейские ультрабазиты развиты в составе суперкрустального комплекса и образуют пластообразные и линзовидные тела, мощность которых обычно не превышает десятков, а протяженность — сотен метров или нескольких километров. Архейские ультрабазиты широко распространены в Побужье, Приазовье и Приднепровье. Среднепротерозойские (платформенные ультраосновные породы) установлены в Девладовской зоне разломов и Приазовье.

Ультраосновные породы Побужья представлены лерцолитами, гарцбургитами, верлитами, оливинитами и разнообразными пироксенитами. Эти образования могут быть подразделены на две группы: 1) породы ультраосновного состава с низким содержанием кальция; 2) породы, химический состав которых смещен в сторону базальтоидного ряда. Ультрабазиты первой из выделенных групп по сравнению со второй содержат высокохромистые шпинели. Первичные их парагенезисы представлены: $Ол_{6-10} + РП_{6-13} + Шп$; $РП_{5-11} + МП_{5-6} + Шп$; $Ол_{10} + РП_{10} + МП_7 + Шп$; $Ол_{10} + МП_{5-7} + Шп$. Минеральные ассоциации второй группы ультрабазитов характеризуются более высокой сопряженной железистостью: $МП_{16-18} + РП_{28} \pm Шп$; $Ол_{12} + РП_{12} + МП_{8-12} + Шп$; $Ол_{28} + РП_{26} + МП_{25} \pm Шп$; $Ол_{12} + РП_{16} + Шп$; $РП_{32} + МП_{21}$. Важным критерием, позволяющим при петрографической характеристике отличать породы второй группы, служит появление обыкновенной и гастингситоподобной роговых обманок, в меньшей степени плагиоклаза и пироп-альмандинового граната. Происхождение ультрабазитов второй группы, по-видимому, связано с метаморфической дифференциацией на самых высоких ступенях гранулитовой фации.

ИЗОМОРФИЗМ И КОРРЕЛЯЦИЯ МЕЖДУ КАТИОНАМИ

Наиболее полно в изученной коллекции представлены пироксены ультраосновных пород Среднего Побужья (60%) и Приазовья (20%). Единичными химическими анализами охарактеризованы пироксены ультрабазитов бассейна р. Рось, Приднестровья, Зеленовской магнитной аномалии, Ядлово-Трактемировского района, Конкско-Белозерской и Орехово-Павлоградской зон. Пироксены архейских ультрабазитов представлены 85 анализами, среднепротерозойских — 12 анализами главным образом клинопироксенов (Прил. I, табл. 6; Прил. II, табл. 5).

Ортопироксены

Ортопироксены из архейских ультрабазитов представлены главным образом энстатитами и бронзитами, общая железистость которых изменяется от 7,8 до 28,5%. Они являются твердыми растворами, которые существенно приближаются к бинарным смесям, образованным за счет изоморфизма $Mg \rightleftarrows Fe^{2+}$, что, в частности, подкрепляется существованием между Fe^{2+} и Mg отрицательной корреляции с высоким уровнем значимости (табл. 32). Вместе с тем Fe^{2+} имеет положительные связи с Ca, Ti, Mn. Если распределение катионов в структуре пироксена таково $(Ca, Mg, Fe, Na, Mn)_{M_2}$ $(Mg, Fe, Al, Ti, Cr, Mn)_{M_1}$ $(Si, Al)_2O_6$,

где M_1 и M_2 — неэквивалентные позиции, то положительную корреляцию Fe^{3+} с Al_{VI} можно приписать изоморфизму по схеме $Mg\ (M_2) + Mg\ (M_1) \rightarrow Fe^{2+}\ (M_2) + Al_{VI}\ (Al_{IV} \rightarrow Si)$. Положительная корреляция Fe и Ti является неожиданной, так как эти элементы очень близки по поляризующим свойствам и довольно легко замещают друг друга; существование изоморфной пары Fe—Ti в минерале должно сопровождаться появлением отрицательных связей. Такую же зависимость следует ожидать и от корреляции между двухвалентным марганцем и закисным железом. При избирательном изоморфизме парное сочетание Mn^{2+} — Fe^{2+} должно проявляться не менее отчетливо, чем Mg — Fe^{2+}, если учесть достаточно высокую манганофильность ортопироксена, значения электроотрицательности элементов ($Э$) и ионных радиусов (r): $Э_{Fe^{2+}} = 803$ кДж/моль; $Э_{Mn^{2+}} = 753$; $Э_{Mg} = 733$ кДж/моль; $r_{Fe^{2+}} = 0{,}074$ нм; $r_{Mn} = 0{,}08$; $r_{Mg} = 0{,}066$ нм. Как видно, аномальные положительные связи между изоморфными парами Fe—Ti и Fe—Mn являются либо наведенными, либо связаны с погрешностью химического определения Ti и Mn, содержание которых в рассматриваемых ортопироксенах очень невелико.

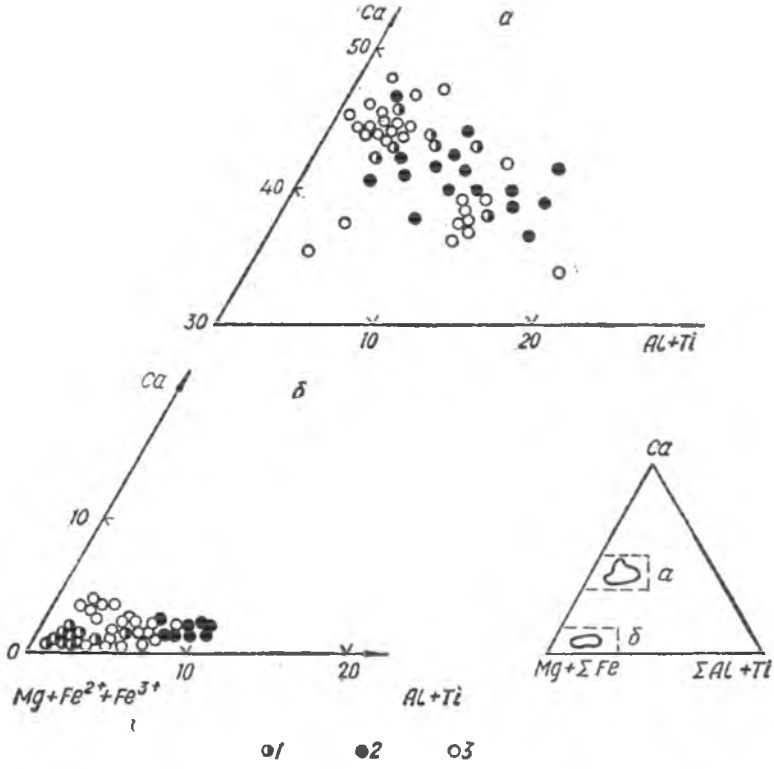

Рис. 14. Составы орто- и клинопироксенов из ультрабазитов и глубинных ксенолитов в системе Ca — (Al + Ti) — (Mg + + Fe^{2+} + Fe^{3+}).

Орто- и клинопироксены: 1 — из глубинных ксенолитов (Соболев, 1974); *2* — по данным экспериментов (Mysen, Boettcher, 1974); *3* — из архейских ультрабазитов Украинского щита

Ортопироксены ультрабазитов содержат переменное количество Al_2O_3, достигающее 5,70%. Большая часть алюминия заключена в алюмокремнекислородных тетраэдрах, что отражается отчетливой отрицательной связью между Si и Al_{IV} с высоким уровнем значимости. Отрицательная корреляционная связь

ТАБЛИЦА 32

Парные коэффициенты корреляции между катионами ортопироксенов архейских ультрабазитов

Компонент, коэффициент	Si	Al_{IV}	Al_{VI}	Al	Fe^{3+}	Ti
F_o	—0,09	—0,05	—0,29	—0,18	0,910	0,050
F	0,100	—0,07	0,370	0,140	0,230	0,240
H_2O+	0,310	—0,37	—0,49	—0,50	0,070	0,120
Na	—0,13	0,140	—0,04	0,080	—0,19	—0,01
Ca	0,320	—0,30	—0,15	—0,28	0,170	0,040
Mg	—0,12	0,030	—0,52	—0,24	—0,19	—0,23
Mn	0,020	0,030	—0,03	0,010	—0,09	0,120
Fe^{2+}	0,090	—0,06	0,390	0,160	0,040	0,220
Ti	0,050	—0,11	0,100	—0,03	0,170	
Fe^{3+}	0,040	—0,18	—0,18	—0,21		
Al	—0,77	0,890	0,790			
Al_{VI}	—0,30	0,420				
Al_{IV}	—0,92					
$\bar{x}$	1,904	0,088	0,016	0,105	0,023	0,002
S	0,027	0,031	0,022	0,045	0,021	0,001

ТАБЛИЦА 33

Парные коэффициенты корреляции между катионами клинопироксенов из архейских ультраба

Компонент, коэффициент	Si	Al_{IV}	Al_{VI}	Al	Fe^{3+}	Ti
F_o	—0,51	0,240	—0,24	0,090	0,930	0,280
F	0,200	—0,22	0,240	—0,08	0,430	0,240
H_2O+	—0,20	0,280	0,120	0,320	0,320	0,160
Na	0,140	—0,26	0,130	—0,17	0,600	0,160
Ca	0,070	0,220	—0,22	0,080	—0,57	0,120
Mg	—0,38	0,180	—0,42	—0,06	—0,06	—0,25
Mn	—0,06	—0,12	0,110	—0,05	0,240	0,200
Fe^{2+}	0,410	—0,33	0,270	—0,16	—0,07	0,040
Ti	—0,65	0,680	0,070	0,670	0,340	
Fe^{3+}	—0,36	0,110	—0,10	0,04		
Al	—0,68	0,840	0,400			
Al_{VI}	0,280	—0,16				
Al_{IV}	—0,90					
$\bar{x}$	1,924	0,069	0,015		0,027	0,005
S	0,035	0,032	0,018	0,084 0,034	0,034	0,004

(P — I —6), $n = 49$, $r_{[05]} = 0{,}235$

Fe^{2+}	Mn	Mg	Ca	Na	H_2O+	F	F_o
—0,27	—0,20	0,120	0,010	—0,18	0,050	—0,08	
0,980	0,520	—0,97	0,350	—0,10	—0,23		
—0,23	—0,16	0,270	0,210	—0,04			
—0,06	0,110	0,110	—0,33				
0,330	0,040	—0,37					
—0,94	—0,45						
0,510							
0,308	0,008	1,649	0,017	0,006	0,734	17,14	7,061
0,095	0,009	0,124	0,013	0,004	0,380	5,244	5,959

зитов (M — I — 5), $n = 23$, $r_{[05]} = 0{,}351$

Fe^{2+}	Mn	Mg	Ca	Na	H_2O+	F	F_o
—0,27	0,170	0,200	—0,57	0,430	0,230	0,190	
0,870	0,640	—0,82	—0,23	0,770	0,240		
0,040	—0,12	—0,32	0,130	0,140			
0,530	0,430	—0,53	—0,45				
—0,00	—0,36	—0,24					
—0,82	—0,31						
0,610							
0,124	0,005	0,919	0,906	0,015	0,519	14,762	16,316
0,055	0,002	0,094	0,045	0,012	0,415	6,193	17,843

между Si и Al_{VI} может учитываться в виде комплексного нормативного компонента Fe^{2+} (Al, $Fe^{3+})_{VI}Al_{IV}SiO_6$. Состав изученных ортопироксенов сопоставлен с синтетическими образцами, полученными при фракционной кристаллизации различных пород ультраосновного состава при $T = 880—1120°$ С и $P = 9—20 \cdot 10^8$ Па, в присутствии H_2O и CO_2 (Mysen, Boettcher, 1974) и энстатитами из включений глубинных ксенолитов (Соболев, 1974). Как видно, перечисленные типы магнезиальных ортопироксенов в системе CaO—MgO—Al_2O_3 попадают в пределы ограниченного поля составов и не содержат каких-либо типоморфных признаков, полезных при рассмотрении их генезиса (рис. 14).

Преобладающая часть проанализированных ортопироксенов характеризуется незначительным содержанием CaO, что на первый взгляд находится в противоречии с данными по ортосольвусу, полученному путем значительного количества экспериментов по изучению пределов смесимости в системе диопсид — энстатит (Boyd, Schairer, 1964; Nerhu, Wyllie, 1974; Mori, Green, 1975). Между тем кальциевость эстатита (Lindsley, Dixon, 1976) уменьшается с давлением; величина $(\partial x/\partial P)_T$ для энстатита, рассчитанная нами, изменяется при $T = 1000°$ С от —0,03 до —0,05% $CaSiO_3$ на $1 \cdot 10^8$ Па. Для клинопироксенов в системе $CaMgSi_2O_6$—Mg_2SiO_4 установлено поле твердых растворов, содержащих форстеритовый минал (Куширо, 1971). Эти пироксены характеризуются при прочих равных условиях пониженной кальциевостью. Низкое содержание CaO в некоторых магнезиальных ортопироксенах также можно связать с образованием твердых растворов в ряду $Mg_2Si_2O_6$—Mg_2SiO_4. В этом случае кристаллизация орто- и клинопироксенов, сосуществующих с оливином в ультрабазитах, осуществляется в системе CaO—MgO—FeO—SiO_2 таким образом, что составы равновесной ассоциации располагаются в сечении, менее кремнекислотном, нежели Вол—Эн—Фс, и непараллельном тройным сечениям Вол—Эн—Фс и Лар—Фо—Фа.

Ортопироксены из протерозойских ультрабазитов Девладовской зоны в отличие от архейских ультрабазитов содержат несколько меньше глинозема ($Al_2O_3 = 1,17—1,97\%$) и характеризуются значительной концентрацией кальция (CaO — 1,68—1,93%), которая соответствует сольвусу твердых растворов ортопироксенов из глубинных интрузивных пород. Вместе с тем по содержанию титана (TiO_2 — 0,23—0,37%) и щелочей (Na_2O — до 0,38 и K_2O — до 0,26%) они напоминают ортопироксены, известные в дифференцированных габброидах (Йодер, Тилли, 1965; Породообразующие пироксены, 1971).

Клинопироксены

Клинопироксены ультраосновных пород представлены диопсидами, приближающимися по особенностям изоморфизма к тройным твердым растворам в системе CaO—MgO—FeO, более сложными по химизму разностями, при рассмотрении которых в системе CaO—MgO—FeO—Al_2O_3 обособляется группа диопсид-авгитов, и сравнительно редкими авгитами. В перечисленных разностях клинопироксенов общая железистость изменяется от 5 до 25,7%, что характеризует их как псевдобинарную систему. Совершенный характер изоморфизма Mg—Fe^{2+} (табл. 33) подтверждается сильной отрицательной корреляцией между ними. Несмотря на заметное количество отклонений, следует отметить, что в целом более железистые разности клинопироксенов принадлежат тем ультрабазитам, составы которых приближаются к габброидам (плагиоклазсодержащие пироксениты, некоторые перидотиты и диаллагиты).

Магний, существенно преобладающий в составе изученных клинопироксенов (содержание диопсидового минала — 67,0—85,7%), обнаруживает отчетливую отрицательную корреляцию с Al_{VI}, что может соответствовать изоморфизму по схеме $Mg + Si \rightarrow Al_{IV} + Al_{VI}$. Этот тип изоморфного замещения, по-видимому, заметно усложняется вхождением Ti в группу R^{3+} в шестерной координации, который имеет положительную корреляцию с алюминием в тетраэдрической позиции.

Содержание кальция в клинопироксенах обнаруживает значительные колебания ($k_{Ca} = 0,906 \pm 0,045$), что в одних случаях связано с переменными железистостью либо натриевостью, и в других — с различиями в условиях кристаллизации (около- и послеликвидусной). Во многих глубинных маложелезистых клинопироксенах (Соболев, 1974; Породообразующие пироксены, 1971) возрастание со

держания натрия сопровождается уменьшением их кальциевости. Тождественная закономерность прослеживается и в составе клинопироксенов из архейских ультрабазитов Украинского щита. Заселение суперпозиций клинопироксена катионами принято рассматривать по схеме (Ca, Na, Mg, Fe, Mn)$_{M_2}$ (Mg, Fe, Al, Cr, Mn)$_{M_1}$ (Si, Al)$_2$O$_6$, из которой следует, что замещение кальция натрием в позиции M_2 сопровождается заменой катиона R^{2+} на R^{3+} в позиции M_1. Это положение подкрепляется четкой отрицательной корреляцией между Ca и Na, однако распределить имеющееся в анализах количество натрия между жадеитовым и эгириновым компонентами в этих клинопироксенах нельзя. Привлекает внимание хорошо выраженная отрицательная корреляция между Ca и Mn. Вместе с тем из-за небольших содержаний MnO в клинопироксенах ультраосновных пород (0,1—0,3%) трудно судить о соотношении этих катионов в составе минерала. Указанная закономерность хорошо проявлена в клинопироксенах из железистых пород Среднего Побужья, в которых отмечается повышенное содержание MnO и изовалентный изоморфизм Ca—Mn подтверждается большим количеством данных. По-видимому, тождественное взаимозамещение Ca—Mn можно предполагать и в пироксенах ультрабазитов.

Корреляционные связи Na с Fe^{2+} и Mg становятся понятными при сопоставлении рассматриваемых пироксенов с клинопироксенами из глубинных ксенолитов (Соболев, 1974), где отчетливо наблюдается заселение натрием позиции M_2 за счет примерно равных количеств кальция и магния. Таким образом, изменение кальциевости в связи с изоморфным замещением Na (M_2) + Al (M_1) → Ca, Mg (M_2) + Mg, Fe^{2+} (M_1) можно учесть в виде следующего соотношения

$$X_{Ca} = \frac{Ca + 0{,}5Na}{Ca + 0{,}5Na + Mg + Fe^{2+}},$$

которое вносит существенные дополнения в интерпретацию клинопироксенов, близких авгитам и омфацитам.

Клинопироксены из среднепротерозойских платформенных ультраосновных пород Девладовской зоны не претерпели регионального метаморфизма и, вероятно, в значительной степени сохраняют первоначальные особенности химического состава. Они принадлежат маложелезистым авгитам (FeO — 4,32—5,20%) с переменным содержанием глинозема (1,99—4,06%). Концентрации других окислов — TiO_2 (0,32—0,39%), Fe_2O_3 (1,71—2,10%), Na_2O (0,25—0,39%) — не несут никаких типоморфных признаков. Клинопироксены с указанным химическим составом встречаются в пироксенитах, кварцевых долеритах и ряде других пород с различной формационной принадлежностью (Породообразующие пироксены, 1971).

Клинопироксены ультраосновных пород Октябрьского массива (Приазовье) по химическому составу представляют собой обособленную группу. Это главным образом пироксены из пироксенитов и верлитов, ассоциирующие с оливином или с роговой обманкой; часто в них встречается ильменит. Рассматриваемые клинопироксены характеризуются самой низкой (по сравнению с другими изученными сериями клинопироксенов) кальциевостью. По содержанию TiO_2 (1,50—2,41%) и Al_2O_3 (4,26—5,10%) они относятся к титанавгитам, заметно отличаясь от ранее описанных образцов. Высокая концентрация трехвалентных катионов $k_{\Sigma R^{3+}} = 0{,}308$; $\Sigma R^{3+} = Al + Ti + Fe^{3+}$ вносит сильные искажения в закономерные изоморфные соотношения, намеченные выше.

Если наличие отрицательной корреляции между Mg и Ca хорошо согласуется с изменением изоморфных отношений этих элементов по кривой сольвуса диопсид — энстатит, то отсутствие корреляционной связи между Mg и Fe^{2+} свидетельствует об очень сложном взаимном влиянии этих катионов. Так, например, установленная отрицательная связь между Si и Ti, казалось бы, отвечает замещению кремния титаном, однако это уменьшает ковалентность связи в тетраэдре и не согласуется с близликвидусной магматической кристаллизацией клинопироксенов из указанных пироксенитов. По-видимому, выделение титанчермакитового минала $CaTiAlSiO_6$ вследствие изоморфизма по схеме $Fe^{2+} + Si \rightleftarrows Ti + Al_{IV}$ удовлетворительно объясняет увеличение относительной концентрации магния с уменьшением содержания кремния, т. е. количество Mg остается неизменным, в то время как кремний замещается алюминием. В данном случае становится понятным отсутствие корреляции между Fe^{2+} и Mg.

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Ортопироксены

Ортопироксены из архейских ультрабазитов наиболее полно изучены оптическими методами. Показатели преломления в интервале составов энстатит — бронзит изменяются в следующих пределах: n_g = 1,672—1,689 (изредка до 1,70); n_p = 1,663—1,678; $2V$ = от + (81—89°) до — (72—88°). В ортопироксенах безоливиновых пород (смещенных по составу к габброидам) и платформенных ультрабазитов Девладовской зоны показатели преломления заметно возрастают: n_g = 1,688—1,706; n_p = 1,676—1,694; $2V$ = от — (76—83°) до +88°. Рассчитаны уравнения регрессии, связывающие показатели преломления ортопироксенов из архейских ультрабазитов с колебаниями общей железистости, степени окисления железа F_o и суммы $Al_{IV} + Al_{VI}$. Эта зависимость для ортопироксенов имеет следующий вид:

$n_g = 0{,}00132F + 0{,}00006F_o + 0{,}04172Al + 1{,}65770$; $\Delta n_g = \pm 0{,}0018$;

$n_p = 0{,}00112F + 0{,}00005F_o + 0{,}02643Al + 1{,}65097$; $\Delta n_p = \pm 0{,}0021$.

Значимые связи показателей преломления устанавливаются лишь с общей железистостью и практическую ценность будут иметь следующие уравнения:

$n_g = 0{,}0014223F + 1{,}6613457$; $\Delta n_g = \pm 0{,}0019$;

$n_p = 0{,}0011808F + 1{,}6533851$; $\Delta n_p = \pm 0{,}0018$.

Уравнение многомерной регрессии рассчитано и для плотности ортопироксенов рассматриваемой группы в зависимости от общей железистости и Al:

$\rho = 0{,}01145F + 0{,}54565Al + 3{,}07949$;

$\Delta\rho = \pm 0{,}0685$.

Сравнительно слабая связь намечается лишь между ρ и F. Приближенная зависимость ρ от F выражается уравнением

$\rho = 0{,}01596F + 3{,}05783$.

Клинопироксены

Физические свойства клинопироксенов ультрабазитов представлены в Приложении II (табл. 5). Оптические свойства диопсидов и диопсид-авгитов из архейских ультрабазитов тесно связаны с изменяющейся железистостью n_g = 1,699—1,714; n_p = 1,670—1,682; $2V$ = = + (55—60°). Буроватые титанавгиты из платформенных ультрабазитов по оптическим свойствам составляют обособленную группу: n_g = 1,710—1,717; n_p = 1,684—1,692; $2V$ = = + (52—56°), иногда до + (44—46°), cNg = = 34—40° (Елисеев и др., 1965).

Статистические расчеты показывают, что значимые связи устанавливаются только между показателями преломления и общей железистостью и практическое значение имеют приближенные уравнения:

$n_g = 0{,}0006935F + 1{,}6966828$; $\Delta n_g = \pm 0{,}0018$ и

$n_p = 0{,}0008637F + 1{,}665522$; $\Delta n_p = \pm 0{,}0022$.

Уравнение многомерной регрессии использовано также для анализа зависимости плотности клинопироксенов (ρ) от их общей железистости и количества алюминия в шестерной и четвертной координациях: $\rho = 0{,}00197F - 0{,}42705Al + 3{,}32465$; $\Delta\rho = \pm 0{,}02037$. Сравнительно слабая связь устанавливается лишь между ρ и Al, которые связаны следующим образом: $\rho = 0{,}61903Al + 3{,}37726$. Следует отметить, что замещение $Al_{VI} — Al_{IV}$ на Mg — Si часто проявляется в структуре орто- и клинопироксенов (в последнем случае в составе чермакитового минала). Замещение магния алюминием в октаэдрической позиции сокращает размеры ячейки, в то время как замещение ионов кремния алюминием приводит к противоположному эффекту. Сопоставление молекулярных весов $0{,}5CaMgSi_2O_6$ (108,28) и глинозема (101,96) показывает, что имеющийся в описанном случае тип изоморфизма не может способствовать возрастанию плотности клинопироксена и приведенные выше уравнения с участием ρ связаны с неточными определениями.

держания натрия сопровождается уменьшением их кальциевости. Тождественная закономерность прослеживается и в составе клинопироксенов из архейских ультрабазитов Украинского щита. Заселение суперпозиций клинопироксена катионами принято рассматривать по схеме $(Ca, Na, Mg, Fe, Mn)_{M_2}(Mg, Fe, Al, Cr, Mn)_{M_1}(Si, Al)_2O_6$, из которой следует, что замещение кальция натрием в позиции M_2 сопровождается заменой катиона R^{2+} на R^{3+} в позиции M_1. Это положение подкрепляется четкой отрицательной корреляцией между Ca и Na, однако распределить имеющееся в анализах количество натрия между жадеитовым и эгириновым компонентами в этих клинопироксенах нельзя. Привлекает внимание хорошо выраженная отрицательная корреляция между Ca и Mn. Вместе с тем из-за небольших содержаний MnO в клинопироксенах ультраосновных пород (0,1—0,3%) трудно судить о соотношении этих катионов в составе минерала. Указанная закономерность хорошо проявлена в клинопироксенах из железистых пород Среднего Побужья, в которых отмечается повышенное содержание MnO и изовалентный изоморфизм Ca—Mn подтверждается большим количеством данных. По-видимому, тождественное взаимозамещение Ca—Mn можно предполагать и в пироксенах ультрабазитов.

Корреляционные связи Na с Fe^{2+} и Mg становятся понятными при сопоставлении рассматриваемых пироксенов с клинопироксенами из глубинных ксенолитов (Соболев, 1974), где отчетливо наблюдается заселение натрием позиции M_2 за счет примерно равных количеств кальция и магния. Таким образом, изменение кальциевости в связи с изоморфным замещением $Na\,(M_2) + Al\,(M_1) \rightarrow Ca, Mg\,(M_2) + Mg, Fe^{2+}\,(M_1)$ можно учесть в виде следующего соотношения

$$X_{Ca} = \frac{Ca + 0{,}5Na}{Ca + 0{,}5Na + Mg + Fe^{2+}},$$

которое вносит существенные дополнения в интерпретацию клинопироксенов, близких авгитам и омфацитам.

Клинопироксены из среднепротерозойских платформенных ультраосновных пород Девладовской зоны не претерпели регионального метаморфизма и, вероятно, в значительной степени сохраняют первоначальные особенности химического состава. Они принадлежат маложелезистым авгитам (FeO — 4,32—5,20%) с переменным содержанием глинозема (1,99—4,06%). Концентрации других окислов — TiO_2 (0,32—0,39%), Fe_2O_3 (1,71—2,10%), Na_2O (0,25—0,39%) — не несут никаких типоморфных признаков. Клинопироксены с указанным химическим составом встречаются в пироксенитах, кварцевых долеритах и ряде других пород с различной формационной принадлежностью (Породообразующие пироксены, 1971).

Клинопироксены ультраосновных пород Октябрьского массива (Приазовье) по химическому составу представляют собой обособленную группу. Это главным образом пироксены из пироксенитов и верлитов, ассоциирующие с оливином или с роговой обманкой; часто в них встречается ильменит. Рассматриваемые клинопироксены характеризуются самой низкой (по сравнению с другими изученными сериями клинопироксенов) кальциевостью. По содержанию TiO_2 (1,50—2,41%) и Al_2O_3 (4,26—5,10%) они относятся к титан-авгитам, заметно отличаясь от ранее описанных образцов. Высокая концентрация трехвалентных катионов $k_{\Sigma R^{3+}} = 0{,}308$; $\Sigma R^{3+} = Al + Ti + Fe^{3+}$ вносит сильные искажения в закономерные изоморфные соотношения, намеченные выше.

Если наличие отрицательной корреляции между Mg и Ca хорошо согласуется с изменением изоморфных отношений этих элементов по кривой сольвуса диопсид — энстатит, то отсутствие корреляционной связи между Mg и Fe^{2+} свидетельствует об очень сложном взаимном влиянии этих катионов. Так, например, установленная отрицательная связь между Si и Ti, казалось бы, отвечает замещению кремния титаном, однако это уменьшает ковалентность связи в тетраэдре и не согласуется с близликвидусной магматической кристаллизацией клинопироксенов из указанных пироксенитов. По-видимому, выделение титанчермакитового минала $CaTiAlSiO_6$ вследствие изоморфизма по схеме $Fe^{2+} + Si \rightleftarrows Ti + Al_{IV}$ удовлетворительно объясняет увеличение относительной концентрации магния с уменьшением содержания кремния, т. е. количество Mg остается неизменным, в то время как кремний замещается алюминием. В данном случае становится понятным отсутствие корреляции между Fe^{2+} и Mg.

ГЛАВА 10. РОМБИЧЕСКИЕ ПИРОКСЕНЫ ПОЗДНЕСКЛАДЧАТЫХ ГРАНИТОИДОВ

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ

В описываемую группу включены гранитоиды, образующие в центральной части Украинского щита три массива — Новоукраинский, Верблюжский и Боковянский. Все ортопироксены позднескладчатых гранитоидов подразделяются на 2 группы в зависимости от парагенезиса и химизма содержащих их пород.

Первая группа (Р—II—2) — пироксены гранитоидов нормального ряда, слегка обогащенных кальцием и недосыщенных глиноземом, с парагенезисом РП + Би + Рог + + КПШ + Кв. Для них величина Al — — (2Ca + Na + K) отрицательна и варьирует от —12 до —49. К ним относятся ортопироксены Верблюжского массива, меньше Боковянского и Новоукраинского.

Вторая группа (Р—II—3) — ромбические пироксены пород, пересыщенных глиноземом и бедных кальцием, в которых Al — — (2Ca + Na + K) изменяется от 0 до +8. В эту группу включены ортопироксены гранитоидов Новоукраинского и Боковянского массивов с парагенезисом Альм + Би + + РП + КПШ + Кв (табл. 34).

Парагенезис Альм + РП + Би. Ассоциация альмандина ($F = 80—85$) с гиперстеном ($F = 65—75$), биотитом, калишпатом, кварцем и плагиоклазом была выделена А. А. Маракушевым и др. (1966) как наиболее типичная для субфации феррогиперстеновых гранатовых чарнокитов, образующихся в условиях низких давлений и высоких температур.

Приведем некоторые данные о температуре формирования указанной минеральной ассоциации, полученные с помощью геотермометров Л. Л. Перчука. Температура образования новоукраинских пород, определенная по РП + Би-геотермометру, довольно выдержана в интервале 675—680° С (три пары), боковянских — 650° С (одна пара).

Для этих же пород температура, определенная по Би + Альм-геотермометру, ниже (от 605 до 635°).

Парагенезис Фа + Альм + РП + Би редко встречается в граносиенитах Новоукраинского массива и широко развит севернее в гранитоидах Корсунь-Новомиргородского плутона.

Парагенезис Би + РП наблюдается в кварцевых монцонитах Новоукраинского, Боковянского и Верблюжского массивов. Породам такого типа свойственны основной состав, бедность кварцем, часто и калишпатом, а содержание темноцветов достигает 20—30%. Появление роговой обманки в пироксенсодержащих гранитоидах обусловлено амфиболизацией диопсида, неустойчивого в высокожелезистой области. Об этом свидетельствует наличие многочисленных реликтов метабазитов и основных кристаллосланцев в роговообманковых кварцевых монцонитах.

По условиям образования роговообманковые гранитоиды характеризуются теми же параметрами, что и гранатсодержащие. Различия существуют только между отдельными массивами.

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ И КОРРЕЛЯЦИЯ МЕЖДУ КАТИОНАМИ

Железистость и магнезиальность. Наиболее железистыми являются эвлиты из новоукраинских граносиенитов и кварцевых монцонитов, причем различий между гранатовыми и роговообманковыми разностями не отмечается. В обоих случаях общая железистость очень высокая, достигая в среднем 80,1% и колеблясь очень незначительно — от 73,1

ТАБЛИЦА 34

Парагенезисы ортопироксенсодержащих гранитоидов

Группа	Массив	Номер образца	Порода	Местонахождение	Парагенезис
Р—II—3	Новоукраинский	17	Граносиенит	с. Ровное	$Альм_{91,1} + РП_{80,3} + Би +$ $+ КПШ + Пл + Кв$
		42	»	б. Костоватая	$Альм_{87,1} + РП_{81} + Би_{60,5} +$ $+ КПШ + Пл + Кв$
		82	»	с. Сотницкая Балка	$Альм_{92,5} + РП_{77} + Би_{69} +$ $+ КПШ + Пл + Кв$
		1	»	Адабашский карьер	$Альм_{89,0} + РП_{73,1} + Би_{66,0} +$ $+ КПШ + Пл + Кв$
	Боковянский	107	Кварцевый монцонит	с. Давыдовка	$Альм + РП_{63,43} + Би_{69,9} +$ $+ КПШ + Пл + Кв$
		306/226	То же	с. Зеленый Гай	$Альм_{87,6} + РП_{69,9} + Би_{62,5} +$ $+ КПШ + Пл + Кв$
		26	Граносиенит	Воиновский карьер	$Фа_{92} + Альм_{85} + РП_{80} +$ $+ Би_{73} + КПШ + Пл + Кв$
Р—II—2	Новоукраинский	93	Кварцевый монцонит	г. Новоукраинка	$РП_{79,3} + Би_{69,9} + КПШ +$ $+ Пл + Кв$
		15	То же	с. Ивановцы	$РП_{82,9} + Би + Рог + КПШ +$ $+ Пл + Кв$
		16	» »	То же	$РП_{83,3} + Би + Рог + КПШ +$ $+ Пл + Кв$
	Верблюжский	89	Гранит	с. Бежбайраки	$РП_{82,08} + Би + Рог + КПШ +$ $+ Пл + Кв$
		95	Кварцевый монцонит	с. Спасово	$РП_{73,59} + Би_{60,6} + Рог + Пл +$ $+ Кв + КПШ$ (ант)
		99	То же	То же	$РП_{68,2} + Би_{64,1} + Рог + Пл +$ $+ Кв + КПШ$ (ант)
	Боковянский	102	» »	» »	$РП_{72,9} + Би_{67,1} + Рог +$ $+ КПШ + Пл + Кв$
		104	» »	с. Ивановка	$РП_{64,9} + Би + Рог + КПШ +$ $+ Пл + Кв$
		17/63	» »		$РП_{69,51} + Би_{42,7} + Рог_{28,2} +$ $+ КПШ + Пл + Кв$

до 83,3%. За исключением эвлизитов и железистых кварцитов, ортопироксены новоукраинских гранитоидов являются самыми высокожелезистыми из известных на Украинском щите. За пределами щита их можно сравнить с эвлитами из реоморфических интрузивных чарнокитов (граносиенитов) и фаялитовых чарнокитов Земли Королевы Мод в Антарктиде, описанных Н. Г. Равичем и Д. С. Соловьевым (1966).

Эвлиты Верблюжских гранитоидов характеризуются средней величиной железистости 73,29%. Самой низкой F и значительной ее дисперсией обладают феррогиперстены Боковянского массива (среднее значение — 64,81%). Отсутствие большого разброса значений железистости, как отмечено многими авторами, может быть одним из доказательств магматогенного характера вмещающих ортопироксены пород. Для метаморфических образований дисперсия общей железистости пироксенов является довольно значительной даже в пределах одного комплекса. Обращает на себя внимание тот факт, что железистость ромбических пироксенов является прямой функцией общей железистости породы и по абсолютному значению всегда близка к ней, оставаясь в некоторых случаях несколько большей или меньшей (рис. 15). Близость железистости породы и минерала свидетельствует о том, что почти все количество железа, находящегося в породе, входит в силикаты и очень мало в рудные минералы. Такое соотношение возникает при низком

окислительном потенциале μ_{O_2} (без серы) в поле неустойчивости магнетита (фаялит-кварцевый или другой буфер) (Породообразующие пироксены, 1971). Сравнивая общую железистость ромбических пироксенов из метаморфических и близких им по составу магматических пород, эти же авторы пришли к выводу, что для метаморфических она всегда

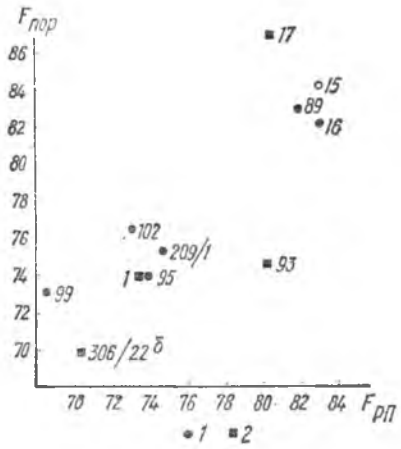

Рис. 15. Взаимоотношение общей железистости породы и ромбического пироксена из позднескладчатых гранитоидов.

Гранитоиды: 1 — роговообманковые; *2* — гранатовые

выше. Если принять гипотезу о магматогенном происхождении описываемых эвлитовых гранитоидов, то соответствующим им по составу и величине железистости будут эвлизиты или железистые кварциты.

Сильная отрицательная корреляционная связь Mg и Fe^{2+} (табл. 35) в группе нормальных гранитоидов с роговой обманкой свидетельствует не только о тесном изоморфизме между этими элементами, но также о незначительном влиянии других компонентов, входящих в ту же позицию. В группе пород, бедных кальцием, корреляция между Mg и Fe^{2+} становится незначимой благодаря малой дисперсии Fe и Mg (табл. 37). Во всех выборках Fe^{2+} связан сильной положительной связью с Si (табл. 35, 36). Отсутствует значимая корреляция Fe^{2+} с глиноземом. Корреляционный анализ показал наличие прямой зависимости между содержаниями Fe_2O_3 и потерь при прокаливании в ромбических пироксенах. Очень высокая железистость РП наряду с аналитическими ошибками, возможно, и является причиной завышенных п.п.п.

Магний ведет себя в некоторых случаях прямо противоположно железу. Положительно Mg коррелирует с Fe^{3+}, коэффициентом окисления и общей железистостью.

Глиноземистость. Все ромбические пироксены групп Р—II—2 и Р—II—3 характеризуются невысокими содержаниями общего глинозема.

В гранатсодержащих парагенезисах группы Р—II—3 среднее содержание алюминия в ортопироксенах достигает 0,99%, а в роговообманковых — 0,91%, т. е. практически они мало чем отличаются друг от друга, несмотря на наличие в первой группе граната.

Более существенные различия наблюдаются при сравнении ромбических пироксенов по массивам. Так, для новоукраинских гранитоидов, представленных гранатовыми и роговообманковыми разностями, среднее содержание глинозема составляет 1,12%, для боковянских — 0,61 и для верблюжских, исключительно с роговой обманкой,— 1,03%. Такое различие в содержании алюминия, особенно ощутимое для новоукраинских и боковянских гранитоидов, характеризующихся однотипными парагенезисами, отражает исходный состав и условия образования пород.

При сравнении глиноземистости с общей железистостью не подтверждается вывод некоторых авторов о том, что более железистые ортопироксены менее глиноземисты. В данном случае мы наблюдаем обратное явление.

Распределение алюминия между четверной и шестерной координациями в ромбических пироксенах гранитоидов магматогенного генезиса характеризуется некоторыми особенностями, отличающими их от аналогичных минералов из чарнокит-мигматитов и других пород метаморфического происхождения. Прежде всего — это высокое содержание кремния, а в связи с этим низкое содержание Al_{IV}, дополняющего его в четверной координации. Соответственно, по Al_{IV} определяется содержание чермакитовой молекулы, количество которой в основном идентично для ортопироксенов обеих групп (роговообманковой и гранатовой) и в среднем равно 4,95%, колеблясь от 0 до 9,95%. Вторая особенность — повышенное количество Al_{VI}, вероятно, связанного с натрием в жадеитовую молекулу.

ТАБЛИЦА 35

Парные коэффициенты корреляции между катионами в ортопироксенах гранитоидов нормально

Компонент, коэффициент	Si	Al_{IV}	Al_{VI}	Al	Fe^{3+}	Ti
F_o	—0,53	0,21	—0,54	—0,08	0,99	—0,01
F	0,60	—0,29	0,53	—0,00	—0,82	0,13
H_2O^+	—0,46	0,48	—0,29	0,30	0,53	0,07
Na	—0,43	0,35	—0,03	0,32	—0,08	0,78
Ca	—0,40	0,21	—0,31	0,03	—0,29	0,46
Mg	—0,59	0,26	—0,55	—0,04	0,85	—0,16
Mn	—0,18	—0,07	—0,28	—0,21	—0,07	—0,18
Fe^{2+}	0,63	—0,34	0,49	—0,06	—0,85	0,05
Ti	—0,51	0,29	—0,22	0,15	0,05	
Fe^{3+}	—0,56	0,20	—0,58	—0,11		
Al	—0,40	0,86	0,36			
Al_{VI}	0,58	—0,16				
Al_{IV}	—0,74					
$\bar{x}$	1,947	0,034	0,010	0,045	0,034	0,016
S	0,032	0,025	0,013	0,027	0,023	0,018

ТАБЛИЦА 36

Парные коэффициенты корреляции между катионами в ортопироксенах гранитоидов, бедных каль

Компонент, коэффициент	Si	Al_{IV}	Al_{VI}	Al	Fe^{3+}	Ti
F_o	—0,90	0,83	0,13	0,39	1,00	—0,09
F	0,77	—0,12	0,75	0,56	0,42	0,90
H_2O	—0,21	0,76	0,76	0,86	0,58	0,55
Na	0,05	0,10	—0,10	0,05	—0,17	0,16
Ca	0,20	0,55	0,68	0,72	0,07	0,71
Mg	—0,75	0,05	—0,79	—0,61	0,38	—0,92
Mn	—0,89	0,44	0,31	—0,10	0,79	—0,56
Fe^{2+}	0,94	—0,74	0,12	—0,15	—0,90	0,36
Ti	0,47	0,32	0,95	0,87	—0,02	
Fe^{3+}	—0,88	0,87	0,19	0,44		
Al	0,02	0,71	0,95			
Al_{VI}	0,30	0,47				
Al_{IV}	—0,65					
$\bar{x}$	1,951	0,028	0,019	0,047	0,066	0,012
S	0,032	0,013	0,029	0,037	0,061	0,005

Кремнекислотность. По содержанию кремнезема ортопироксены групп P—II—2 и P—II—3 почти не различаются между собой. Незначительно выделяются эвлиты Новоукраинского массива k_{Si} от 1,95 до 1,99 (среднее — 1,96). Наблюдается обратная корреляционная связь Si с Al_{IV} (табл. 35, 36) и обратная связь Si с Fe^{3+}. Обнаруживается корреляция между Si и суммой R^{3+} ($R^{3+} = Al + Ti + Fe^{3+}$), свидетельствующая о наличии чермакитового замещения по схеме $SiR^{2+} \leftrightarrows \leftrightarrows 2R^{3+}$.

Титанистость. Все ромбические пироксены данной группы обогащены титаном. На графике корреляции содержаний титана в породе и в минерале (рис. 16) четко вы-

го ряда (P — II — 2), $n = 10$, $r_{[05]} = 0{,}54$

Fe^{2+}	Mn	Mg	Ca	Na	H_2O+	F	F_o
—0,87	—0,13	0,85	—0,31	—0,12	0,54	—0,85	
0,99	—0,08	—1,00	—0,04	0,33	—0,67		
—0,70	—0,30	0,64	0,13	—0,26			
0,27	—0,06	—0,35	0,13				
0,01	0,22	0,03					
—0,98	0,11						
—0,00							
1,345	0,025	0,520	0,047	0,010	1,08	73,10	2,71
0,166	0,009	0,179	0,011	0,007	0,803	8,754	2,219

цием (P — II — 3), $n = 5$, $r_{[05]} = 0{,}80$

Fe^{2+}	Mn	Mg	Ca	Na	H_2O	F	F_o
—0,92	0,83	0,44	0,01	—0,21	0,55	—0,47	
0,73	—0,81	—1,0	0,47	0,22	0,16		
—0,48	0,26	—0,22	0,66	—0,37			
0,24	—0,50	—0,23	0,33				
—0,00	—0,40	—0,54					
—0,69	0,81						
—0,90							
1,314	0,027	0,52	0,02	0,017	1,286	73,24	5,072
0,156	0,022	0,162	0,021	0,023	1,322	7,018	4,972

деляются две группы. Первая группа — это гранатсодержащие гранитоиды, бедные кальцием, в которых количество титана в породе и в минерале почти равно, и вторая — роговообманковые нормальные граниты (кварцевые монцониты), в которых титана в породе в два — пять раз больше, чем в минерале. Почти постоянное содержание титана в ромбических пироксенах свидетельствует об отсутствии связи его с содержанием в породе.

Кальциевость. Содержание кальция в ортопироксенах находится в соответствии с содержанием его во вмещающих породах, бедных этим элементом.

Марганцовистость. По количеству марганца ортопироксены гранитоидов Укринского

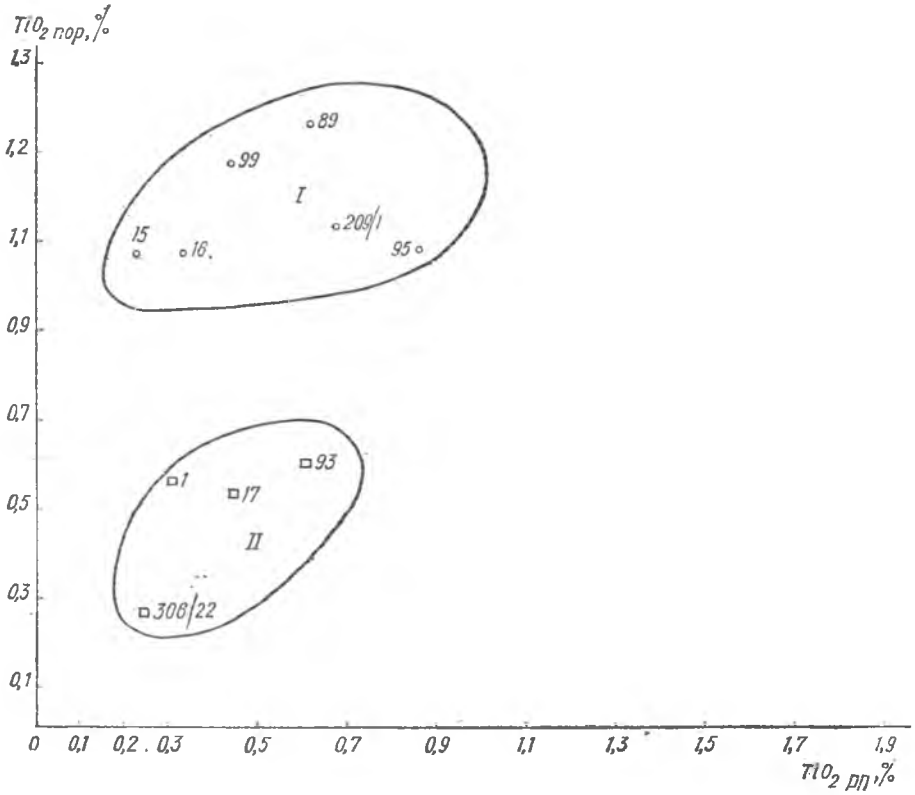

Рис. 16. Взаимоотношения между содержаниями титана в ромбических пироксенах и породах, их содержащих.

Поля гранитоидов: I — роговообманковые; II — гранатовые

щита сопоставляются только с соответствующими минералами чарнокитов Антарктиды, а также железистых кварцитов и эвлизитов. Среднее содержание марганца (%) в пироксенах из нормальных гранитов — 0,72, в гранитах, бедных кальцием,— 0,78.

Щелочность. В описываемых минералах постоянно присутствует некоторое количество калия и натрия, что связано, очевидно, с повышенной щелочностью вмещающих пород. Этим они существенно отличаются от пироксенов из чарнокит-мигматитов, метаморфических пород и др.

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Показатели преломления указанной группы пироксенов довольно высокие (Прил. I, табл. 8, 9) и находятся в тесной связи с их составом. Как показывает корреляционный анализ, наиболее сильное влияние на показатели преломления оказывает железистость минерала, что подтверждается анализом многомерной регрессии типа n_g, $n_p = f'(F, F_o, Al)$.

Углы оптических осей (Прил. I, табл. 8, 9) высокие. При нанесении на кривую (Трёгер, 1958), связывающую показатели преломления и железистость, все точки располагаются или непосредственно на ней или несколько ниже.

Плотность находится в тесной связи с химическим составом минерала. При анализе многомерной регрессии типа $\rho = f'(F, F_o, Al)$ обнаруживается зависимость плотности от общей железистости. Для коэффициента окисления и общего глинозема такой зависимости не устанавливается.

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ

Минеральные ассоциации Октябрьского массива соответствуют трем группам пород, связанным с различными стадиями или фазами эволюции (Morozevich, 1930; Айнберг, 1933; Елисеев и др., 1965; Царовский, 1970, 1972):

1) магматические породы основного — ультраосновного состава;

2) магматические породы сиенитового комплекса (сиениты, кварцевые сиениты, щелочные сиениты, нефелиновые сиениты);

3) породы, связанные с натровым метасоматозом (мариуполиты, альбит-нефелиновые пегматиты и альбититы).

В щелочноземельных сиенитах (сиенитовый комплекс) представительным является парагенезис КПШ + Пл + Гд + Фа + Гип ± ± Рог ± Кв (Елисеев и др., 1965). Пироксены замещаются роговой обманкой, следовательно, самый ранний парагенезис — Гип + + Гд + Фа + Пл + КПШ ± Кв (рис. 17, диаграмма I). Ассоциация высокожелезистых оливина, клинопироксена, гастингсита и биотита, как известно, характерна для формации рапакиви и рапакивидных гранитов. На генетическую и возрастную близость этой формации и сиенитового комплекса Приазовья уже обращалось внимание (Царовский, 1970, 1972). Моноклинные пироксены в сиенитах представлены геденбергитами, эгирин-диопсиды и эгирин-салиты свойственны метасоматически измененным габбро и твейтозитам (Прил. II, табл. 7, ан. 1, 2).

Парагенезис Гип + Гд + Фа + $Рог^{вт}$ + + Кл + КПШ ± Кв информативен в нескольких аспектах. Во-первых, он является показателем умеренных глубин, так как при повышении давления имеет место реакция Ол + Пл + Кв ⇄ Гип + МП + Гр или Ол + + Пл + Кв ⇄ Гип + Гаст + Гр. Во-вторых, моновариантное равновесие Гип + Фа + Кв является хорошим геобарометром (Olsen, Mueller, 1966; Курепин, 1970а; Добрецов и др., 1972; Мельник, 1973). В-третьих, пара фаялит — кварц (без Мт) свидетельствует о пониженном давлении кислорода. В образцах, где появляется магнетит, нет оливина, т. е. должен быть переход через реакцию Фа → → Мт + Кв, которая почти не зависит от $P_{общ}$. При температуре 600—700° С эта реакция происходит при $f_{O_2} = 10^{-13} - 10^{-15}$ Па (Добрецов и др., 1974). Буферу гематит — магнетит при тех же температурах соответствует $f_{O_2} = 10^{-15} - 10^{-7}$ Па. В-четвертых, реакция амфиболизации Гд + Гип + Пл = = Гаст + Кв отражает наложение метаморфизма или автометаморфизма. При амфиболизации коэффициент окисления увеличивается. Как указывает Н. А. Елисеев и др. (1965), амфиболизация происходит в две фазы. Сначала моноклинный пироксен замещается феррогастингситом, а потом уже по феррогастингситу развивается гастингсит. Пироксен-амфиболовые парагенезисы пользуются наибольшим распространением в щелочноземельных сиенитах (рис. 17, диагр. II).

В щелочных сиенитах моноклинный пироксен (авгит) и оливин наблюдаются только в реликтах, а основным темноцветным минералом является гастингситовая роговая обманка (рис. 17, диагр. III). Количество калинатрового полевого шпата увеличивается, олигоклаз вытесняется альбитом. Роговая обманка подвергается замещению биотитом, представляющим следующую наложенную стадию метаморфических, метасоматических изменений.

В нефелиновых сиенитах (фойяитах) кроме нефелина в некоторых случаях отмечаются содалит и канкринит, широко развита альби-

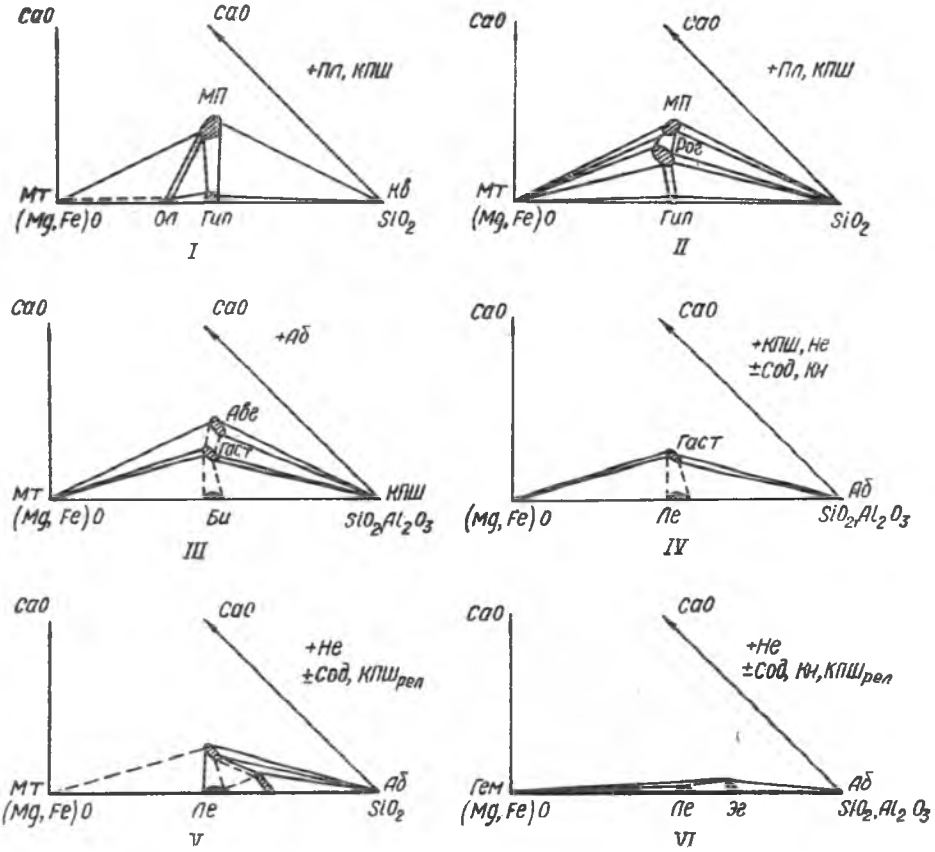

Рис. 17. Парагенезисы щелочных пород Восточного Приазовья:

I, II — щелочноземельные сиениты; III — щелочные сиениты; IV — нефелиновые сиениты; V — мариуполиты; VI — пегматиты нефелиновых сиенитов и альбититы

тизация. Среди темноцветных минералов господствует гастингсит, замещающийся лепидомеланом (см. рис. 17, диагр. IV). Реликтовый моноклинный пироксен (Авг) обнаруживается лишь в единичных случаях. Авгит в качестве устойчивой фазы наблюдается только в некоторых разностях дайковых нефелиновых сиенитов (Елисеев и др., 1965). Все исследователи отмечают широкие колебания состава от нефелинсодержащих сиенитов, почти не отличимых от щелочных сиенитов, до фойяитов с содержанием нефелина свыше 35%. Это же отражается и в химическом составе пород, который варьирует от нефелинового монцонита до хибинита, перекрывая поле щелочных сиенитов и отклоняясь в сторону мариуполитов (Елисеев и др., 1965). Следовательно, возможно и метасоматическое происхождение нефелиновых сиенитов (Царовский, 1970). Судя по минералогическому составу, процесс характеризуется в первую очередь привносом Na_2O и Al_2O_3 и выносом CaO, MgO и SiO_2.

К породам, связанным с натровым метасоматозом, обычно относят мариуполиты, мариуполитоподобные породы, альбит-нефелиновые пегматиты и альбититы. Четкую границу с породами сиенитового комплекса можно провести только в случае магматического происхождения последних, которое для нефелиновых сиенитов строго доказывается лишь в дайковых породах (Елисеев и др., 1965; Царовский, 1970). В частности, в нефелиновых сиенитах и в мариуполитах образование альбита и нефелина контролируется дроблением, при этом возникают бластокатакластические структуры. Разница заключается только в интенсивности метасоматической переработки и более четкой натровой специализации мари-

уполитов. Калинатровый полевой шпат полностью вытесняется альбитом и в типичном случае формируется парагенезис альбит + + нефелин + эгирин. В типичных мариуполитах, т. е. при наибольшей интенсивности натрового метасоматоза, и гастингсит, и лепидомелан полностью вытесняются эгирином.

Все исследователи констатируют синхронное увеличение щелочности и коэффициента окисления в минералах (Перчук, 1964; Дир и др., 1965; Елисеев и др., 1961, 1965). Однако реакции окисления железа могут быть обусловлены и повышением давления кислорода, и понижением температуры, и изменением pH (эти факторы могут действовать как порознь, так и вместе). В частности, для увеличения F_o в минералах достаточно повышения одной только щелочности раствора, так как окислительный потенциал реакции $Fe^{2+} = Fe^{3+} + e$ уменьшается при повышении pH (Мезон, 1950). При последовательном замещении Авг (Гд) → Рог, Би (Фрг) → Ле → Эг F_o увеличивается. Ассоциация Эг + Ле устойчива в некоторых случаях в крайних продуктах натрового метасоматоза — альбит-нефелиновых пегматитах и альбититах (рис. 17, диагр. VI). Магнетит здесь уже замещается гематитом, спорадически присутствует содалит и канкринит, калишпат находится только в реликтах. На всех диаграммах (от I до VI) отчетливо виден последовательный вынос CaO.

Согласно экспериментальным данным (Островский, 1946; Дир и др., 1965; Tuttle, Bowen, 1958), эгирины легко синтезируются и могут кристаллизоваться при температуре ниже 500—450° С в условиях насыщения водой. Если содержание воды менее 2%, то из расплава вместо эгирина выделяется амфибол даже при избытке Fe_2O_3. А. А. Маракушев (1965, 1973) показал, что образованию эгирина благоприятствует повышение активности Na_2O. Он полагает, что гематит-нефелин-альбитовая субфация, характерная для мариуполитов, отвечает минимальному давлению в поле устойчивости жадеит-акмитовых пироксенов. Это подтверждается экспериментальными данными. Акмитовые пироксены появляются при низком давлении и высокой температуре при достаточном количестве SiO_2, в то время как жадеиты образуются при высоком давлении, низкой температуре и недосыщенности SiO_2 (Popp, Gilbert, 1972).

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ И КОРРЕЛЯЦИЯ МЕЖДУ КАТИОНАМИ

Статистические закономерности и корреляция между катионами позволяют сделать некоторые выводы об изоморфизме и типоморфизме пироксенов.

Типоморфные химические особенности минералов, очевидно, должны удовлетворять трем требованиям: во-первых, они должны отражать влияние каких-либо факторов равновесия (состав пород, температура, давление, химические потенциалы вполне подвижных компонентов); во-вторых, диапазон изменчивости свойства должен быть достаточно велик, чтобы, исключая возможные ошибки химических анализов, можно было уловить закономерность; в-третьих, свойство должно по возможности зависеть от минимального количества факторов, ибо в противном случае его трудно или невозможно интерпретировать. Как правило, чем больше диапазон колебаний типоморфного признака (изоморфной смесимости), тем больше его информативность. Примером мало информативных особенностей могут быть кремнекислотность и глиноземистость пироп-альмандиновых гранатов, особенности химизма оливинов, за исключением железистости, и т. п.

Петрологическая ценность того или иного типоморфного признака может изменяться в разных формационных и парагенетических типах пироксенов в зависимости от особенностей пород, интенсивности того или иного фактора равновесия Например, значимость титанистости резко возрастает в породах, обогащенных титаном, марганцовистости — в породах, богатых MnO, информативность натровости резко усиливается в щелочных породах и в фациальных сериях повышенных давлений (эклогиты, кимберлиты и т. д.). Значение общей железистости, наоборот, уменьшается в щелочных породах в связи с невыполнением третьего критерия. Она определяется и железистостью пород, и давлением кислорода, и степенью натрового метасоматоза (μ_{Na}), и PT-условиями (и, следовательно, парагенезисом). В большинстве проанализированных пироксенов (см. Прил. II, табл. 7) она находится в пределах 90—98%.

В группе щелочных пород наиболее информативными с учетом вышеуказанных требований являются щелочность или натро-

вость (Na/(Ca + Na)), коэффициент окисления (F_O) или формульное количество Fe^{3+}, кальциевость (Ca), частная железистость (*f*) и глиноземистость (Al) пироксенов. В связи

ультраосновных пород, другие — для нефелиновых сиенитов и мариуполитов.

Натровость. Изменения натровости, кальциевости и коэффициента окисления отража-

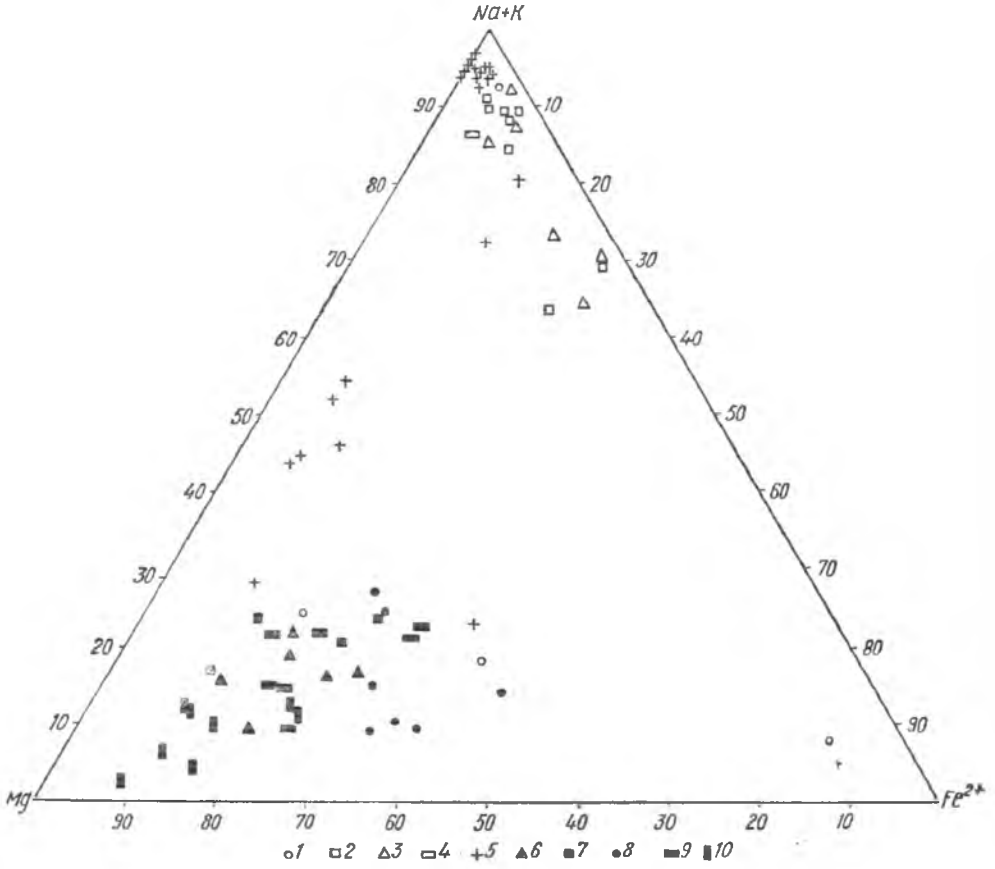

Рис. 18. Положение щелочных пироксенов на диаграмме (Na + K) — Mg — Fe^{2+}.

Породы (парагенезисы): Октябрьский щелочной массив: *1* — сиениты (Аб + КПШ + Эг; Эг + + Би + Рог + Аб); *2* — нефелиновые сиениты и мариуполиты (Эг + Аб + Не + Мт + + $КПШ_{рел}$); *3* — пегматиты нефелиновых сиенитов (Эг + Аб + Не + КПШ; Не + Эг ± Ле); *4* — альбититы (Эг + Аб ± Ле ± Гем); Криворожско-Кременчугская зона: *5* — метасоматиты, связанные с железистыми породами (Эг + Рб ± Кв + Мт ± Аб; Эг ± Би (Стил) ± Гем + + Мт; Эг + Мт + Кв; Эг + Рог + Кв + Мт + Ап + Хл ± Би); Черниговский карбонатитовый комплекс: *6* — пироксениты (Эг + Мт + Ил + Би + Рог); *7* — йолит-мельтейгиты (Эг + Не ± Ол ± Рог ± Ка ± $Би_{вт}$); *8* — щелочные сиениты и твейтозиты (Эг ± Сф + Ап + + Кв; Аб + Эг + Би); *9, 10* — карбонатиты (*9* — сёвиты, *10* — альвикиты) — (Эг + Ка + + Би + Фл ± Ол + Ап ± Мт + Рог)

со сложной многофазной эволюцией пород все типоморфные особенности в большой мере выражают влияние интенсивных факторов равновесия. На разных стадиях эволюции проявляются различные типы изоморфизма, происходит наложение замещений, в связи с чем одни особенности химизма проявляются на ранних этапах, другие — на поздних, одни признаки характерны для основных —

ют основной изоморфизм щелочных пироксенов Ca (Mg, Fe^{2+}) ⇄ $NaFe^{3+}$ (диопсид-геденбергит ⇄ акмит). Парные коэффициенты корреляции между Ca и Na, Fe^{3+} и Mg, Fe^{3+} и Ca, Na и Mg приближаются к единице (табл. 37). При этом, чем больше состав пироксена приближается к диопсид-геденбергитам, тем больше отклонений от основного изоморфизма Ca (Mg, Fe) ⇄ $NaFe^{3+}$ и тем сильнее выра-

жено замещение $Fe^{2+} \rightleftarrows Mg$, чем и обусловлена смена знака корреляции между этими катионами. Главные особенности химизма и их отличия в разных формационных и парагенетических типах отражены на диаграмме (Na + + K) — Mg — (Fe^{2+} + Mn) (рис. 18). Фигуративные точки анализов располагаются резко неравномерно. Пироксены группы М—II—2а и М—II—2б являются в большинстве случаев эгиринами, а пироксены М—II—2в — эгирин-диопсидами по классификации И. В. Гинзбург (1970, 1975). Некоторую часть выборки М—II—2в следует относить к диопсид-геденбергитам. Нет пироксенов с 30—40% акмитового минала, а в области несмесимости (40—50% акмита), предполагаемой И. В. Гинзбург (1970), находятся три пироксена из ощелоченных амфибол-пироксен-магнетитовых кварцитов Правобережного района Криворожско-Кременчугской зоны (Прил. II, табл. 8, ан. 3—5). Анализы 4—5 удовлетворяют всем требованиям отбраковки, квалификация химика не вызывает сомнений. В магнезиальной части диаграммы отсутствуют составы пироксенов с содержанием 60—85% акмита, а в железистой — с содержаниями менее 60%.

Сила отрицательной связи акмита и диопсид-геденбергита отличается в разных формационных типах. Максимальная она в группе М—II—2б, несколько меньше в М—II—2а и заметно меньше в М—II—2в. Особенно это сказывается на корреляции Fe^{3+} — Fe^{2+}, которая выражена гораздо хуже, чем связь Fe^{3+} — Mg, и в последней выборке даже меняет знак и становится положительной. Таким образом, при повышении щелочности системы и эгиринизации кальциевых пироксенов в первую очередь имеет место замещение магния трехвалентным железом, в связи с чем следует ожидать возрастания как общей железистости (F), так и частной (f). И действительно, почти все эгирин-диопсиды и диопсид-геденбергиты характеризуются преобладанием Mg над Fe^{2+}, в то время как в эгиринах наблюдается обратная закономерность (см. рис. 18). Это находит также выражение в слабой корреляции F с Fe^{2+} и сильной с Mg (см. табл. 37—39).

В щелочных породах Октябрьского массива наблюдаются две обособленные группы пироксенов: а) эгирин-диопсиды, эгирин-салиты и эгирин-геденбергиты из метасоматически измененных габброидов и сиенитов с содержанием акмита от 5 до 30%; б) эгирины из мариуполитов, пегматитов и альбититов (65—95% акмита). Н. А. Елисеев (1965) по оптическим данным указывает еще промежуточные разности — эгирин-авгиты, свойственные нефелиновым сиенитам. По данным корреляционного анализа натрий имеет сильные положительные связи с Fe^{3+}, Si, F и F_o, отрицательные — с Ca, Mg, Fe^{2+}, Mn и Ti (табл. 37).

Железистость. Содержание Fe^{3+} в пироксенах отчетливо коррелирует с другими катионами, обнаруживается положительная связь этого катиона с Na, Si, F и F_o и отрицательная — с Fe^{2+}, Mg, Ca, Mn и Ti (см. табл. 37). Эти связи подтверждают наличие акмитового минала $NaFe^{3+}Si_2O_6$, изоморфно замещающего диопсид-геденбергит и чермакит.

Трудность интерпретации коэффициента окисления заключается в том, что он зависит от многих факторов: и от исходного соотношения Fe^{3+}/Fe^{2+} в породе, и от парциального давления кислорода, определяющего возможность реакции с тем или иным окислительным потенциалом, и от температуры, и от щелочности растворов. Наличие в сиенитах фаялита вместо магнетита и кварца свидетельствует о независимости переменных Eh и pH окислительных реакций. Для первой стадии щелочного метасоматоза или магматизма с калиевой специализацией характерны восстановительные условия, в дальнейшем, при повышении химического потенциала Na_2O (нефелиновые сиениты, мариуполиты и пр.) — окислительные вплоть до образования гематита вместо магнетита. F_o соответственно колеблется от минимальных до максимальных значений. Вероятнее всего, это связано с колебаниями pH и P_{O_2}, хотя влияние температуры тоже может быть значительным (ее понижение благоприятствует окислительным реакциям). Так как увеличение pH уменьшает Eh окислительных реакций (Мезон, 1950) то для устойчивости фаялита в сиенитах и субщелочных рапакивидных гранитах необходимы специфические условия — либо высокие температуры, характерные для магматических пород, либо низкие давления кислорода в гранитизирующих растворах или родоначальной магме. Чем больше потенциал Na_2O, тем более повышается коэффициент окисления стабильных темноцветных минера-

ТАБЛИЦА 37

Парные коэффициенты корреляции между катионами пироксенов щелочных пород Октябрьского

Компонент, коэффициент	Si	Al_{IV}	Al_{VI}	Al	Fe^{3+}	Ti
F_o	0,760	—0,10	0,270	0,150	0,960	—0,60
F	0,620	—0,14	0,440	0,270	0,870	—0,57
H_2O	—0,33	0,100	0,010	0,060	—0,03	0,110
Na	0,750	—0,17	0,240	0,100	0,980	—0,63
Ca	—0,76	0,200	—0,37	—0,18	—0,99	0,620
Mg	—0,63	0,140	—0,45	—0,27	—0,87	0,570
Mn	—0,40	—0,10	—0,01	—0,06	—0,58	0,420
Fe^{2+}	—0,64	0,190	—0,06	0,060	—0,76	0,470
Ti	—0,57	—0,41	—0,43	—0,55	—0,62	
Fe^{3+}	0,750	—0,18	0,260	0,110		
Al	—0,08	0,650	0,860			
Al_{VI}	0,230	0,150				
Al_{IV}	—0,48					
Si						
$\bar{x}$	1,950	0,041	0,048	0,089	0,701	0,022
S	0,028	0,026	0,037	0,048	0,217	0,032

лов (титанавгит → гастингсит → лепидомелан → эгирин-авгит → эгирин).

Таким образом, пироксены щелочных пород Октябрьского массива соответствуют эволюционным рядам диопсид-авгит → авгит → → эгирин-авгит → эгирин и авгит → геденбергит (Yagi, Onuma, 1974), отличающимся по характеру изменения f_{O_2}.

Значение **частной железистости** как типоморфного признака повышается там, где менее развиты процессы щелочного метасоматоза (альбитизация, эгиринизация, нефелинизация и пр.), т. е. в основных — ультраосновных породах и щелочных сиенитах. Это наглядно видно на диаграмме составов пироксенов Mg — (Fe^{2+} + Mn) — Fe^{3+} (см. рис. 18). Минимальной железистостью обладают авгиты и титанавгиты перидотитов, оливинитов и пироксенитов. В метасоматически измененных габброидах частная железистость варьирует от 20 до 58%. Эти пироксены сохраняют еще черты, свойственные магматической стадии. К пироксенам, не затронутым щелочным метасоматозом, относятся также геденбергиты из щелочноземельных сиенитов (Елисеев и др., 1965), отличительной особенностью которых является высокая железистость при низком значении коэффициента окисления. На восстановительные условия формирования этих пород, тяготеющих к формации рапакивидных гранитов, указывает в некоторых случаях также устойчивость оливина вместо магнетита и кварца.

В системе эгирин — диопсид — геденбергит развиты оба типа изоморфизма: Эг ⇄ Ди-Гд, Ди ⇄ Гд, причем они могут отражать и различия в исходном составе пород, и разные PT-условия в один и тот же период, и наложение метасоматических процессов, отличающихся как по характеру изменения (натровый метасоматоз, десиликация, Fe — Mg-метасоматоз, карбонатизация и т. п.), так и по термодинамическим факторам. Так как оба вида замещения осуществляются в позиции M_1, и $Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} \approx 1$, то для этого случая, как показали Ф. Ф. Чейз и Н. Л. Добрецов и др. (Породообразующие пироксены, 1971), применимо выражение

$$r_{MgFe^{2+}} = \frac{1}{2}\left[\frac{S^2_{Fe^{3+}} - (S^2_{Mg} + S^2_{Fe^{2+}})}{S_{Fe^{2+}} S_{Mg}}\right].$$

При этом здесь не учтено влияние других изоморфных замещений. Следовательно, $r_{MgFe^{2+}}$

массива (тип М — II — 2а); $n = 18$, $r_{[0,5]} = 0{,}4000$

Fe^{2+}	Mn	Mg	[Ca	Na	H_2O	F	Fo
—0,88	—0,64	—0,75	—0,96	0,970	—0,19	0,750	
—0,38	—0,29	—1,00	—1,88	0,830	0.080		
0,320	—0,04	—0,08	0,090	—0,15			
—0,81	—0,54	—0,83	—0,97				
0,750	0,550	0,880					
0,380	0,220						
0,680							
0,135	0,021	0,101	0,223	0,760	0,363	89,51	81,45
0,099	0,016	0,153	0,237	0,240	0,358	15,75	17,20

зависит, с одной стороны, от реальности изоморфизма определенного типа, с другой — от соотношения дисперсий диопсидового, геденбергитового и эгиринового компонентов. Так, в формационном типе М—II—3в, где замещение Эг ⇄ Ди-Гд проявлено меньше всего и $S_{Fe^{3+}}$ — минимальное, между Mg и Fe^{2+} наблюдается значимая отрицательная корреляция и пироксены близки к диопсид-геденбергитовому ряду. В типах М—II—2а и М—II—2б $S_{Fe^{3+}}$ сильно возрастает и изоморфизм Ди ⇄ Гд, даже если и развит в какой-то мере, корреляционным анализом не обнаруживается, так как забивается более сильной связью Эг ⇄ Ди-Гд, вследствие чего коэффициент корреляции $r_{Mg-Fe^{2+}}$ меняет знак на положительный и в группе М—II—2б достигает даже значимой величины (см. табл. 37, 38).

Различия формационных типов пироксенов по характеру изоморфизма обусловлены не столько исходным составом пород, сколько эволюцией петрогенетических процессов. Диопсид-геденбергиты, титанавгиты, эгирин-диопсиды, эгирин-геденбергиты и эгирин-авгиты характерны для первичной магматической стадии формирования пород (габбро-перидотиты, пироксениты, измененные габброиды и т. п.), эгирины — для наложенной стадии щелочного метасоматоза. Сходные данные получены и по другим регионам (Массив Гремяха-Вырмес..., 1967). Отмеченная закономерность наблюдается как между формационными типами, так и внутри их (см. рис. 18). Так, например, в группе М—II—2а пироксены из сиенитов магматического происхождения располагаются в поле эгирин-диопсида вместе с пироксенами типа М—II—2в, в то время как пироксены мариуполитов, пегматитов и альбититов отличаются высоким содержанием акмита и тяготеют к эгиринам из метасоматитов типа М—II—2б. В пироксенах из пород, связанных с натровым метасоматозом (мариуполиты, альбититы и т. п.), наблюдается широкий диапазон изменения f от 11 до 91%, причем характерно отсутствие корреляции со щелочностью (см. рис. 18) и, следовательно, с количеством окисного железа, что свидетельствует о привносе железа и выносе магния, так как при изохимичном процессе переход Fe^{2+} в Fe^{3+} неизбежно привел бы к понижению частной железистости. Кроме того, при неизменном балансе железа и магния

отсутствовала бы корреляция между Fe^{3+} и Mg. На самом же деле во всех формационных типах пироксенов отрицательная связь Fe^{3+} с Mg сильнее, чем Fe^{3+}— Fe^{2+}. Соответственно общая железистость определяется главным образом соотношением Fe^{3+} и Mg и слабо коррелирует с Fe^{2+} (см. табл. 37, 38). Даже если допустить, что железо заимствовано из других темноцветных минералов (Гаст, Ле), то определенная часть Mg все равно должна быть вынесена, так как существенно магнезиальные минералы отсутствуют. Вынос MgO подтверждается и петрохимическими исследованиями (Царовский, 1970). Таким образом, колебания частной железистости отражают, во-первых, исходную разницу в соотношении Fe/Mg (например, габброиды и сиениты), во-вторых, интенсивность натрового метасоматоза, в-третьих, особенности привноса — выноса.

Кальциевость. Вариации кальциевости обусловлены в основном интенсивностью натрового метасоматоза, степенью замещения диопсид-геденбергитовых пироксенов эгириновыми [Ca (Mg, Fe) ⇄ $NaFe^{3+}$]. Ca обнаруживает отрицательную корреляцию с Na, Si, Fe^{3+} и F_o и положительную с Fe^{2+}, Mg, Mn и Ti, чем подтверждается вхождение его в диопсид-геденбергитовые и чермакитовые миналы. Дисперсия формульных количеств Ca очень высокая, такая же, как у натрия, превышает его среднее содержание (см. табл. 37). Самые кальциевые пироксены (авгиты, титан-авгиты, геденбергиты) наблюдаются в метасоматически слабо измененных габброидах и твейтозитах (Прил. II, табл. 7, ан. 1, 2), а также в щелочноземельных сиенитах (Елисеев и др., 1965). Кальциевые пироксены свойственны также формационному типу М—II—2в, причем здесь вариации кальциевости связаны не только с замещением эгиринового типа, но и с изоморфизмом Ca ⇄ (Mg, Fe), характерным для основных и ультраосновных пород магматического происхождения. Соответственно в отличие от групп М—II—2а и М—II—2б наблюдается значимая отрицательная связь Ca с Fe^{2+} (см. табл. 39). Если в подобных мало измененных пироксенах вычесть акмитовый минал, то степень изоморфизма Ca ⇄ (Mg, Fe) и распределение этих катионов между сосуществующими минералами дадут некоторую информацию о первоначальных *PT*-условиях (см. гл. 16). Недосыщенность клинопироксена кальцием в этом случае является характерным признаком авгитов (Гинзбург, 1970). Однако обычно содержание Ca + + Na + K близко к 1 и лишь в некоторых случаях отмечается нехватка порядка 0,04—0,07, а в анализе 6 даже 0,12. В то же время фиксируется избыток катионов в позиции W до 1,05—1,010. Обычно сумма катионов в подобных пироксенах соответственно меньше или больше 4,0, а в отдельных случаях даже выходит за пределы допустимой дисперсии суммы катионов (Прил. II, табл. 7, ан. 6 и 11). Таким образом, избыток или нехватка катионов по позиции W отражает скорее ошибки химических анализов, чем изоморфную смесимость.

Кремнекислотность и глиноземистость пироксенов связаны обратной корреляционной зависимостью. Кроме аналитических ошибок колебания кремнекислотности обусловлены изоморфными замещениями чермакитового типа, глиноземистость — вхождением чермакита и жадеита. Корреляция Si с другими катионами отличается в разных формационных типах щелочных пироксенов. Так, в типе М—II—2б значимый коэффициент корреляции обнаруживается только с алюминием (отрицательный с тетраэдрическим, положительный с октаэдрическим), однако так как x и S_x Al_{IV} и Al_{VI} меньше $S_{\Sigma кат}$, то и эта корреляция, возможно, отражает лишь погрешности химических анализов. Пироксены данного типа (в большинстве эгирины с высоким содержанием акмита) обычно насыщены кремнием или даже содержат его избыток (некоторые анализы были отбракованы в связи с принятым критерием $k_{Si} < 2{,}05$), вследствие чего не обнаруживается положительная связь Si с (Na + K), которая характерна в целом для щелочных пироксенов (Породообразующие пироксены, 1971), если наблюдается широкий диапазон изоморфных замещений от Ди-Гд до акмита.

В типах М—II—2в и особенно в М—II—2а кремний, напротив, коррелирует со всеми катионами, кроме Al_{VI} и Al, в частности, устанавливается высокий положительный коэффициент корреляции с Na. Однако выделить какое-либо конкретное чермакитовое замещение (Ди + Гд ⇄ $ЧМ^{Fe}$, Ди + Гд ⇄ $ЧМ^{Al}$, Эг ⇄ $ЧМ^{Al}$, Ди + Гд ⇄ $ЧМ^{Ti}$, Эг ⇄ $ЧМ^{Ti}$ и т. п.) не представляется возможным из-за

маленьких $\bar{x}$, $S_{\bar{x}}$ Ti и Al_{VI}, а главное из-за наложения более сильной связи Ди = Гд ⇄ ⇄ Эг. В то же время эмпирически по формационным типам устанавливается закономерность: чем меньше в пироксенах акмита и чем более высокотемпературные породы (эти два фактора обычно сопряжены), тем больше проявлены связи чермакитового типа в целом: R^{2+} Si = $2R^{3+}$ или (Mg, Fe^{2+}, Mn) Si ⇄ (Al, Fe^{3+}, Ti)$_{VI}$ (Al, Ti)$_{IV}$, т. е. в более высокотемпературной области в пироксенах увеличивается растворимость трехвалентных катионов и корреляционные связи вообще более разнообразны, что, вероятно, свидетельствует о существовании комплексных чермакитовых миналов. При объединении всех трехвалентных катионов в группу R^{3+} множественная корреляция более определенно указывает на наличие изоморфизма чермакитового типа (Породообразующие пироксены, 1971).

Таким образом, при сравнении формационных типов пироксенов в порядке щелочности и понижения температуры и давления (М—II—2в, М—II—2а, М—II—2б) наряду с изоморфизмом Ди-Гд ⇄ Эг обнаруживается вытеснение чермакитовых миналов и замещение их эгирином, т. е., по всей видимости, существует изоморфизм типа Ca (Al, Ti)$_{VI}$ (Al, Ti, Fe^{3+})$_{IV}$ ⇄ $NaFe^{3+}$ Si. Система $NaFeSi_2O_6$ — $CaAl_2SiO_6$ изучена экспериментально (Yoshikawa, Onume, 1975). При атмосферном давлении акмит растворяет до 6% $CaAl_2SiO_6$ (вдвое меньше, чем диопсид), причем Al занимает 3% тетраэдрических позиций в структуре пироксена. Составы пироксенового твердого раствора в этой системе изменяются от $NaFeSi_2O_6$ — $CaAl_2SiO_6$ до $NaFeSi_2O_6$ — $CaAl_2SiO_6$ — $CaFeAlSiO_6$ с недостатком содержания Na, причем повышение P и T способствует замещению $CaFeAlSiO_6$ → $CaAl_2SiO_6$ (Ohachi, Hariya, 1975). Недосыщенность пород SiO_2 благоприятствует растворимости в пироксенах Al и Ti (изоморфные замещения в позиции T) (Popp, Gilbert, 1972). Так, например, в эгиринах из мариуполитов и прочих обогащенных нефелином пород в отличие от эгиринов типа М—II—2б нередко наблюдаются пониженные значения Si (Прил. II, табл. 7). Следовательно, и понижение P и T, и повышение f_{O_2}, и степень насыщения пород SiO_2 совместно и порознь могут быть причиной понижения изоморфной смесимости пироксенов в формационном типе М—II—2б по сравнению с М—II—2а и М—II—2в.

Глиноземистость пироксенов — характерный типоморфный признак, определяющийся в основном PT-условиями. Информативность его еще больше возрастает в связи с нахождением Al в четверной и шестерной координациях. Считается, что количество Al_{IV} зависит главным образом от температуры, а Al_{VI} — от давления (Соболев, 1947; Породообразующие пироксены, 1971; Маракушев, 1973). Это подтверждается и приуроченностью жадеита к фациальным сериям высоких давлений, и экспериментальными данными (Popp, Gilbert, 1972; Okamúre et al., 1974). Однако рассчитанные количества Al_{IV} и Al_{VI} зависят от точности определения кремния, т. е. в принципе о преимущественном вхождении Al в жадеит или чермакит можно говорить только на основании специальных спектроскопических и рентгеноструктурных исследований. Коррелятивные связи суммарного алюминия (k_{Al}) незначимые (см. табл. 37). Максимальное количество глинозема наблюдается в пироксенах мариуполитов и альбит-нефелиновых пегматитов Al_2O_3 — 3,38 — 3,68%, что, по-видимому, связано не столько с PT-условиями, сколько с недосыщенностью пород SiO_2 и избытком Al_2O_3 (натровый метасоматоз на этой стадии сопровождается десиликацией и привносом Al_2O_3). Обращает на себя внимание преимущественное вхождение алюминия в позицию Y ($k_{Al_{VI}}$ = 0,09—0,11).

В пироксенах щелочных пород Октябрьского массива наблюдается отрицательная корреляция Al_{VI} с Mg и положительная с железистостью. И Al_{VI}, и Al_{IV} коррелируют с Ti, однако $x_{Ti} < S_{\Sigma}$ (см. табл. 37). В других формационных типах $S_{Al_{IV, VI}} S_{\Sigma}$, поэтому обнаруженная в них корреляция Al с Na и Ca не надежна.

Считается, что между эгирином и жадеитом существует широкая изоморфная смесимость (Породообразующие пироксены, 1971; Маракушев, 1973), что, в частности, нашло выражение в терминологии (эгирин-жадеит и пр.). Однако И. В. Гинзбург (1970), базируясь на статистических диаграммах, порошковых рентгенограммах и оптических свойствах, указывает на явный разрыв в смесимости между эгирином и жадеитом, что подтверж-

дается также приуроченностью этих пироксенов к резко отличным формационным типам (жадеит-глаукофановые и эклогит-глаукофансланцевые метаморфические комплексы; щелочные породы и метасоматиты с эгирином). Нам аргументы И. В. Гинзбург представляются вполне убедительными. Некоторая растворимость Al в пироксенах (как Al_{IV}, так и Al_{VI} (вероятно, связана с наличием молекулы $CaAl_2SiO_4$ или, вернее, суммарного чермакита Ca ($AlFe^{3+}$, $Ti)_2SiO_4$, причем недосыщенность пород SiO_2 способствует изоморфизму $(Mg, Fe)Si \rightleftarrows 2R^{3+}$, что мы и видим на примере мариуполитов и пегматитов нефелиновых сиенитов.

С другой стороны, вероятно, не всегда жадеит является показателем высоких давлений (Дир и др., 1965; Рутланд, 1967; Гинзбург, 1974). В Центральной Японии жадеиты ассоциируют с серпентинитами и альбититами (Chihara, 1971). Экспериментальные данные подтверждают возможность ограниченного изоморфизма при низких давлениях как между эгирином и жадеитом (Дир и др., 1965; Popp, Gilbert, 1972), так и между эгирином и чермакитом (Yoshikawa, Onume, 1975). При $T = 500°$ С и $P = 4 \cdot 10^8$ Па максимальная растворимость жадеита в акмите 5—6%, при $T = 600°$ С и $P = 4 \cdot 10^8$ Па — 4—5% (Popp, Gilbert, 1972), т. е. вхождению жадеитового компонента благоприятствует понижение температуры. На разрыв смесимости между эгирином и жадеитом указывает также нахождение нескольких натровых пироксенов (Жд, Эг-Авг), наблюдаемое в отдельных случаях (Compagnoni, Maggeo, 1973).

ОПТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

В связи с разнообразными изоморфными замещениями в системе диопсид — геденбергит — эгирин зависимость между оптическими свойствами и химическим составом пироксенов отклоняется от прямолинейной (Винчелл, 1953; Трегер, 1958). Ее изображают обычно либо в прямоугольных координатах свойство — доля эгиринового компонента или Fe^{3+}, либо на треугольных диаграммах, в которых барицентрическими координатами являются диопсид, геденбергит и эгирин (Костюк, 1967; Перчук, 1964). Один из вариантов подобных диаграмм предложен С. Г. Кривдиком и Е. Б. Глевасским (см. рис. 22).

Зависимость показателей преломления от формульных количеств Fe^{3+} и Na выражается уравнениями одномерной регрессии:

$n_g = 0{,}120Fe^{3+} + 1{,}720\ (\pm\ 0{,}007)$;

$n_g = 0{,}113Na + 1{,}721\ (\pm\ 0{,}007)$;

$n_p = 0{,}092Fe^{3+} + 1{,}692\ (\pm\ 0{,}004)$;

$n_p = 0{,}086Na + 1{,}692\ (\pm\ 0{,}006)$.

Эти уравнения могут быть использованы для приближенного определения мольной доли акмитового компонента по показателям преломления.

ГЛАВА 12. ПИРОКСЕНЫ ОЩЕЛОЧЕННЫХ ЖЕЛЕЗИСТЫХ ПОРОД И СВЯЗАННЫХ С НИМИ МЕТАСОМАТИТОВ, КРИВОРОЖСКО-КРЕМЕНЧУГСКАЯ ЗОНА

Пироксены этого формационного типа являются одним из наиболее изученных (Тарасенко, 1901; Свитальский, 1927; Половинкина, 1951; Шендерова, Соколова, 1958; Стрыгин, 1959а, б; Елисеев и др., 1961; Половко, 1960, 1970; Стрыгин и др., 1975). Интерес к этим образованиям вызван, во-первых, приуроченностью к железорудной провинции и рудоконтролирующей ролью щелочного метасоматоза, приводящего иногда к образованию промышленных концентраций амфибол-магнетитовых руд, во-вторых, разнообразием метаморфических и метасоматических процессов. Образование эгирина, как и других щелочных минералов (Род, Рб, Аб и пр.), связано с единым процессом — натровым метасоматозом, который развивается в регрессивную стадию по метаморфическим железистым породам (кварцитам, роговикам и сланцам) и контролируется зонами повышенной проходимости растворов — приразломными участками дробления и катаклаза, замковыми частями складок и т. п. Эгиринизация обычно имеет площадной характер, измененные породы образуют линзы и полосы мощностью от нескольких метров до нескольких десятков метров и протяженностью несколько сотен метров (Елисеев и др., 1961). Иногда встречаются согласные и секущие жилы и жилообразные выделения эгиринитов и рибекит-эгириновых пород. Тектонические подвижки неоднократно повторялись, что обусловило многоэтапность проявления метасоматических процессов. В первую стадию силикатные минералы роговиков, сланцев и кварцитов замещаются эгирином и родуситом. По эгирину развиваются щелочные амфиболы типа рибекита, причем в некоторых случаях формируются залежи амфибол-магнетитовых руд. Зоны альбититов и альбитизированных пород пересекают все ранее образованные породы. Новые подвижки контролируют развитие карбонатизации и карбонат-магнетит-гематитовых руд. Заключающим является окварцевание, обусловившее появление мощных пачек метасоматических кварцитов. В то же время среди эгиринов некоторыми исследователями выделяются до пяти морфологических и возрастных генераций (Елисеев и др., 1961), что, однако, оспаривается другими исследователями (Стрыгин, 1959а).

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ

Минеральные ассоциации ощелоченных железистых пород и связанных с ними метасоматитов определяются главным образом интенсивностью натрового метасоматоза, составом исходных пород, *PT*-условиями и химическим потенциалом воды. Кислород мало подвижен (Глаголев, 1958; Половко, 1970), и колебания f_{O_2} не могут превзойти буферный состав исходных пород (Мт — Гем). В то же время степень окислительных процессов варьирует в широких пределах, что обусловлено в основном прочими факторами равновесия (μ_{Na_2O}, T, μ_{H_2O}), влияющими на изменение Eh. Многие исследователи (Стрыгин, 1959а, б; Елисеев и др., 1961) указывают на совместное нахождение большого количества минералов, в том числе минералов, заметно отличающихся как по щелочности (Кум, Эг, Карб), так и по окислительно-восстановительному потенциалу (Мт, Гем, Пир). Это свидетельствует, с одной стороны, о частых колебаниях в составе метаморфизирующих растворов (μ_{Na_2O}, μ_{H_2O}, возможно, μ_{O_2}), с другой — о малой длительности и слабой интенсивности наложенных процессов, обусловивших появление многоминеральных неравновесных ассоциаций. Иног-

да в метасоматических образованиях наблюдается зональность, причем отдельные зоны сильно отличаются по pH и Eh (Стрыгин, 1959б).

лочных пород Октябрьского массива и Черниговского комплекса. Если изменению подвергались высокотемпературные пироксен-магнетит-амфиболовые породы (рис. 19, ди-

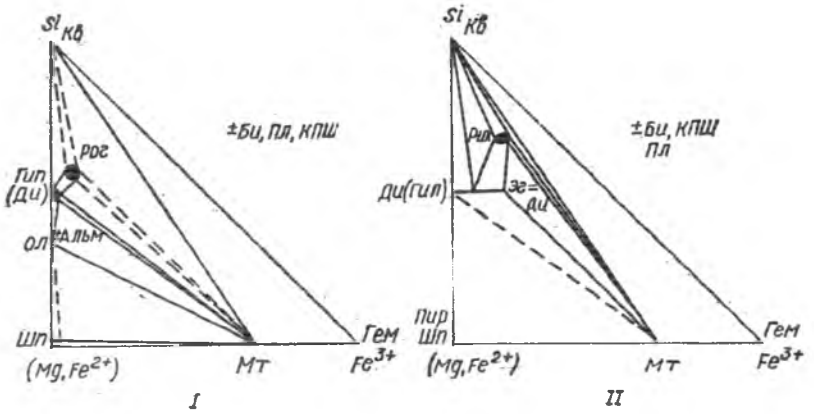

Рис. 19. Изменение парагенезисов при натровом метасоматозе пироксен-содержащих железистых пород

По составу среди щелочных пироксенов обычно выделяют две группы: 1) эгирин-диопсиды, эгирин-геденбергиты и эгирин-авгиты с содержанием акмитового компонента от 10 до 50%; 2) эгирины с содержанием акмита 70—100%. Однако есть и промежуточные разности (см. рис. 18). Парагенезис эгирин-авгита с кальцийсодержащим щелочным амфиболом (рихтеритом) образуется при ощелачивании амфибол-пироксен-магнетитовых кварцитов и роговиков и считается более высокотемпературным по сравнению с парагенезисом эгирин-рибекит (родусит) (Стрыгин и др., 1975). И действительно, в эгирин-диопсидах и эгирин-геденбергитах находятся реликты диопсида, амфибола и гиперстена (Шендерова, Соколова, 1958; Елисеев и др., 1965). Но эгирин-геденбергит возникает также при изменении ортоамфиболитов, а эгирины второй, третьей и четвертой генераций — при щелочном метасоматозе амфибол-магнетитовых роговиков (Елисеев и др., 1961), т. е. разница в температуре образования эгирин-диопсид-геденбергитов и эгирин-акмитов если и была, то незначительная. Мольная доля эгирина в клинопироксене больше является показателем щелочности, химического потенциала натрия (Маракушев, 1965; Породообразующие пироксены, 1971). Эгирин-диопсиды и эгирин-геденбергиты отвечают начальной стадии пульсационной метасоматической переработки подобно эгирин-диопсидам щелагр. I), то в начальную стадию щелочного метасоматоза наблюдается увеличение полей устойчивости силикатов с вхождением в кристаллическую решетку Na и Fe^{3+} (эгирин-диопсид-геденбергит, рихтерит), но типичные щелочные минералы типа эгирина, родусита, рибекита еще не образуются (рис. 19, диагр. II). Более характерным является случай, когда метасоматозу подвергаются амфибол-магнетитовые породы и процесс завершается образованием эгиринитов и альбититов (рис. 20). Метасоматоз обычно сопровождается синхронным диафторезом, т. е. одновременно с повышением μ_{Na_2O} увеличивается μ_{H_2O}. Оба фактора уменьшают Eh окислительных реакций, в результате чего устойчивые минералы обогащаются не только Na, но и Fe^{3+} (рис. 20, диагр. II). Замещению эгирином и щелочными амфиболами подвергаются и куммингтонит, и обыкновенная роговая обманка, и кварц, и магнетит с гематитом, причем эгиринизация происходит там, где выше отношение Fe^{3+}/Fe^{2+}, т. е. в гематит-магнетит-кварцевых прослоях (Стрыгин, 1959 б). Кроме того, эгирин по сравнению с рибекитом и родуситом является более щелочным минералом. Поэтому вполне естественно образование мономинеральных эгиринитов при максимальном развитии натрового метасоматоза. Согласно реакциям:

$$Fe_2O_3 + 4SiO_2 + Na_2O = 2NaFeSi_2O_6,$$
$$Fe_3O_4 + 6SiO_2 + {}^3/_2Na_2O + {}^1/_2O = 3NaFeSi_2O_6,$$

стабильными дивариантными парагенезисами при натровом метасоматозе, следовательно, будут Эг + Мт ± Гем и Эг + Кв ± Рб (рис. 20, диагр. II). Так как кварца расходуется очень много при эгиринизации, то в конечном итоге чаще всего наблюдается чередование

CO_2, P_2O_5 и др.), степенью насыщения Na_2O и Al_2O_3, отклонениями от равновесия (кинетикой реакции), давлением, температурой и химическим потенциалом воды (степенью диафтореза), наложением более поздних стадий метасоматоза.

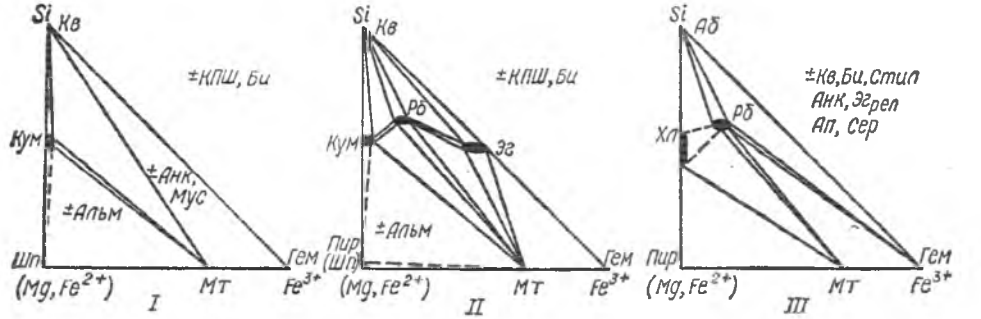

Рис. 20. Изменение парагенезисов при последовательной эгиринизации (II) и альбитизации (III) амфибол-магнетитовых роговиков и кварцитов (I)

эгириновых и гематит-магнетитовых полос (Елисеев и др., 1961). Рибекит развивается преимущественно в куммингтонитсодержащих породах, причем часто образуются зональные кристаллы, в которых центральная часть сложена куммингтонитом, а наружная — рибекитом (Половко, 1970). Кварц, обычно указывающийся в качестве примеси в парагенезисе Эг + Мт + Гем и Рб + Эг + Мт, во многих случаях, по-видимому, неравновесен с магнетитом и гематитом, являясь реликтовым или наложенным.

При альбитизации отмечается привнос не только Na_2O, но и Al_2O_3, SiO_2, H_2S и CO_2 (Стрыгин, 1970). Рибекит, эгирин и магнетит обычно наблюдаются в реликтах (Елисеев и др., 1961), т. е. вместо парагенезисов Эг + + Мт + Гем и Эг + Рб + Кв устойчивой становится ассоциация Аб + Гем ± Кв ± ± Рб. При достаточном привносе Na_2O и Al_2O_3 в благоприятной термодинамической обстановке (зеленосланцевая фация), очевидно, весь кварц заместится альбитом согласно реакции

$$6SiO_2 + Al_2O_3 + Na_2O \rightarrow 2NaAlSi_3O_8.$$

Именно этот предельный случай показан на диаграмме (рис. 20). Реально же существует еще большая группа кварцсодержащих альбититов. Наличие Кв, как и остальных минералов (Би, Стил, Анк, $Эг_{рел}$, Хл, Сер, Ап, Прт), обусловлено многими факторами: присутствием дополнительных компонентов (K_2O,

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ И КОРРЕЛЯЦИЯ КАТИОНОВ

По химизму и типоморфным особенностям щелочные пироксены метасоматитов Криворожско-Кременчугской зоны близки к эгиринам из мариуполитов и альбититов Октябрьского массива, отличаясь от них большим разнообразием морфологических типов (генераций), подробно описанных в работе Н. А. Елисеева и др. (1961), и наличием промежуточных разностей между эгирин-диопсид-геденбергитами и эгирин-акмитами. Формульное количество Si в эгиринах стремится к 2, иногда наблюдается даже избыток кремния ($Si > 2$) в связи с погрешностями химических анализов. Fe^{2+} имеет значимую положительную корреляцию с Mg (табл. 38), т. е. замещения диопсид ⇄ геденбергит, диопсид-геденбергит ⇄ чермакит и чермакит ⇄ эгирин полностью затушеваны изоморфизмом диопсид-геденбергит ⇄ акмит, связанным с натровым метасоматозом. Таким образом, на примере метасоматитов Криворожья можно проследить, как влияет щелочной (натровый) метасоматоз на химизм и типоморфные особенности пироксенов.

На начальных стадиях метасоматического процесса, при изменении амфибол-пироксен-магнетитовых роговиков и кварцитов возникают эгирин-диопсиды, эгирин-салиты и эгирин-геденбергиты с содержанием акмита от 23 до 50%. Анализ эгирин-авгита из коллек-

ТАБЛИЦА 38

Парные коэффициенты корреляции между катионами пироксенов ощелоченных железистых по

Компонент, коэффициент	Si	Al_{IV}	Al_{VI}	Al	Fe^{3+}	Ti
F_o	0,070	0,080	0,000	0,070	0,810	—0,08
F	0,180	0,050	0,190	0,150	0,930	0,190
H_2O	—0,35	0,630	—0,21	0,380	—0,14	0,090
Na	0,130	0,130	0,090	0,180	0,980	0,140
Ca	—0,24	—0,05	—0,10	—0,12	—0,96	—0,06
Mg	—0,17	—0,06	—0,16	—0,18	—0,91	—0,20
Mn	0.290	—0,28	0,190	—0,09	—0,34	—0,38
Fe^{2+}	—0,11	—0,00	0,030	0,020	—0,71	0,120
Ti	—0,24	0,060	—0,31	—0,19	0,130	
Fe^{3+}	0,100	0,100	—0,02	0,070		
Al	—0,26	0.650	0,560			
Al_{VI}	0,530	—0,27				
Al_{IV}	—0,79					
$\bar{x}$	1,974	0,017	0,007	0,024	0,773	0.002
S	0,032	0,022	0,020	0,025	0,246	0,003

ции А. П. Никольского с 13% акмита (Елисеев и др., 1961) отбракован из-за несоответствия стехиометрических коэффициентов в формуле ($\Sigma_{кат} = 4{,}13$, $Si = 1{,}74$ и т. п.). Частная железистость варьирует от 13 до 48%, т. е. среди достоверных анализов не обнаружено эгирин-геденбергитов (см. рис. 18). Вхождение Al, Ti, Mn и K в решетку минерала крайне ограничено.

Интересную группу образуют пироксены, промежуточные между эгирин-диопсидами и эгиринами (Прил. II, табл. 8, ан. 3—7), с содержанием акмитового компонента от 44 до 54%, т. е. в том интервале, где И. В. Гинзбург (1970) предполагала разрыв смесимости. Анализы 3—6 соответствуют пироксенам, отобранным из ощелоченных амфибол-пироксен-магнетитовых кварцитов, ан. 7— зеленому эгирину из магнетит-эгириновой породы. Во всех случаях характерен парагенезис Эгд + Мт + Рог (± Кв, $Гип_{рел}$), т. е. и щелочность, и окислительный потенциал отвечают промежуточной стадии натрового метасоматоза (см. рис. 19, диагр. II). Примечательно отсутствие гематита, т. е. количество кислорода лимитировано. Обращает на себя внимание низкая частная железистость (f), которая, по-видимому, обусловлена окислением закисного железа первичного клинопироксена в связи с увеличением pH (изоморфизм $Fe^{3+} \rightleftarrows Fe^{2+}$ легче осуществляется, чем $Fe^{3+} \rightleftarrows Mg$). Л. Л. Перчук (1964) объясняет низкую частную железистость пироксенов из метасоматитов сдвигом равновесий в сторону более сильного основания (Mg) вследствие повышения щелочности. Однако в собранной коллекции клинопироксенов среди эгиринов с высоким содержанием акмита частная железистость изменяется от 0 до 70%. В мариуполитах и альбититах, также генетически связанных с натровым метасоматозом, f увеличивается, хотя диапазон колебаний тоже очень велик — от 35 до 90% (см. рис. 18). Частная железистость эгиринов, наоборот, в среднем выше, чем у эгирин-диопсидов, а корреляционные связи Fe^{3+} с Mg сильнее, чем Fe^{3+}—Fe^{2+} (см. табл. 35 и 36). Общая железистость пироксенов обнаруживает сильную положительную связь с Fe^{3+}, сильную отрицательную — с Mg и слабую отрицательную—с Fe^{2+} (табл. 38).

Коэффициент окисления и мольная доля Fe^{3+}, являющиеся важнейшими характеристиками щелочных пироксенов, связаны прямой зависимостью с содержанием Na. Однако кислород в процессах щелочного метасоматоза ведет себя инертно (Глаголев, 1958; Половко, 1970), от pH зависит не f_{O_2}, а Eh окислительных реакций (Мезон, 1950). В магнетит-гема-

род и метасоматитов (М—II—2б); $n = 19$, $r_{[05]} = 0.389$

Fe^{2+}	Mn	Mg	Ca	Na	H_2O	F	F_o
—0,98	—0,19	—0,59	—0,74	0,780	—0,23	0,600	
—0,48	—0,45	—0,99	—0,89	0,960	—0,17		
0,330	0,130	0,180	0,080	—0,19			
—0,67	—0,37	—0,95	—0,94				
0,620	0,100	0,860					
0,480	0,510						
0,190							
0,066	0,002	0,208	0,204	0,726	0,703	80,69	90,46
0,090	0,004	0,215	0,253	0,252	0,971	19,68	13,48

тит-кварцевых роговиках (исходных породах) или кварц-гематитовых разностях альбититов коэффициент окисления очень высок, а щелочность сравнительно низкая, вследствие чего эгирин не образуется.

Щелочным пироксенам данного формационного типа свойственна низкая глиноземистость по сравнению с пироксенами из щелочных пород. Средние содержания и дисперсии не только Al_{IV} и Al_{VI}, но и Al ниже дисперсии суммы катионов (см. табл. 38). В отдельных анализах (Прил. II, табл. 8, ан. 5, 9, 22) зафиксированы довольно высокие содержания Al_2O_3 — от 1,8 до 2,8%, однако они не удовлетворяют требованиям отбраковки. Несколько повышенное количество глинозема отмечается в пироксенах из рибекит-эгириновых пород, связанных со щелочными породами Октябрьского массива (ан. 8).

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Общее представление о зависимости показателей преломления пироксенов от их химического состава дает уравнение многомерной регрессии: $n_g = 0{,}108Fe^{3+} + 0{,}086Fe^{2+} - 13Mg + 0{,}0 + 1{,}660$ ($\pm$ 0,005).

Уровень значимости отклонений векторов показывает надежность коэффициентов при Fe^{3+} ($P = 0{,}0042$), Fe^{2+} ($P = 0{,}0225$) и свободного члена уравнения ($P = 10^{-8} \cdot 3{,}18$) и сомнительность коэффициента при Mg ($P = 0{,}5066$). Количество проб — 9. Для примерного определения содержания акмитового компонента по показателям преломления вычислены уравнения одномерной регрессии:

$n_g = 0{,}146Fe^{3+} + 1{,}687$ ($\pm$ 0,011);
$n_p = 0{,}094Fe^{3+} + 1{,}673$ ($\pm$ 0,007);
$n_g = 0{,}132Na + 1{,}703$ ($\pm$ 0,016);
$n_p = 0{,}089Na + 1{,}681$ ($\pm$ 0,007).

По суммарной выборке щелочных пироксенов формационных типов М—II—2а и М—II—2б (17 ан.) для установления связи плотности с изоморфизмом отдельных катионов вычислено уравнение многомерной регрессии:

$\rho = 0{,}004Fe^{3+} + 0{,}086Fe^{2+} - 0{,}350Mg + 3{,}494$ ($\pm$ 0,129).

Уровни значимости (P) приближаются к 0 только у Mg и свободного члена уравнения. Для Fe^{3+} $P = 0{,}797$, для Fe^{2+} $P = 0{,}781$, т. е. надежно устанавливается обратная связь плотности с количеством Mg, в то время как влияние Fe^{3+} и Fe^{2+} определяется недостаточно четко. Для грубого расчета содержания акмитового компонента в щелочных пироксенах вычислено уравнение одномерной регрессии: $\rho = 0{,}01Fe^{3+} + 3{,}445$ ($\pm$ 0,106).

ГЛАВА 13. ПИРОКСЕНЫ ЧЕРНИГОВСКОГО КАРБОНАТИТОВОГО КОМПЛЕКСА, ЗАПАДНОЕ ПРИАЗОВЬЕ

В пределах Украинского щита Черниговский комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов является пока единственным представителем подобной ассоциации пород, которую часто для краткости именуют карбонатитовым комплексом.

Рассматриваемый комплекс имеет линейно-вытянутую форму и приурочен к Черниговской зоне разломов (Глевасский, Кривдик, 1977). Образования его залегают среди высокометаморфизованных (гранулитовая и амфиболитовая фации) пород лозоватской свиты архея. Массив сложен карбонатитами, щелочными и нефелиновыми сиенитами, щелочными пироксенитами, ийолит-мельтейгитами и в меньшей степени флогопитовыми оливинитами, перидотитами и глиммеритами (Глевасский, Кривдик, 1977, 1978). В зоне экзоконтактов массива вмещающие породы в разной степени фенитизированы. Карбонатиты и ассоциирующие с ними породы залегают в виде вертикальных или крутопадающих дайкообразных тел. Возраст комплекса, по данным калий-аргонового и изотопно-свинцового методов, 1820—2190 млн. лет (среднее 2000 млн. лет).

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ

Клинопироксены Черниговского карбонатитового комплекса представлены промежуточными членами изоморфных рядов эгирин — диопсид и эгирин — геденбергит (см. рис. 18). Редко встречаются почти чистые диопсиды, возможны эгирины ($cN_p = 0—5°$), геденбергиты не были обнаружены.

Клинопироксены являются породообразующими минералами щелочных пироксенитов, ийолит-мельтейгитов, фенитов, сиенитов, твейтозитов, нордмаркитов и слюдяных перидотитов. В карбонатитах клинопироксены содержатся обычно в подчиненном количестве и встречаются только в кальцитовых разновидностях — сёвитах и альвикитах. В наиболее распространенных доломит-кальцитовых и доломитовых карбонатитах (бефорситах) первичные клинопироксены отсутствуют. Не были обнаружены клинопироксены также в довольно широко развитых в пределах комплекса биотит-альбитовых нефелиновых сиенитах (канадитах).

Выделяются следующие парагенезисы клинопироксенсодержащих пород комплекса:

1. Щелочные пироксениты — Ди + Мт + + Ил ± (Рог ± Би ± Сф ± Ка)*;
2. Ийолит-мельтейгиты — Ди + Не ± Ол + + Ка ± Ап ± (Рог ± Би);
3. Эссекситы альбит-баркевикитовые — Ди + + Рог + Аб + Ка + Ап ± Би;
4. Сёвиты — Ди + Ка + Рог + Би + Ап и родственные включения-кумуляты биотит-амфибол-клинопироксеновых ультрабазитов — Ди + Рог + Би + Ка + Ап;
5. Альвикиты — Ди + Ка + Ол + Фл + + Ап + Мт + Ил ± Рог, родственные включения слюдяных перидотитов — Ди + + Ол + Фл ± Ка ± Ап ± (Рог) и диопсидовых слюдитов — Ди + Фл ± Ка ± ± Ап ± (Рог);
6. Фениты, щелочные сиениты, твейтозиты, нордмаркиты и щелочные граниты — Ди + + Аб + КПШ ± Кв ± Сф ± Ап.

В щелочных пироксенитах наблюдается две разновидности клинопироксенов: 1) серые и зеленовато-серые натровые диопсиды или эгирин-диопсиды (изоморфная примесь эги-

* В скобках приведены гистерогенные или, возможно, вторичные минералы.

ринового минала не превышает 10%), содержащие многочисленные мелкие, закономерно ориентированные экссолюционные вростки ильменита; нередко эти клинопироксены характеризуются зональным строением: центральная часть имеет существенно диопсидовый

диопсидами и эгирин-салитами (Прил. II, табл. 9, ан. 1—4). Между главными минералами ийолит-мельтейгитов — клинопироксеном и нефелином — структурные соотношения довольно сложны и разнообразны: гипидиоморфнозернистые, пойкилитовые, аллотрио-

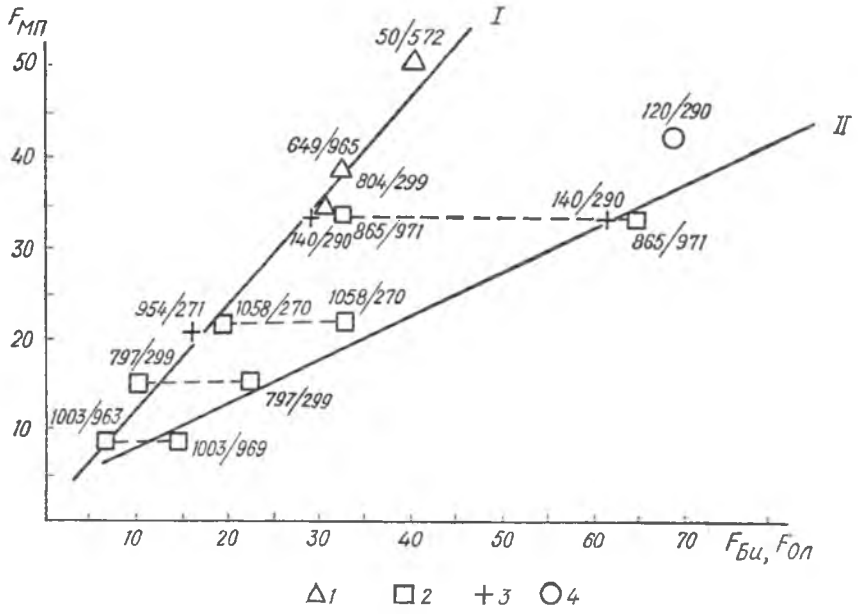

Рис. 21. Корреляционная зависимость железистости сосуществующих клинопироксенов и биотитов (I), клинопироксенов и оливинов (II).
Породы: *1* — сёвиты, *2* — альвикиты; *3* — слюдяные перидотиты; *4* — мельтейгиты

состав и переполнена мельчайшими включениями ильменита, а периферическая кайма — зеленовато-серая или серовато-зеленая, обогащена эгириновым компонентом, оптически гомогенна или содержит незначительное количество экссолюционных вростков ильменита (Прил. II, табл. 9, ан. 6); 2) зеленые оптически гомогенные (без ильменитовых вростков) эгирин-диопсид-салиты (Прил. II, табл. 9, ан. 7—11).

Среди щелочных пироксенитов преобладают разновидности, сложенные зелеными гомогенными эгирин-диопсид-салитами. Серые и зеленовато-серые эгирин-диопсиды и натровые диопсиды встречаются редко и только в разновидностях, обогащенных рудными минералами (обычно ильменитом). Они часто характеризуются сидеронитовыми структурами и названы условно «рудными пироксенитами».

В ийолит-мельтейгитах клинопироксены оптически гомогенны, представлены эгирин-

морфнозернистые, порфировидные. В гортонолитсодержащих разновидностях мельтейгитов клинопироксены нередко окружаются скелетно-футляровидными кристаллами гортонолита (Глеваский, Кривдик, 1977).

В альбит-баркевикитовых эссекситах клинопироксен представлен эгирин-ферросалитом (прил. II, табл. 9, ан. 5), выделяется в виде идиоморфных или неправильных рассеянных зерен, обычно включенных в альбите или баркевиките, или же развивается в виде цепочек мелких зерен или сплошных каемок вокруг первичного кальцита. Замещения первичного (магматического) кальцита клинопироксеном, амфиболом и гранатом описаны в нефелиновых сиенитах Боготогольского массива в Восточном Саяне (Костюк, Базарова, 1966).

Клинопироксены в карбонатитах образуют самостоятельные неправильные или идиоморфные рассеянные зерна, сегрегационные скопления из нескольких индивидов

или же вместе с другими силикатами и апатитом обособляются в виде включений-кумулятов ультраосновного состава. При этом рассеянные в породе клинопироксены и клинопироксены включений-кумулятов идентичны по химическому составу и оптическим свойствам. Исключение составляют эруптивные карбонатитовые брекчии, в которых могут встречаться ксеногенные обломочные зерна клинопироксена или ксенолиты клинопироксенсодержащих пород.

Пироксены в карбонатитах в преобладающем большинстве случаев являются первичными сингенетическими минералами. Об этом свидетельствует прежде всего четкая корреляционная зависимость состава клинопироксена от состава других сосуществующих минералов, прежде всего силикатов (рис. 21), а в ряде случаев (альвикиты) железистость клинопироксена довольно четко коррелирует с железистостью кальцита.

В сёвитах, и в особенности в эруптивных брекчиях, клинопироксены нередко замещаются биотитом или роговой обманкой, которые часто образуют реакционные каемки. В альвикитах флогопит и клинопироксен во всех случаях выступают как равновесные минералы. Изредка в альвикитах клинопироксен замещает оливин.

Клинопироксены карбонатитов обычно оптически гомогенны, иногда в альвикитах наблюдаются зональные эгирин-диопсиды с более густоокрашенными периферическими каймами (Прил. II, табл. 9, ан. 21). Сингенетичность клинопироксенов и других силикатов и особенности распределения катионов между сосуществующими минералами использованы в качестве минералогических геотермометров (Кривдик, 1977; Глевасский, Кривдик, 1978).

Клинопироксены фенитов представлены железистыми разновидностями — эгирин-салит-ферросалитами. В фенитах начальных и средних стадий эгирин-салит выделяется в виде цепочек и сплошных келифитовых каемок мелких зерен вокруг кварца или же прожилков и цепочек зерен в породе. На этих стадиях эгирин-салит содержит только около 10% эгиринового компонента (Прил. II, табл. 9, ан. 27). При более интенсивной фенитизации количество кварца в фенитах постепенно убывает, на месте его образуются скопления ярко-зеленого клинопироксена, в которых могут еще сохраняться бронированные кварцевые ядра, в дальнейшем полностью замещенные эгирин-салитом. Клинопироксен фенитов конечных стадий содержит около 25% эгиринового компонента (Прил. II, табл. 9, ан. 28).

В жильных породах, по минеральному составу сопоставимых с фенитами и представленных крупнозернистыми, чаще всего пегматоидными щелочными сиенитами, твейтозитами (эгирин-салит-пертитовыми шонкинитами), нордмаркитами и щелочными гранитами, клинопироксены представлены эгирин-салит-ферросалитами. Содержание эгиринового компонента в проанализированных образцах клинопироксенов (Прил. II, табл. 9, ан. 29—35) колеблется от 9 до 25%. При этом оно в общем случае не зависит от типа вмещающей породы.

Структурные взаимоотношения клинопироксена и щелочного полевого шпата (микроклин-пертита) определяются степенью агпаитности породы. В породах с коэффициентом агпаитности $K_a > 1$ щелочной полевой шпат выглядит более идиоморфным, чем клинопироксен. Если $K_a \approx 1$, то эти минералы срастаются по неровным, часто зазубренным границам, при $K_a < 1$ — клинопироксен по сравнению с полевым шпатом имеет более идиоморфные очертания.

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ И КОРРЕЛЯЦИЯ МЕЖДУ КАТИОНАМИ

Железистость. Клинопироксены Черниговского карбонатитового комплекса принадлежат к существенно диопсидовым пироксенам (Прил. II, табл. 9, рис. 18). В редких случаях в наиболее железистых разностях геденбергитовый компонент преобладает над диопсидовым, а последний во всех проанализированных образцах преобладает над эгириновым. Железистость (F) клинопироксенов колеблется от 9,8 до 62,1% (Прил. II, табл. 9). Наиболее магнезиальные клинопироксены характерны для альвикитов и родственных включений-кумулятов слюдяных перидотитов и слюдитов, а наиболее железистые — для пород фенит-сиенит-твейтозитовой серии и альбит-баркевикитовых эссекситов. В альвикитах железистость клинопироксенов колеблется от 9,8 до 34,0%. Последнее значение близко, очевидно, к предельному, так как в слюдяных перидотитах и альвикитах обнару-

жены оливины с максимальной железистостью 68%, при этом железистость клинопироксена в соответствии с характером корреляции должна равняться 36—37% (см. рис. 21). Если допустить, что в альвикитах и слюдяных перидотитах может быть устойчивым парагенезис фаялита с клинопироксеном, то железистость последнего при сохранении обнаруженной зависимости не может превышать 46—47%.

Железистость клинопироксенов сёвитов колеблется от 32,8 до 56,8% (Прил. II, табл. 9). С этих позиций можно в какой-то мере объяснить отсутствие в сёвитах оливинов. Даже при самой низкой железистости (32,8%) клинопироксена сосуществующий оливин согласно вышеотмеченной корреляционной зависимости (см. рис. 21) должен иметь состав Fa_{60}, а при железистости клинопироксена 46—47% — Fa_{100}. Перенасыщенность щелочами (высокая агпаитность) и, соответственно, относительно высокая окисленность железа в сёвитовых расплавах, очевидно, препятствовали кристаллизации столь железистых оливинов, а магнезиальные оливины не кристаллизовались в силу температурных условий. Рассчитанная температура оливин-клинопироксенового равновесия для пары форстерит (Fo_{100}) — эгирин-салит (Прил. II, табл. 9, ан. 3) достигает 1500° С, а температура равновесной кристаллизации реально сосуществующего с этим же эгирин-салитом феррогортонолита (Fa_{68}) составляет 1019° С. Первая цифра представляется маловероятной, а последняя, очевидно, близка к реальной.

Клинопироксены щелочных пироксенитов и йолит-мельтейгитов по общей железистости и содержанию эгиринового компонента близки клинопироксенам сёвитов. С этих позиций пироксениты, йолит-мельтейгиты и сёвиты являются комагматической серией пород, формировавшихся в близких физико-химических условиях. Зависимость состава клинопироксенов от состава других минералов в этих породах в настоящее время не исследована. Проанализирована только пара клинопироксен — оливин мельтейгитов, соотношение железистостей которых приведено на рис. 21. Железистость оливина мельтейгита (Fa_{68}) несколько ниже, чем в альвикитовых парагенезисах с аналогичной железистостью клинопироксена. Вероятно, это можно объяснить несколько более высокой температурой кристаллизации мельтейгитов по сравнению с альвикитами, что подтверждается расчетами температур кристаллизации сосуществующих оливинов и клинопироксенов этих пород (Кривдик, 1977; Глевасский, Кривдик, 1978).

В выделенных парагенезисах наиболее высокая степень окисленности железа в клинопироксенах наблюдается в йолитах, сёвитах и щелочных пироксенитах и наименьшая — в породах фенит-сиенит-твейтозитовой серии. В клинопироксенах альвикитов и слюдяных перидотитов, кроме того, обнаруживается довольно четкая положительная корреляционная зависимость между общей железистостью и степенью окисленности железа (и, соответственно, содержанием эгиринового компонента). Менее четкие положительные зависимости наблюдаются в клинопироксенах сёвитов, йолит-мельтейгитов и щелочных пироксенитов. В породах фенит-сиенит-твейтозитовой серии эта зависимость имеет отрицательные значения при довольно большом (—0,74) коэффициенте корреляции. Это объясняется тем, что железистость клинопироксенов довольно высокая и определяется в основном содержанием двухвалентного железа (геденбергитового компонента).

Щелочность. Содержание Na и Fe^{3+} в клинопироксенах всех выделенных петрогенетических групп довольно хорошо коррелирует между собой (табл. 39). Во всех клинопироксенах Fe_2O_3 почти полностью входит в состав эгиринового компонента и лишь незначительная его доля связывается в предполагаемых чермакитовых компонентах.

Максимальное содержание эгиринового компонента (25%) установлено в твейтозитах и щелочных сиенитах (Прил. II, табл. 9).

Глиноземистость. Во всех анализируемых клинопироксенах глиноземистость довольно низкая и только в единичных случаях достигает 12% (Прил. II, табл. 9, ан. 1). Относительно повышенное содержание глинозема обнаруживается в клинопироксенах йолит-мельтейгитов (до 2,98%) и сёвитов (до 2,70%). Глиноземистость анализируемых клинопироксенов не обнаруживает какой-либо корреляционной зависимости от других характеристик состава минерала. Установленная статистически положительная корреляционная зависимость между содержанием Al_2O_3 и TiO_2 в клинопироксенах сёвитов имеет, скорее все-

ТАБЛИЦА 39

Парные коэффициенты корреляции между катионами и показателями преломления пироксенов

Компонент	Si	Al_{IV}	Al_{VI}	Al	Ti	Fe^{3+}	Fe^{2+}	Mn
n_p	—0,36	0,480	0,150	0,360	0,140	0,850	0,660	0,480
n_g	—0,35	0,460	0,090	0,310	0,130	0,840	0,690	0,480
F_o	—0,33	0,270	0,380	0,410	0,220	0,630	—0,41	—0,26
F	—0,26	0,340	0,080	0,240	—0,05	0,740	0,860	0,660
H_2O^+	0,290	—0,13	0,320	0,160	0,010	—0,27	—0,28	—0,22
K	—0,12	0,030	—0,05	—0,02	—0,14	0,190	—0,01	0,090
Na	—0,35	0,400	0,350	0,460	0,160	0,930	0,150	0,120
Ca	0,280	—0,39	—0,36	—0,47	—0,09	—0,91	—0,31	—0,24
Mg	0,230	—0,38	—0,23	—0,36	0,050	—0,73	—0,80	—0,68
Mn	0,010	0,120	0,120	0,150	—0,22	0,270	0,660	
Fe^{2+}	—0,07	0,140	—0,13	—0,02	—0,14	0,300		
Fe^{3+}	—0,43	0,430	0,180	0,350	0,120			
Ti	—0,27	0,200	—0,16	—0,01				
Al	—0,49	0,730	0,860					
Al_{VI}	—0,08	0,280						
Al_{IV}	—0,82							
$\bar{x}$	1,960	0,036	0,016	0,052	0,005	0,151	0,211	0,015
S	0,017	0,016	0,022	0,031	0,003	0,064	0,086	0,007

го, случайный характер, так как содержание TiO_2 в названных клинопироксенах очень низкое (0,05—0,27%). Алюминий проанализированных клинопироксенов, судя по рассчитанным кристаллохимическим формулам, находится главным образом в четверной координации (чермакитовый компонент). Жадеитовый компонент в большинстве клинопироксенов при расчетах не устанавливается или его содержание носит случайный спорадический характер. Очевидно, это связано с ограниченной изоморфной смесимостью эгирина и жадеита в природных условиях (Гинзбург, 1970).

Титанистость. Рассматриваемые клинопироксены характеризуются довольно низким содержанием титана. Несколько повышенные количества (до 0,61 TiO_2) отмечаются в клинопироксенах из щелочных пироксенитов и альбит-баркевикитовых эссекситов. Низкая титанистость клинопироксенов отчасти объясняется низкой титанистостью пород. Однако в щелочных пироксенитах среднее содержание TiO_2 (по 8 ан.) составляет 5,00%, а в обогащенных ильменитом разностях достигает 7—9%. Часть TiO_2 в клинопироксенах щелочных пироксенитов связана с вышеописанными экссолюционными вростками ильменита, но более богатые титаном зеленые эгирин-салиты микроскопически выглядят гомогенными. Распад твердых растворов ильменита в существенно диопсидовых пироксенах и их отсутствие в более богатых эгириновым компонентом эгирин-салитах в одних и тех же породах свидетельствует, очевидно, о предпочтительном вхождении титана в эгирин.

Кальциевость. Ca вместе с Na, судя по кристаллохимическим формулам, почти полностью заполняют структурную позицию M_2 ($k_{Ca+Na} = 0,91—1,00$). Поэтому содержание кальция довольно четко (отрицательная зависимость) коррелирует с натрием (Ca изоморфно замещается Na). Высокая кальциевость и низкая глиноземистость анализируемых клинопироксенов отличают их от авгит-пижонитов и фассаитов (Гинзбург, 1975).

Зависимость химизма от условий кристаллизации. Для характеристики условий кристаллизации клинопироксенов наиболее информативными являются, очевидно, такие

Черниговского карбонатитового комплекса (М — II — 2в), $n = 32$, $r_{[05]} = 0{,}2950$

Mg	Ca	Na	K	H_2O+	F	F_o	n_g	n_p
—0,92	—0,83	0,780	0,100	—0,32	0,920	0,270	0,990	
—0,92	—0,81	0,760	0,090	—0,32	0,930	0,230		
—0,09	—0,61	0,730	0,090	0,040	0,050			
—0,98	—0,70	0,610	0,060	—0,29				
0,190	0,210	—0,13	—0,18					
—0,01	—0,23	0,150						
—0,63	—0,94							
0,700								
0,651	0,808	0,155	0,002	0,317	36,60	41,84	1,722	1,692
0,320	0,756	0,065	0,001	0,178	12,02	12,95	0,009	0,010

особенности химизма: щелочность, глиноземистость, кальциевость, железистость, титанистость и переменность состава минерала.

Высокая кальциевость и магнезиальность клинопироксенов свидетельствует, с одной стороны, о высоком содержании CaO и MgO в исходных расплавах и, с другой стороны, о высокой температуре кристаллизации пироксенов в щелочных породах и карбонатитах. Зональные кристаллы эгирин-авгитов в щелочных породах и экспериментальные и теоретические исследования (Yagy, 1958; Перчук, 1964) свидетельствуют о том, что в щелочных магмах (содержащих CaO, MgO и FeO) кристаллизация клинопироксенов начинается с наиболее богатых диопсидом и геденбергитом разностей.

Низкая глиноземистость описываемых клинопироксенов свидетельствует, очевидно, об условиях их кристаллизации. С одной стороны, кристаллизация клинопироксенов происходила в пересыщенных щелочами (натрием) агпаитовых условиях. Глинозем при кристаллизации агпаитовых расплавов входит в состав более ранних салических минералов — нефелинов, альбитов и щелочных полевых шпатов. При обогащении остаточного расплава фемическими компонентами формируются щелочные ультраосновные породы типа эгиринитов, которые можно сопоставить со щелочными пироксенитами Черниговского комплекса. С другой стороны, сосуществование низкоглиноземистого клинопироксена с нефелином и альбитом объясняется, очевидно, низким давлением и высокой температурой их (магматической) кристаллизации. Жадеитовые клинопироксены, нормативно состоящие из «нефелина» и «альбита», встречаются в природе только в ксенолитах глубинных пород (эклогиты, жадеит-омфацитовые пироксениты и перидотиты) и в метаморфических породах фаций высоких давлений. Согласно экспериментальным исследованиям Э. Робертсона и др. (Дир и др., 1965), реакция альбит + нефелин = 2 жадеит начинает осуществляться только в области давлений свыше $12—13 \cdot 10^8$ Па и только в твердом состоянии в интервале температур 600—1200° С. При повышении температуры минералы ассоциаций Не + Жд, Жд + Аб и Жд + Кв (Ко)

плавятся. При этом расплав может сосуществовать либо с альбитом, либо с нефелином (но не с жадеитом!) в зависимости от исходного состава. Следовательно, при кристаллизации щелочных нефелин- и альбитнормативных расплавов в условиях верхней части земной коры жадеитовый клинопироксен в силу вышеотмеченных *PT*-условий не образуется, а нефелиновый и альбитовый миналы кристаллизуются в виде отдельных минералов или входят в состав щелочных и субщелочных амфиболов.

Низкая титанистость щелочных клинопироксенов и отсутствие титанавгита в богатых титаном щелочных пироксенитах предположительно объясняются низкой глиноземистостью, высокой агпаитностью этих пород и высокой железистостью, в связи с чем можно предположить, что TiO_2 связывалась с FeO в ильмените. Как известно, титанавгиты всегда характеризуются высоким содержанием Al_2O_3.

Переменность химического состава клинопироксенов, по-видимому, свидетельствует об отсутствии полного равновесия в системе. Описанные выше зональные кристаллы клинопироксенов, в том числе и содержащие эксолюционные вростки ильменита, кристаллизовались из магматических расплавов при относительно быстром остывании. Зональные кристаллы и изменчивость состава породообразующих минералов обычно характерны для вулканогенных и интрузивных пород гипабиссального облика. Рассматриваемые клинопироксены, за исключением фенитовых, согласно данным авторов (Глевасский, Кривдик, 1977, 1978; Кривдик, 1978), кристаллизовались из магматических расплавов.

Из рассмотренных парагенезисов наиболее устойчивый состав обнаруживают клинопироксены из йолит-мельтейгитов, что свидетельствует, очевидно, о кристаллизации расплава в сравнительно глубинных условиях при относительно медленном охлаждении. В то же время, несмотря на общую переменность состава клинопироксенов в большинстве парагенезисов, в каждом конкретном случае эти колебания являются, вероятно, локальными и отражают изменение условий кристаллизации. О равновесных в целом условиях кристаллизации клинопироксенов свидетельствуют описанные выше закономерности распределения катионов между сосуществующими минералами (см. рис. 21). Следует отметить, что, несмотря на локальные колебания состава и физических свойств, клинопироксены в пределах одного тела карбонатитов довольно устойчиво сохраняют свои индивидуальные особенности на значительном расстоянии. Так, например, клинопироксены одной вертикальной сёвитовой дайки, отобранные на расстоянии 260 м (по падению) друг от друга, почти полностью идентичны по химическому составу и оптическим свойствам (Прил. II, табл. 9, ан. 12, 13).

СВЯЗЬ ОПТИЧЕСКИХ СВОЙСТВ С ХИМИЧЕСКИМ СОСТАВОМ

Диаграммы оптические свойства — состав для клинопироксенов ряда эгирин — диопсид — геденбергит (так называемые эгирин-авгиты), приведенные в справочниках (Дир и др., 1965; Трегер, 1958), учитывают обычно только содержание эгиринового компонента или же $k_{Fe^{+}}$. Диаграмма А. Н. Винчелла (1953) не точна, как это отмечает сам автор, из-за недостаточного количества исходных данных и, вероятно, может быть использована лишь для приблизительного определения компонентного состава клинопироксенов. К этому необходимо добавить, что описываемые да и практически все природные клинопироксены «эгирин — авгитового» типа содержат примеси молекул Чермака самого разнообразного состава (глиноземистого, титанистого и смешанного), а также клиноэнстатита или клиноферросилита. Эти примеры, очевидно, и являются причиной более сложных отношений между оптическими свойствами и химическим составом, чем это показано на диаграмме А. Н. Винчелла (1953).

При построении предлагаемой здесь диаграммы оптические свойства — состав в системе Эг — Ди — Гед (рис. 22) применили упрощенный расчет состава клинопироксена до трехкомпонентного. При этом эгириновый компонент выделялся по эквивалентному количеству Na и Fe^{3+}, геденбергитовый — по количеству Fe^{2+}, а диопсидовый — по Mg в кристаллохимической формуле. Молекулы Чермака условно распределялись между диопсидом и геденбергитом: $CaAl_2SiO_6$ отнесена к диопсиду, а $CaAlFeSiO_6$, $CaFe_2SiO_6$ и $CaTiAl_2O_6$ и другие — к геденбергиту.

Оптические свойства для эгирин-диопсидов и диопсид-геденбергитов учтены по данным экспериментальных исследований, обобщенных в справочнике У. А. Дира и др. ствами клинопироксенов для построения диаграммы использовались средние статистически установленные значения этих характеристик.

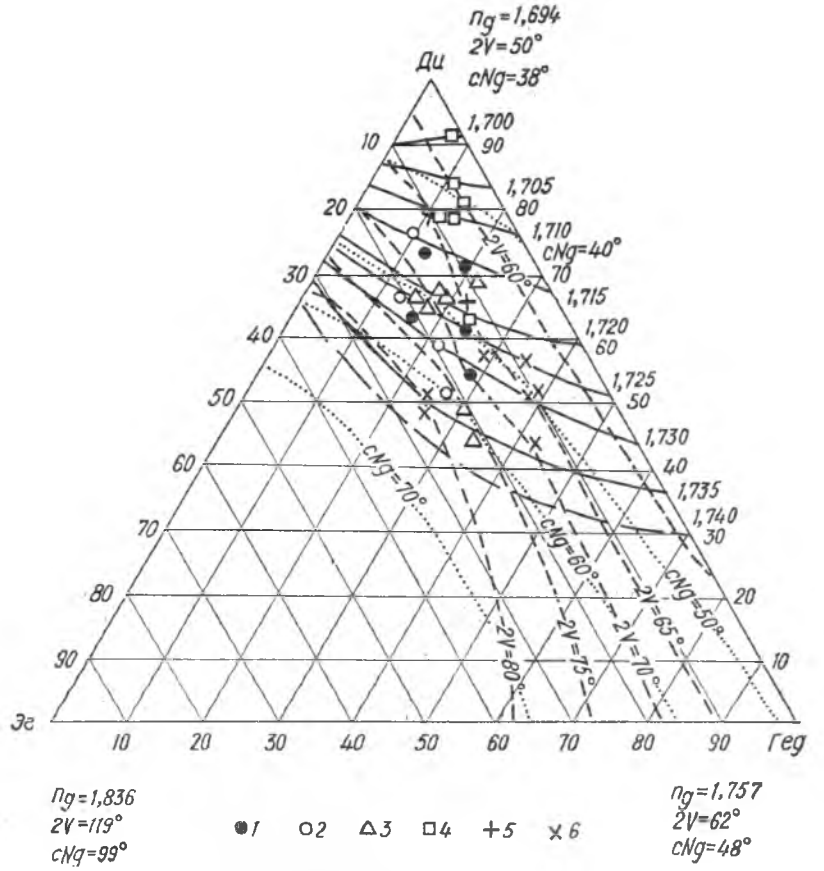

Рис. 22. Диаграмма состав — оптические свойства серии диопсид — геденбергит — эгирин для пироксенов Черниговского карбонатитового комплекса.

Пироксены: 1 — из щелочных пироксенитов; *2* — из ийолит-мельтейгитов; *3* — из сёвитов; *4* — из альвикитов; *5* — из включения слюдяных перидотитов; *6* — из фенитов, щелочных сиенитов, твейтозитов, нордмаркитов

(1965). Отдельные дополнительные оптические константы ($2V$, cNg для эгирин-геденбергитов заимствованы из диаграммы В. П. Костюка (Костюк, Базарова, 1966). Составленная таким образом диаграмма в общем близка к диаграмме В. П. Костюка (1966) и отличается от диаграммы А. Н. Винчелла некоторой выпуклостью линий значений n_g в направлении «эгиринового угла», в то время как линии значений $2V$ и cNg имеют некоторую выпуклость в направлении стороны Ди — Гед. Следует отметить, что в связи с вышеотмеченными переменными оптическими свой-

Цвет и плеохроизм клинопироксенов обычно оцениваются визуально и качественно, зависимость их от химизма минерала не установлена. Наблюдается, что интенсивность зеленой окраски клинопироксенов зависит прежде всего от их общей железистости и главным образом от содержания FeO. Значительно меньше на интенсивность зеленой окраски влияет содержание эгиринового компонента. Это подтверждается и тем, что в природе встречаются совершенно бесцветные или почти бесцветные (под микроскопом) разновидности эгиринов — акмиты, в то время как

геденбергиты всегда интенсивно окрашены. Так, железистые ($F = 44—60\%$) клинопироксены из щелочных сиенитов, твейтозитов, нордмаркитов и фенитов всегда характеризуются интенсивной зеленой окраской в шлифах и темно-зеленой (до черно-зеленой) в зернах независимо от содержания эгиринового компонента. Некоторые существенно диопсидовые клинопироксены из мельтейгитов, содержащие 21% эгиринового компонента и имеющие общую железистость 33% (Прил. II, табл. 9, ан. 2), имеют бледно-зеленую окраску в шлифах и светлую травяно-зеленую или виноградно-зеленую в зернах под бинокуляром. В то же время более железистые клинопироксены из фенитов и сиенит-твейтозитов и нордмаркитов, содержащие всего 8—12% эгиринового компонента, характеризуются густой травяно-зеленой окраской в шлифах и темно-зеленой (до черно-зеленой) — под бинокуляром. Существенно диопсидовые клинопироксены окрашены в бледно-зеленые тона и бесцветны в шлифах. Близкий к стехиометрическому диопсид образца 1003/969 (Прил. II, табл. 9, ан. 19) имеет бледный оливково-желтый цвет, подобный цвету оливина из этого же штуфа.

Все отчетливо плеохроирующие клинопироксены имеют обратную схему абсорбции — $Np > Nm > Ng$. Цвета их плеохроизма (полихроизма) следующие: по Np — зеленый, голубовато-зеленый, темно-зеленый, светло-зеленый, по Nm — светло-зеленый, зеленый; по Ng — желтовато-зеленый, зеленовато-желтый, коричнево-желтый. Наиболее интенсивно плеохроируют (полихроируют) железистые эгирин-салит-ферросалиты из фенитов и сёвитов.

ГЛАВА 14. ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ МИНЕРАЛЬНЫХ РАВНОВЕСИЙ В ПИРОКСЕНСОДЕРЖАЩИХ ГОРНЫХ ПОРОДАХ

Представление о том, что процессы образования и изменения минералов в условиях высоких давлений и температур земных недр ведут к состоянию, близкому к состоянию термодинамического равновесия, лежит в основе термодинамического анализа сосуществующих минералов. Начиная с работы Д. С. Коржинского (1936), сосуществующие минералы переменного состава рассматриваются как потенциальные носители информации о термодинамических условиях образования горных пород. Термодинамике распределения компонентов между двумя сосуществующими минералами («обменным» равновесием) и его использованию для определения температур минералообразования посвящено большое число исследований (Ramberg and De Vore, 1951; Kretz, 1961; Перчук, 1970, 1973; Саксена, 1975 и др.).

Для термодинамического анализа более сложных связей между сосуществующими минералами был предложен (Коржинский, 1957; Маракушев, 1965; Перчук, 1970) метод смещенного равновесия, использующий сравнение термодинамических свойств минеральной системы в двух близких фазовых состояниях. Недостатком метода является невозможность оценить изменение важнейших термодинамических функций минеральной системы (ΔS, ΔG и др.) при смещении равновесия и количественно определить зависимость минерального состава системы от PT-условий. Поэтому в качестве заменителя PT-диаграмм минеральных систем в этом методе используются диаграммы P_{H_2O}—T (Маракушев, 1965).

Более общим методом термодинамического анализа минеральных равновесий является исследование связи между компонентами сосуществующих минералов при помощи констант равновесия. Применение этого метода не только к «обменным», но и к другим реакциям между компонентами значительно расширяет возможности геологической термобарометрии, особенно при определении давления минералообразования (Wood, 1975; Курепин, 1976). Из условия термодинамического равновесия в гетерогенной системе следует, что если какие-либо компоненты L, M, N равновесных минералов связаны между собой соотношением

$$l\mathrm{L} + m\mathrm{M} + n\mathrm{N} + \cdots = 0$$

(l, m, n — коэффициенты реакции), то при PT-условиях минерального равновесия соотношение между активностями компонентов регулируется константой равновесия

$$K = (a_\mathrm{L})^l (a_\mathrm{M})^m (a_\mathrm{N})^n \cdots,$$

которая связана с энергией Гиббса реакции уравнением

$$\Delta G = -RT \ln K.$$

Горные породы и слагающие их минералы являются многокомпонентными системами, в которых множество констант равновесия регулируют отношения между активностями компонентов и определяют химический состав каждого минерала. Для определения PT-условий минерального равновесия необходимо: 1) иметь возможность по составу сосуществующих минералов оценить константы минеральных равновесий и 2) знать зависимость этих констант от PT-условий. Оценка константы равновесия требует знания активности компонентов. Сведения о зависимости активности компонентов от состава минералов, полученные при помощи анализа искусственных или природных минеральных равновесий, пока малочисленны. Применение концентраций миналов (или мольных долей

ТАБЛИЦА 40

Реакции между компонентами минералов и их объемные эффекты

№ п/п	Реакция	ΔV, см³ Fe	ΔV, см³ Mg	Парагенезис
1	$\frac{1}{3}Mg_3Al_2Si_3O_{12} + CaFeSi_2O_6 = \frac{1}{3}Fe_3Al_2Si_3O_{12} + CaMgSi_2O_6$	—1,55		Гр + МП
2	$\frac{1}{3}Mg_3Al_2Si_3O_{12} + \frac{1}{2}Fe_2Si_2O_6 = \frac{1}{3}Fe_3Al_2Si_3O_{12} + \frac{1}{2}Mg_2Si_2O_6$	—1,00		Гр + РП
3	$\frac{1}{2}Mg_2Si_2O_6 + CaFeSi_2O_6 = \frac{1}{2}Fe_2Si_2O_6 + CaMgSi_2O_6$	—0,54		РП + МП
4	$2CaMSi_2O_6 + CaAl_2Si_2O_8 = OCa_3Al_2Si_3O_{12} + M_2Si_2O_6 + SiO_2$	—22,05		Гр + РП + МП + Пл + Кв
5	$2M_2Si_2O_6 + CaAl_2Si_2O_8 = M_3Al_2Si_3O_{12} + CaMSi_2O_6 + SiO_2$	—27,07	—24,64	Гр + РП + МП + Пл + Кв
6	$M_2Si_2O_6 + CaAl_2Si_2O_8 = \frac{2}{3}M_3Al_2Si_3O_{12} + \frac{2}{3}Ca_3Al_2Si_3O_{12} + SiO_2$	—25,64	—23,72	Гр + РП + Пл + Кв
7	$CaMSi_2O_6 + CaAl_2Si_2O_8 = \frac{1}{3}M_3Al_2Si_3O_{12} + \frac{2}{3}Ca_3Al_2Si_3O_{12} + SiO_2$	—23,56	—22,89	Гр + МП + Пл + Кв
8	$\frac{3}{2}M_2Si_2O_6 + Al_2SiO_5 = M_3Al_2Si_3O_{12} + SiO_2$	—11,34	—8,37	Гр + РП + Сил + Кв
9	$M_2Al_4Si_5O_{18} = M_2Si_2O_6 + 2Al_2SiO_5 + SiO_2$	—47,74	—47,78	РП + Кор + Сил + Кв
10	$M_2Al_4Si_5O_{18} + 2M_2Si_2O_6 = 2M_3Al_2Si_3O_{12} + 3SiO_2$	—70,42	—64,52	Гр + РП + Кор + Кв
11	$Fe_2SiO_4 + SiO_2 = Fe_2Si_2O_6$	—2,68	—	Ол + РП + Кв
12	$KM_3AlSi_3O_{10}(OH)_2 + 3SiO_2 = \frac{3}{2}M_2Si_2O_6 + KAlSi_3O_8 + H_2O$	—13,89	—14,85	РП + Би + КПШ + Кв

компонентов) вместо активности далеко не всегда обосновано с термодинамических позиций. В первом приближении оценка активности компонентов возможна при помощи термодинамических моделей многокомпонентных твердых растворов сложной структуры. Модель неупорядоченного твердого раствора (Темкин, 1946; Mueller, 1962; Банно, Матсуи, 1969; Курепин, 1975) предусматривает беспорядочное размещение атомов внутри каждого вида структурных позиций. Разработана термодинамическая модель твердого раствора, учитывающая наиболее важный фактор упорядочения — стремление всех участков кристалла к электронейтральности (Курепин, 1978). Последняя модель, по-видимому, в большей степени отражает физическое состояние природных твердых растворов. Для точного определения активности компонентов нужны сведения о теплоте смешения твердого раствора и о заселенности его структурных позиций. Отсутствие таких сведений делает эту оценку приближенной. В термодинамике минералов в качестве активности компонентов обычно применяются определенные атомные отношения, например отношения $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$ или $Fe/(Fe + Mn + Mg)$ в железомагнезиальных минералах.

Отсутствие теоретического обоснования породило произвол в их выборе. Разработка термодинамических моделей многокомпонентных твердых растворов сложной структуры создает теоретическую основу оценки активности.

Константу равновесия можно выразить в виде произведения

$$K(P, T) = K'(P, T, X) \cdot K_\gamma(P, T, X),$$

где K' — «кажущаяся» константа равновесия, которая определяется оценкой активности согласно применяемой модели твердого раствора; K_γ — суммарная поправка на отклонение активности компонентов твердых растворов от применяемой модели; X — состав твердых растворов. В обменных равновесиях K' получила название коэффициента распределения. Величины K' и K_γ зависят от PT-условий и состава X твердых растворов.

В табл. 40 приведены соотношения между компонентами минералов, а также объемные эффекты реакции между компонентами в стандартном состоянии, которые определяют зависимость константы равновесия от давления $(\partial \ln K/\partial P)_T = \Delta V/RT$. При расчете в основном использовались величины мольных объемов, приведенные в сводке (Robie et al., 1967).

В реакциях с малым объемным эффектом, к которым относятся и «обменные» равновесия, константа равновесия мало зависит от давления и может служить показателем температуры. Напротив, константы равновесия реакций, сопровождающихся значительным объемным эффектом, могут использоваться как показатели давлений. Константы равновесий с участием воды или другого летучего компонента могут служить для определения флюидного режима.

ТЕМПЕРАТУРА МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Широко распространенный в минералах изоморфизм Mg и Fe позволяет использовать обменные равновесия для определения температур минералообразования.

При равновесии железомагнезиальных минералов α и β связь между их компонентами выражена реакцией

$$(\mathrm{Mg}\,X)_\alpha + (\mathrm{Fe}\,Y)_\beta = (\mathrm{Fe}\,X)_\alpha + (\mathrm{Mg}\,Y)_\beta,$$

где X и Y — части компонентов. Константа равновесия равна

$$K(\alpha, \beta) = (a_{\mathrm{Fe}\,X}/a_{\mathrm{Mg}\,X})_\alpha : (a_{\mathrm{Fe}\,Y}/a_{\mathrm{Mg}\,Y})_\beta,$$

а «кажущаяся» константа равновесия как в модели неупорядоченного раствора, так и в модели локально электронейтрального раствора равна

$$K'(\alpha, \beta) = (\mathrm{Fe}^{2+}/\mathrm{Mg})_\alpha : (\mathrm{Fe}^{2+}/\mathrm{Mg})_\beta,$$

если пренебречь различием внутрикристаллического распределения катионов Fe^{2+} и Mg между неэквивалентными структурными позициями.

Г. Рамберг и Дж. Де Вор (1951) впервые с термодинамических позиций обосновали использование распределения Fe^{2+} и Mg между двумя сосуществующими минералами для определения температур минеральных равновесий и предложили парагенезис оливина с ортопироксеном в качестве геотермометра. Однако последующие экспериментальные исследования (Medaris, 1968; Larimer, 1968) показали, что распределение Fe и Mg между оливином и ортопироксеном практически не зависит от температуры.

Р. Кретц (Kretz, 1961, 1963) предложил использовать в качестве геотермометра двупироксеновый парагенезис и при помощи ориентировочных оценок температур минералообразования наметил температурную зависимость коэффициента распределения K' (РПМП).

Л. Л. Перчук (1970) исследовал температурную зависимость составов сосуществующих минералов, опираясь на показания ильменит-титаномагнетитового, двуполевошпатового и нефелин-щелочнополевошпатового геотермометров. При помощи полученных геотермометров (Гр — Рог, МП — Рог и др.) и имеющихся в то время результатов экспериментального исследования минеральных равновесий с участием граната и клинопироксена им была намечена зависимость коэффициента распределения K' (ГрМП) от PT-условий и при этом было обнаружено значительное влияние давления на него (рис. 23). В связи с этим Л. Л. Перчук предложил использовать величину K' (ГрМП) для определения давления, находя температуру при помощи какого-либо иного обменного равновесия. Распределение Fe и Mg между гранатом

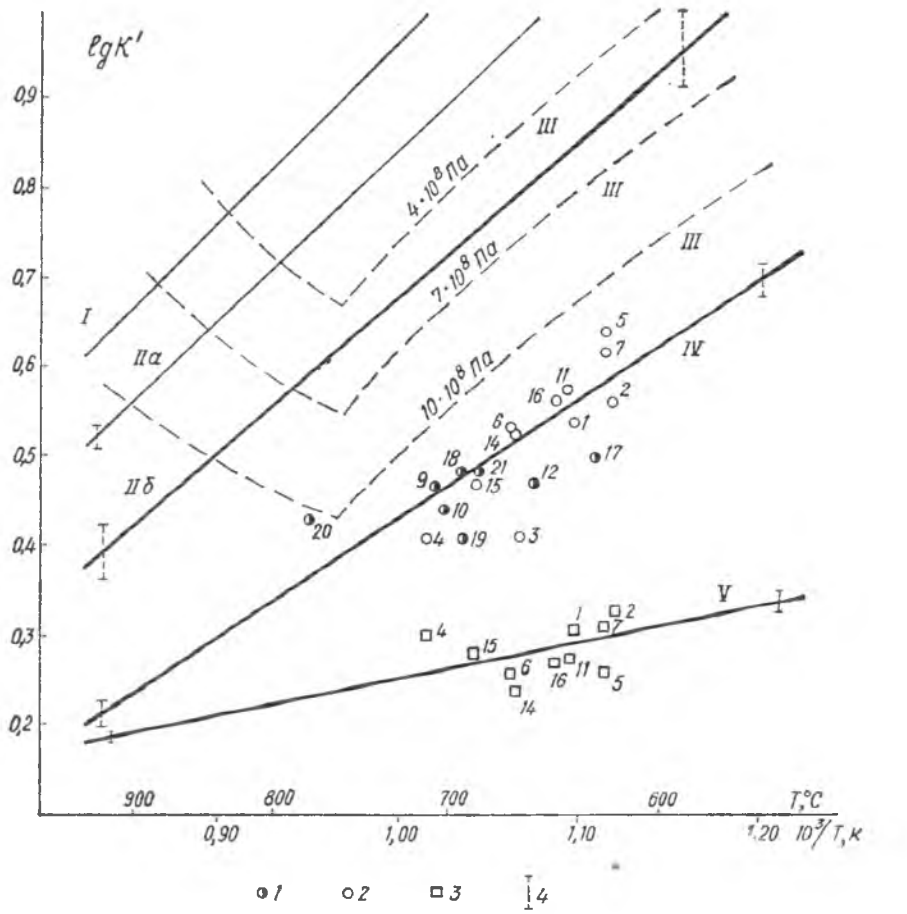

Рис. 23. Зависимость коэффициентов распределения от температуры.

I — K_1' (ГрМП) при $P = 30 \cdot 10^8$ Па, согласно экспериментальным данным Рахима и Грина (Raheim, Green, 1974); IIа — K_1' (ГрМП) при $P = 5 \cdot 10^8$ Па, $\Delta V_1 = -1$ см³; IIб — K_1' (ГрМП) при $P = 5 \cdot 10^8$ Па, $\Delta V_1 = 2{,}36$ см³; III — K_1' (ГрМП), по Л. Л. Перчуку (1970, 1976); IV — K_2' (ГрРП) при P около $5 \cdot 10^8$ Па; V — K_3' (РПМП), по оценке Кретца (Kretz, 1963). *1* — соотношение между K' (ГрРП) и температурой, определенной по гранат-биотитовому геотермометру в породах Украинского щита; *2* — то же, по гранат-клинопироксеновому геотермометру; *3* — соотношение между K' (РпМП) и температурой, определенной по гранат-клинопироксеновому термометру в породах Украинского щита; *4* — изменение значений $lg\ K'$ в интервале давлений $2-8 \cdot 10^8$ Па. Цифры на рисунке — номера образцов (см. табл. 42)

и ортопироксеном, по данным Л. Л. Перчука, также значительно зависит от давления.

Сведения о равновесии клинопироксенов, ортопироксенов и гранатов в условиях высоких температур и давления имеются в ряде экспериментальных работ (Hensen, 1973; Akella, 1973; Akella and Boyd, 1974; Mysen, 1975). Специальное экспериментальное исследование распределения Fe и Mg между клинопироксеном и гранатом в системах толеитового состава провели Рахим и Грин (Raheim, Green, 1974). По их данным, коэффициент распределения Fe и Mg между гранатом и клинопироксеном

$$K'\ (\text{Гр МП}) = (Fe^{2+}/Mg)_{\text{Гр}} : (Fe^{2+}/Mg)_{\text{МП}}$$

при температурах 600—1500° С и давлении $3 \cdot 10^9$ Па не зависит от химического состава системы и выражается $K'(\text{ГрМП}) = 4639/T\ \text{K} - 2{,}418$ и $(\partial \ln K'/\partial P)_T =$

$= -2{,}36/RT$. Поскольку в рядах твердых растворов диопсид — геденбергит (Rutstein and Yund, 1969; Nolan, 1969) и альмандин — пироп (Hsu, Burnham, 1969) мольные объемы аддитивны, коэффициент распределения K' и константа равновесия K одинаково зависят от давления, и следовательно, по данным Рахима и Грина, объемный эффект обменной реакции равен $\Delta V_1 = -2{,}36$ см^3.

Вуд (Wood, 1976) на основании дополнительного экспериментального исследования и анализа всех имеющихся экспериментальных данных пришел к выводу, что влияние давления на величину K' (ГрМП) значительно меньше и соответствует значению $\Delta V_1 \approx 1$ см^3. Последняя величина гораздо лучше согласуется с объемным эффектом, рассчитанным по мольным объемам минералов в стандартных условиях, который равен — 1,55 см^3 (Robie et al., 1967) или — 0,91 см^3, если использовать новые значения мольных объемов граната (Takahashi, Liu, 1970) и клинопироксена (Rutstein and Yund, 1963).

Расчет объемного эффекта ΔV_1 при высокой температуре и давлении с учетом термического расширения и сжимаемости граната и клинопироксена, по предложенной ранее методике (Курепин, 1973), показывает, что влияние этих факторов незначительно и не может быть причиной значительного расхождения оценок объемного эффекта.

Для оценки температурной зависимости коэффициента распределения K' (ГрБи) при давлении около $5 \cdot 10^8$ Па, как близком к давлению образования горных пород гранулитовой фации Украинского щита, согласно имеющимся оценкам (Курепин, 1970а, 1976; Яковлев, Бочков, 1973; Белевцев, 1975, 1977; Кравченко, Яковлев, 1976), воспользуемся другими показателями температуры. А. Б. Томпсон (Thompson, 1976), обобщив сведения о температуре минеральных равновесий в горных породах с гранат-биотитовым парагенезисом, установил зависимость

$$\ln K'' (\text{Гр Би}) = 2739{,}646/T - 1{,}560 + 0{,}0234\Delta P,$$

где

$$K'' (\text{Гр Би}) = (\text{Fe/Mg})_{\text{Гр}} : (\text{Fe/Mg})_{\text{Би}},\ \text{Fe} = \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+},$$

и отметил большое влияние на величину K'' (ГрБИ) присутствия Ti в высокотемпературных биотитах.

При помощи гранат-биотитового геотермометра Томпсона и гранат-клинопироксенового геотермометра Рахима и Грина определяем температуры минеральных равновесий в парагенезисах Гр + РП + МП и Гр + + РП + Би горных пород Украинского щита (табл. 41), а затем находим зависимость K' (ГрРП) от температуры. В результате на диаграмме $\lg K' - 1/T$ (см. рис. 23) получаем рой точек, приближенно отражающий температурную зависимость $\lg K'$ (ГрРП).

Анализ полученных данных показывает, что показания гранат-биотитового геотермометра близки к показаниям гранат-клинопироксенового геотермометра, опирающегося на экстраполяцию экспериментальных данных Рахима и Грина при $\Delta V_1 = 2{,}36$ см^3 в соответствии с экспериментальными определениями. Если же принять $\Delta V_1 = -1$ см^3, как рекомендует Вуд (Wood, 1976), то в парагенезисах с одинаковой величиной K' (ГрРП) показания гранат-клинопироксенового геотермометра превышают показания гранат-биотитового геотермометра более чем на 100° С. Поэтому для дальнейших расчетов принимаем температурную зависимость

$$\lg K' (\text{Гр МП}) = 1706/T\text{К} - 1{,}05,$$

которая следует из экстраполяции экспериментальных результатов Рахима и Грина к давлению $5 \cdot 10^8$ Па при $\Delta V_1 = -2{,}36$ см^3. Аналитическое выражение температурной зависимости $\lg K'$ (РПМП) можно найти при помощи приведенной Кретцем (Kretz, 1963) приближенной оценки PT-условий двупироксеновых равновесий. Согласно этим оценкам, двупироксеновый парагенезис в габброидах Скаергардского комплекса [K' (РПМП) ~ 1,37] образовался при $T \sim$ ~ 1150°С и $P \sim 1{,}15 \cdot 10^8$ Па, а в чарнокитовой серии района Мадрас в Индии [K' (РПМП) ~ 1,85] — при $T \sim 670°$ С и $P \sim 5 \cdot 10^8$ Па. С учетом влияния давления величина $\lg K$ (РПМП) при $5 \cdot 10^8$ Па выражается уравнением

$$\lg K' (\text{РП МП}) = 389/T\text{К} - 0{,}146.$$

Распределение Fe^{2+} и Mg между орто- и клинопироксеном мало зависит от температуры, выражением чего является малая величина коэффициента при $1/T$ в аналитическом выражении $\lg K'$ (РПМП) и малый наклон линии на рис. 23. Поэтому возможная погрешность в оценке температурной зависимости $\lg K'$

ТАБЛИЦА 41

Показания геотермометров и распределение Fe^{2+} и Mg между сосуществующими минералами в

Номер образца	Порода	Местоположение	lg K'	
			ГрМП	ГрРП
119/39	Метабазит	Среднее Побужье	0,846	0,539
365	»	» »	0,889	0,562
85/30	»	» »	0,801	0,412
48/29	»	» »	0,710	0,409
95	»	» »	0,882	0,640
133/47	»	» »	0,791	0,533
262/15	»	» »	0,928	0,617
136/1	Гнейс	Приднестровье	—	0,366
202/1	»	»	—	0,464
222/2	»	»	—	0,439
177	Метабазит	Орехово-Павлоградская зона	0,848	0,576
1013-3	Таконит	Правобережный район	—	0,471
9538/139	»	» »	—	0,276
1370/1	Метабазит	Приазовье	0,793	0,525
13/78	Гр-РП-МП-Мт-порода	»	0,746	0,467
18500/263	Таконит	Среднее Побужье	0,834	0,565
130/67	Чарнокит	Приазовье	—	0,500
1—67	Гранит	Новоукраинский массив	—	0,484
680	Гнейс	» »	—	0,412
748	»	» »	—	0,431
306/22	Чарнокит	Криворожье	—	0,485

(РПМП) мало скажется при нахождении температурной зависимости lg K' (ГрМП). В частности, ошибка при определении температуры двупироксенового равновесия, равная 100° С, приведет к погрешности около 25° С.

Используя lg K' (ГрМП) и lg K' (РПМП), находим

$$\lg K' (\text{Гр РП}) = 1317/T\text{K} - 0{,}904.$$

Полученная температурная зависимость lg$K$ (ГрРП) близка к ее оценке при помощи определения температур минеральных равновесий в парагенезисах Гр + РП + МП и Гр + РП + Би (см. рис. 23). Таким образом, полученная система уравнений отражает согласованность гранат-клинопироксенового, гранат-ортопироксенового, гранат-биотитового и двупироксенового геотермометров. Эти геотермометры должны давать близкие показания в горных породах, образованных в близких температурных условиях, а тем более в одном образце.

Однако, как видно из табл. 41, имеются расхождения в оценках температуры. При этом расхождение у геотермометров ГрМП и ГрРП в среднем составляет ±15° С, у геотермометров ГрРП и ГрБи ±30° С, а у геотермометров ГрМП и РПМП оно превышает ±50° С. Расхождение температурных оценок могут вызывать следующие причины: 1) отклонение состава минералов от равновесных соотношений и, в частности, неоднородность их состава как следствие незавершенности процессов в основной период минералообразования или вследствие полиметаморфизма; 2) окисление двухвалентного железа; 3) погрешность химического анализа минерала.

Близость показаний гранат-клинопироксенового и гранат-ортопироксенового геотермометров связана с тем, что коэффициенты распределения K' (ГрМП) и K' (ГрРП) весьма чувствительны к изменению температуры, о чем можно судить по крутому наклону линий lg K' — $1/T$ на рис. 23 и по большой величине числителя в аналитическом выражении зависимости lg K' — $1/T$. Поэтому некоторая погрешность в оценке K' (ГрМП) и K' (ГрРП) не повлечет за собой большой ошибки при определении температуры.

Напротив, распределение Fe^{2+} и Mg в двупироксеновом парагенезисе в значительно меньшей степени зависит от температуры и поэтому даже небольшие погрешности в определении K' (РПМП) сильно искажают показания этого геотермометра.

То же относится к распределению Fe^{2+} и Mg в парагенезисах ортопироксен — био-

парагенезисах Гр + РП + МП и Гр + РП + Би

lg K''		T °C				Автор материалов, источник
РПМП	ГрБи	ГрМП	ГрРП	РПМП	ГрБи	
0,307	—	630	640	590	—	Щербаков, 1975
0,328	—	610	620	550	—	» »
0,390	—	650	730	450	—	» »
0,301	—	700	730	600	—	» »
0,258	—	610	580	690	—	» »
0,257	—	650	640	690	—	» »
0,310		590	590	580	—	Б. Г. Яковлев
—	0,562	—	760	—	690	Венедиктов, 1978
—	0,609	—	700	—	650	» »
—	0,585	—	710	—	670	» »
0.271	—	630	620	660	—	Е. Б. Глевасский
—	0,471	—	680	—	760	Р. И Сироштан
—	0,612	—	840	—	650	То же
0,268	—	650	650	670	—	Глевасский и др., 1973
0,273	—	680	690	660	—	Г. Л. Кравченко
0,269	—	640	620	660	—	Р. И Сироштан
—	0,608	—	660	—	650	Т. Г. Щербакова
—	0,612	—	680	—	650	Е. Н. Голуб
—	0,621	—	730	—	640	То же
—	0,531	—	710	—	710	» »
—	0,623	—	680	—	640	Белевцев, 1975

тит и клинопироксен — биотит, которые ненадежны как показатели температуры. Из уравнений температурной зависимости коэффициентов распределения K' (ГрМП), K' (ГрРП) и K' (ГрБи) следует:

$$\lg K' \text{ (РП Би)} = 127/T\text{K} + 0{,}373,$$

$$\lg K' \text{ (МП Би)} = 516/T\text{K} - 0{,}229.$$

Приведенные уравнения представляют собой систему взаимосогласованных геотермометров, предназначенных для оценки PT-условий минералообразования в горных породах Украинского щита. Более надежно их применение к парагенезисам минералов того же состава, какие были использованы при выводе этой системы, и, в частности, к равновесиям железистого граната с ортопироксеном средней железистости и еще более магнезиальным клинопироксеном.

Система геотермометров, предложенная Л. Л. Перчуком (1970), также является взаимосогласованной, поскольку вывод каждого последующего геотермометра опирался на показания предыдущего. При давлениях 5—6 · 10^8 Па и температурах ниже 760° С оценка температурной зависимости K' (ГрМП), данная Л. Л. Перчуком, близка к результатам экстраполяции экспериментальных данных Рахима и Грина (см. рис. 23). При более высоких или меньших давлениях показания этих геотермометров существенно различаются. Из результатов экспериментальных работ (Raheim, Green, 1974; Wood, 1976) следует, что влияние давления на распределение Fe и Mg между гранатом и клинопироксеном значительно меньше, чем его оценивал Л. Л. Перчук, и поэтому этот парагенезис не может служить геобарометром. Это следует отнести и к парагенезису гранат — ортопироксен.

В рассмотренной системе геотермометров наилучшими показателями температуры являются парагенезисы ортопироксена или клинопироксена с гранатом. Их использование для термометрии пироксенсодержащих горных пород Украинского щита (рис. 24 и 25), относимых к верхам амфиболитовой и низам гранулитовой фаций, дает возможность оценить температуры минеральных равновесий в пределах 600—750 ° С.

На рис. 26 показано распределение Fe^{2+} и Mg между орто- и клинопироксенами. Поскольку влияние температуры на составы сосуществующих минералов в этих парагенезисах невелико, использование в геотермобарометрии этого парагенезиса, а также ряда других парагенезисов (РП + Би, Рог + Би и др.) ненадежно в связи с возможным отклонением состава минералов от равновесных от-

ношений и возможными погрешностями при оценке содержания FeO в минерале при условиях его образования. Выше в выражениях

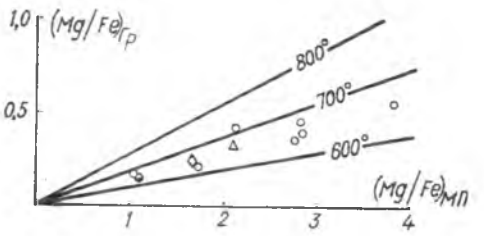

Рис. 24. Распределение Fe^{2+} и Mg между клинопироксеном и гранатом в горных породах Украинского щита.

Условные обозначения см. рис. 26

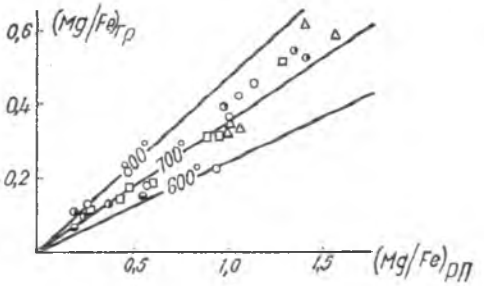

Рис. 25. Распределение Fe^{2+} и Mg между ортопироксеном и гранатом в горных породах Украинского щита.

Условные обозначения см. рис. 26

коэффициентов распределения использовались отношения Fe^{2+}/Mg. Однако если трехвалентное железо Fe^{3+} возникло за счет окисления двухвалентного железа Fe^{2+} уже после образования минерала, то в коэффициентах распределения следует использовать отношения Fe/Mg, где $Fe = Fe^{2+} + Fe^{3+}$.

Сопоставив величины коэффициента распределения K'' (ГрРП) в парагенезисах Гр + + РП + МП и Гр + РП + Би из горных пород Украинского щита с температурами минеральных равновесий по Гр + МП-геотермометру Рахима и Грина и Гр + Би-геотермометру Томпсона, обнаруживаем, что при одной и той же величине K'' (ГрРП) показания Гр + МП-геотермометра на 40° С выше, чем показания Гр + Би-геотермометра. Однако применяемые геотермометры являются приближенными и нуждающимися в уточнении, и поэтому отмеченное расхождение температурных оценок представляется несущественным.

Использование коэффициентов распределения K'' для оценки температур минеральных равновесий в пироксенсодержащих горных

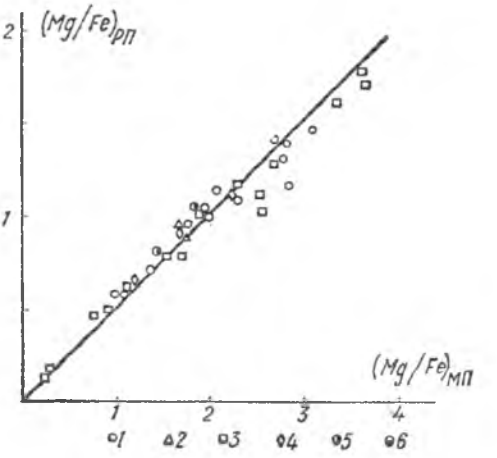

Рис. 26. Распределение Fe^{2+} и Mg между орто- и клинопироксеном в горных породах Украинского щита.

Районы: 1 — Среднее Побужье; *2* — Приднестровье; *3* — Приазовье; *4* — Орехово-Павлоградская зона; *5* — Новоукраинский массив; *6* — Криворожье

породах гранулитовой фации Украинского щита также указывает на температуры минеральных равновесий в пределах 600—750° С.

ДАВЛЕНИЕ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Показателями давления минералообразования являются составы сосуществующих минералов, реакции между компонентами которых имеют большой объемный эффект. Если при PT-условиях минералообразования константа равновесия такой реакции равна K, то разницу между давлением P и вполне определенным при данной температуре давлением P_i, при котором $K = 1$, можно определить из уравнения

$$P - P_i = -RT\,(\ln K' + \ln K_\gamma)/\Delta V.$$

В метабазитах и гнейсах гранулитовой фации показателями давления минералообразования являются парагенезисы граната, плагиоклаза и кварца с орто- или клинопироксеном. Такие парагенезисы известны в метабазитах Среднего Побужья (Щербаков, 1975), Приднестровья (Венидиктов, 1978), Орехово-Павлоградской зоны и Приазовья (Глевас-

ТАБЛИЦА 42

Оценка давления минералообразования по составу железистого ортопироксена

Номер образца	Местоположение	Ортопироксен		Ол	Кв	P_i, 10^8 Па	$P_\circ$ 10^8 Па	Автор материалов, источник
		X_1	X_2					
22/68	р. Берда, Приазовье	0,865	0,834	—	+	⩾6,2	⩾5,2	Г. Л. Кравченко
С — 105/233	Демьяновский участок, Приазовье	0,868	0,824	+	+	6,3	4,9	Р. И. Сироштан
141/236	То же	0,873	0,832	+	+	6,5	5,2	То же
141/196	» »	0,875	0,849	+	+	6,6	5,7	» »
356/491	Дзержинский участок, Приазовье	0,870	0,845	+	+	6,4	5,6	» »
Д — 49/18	Мариупольское месторождение, Приазовье	0,868	0,831	+	—	⩾6,3	⩾5,1	Зарицкий и др., 1974
1336/49	То же	0,883	0,838	+	+	6,8	5,4	Глевасский и др., 1971
146/67	Орехово-Павлоградская зона	0,835	0,818	—	+	⩾5,2	⩾4,7	Р. И. Сироштан
120/93	То же	0,901	0,877	—	—	⩾7,4	⩾6,6	Глевасский и др., 1973
185/350	Конкский район	0,838	0,821	—	+	⩾5,4	⩾4,8	В. Д. Ладиева
14715/309	Правобережный район	0,853	0,836	—	+	⩾5,8	⩾5,3	Р. И. Сироштан
9538/139	» »	0,840	0,793	—	+	5,4	3,9	То же
9254/6305	Центрально-Анновская полоса, Криворожье	0,859	0,855	+	+	6,0	5,9	Р. Я. Белевцев
14187/1136	Артемовский участок, Криворожье	0,851	0,851	—	—	⩾5,8	⩾5,8	То же
	с. Завалье, Побужье	0,919	0,864	—	+	⩾8,0	⩾6,2	Ушакова, 1958

Примечание. $X_1 = Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$, $X_2 = Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mn + Mg + Ca)$; + — присутствие минерала, — — отсутствие минерала.

ский и др., 1973), в чарнокитах Криворожья (Белевцев, 1975) и в гнейсах Новоукраинского массива (Голуб Е. Н.). По составу минералов этих парагенезисов при помощи модели локально электронейтрального твердого раствора (Курепин, 1978) рассчитаны «кажущиеся» константы равновесия K' реакций (4) — (7) между компонентами (табл. 40) и по ним определены величины $P - P_i$ (рис. 27). Но не во всех рассмотренных горных породах присутствует кварц, и расчет по бескварцевым парагенезисам без учета активности кремнезема может несколько исказить величину $P - P_i$. Однако близость результатов расчета по кварцсодержащим и бескварцевым породам позволяет предположить, что активность a_{SiO_2} в последних была близка к 1.

Согласно принятой модели твердого раствора активности компонентов равны:

$$a^{\text{гр}}_{M_3^{2+}Al_2Si_3O_{12}} = \gamma^{\text{Гр}}_{M_3^{2+}+Al_2Si_3O_{12}} \times$$

$$\times \left(\frac{M^{2+}}{Fe^{2+} + Mn + Mg + Ca}\right)^3 \cdot \left(\frac{Al}{Al + Fe^{3+}}\right)^2,$$

$$a^{\text{РП}}_{M_2^{2+}Si_2O_6} = \gamma_{M_2^{2+}Si_2O_6} \cdot \frac{M^{2+}_{M_2} \cdot M^{2+}_{M_1}}{1 - (Na + K)},$$

$$a^{\text{МП}}_{CaM^{2+}Si_2O_6} = \gamma^{\text{МП}}_{CaM^{2+}Si_2O_6} \cdot \frac{Ca_{M_2} M^{2+}_{M_1}}{1 - (Na + K)}.$$

Отклонение термодинамических свойств минералов от используемой модели может значительно влиять на оценку разности давлений $P = P_i$. Так как ортопироксеновые твердые растворы (Fe, Mg) SiO_3 имеют положительное отклонение от закона Рауля (Nafziger and Muan, 1967; Froese, Gordon, 1974; Саксена, 1975; Фонарев и др., 1976), а использование в применяемой модели сведений о неоднородном заселении позиций M_1 и M_2 катионами Fe^{2+} и Mg приводит к выводу об отрицательном отклонении, то для того, чтобы уменьшить погрешность оценки активности компонентов, принималась одинаковая заселенность этих позиций. Кроме того, имеются сведения о неидеальности гранатов (Ganguly and Kennedy, 1974; Hensen et al., 1975), клинопироксенов (Oka and Matsumoto, 1974), плагио-

ТАБЛИЦА 43

Оценка парциального давления воды P_{H_2O} при образовании горных пород гранулитовой фации

Номер образца	Порода	Район	Источник	Био $\frac{Fe^{2+}}{Fe^{2+} + Mn + Mg}$
136/1	Гнейс	Приднестровье	Венидиктов, 1978	0,298
222/2	»	»	» »	0 293
2147	Гранодиорит		Рябоконь, Щербаков, 1978	0,491
102	Гранит	Верблюжский массив	Голуб, 1978	0,661
306/22	Чарнокит	Криворожье	Белевцев, 1975	0,612
220/5	Гнейс	»	» »	0,429
155	Чарноки	Приазовье	Хмарук, Щербаков, 1965	0,267

клазов (Саксена, 1975). Поскольку эти сведения большей частью носят предварительный характер, разность давлений $P = Pi$ рассчитывалась при допущении идеальности

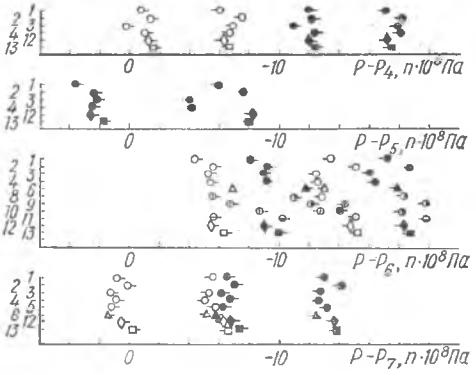

Рис. 27. Разность между давлением минерального равновесия P в горных породах Украинского щита и давлением P_i, при котором $K' = 1$. $T = 700°$ С (для реакций 4—7).

Штрих вправо — для железистых компонентов; штрих влево — для магнезиальных компонентов; залитый знак — без учета неидеальности Гр; пустой знак — с учетом неидеальности Гр. Условные обозначения см. Рис. 29. *Образцы: 1* — 119/30; *2* — 365; *3* — 85/30; *4* — 45/29; *5* — 29; *6* — 284/ *7* — 190; *8* — 680; *9* — 748; *10* — 63-г; *11*—306/22; *12* — 177; *13* — 137 0/1

твердых растворов (за исключением ортопироксена) и при учете неидеальности гранатов, связанной с вхождением кальция в их структуру, согласно экспериментальным определениям (Hensen et al., 1975), причем твердые растворы ряда альмандин — пироп считались идеальными.

Результаты расчета (см. рис. 27) приводят к выводу о близости величин $P - P_i$, определенных по составу минералов горных пород из различных районов Украинского щита. Некоторый разброс величин $P - P_5$ для реакции 5 (табл. 40) явно связан с погрешностями их определения, а не с разными давлениями минералообразования, поскольку имеется значительное различие этих величин в образцах из одного места (обр. 85/30 и 119/39, Среднее Побужье, с. Буговое (Щербаков, 1975)) и, кроме того, у величин $P - P_5^{Fe}$ такое расхождение отсутствует.

Если судить по результатам расчетов $P - P_6^{Fe}$ в приближении идеальности твердых растворов, то гнейсы Новоукраинского массива образовались при давлении на $\sim 3 \cdot 10^8$ Па меньшем, чем горные породы других районов Украинского щита. Однако при учете неидеальности гранатов величины $P - P_6^{Fe}$ становятся примерно одинаковыми для всех рассматриваемых горных пород. В общем различие величин $P - P_i^{Fe}$ для реакций (4) — (7) не превышает $1{,}5 \cdot 10^8$ Па.

Разность между давлением минералообразования P и строго определенным для каждой реакции давлением P_i в рассматриваемых горных породах близка, это указывает на близость давлений метаморфизма горных пород гранулитовой фации в различных районах Украинского щита.

В метапелитах показателями давлений являются парагенезисы Гр + РП + Сил + Кв, РП + Кор + Сил + Кв, Гр + РП + Кор + + Кв, в которых компоненты минералов связаны реакциями (8) — (10), приведенными в табл. 40. Сведений о составе минералов таких парагенезисов из горных пород Украинского щита очень мало, причем они большей частью

Украинского щита при $P = 5\ (7) \cdot 10^8$ Па, 10^8 Па

тит	Ортопироксен		Температура, °С		
$a^{1/3}_{KF_3AS_3}$	$\frac{Fe^{2+}}{Fe^{2+} + Mn + Mg + Ca}$	$a^{1/2}_{F_2S_2}$	600	700	800
0,250	0,396	0,341	0,32 (.42)	1,05 (1,34)	2,98 (3.46)
0,234	0,379	0,339	0,27 (.35)	0,87 (1,12)	2,49 (2,88)
0,378	0,532	0,516	0,32 (,42)	1,04 (1,34)	2,97 (3,45)
0,560	0,687	0,650	0,53 (.69)	1,70 (2,18)	4,83 (5.61)
0,542	0,678	0,672	0,43 (.56)	1,39 (1,79)	3,97 (4.61)
0,368	0,489	0,464	0,41 (.54)	1,32 (1,70)	3,77 (4.37)
0,220	0,359	0,362	0,18 (.24)	0,60 (,77)	1,70 (1,98)

опираются на оптику минералов. Согласно результатам проведенного Хенсеном и Грином (Hensen, Green, 1973) изучения зависимости состава минералов парагенезиса Гр + + РП + Кор + Кв от *PT*-условий приднестровские гнейсы (обр. 222/2 с парагенезисом $Гр_{66}$ + РП + $Кор_{23}$ + Кв, обр. 151/1 с парагенезисом $Гр_{67}$ + РП + $Кор_{26}$ + Кв, обр. 136/3 с парагенезисом $Гр_{63}$ + РП + $Кор_{22}$ + + Кв (Венидиктов, 1978)) и мигматиты района Винницы (обр. 4/1а с парагенезисом $Гр_{67}$ + + РП + $Кор_{20}$ + Кв (Костюк, 1955)), которые относятся к наиболее высокотемпературным метаморфическим породам Украинского щита, формировались при давлении около $7 \cdot 10^8$ Па и температурах 700—750° С. Однако, поскольку состав минералов в кордиеритсодержащих парагенезисах контролируется не только температурой и общим давлением, но и режимом воды при метаморфизме, возможны коррективы в оценке давления.

Парагенезис ортопироксена с оливином и кварцем, который встречается в железистых кварцитах, является показателем давления, а состав железистого ортопироксена позволяет оценить минимальное давление минералообразования (Olsen, Mueller, 1966; Курепин, 1970 б; Smith, 1970; 1971; Wood, Strens, 1971).

Экспериментальные исследования Смита (1971) дали лишь приближенную оценку зависимости состава минералов парагенезиса РП + Ол + Кв от *PT*-условий. Детальное экспериментальное изучение этой зависимости в системе $FeO — MgO — SiO_2$ на гидротермальной установке проведено В. И. Фонаревым и Г. Я. Корольковым (1978). По их данным, связь предельного состава ортопироксена и давления при 750° С выражается уравнением

$$P,\ 10^8 Па = — 16{,}098 + 20{,}164X + 7{,}201X^2,$$

где $X = Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$ в ортопироксене. По составу ортопироксенов, ассоциирующих с оливином и кварцем в горных породах Мариупольского железорудного месторождения в Приазовье, эти авторы определили давление минералообразования в $6{,}6—7{,}1 \cdot 10^8$ Па, принимая температуру, равной 750° С, и оценивая уменьшение давления на $0{,}5 \cdot 10^8$ Па при понижении температуры на 50° С. Однако приложение сведений о равновесиях в системе $FeO — MgO — SiO_2$ к природным минеральным равновесиям требует учета влияния хотя бы наиболее важных дополнительных компонентов природных ортопироксенов, таких как CaO и MnO. Поскольку при нормальном и более высоком давлении пироксены $CaFeSi_2O_6$, $CaMgSiO_3$ и $MnSiO_3$ устойчивы и занимают меньший объем, чем изохимические с ними ассоциации CaFe-, CaMg- и Mg-оливинов с кварцем, вхождение Ca и Mn в ортопироксен с постоянным отношением $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + + Mg)$ должно уменьшать давление его устойчивости. Если в качестве первого приближения допустить, что вхождение Ca и Mn в ортопироксен так же уменьшает давление его устойчивости, как и вхождение Mg, то в качестве величины X в вышеприведенном уравнении следует использовать отношение $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mn + Mg + Ca)$. Принимая, что температуры метаморфизма при образовании пироксенсодержащих железистых пород Украинского щита были близки к 700° С, оцениваем давление (P_2) минералообразования в $5—6 \cdot 10^8$ Па (табл. 42). Без учета Ca и Mn

в ортопироксенах оценки давления (P_1) завышаются на $\sim 1 \cdot 10^8$ Па.

Таким образом, имеющийся материал указывает на то, что метаморфизм пироксенсодержащих горных пород гранулитовой и амфиболитовой фаций из различных районов Украинского щита происходил при давлениях $5—7 \cdot 10^8$ Па.

РЕЖИМ ВОДЫ ПРИ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИИ

Минеральные парагенезисы с участием водосодержащих минералов могут служить показателями режима воды при минералообразовании. К ним относится парагенезис РП + + Би + КПШ + Кв, который встречается в гнейсах и гранитоидах гранулитовой фации в Приднестровье, на Побужье, в центральной части Украинского щита, в Приазовье. Компоненты минералов этого парагенезиса связаны реакцией (12), приведенной в табл. 40. Так как PT-зависимость константы равновесия K_{12} известна (Курепин, 1979), для расчета фугитивности воды f_{H_2O} при условиях минералообразования необходимо оценить активности компонентов в биотите, ортопироксене и калишпате

$$\lg f_{H_2O} = \lg K_{12} + \lg a_{KFe_3AlSi_3O_{10}(OH)_2} - $$
$$- 3 \lg a_{FeSiO_3} - \lg a_{KAlSi_3O_8}.$$

Согласно модели локально электронейтрального твердого раствора (Курепин, 1978) при условии, что тетраэдрические позиции в биотите заняты лишь катионами Al и Si, активность аннитового компонента равна

$$a_{KF_3AS_3} = \gamma_{KF_3AS_3} \cdot m_{KF_3AS_3} \cdot \frac{K}{K + Na} \times$$
$$\times \left(\frac{Fe^{2+}}{Fe^{2+} + Mn + Mg}\right)^3 \cdot \left(\frac{OH}{OH + F}\right)^2,$$

где $m_{KF_3AS_3}$ — число электронейтральных группировок $KFe_3^{2+}AlSi_3O_{10}(OH)_2$ и других однотипных группировок атомов в формульной единице биотита. Концентрация аннита и однотипных с ним компонентов в рассматриваемых биотитах близка к 0,55—0,65, отношение $K/(K + Na)$ составляет 0,92—0,97, а отношение $OH/(OH + F) \approx 0{,}92—1{,}0$. Величину активности $a^{1/3}_{KF_3AS_3}$ в основном определяет отношение $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mn + Mg)$.

Активность ферросилитового компонента $a^{1/3}_{F_3S_2}$ в рассматриваемых ортопироксенах близка к величине $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mn + Mg + Ca)$. Поскольку влияние тепловых функций смешения биотитов и ортопироксенов

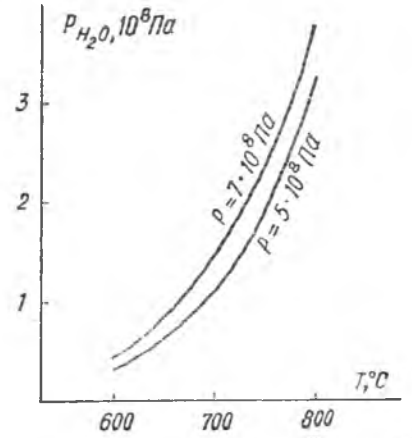

Рис. 28. Зависимость оценки P_{H_2O} от PT-условий образования гнейсов и гранитоидов Украинского щита с парагенезисом РП + + Би + КПШ + Кв

на активность их компонентов невелико, для расчета используем величины

$$\bar{a}_{KF_3AS_3} = a_{KF_3AS_3}/\gamma_{KF_3AS_3} \text{ и } \bar{a}_{F_2S_2} = a_{F_2S_2}/\gamma_{F_2S_2}.$$

Концентрация ортоклазового компонента в калишпатах принята равной 0,75, поскольку такой или близкий состав имеют калишпаты из гранитов и гнейсов в различных районах Украинского щита (Венидиктов, 1978; Белевцев, 1975; Щербаков, 1975 и др.). Активность ортоклазового компонента оценена по зависимости активность — состав щелочного полевого шпата (Перчук, 1970).

Для оценки парциального давления воды P_{H_2O} использовалось уравнение $P_{H_2O} = f_{H_2O}/\gamma_{H_2O}$, где γ_{H_2O} — коэффициент фугитивности воды, зависимость которого от PT-условий известна (Мельник, Радчук, 1978). Поскольку PT-условия образования горных пород гранулитовой фации определены приближенно, расчет P_{H_2O} проведен для интервала температур 600—800° С и интервала давлений $5—7 \cdot 10^8$ Па (табл. 43).

Как показывает расчет, оценка P_{H_2O} в значительной степени зависит от оценки температуры метаморфизма. Рассматриваемые по-

роды формировались при близком парциальном давлении воды P_{H_2O}, если близкими были температурные условия. Усредненная зависимость $P_{H_2O} - T$ для рассматриваемых горных пород показана на рис. 28. При температуре метаморфизма около 700° С парциальное давление воды P_{H_2O} оценивается в $1—1{,}5 \cdot 10^8$ Па, что составляет ~ 0,2 общего давления P. Если в качестве активности компонентов использовать атомные отношения $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mn + Mg)$ в биотите и $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mn + Mg + Ca)$ в ортопироксене, то расчет режима воды в гранулитовой фации Украинского щита приводит к более высоким величинам P_{H_2O}, чем при использовании термодинамической модели локально электронейтрального твердого раствора. Например, такой расчет для 700° С и $5 \cdot 10^8$ Па дает величину $P_{H_2O} = 1{,}7 \cdot 10^8$ Па вместо $1{,}1 \cdot 10^8$ Па.

В заключение следует отметить, что оценки условий минералообразования горных пород Украинского щита должны уточняться по мере накопления сведений о зависимости активности компонентов от состава минералов, что является актуальной задачей термодинамики минералов переменного состава.

ГЛАВА 15. УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПИРОКСЕНОВ ПО ДАННЫМ ИССЛЕДОВАНИЯ РАВНОВЕСНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МАГНИЯ И ЖЕЛЕЗА МЕЖДУ СОСУЩЕСТВУЮЩИМИ ОРТО- И КЛИНОПИРОКСЕНАМИ

СОСТОЯНИЕ ВОПРОСА И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ

Термометрическая оценка распределения магния и железа между сосуществующими орто- и клинопироксенами давно привлекла внимание петрологов при исследованиях метеоритов, вещества верхней мантии, глубинных и внутрикоровых эклогитов, пород гранулитовой фации, вулканических тел, абиссальных интрузий и других образований. К настоящему времени накоплен значительный фонд экспериментальных, теоретических и прикладных исследований, посвященных анализу свойств и закономерностей осуществления в природе обменной реакции Гд + Эн = Ди + Фс. Р. Кретц (Kretz, 1963), считая $K_D = (Fe/Mg)^{РП} : (Fe/Mg)^{МП}$ независимым от температуры, оценил распределение между орто- и клинопироксенами как идеальное и отметил сравнительно небольшую зависимость обменной реакции от температуры.

В то же время было показано, что коэффициенты распределения (K_D) магния и железа в пироксеновых парах из магматических и метаморфических комплексов отчетливо различаются и обнаруживают обратную зависимость от температуры (Bartholome, 1962). В дальнейшем на основе идеальной модели распределения был разработан известный двупироксеновый термометр Л. Л. Перчука (1970). Этот метод широко использовался при изучении условий образования различных двупироксеновых пород в Украинском щите (Глевасский, Есипчук, Цуканов, 1970; Кравченко, 1971; Вальтер, 1970; Курепин, 1973).

Исследования А. А. Маракушева (1968) показывают, что модель идеального распределения далеко не лучшим образом согласуется с экспериментальными и природными данными, если $T > 1000°$ С, то $K_D^{РП—МП}$ лишь приближается к значениям константы равновесия при этой и более высоких температурах. Многочисленные работы минувшего десятилетия подкрепляют эти выводы и позволяют заключить, что зависимость значений $K_D^{РП—МП}$ от особенностей изоморфизма в пироксенах и геохимических условий образования орто- и клинопироксенов весьма разнообразна. Так, например, при изучении габброидов Северной Каролины (Hermes, 1970) и гранулитов Мадраса (Ray, Sen, 1970) установлено, что $K_D^{РП—МП}$ закономерно изменяется с кальциевостью и железистостью сосуществующих орто- и клинопироксенов. В двупироксеновых амфиболитах Хайленда (США) $K_D^{РП—МП}$ возрастает с железистостью пироксенов и частично увязывается со степенью окисления FeO (Maxey, Vogel, 1974). В гранулитах Австралии значения $K_D^{РП—МП}$ уменьшаются с повышением сопряженной железистости пироксеновых пар (Binns, 1962; Davidson, 1962). Близкие к ним по составу и степени метаморфизма породы Миннесоты содержат две серии сосуществующих орто- и клинопироксенов, в одной из которых значения $K_D^{РП—МП}$ увеличиваются, а в другой уменьшаются с повышением содержания FeO в пироксенах (Himmelberg, Phinney, 1967). В двупироксеновых породах железистой формации Квебека $K_D^{РП—МП}$ возрастает с уменьшением содержания FeO в железистых пироксенах и уменьшается в группе более магнезиальных пироксенов (Buttler, 1969).

Не менее сложной оказывается зависимость $K_D^{РП—МП}$ от изоморфизма сосуществую-

щих орто- и клинопироксенов. В литературе приводятся составы пироксеновых пар из экспериментов Д. Грина и А. Рингвуда (1968), Д. Акелы и Ф. Бойда (1973), Б. Хенсена (1973), характеризующих минеральный состав различных систем в области температур 1160—1400° С при высоком давлении (9—45 · 10^8 Па). Синтетические орто- и клинопироксены характеризуются повышенным и высоким содержанием Al_2O_3, нестрого связанным с количеством нормативного анортита в исходной породе, присутствием или исчезновением граната (или шпинели) в продуктах синтеза, в некоторых опытах содержанием CO_2 во флюиде. В целом различные по составу типы основных и ультраосновных пород, использованные в экспериментах, имеют обособленные зависимости между Mg, Fe и Al в орто- и клинопироксенах (Thompson, 1974). Однако между формульными количествами Mg и Al_{VI} в клинопироксенах, полученных в результате указанных экспериментов, устанавливаются значимые отрицательные корреляционные связи, что позволяет предположить изоморфное замещение $CaAl_{VI} + Al_{IV} \rightarrow CaMg + Si$ при высокой температуре и давлении (кальциевый плагиоклаз в этих PT-условиях неустойчив), которое представляется более предпочтительным, чем другие катионные комбинации. Более железистые клинопироксены в равновесии Гр + МП + РП (Akella, Boyd, 1973; Hensen, 1973; Mysen, Boettcher 1974; Грин и Рингвуд, 1968) часто оказываются и самыми глиноземистыми. Изоморфизм $Al_{VI} + Al_{IV} \rightarrow Mg + Si$ в сосуществующих с ними ортопироксенах проявляется в меньших масштабах, а изменение железистости в зависимости от содержания Al_2O_3, температуры и давления остается не вполне ясным. Вместе с тем глиноземистые ортопироксены пользуются распространением в различных по условиям образования породах, например во внутрикоровых ультрабазитах и субмантийных алмазоносных и родственных им эклогитах, не обнаруживая заметных различий в составе. Судя по изменениям молекулярных весов и объемов, плотности и рентгенографических характеристик, вхождение катионной группы $Al_{VI} + Al_{IV}$ в энстатит (бронзит) почти не влияет на уплотнение структуры ромбического пироксена.

Заселение октаэдрической и тетраэдрической позиций клинопироксена большими количествами алюминия существенно влияет как на отношение $(Fe/Mg)^{МП}$, так и на коэффициенты распределения $K_D^{РП-МП}$, значительно понижая их. Это, в частности, видно из сопоставления богатых Al_2O_3 окололиквидусных пар, коэффициенты распределения которых $K_D^{РП-МП} = (Fe/Mg)^{РП} : (Fe/Mg)^{МП}$ по экспериментальным данным не позволяют наметить связь с изменением температуры: K_D^{1400} — 0,881; K_D^{1335} — 0,787; K_D^{1290} — 0,847; K_D^{1160} — 0,662 (Грин и Рингвуд, 1968; Грин, 1968). Установлено, что давление практически не влияет на стабилизацию распределения Mg и Fe между пироксенами и мерой смещения обменной реакции с температурой является свободная энергия реакции $\Delta G_T^0 = -\ln K_T$, где K_T — константа равновесия. Естественное протекание процесса затормаживается при $\Delta G_T^0 \rightarrow 0$ и при $\Delta G_T^0 \leqslant 0$ (или $K \leqslant 1$) становится невозможным. Таким образом, приведенные выше значения $K_D^{РП-МП}$ не соответствуют константам равновесия и характеризуют частный случай распределения, сравнительно редко встречающийся в природе (Породообразующие пироксены, 1971). Интересные данные содержатся в работе Б. Хенсен (Hensen, 1973), отметившего, что при $T > 1410°$ С обменное равновесие между гранатом, а также орто- и клинопироксеном не устанавливается; оно оценивалось приближенно по общей направленности реакции. В этих условиях, возможно, распределение Mg и Fe между указанными минералами утрачивает зависимость от температуры ($\Delta G_T^0 \rightarrow 0$).

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ИОНООБМЕННОЙ РЕАКЦИИ ГД+ЭН=ДИ+ФС

Влияние температуры на изоморфные замещения (Mg, Fe) → Ca в сосуществующих орто- и клинопироксенах рассматривается при освещении условий образования пироксенов из ультраосновных пород. Зависимость составов пироксенов от изменения температуры можно видеть на рис. 29, где поле МП + РП с возрастанием температуры сокращается и в обмене железом и магнием участвуют уже не чистые конечные члены пироксенового ряда в системе CaO — MgO — FeO, а по крайней мере бинарные твердые растворы диопсида, геденбер-

гита, энстатита, ферросилита. Обменная реакция, учитывающая изменение кальциевости пироксенов с температурой, принимает следующий вид: $(Ca, Fe)_2 Si_2O_6$ (твердый раствор геденбергита) + (Ca, Mg) SiO_3 (твердый раствор энстатита) = $(Ca, Mg)_2 Si_2O_6$ (твердый раствор диопсида) + (Ca, Fe) SiO_3 (твердый раствор ферросилита). Каждый из этих ко-

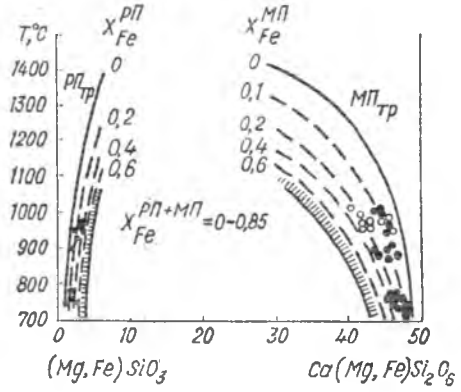

Рис. 29. Диаграмма состояния системы Ca (Mg, Fe) Si_2O_6 — (Mg, Fe) SiO_3, представляющая геотермометр на основе расслоения твердых растворов сосуществующих орто- и клинопироксенов ($P = 7$—$10 \cdot 10^8$ Па). Заштрихованная область — МП + РП + Ол ($X_{Fe} = 0{,}85$ — $1{,}0$)

нечных членов обменной реакции представляет собой бинарный твердый раствор. Изменение их составов в зависимости от температуры характеризуется следующим образом:

$$Ди_{тр} - X^{Ca} = 0{,}216 + 1{,}482 \cdot T \cdot 10^{-3} - 0{,}754 \cdot T^2 \cdot 10^{-6};$$

$$Гд_{тр} - X^{Ca} = 0{,}113 - 0{,}115 \cdot T \cdot 10^{-3} - 0{,}122 \cdot T^2 \cdot 10^{-6};$$

$$Эн_{тр} - X^{Ca} = 0{,}111 - 0{,}251 \cdot T \cdot 10^{-3} + 0{,}146 \cdot T^2 \cdot 10^{-6};$$

$$Фс_{тр} - X^{Ca} = 0{,}136 - 0{,}169 \cdot T \cdot 10^{-3} + 0{,}109 \cdot T \cdot 10^{-6};$$

$X^{Ca} = Ca/(Ca + Mg)$ или $Ca/(Ca + Fe)$.

Сольвусы энстатита и диопсида, ограничивающие двухфазное поле на диаграмме T—X, приняты по данным эксперимента Д. Линдсли и Р. Диксона (Lindsley, Dixon, 1976) с учетом результатов других работ (Nerhu, Wyllie, 1974; Mori, Green, 1975). Граничные составы твердого раствора геденбергита установлены на основе термодинамического анализа, а изменение кальциевости ферросилита оценивалось по эксперименту (Munoz, Lindsley, 1968). Значения S^0_{298} твердых растворов получены при допущении, что $S^{изб} \to 0$ и энтропия смешения $S^{см} = -R(X_A \ln X_A + X_B \ln X_B)$, где $X_{A,B}$ — мольные доли компонентов. Для метасиликатов с экспериментально определенной величиной S^0_{298} (Маракушев, 1969) связь абсолютной энтропии с молекулярным весом выражается $S^0_{298} = -51{,}141 + 1{,}510 \cdot M - 0{,}0033 \cdot M^2$ Дж · К$^{-1}$ (для геденбергита $S^0_{298} = 171{,}879$ Дж · К$^{-1}$). Значения S^0_{298} метасиликатов связаны также с суммой слагающих их окислов ($\Sigma S^0_{ок}$) : $S^0_{298} = 86{,}474 - 4{,}259 \cdot \Sigma S^0_{ок} + 0{,}192 (\Sigma S^0_{ок})^2$. S^0_{298} геденбергита по этому уравнению составляет 170,958 Дж · К$^{-1}$. Энтропия чистого ферросилита по приведенным данным равна 89,08 Дж · К$^{-1}$. Энтропия конечных бинарных твердых растворов пироксенов изменяется с их составами, которые в то же время являются функцией температуры:

$$S^0_{298}(Ди_{тр}) = 140{,}431 + 4{,}807 \cdot T \cdot 10^{-3} - 0{,}803 \cdot T^2 \cdot 10^{-6} \text{ Дж} \cdot \text{К}^{-1};$$

$$S^0_{298}(Гд_{тр}) = 164{,}954 + 11{,}581 \cdot T \cdot 10^{-3} - 1{,}401 \cdot T^2 \cdot 10^{-6} \text{ Дж} \cdot \text{К}^{-1};$$

$$S^0_{298}(Эн_{тр}) = 65{,}743 + 2{,}225 \cdot T \times 10^{-3} \text{ Дж} \cdot \text{К}^{-1};$$

$$S^0_{298}(Фс_{тр}) = 91{,}633 + 4{,}317 \cdot T \cdot 10^{-3} - 1{,}610 \cdot T^2 \cdot 10^{-6} \text{ Дж} \cdot \text{К}^{-1}.$$

Достоверное определение термодинамических параметров твердых растворов (значение свободной энергии, энтальпии, связи температуры с теплоемкостью и пр.) в настоящее время не представляется возможным. Техническое оснащение лучших экспериментальных лабораторий позволяет получить лишь существенно упрощенную количественную характеристику воспроизводимого процесса. Построение его физико-химических моделей устанавливает обычно лишь общую направленность того или иного явления. Вместе с тем термодинамическому анализу, кото-

ТАБЛИЦА 44

Высокотемпературные составляющие энтальпии и энтропии для диопсида и энстатита

T, К	Диопсид				Энстатит			
	$(H_T^0 - H_{298}^0)$, кДж		$(S_T^0 - S_{298}^0)$, Дж · К$^{-1}$		$(H_T^0 - H_{298}^0)$, кДж		$(S_T^0 - S_{298}^0)$, Дж · К$^{-1}$	
	1	2	1	2	1	2	1	2
800	106,244	107,277	203,731	206,564	51,580	50,986	99,093	96,257
1000	154,636	155,038	256,111	289,068	74,973	75,688	124,490	123,365
1200	204,840	204,493	302,750	304,762	99,374	100,708	147,105	146,448

Примечание. 1 — рассчитано по уравнениям теплоемкости (Карпов и др., 1971); 2 — рассчитано по уравнениям, полученным из оценок теплоемкостей методом Н. А. Ландия (1962).

рый может предотвратить грубые ошибки при оценке условий глубинного минералообразования, придается в настоящее время большое значение (Саксена, 1975; Перчук, Рябчиков, 1976; Жариков, 1976).

Располагая данными о зависимости изменения составов конечных бинарных твердых растворов от температуры и полученными для них значениями энтропий, можно воспользоваться методом Н. А. Ландия (1962) для расчета уравнений теплоемкостей. Состав непрерывно, но закономерно изменяется с температурой и каждому значению температуры будет соответствовать своя величина кальциевости (различная для твердого раствора диопсида или геденбергита и т. д.). Взаимосвязь между стандартными значениями энтропии и теплоемкостями для обширного ряда соединений была детально рассмотрена А. А. Маракушевым (1969), который показал, что метод Н. А. Ландия может быть использован для определения высокотемпературной теплоемкости весьма ограниченного числа соединений. Однако контрольные расчеты высокотемпературной теплоемкости пироксенов, для которых имеются достаточно надежные коэффициенты в степенном уравнении теплоемкости $C_p = a + b \cdot T - c \cdot T^{-2}$ (диопсид $C_p = 52{,}87 + 7{,}84 \cdot T \cdot 10^{-3} - 15{,}84 \cdot T^{-2} \times 10^5$, энстатит $C_p = 24{,}55 + 4{,}74 \cdot T \times 10^{-3} - 6{,}28 \cdot T^{-2} \cdot 10^5$), хорошо совпадают с расчетами по методу Н. А. Ландия. Вычисленные по приближенным и более строгим уравнениям теплоемкости высокотемпературные составляющие энтальпии $(H_T^0 - H_{298}^0)$ и энтропии $(S_T^0 - S_{298}^0)$ приведены в табл. 44. Следует полагать, что степенные уравнения теплоемкости, полученные для твердых растворов пироксенов, также достаточно верно передают связь высокотемпературных теплоемкостей с температурой:

$$\text{Ди}_{\text{тр}} - C_p = 48{,}162 + 10{,}51 \cdot T \cdot 10^{-3} - 8{,}95 \cdot T^{-2} \cdot 10^5;$$

$$\text{Гд}_{\text{тр}} - C_p = 50{,}203 + 12{,}15 \cdot T \cdot 10^{-3} - 7{,}305 \cdot T^{-2} \cdot 10^5;$$

$$\text{Эн}_{\text{тр}} - C_p = 25{,}339 + 4{,}406 \cdot T \cdot 10^{-3} - 2{,}756 \cdot T^{-2} \cdot 10^5;$$

$$\text{Фс} - C_p = 25{,}97 + 4{,}36 \cdot T \cdot 10^{-3} - 4{,}62 \cdot T^{-2} \cdot 10^5.$$

В общем случае определить изменение ΔG_T^0 реакции с температурой не удастся, так как величины ΔH_{298}^0 для каждого из твердых растворов не известны. Однако, представляя уравнение $\Delta G_T^0 = \Delta H_T^0 - T \cdot \Delta S_T^0$ в виде $\frac{G_T^0}{T} = \frac{H_T^0}{T} - S_T^0$, путем простых преобразований легко получить $\frac{G_T^0 - H_{298}^0}{T} = \frac{H_T^0 - H_{298}^0}{T} - S_T^0$. Эта функция свободной энергии еще не получила общепринятого названия, хотя уже давно используется для расчетов приращения свободной энергии с изменением температуры. В данном случае ее удобно использовать для описания и характеристики термодинамических свойств обменной реакции $\text{Гед}_{\text{тр}} + \text{Эн}_{\text{тр}} = \text{Ди}_{\text{тр}} + \text{Фс}_{\text{тр}}$. Свободная энергия реакции может быть рассчитана по уравнению $\Delta G_T^0 = \Delta H_{298}^0 + T \cdot \Delta\left(\frac{G_T^0 - H_{298}^0}{T}\right)$, где $\Delta\left(\frac{G_T^0 - H_{298}^0}{T}\right) = \frac{G_T^0 - H_{298}^0}{T}$ (соедине-

ний) — $\frac{G_T^0 - H_{298}^0}{T}$ (простых веществ). Значения $\frac{G_T^0 - H_{298}^0}{T}$ для простых веществ взяты из работы (Robie, Waldbaum, 1968). Величина ΔH_{298}^0 реакции, представляющая алгебраическую сумму энтальпий соединений в стандартном состоянии, в первом приближении может выражаться в виде постоянной. При более детальном рассмотрении она трансформируется в почти линейную функцию температуры, так как составы реагирующих бинарных растворов закономерно изменяются с колебаниями температуры; растворы представлены однотипными веществами, и по отношению к полученным результатам успешно применялись методы прямого сопоставления — «метод отношений» и «метод двойного сравнения» (Киреев, 1970). Уравнение, связывающее константу равновесия реакции с температурой, имеет следующий вид: $\ln K_T = -D - \Delta\left(\frac{G_T^0 - H_{298}^0}{T}\right)\frac{1}{R}$, где для упрощения $\Delta H_{298}^0/RT$ заменяем D. Зависимость функции свободной энергии реакции от температуры определена по рассчитанным значениям $\frac{G_T^0 - H_{298}^0}{T}$ для твердых растворов диопсида, геденбергита, энстатита и ферросилита: $\Delta\left(\frac{G_T^0 - H_{298}^0}{T}\right) = 4{,}012 + 13{,}346 \cdot T \cdot 10^{-3} - 0{,}966 \cdot T^2 \cdot 10^{-5}$ Дж · К$^{-1}$ (T = 1000 — 1500 К). Вывод значений $\ln K_T$ для температур, изменяющихся от 1000 до 1500 К, связан с анализом переменной D в уравнении изотермы реакции. Нижний температурный предел, близ которого в системе диопсид — энстатит твердые растворы диопсида и энстатита приходят в соответствие со стехиометрическими формулами, составляет 752 К. Он получен по экстраполяции результатов экспериментальных исследований (Nerhu, Wyllie, 1974; Mori, Green, 1975; Lindsley, Dixon, 1976). В этих условиях обменная реакция приближается к виду $CaFeSi_2O_6 + MgSiO_3 = CaMgSi_2O_6 + FeSiO_3$. Значения ΔH_{298}^0 для чистых диопсида, энстатита, ферросилита взяты из работы (Карпов и др., 1971). Термодинамические свойства геденбергита получены по независимым расчетам на основе опытов (Lindsley, Munaz, 1969; Rutstein, 1971): $\Delta H_{298}^0 = -2836{,}793$ Дж; $\Delta G_T^0 = -2672{,}877$ Дж; $S_{298}^0 = 171{,}544$ Дж · К$^{-1}$; $C_p = 52{,}818 + 10{,}169 \cdot T \cdot 10^{-3} \cdot 10^{-5}$, откуда ΔH_{298}^0 (реакции) = —16,727 Дж ($T \leqslant 752$ К).

Имеющиеся результаты экспериментальных работ наиболее полно характеризуют распределение Mg и Fe между орто- и клинопироксенами при $T = 1100°$ С и $P = 22$—$45 \cdot 10^8$ Па (Akella, Boyd, 1973; Hensen, 1973). Молекулярные объемы пироксенов, тождественных по составу продуктам указанных опытов, рассчитаны по параметрам ячейки синтетических и природных пироксенов ромбических и моноклинных (Скиннер, Войд, 1971; Rutstein, Jund, 1969; Дир, Хауи, Зусман, 1965; Породообразующие пироксены, 1971). Объемные эффекты реакции оказываются очень небольшими $\Delta V = -0{,}033 \div -0{,}079$ Дж/10^5 Па (разброс значений связан с использованием различных данных; приведены крайние значения) и позволяют пренебречь влиянием давления на распределение Mg и Fe. Величина константы равновесия реакции при $T = 1373$ К рассчитана с помощью двупараметрической асимметричной модели смешения (Саксена, 1975):

$$\ln K_T = \ln K_D + a_1 (X_{Mg} - X_{Fe})^{РП} + a_2 (6X_{Fe} \cdot X_{Mg} - 1)^{РП} + a_3 (X_{Fe} - X_{Mg})^{МП} + a_4 (6X_{Fe} \cdot X_{Mg} - 1)^{МП} = 0{,}1630\ (\pm 0{,}011),$$

где $a_1 = A_0^{РП}/RT$; $a_2 = A_1^{РП}/RT$; $a_3 = A_0^{МП}/RT$; $a_4 = A_1^{МП}/RT$

и A_0, A_1 — энергетические константы.

Подставляя $\ln K_T^{1373(k)} = 0{,}163$ в выражение $\ln K_T = D + \Delta\left(\frac{G_T^0 - H_{298}^0}{T}\right)\frac{1}{R}$, находим значение $D^{1374} = 0{,}6219$ и зависимость этого члена уравнения от температуры: $D = 3{,}4526 \times 10^3 \cdot T^{-1} - 1{,}8926$. Уравнение, связывающее константу равновесия с температурой, представится следующим: $\ln K_T = 3{,}4526 \times$

ТАБЛИЦА 45

Параметры обменной реакции $Гд_{тр} + Эн_{тр} = Ди_{тр} + Фс_{тр}$

T, К	$\Delta\left(\frac{G_T^0 - H_{298}^0}{T}\right)$, кДж · К$^{-1}$	D	$\ln K_T$	K_T
800	8,510	2,423	1,399	4,00
900	8,200	1,944	0,957	2,586
1000	7,698	1,560	0,634	1,884
1100	7,004	1,246	0,404	1,499
1200	6,112	0,984	0,249	1,293
1300	5,029	0,763	0.158	1,179
1400	3,753	0,573	0,121	1,135
1500	2,284	0,409	0,110	1,114

$\times 10^3 \cdot T^{-1} - 1{,}6054 \cdot 10^{-3}T + 1{,}164 \times 10^{-6} \cdot T^2 - 2{,}9752$. Значения $\ln K_T$, K_T, D и $\Delta\left(\frac{G_T^0 - H_{298}^0}{T}\right)$ обменной реакции сведены в табл. 45.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ Fe и Mg МЕЖДУ ТВЕРДЫМИ РАСТВОРАМИ ОРТО- И КЛИНОПИРОКСЕНОВ В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ

Двупироксеновые метаморфические породы Украинского щита распространены в Среднем Побужье, Орехово-Павлоградской зоне и Приазовье. Образцы для анализа распределения Mg и Fe между сосуществующими пироксенами разделены на четыре группы, каждая из которых отражает близкие или одинаковые PT-условия метаморфизма. Количество проанализированных пироксеновых пар, достаточно строго представляющих то или иное изотемпературное сечение гранулитовой фации, оказалось ограниченным, однако достаточным для того, чтобы охарактеризовать изотермы распределения для двупироксеновых ассоциаций. Содержание железа в орто- и клинопироксенах указанных групп приведено в приложении (Прил. I, табл. 5, 7; Прил. II, табл. 4,6).

Корреляция $(Fe/Mg)^{РП}$ и $(Fe/Mg)^{МП}$ пироксеновых пар может быть выражена следующими уравнениями:

для основных гранулитов Побужья

$$(Fe/Mg)^{РП} = -0{,}161 + 3{,}302\,(Fe/Mg)^{МП} - 2{,}343\,[(Fe/Mg)^{МП}]^2;$$

для основных кристаллосланцев Приазовья

$$(Fe/Mg)^{РП} = -0{,}056 + 2{,}346\,(Fe/Mg)^{МП} - 0{,}476\,[(Fe/Mg)^{МП}]^2;$$

для железистых кварцитов Среднего Побужья

$$(Fe/Mg)^{РП} = -0{,}132 + 3{,}136\,(Fe/Mg)^{МП} - 1{,}365\,[(Fe/Mg)^{МП}]^2;$$

для железистых кварцитов Приазовья

$$(Fe/Mg)^{РП} = 0{,}051 + 1{,}256\,(Fe/Mg)^{МП} + 0{,}068\,[(Fe/Mg)^{МП}]^2.$$

Корреляционные кривые связи пересекают линии идеального распределения (рис. 30), обнаруживая большое отклонение от распределения по закону идеальных растворов. Величина K_D в связи с колебаниями X_{Fe} изменяется вполне закономерно, что, по мнению С. Саксены (1975), увеличивает надежность расчетов активности по составу двух равновесных фаз. Используя модель распределения с участием асимметричных субрегулярных твердых растворов, как это было сделано при расчете константы равновесия при T 1100°С по экспериментальным данным, можно получить параметры смешения A_0/RT и A_1/RT, а также константу равновесия обменной реакции. Результаты расчетов K_T и A_0/RT, A_1/RT для орто- и клинопироксенов каждой изотермической серии представлены в табл. 46.

Коэффициенты активности Fe и Mg (ν) связаны с A_0/RT и A_1/RT соотношением $\ln \nu_{Fe} = (1 - X_{Fe})^2\,[A_0/RT + A_1/RT\,(3X_{Fe} - X_{Mg})]$ и $\ln \nu_{Mg} = X_{Fe}^2[A_0/RT - A_1/RT \times (3X_{Mg} - X_{Fe})]$, из них выведены уравнения, связывающие изменение коэффициентов активности Fe с колебаниями X_{Fe}:

в основных гранулитах Побужья

$$\nu_{Fe}^{РП} = 6{,}797 - 22{,}647X_{Fe} + 31{,}702X_{Fe}^2 - 15{,}7X_{Fe}^3;$$

$$\nu_{Fe}^{МП} = 1{,}809 - 4{,}385X_{Fe} + 20{,}379X_{Fe}^2 - 23{,}250X_{Fe}^3;$$

в основных кристаллосланцах Приазовья

$$\nu_{Fe}^{РП} = 7{,}329 - 24{,}129X_{Fe} + 33{,}0X_{Fe}^2 - 15{,}9X_{Fe}^3;$$

$\nu_{Fe}^{МП} = 7{,}597 - 35{,}794X_{Fe} + 76{,}864X_{Fe}^2 - 57{,}25X_{Fe}^3$;

в железистых кварцитах Среднего Побужья

$\nu_{Fe}^{РП} = 7{,}171 - 23{,}346X_{Fe} + 32{,}206X_{Fe}^2 - 15{,}887X_{Fe}^3$;

$\nu_{Fe}^{МП} = 7{,}55 - 24{,}593X_{Fe} + 33{,}286X_{Fe}^2 - 16{,}0X_{Fe}^3$.

Приведенные уравнения позволяют определить активность в твердых растворах орто- и клинопироксенов ($a_i = \nu_i$, X_i), а рассчитав значения ν_{Mg} по данным табл. 44, можно оце-

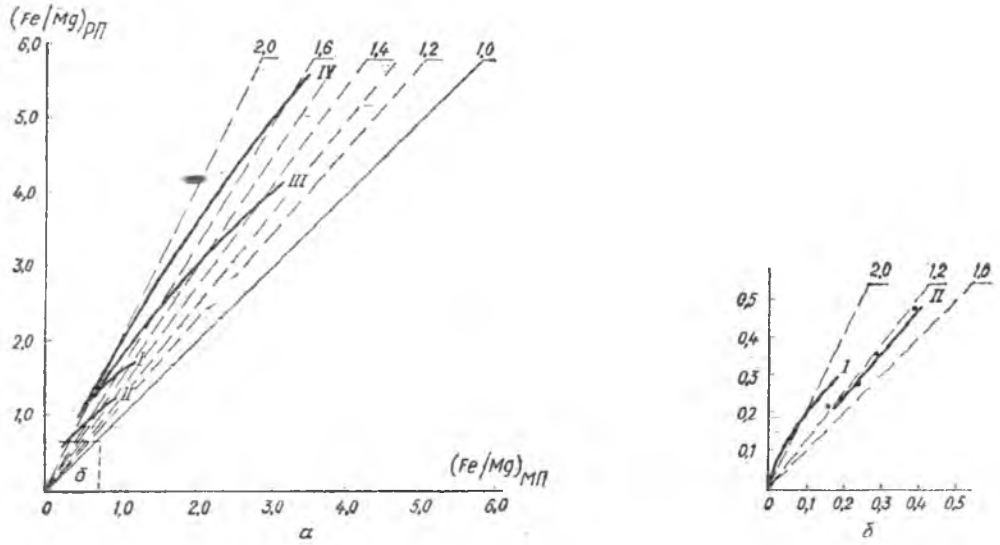

Рис. 30. Распределение железа и магния между орто- и клинопироксенами из некоторых изотермических сечений гранулитового комплекса Украинского щита.

а. Линии распределения: I — основные гранулиты и кристаллосланцы Приазовья; II — то же, Побужья; III — эвлизиты и железистые кварциты Приазовья; IV — то же, Побужья;
б. I — Пироксеновые пары из гипербазитов, метаморфизованных в гранулитовой фации ($\ln K_{D\text{ср}} = 0{,}693$); II — экспериментальное распределение при 1100° С ($P = 30$—$45 \cdot 10^8$ Па)

$\nu_{Fe}^{МП} = 5{,}532 - 21{,}814X_{Fe} + 46{,}021X_{Fe}^2 - 34{,}833X_{Fe}^3$;

в железистых кварцитах Приазовья

$\nu_{Fe}^{РП} = 1{,}634 + 6{,}334_{Fe} - 17{,}178X_{Fe}^2 + 10{,}747X_{Fe}^3$;

нить величину константы равновесия по химическим анализам сосуществующих пироксенов

$$K_T = \frac{a_{Fe}^{РП} \cdot a_{Mg}^{МП}}{a_{Mg}^{РП} \cdot a_{Fe}^{МП}},$$

Температуры стабилизированного распределения Mg и Fe между орто- и клинопироксе-

ТАБЛИЦА 46

Параметры смешения орто- и клинопироксенов в условиях гранулитовой фации

№ п/п	Ортопироксен		Клинопироксен		$\ln K_T$	K_T	T, °С
	A_0/RT	A_1/RT	A_0/RT	A_1/RT			
1	1,877	—0,400	1,273	0,932	0,374	1,454	844
2	1,976	—0,172	1,410	0,820	0,409	1,506	822
3	2,017	—0,093	1,664	0,644	0,307	1,360	848
4	1,491	0,967	2,114	—0,283	0,385	1,469	832
5	0,134	—0,640	0,018	—0,710	0,162	1,171	1100

Примечание. 1 — основные гранулиты Побужья; 2 — железистые кварциты Среднего Побужья; 3 — основные кристаллосланцы Приазовья; 4 — железистые кварциты Приазовья; 5 — параметры обменной реакции, рассчитанные по экспериментальным данным для 1100° С.

нами, характеризующими региональные особенности условий метаморфизма в зависимости от типа формации, представлены в табл. 46. Наиболее высокая температура метаморфизма устанавливается для основных кристаллосланцев Приазовья (870° С), в то время как в основных гранулитах Побужья она достигает лишь 820° С. Сравнивая двупироксеновые метабазиты Приазовья и Побужья, следует отметить, что пироксеновые пары в составе последних находятся в равновесии с пиропальмандиновым гранатом (Щербаков, 1975) и распределение, видимо, отражает более поздний процесс возникновения гранатовых двупироксеновых пород (эклогитоподобных), который, по нашим данным, является регрессивным. Почти тождественные условия формирования гранат-двупироксеновой субфации регионального метаморфизма устанавливаются и для комплексов железистых пород Среднего Побужья (820° С). Условия распределения Mg и Fe между орто- и клинопироксеном в железистых кварцитах Приазовья и Побужья очень близки (810° С). Степень приближения термодинамических расчетов к распределению Mg и Fe в пироксеновых парах из пород Украинского щита следует, по-видимому, считать достаточно высокой.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ УЛЬТРАБАЗИТОВ ПО КРИВЫМ РАСПАДА В СИСТЕМЕ $CaSiO_3$ — $MgSiO_3$ — $FeSiO_3$

Изоморфизм кальция, магния и железа в клино- и ортопироксенах ультраосновных пород, согласно представлениям об их генезисе (Усенко, 1958, 1960), на ранних стадиях был связан с условиями кристаллизации силикатного расплава и затем, в период метаморфизма, с твердофазовыми реакциями в гранулитовой фации. Широкие пределы изоморфизма Ca ⇄ (MgFe) в клинопироксенах, сосуществующих с ортопироксеном, могут соответствовать многократному распаду и перекристаллизации, а также существованию метастабильных реликтовых фаз.

Анализ зависимости изоморфных замещений Ca ⇄ (Mg, Fe) в пироксенах от температуры сдерживается из-за отсутствия достоверных данных по положению сольвуса геденбергит — ферросилит. Использование кривой сольвуса в системе $CaMgSi_2O_6$ — $MgSiO_3$ для пироксенов с колебанием железистости 5—26% вносит существенные ошибки в определение температуры растворимости ортопироксена в кальциевом клинопироксене. Экспериментальные исследования сольвуса геденбергит — ферросилит обнаруживают почти неограниченный изоморфизм кальция и железа в твердых растворах безмагниевого клинопироксена при $P = 15$—20×10^8 Па, который в природных равновесиях не известен. Основными критериями оценки этого сольвуса становятся сопоставление экспериментальных результатов с природными изоморфными сериями пироксенов и термодинамические расчеты.

Поля стабильного существования твердых растворов орто- и клинопироксенов на диаграммах состояния ограничены кривыми клинопироксенового и ортопироксенового сольвусов, которые пересекаются в высокотемпературной части диаграммы линией солидуса. В системе $MgSiO_3$ — $CaMgSi_2O_6$ были получены кривые распада при 101 325 Па (Boyd, Schairer, 1964), которые согласуются с другими экспериментальными данными (рис. 31). При давлении $30 \cdot 10^8$ Па эта система характеризуется почти полной смесимостью, узким участком конгруэнтного плавления и перитектикой в малокальциевой ее части (Дэвис, 1969). С возрастанием железистости конечных членов в системе (Mg, Fe) SiO_3 — Ca (Mg, Fe) Si_2O_6 поле РП + МП при давлении 15—$20 \cdot 10^8$ Па постепенно сокращается. Положение двупироксеновой области в сечении Вол—$Эн_{15}$ — $Фс_{85}$ представлено в статье Смита и Финжера (Smith, Finger, 1972). Установлено, что температура не оказывает большого влияния на координаты кривой клинопироксенового сольвуса. В разрыве между орто- и клинопироксеновыми сольвусами установлена смесь бедного кальцием клинопироксена (*пижонит пространственной группы* ($P2_1/c$)) и ортопироксена (рис. 31, *б*). В системе геденбергит — ферросилит при $P = 20 \cdot 10^8$ Па и $T = 800$—950° С также получены очень пологие кривые сольвусов орто- и клинопироксенов (Munos, Lindsley, 1969). В направлении клиносольвуса на рис. 31, *в* намечается неопределенное поле развития клинопироксенов с авгитовой ($C2/c$) и пижонитовой структурами. Определение точного положения орто- и клинопироксеновых сольвусов в железистой части пироксенового четырехугольника

затруднено сложным контролем окислительных условий в эксперименте, а также существенно зависит от чувствительности рентгеновского метода при определении смеси авгит+пижонит и кинетики «пижонитовой инверсии». Как видно, в экспериментах с системой CaO—

определению температуры равновесия реакции ортопироксен → менее железистый ортопироксен + кварц + магнетит (Кравченко, Яковлев, 1970) стабилизированное состояние ассоциации РП + МП устанавливается при $T = 730°$ С.

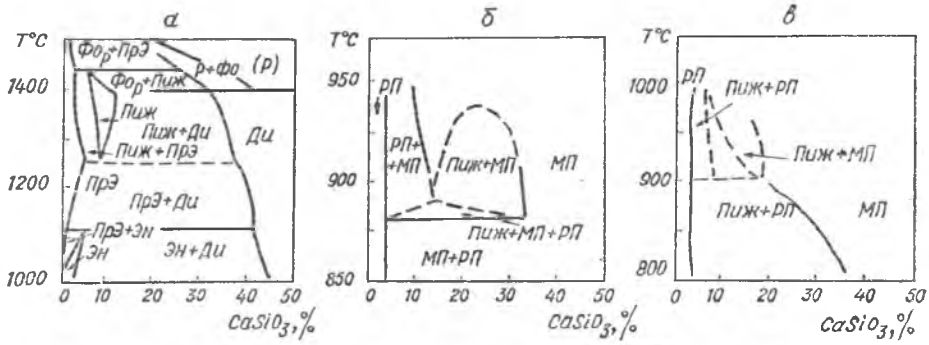

Рис. 31. Диаграмма состояния окололиквидусной области для сосуществующих орто-и клинопироксенов переменной железистости.

$а$ — $X_{Fe} = \frac{Fe}{Fe + Mg} = 0$; $б$ — $X_{Fe} = 0{,}85$; $в$ — $X_{Fe} = 1{,}0$

$FeO—SiO_2$ при высоком давлении за счет замещения кальция железом в геденбергите получена необычайно широкая серия твердых растворов клинопироксена крайне железистого состава. Анализ этих результатов между тем может дать различное истолкование. Сопоставление экспериментальных кривых на диаграммах состояния с данными по изоморфизму природных пироксенов в системе $CaO—MgO—FeO—SiO_2$ является, по мнению авторов, перспективным при исследовании масштабов смесимости Гд—Фс. Наиболее представительной изоморфной серией природных клинопироксенов, температуры равновесия которой хорошо изучены экспериментально (Тилли, Йодер, Шерер, 1969) и теоретически (Wager, 1960), являются твердые растворы клинопироксенов из аккумулятивных феррогаббро интрузии Скаергард (Восточная Гренландия). Зависимость их кальциевости от железистости с хорошим приближением рассчитана нами по анализам, представленным в работе Н. Л. Добрецова и др. (Породообразующие пироксены, 1971), и выражена уравнением $X_{Ca} = 0{,}304 + 0{,}144X_{Fe} - 0{,}04X_{Fe}^2$. Предельный состав при $T = 970°$ С имеет вид $Ca_{0,808}Fe_{1,192}Si_2O_6$. Обширная серия богатых кальцием клинопироксенов переменной железистости известна в железистых кварцитах Украинского щита (Прил. II, табл. 4). По

По независимым термодинамическим расчетам получены значения $\Delta H^0_{298} = -2834,693$ кДж и $\Delta G^0_{298} = -2670,789$ кДж для геденбергита, а также степенные уравнения теплоемкости стехиометрического геденбергита и менее кальциевого твердого раствора геденбергита, состав которого изменяется с температурой. Равновесия $Гд_{тр}$ — —Гд + Фа + Кв → Гд + Фс (с повышением давления) характеризуются определенными величинами ΔS^0_T, ΔV, $\frac{\partial P}{\partial T}$, которые позволяют количественно оценить пределы смесимости нормативных геденбергита и ферросилита в условиях переменных температур и давлений. Из табл. 47 видно, что поле устойчивости твердого раствора менее кальциевого геденбергита незначительно расширяется с давлением до тех пор, пока оно ограничивается ассоциацией Гд + Фа + Кв, и при достижении критического давления практически зависит только от температуры. Положение сольвуса геденбергит — ферросилит, определенного по термодинамическим расчетам, и сопоставленного по лучшему приближению природного изоморфизма в пироксенах к экспериментальным данным, представлено на рис. 32. Предел смесимости, появляющийся при критических давлениях, показан в виде полибарической кривой А. Использование предложенного

Таблица 47

Термодинамическая характеристика равновесия твердого раствора геденбергита в ассоциациях Гд + Фа + Кв и Гд + Фс

	Твердый раствор геденбергита					Термодинамические параметры					
	Нормативный состав (мольная доля)					Гд + Фа + Кв = Гд			Гд + Фс = $Гд_{тр}$		
T, К	$CaFeSi_2O_6$	$Fe_2Si_2O_6$	S^0_{298}, Дж · $К^{-1}$	S^0_T, Дж · $К^{-1}$	V, Дж/10^{-5}Па	ΔS^0_T, Дж · $К^{-1}$	ΔV, Дж/10^{-5} Па	$\frac{\partial P}{\partial T}$, 10^5 Па/К	ΔS^0_T Дж · $К^{-1}$	ΔV, Дж/10^5Па	$\frac{\partial P}{\partial T}$, 10^5 Па/К
800	0,950	0,050	174,389	392,626	6,7797	8,347	—0,0109	—0,767	8,745	0,00188	4,64
900	0,930	0,070	175,351	422,751	6,7776	8,669	—0,0234	—0,370	9,414	0,00217	4,87
1000	0,888	0,112	177,150	451,537	6,7738	9,498	—0,0348	—0,273	11,506	0,00815	1,41
1100	0,848	0,152	178,740	477,896	6,7659	10,157	—0,0471	—0,216	11,757	0,00878	1,69
1200	0,807	0,193	180,246	502,582	6,7617	10,770	—0,0649	—0,166	12,719	0,01217	1,04

варианта клинопироксенового сольвуса в системе $CaFeSi_2O_6$ — $FeSiO_3$ рассматривается как перспективное для создания геотермометра, основанного на разделении не столь обо-

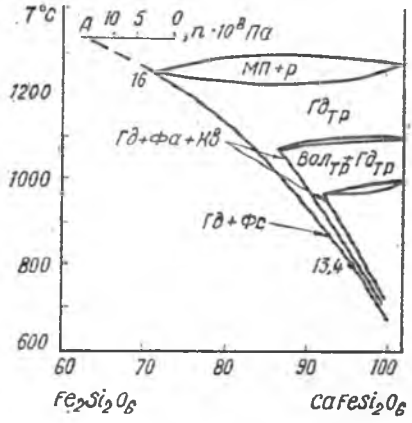

Рис. 32. Клинопироксеновая ветвь сольвуса в системе геденбергит — ферросилит

гащенных алюминием твердых растворов клинопироксенов с переменной железистостью, которые сосуществуют с ортопироксеном. Корреляция между значениями $X_{Ca} = \frac{Ca}{Ca + Mg + Fe}$ и температурой рассмотрена в работе Л. Л. Перчука (1971). Он показал, что положение сольвуса геденбергит — ферросилит, представленного на рис. 31, *в* (Munos, Lindsley, 1969), не позволяет произвести калибровку геотермометра с большей точностью, чем ±200° С, хотя относительная его точность является высокой.

В работе Д. Линдсли и С. Диксона (Lindsley, Dixon, 1976) учтены практически все надежные эксперименты по установлению сольвуса диопсид — энстатит. Кривая распада, предложенная Ф. Бойдом (Boyd, 1973), в ряде случаев использовалась в качестве геотермометра (Соболев и Харкив, 1975), однако она отражает особенности изоморфизма весьма магнезиальных пироксенов, не учитывая смещения кривой с возрастанием содержания железа в клинопироксене, что вносит большие искажения в результаты. Вместе с тем содержание компонента $CaSiO_3$ в клинопироксенах из глубинных ксенолитов существенно зависит от масштабов изоморфизма $NaAl \rightarrow CaMg$.

Сочетание кривых распада, полученных Д. Линдсли и С. Диксоном (Lindsley, Dixon, 1976) и выведенных для изоморфной пары компонентов $CaFeSi_2O_6$—$FeSiO_3$, на диаграмме состояния представляет сравнительно узкую полосу, чувствительную к изменению температуры равновесия и изменению мольной доли Fe^{2+} (см. рис. 29). Калибровка этого геотермометра по соотношению X_{Ca} и X_{Fe} производилась по экспериментальным данным (Akella, Boyd, 1973) при $T = 1100°$ С в интервале давлений 30—45 · 10^8 Па. Вариант геотермометра, учитывающий распад твердых растворов пироксенов при 7—10 · 10^8 Па, т. е. приближенный к условиям гранулитовой фации, получен путем пересчета указанных

данных, скорректированных по экспериментальным при $P = 7{,}5 — 13{,}5 \cdot 10^8$ Па (Mysen, Boettcher, 1974; Грин, Рингвуд, 1968; Грин, 1968), и представлен на рис. 29. Влияние давления на положение сольвуса магнезиальной части системы возрастает с увеличением температуры, что особенно заметно при $T > 1200°$ С. Значительные ошибки в определении температуры по сольвусу без учета влияния давления (Lindsley, Dixon, 1976) могут быть устранены следующим образом: 1) путем построения геотермометра для определенных ступеней давления, в пределах которых смещения кривых будут наименьшими; 2) за счет аппроксимирования кривой распада по имеющимся экспериментам, моделирующим различные природные процессы (Akella, Boyd, 1973; Hensen, 1973; Boyd, Nixon, 1973; Nehru, Wyllie 1974; Mori, Green, 1975; Грин, Рингвуд, 1968; Грин, 1968; Kushiro, 1974); 3) при учете изоморфных замещений с участием кальция, магния, железа в той или иной изофациальной серии клинопироксенов. Перечисленные поправки рассчитаны и учтены при определении положения кривых сольвуса клинопироксенов с различным содержанием железа.

Расположение точек на рис. 29, отражающее колебание величин $X_{Ca} = 100 \cdot (Ca + 0{,}5\,Na) : (Ca + 0{,}5\,Na + Mg + Fe)$ в клинопироксенах, сосуществующих с ортопироксеном в архейских ультрабазитах, показывает, что по данному признаку клинопироксены образуют три группы, которые в соответствии с показаниями предложенного геотермометра характеризуются различными температурами равновесия РП + МП. Наиболее высокотемпературные клинопироксены из архейских ультрабазитов Среднего Побужья образуют на диаграмме (интервал давлений $7 — 10 \cdot 10^8$ Па) общее поле с титанавгитами протерозойских ультрабазитов Приазовья. Средняя температура равновесия РП + МП равна 990° С (±30°), что находится в хорошем соответствии с данными о генезисе и геологическом положении неметаморфизованных ультрабазитов.

Промежуточная группа клинопироксенов по показаниям геотермометра отражает распределение кальция между клино- и ортопироксенами при $T = 890°$ С (±30°). Эти минералы развиты в архейских ультрабазитах Среднего Побужья, где встречаются также клинопироксены с относительно высокой кальциевостью (X_{Ca}), которая соответствует температуре 750° С (±30°). Следует отметить, что по парагенетическим признакам эти группы пироксенов не обнаруживают существенных различий. Разделение МП на температурные группы может быть связано с тем, что либо химические анализы выполнены со значительной погрешностью, либо в ультрабазитах архейских формаций имеются метастабильные клинопироксены, которые представляют собой своеобразные реликты высокотемпературных, в ряде случаев субсолидусных этапов кристаллизации магмы ультраосновного состава. Клинопироксены с равновесным распределением Ca между МП и РП при $T \sim 890°$ С часто встречаются в ассоциации с оливином. Эксперименты над системой $CaMgSi_2O_6 — Mg_2SiO_4$ (Куширо, 1969) показали, что в ее диопсидовой части образуются твердые растворы клинопироксена, содержащие оливиновый минал, т. е. они обнаруживают кроме уменьшения значений параметра X_{Ca} избыток Mg и заметный дефицит кремния. Эти признаки нередко устанавливаются в клинопироксенах, сосуществующих с РП и Ол в архейских ультрабазитах. В подобных случаях показания геотермометра, основанного на кривых распада твердых растворов МП и РП, заметно искажаются. Клинопироксены безоливиновых двупироксеновых ультрабазитов, распавшиеся при 870—900° С, можно рассматривать как промежуточную ступень перекристаллизации продуктов разложения твердых растворов орто- и клинопироксенов.

В архейских ультрабазитах Среднего Побужья большой интерес представляют ассоциации клинопироксенов с пироксеном состава (%): SiO_2 — 52,2; TiO_2 — 0,30; Al_2O_3 — 3,17; Fe_2O_3 — 0,21; Cr_2O_3 — 0,14; FeO — 7,89; MnO — 0,29; MgO — 25,67; CaO — 9,67; Na_2O — 0,13; H_2O^- — 0,20; H_2O+ — 0,37; кристаллохимическая формула $(Ca_{0,375} \times Na_{0,01}Mg_{1,38}Mn_{0,01}Fe^{2+}_{0,24}Cr_{0,005}Fe^{3+}_{0,005}Ti_{0,01} \times Al_{0,015})_{2,05}(Si_{1,88}Al_{0,12})_2O_6$. Как видно, состав этого минерала, оптически гомогенного, соответствует пижониту. Рентгенометрическое исследование данного образца показало, что он состоит из энстатита (преобладающая в количественном отношении фаза) и значительно меньшего количества диопсида, что служит веским основанием для отнесения его по первоначальной природе к пижо-

нитам. Контрольные химические анализы охарактеризованного образца (№ 15001/183) и родственных ему образований дали почти тождественные результаты. Заметим, что менее кальциевые клинопироксены 1-й группы в их современном состоянии по рентгенографическим данным имеют двухфазное строение: минерал — хозяин (диопсид) ортопироксен, заключенный в нем в виде субмикроскопических и более тонких вростков.

Экспериментальное изучение системы $CaMgSi_2O_6$—$MgSiO_3$ при P=101325 Па показывает, что нижняя граница устойчивости ассоциаций Пиж + Ди + ПрЭ и Пиж + ПрЭ соответствует 1230° С (рис. 31, *а*) (Boyd, Schairer, 1964; Kushiro, 1971). Преобладание CO_2 в составе межзерновой жидкости существенно изменяет положение температурной границы стабильности окололиквидусных фаз. По экспериментам Д. Эглера поля фазовых равновесий не претерпевают качественных изменений при кристаллизации в условиях насыщения флюида CO_2, но смещаются в область более низких температур на 80—100° С (Eggler, 1974) при отсутствии летучих (Kushiro, 1968). Зависимость равновесий в окололиквидусной области от состава летучих распространяется и на ассоциации Пиж + + $Ди_{тр}$, Ол + Пиж, Пиж + РП, которые также смещаются в область более низких температур. С другой стороны, даже небольшое содержание Fe^{2+} в твердых растворах пироксенов заметно снижает положение нижней температурной границы окололиквидусной области и полей устойчивых ассоциаций с участием пижонита. Для пироксенов с X_{Fe} = = 0,15—0,20 температуры нижнего предела стабильности пижонита (по расчетным данным) при $P = 5—10 \cdot 10^8$ Па колеблются в пределах 1000—1050° С, что находится в хорошем соответствии с показаниями геотермометра (см. рис. 29). Таким образом, сочетания ортопироксенов с повышенной кальциевостью и диопсида с относительно низкими значениями параметра X_{Ca} достаточно реально могут отражать условия окололиквидусного равновесия в архейских ультрабазитах. Следует, конечно, учитывать, что они сохранились в виде продуктов инверсии высокотемпературных фаз, т. е. механической смеси орто- и клинопироксена, устойчивой в условиях температур и давлений гранулитовой фации.

Значительная часть маложелезистых ортопироксенов, ассоциирующих с моноклинными пироксенами в архейских ультрабазитах, характеризуется очень низким содержанием CaO, что согласуется с равновесным распределением его между МП и РП в условиях даже умеренных температур нижней границы гранулитовой фации. В ультрабазитах минералы из группы карбонатов часто развиваются, начиная от метаморфизма в гранулитовой фации (Яковлев, Кравченко, 1976). Если минералы, близкие диопсиду, сравнительно легко разлагаются вследствие реакции $CaMgSi_2O_6 + 2CO_2 = CaMg(CO_3)_2 + 2SiO_2$, то ортопироксены с низким содержанием железа обыкновенно сохраняются в виде реликтов в новообразованных агрегатах карбоната (чаще всего кальцита с переменным содержанием магния). В этих случаях уменьшение кальциевости энстатитов и бронзитов можно объяснить влиянием ионообменного равновесия $CaSiO_3 + CaMg(CO_3)_2 = MgSiO_3 + CaCO_3$.

ГЛАВА 16. ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ В ПИРОКСЕНАХ

В ромбических и моноклинных пироксенах в незначительном количестве постоянно присутствуют редкие, рассеянные и малые элементы, но изучено распределение этих элементов в породообразующих пироксенах слабо. Некоторые данные о распределении элементов группы железа в пироксенах из ультраосновных и основных пород различных районов Украинского щита приводятся в работах И. С. Усенко, Г. Л. Кравченко, А. Б. Фомина и др. (Усенко и др., 1970; Кравченко, Фомин, 1973; Фомин и др., 1971, 1972, 1977; Геохимические особенности..., 1976). Содержание элементов-примесей в моноклинных пироксенах из карбонатных пород щита рассматривается в работе «Минералы карбонатных пород...» (1976). Однако региональных исследований распределения элементов-примесей в пироксенах из интрузивных и метаморфических комплексов щита до настоящего времени не проводилось, хотя такие исследования имеют большое значение для решения вопросов петрологии и рудоносности докембрийских образований.

Исследование распределения элементов-примесей — скандия, титана, ванадия, хрома, кобальта, никеля, меди, а также платины, палладия и золота — в ромбических и моноклинных пироксенах из геосинклинальных архей-нижнепротерозойских и платформенных среднепротерозойских базит-ультрабазитовых комплексов, кристаллосланцев, железисто-кремнистых и карбонатных пород Украинского щита проводилось на основании спектральных анализов, выполненных в лабораториях ИГФМ АН УССР и ЦНИГРИ МГ СССР *. Среднее содержание элементов-примесей в пироксенах приведено в табл. 48.

Элементы группы железа, а также скандий и медь присутствуют в пироксенах в виде изоморфных примесей. Изоморфное вхождение этих элементов в пироксены в процессе формирования базит-ультрабазитовых комплексов обусловлено целым рядом факторов, из которых основными являются кристаллохимические свойства замещающих и замещаемых катионов, особенности состава и структуры минералов, концентрация элементов в магматических расплавах и способность их выделяться на различных этапах кристаллизации, последовательность выделения минералов и *PT*-условия магматического процесса. Изоморфизм может быть как изовалентный, так и гетеровалентный, причем компенсация зарядов происходит за счет алюминия. В пироксенах из железисто-кремнистых и карбонатных пород элементы-примеси также присутствуют в изоморфной форме.

Скандий относится к типичным рассеянным элементам. Раньше считалось, что скандий геохимически связан с магнием, однако Л. Ф. Борисенко показал, что этот элемент характеризуется большим сродством с двухвалентным железом. Повышенные содержания скандия наблюдаются в основных и ультраосновных породах, причем особенность его распределения характеризуется близким содержанием в различных базит-ультрабазитовых комплексах. Скандий в породах главным образом связан с пироксенами.

Ромбические пироксены из геосинклинальных и платформенных базит-ультрабазитовых комплексов различных районов щита характеризуются близкими содержаниями скандия

* Аналитические данные по содержанию элементов-примесей в пироксенах из железисто-кремнистых и карбонатных пород любезно предоставлены Р. И. Сирошганом, Н. И. Половко, Г. Л. Кравченко, Т. Г. Щербаковой и В. М. Венидиктовым.

ТАБЛИЦА 48

Содержание элементов-примесей в пироксенах, %

Породы	Местоположение (район, массив)	Количество анализов	Sc		Ti		V		Cr		Co		Ni		Cu	
			РП	МП	РП	МП	РП	МП	РП	МП	РП	МП	РП	МП	РП	МП
Перидотиты, пироксениты	Девладовская зона	12	0,0015	0,004	0,16	0,25	0,008	0,013	0,15	0,32	0,009	0,007	0,089	0,071	0,0001	0,0002
	Октябрьский массив	10	—	0,005	—	0,63	—	0,038	—	0,11	—	0,003	—	0,012	—	0,002
	Мариупольское железорудное месторождение	13	0,004	0,007	0,06	0,11	0,004	0,009	0,08	0,12	0,005	0,005	0,019	0,012	0,0012	0,0006
	Приазовье	6	0,004	0,003	0,06	0,16	0,003	0,011	0,093	0,185	0,004	0,004	0,034	0,031	0,0004	0,0006
	Среднее Побужье	58	0,006	0,005	0,058	0,13	0,004	0,012	0,121	0,176	0,006	0,005	0,033	0,03	0,0001	0,0004
	Росинско-Тикичский	10	0,006	0,004	0,082	0,25	0,006	0,021	0,14	0,16	0,007	0,006	0,038	0,027	0,0001	0,0003
Габбро, габбро-нориты и нориты	Октябрьский массив	8	—	0,004	—	0,75	—	0,042	—	0,038	—	0,003	—	0,009	—	0,001
	Среднее Побужье	12	0,006	0,005	0,16	0,19	0,007	0,015	0,076	0,12	0,005	0,005	0,01	0,009	0,0008	0,0005
Кристаллосланцы	Среднее Побужье	8	0,0015	0,003	0,021	0,047	0,005	0,012	0,034	0,069	0,003	0,004	0,009	0,004	0,001	0,0003
Железисто-кремнистые породы	Мариупольское железорудное месторождение	26	0,0006	0,001	0,016	0,028	0,001	0,002	0,002	0,003	0,001	0,0005	0,001	0,001	0,0013	0,0015
	Среднее Побужье	15	0,001	0,002	0,006	0,009	0,001	0,003	0,001	0,001	0,001	0,0005	0,001	0,001	0,0001	0,0001
Карбонатные породы	Приазовье	23	—	0,002	—	0,069	—	0,015	—	0,012	—	0,002	—	0,003	—	0,0026
	Среднее Побужье	18	—	0,001	—	0,023	—	0,004	—	0,004	—	0,0005	—	0,002	—	0,001
	Росинско-Тикичский	4	—	0,003	—	0,032	—	0,006	—	0,006	—	0,00 5	—	0,001	—	0,001

(табл. 48). Пироксены из геосинклинальных ультрабазитов содержат 0,005—0,009% скандия, из девладовского платформенного комплекса 0,0005—0,002, из габброидов — 0,003—0,008%.

Моноклинные пироксены по содержанию скандия почти не отличаются от ромбических (табл. 48). Наиболее высокая концентрация этого элемента установлена в диопсиде из ультрабазитов Мариупольского железорудного месторождения — 0,011%. Ромбические и моноклинные пироксены из железисто-кремнистых и карбонатных пород содержат в несколько раз меньше скандия.

Титан — один из ведущих элементов-примесей в пироксенах. В магматическом процессе он всегда тесно связан с железом. Многие исследователи показали, что титан является типоморфным элементом и ультрабазиты и габброиды геосинклинальных и платформенных формаций характеризуются различными содержаниями этого элемента.

В ромбических пироксенах из геосинклинальных ультрабазитов содержится 0,03—0,3% титана, из девладовского платформенного комплекса 0,1—0,2%; в гиперстенах из кристаллосланцев и железисто-кремнистых пород его значительно меньше (табл. 48). Моноклинные пироксены характеризуются более высокими содержаниями титана. Максимальная концентрация его установлена в титанавгите из габбро Октябрьского массива и составляет 1,43%.

Анализ данных, приведенных в табл. 48, показывает, что ромбические и моноклинные пироксены из различных пород щита отличаются по содержанию титана. В этом проявляется типоморфизм титана и возможность использования его в пироксенах для выделения геосинклинальных и платформенных базит-ультрабазитовых комплексов. Установленное распределение титана в пироксенах обусловлено спецификой формирования интрузивных комплексов и химизмом исходных магматических расплавов.

В ультраосновных и основных породах основными минералами-носителями титана являются пироксены. Концентрация этого элемента в пироксенах в основном определяет фоновое содержание титана в породах. Так, содержание титана в ромбическом пироксене из перидотита Среднего Побужья 0,06%, в перидотите — 0,035, в титанавгите из верлита Октябрьского массива — 0,65, в верлите — 0,68%.

Ванадий проявляет свойства рассеянного элемента и геохимически связан с железом и титаном. В незначительных количествах он присутствует в ультраосновных породах, в габброидах содержание его повышается. Эти породы характеризуются отсутствием собственных минералов ванадия и он находится в виде изоморфных примесей в породообразующих пироксенах.

В ромбических пироксенах из ультраосновных и основных пород содержание ванадия составляет 0,001—0,01%; причем пироксены из геосинклинальных и платформенных ультрабазитов по содержанию этого элемента почти не различаются (табл. 48). В гиперстенах из железисто-кремнистых пород количество ванадия незначительное и не превышает 0,002%. Моноклинные пироксены содержат несколько больше ванадия — до 0,03%, а в титанавгите из Октябрьского платформенного комплекса концентрация его достигает 0,1%. Так же, как и ромбические пироксены, моноклинные из геосинклинальных и платформенных ультрабазитов почти не различаются содержаниями ванадия. Пироксены из железисто-кремнистых и карбонатных пород имеют довольно низкое содержание этого элемента (от 0,001 до 0,01%).

Хром относится к одному из широко распространенных элементов-примесей в ультраосновных породах. В магматическом процессе он геохимически связан с магнием, концентрируется в виде хромшпинелидов и накапливается в пироксенах. Этот элемент является типоморфным: каждый из базит-ультрабазитовых комплексов характеризуется определенными содержаниями хрома. Об этом свидетельствуют содержания хрома в ромбических и моноклинных пироксенах из базит-ультрабазитовых комплексов, железисто-кремнистых и карбонатных пород, приведенные в табл. 48.

Содержание хрома в ромбических пироксенах из ультраосновных и основных пород составляет 0,02—0,32%; наиболее высокие содержания его установлены в бронзитах из ультрабазитов Среднего Побужья (0,32%) и девладовского комплекса (0,25%). В гиперстенах из габброидов хрома несколько меньше, максимальное содержание — 0,17%. Незначительное количество его наблюдается

в гиперстенах из железисто-кремнистых пород (табл. 48).

Моноклинные пироксены характеризуются более высоким содержанием хрома (табл. 48). Максимальное содержание хрома (0,42%) установлено в диопсиде из девладовского платформенного комплекса. Пироксены из геосинклинальных ультрабазитов различных районов щита имеют близкие содержания хрома; несколько меньше его в пироксенах из габброидов и еще меньше — из железисто-кремнистых и карбонатных пород.

Пироксены в ультраосновных, а также основных породах являются носителями хрома и особенно в тех, где отсутствуют акцессорные хромшпинелиды. Перидотиты девладовского платформенного комплекса содержат 0,28% хрома, а ромбические и моноклинные пироксены в них — соответственно 0,15 и 0,32%. Наблюдается закономерное увеличение содержаний хрома в пироксенах от габброидов к пироксенитам и перидотитам, причем пироксены в оливинсодержащих породах характеризуются более высокими концентрациями этого элемента. Повышенные концентрации хрома наблюдаются в магнезиальных разностях пироксенов; с повышением железистости количество его понижается (Фомин и др., 1972).

Кобальт — второй элемент триады Fe—Co—Ni и распределение его в пироксенах сходно как с железом, так и с никелем. Ромбические пироксены из геосинклинальных и платформенных ультрабазитов содержат 0,003—0,012% кобальта. Количество его в пироксенах из ультрабазитов различных районов щита равное (табл. 48). Повышенные содержания кобальта отмечаются в бронзитах из девладовского платформенного комплекса (0,012%). Гиперстены из габброидов, кристаллосланцев и железисто-кремнистых пород незначительно отличаются содержаниями кобальта. Содержание кобальта в моноклинных и ромбических пироксенах примерно равное (табл. 48). Исключение составляют титанавгиты из октябрьского комплекса, где содержится не более 0,005% кобальта. Моноклинные пироксены из железисто-кремнистых и карбонатных пород характеризуются низким содержанием этого элемента (до 0,003%).

Пироксены являются минералами-носителями кобальта в ультраосновных и основных породах, хотя необходимо отметить, что основная часть этого элемента в силикатной форме концентрируется в оливине. В отличие от никеля содержание кобальта в ромбических и моноклинных пироксенах незначительно увеличивается от габброидов к пироксенитам и перидотитам.

Никель, так же как и хром, относится к ведущим элементам-примесям пироксенов. В магматическом процессе он геохимически связан с магнием и накапливается в магнезиальных разностях ультраосновных пород. Содержание этого элемента наряду с другими геохимическими признаками служит показателем глубинности формирования и формационной принадлежности базит-ультрабазитовых комплексов и поэтому он относится к типоморфным.

В ромбических пироксенах содержание никеля колеблется от 0,001 до 0,12%. Содержание его в пироксенах из геосинклинальных ультрабазитов почти не различается (табл. 48), несколько повышенное количество отмечается в бронзитах из девладовского комплекса (до 0,12%). Гиперстены из интрузивных габброидов, кристаллосланцев содержат в несколько раз меньше никеля — от 0,005 до 0,024%.

Содержание никеля в моноклинных пироксенах более низкое — от 0,001 до 0,09%. Наиболее низкое содержание никеля наблюдается в титанавгитах из октябрьского платформенного комплекса — от 0,003 до 0,023%. В моноклинных пироксенах из железисто-кремнистых и карбонатных пород количество его не превышает 0,006%.

Как известно, основными носителями никеля в силикатной форме являются оливин и сернентин, концентраторами — сульфиды, а меньшая часть его в ультраосновных и основных породах содержится в пироксенах. Особенно велика роль пироксенов, как носителей силикатного никеля, в безоливиновых разностях пород.

Дж. Фогт, В. М. Гольдшмидт и другие исследователи отмечали, что содержание никеля и железа в ультраосновных породах связано обратной зависимостью. Такая же зависимость между содержанием никеля и общей железистостью характерна и для пироксенов (Фомин и др., 1971, 1972). В пироксенах из основных пород эта зависимость выражена не так четко.

Медь относится к халькофильным элементам и связана прежде всего с сульфидными минералами, однако она установлена в незначительном количестве во всех проанализированных пироксенах. Содержание этого элемента в ромбических пироксенах составляет 0,0001 — 0,005%, в моноклинных — 0,0001—0,006%. Наиболее высокие концентрации меди наблюдаются в титанавгитах из ультрабазитов и габбро Октябрьского массива (табл. 48). Анализ содержаний меди в пироксенах показывает, что какой-либо закономерности в распределении этого элемента не наблюдается.

Платина, палладий и золото в незначительных количествах установлены в пироксенах из геосинклинальных ультрабазитов. Ромбические пироксены содержат 0,016 г/т платины и 0,023 г/т палладия, моноклинные — соответственно 0,02 и 0,021 г/т (Фомин и др., 1974). Содержание золота в проанализированных пироксенах составляет 0,005—0,011 г/т, в среднем — 0,008 г/т (Фомин и др., 1976).

Платина, палладий и золото в пироксенах из ультраосновных пород находятся в изоморфно-примесной форме.

В заключении краткой характеристики распределения элементов-примесей в пироксенах следует отметить, что эти породообразующие минералы из геосинклинальных и платформенных базит-ультрабазитовых комплексов, железисто-кремнистых и карбонатных пород Украинского щита различаются содержаниями титана, хрома и никеля. Содержания скандия, ванадия, кобальта и никеля в пироксенах из этих пород довольно близки. Ромбические и моноклинные пироксены в ультраосновных и основных породах являются носителями скандия, ванадия, а также титана, хрома, кобальта, никеля и меди. Особенности распределения в пироксенах типоморфных элементов — титана, хрома, никеля, обусловленные химизмом магматических расплавов и условиями образования пород, можно использовать при петрологических исследованиях и выяснении рудоносности базит-ультрабазитовых комплексов.

ГЛАВА 17. РЕНТГЕНОГРАФИЧЕСКИЕ И ИК-СПЕКТРОСКОПИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПИРОКСЕНОВ

ВЛИЯНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА НА ПАРАМЕТРЫ ЭЛЕМЕНТАРНОЙ ЯЧЕЙКИ

Кристаллическая структура пироксенов обусловлена различиями катионных колонок, к которым приспосабливаются тетраэдрические цепочки. Пироксены делятся на три группы:

1) моноклинные, имеющие пространственную группу $C2/c$;

2) моноклинные с пониженной симметрией $P2/c$;

3) ромбические пироксены, кристаллизующиеся в пространственной группе Pnma (Дир и др., 1965; Murty, 1964; Morimoto, 1960; Белов, 1961; Morimoto, 1974; Tokanami, 1969).

На размеры параметров элементарных ячеек ромбических и моноклинных пироксенов оказывают влияние изоморфные замещения катионов и условия образования этих минералов. Р. А. Хауи (Howie, 1963, 1964), исследуя ромбические пироксены чарнокитовых пород и пород гранулитовой фации, пришел к выводу, что параметры метаморфических ортопироксенов имеют меньшие размеры, чем параметры ромбических пироксенов из магматических пород с одинаковыми химическими составами.

Кроме ранее выполненных исследований (Шендерова, Соколова, 1958; Сидоренко, 1963; Кононова, 1967, 1968) были измерены параметры элементарной ячейки 93 ромбических и моноклинных пироксенов из различных формационных и парагенетических типов пород Украинского щита: метаморфических и чарнокит-мигматитов, бедных кальцием, метабазитов, чарнокитов основного ряда, ультрабазитов, силикатно-карбонатных и железистых пород, магматических образований коростенского комплекса и гранитоидов Новоукраинского массива.

Ромбические пироксены

Структурные особенности ромбических пироксенов изучались в зависимости от состава минерала, состава вмещающих пород и от генезиса.

Объем и параметры элементарной ячейки, как уже отмечалось ранее (Hess, 1952; Kuno, 1954; Хауи, 1963), зависят от соотношения основных минералообразующих катионов магния и железа, что отражено на диаграмме (рис. 33).

Параметр *a*. В ортопироксенах пород щита — от бронзитов до эвлитов — было установлено, что параметр a изменяется в довольно широких пределах — от 1,8241 до 1,8400 (табл. 49). Значения параметра a, как видно из диаграммы (рис. 33), имеют линейную зависимость от количественного соотношения Fe^{2+} и Mg^{2+}. Эти значения меньше соответствующих значений параметров a, наблюдаемых в пироксенах из магматических пород Бушвельдского массива.

При изучении расположения точек вдоль прямых линий параметра a на диаграмме можно четко выделить три группы точек: одна располагается вдоль линии Х. Хесса и соответствует пироксенам коростенского комплекса; другая (основная масса) — вытянута вдоль линии, нанесенной нами, и соответствует параметрам пироксенов метаморфических пород; к третьей группе точек относятся параметры пироксенов метапелитов, но располагаются они значительно ниже линии Хесса на диаграмме, что указывает на значительное уменьшение параметра a для гиперстенов этой группы и связано с особенностями их химического состава (k_{Ca} — от 0,01 до 0,03, $k_{Fe^{3+}}$ — от 0,01 до 0,08, k_{Na}, k_{Mn} и k_K не превышают 0,01). Основное влияние на размеры параметров может оказывать алюминий, общее

ТАБЛИЦА 49

Параметры решетки ромбических пироксенов, нм

Номер образца	Номер анализа (Приложение I)	a_0	b_0	c_0	V_0, нм³
		Р — I — 1			
336/9	1	1,8285	0,8865	0,5189	0,8411
300/7	2	1,8227	0,8888	0,5175	0,8407
696	5	1,8261	0,8845	0,5209	0,84135
748	7	1,8283	0,8850	0,5195	0,8406
911	10	1,8295	0,8895	0,5211	—
292/1	11	1,8273	0,8889	0,5180	0,8414
6162/3	12	1,8300	0,8910	0,5230	—
289/3	13	1,8275	0,8865	0,5198	0,8421
180/68	21	1,8295	0,8911	0,5206	0,8487
175/1	23	1,8314	0,8909	0,5205	—
40	25	1,8308	0,8914	0,5208	0,8500
220/5	—	1,8291	0,8907	0,5225	0,85125
С — 1	—	1,8302	0,8910	0,5220	—
		Р — I — 2			
61,5	5	1,8260	0,8872	0,5195	—
30,3	8	1,8295	0,8900	0,5211	—
46,1	9	1,8283	0,8889	0,5210	—
101,1	12	1,8259	0,8887	0,5190	—
5,1	—	1,8283	0,8918	0,5213	—
51,1	—	1,8296	0,8897	0,5197	—
26,1	—	1,8321	0,8297	0,5209	—
		Р — I — 3			
6160/1	11	1,8288	0,8896	0,5161	—
365	13	1,8292	0,8890	0,5212	0,8476
544	14	1,8327	0,8944	0,5213	0,8545
178	15	1,8292	0,8895	0,5220	0,8493
36—5/41	17	1,8301	0,8906	0,5214	0,8498
516/2	18	1,8297	0,8904	0,5213	—
25/1	19	1,8323	0,8228	0,5218	—
24/1	31	1,8306	0,8911	0,5213	—
6181/2	34	1,8309	0,8916	0,5222	—
16	48	1,8332	0,8942	0,5216	—
14/2	52	1,8316	0,8934	0,5214	—
473	53	1,8285	0,8890	0,5210	0,8469
7	59	1,8352	0,8965	0,5217	—
		Р — I — 4			
26/1	12	1,8279	0,8895	0,5204	—
1914	13	1,8327	0,8938	0,5223	0,8556
1888	17	1,8348	0,8953	0,5229	0,8590
208/1	—	1,8364	0,8994	0,5232	0,86415
		Р — I — 5			
11565/127	23	1,8330	0,8949	0,5255	0,85708
17	55	1,8393	0,9014	0,5226	0,8664
1332—к	64	1,8400	0,9030	0,5236	0,8700
13/78	75	1,8341	0,8995	0,5222	0,8579
9254/6306	81	1,8384	0,9021	0,5234	0,86803
12511/195	83	1,8363	0,8988	0,5234	0,86396
109	86	1,8377	0,8988	0,5239	0,8653
310	93	1,8350	0,8970	0,5225	0,8600
14187/113	—	1,8382	0,9026	0,5234	0,8684

Окончание табл. 49

Номер образца	Номер анализа (Приложение I)	a_0	b_0	c_0	V_0, нм³
		Р — I — 6			
1953/148	1	1,8246	0,8827	0,5172	0,8330
1953/144	2	1,8249	0,8825	0,5174	0,8333
12432/644/2	4	1,8241	0,8822	0,5159	0,8302
12433/619	22	1,8249	0,8830	0,5176	0,8341
1527/56	26	1,8247	0,8817	0,5173	0,8323
16615/277	30	1,8249	0,8826	0,5196	0,8369
15010/457	31	1,8264	0,8834	0,5196	0,83834
12432/645/2	36	1,8249	0,8812	0,5180	0,8330
167	37	1,8253	0,8826	0,5186	0,8355
10336/292	—	—		—	—
5—294,0	50	1,8258	0,8845	0,5185	0,8373
10336/583/1	58	1,8274	0,8857	0,5197	0,8412
15001/183	—	1,8249	0,8822	0,5180	0,8339
		Р — II — 1			
1/285	1	1,8322	0,8932	0,5236	0,85688
2/60	2	1,8341	0,8945	0,5228	0,8577
2/179	4	1,8339	0,8948	0,5217	0,8533
3/30	5	1,8352	0,8953	0,5230	0,8593
4/37	6	1,8338	0,8949	0,5226	0,8600
3110/39	—	1,8386	0,8988	0,5239	0,8658
		Р — II — 2			
104	2	1,8347	0,8962	0,5232	0,8603
102	5	1 8367	0,8988	0,5244	0,8657
15/67-г	10	1,8391	0,9010	0,5242	0,8686
16/67 — г	11	1,8334	0,9021	0,5227	0,8645
		Р — II — 3			
17/67	5	1,8369	0,8999	0,5217	0,8624

Примечание. Химические анализы и физические свойства пироксенов приведены в Приложении I (табл. 1—9).

количество которого в пироксенах метапелитов от 4,7 до 6,4% (рис. 34). В структуре пироксенов метапелитов алюминий занимает как четверную, так и шестерную координации. Уменьшение параметра *a* обусловлено уменьшением межатомного расстояния Al = O в октаэдрической позиции.

Параметр *b*. Наши данные подтверждают линейную зависимость значений параметра *b* от содержания железа в ортопироксенах (рис. 33), отмеченную ранее Хессом (Hess, Phillips, 1940) и Хауи (Howie, 1963). Несколько обособленную группу по значениям параметра *b* образуют пироксены метапелитовых пород, для которых характерно повышенное содержание алюминия в октаэдрической позиции и отмечается обратная зависимость величины параметра от количества алюминия (рис. 35).

Значения параметра *c* у ортопироксенов из различных генетических типов горных пород Украинского щита распределились на диаграмме в основном соответственно линиям, построенным для значений параметров *c* пироксенов из магматических пород (линия Х. Хесса) и метаморфических пород (линия Р. Хауи) (рис. 33). Как видно из диаграммы, ромбические пироксены магматических пород

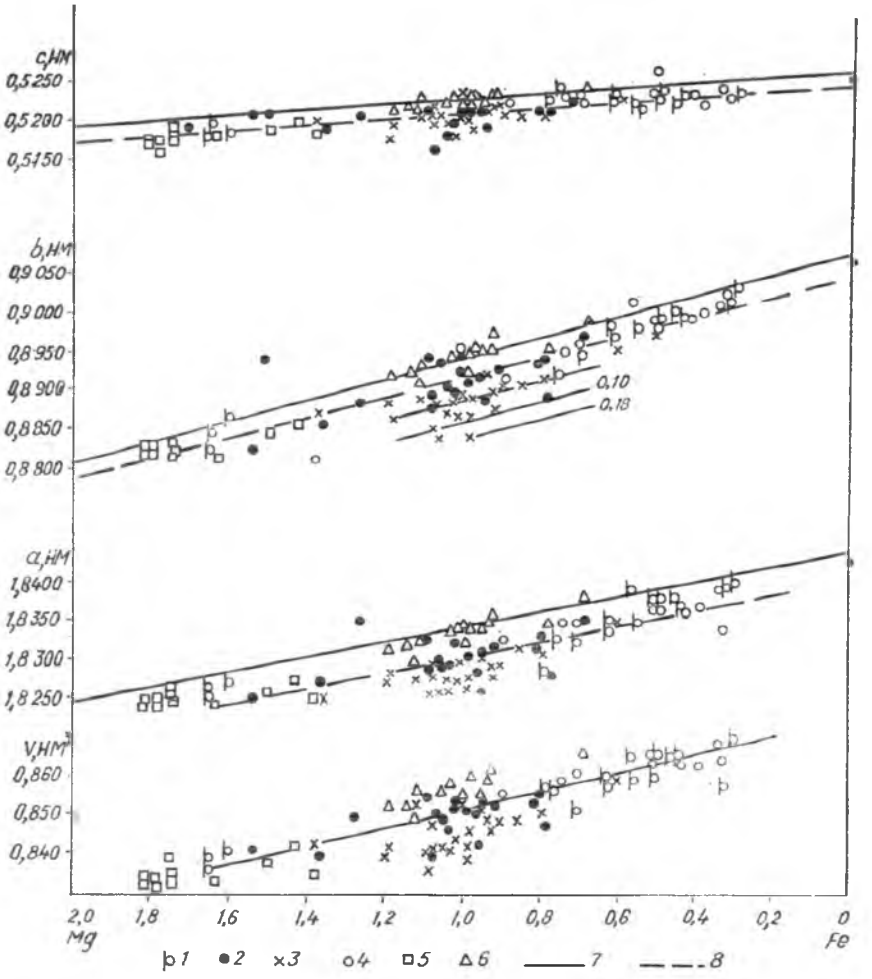

Рис. 33. Зависимость параметров и объема элементарной ячейки ромбических пироксенов от Fe и Mg (k).

Породы: *1* — железистые; *2* — метабазиты; *3* — метапелиты; *4* — гранитоиды Новоукраинского массива; *5* — ультрабазиты; *6* — основные породы коростенского комплекса; *7* — параметры по Хессу (Hess, Phillips, 1940); *8* — по данным автора

(габбро, нориты, лабрадориты) имеют большее значение параметра *c*, чем пироксены метаморфического генезиса. Ромбические пироксены Украинского щита, включая и те, которые имеют максимальные значения параметра *c*, содержат незначительное количество кальция (k_{Ca} = 0,01—0,04 и редко 0,06—0,07), что не может оказать влияния на размеры элементарной ячейки.

Замещение кремния алюминием в четверной координации в ортопироксенах из метапелитовых пород Украинского щита (см. табл. 49, рис. 34, обр. 65, 748, 101/1, 46/1 и др.) приводит к уменьшению значений параметра *c*. Аналогичные данные получены Р. Хауи при изучении глиноземистых пироксенов метаморфических пород. Колебания значений параметров *c* в ортопироксенах связаны, по-видимому, со степенью упорядоченности структуры минерала.

Объем элементарной ячейки ромбических пироксенов рассчитан по параметрам. Разброс точек (рис. 33) вызван значительными колебаниями отдельных параметров и прямой зависимостью объема от увеличения закисного железа в структуре минерала.

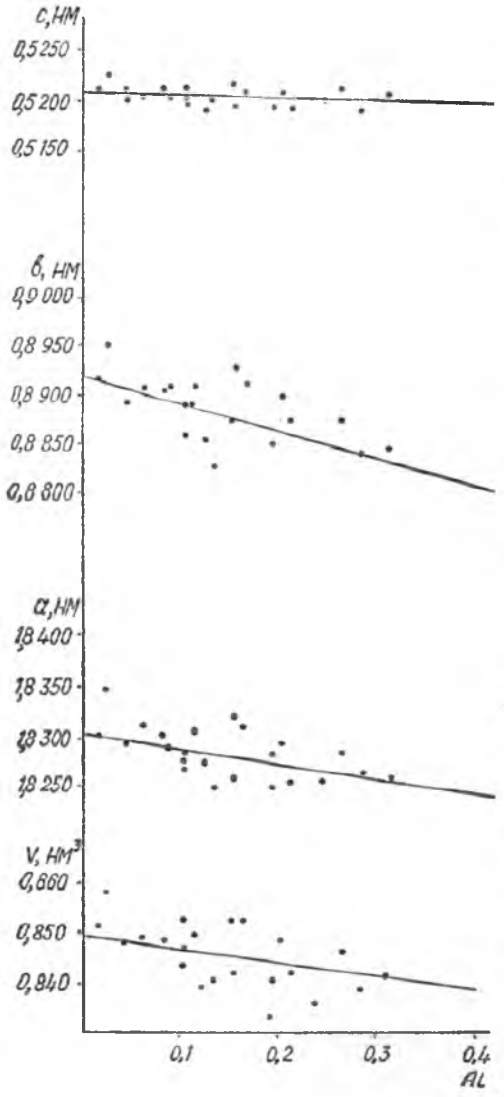

Рис. 34. Зависимость параметров элементарной ячейки ромбических пироксенов от содержания Al

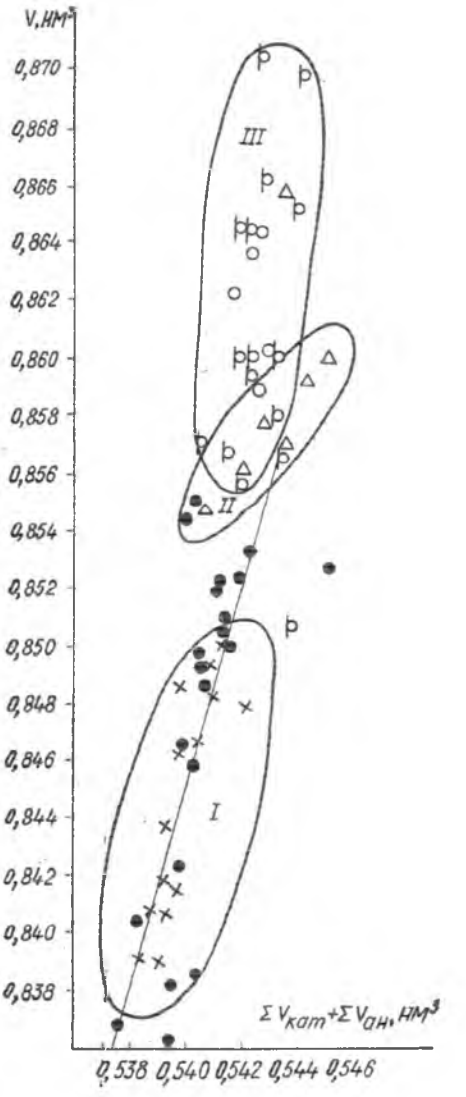

Рис. 35. Зависимость объема элементарной ячейки от объема катионов ортопироксенов.

Поля объемов: I — глиноземистых пироксенов; II — магматических пироксенов; III — пироксенов железистых пород Условные обозначения см. рис. 33

Необходимо отметить, что пироксены магматических пород коростенского комплекса имеют больший объем элементарной ячейки, чем пироксены метабазитовых пород при одинаковом соотношении Mg : Fe^{2+}. Для глиноземистых пироксенов метапелитовых пород характерны меньшие объемы элементарной ячейки, что вызвано присутствием алюминия в позиции M_1 и уменьшением параметров *a* и *b* (рис. 33, 34). Ортопироксены каждой группы пород в отдельности имеют определенные структурные различия.

На величину параметров пироксенов влияет степень упорядоченности кристаллической решетки и при близких составах различия в параметрах будут определяться в первую очередь упорядоченностью-неупорядоченностью их кристаллической решетки, т. е. их генезисом. Исходя из этого относительно

уменьшенные размеры параметров пироксенов новоукраинских гранитоидов, свидетельствующие о их большей упорядоченности, позволяют рассматривать их как метаморфические образования. В то же время относительно рыхлые структуры отмечаются в пироксенах из амфиболизированных габброидов и метаэффузивов, что сближает их с магматическими породами. Зависимость объема элементарной ячейки от объема входящих в нее катионов отражена на рис. 35.

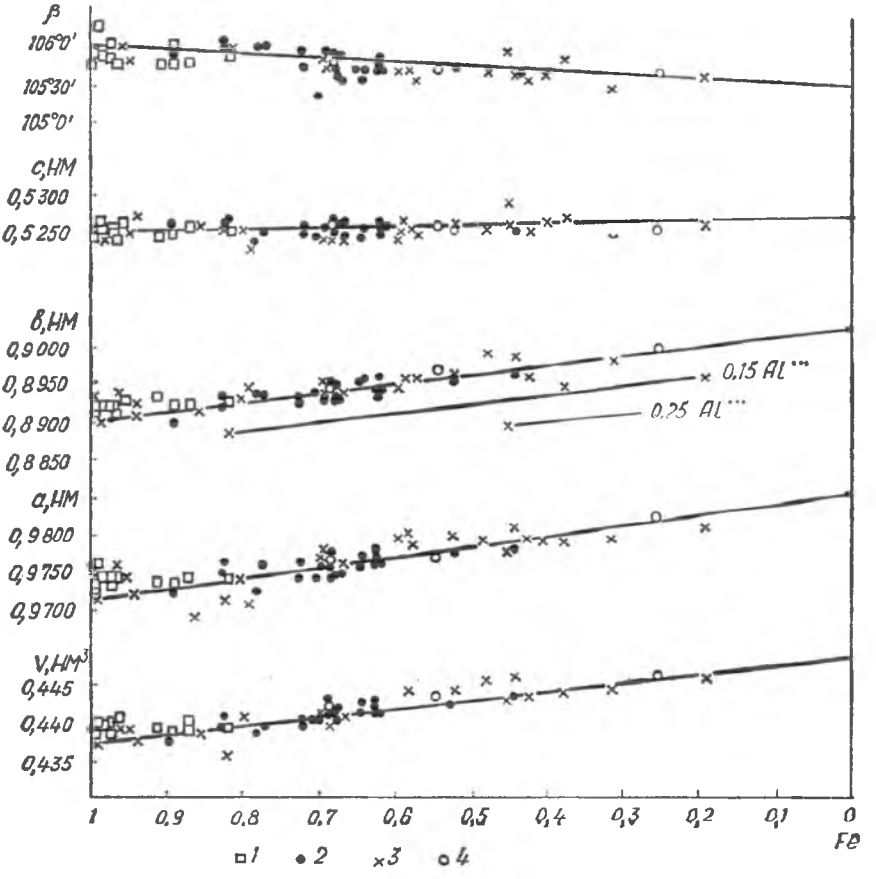

Рис. 36. Изменение параметров и объема элементарной ячейки моноклинных пироксенов.

Породы: *1* — ультрабазиты; *2* — метабазиты; *3* — карбонатные; *4* — железистые

Моноклинные пироксены

Изучение параметров элементарных ячеек моноклинных пироксенов проводилось на образцах из основных групп метаморфических пород. Среди карбонатных пород рассмотрены магнезиальные и железистые разновидности (табл. 50).

Параметр *a*. Анализ зависимости величины параметра *a* от химического состава (рис. 36, 37) показал, что параметр *a* изменяется в зависимости от содержания Fe^{2+} и от количества кальция, который может замещать закисное железо и магний. Можно считать установленным, что, чем больше катионов магния замещено кальцием, тем более высокие значения имеет параметр *a*.

Параметр *b* также зависит от содержания железа (рис. 36). Отмечено несколько разновидностей пироксенов из различных пород, величина параметра *b* которых имеет более низкие значения. Для таких образцов характерно повышенное содержание в них Al_2O_3.

Из графика (рис. 37) видно, что присутствие алюминия уменьшает параметр *a*. Уменьшение параметра *b* связано, вероятно, с заполнением алюминием как тетраэдрических, так и октаэдрических позиций.

Параметр *c* у клинопироксенов незначительно увеличивается при увеличении содержания в них железа. Почти не влияет на этот параметр изменение содержания кальция

ИК-СПЕКТРОСКОПИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПИРОКСЕНОВ

По ИК-спектрам ромбические пироксены можно разбить на две группы. К первой группе относятся гиперстены из двупироксенового магнетитового кварцита Приазовья (обр. 426), из оливинового норита Новомиргородского

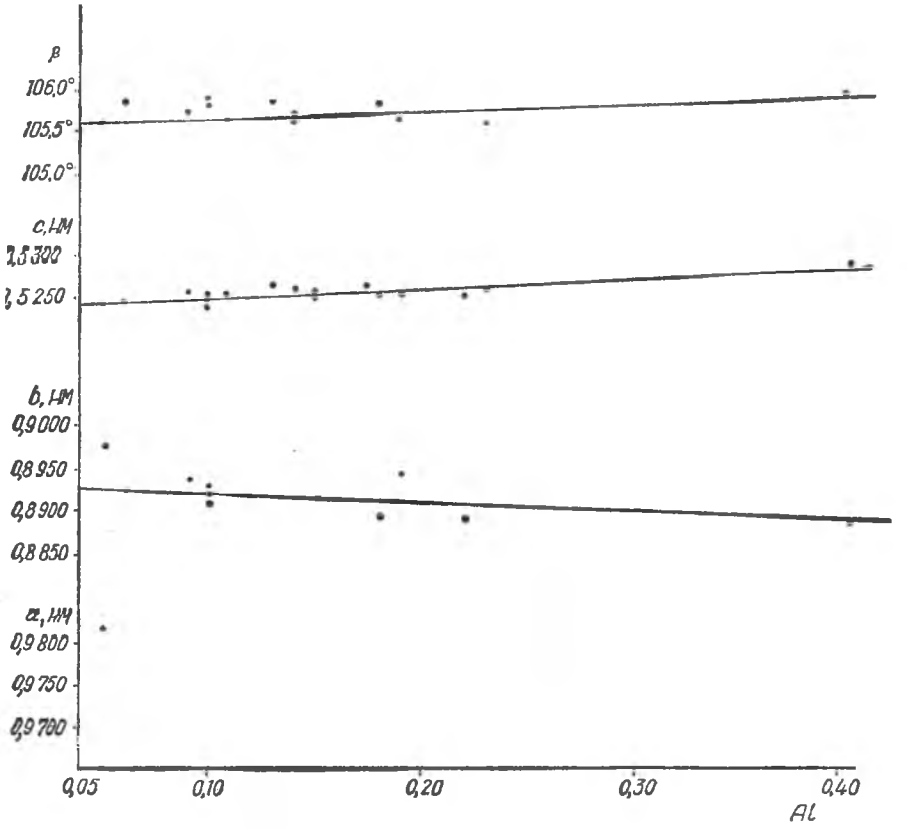

Рис. 37. Зависимость параметров элементарной ячейки клинопироксенов от Al

(рис. 36). Наибольшее влияние на размеры параметра *c* оказывает катион алюминия (см. рис. 37), замещающий кремний в тетраэдрической позиции.

Величина угла β. Установлена обратная зависимость величины угла β от содержания закисного и, менее четко, окисного железа и прямая — от содержания магния и алюминия. Характерно увеличение угла β в пироксенах, содержащих значительные количества алюминия в тетраэдрической позиции (рис. 36, 37).

плутона (обр. 3110/39; 1/285), из гиперстен-биотитового гнейса и амфиболита Приднестровья (обр. 175/1 и 185а). Для них характерны незначительное количество глинозема (от 0,7 до 1,3%) и значительные колебания содержания закисного железа (от 23,0 до 38,5%). Пироксены образцов 426, 3110/39 по характеру поглощения в области спектра 600—800 $см^{-1}$ (область симметричных валентных колебаний Si—O— Si) сходны между собой. В этом диапазоне можно выделить три пика:

ТАБЛИЦА 50

Параметры решетки моноклинных пироксенов, нм

Номер образца	Номер анализа (Приложение II)	a_0	b_0	c_0	β	V_0
			М — I — 1			
294	1	0,9722	0,8894	0,5259	105°51′	0,4374
С — 139/136	2	0,9720	0,8928	0,5239	105°48′	—
С — 138/9	7	0,9739	0,8901	0,5253	105,88°	—
744	13	0,9758	0,8929	0,5257	105°54′	0,4405
365	15	0,9741	0,8918	0,5255	105°42′	0,4395
544	17	0,9758	0,8929	0,5248	105°58′	0,4396
516/2	19	0,9757	0,8926	0,4256	105°56′	—
284/4	21	0,9746	0,8926	0,5262	105°46′	0,44053
15/1	31	0,9744	0,8943	0,5255	105°31′	—
1843	33	0,9762	0,8931	0,5252	105°55′	0,4403
19/1073	36	0,9754	0,8940	0,5259	105°46′	0,4413
24/1	37	0,9737	0,8937	0,5245	105°18′	—
9/6	41	0,9760	0,8939	0,5257	105°50′	0,44125
1779	44	0,9761	0,8935	0,5257	105°50′	0,4410
289/68	48	0,9767	0,8954	0,5254	105,64°	—
473	49	0,9776	0,8954	0,5250	105°39′	0,4425
14/3	50	0,9755	0,8952	0,5240	105°30′	—
666	51	0,9764	0,8943	0,5257	105°41′	0,44198
204	55	0,9776	0,8952	0,5254	105,68°	—
901	—	0,3763	0,8943	0,5257	105°49′	0,44163
9254/572	—	0,9773	0,8949	0,5255	105°42′	0,44244
			М — I — 2			
155/60	1	0,9748	0,8925	0,5257	106°00′	—
51/1	5	0,9744	0,8928	0,5260	105°35′	—
180/3	6	0,9754	0,8941	0,5252	105,69°	—
			М — I — 3			
67/64	2	0,9738	0,8923	0,5252	105°48′	0,43907
141/258	3	0,9718	0,8904	0,5247	105°28′	0,4375
272/106	6	0,9687	0,8916	0,5260	105°06′	0,4387
3893/115	13	0,9716	0,8912	0,5274	105°16′	0,4383
15011/782	18	0,9748	0,8929	0,5252	105°55′	0,4396
9895/101	20	0,9748	0,8931	0,5255	105°25′	0,4409
37/3	24	0,9767	0,8938	0,5246	105°52′	—
9893/225	33	0,9755	0,8938	0,5248	105°31′	0,4408
43/1	36	0,9802	0,8975	0,5257	105°36′	—
20/2	37	0,9770	0,8944	0,5237	105°33′	—
С — 102/24	38	0,9801	0,8960	0,5235	105,69°	—
С — 102/19а	41	0,9799	0,8960	0,5257	105,73°	—
24/4	44	0,9809	0,8904	0,5257	105,64°	—
12314/222	46	0,9742	0,8921	0,5251	105,78°	—
71/165	48	0,9710	0,8883	0,5256	105°02′	0,4357
12432/629/ 4166	54	0,9741	0,8927	0,5244	105°59′	0,4394
	65	0,9006	0,8961	0,5263	105°36′	0,44544
163/67	71	0,9706	0,8943	0,5230	—	—
			М — I — 4			
17	24	0,9790	0,8993	0,5257	105°41′	0,44563
1332 — п	28	0,9817	0,8382	0,5251	105°40′	0,4459
11565/120	43	0,9769	0,8962	0,5257	105,64°	—
			М — I — 5			
1953/148	1	0,9734	0,8913	0,5250	105°50′	0,4382
12433/619	2	0,9734	0,8918	0,5349	105°49′	0,4388
12433/480	4	0,9743	0,8927	0,5264	106°45′	0,4407

Окончание табл. 50

Номер образца	Номер анализа (Приложение II)	a_0	b_0	c_0	β	V_0
12432/634	11	0,9743	0,8929	0,5258	106°45′	0,4402
15014/104/2	13	0,9741	0,8919	0,5255	106°52′	0,4392
49/311	16	0,9741	0,8926	0,5250	106°52′	0,4391
15003/226	21	0,9746	0,8935	0,5253	105°53′	0,4400
12433/481	22	0,9745	0,8320	0,5254	105°53′	0,4393
12432/637	5	0,9763	0,8920	0,5265	106°18′	0,4401
13373/250	6	0,9742	0,8918	0,5349	106°2′	0,4385
13373/251	8	0,9736	0,9928	0,5246	106°47′	0,4386
15010/468	9	0,9738	0,8929	0,5248	106°44′	0,4392
16618/274	23	0,9729	0,8913	0,5253	105°50′	0,4382
			M — II — 1			
8473/2	12	0,9713	0,8902	0,5241	105°45′	0,43611

Примечание. Химические анализы и физические свойства пироксенов приведены в Приложении II (табл. 1—6).

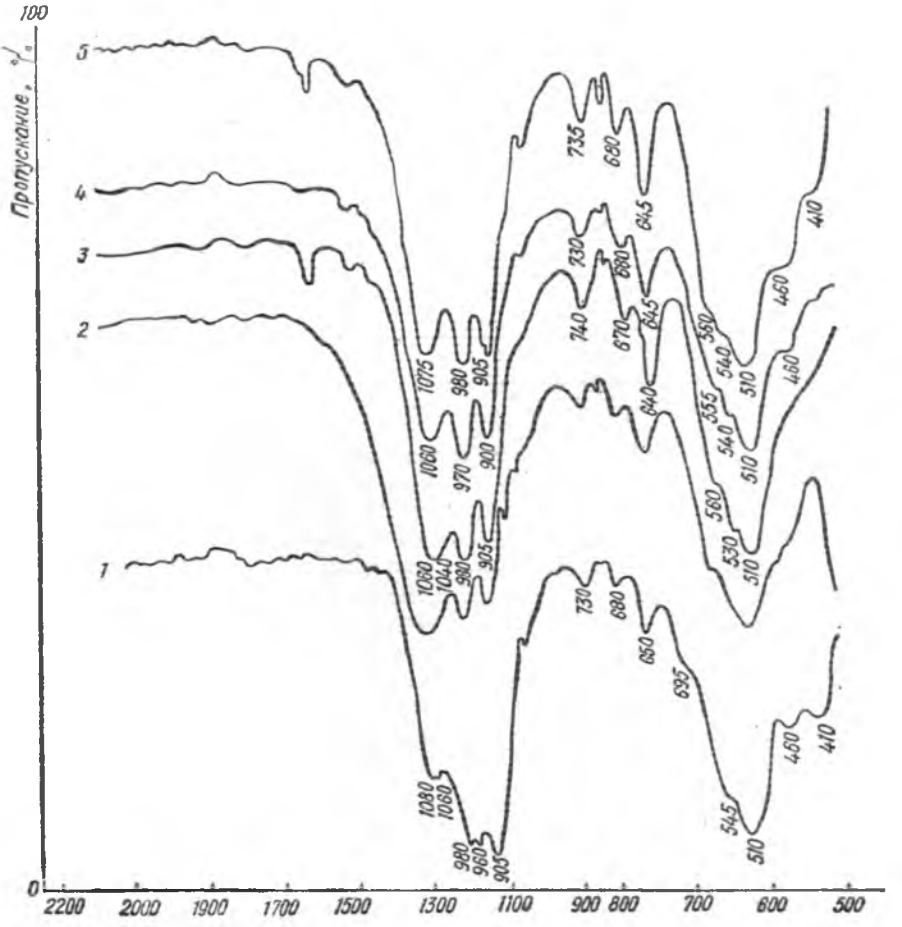

Рис. 38. ИК-спектры ромбических пироксенов с низким содержанием алюминия.
Образцы: 1 — 185а; *2* — 175/1; *3* — 3110/39; *4* — 426; *5* — 1/285

730—740, 670—680 и 640—645 $см^{-1}$. Последний имеет значительно бо́льшую интенсивность, чем два предыдущих высокочастотных пика. По данным Г. М. Друговой и др. (1972), такой характер спектра присущ в основном пироксенам, содержащим небольшое количество Al (k_{Al} не более 0,05), находящегося в основном в четверной координации. По данным химического анализа k_{Al} в упомянутых выше образцах равно соответственно 0,04; 0,03; 0,02.

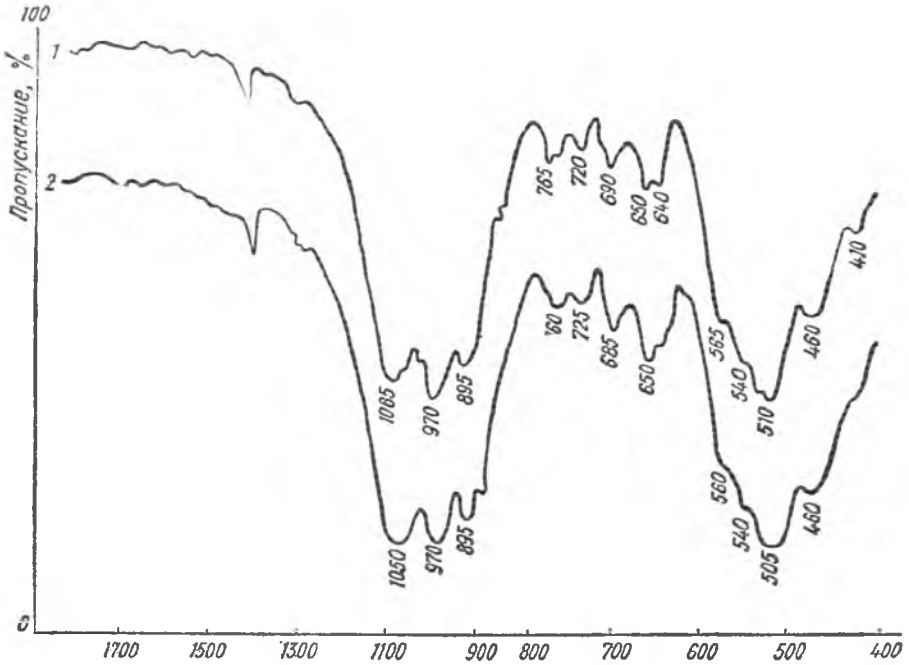

Рис. 39. ИК-спектры ромбических пироксенов с повышенным содержанием алюминия.
Образцы: 1 — 222/2; 2 — 30/3

Увеличение содержания Fe^{2+} в ромбических пироксенах приводит к значительному смещению полосы 1050—1070 $см^{-1}$ в длинноволновую область, что дает возможность предположить, что эта полоса принадлежит валентным колебаниям концевой связи Si—O. В исследованных образцах содержание железа составляет соответственно 25,63; 27,00 и 38,45%. В ИК-спектрах соответственно понижается частота полосы 1050—1075, 1060—1040 $см^{-1}$, причем в последнем образце практически можно выделить дублет 1060, 1040 $см^{-1}$. Обр. 175/1 не укладывается в эту схему, так как частота полосы 1080 $см^{-1}$ не увязывается с довольно большим содержанием FeO (30,69%). Следует отметить и возросшую интенсивность этой полосы по сравнению с полосами в спектрах других образцов (рис. 38).

Обр. 185а по характеру спектра в области 600—800 $см^{-1}$ может быть отнесен к рассмотренным выше, но в диапазоне 900—1100 $см^{-1}$ спектр имеет несколько отличную картину. Это касается изменения интенсивностей отдельных пиков, а также расщепления отдельных полос поглощения. Значительно перераспределены интенсивности полос по сравнению с другими спектрами в области 400—500 $см^{-1}$. Сравнительно высокая интенсивность полосы 410 $см^{-1}$, возможно, обусловлена увеличением содержания Mg, для которого характерен этот интервал поглощения при координационном числе, равном 6. По данным химических анализов в образцах 3110/39, 175/1, 1/285 и 426, 185а содержание MgO (%) соответственно увеличивается: 8,30; 14,41; 16,41; 17,84; 26,65. На ИК-спектрах в таком же порядке увеличивается интенсивность поглощения полос 410—420 и 460 $см^{-1}$.

Пироксены из кордиерит-гиперстенового и из биотит-гиперстенового гнейсов могут

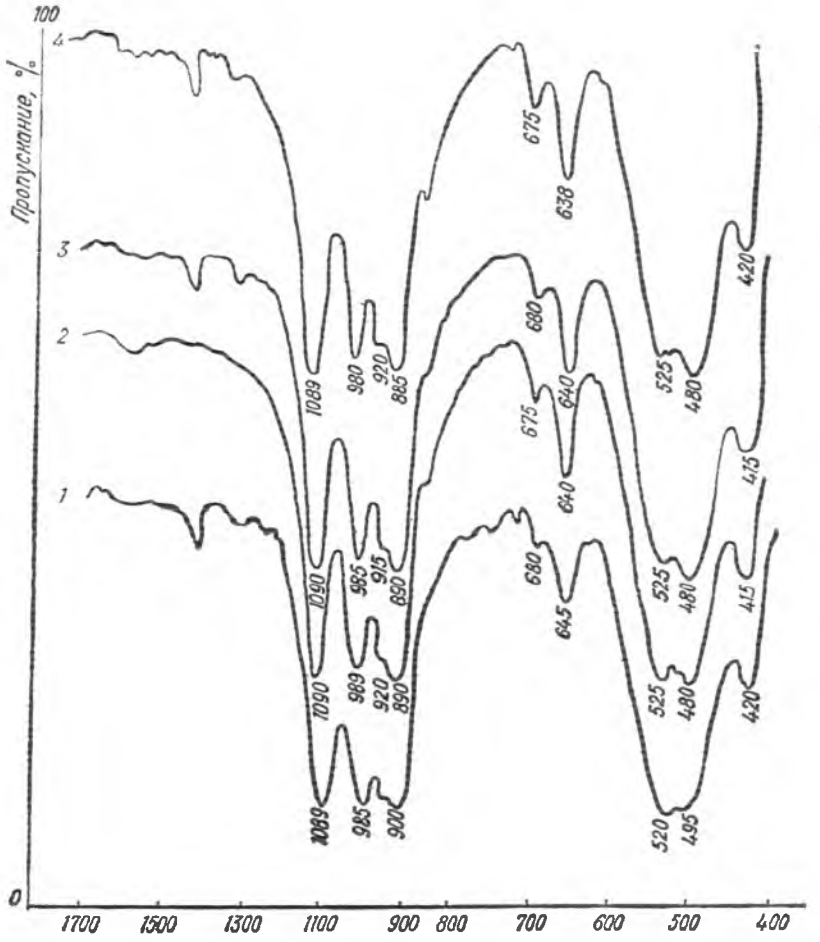

Рис. 40. ИК-спектры моноклинных пироксенов.
Образцы: 1 — 2065; *2* — 138/1; *3* — 138/9; *4* — 102/19а

быть отнесены ко второй группе ромбических пироксенов. В ИК-спектрах пироксена в этой группе интенсивность поглощения в области 600—800 $см^{-1}$ изменяется значительно и зависит от количества алюминия в структуре минерала. Содержание алюминия в образцах 222/2 и 30/3 составляет : $k_{Al_{IV}}$ — 0,14 и 0,13 и $k_{Al_{VI}}$ — 0,10 и 0,7 соответственно.

Г. М. Друговой и др. (1972) установлено, что появление четвертой полосы в области 745—765 $см^{-1}$ зависит от присутствия алюминия в шестерной координации и смещение этой полосы в высокочастотную область спектра происходит по мере увеличения содержания Al_{VI}. На ИК-спектрах образцов исследованных гиперстенов с более высоким содержанием Al_{VI} (рис. 39) также наблюдается смещение этой полосы в высокочастотную область.

Сопоставление ИК-спектров с химическим составом изученных пироксенов позволило установить, что пироксены по ИК-спектрам можно разделить на две группы. К первой группе относятся пироксены, содержащие значительные количества алюминия ($k_{Al_{IV}}$ более 0,05), который занимает не только четверную, но и шестерную координации. Ко второй группе относятся гиперстены с малым количеством алюминия, последний занимает только четверную координацию. Вторая группа характеризуется более простым видом спектра. В области 600—800 $см^{-1}$ наблюдает-

ся только три полосы, в то время как в спектрах первой группы в этой же области присутствует четыре полосы поглощения.

Моноклинные пироксены были отобраны из биотит-диопсидового амфиболита (обр. С—138/1), диопсид-амфиболового кристаллического сланца (обр. С—138/9) и из скарноида (обр. С—102/19а) Приднестровья, оливинового диабаза Побужья (обр. 2065).

ИК-спектры клинопироксенов характеризуются тремя областями с сильными полосами поглощения (рис. 40). Область 1050—850 $см^{-1}$ включает 5 колебаний, представляющих валентные колебания в кремнекислородной цепи. В исследуемых железистых клинопироксенах достаточно хорошо фиксируется плечо 920 $см^{-1}$. Смещение полос 1075—1080, 885—890, 635—640 в образце С—102/19а в низкочастотную область по сравнению с соответствующими полосами поглощения в ИК-спектрах образца С—138/1 согласуется с увеличением железистости в первом образце и указывает на то, что при больших колебаниях содержания железа отдельные полосы поглощения могут незначительно изменять свое спектральное положение.

Слабое разрешение полосы 450—550 $см^{-1}$ в ИК-спектре образца 2065 указывает на неупорядоченность кристаллической решетки моноклинного пироксена из оливинового диабаза.

Изученные моноклинные пироксены в области 600—800 $см^{-1}$ имеют две полосы 640 и 675—680 с большей интенсивностью и хорошим разрешением. Эти полосы поглощения характеризуют ИК-спектры клинопироксенов с малым содержанием алюминия, находящегося только в четверной координации, что подтверждается химическими анализами пироксенов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Систематизированный и статистически обработанный фактический материал по породообразующим пироксенам Украинского щита сам по себе является ценной информацией для исследователей, занимающихся изучением пироксенов и метаморфических процессов в области высоких температур и давлений. В настоящей работе анализируются в основном петрологические аспекты, имеющие не только научное, но и прикладное значение (определение фаций и субфаций метаморфизма, закономерности образования пироксенсодержащих ассоциаций, типоморфные особенности пироксенов, относящихся к разным формационным и парагенетическим группам, полиметаморфизм и эволюция метаморфизма). При обобщении материала авторы сделали следующий вывод.

В петрологическом отношении более информативны не столько сами типоморфные особенности пироксенов, сколько их парагенезисы и распределение компонентов между ними и сосуществующими минералами, что является подтверждением известных положений парагенетического анализа.

Рассмотрение проблемы равновесности пироксенов в природных условиях показало, что в связи с развитием полиметаморфизма и неравномерностью диафтореза как правило существуют отклонения от равновесия, которые сильно варьируют в зависимости от реальной геологической обстановки. Отсюда следует вывод о формальности результатов, получаемых на основе присутствия в породе определенных минералов и их химических анализов, которые являются некоторыми усредненными величинами неоднородных по составу проб. Отклонения от равновесия не препятствуют применению парагенетического анализа, но сильно снижают достоверность методов геологической термо- и барометрии, основанных на распределении компонентов между двумя фазами.

Природные ассоциации пироксенов являются полиметаморфическими, что позволяет восстановить отдельные фазы и стадии развития пород.

В породах, бедных кальцием, изучены редко встречающиеся парагенезисы ортопироксена с кордиеритом, представляющие самые высокотемпературные реликтовые ассоциации. Глиноземистость ромбических пироксенов зависит в первую очередь от PT-условий и повышается там, где появляется гранат (например, в пределах одной и той же гиперстен-кордиеритовой субфации). Наблюдается обратная корреляционная зависимость между растворимостью глинозема в ортопироксенах и их железистостью. В других парагенетических группах эта закономерность менее заметна. Изменяется главным образом содержание тетраэдрического алюминия.

Судя по многоминеральности ассоциаций чарнокит-мигматитов, полная подвижность щелочей не достигалась. Отсутствует связь между типоморфными признаками и содержанием щелочей и SiO_2 в породе. Парагенезис гиперстена с гранатом в чарнокитоидах имеет обычно вторичное происхождение. Гранатовые чарнокиты формируются при общем повышении щелочности и активности воды. Известная реакция Гип + КПШ + $H_2O \rightleftarrows$ Би + + Альм + K_2O, согласно которой гранатовые чарнокиты образуются при понижении щелочности, является лишь частным случаем. Иногда гиперстен-гранатовый парагенезис возникает в результате десиликации. Наиболее высоким P и T отвечает гранат-гиперстеновые парагенезисы Приднестровья, наименьшим — гранатовые чарнокиты р. Боковеньки.

Установлены закономерности изменения пироксенсодержащих парагенезисов в породах основного ряда. Исходной минеральной ассоциацией является двупироксен-плагиоклазовая. В результате диафтореза в зависимости от соотношения температуры и давления (типа фациальной серии)развиваются или одна роговая обманка, или роговая обманка с гранатом. Минимальный предел железистости роговообманко-двупироксеновых гнейсов и кристаллосланцев, при которой появляется гранат, или минимальная железистость эклогитоподобных пород без роговой обманки могут служить индикаторами типа фациальной серии.

В отличие от метапелитов в метабазитах не улавливается зависимость глиноземистости ортопироксенов от термодинамических условий. Содержание Al_2O_3 в клинопироксенах возрастает по мере появления в породах амфибола и граната. В целом клинопироксены гранулитовой фации содержат глинозема больше, чем клинопироксены амфиболитовой фации. Железистость орто- и клинопироксенов определяется железистостью пород.

В силикатно-карбонатных породах обосновано выделение четырех групп, отличающихся по характеру минеральных ассоциаций и генезису: метаморфические породы известково-силикатного ряда, метасоматиты известково-силикатного ряда, метаморфические породы известково-магнезиально-силикатного ряда и метасоматиты известково-магнезиально-силикатного ряда. Выделенные группы отличаются и по характеру изоморфизма в пироксенах. Парагенезисы с клиноцоизитом, актинолитом и тремолитом отличаются низким пределом глиноземистости пироксенов. Существует положительная корреляционная связь между глиноземистостью и кальциевостью пироксенов.

Состав пироксенов в железистых породах определяется составом вмещающих пород и PT-условиями метаморфизма. Железистость контролируется активностью кислорода, и высокожелезистые пироксены могут присутствовать в породах гранулитовой и амфиболитовой фаций. Высокая марганцовистость ортопироксенов обусловлена повышенным содержанием марганца в породах. Колебания кальциевости ортопироксенов связаны с наличием гомоосевых срастаний с клинопироксеном.

На основе анализа орто- и клинопироксенов устанавливается многостадийный характер формирования архейских ультрабазитов. Ранний этап развития ультраосновных комплексов связан с кристаллизацией расплава и образованием близликвидусных ассоциаций клинопироксен ($C2/c$) + пижонит (± ортопироксен) и хромитовых обособлений. В дальнейшем ультрабазиты претерпели метаморфизм гранулитовой фации, на разных ступенях которого высокотемпературные твердые растворы пироксенов испытали распад и перекристаллизацию. Инверсионные пижониты (встречающиеся редко) в этих условиях превращены в субрентгеновскую смесь орто- и клинопироксена. В двупироксеновых ультраосновных породах орто- и клинопироксены по распределению Fe и Mg стабилизировались при $T \sim 750°$ С ($K_T = 1{,}899$), в то время как по колебаниям $X_{Ca} = Ca/(Ca + Mg + Fe)$ в клинопироксенах устанавливается разброс показаний геотермометра в интервале 720—950° С. Это связано с тем, что высокотемпературные клинопироксены имеют сложное многофазное строение (по рентгенографическим данным), хотя оптическая их однородность нередко сохраняется. Таким образом, перекристаллизованные пироксены образуют по результатам термометрических оценок характерную группу, уравновешенную в условиях гранулитовой фации (T = = 720—780° С).

Содержание акмитового компонента в пироксенах, как известно, является показателем щелочности среды, однако степень изоморфизма $Ca\,(Mg,\ Fe^{2+}) \rightleftarrows NaFe^{3+}$ зависит также от температуры, давления, химического потенциала воды, фугитивности кислорода и характера щелочного метасоматоза (натрового или калиевого).

По составу сосуществующих минералов сделана оценка термодинамических условий минеральных равновесий в пироксенсодержащих горных породах Украинского щита. Проведено согласование геотермометров, основанных на распределении Fe и Mg между минералами, выделены пироксенсодержащие парагенезисы, чувствительные (РП—Гр, МП—Гр) и мало чувствительные (РП—МП, МП—Би и др.) к изменениям температуры. В качестве показателей давления использованы парагенезисы, встречающиеся и в метабазитах (Гр ± РП ± МП + Пл + Кв), и в метапе-

литах (Гр + РП + Кор + Кв), и в железистых кварцитах (РП + Ол + Кв). Согласно показаниям геотермометров и геобарометров пироксенсодержащие горные породы Украинского щита, относимые к гранулитовой и верхам амфиболитовой фации, формировались при температурах 600—750° С и давлениях 5—7 · 10^8 Па. В гранулитовой фации парциальное давление воды составляло около 0,2 $P_{общ}$.

Предложен термодинамический способ определения свойств обменной реакции $МП_{Fe} + РП_{Mg} = МП_{Mg} + РП_{Fe}$ и зависимости константы равновесия от температуры. В калибровке геотермометра учтено изменение кальциевости пироксенов с температурой по расчетам функции свободной энергии $\frac{G_T^0 - H_{298}^0}{T}$.

Разработана рациональная методика расчета констант равновесия по модели субрегулярных асимметричных твердых растворов, использование которой для оценки температур распределения Mg и Fe между орто- и клинопироксенами из железистых и основных метаморфических пород Украинского щита позволило получить хорошее приближение к условиям гранулитовой фации и экспериментальным данным.

Проанализировано влияние изоморфных замещений на параметры элементарной ячейки пироксенов. Параметр a зависит от количественного содержания закисного железа, параметр b увеличивается при повышении содержания Fe^{2+} и уменьшается при возрастании октаэдрического алюминия, параметр c связан с тетраэдрическим алюминием, а угол β в клинопироксенах в наибольшей степени зависит от содержания закисного железа. Разнообразие ИК-спектров ортопироксенов связано с вхождением в решетку алюминия.

В работе отражено многообразие факторов, влияющих на минеральные равновесия пироксенов и их типоморфные особенности в природных условиях. Нет ни одного свойства или парагенезиса, которые бы зависели только от одного фактора. Для того чтобы получить более определенные зависимости, при дальнейшем изучении пироксенов необходимо ограничить число независимых параметров. Так, например, для изучения влияния исходного состава пород нужно выбирать опорные обнажения с максимальным разнообразием пород по парагенезисам, железистости, кремнекислотности и т. п. Для изучения влияния интенсивных факторов равновесия следует сделать выборку из разных фаций с максимально близким исходным составом пород.

Айнберг Л. Ф. Приазовский щелочной массив.— Тр. Всесоюз. геол.-разв. об-ва, 1933, вып. 196, с. 3—25.

Александров И. В. Щелочной метасоматоз в Криворожье.— В кн. : Геохимия щелочного метасоматоза. М. : Изд-во АН СССР, 1963, ч. 2, с. 78—93.

Аникеева Н. Ф. Эволюция некоторых горных пород Кривого Рога.— Петрогр. сб. Всесоюз. н.-и. геол. ин-та, 1955, вып. 1, с. 48—62.

Банно Ш., Матсуи И. Упорядочение силикатных твердых растворов при внутрикристаллическом обменном равновесии.— В кн. : Очерки физико-химической петрологии. М. : Наука, 1969, т. 1, с 5—11.

Безбородько Н. И. Явление ассимиляции и инъекционного метаморфизма на Подолии.— Изв. Урал. политехн. ин-та, 1926, 4, ч. 1-2, с. 124—137.

Безбородько М. І. Петрогенезис і петрогенетична карта кристалічної смуги України.— К. : Вид-во УАН, 1935.— 280 с.

Белевцев Р. Я. Проблемы метаморфической зональности докембрия.— Киев : Наук. думка, 1975.— 280 с.

Белевцев Р. Я. Термодинамический режим метаморфизма гранат-кордиеритовых пород Украинского щита.— Геол. журн., 1977, 37, № 3, с. 95—109.

Белов Н. В. Кристаллохимия силикатов с крупными катионами.— М. : Изд-во АН СССР. 1961.— 66 с.

Бобровник Д. П. О диопсиде окрестностей Гнивани.— Минерал. сб. Львов. геол. о-ва, 1947, № 1, с. 81—83.

Бобровник Д. П. Скаполиты в кристаллическом известняке (ксенолит) из гранодиоритового карьера близ станции Гнивань Винницкой области.— Докл. АН СССР, 1948, 59, № 2, с. 311—314.

Бобровник Д. П. Кристаллический известняк окрестностей ст. Гнивань Винницкой области.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1953, ч. 82, вып. 4, с. 302—306.

Бокий Г. Б. Введение в кристаллохимию.— М. : Изд-во Моск. ун-та, 1954.— 489 с.

Борнеман-Старынкевич И. Д. Руководство по расчету формул минералов.— М. : Наука, 1964.— 148 с.

Брэгг У. Л., Кларингбулл Г. Ф. Кристаллическая структура минералов.— М. : Мир, 1967.— 338 с.

Булах А. Г. Руководство и таблицы для расчета формул минералов.— М. : Недра, 1967.— 144 с.

Вальтер А. А. Ассоциация минералов в эвлизите Мариупольского железорудного месторождения (Приазовье).— Минерал. сб. Львов. ун-та, 1970, № 24, вып. 3, с. 303—307.

Вальтер А. А. Минеральный состав, распределение магния и железа и условия равновесия оливин-пироксеновых пород Мариупольского железорудного месторождения.— Докл. АН УССР. Сер. Б, 1972, № 4, с. 297—300.

Вальтер А. А., Горогоцкая Л. И., Зверев Н. Д. и др. О двух типах распределения атомов железа в структуре пироксенов, близких к геденбергиту: (По данным мессбауэр. спектроскопии).— Докл. АН СССР, 1970, 192, № 3, с. 626—629.

Варавка А. И., Берзенин Б. З. Опыт изучения Ризоватской структуры УЩ методами аэрофотогеологии и геофизики.— Геол. журн., 1970, 30, вып. 5, с. 125—127.

Венидиктов В. М. К вопросу о происхождении розовых аплито-пегматоидных гранитов юго-западной части Украинского щита.— Геол. журн., 1974а, 34, вып. 2, с. 36—44.

Венидиктов В. М. О возможности применения геотермобарометров при изучении полиметаморфических комплексов на примере кристаллического фундамента Приднестровья.— В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л. : Наука, 1974б, с. 41—42.

Венидиктов В. М. О происхождении кальцифиров (на примере Приднестровья).— В кн.: Вопросы геохимии, минералогии, петрологии и рудообразования. Киев : Наук. думка, 1974 в, с. 94—98.

Венидиктов В. М. О полиметаморфизме в кристаллическом фундаменте Приднестровья.— В кн.: Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Русской платформы. М. : Недра, 1976а, т. 2, с. 177—182.

Венидиктов В. М. Докембрий Приднестровья и некоторые проблемы геологии

Украинского щита.— Киев : Наук. думка, 1978.—162 с.

Винклер Г. Генезис метаморфических пород.— М. : Мир, 1969.— 246 с.

Винчелл А. Н., Винчелл Г. Оптическая минералогия.— М. : Изд-во иностр. лит. 1953.— 528 с.

Геохимические особенности ультраосновных и основных интрузивных комплексов Украинского щита /З. А. Бурцева, М. М. Ильвицкий, Р. В. Колбанцев и др.— Л. : Недра, 1976.— 152 с.

Гинзбург И. В. Обзор систематики пироксенов.— В кн.: Минералы базитов в связи с вопросами петрогенезиса. М. : Наука, 1970, с. 5—39.

Гинзбург И. В. Новое в кристаллохимии пироксенов и петрогенезис.— В кн.: Актуальные вопросы современной петрографии. М. : Недра, 1974, с. 264—273.

Гинзбург И. В. Уточнение систематики пироксенов в свете новых данных об их кристаллохимии.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1975, ч. 184, вып. 5, с. 539—546.

Глаголев А. А. Взаимоотношения эгирина и щелочного амфибола в железистых кварцитах Курской магнитной аномалии.— Докл. АН СССР, 1958, **119**, № 6, с. 531—535.

Глебовицкий В. А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях.— Л. : Недра, 1973.— 128 с.

Глевасский Е. Б., Есипчук К. Е., Цуканов В. А. Пироксены метаморфических пород Приазовья.— Геол. журн., 1973, **33**, вып. 1, с. 42—51.

Глевасский Е. Б., Кривдик С. Г. Ультраосновные и щелочные породы докембрийского карбонатитового комплекса Приазовья.— Геол. журн., 1977, **37**, вып. 6, с. 95—109.

Глевасский Е. Б., Кривдик С. Г. Докембрийские карбонатиты Приазовья.— Геол. журн., 1978, **38**, вып. 2, с. 83—98.

Гнатив Г. М. Моноклинный пироксен из гранат-пироксен-плагиоклазовых кристаллических пород г. Корчика в Западной Волыни.— Минерал. сб. Львов. геол. о-ва, 1965, № 19,, вып. 4, с. 534—537.

Голубев В. С. О равновесном и неравновесном термодинамических методах изучения гетерогенных процессов геохимической литературы.— В кн.: Физико-химическая динамика процессов магмо- и рудообразования. Новосибирск : Наука, 1971, с. 13—18.

Гранулитовая фация метаморфизма / Г. М. Другова, В. А. Глебовицкий, Л. П. Никитин и др.— Л. : Наука, 1972.— 256 с.

Грин Д. Х. Экспериментальное исследование генезиса анортозитов при высоких давлениях.— В кн.: Петрология верхней мантии. М. : Мир, 1968, с. 228—256.

Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Экспериментальное изучение перехода габбро в эклогит и применение результатов этого изучения в петрологии.— В кн.: Петрология верхней мантии. М. : Мир, 1968а, с. 9—77.

Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение базальтовых магм.— В кн.: Петрология верхней мантии. М. : Мир, 1968б, с. 132—228.

Делицын И. С. Развитие термодинамических устойчивых структур метаморфических горных пород : (По эксперим. данным).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 1, с. 126—130.

Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы.— М. : Мир, 1965, т. 2.— 406 с.

Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Хлестов В. В. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений.— М. : Недра, 1972.— 286 с.

Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Ушакова Е. Н. Теоретические основы метаморфизма.— Новосибирск : Изд-во Новосиб. ун-та, 1974.— 182 с.

Доброхотов С. М. Особливості магнезіально-залізистих мінералів гранітоїдних порід Верхнього Побужжя.— Геол. журн., 1968, **28**, вип. 1, с. 38—49.

Другова Г. М., Московченко Н. И., Седова И. С. и др. Эволюция метаморфизма в фундаменте фанерозойских складчатых областей (на примере Юго-Западного Памира).— В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л. : Наука, 1976, с. 240—250.

Дук В. Л., Салье М. Е., Байкова В. С. Структурно-метаморфическая эволюция и флогопитоносность гранулитов Алдана.— Л. : Наука, 1975.— 227 с.

Дэвис В. Т. С. Система энстатит — диопсид при давлении 30 кбар.— В кн.: Экспериментальная петрология и минералогия. М. : Недра, 1969, с. 62—67.

Елисеев Н. А. Метаморфизм.— М.; Л. : Недра, 1963.— 428 с.

Елисеев Н. А., Никольский А. П., Кушев В. Г. Метасоматиты Криворожского рудного пояса.— М.; Л. : Изд-во АН СССР, 1961.— 204 с.

Жариков В. А., Власова Д. К. Диаграмма состав — свойства для пироксенов изоморфной серии диопсид — геденбергит и иогансенит.— Докл. АН СССР, 1955, **105**, № 4, с. 814—817.

Железисто-кремнистая формация докембрия Мариупольского рудного поля / А. И. Зарицкий, Л. И. Канигин, С. И. Кирикилица и др.— М. : Недра, 1974.— 120 с.

Жеру М. И. Полиметаморфизм и вопросы восстановления исходного состава пород погребенного докембрия Среднего Приднестровья.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М. : Недра, 1967, вып. 2, с. 313—316.

Жеру М. И. Докембрий Молдавии.— Кишинев : Штиинца, 1972.— 164 с.

Жук-Почекутов К. А. О связи железистости минералов с железистостью вмещающих пород и степени метаморфизма (на примере кристаллических сланцев основного состава).— В кн.: Обзорные карты и общие пробле-

мы метаморфизма. Новосибирск : Наука, 1972, т. 2, с. 191—193.

Жук-Почекутов К. А. О возможности подразделения амфиболитовой фации регионального метаморфизма по породам основного ряда (амфиболитам).— Сов. геология, 1974, № 12, с. 105—117.

Ито К., Кеннеди Дж. К. Экспериментальное изучение перехода базальт — гранатовый гранулит-эклогит.— Геохимия, 1972, № 4, с. 415—427.

Йодер Х. С. Роль воды при метаморфизме.— В кн.: Земная кора. М. : Изд-во иностр. лит., 1957, с. 520—538.

Йодер Х. С., мл., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм.— М. : Мир, 1965.— 247 с.

Казицын Ю. В., Рудник В. А. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород.— М. : Недра, 1968.— 284 с.

Карбонатные породы Украинского щита / Н. И. Половко, Р. И. Сироштан, Н. М. Бондарева и др.— Киев : Наук. думка, 1975.— 150 с.

Киреев В. А. Методы практических расчетов в термодинамике химических реакций.— М. : Химия, 1970.— 519 с.

Киркинский В. Я. Соотношение геометрического и энергетического факторов при изоморфизме.— Материалы по генет. и эксперим. минералогии, 1972, вып. 7, с. 150—154.

Кицул В. Н. Оптические свойства и химический состав пироксенов из метаморфических пород Иенгрской серии Алданского щита.— В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М. : Наука, 1966, с. 204—221.

Кицул В. И., Шкодзинский В. С., Зедгенизов А. П. Физико-химический анализ условий образования граната в основных кристаллических сланцах гранулитовой фации.— В кн.: Петрология гранулитовой фации Алданского щита. М. : Наука, 1973, с. 4—28.

Кононов Ю. В. Габрові масиви Українського щита.— К. : Наук. думка, 1966.— 98 с.

Кононова М. М. О пироксенах из чарнокитовых пород Среднего Побужья.— Конституция и свойства минералов, 1967а, вып. 2, с. 144—155.

Кононова М. М. Параметры элементарной ячейки гиперстенов из горных пород чарнокитовой серии.— Конституция и свойства минералов, 1967б, вып. 2, с. 53—59.

Кононова М. М. Пироксены чарнокитовой серии юго-западной части Украинского щита : Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук.— Киев, 1967в.— 23 с.

Кононова М. М. Состав пластинчатых вростков в ромбических пироксенах из чарнокитовых пород.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1967 г, ч. 96, вып. 1, с. 104—107.

Кононова М. М. Сравнительная характеристика пироксенов из чарнокитовых пород Украинского щита.— Минерал. сб. Львов. геол. о-ва, 1968, № 22, вып. 3, с. 291—300.

Коржинский Д. С. Парагенетический анализ кварцсодержащих бедных кальцием кристаллических сланцев архейского комплекса Южного Прибайкалья.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1936а, ч. 65, вып. 2, с. 247—280.

Коржинский Д. С. Архейские мраморы Алданской плиты и проблема фаций глубинности.— М. : ОНТИ НКТП, 1936б.— 60 с.— (Тр. ЦНИГРИ; Вып. 71).

Коржинский Д. С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности.— Тр. ИГН АН СССР. Петрогр. сер., № 5, 1940, вып. 12, с. 1—100.

Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов.— М. : Изд-во АН СССР, 1957.— 184 с.

Кориковский С. П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны.— М. : Наука, 1967.— 298 с.

Кориковский С. П., Кислякова Н. Г. Реакционные структуры и фазовые равновесия в гиперстен-силлиманитовых кристаллических сланцах сутамского комплекса Алданского щита.— В кн.: Метасоматиты и оруденение. М. : Наука, 1975, с. 314—342.

Костюк В. П. Парагенетический анализ кристаллических пород Подолии в районе г. Винницы.— Киев : Изд-во АН УССР, 1955.— 112 с.

Костюк В. П. О диаграммах состав — свойства для клинопироксенов.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1967, ч. 95, вып. 4, с. 536—548.

Костюк В. П., Базарова Т. Ю. Петрология щелочных пород Восточной части Восточного Саяна.— М. : Наука, 1966.— 168 с.

Костюк Е. А. Статистический анализ и парагенетические типы амфиболов метаморфических пород.— М. : Наука, 1970.— 110 с.

Кравченко Г. Л. Новые данные о составе и возрасте железисто-известково-силикатных сланцев Приазовья.— Геол. журн., 1970, **30**, вып. 6, с. 53—60.

Кравченко Г. Л. Пироксены из железистых кварцитов Приазовского массива.— Геол. журн., 1971, **31**, вып. 3, с. 56—64.

Кравченко Г. Л., Фомін О. Б. Елементи-домішки в мінералах ультрабазитів Маріупольського залізорудного родовища.— Доп. АН УРСР. Сер. Б., 1973, № 7, с. 591—594.

Кравченко Г. Л., Хмарук Т. Г. К вопросу о минералогии и генезисе железистых кварцитов Западного и Центрального Приазовья.— Геол. журн., 1966, **26**, вып. 2, с. 48—56.

Кравченко Г. Л., Яковлев Б. Г. Об условиях метаморфизма Куксунгурского железорудного месторождения (Западное Приазовье).— Геол. журн., 1976, № 2, с. 21—37.

Кривдик С. Г. Условия образования карбонатитов черниговского комплекса (Западное Приазовье) по данным минералогических геотермометров.— В кн.: Минералогические критерии поисков редких и цветных металлов в

пределах Украинского щита. Киев : Наук. думка, 1977, с. 75—81.

Крылова Н. Д., Приятkина Л. А. Гиперстен-силлиманитовые ассоциации в гранулитовом комплексе Порьей губы (юго-запад Кольского полуострова).— Докл. АН СССР, 1976, **226**, № 3, с. 661—664.

Курепин В. А. Об условиях равновесия оливина, гиперстена и кварца.— В кн.: Вопросы геохимии, минералогии и петрологии и рудообразования. Киев : Наук. думка, 1970а, с. 24—26.

Курепин В. А. Об условиях устойчивости пироксенов ряда $MgSiO_3$ — $FeSiO_3$.— Геохимия, 1970б, № 3, с. 1000—1004.

Курепин В. А. Сосуществующие минералы габброидов коростенского интрузивного комплекса.— Минерал. сб. Львов. ун-та, 1971, № 25, вып. 4, с. 337—344.

Курепин В. А. Распределение Fe — Mg между сосуществующими силикатами в горных породах Украинского щита.— Геохимия и рудообразование, 1973а, № 2а, с. 48—57.

Курепин В. А. Об устойчивости пироксенов $FeSiO_3$, $CoSiO_3$ и $NiSiO_3$.— Геохимия, 1973б, № 8, с. 1137—1144.

Курепин В. А. Термодинамическая модель неупорядоченного твердого раствора.— Докл. АН СССР, 1975, **220**, № 2, с. 462—464.

Курепин В. А. К методике термодинамического анализа минеральных равновесий с участием фаз переменного состава.— Геохимия, 1976, № 2, с. 289—297.

Курепин В. А. Термодинамическая модель гетеровалентного твердого раствора при условии локальной электронейтральности.— Геохимия, 1978, № 1, с. 16—33.

Курепин В. А. Термодинамика окислов и силикатов железа при высоких температурах и давлениях.— Геохимия, 1979, в печати.

Курепин В. А., Фомин А. Б. Парагенезисы оливин-ортопироксен и ортопироксен-клинопироксен в основных и ультраосновных породах Среднего Побужья.— Конституция и свойства минералов, 1971, вып. 5, с. 106—110.

Куширо И. Клинопироксеновые твердые растворы при высоких давлениях.— В кн.: Экспериментальная петрология и минералогия. М. : Недра, 1971, с. 172—177.

Куширо И., Йодер Х. С. Реакции между форстеритом и анортозитом при высоких давлениях.— В кн.: Петрология верхней мантии. М. : Мир, 1968, с. 272—277.

Лавренко Е. И., Яценко Г. М. О моноклинном пироксене и гранате из кристаллических сланцев среднего течения р. Черный Ташлык.— Минерал. сб. Львов. ун-та, 1976, **30**, вып. 1, с. 51—55.

Лазарев А. Н. Колебательные спектры и строение силикатов.— М. : Наука, 1968.— 347 с.

Ландия Н. А. Расчет высокотемпературных теплоемкостей твердых неорганических веществ по стандартной энтропии.— Тбилиси : Изд-во АН ГССР, 1962, с. 97.

Лебедев В. И., Нагайцев Ю. В. Влияние состава пород и степени метаморфизма на химический состав минералов амфиболовых пород Беломорского комплекса (Чупино-Лоухский район).— В кн.: Вопросы магматизма и метаморфизма. Л. : Изд-во Ленингр. ун-та, 1975, ч. 5, с. 13—31.

Леонова Е. П. О некоторых особенностях метаморфизма докембрийских пород р. Собь (УКЩ).— В кн.: 20-летие Герценовского чтения. Л. : Наука, 1967, с. 123—129.

Лесная И. М. Антофиллитсодержащие породы в гранат-биотитовых магматитах района р. Случь.— В кн.: Вопросы геохимии, петрографии и рудообразования: Материалы конф. молодых исследователей. (Киев, февр., 1975). Киев : Наук. думка, 1975.— 196 с.

Литвин А. Л. О пироксенах из габбро-амфиболитов бассейна Горного Тикича.— В кн.: Химический состав и внутреннее строение минералов. Киев : Наук. думка, 1966, с. 168—173.

Литвин А. Л. Кристаллохимия и структурный типоморфизм амфиболов.— Киев : Наук. думка, 1977.— 235 с.

Личак І. Л. Про габрові та діоритові породи Західної Волині.— Геол. журн., 1948, **9**, вип. 1-2, с. 86—98.

Личак І. Л. Дайкові породи Західної Волині.— Геол. журн., 1954, **14**, вип. 1, с. 23—34.

Лутц Б. Г. Петрология гранулитовой фации Анабарского массива.— М. : Наука, 1964.— 123 с.

Лутц Б. Г. Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии.— М. : Наука, 1974.— 304 с.

Лучицкий В. И. Материалы по петрографии юга России. Ч. 2. Рапакиви Киевской губернии и породы, его сопровождающие.— Изв. Варш. политехн. ин-та, 1911, с. 48—62.

Лучицкий В. И. Кристаллические известняки, чарнокитовые граниты и кинцигиты северной части Украины.— Зап. Киев. о-ва естествоиспытателей, 1927, **27**, вып. 2, с. 7—27.

Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород.— М. : Наука, 1965.— 327 с.

Маракушев А. А. Влияние температуры на равновесие ортопироксен — клинопироксен и ортопироксен — оливин.— В кн.: Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М. : Наука, 1968а, с. 31—53.

Маракушев А. А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов.— М. : Наука, 1968б.— 200 с.

Маракушев А. А. Теплоемкость, энтропия и химическая связь в минералах.— В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М. : Наука, 1969, т. 1, с. 172—242.

Маракушев А. А. Петрология метаморфических горных пород.— М. : Изд-во Моск. ун-та, 1973.— 321 с.

Маракушев А. А. Петрохимия метаморфических пород в связи с проблемой выделения формаций по составу исходных отложений.—

В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М. : Наука, 1973, с. 14—16.

Маракушев А. А., Кудрявцев В. А. Парагенезис гиперстена с силлиманитом и его петрологическое значение.— Докл. АН СССР, 1965, 164, № 1, с. 179—183.

Маракушев А. А., Тарарин И. А., Залищак Б. Л. Минеральные фации кислотности-щелочности гранитоидов, бедных кальцием.— В кн.: Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность. М. : Наука, 1966, с. 5—73.

Марфунин А. С. Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение.— М. : Изд-во АН СССР, 1962.— 272 с.

Массив Гремяха-Вырмес на Кольском полуострове / А. А. Полканов, Н. А. Елисеев, Э. Н. Елисеев и др.— М.; Л. : Наука, 1967.— 236 с.

Мезон Б. Окисление и восстановление в геохимии.— В кн.: Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии. М. : Изд-во иностр. лит., 1950, с. 133—147.

Мельник Ю. П. Термодинамические константы для анализа условий образования железных руд.— Киев : Наук. думка, 1972.— 195 с.

Мельник Ю. П. Физико-химические условия образования докембрийских железистых кварцитов.— Киев : Наук. думка, 1973.— 287 с.

Мельник Ю. П. О влиянии давления на метаморфические реакции с участием воды и углекислоты.— В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л. : Наука, 1976, с. 80—86.

Мельник Ю. П., Радчук В. В. Построение диаграмм минеральных равновесий с учетом новых данных о фугитивности H_2O при температурах до 1500 К и давлениях до 15 кбар.— Геол. журн., 1978, вып. 2, с. 1—16.

Минералы карбонатных пород Украинского щита / Р. И. Сироштан, Н. И. Половко, Н. М. Бондарева и др.— Киев : Наук. думка, 1976.— 160 с.

Морозевич И. А. К петрографии Волыни.— Изв. Варш. ун-та, 1893, № 4—8.

Морозевич И. А. Об одном крайнем члене семейства нефелиновых сиенитов — мариуполите и связанных с ними породах Мариупольского уезда.— Зап. Минерал. о-ва, 1901, № 39, с. 12—28.

Московченко Н. И., Другова Г. М. Петрогенетическое значение парагенезисов богатых кальцием пород для высокотемпературных глубинных метаморфических комплексов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 7, с. 35—44.

Наливкина Э. Б. Чарнокиты юго-западной части Украинского кристаллического массива и их генезис.— М. : Недра, 1964.— 123 с.

Настенко Н. Н. Амфиболизация пироксено-плагиоклазовых кристаллических сланцев.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1972, ч. 101, вып. 6, с. 389—396.

Нижний докембрий западной части Украинского щита (возрастные комплексы и формации) / Е. М. Лазько, В. П. Кирилюк, А. А. Сиворонов и др.— Львов : Вища школа, 1975.— 237 с.

Орса В. І. Петрологія граніто-гнейсового комплексу Середнього Придніпров'я.— К. : Наук. думка. 1973.— 170 с.

Остапенко Г. Т. Термодинамика негидростатических систем и ее применение в теории метаморфизма.— Киев : Наук. думка, 1977.— 240 с.

Оссовский Г. О. О гиперстенах на Волыни и в особенности о гиперстенах Горошковских.— Волын. губ. ведомости, 1865, № 39.

Островский И. А. Оптические свойства синтетических эгирин — диопсидов.— В кн.: Юбилейный сборник, посвященный С. Д. Белянкину.— М. : Изд-во АН СССР, 1946, с. 138—147.

Перцев Н. Н. Высокотемпературный метаморфизм и метасоматизм карбонатных пород.— М. : Наука, 1977.— 256 с.

Перчук Л. Л. Физико-химическая петрология гранитоидных и щелочных интрузий Центрального Туркестано-Алтая.— М. : Наука, 1964.— 242 с.

Перчук Л. Л. Равновесия породообразующих минералов.— М. : Наука, 1970.— 392 с.

Перчук Л. Л. Сосуществующие минералы: (Справочник хим. анализов и парагенезисов породообразующих минералов).— Л. : Недра, 1971.— 424 с.

Перчук Л. Л. Равновесия Са-клинопироксена с ортопироксеном в глубинных породах.— В кн.: Фазовые равновесия и процессы минералообразования. М. : Наука, 1973а, с. 3—11. (Очерки физ.-хим. минералогии; Вып. 3).

Перчук Л. Л. Термодинамический режим глубинного петрогенеза.— М. : Наука, 1973б.— 317 с.

Пискорская Е. К. О пироксене из скарнов побережья р. Уж на Волыни.— Минерал. сб. Львов. геол. о-ва, 1965, № 19, вып. 1, с. 102—109.

Пискорская Е. К. О некоторых минералах из скарнов Волыни.— Геол. журн., 1968, 28, вып. 1, с. 73—81.

Пискорская Е. К. Кристаллические известняки района Ушомир — Пугачевка на Волыни.— Геол. журн., 1969, 28, вып. 5, с. 126—134.

Платонов А. Н. Природа и окраска минералов.— Киев : Наук. думка, 1976.— 230 с.

Плюснина А. П. Инфракрасные спектры силикатов.— М. : Наука, 1967.— 163 с.

Половинкина Ю. Ир. Эгирины Криворожского железорудного бассейна.— Минерал. об. Львов. геол. о-ва, 1951, № 5, с. 38—47.

Половинкина Ю. Ир. О гиперстенах Корсак-Могилы и Каменной Могилы в Западном Приазовье.— Тр. Всесоюз. н.-и. геол. ин-та, Новая сер., 1962, 73, вып. 4, с. 38—49.

Половко Н. И. Пироксены из железисто-кремнистых пород Правобережного (Придне-

провского) района.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1960, ч. 89, вып. 3, с. 332—343.

Половко Н. И. Баланс вещества при образовании щелочных метасоматитов Криворожско-Кременчугской зоны.— Киев. : Наук. думка, 1970.— 138 с.

Половко Н. І., Сірошгган Р. І., Рябоконь С. М. Характеристика деяких мінералів метаультрабазитів залізисто-кремнистих формацій України.— Геол. журн., 1960, **20**, вип. 3, с. 13—26.

Породообразующие пироксены / Н. Л. Добрецов, Ю. Н. Кочкин, А. П. Кривенко и др.— М. : Наука, 1971.— 453 с.

Пятницкий П. П. Исследование кристаллических сланцев степной полосы юга России.— Тр. о-ва испытателей природы при Харьк. ун-те, 1898, вып. 32, с. 32—46.

Равич М. Г., Соловьев Д. С. Геология и петрология центральной части гор Земли Королевы Мод.— М. : Недра, 1966.— 290 с.

Рамберг Г. Термодинамика и кинетика петрогенезиса.— В кн.: Земная кора. М. : Изд-во иностр. лит., 1957, с. 447—467.

Раннедокембрийские гранитоидные формации / Ф. П. Митрофанов, Е. Н. Кравцова, М. М. Мануйлова и др.— Л. : Наука, 1975.— 292 с.

Раст Н. Образование центров кристаллизации и рост метаморфических минералов.— В кн.: Природа метаморфизма. М. : Мир, 1967, с. 78—108.

Рутланд Р. Избыточное тектоническое давление.— В кн.: Природа метаморфизма. М. : Мир, 1967, с. 125—146.

Саксена С. К. Термодинамика твердых растворов породообразующих минералов.— М. : Мир, 1975.— 203 с.

Свитальский Н. И. Эгирин из района р. Желтой.— Вест. геол. новостей, 1927, № 8-9, с. 38—40.

Семененко Н. П., Бойко В. Л., Ладиева В. Д. Метасоматические пояса и типы процессов метасоматоза в гранит-мигматитовых формациях Среднего Приднепровья.— Геохимия и рудообразование, 1976, вып. 5, с. 3—9.

Серенко В. П. Высокотемпературный региональный метаморфизм Ангаро-Канского горста (Енисейский кряж) : Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук.— Новосибирск, 1973.— 28 с.

Сердюченко Д. П. Эулизиты, их минералого-геохимические особенности и генетические связи с графитовыми и магнетит-кварцевыми породами.— Пробл. осадоч. геологии докембрия, 1975, вып. 4, кн. 2, с. 103—106.

Сидоренко Е. Ф. Гиперстен из гранат-гиперстеновых мигматитов Приднепровья.— Минерал. сб. Львов. геол. о-ва, 1963, № 17, с. 120—125.

Сірошгган Р. І. Кристалічні вапняки Побужжя.— Геол. журн., 1950, **10**, вип. 2, с. 26—34.

Сирошгган Р. И., Щербакова Т. Г., Половко Н. И. и др. К вопросу о водосодержащих пироксенах.— Геохимия, 1976, № 5, с. 742—747.

Слензак О. И. Чарнокиты Приднестровья и некоторые общие вопросы петрологии.— Киев : Изд-во АН УССР, 1960.— 212 с.

Слензак О. І. Про структуру українського докембрію.— К. : Наук. думка, 1965.— 140 с.

Соболев В. С. Значение координационного числа алюминия в силикатах.— Минерал. сб. Львов. геол. о-ва, 1947, № 1, с. 16—30.

Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов.— Львов : Изд-во Львов. ун-та, 1949.— 487 с.

Соболев В. С. Значение железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов.— Минерал. сб. Львов. геол. о-ва, 1950, № 4, с. 12—26.

Соболев В. С. Петрология восточной части сложного Коростенского плутона.— Учен. зап. Львов. геол. о-ва, 1953, вып. 7, с. 3—47.

Соболев В. С. О роли давления при минералообразовании.— Минерал. сб. Львов. геол. о-ва, 1955, № 9, с. 33—56.

Соболев Н. В. Парагенетические типы гранатов.— М. : Наука, 1964.— 218 с.

Соболев Н. В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии.— М. : Наука, 1974.— 263 с.

Соболев Н. В., Харькив Н. В. Глубинные ксенолиты в кимберлитах Якутии.— В кн.: Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. М., 1975, с. 25—48. (Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР; Вып. 271).

Ставрогин А. Н. О влиянии деформации на проницаемость горных пород.— В кн.: Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры. М. : Наука, 1968, с. 156—161.

Стригін О. І. Нові дані про егіринізацію порід криворізької серії.— Доп. АН УРСР. Сер. Б, 1959а, № 8, с. 894—897.

Стригін О. І. Парагенезис мінералів егіринізованих порід криворізької серії.— Геол. журн., 1959б, **19**, вип. 4, с. 31—43.

Стригін О. І. До мінералогії егіринітів і альбітитів Мало-Білозерської магнітної аномалії.— В кн.: Матеріали з мінералогії України. К. : Вид-во АН УРСР, 1960, с. 109—116.

Стригін О. І. Питання систематики, генезису і рудоносності альбітитів.— Геол. журн., 1970, **30**, вип. 2, с. 103—114.

Стрыгин А. И., Пискорская Е. К., Половко Н. И. и др. Скарны Украинского щита.— Геохимия и рудообразование, 1974, вып. 4, с. 36—48.

Стрыгин А. И., Половко Н. И., Щербакова Т. Г. Пироксены.— В кн.: Критерии прогнозирования месторождений Украинского щита и его обрамления. Киев : Наук. думка, 1975, с. 438—443.

Тарасенко В. С. О горных породах семейства габбро из Житомирского и Родомысль-

ского уездов Киевской и Волынской губерний.— Киев, 1895.— 348 с.

Тарасенко В. С. Об амфиболе куммингтонитового ряда из балки Тимашевой к югу от Кривого Рога.— Изв. Геол. ком., 1903, **22**, № 1, с. 65—72.

Темкин М. Смеси расплавленных солей как ионные растворы.— ЖФХ, 1946, **20**, вып. 1, с. 105—110.

Тернер Д., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород.— М. : Изд-во иностр. лит., 1961.— 592 с.

Тилли К. Е., Йодер Х. С., Шерер Д. Ф. Изучение плавления базальтов.— В кн.: Экспериментальная петрология и минералогия. М. : Недра, 1969, с. 30—37.

Ткачук Л. Г. Лабрадорит г. Городище, района им. Петровского.— Материалы по геологии и полез. ископаемым Украины, 1935, № 14, с. 138—139.

Ткачук Л. Г. Гайворон-Завальєвський комплекс чарнокіто-норитових порід та зв'язані з ним родовища хромітів.— К. : Вид-во АН УРСР, 1940.— 58 с.

Трегер В. Е. Таблицы для определения породообразующих минералов. —М. : Госгеолтехиздат, 1958.— 173 с.

Усенко І. С. Боковянський норіто-сієнітовий (чарнокітовий) масив. — В кн.: Український кристалічний масив. К. : Вид-во АН УРСР, 1947, с. 136—144.

Усенко И. С. Основные и ультраосновные породы бассейна Южного Буга.— Киев : Изд-во АН УССР, 1958.— 144 с.

Усенко И. С. Основные и ультраосновные породы Западного Приазовья.— Киев. : Изд-во АН УССР, 1960.— 179 с.

Усенко И. С., Кравченко Г. Л., Хмарук Т. Г. Ультрабазиты Мариупольского железорудного месторождения.— Геол. журн., 1970, **30**, вып. 3, с. 35—47.

Усенко И. С., Щербаков И. Б. Об эклогитизированных основных породах Украинского щита.— В кн.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев : Наук. думка, 1970, с. 199—208.

Усенко И. С., Щербаков И. Б., Заяц А. П. Биотиты докембрия.— Киев : Наук. думка, 1972.— 206 с.

Ушакова Е. Н. О железистости гиперстена села Завалье на Среднем Побужье.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1958, ч. 87, вып. 3, с. 367—369.

Ушакова Е. Н. Минералогия и петрография метаморфических пород хащевато-завальевской свиты Побужья : Автореф. канд. дис.— Новосибирск, 1960.—23 с.

Ушакова Е. Н. Биотиты метаморфических пород.— Новосибирск : Наука, 1971.— 346 с. (Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР; Вып. 87).

Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации.— М. : Изд-во иностр. лит., 1962.— 227 с.

Фации метаморфизма / Н. Л. Добрецов, В. В. Ревердатто, В. С. Соболев и др.— М. : Недра, 1970.— 432 с.

Феофилактов К. М. О кристаллических породах губерний: Киевской, Волынской и Подольской.— Киев : Изд-во Киев. ун-та, 1851.

Фомин А. Б. Оливины и пироксены из ультрабазитов бассейна рек Рось и Тетерев.— Докл. АН УССР. Сер. Б, 1972, № 7, с. 617—621.

Фомин А. Б., Каневский А. Я. Платина и палладий в ультраосновных породах Среднего Побужья. Препринт Ин-та геохимии и физики минералов АН УССР.— Киев, 1974.— 51 с.

Фомин А. Б., Козак С. А. Распределение хрома, кобальта и никеля в ультраосновных породах Среднего Побужья.—Геохимия, 1971, № 12, с. 1433—1441.

Фомин А. Б., Слынько П. И., Никулина Э. А. Ультрабазиты бассейна рек Рось и Тетерев.— Геол. журн., 1973, **33**, вып. 3, с. 57—68.

Фомин А. Б., Сахацкий И. И. Распределение золота в ультраосновных породах Среднего Побужья.— Докл. АН УССР. Сер. Б, 1976, № 10, с. 888—891.

Фомин А. Б., Голуб Е. Н., Ярощук А. Я. Минералого-геохимическая характеристика ультраосновных и основных пород девладовского комплекса.— Геол. журн., 1977, 37, вып. 6, с. 85—94.

Фонарев В. И., Корольков Г. Я., Донина Т. Н. Экспериментальное изучение стабильности ассоциации ромбический пироксен + магнетит + кварц в гидротермальных условиях.— Геохимия, 1976, № 10, с. 1498—1511.

Фонарев В. И., Корольков Г. Я. Оливин-ортопироксен-кварцевый геобарометр (экспериментальные данные).— Докл. АН СССР, 1978, т. 238, № 3, с. 687—690.

Хитров В. Г., Кортман Р. В. О правильности определения породообразующих элементов в горных породах.— В кн.: Вопросы петрохимии. Л. : Недра, 1969, с. 45—46

Хлестов В. В., Добрецов Н. Л. К проблеме термодинамического равновесия в метаморфических и метасоматических породах.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 8, с. 85—92.

Хмарук Т. Г. Петрография и метаморфизм гнейсово-мигматитовой толщи бассейна реки Токмак (Западное Приазовье) : Автореф. ... канд. дис. геол.-минерал. наук.— Киев, 1966.— 20 с.

Хмарук Т. Г. Марганцевисті силікати вапняково-силікатних сланців Східного Приазов'я.— Доп. АН УРСР. Сер. Б, 1970, № 1, с. 987—990.

Хмарук Т. Г., Щербаков І. Б. Зелені клінопіроксени з метасоматитів Приазов'я та Побужжя.— Тр. Ін-ту геол. наук АН УРСР, 1963, вип. 20, с. 51—55.

Хмарук Т. Г., Щербаков І. Б. Чарнокіти Західного Приазов'я.— Геол. журн., 1965, **25**, вип. 5, с. 44—52.

Царовский И. Д. О магматизме и метасоматизме щелочных пород Украинского щита.— В кн. : Петрография докембрия Русской

платформы. Киев : Наук. думка, 1970, с. 280—292.

Царовський І. Д. Сієнітовий комплекс.— В кн.: Стратиграфія УРСР. Т. 1. Докембрій. К. : Наук. думка, 1972, с. 287—298.

Цветков А. И. Изоморфные замещения в группе бесщелочных пироксенов.— Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. Сер. петрогр., 1951, № 41, вып. 138, с. 108—142.

Чирвинский В. Н. О некоторых эффузивных породах Волыни из пределов бывшего Новоград-Волынского и Житомирского уездов и о зоне разломов в северо-западной части Украинской кристаллической полосы.— Вісн. Укр. геол. ком., 1928, вып. 2, с. 68—79.

Шемякин В. М. Чарнокитоиды раннего докембрия. — Л. : Наука, 1976.— 179 с.

Шендерова А. Г., Соколова Е. П. Эгириндиопсид Среднего Приднепровья (УССР).— Минерал. сб. Львов. геол. о-ва, 1958, № 12, с. 85—91.

Щербак Н. П. Петрология и геохронология докембрия западной части Украинского щита.— Киев : Наук. думка, 1975.— 269 с.

Щербаков І. Б. Вапняки Середнього Побужжя.— В кн.: Матеріали з петрографії Українського кристалічного щита. К. : Вид-во АН УРСР, 1963, с. 5—40.

Щербаков И. Б. О фациальных особенностях породообразующих минералов Среднего Побужья.— Конституция и свойства минералов, 1966, вып. 1, с. 46—52.

Щербаков И. Б. Петрография докембрийских пород центральной части Украинского щита.— Киев : Наук. думка, 1975.— 280 с.

Эйнор О. Л., Есипчук К. Е., Цуканов В. А. Докембрий Западного Приазовья.— Киев : Изд-во Киев. ун-та, 1971.— 183 с.

Юрьев Л. Я., Бойко Д. Д. К минералогии сосуществующих пироксенов и оливинов габбровых пород.— Конституция и свойства минералов, 1971, вып. 5, с. 100—105.

Яковлев Б. Г., Хмарук Т. Г. Об условиях образования основного гранулитового комплекса Приазовья.— Доп. АН УРСР. Сер. Б. 1972, № 2, с. 129—133.

Яковлев Б. Г., Бочков А. А. О проблеме габброидов Приазовья.— Геол. журн., 1973, 33, № 6, с. 7—15.

Яковлев Б. Г., Кравченко Г. Л. Геохимические факторы метаморфизма основных и железистых пород гранулитовой фации.— В кн.: Материалы к V Всесоюз. петрогр. совещ. Алма-Ата : Наука, 1976, т. 1, с. 359—361.

Ярощук М. А. Метаморфизм и основные черты металлогении докембрийской толщи Володарских магнитных аномалий : Автореф. канд. дис.— Киев, 1966.— 22 с.

Ярощук М. О. Піроксен-плагіоклазові кристалічні сланці Володарських магнітних аномалій.— Геол. журн., 1968, 28, вип. 5, с. 56—64.

Akella J., Boyd F. R. Effect of pressure on the Composition of Coexisting Pyroxenes and Garnet in the system $CaSiO_3$ — $MgSiO_3$ — $FeSiO_3$ — $CaAlTi_2O_6$.— Carnegie Inst. Wash. Year-book; 1973, **72**, p. 523—526.

Akella J., Boyd F. R. Petrogenetic grid for garnet peridotites.— Carnegie Inst. Wash. Year-book, 1974, **73**, p. 269—273.

Andreata C. Betrachtungen über die Unwahrscheinlichkeit stabiler Gleichgewichte bei der Gesteinsmetamorphose.— Geol. Rdsch., 1960, **50**, S. 190—208.

Atlas L. The polymorphism of $MgSiO_3$ and solid state equilibria in the system $MgSiO_3$ $CaMgSi_2O_6$.— J. Geol., 1952, **60**, N 2, p. 125—134.

Bancroft G. M., Maddock A. G., Burns R. G. Applications of the Mosabauer effect to silicate mineralogy. 1. Iron silicates of known crystal structure.— Geochim. et cosmochim. acta, 1967, vol. 31, N 11, p. 23—31.

Banno Sh., Obata T. Concentration of $CaAl_2SiO_6$ component in diopsidic clinopyroxene in connection with mineral paragenesis : The Skreinemakers and Zen method application.— J. Geol. Soc. Jap., 1973, **79**, N 2, p. 51—60.

Bartholome P. M. Iron magnesium ratio in associated pyroxenes and olivines : Petrologic studies.— In: A volume to honour A. F. Buddington. New York, 1962, p. 1—20.

Blackburn W. H. Sizes of space in which the chemical equilibrium of some metamorfic rocks is established.— Contribs Mineral. and Petrol., 1968, **19**, N 1, p. 72—92.

Boyd F. R. Experimental study of the calciferous amfiboles. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1955, **66**, N 12, pt. 2, p. 96—112.

Boyd F. R. A pyroxene geotherm.— Geochim. et cosmochim. acta, 1973, **37**, p. 2533—2546.

Boyd F. R., England J. L. Minerals of the mantle.— Carnegie Inst. Wash. Year-book, 1960, **59**, p. 107—112.

Boyd F. R., England J. L. Effect of pressure on the melting of enstatite.— Carnegie Inst. Wash. Year-book, 1963, **62**, p. 218—223.

Boyd F. R., Schairer J. F. The system $MgSiO_3$ — $CaMgSi_2O_6$.— J. Petrol., 1964, **5**, p. 275—309.

Boyd F. R., Nixon F. H. Ultramafic nodules from the Thaba Rutsca kimberlite pipe.— Carnegie Inst. Wash. Year-book, 1973, **72**, p. 362—373.

Buttler P. Mineral compositions and equilibria in the metamorphosed iron formation of the Gargnon region, Quebec, Canada.— J. Petrol., 1969, **10**, N 1, p. 56—101.

Chihara K. Mineralogy and paragenesis of jadeites from the Omi-Kotaki area, Central Japan.— Int. Miner. Assoc. Tokyo, 1971, vol. Spec. Pap., p. 147—156.

Compagnoni R., Maggeo B. Jadeite-bearing metagranites Muerone area.— Schreir. Miner. and Petrogr. Mitt., 1973, **53**, N 3, p. 355—378.

Davidson L. R. Variation in ferrous iron-magnesium distribution coefficients of metamorfic pyroxenes from Quairading, Western

Australia.— Contribs Miner. and Petrol., 1968, **19**, N 2, p. 239—259.

Eggler D. Effect of CO_2 on the melting of peridotite.— Carnegie Inst. Wash. Year-book, 1974, **73**, p. 215—224.

Essene E. I., Hensen B. I., Green D. H. Experimental study of amphibolite and eclogite stability.— Phys. Earth and Planet. Inter., 1970, N 3, p. 378—384.

Fisher G. W. Nonequilibrium thermodynamics as a model for diffusion-controlled metamorphic processes.— Amer. J. Sci., 1973, **273**, N 10, p. 897—924.

Fleet M. E. Partition of Mg and Fe^{2+} in coexisting pyroxenes.— Contribs Mineral. and Petrol., 1974, **44**, N 3, p. 251—257.

Forbes H. C. Synthesis of grunerite $Fe_7Si_8O_{22}(OH)_2$.— Nature Phys. Sci., 1971, **232**, N 31, p. 109—125.

Froese E., Gordon T. M. Activity coefficients of coexisting pyroxenes.— Amer. Miner., 1974, **59**, N 1-2, p. 204—205.

Fry N., Fyfe W. S. Eclogites and water pressure.— Contribs Mineral. and Petrol., 1969, **24**, N 1, p. 1—6.

Ganguli J., Kennedy G. C. The energetics of natural garnet solid solutions. I. Mixing of the aluminosilicate end-members.— Contribs Mineral. and Petrol., 1974, **48**, N 2, p. 137—148.

Gilbert Ch. M. Syntesis and stability relations of the hornblendeferropargasite.— Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., 1965, N 82, p. 212—229.

Gorbatschev R. Coexisting biotites in migmatitic rocks and some aspects of element distribution.— Neues Jahrb. Mineral. Abh., 1972, **118**, N 1, p. 1—32.

Greenwood H. J. Syntesis and stability of anthophyllite.— Carnegie Inst. Wash. Year-book, 1962, **61**, p. 518—532.

Heckinxgbottom R. Consideration of the criteria for ordered growth.— J. Cryst. Growth, 1975, **28**, N 2, p. 271—272.

Hensen B. J. Experimental study of the stability of cordierite and garnet in pelitic composition at high pressures and temperatures.— Canberra : Austral. Nat. Univ., 1970.— 217 p.

Hensen B. J. Pyroxenes and garnets as geothermometres and barometres.— Carnegie Inst. Wash. Year-book, 1973, **72**, p. 527—534.

Hensen B. J., Essene E. I. Stability in the system MgO — Al_2O_3 — SiO_2 — Contribs Mineral. and Petrol., 1971, **30**, N 1, p. 72—83.

Hensen B. J., Green D. H. Experimental study of the stability of cordierite and garnet in pelitic compositions at high pressures and temperatures.— Contribs Mineral. and Petrol., 1973, **38**, N 2, p. 151—166.

Hensen B. J., Schmid R., Wood B. I. Activity.— composition relationships for pyropegrossular garnet.— Contribs Mineral. and Petrol., 1975, N 51, 2, p. 161—166.

Hermes O. D. Petrochemistry of coexisting mafic silicates from the Meeklenburg gabbrometagabbro complex.— North Carolina Geol. Soc. Amer. Bull., 1970, **81**, N 3, p. 137—164.

Hess H. H. Chemical composition and optical properties of common clinopyroxenes.— Amer. Miner., 1949, **34**, N 9-10, p. 621—666.

Hess H. H. Orthopyroxenes of Bushveld type, consubstitution and changes in unit cell dimensions.— Amer. J. Sci. 1952, **250**, N 1, p. 173—186.

Hess H. H. Phillps A. H. Optical properties and chemical composition of magnesian orthopyroxenes.— Amer. Miner., 1940, **25**, N 4, p. 271—285.

Himmelberg G. R., Phinney Wm. C. Granulite — facies metamorphism, Granite Falls — Montevideo Area, Minessota.— J. Petrol., 1970, **8**, N 4, p. 325—348.

Holloway I. R., Burnham C. W. Melting relations of basalt with equilibrium water pressure less than total pressure.— J. Petrol., 1972, **13**, N 1, p. 1—29.

Howie R. A. The geochemistry of charnockite series of Madras, India.— Proc. Edinburg, 1955, **62**, N 18, pt 3, p. 755—768.

Howie R. A. Cell parametres of orthopyroxenes.— Miner. Soc. Amer., Spec. pap. 1963, **1**, p. 213—232.

Hsu I. C., Burnham C. W. Phase relationships in the system $Fe_3Al_2Si_3O_{12}$ — $Mg_3Al_2Si_3O_{12}$ — — H_2O at 2.0 kilobarxs.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1969, **80**, N 12, p. 2393—2408.

Huckenholz H. G., Lindhuber W., Springer I. The join $CaSiO_3$ — Al_2O_3 — Fe_2O_3 of the CaO — Al_2O_3 — Fe_2O_3 — SiO_2 quaternary system and its bearing on the formation of granditic garnets and fassaitic pyroxenes.— Neues Jahrb. Mineral. Abh., 1974, **121**, N 2, p. 160—207.

Kretz R. Distribution of magnesium and iron between orthopyroxene and calcic pyroxene in natural mineral assemblages.— J. Geol. 1963, **71**, N 6, p. 773—784.

Kuno H. Study of orthopyroxenes frome volkanic rocks.— Amer. Miner., 1954, **39**, N 1-2, p. 30—46.

Kushiro I. Compositions of magmas formed by partial zone melting of the earth's mantle.— J. Geophys. Res., 1968, **73**, N 2, p. 619—634.

Kushiro I. New method of determining liquidus boundaries with confirmation of incongruent melting of diopside and existence of iron-free pigeonite at 1 atm.— Carnegie Inst. Wash. Year-book, 1971, **70**, p. 603—607.

Kushiro I. Pressure effect on the forsterite-enstatite liquidus boundary with the addition of other cations and the genesis of magmas.— Carnegie Inst. Wash. Year-book, 1974, **73**, p. 248—251.

Kretz R. Distribution of Mg and Fe between orthopyroxene and Ca-pyroxene in natural mineral assemblages.— J. Geol., 1963, **71**, N 9, p. 773—785.

Larimer J. W. Experimental studies on the system Fe — MgO — SiO_2 — O_2 and their bearing on the petrology of chondritic meteorites.— Geochim et cosmochim. acta, 1968, **32**, N 11, p. 1187—1207.

Lindsley D. H., Dixon S. A. Diopside — enstatite equilibria at 850° to 1400° C, 5 to 35 kb.— Amer. J. Sci., 1976, **276**, N 10, p. 1285—1301.

Lindsley D. H., Munoz I. L. Subsolidus Relationships in Part of the Hedenbergite — Ferrosilite join at low pressure: Annual Rept Direct. Geophys. Lab.— Carnegie Inst. Wash., Year-Book, 1968, **67**, p. 363—366.

Maxey L. B., Vogel T. A. Compositional dependence of the coexisting pyroxenes iron-magnesium distribution coefficient.— Contribs Mineral. and Petrol., 1974, **43**, N 4, p. 295—306.

Medaris L. G. Partitioning of Fe and Mg between coexisting synthetic olivine and orthopyroxene.— Amer. J. Sci., 1968, **267**, N 8, p. 945—968.

Mori T., Green D. H. Pyroxenes in the system $Mg_2Si_2O_6$ — $CaMgSi_2O_6$ at high pressure.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, **26**, N 2, p. 277—286.

Morimoto N., Appleman D. E., Howard T. E. The crystal structure of clinoenstatite and pigeonite.— Z. Krist., 1960, N 1-2, p. 120—147.

Morimoto N. Problems of crystal structure of pyroxenes.— New Geol. Soc. Jap., 1974, N 11, p. 303—321.

Morozewicz J. A. Mariupolit i jego Kreuzniaki.— Warszawa : 1929.— 38 s.

Morosewicz J. A. Der Mariupolit und seine Blutsverwandten.— Miner. und Petrogr. Mitt., 1930, **46**, H. 5-6, S. 42—74.

Mueller R. F. Energetics of certain silicate solid solutions.— Geochim. et cosmochim. acta, 1962, **26**, p. 581—598.

Munos I. L., Lindsley D. H. Subsolidus relation on the join hedenbergite — ferrosilite at 20 kb.— Garnegie Inst. Wash. Year-book, 1969, **68**, p. 88—91.

Murty M. B. Role of titanium in orthopyroxenes of the charnocite series.— Nature, 1964, **202**, N 4929, p. 93—98.

Mysen B. S., Boettcher A. L. Melting of a hydrouse mantle. II.— J. Petrol., 1974, **16**, N 3, p. 549—593.

Nafziger R. H., Muan A. Equilibrium phase compositions and thermodynamic properties of olivines and pyroxenes in the system MgO — FeO — SiO_2.— Amer. Miner., 1967, **52**, N 9110, p. 1364—1385.

Nerhu C. E., Wyllie P. J. Electron microprobe measurement of pyroxenes coexisting with undersaturated liquid in the join $CaMgSi_2O_6$ — $Mg_2Si_2O_6$ — H_2O at 30 kilobares, with applications to geothermometry.— Contribs Mineral. and Petrol., 1974, **48**, N 2, p. 221—228.

Newton R. C. An experimental determination of the high pressure stability limits of magnesian cordierite under wet and dry conditions.— J. Geol., 1972, **80**, N 4, p. 398—400.

Nolan J. Physical properties of synthetic and natural pyroxenes in the system diopside.— hedenbergite — acmite.— Miner. Mag., 1969, N 286, p. 216—219.

Ohashi H., Hariya Yu. Decomposition of $CaFe^{3+}AlSiO_6$ pyroxene at high pressure and low oxygen partial pressure.— J. Geol. Jap. Assoc. Miner., Petrol. and Econ. Geol., 1975, **70**, N 10, p. 347—351.

Oka J., Matsumoto T. Study of the compositional dependence of the apparent partition coefficient of iron and magnesium between coexisting garnet and clinopyroxene solid solution.— Contribs Mineral. and Petrol., 1974, **48**, N 2, p. 115—121.

Okamura F. et al.— Structure and crystal chemistry of calcium Tschermak's pyroxene, $CaAlAlSiO_6$.— Amer. Miner., 1974, **59**, N 5-6, p. 549—557.

Olsen E., Mueller R. Stability of orthopyroxenes with aspect to pressure, temperature and composition.— J. Geol., 1966, **74**, N 5, pt 1, p. 620—625.

Onuma Kosuke, Arima Makoto. The join $MgSiO_3$ — $MgAl_2SiO_6$ and the solubility of Al_2O_3 in enstatite at atmospherie pressure.— J. Jap. Assoc. Miner., Petrol. and Econ. Geol., 1975, **70**, N 2, p. 53—60.

Popp R. K., Gilbert M. C. Stability of acmite-jadeite pyroxenes at low pressure.— Amer. Miner., 1972, **57**, N 7-8, p. 1210—1231.

Raheim A., Green D. H. Experimental determination of the temperature and pressure dependence of the Fe — Mg partition coefficient for coexisting garnet and clinopyroxene.— Contribs Mineral. and Petrol., 1974, **48**, N 2, p. 179—203.

Ramberg H., De Vore G. The distribution of Fe^{2+} and Mg^{2+} in coexisting olivines and pyroxenes.— J. Geol., 1951, **59**, N 3, p. 193—205.

Ray S., Sen S. K. Partitioning of major exchangeable cations among orthopyroxene, calcic pyroxene and hornblende in basic granulites from Madras.— Neues Jahrb. Mineral. Abh., 1970, **114**, S. 61—68.

Rutstein M. S. Jund R. A. Unit-cell parameters of syntetic diopsidehedenbergite solid solutions.— Amer. Miner., 1969, **56**, N 1-2, p. 238—245.

Rutstein M. S. Re-examination of the woll astonite — hedenbergite ($CaSiO_3$ — $CaFeSi_2O_6$) equilibria.— Amer. Miner., vol. 56, N 11-12, 1971, p. 2040—2053.

Schürmann K. Hydrothermale experimentalle Untersuchungen an metamorphen monoclinen Hornblenden. Teil I. Jur. Stabiliat des Gummingtonite — Neues Jahrb. Mineral. Monatsh., 1967, 9-10, S. 168—182.

Smith D. Stability of the assemblage iron-rich orthopyroxene — olivine — quartz.— Amer. J. Sci., 1971, **271**, N 4, p. 370—383.

Smith D., Finger W. Stability of iron-rich pyroxene in system $CaSiO_3$ — $FeSiO_3$ — $MgSiO_3$.— Amer. Miner., 1972, **57**, vol. 9—10, p. 1413—1429.

Takahashi T., Sin I. G. Compression on the bulk modulus.— J. Geophys. Res., 1970, **71**, N 59, p. 5757—5766.

Thompson R. N. Some high-pressure pyroxenes.— Miner. Mag., 1974, **39**, N 307, p. 768—787.

Thompson A. B. Mineral reactions in pelitic rocks.— I—II.— Amer. Sci., 1976, **276**, N 4, p. 401—454.

Tuttle O. F., Bowen N. I. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8$ — $KaISi_3O_8$ — SiO_2 — — H_2O.— Geol. Soc. Amer. Mem., 1958, **74**, p. 3—156.

Verhoogen J. The chemical potential of stressed solid.— Amer. Geophys. Union., Trans, 1951, **32**, N 2, p. 182—198.

Wager L. R. The major element variation of the layerd series of the Skaergaard intrusion and a reestimation of the average composition of the hidden layered series and of the successive residual magmas.— J. Petrol., 1960, **1**, N 3, p. 363—398.

White A. I. R. Clinopyroxenes from eclogites and basic granulites.— Amer. Miner., 1964, **49**, N 7-8, p. 738—753.

Weeks W. F. A thermochemical study of equilibrium relations during metamorphism of siliceous carbonate rocks.— J. Geol., 1956, **64**, N 3, p. 184—191.

Wood B. J., Strens R. G. J. The orthopyroxene geobarometer.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1971, N 11, p. 1—6.

Wood B. J. The application of thermodynamics to some subsolidus equilibria involving solid solutions.— Fortschr. Miner., 1975, **52**, p. 21—45.

Wood B. J. The solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet.— Contribs Mineral. and Petrol., 1974, **46**, N 1, p. 1—15.

Wood B. J. The partition of iron and magnesium between garnet and clinopyroxene.— Carnegie Inst. Wash. Year-book, 1976, **75**, p. 571—573.

Wood B. J., Banno Sh. Garnet — orthopyroxene and orthopyroxene — clinopyroxene relationship in simple and complex systems.— Contribs Mineral and Petrol., 1973, **42**, N 2, p. 109—124.

Yagi K. Syntetic pyroxenes of the acmite-diopside system.— J. Miner. Soc. Jap., 1958, **3**, N 6, p. 763.

Yagi K., Onuma K. Some genetic problems of pyroxenes from alcalic rocks.— Mem. Geol. Soc. Jap., 1974, N 11, p. 293—302.

Yoder H. S. Jr. Aluminicous anthophyllite in the system MgO — Al_2O_3 — H_2O at 850° C and 10 kb.— Carnegie Inst. Wash. Year-book, 1971, **70**, p. 142—145.

Yoshikawa K., Onuma K. The Join $NaFeSi_2O_6$ — Ca Al_2SiO_6 at 1 atmospheric and high pressure. Part 1.— J. Geol. Jap. Assoc. Miner., Petrol. and Econ. Geol., 1975, **70**, N 10, p. 335—346.

ПРИЛОЖЕНИЯ

ПРИЛОЖЕНИЕ I. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ (%) И ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА РОМБИЧЕСКИХ ПИРОКСЕНОВ

ТАБЛИЦА 1

Ромбические пироксены метаморфических кварцсодержащих пород, бедных кальцием (Р — I — 1)

Номер анализа	Номер образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO
1*	222/2	48,77	0,18	5,32	2,72	21,29	0,56	19,13
2*	696	47,32	0,13	6,39	1,36	23,31	0,21	18,86
3*	7178	48,30	0,21	3,55	4,32	22,95	0,10	18,46
4*	136/1	50,49	0,13	6,15	1,03	21,54	0,17	17,35
5*	748	48,76	0,12	4,30	2,00	23,28	0,16	18,76
6	63	49,00	0,32	4,32	2,74	23,49	0,21	18,00
7*	769	48,93	0,05	3.61	2,02	24,70	0,25	18,18
8	202/1	49,07	0,18	3,35	0,10	28,92	0,17	16,68
9	134/75	49,37	0,07	2,40	2,88	28,72	0,49	16,80
10	23/61	50,29	0,15	1,97	1,05	28,80	0,48	16,91
11	141/75	49,20	0,13	2,90	1,53	28,36	0,38	15,89
12	680	48,00	0,20	3,00	1,72	29.38	0,60	16,51
13*	180/68	49,53	0,22	1,82	1,10	29,92	0,57	15,50
14	1013—3	45,98	0,02	1,19	1,29	45,69	0,21	5,05
15	770	47,88	0,48	2,52	2,87	28,66	0,08	16,58
16	336/9	51,53	0,22	3,38	0,06	22,24	0,51	21,34
17*	Л — 1	49,96	0,15	3,31	0,36	24,71	0,38	19,35
18*	9/1	50,15	0,07	0,85	2,13	26,05	0,32	18,61
19	292/1	50,42	0,09	2,03	0,20	28,16	0,38	18,02
20*	6162/3	49,58	—	0,55	1,89	26,57	—	17,44
21	38	48,43	0,20	3,07	0,37	30,60	0,25	15,24
22*	175/1	48,27	0,10	1,28	3,39	30,65	0,29	14,41
23*	921	48,91	Следы	0,33	1,52	31,47	0,34	13,78
24*	40	49,72	0,23	2,30	0,60	31,03	0,50	13,43
25	45/6	49,20	0,28	0,31	1,31	33,29	0,05	13,14
26	1224	46,21	0,01	0,22	1,03	44,72	0,36	6,01
27	300/7	51,31	0,08	2,54	Не опр.	23,39	0,54	21,27

*Здесь и далее отмечены анализы, не удовлетворяющие критериям отбраковки.
Примечание. Кроме того, установлено P_2O_5: в ан. 4—0,04; в ан. 6—0,03; в ан. 12—0,01; в ан. 13—004;

1. Гиперстен из биотит-гиперстен-кордиеритового гнейса; $РП_{42}$ + $Альм_{66}$ + $Кор_{23}$ + $Би_{33}$ + + Пл + КПШ + Кв; Приднестровье, р. Мурафа, с. Саинка. Коллекция В. М. Венидиктова, аналитик Б. В. Мирская, 1971 г.
2. Гиперстен из биотит-гиперстен-кордиеритового гнейса; $РП_{42,4}$ + $Би_{37,94}$ + $Кор_{30,3}$ + Пл + + Кв + КПШ; с. Орлово Поле, скв. 7520, гл. 53,9 м. Коллекция Е. Н. Голуб, аналитик Р. Л. Левина, 1971 г.
3. Гиперстен из гиперстен-кордиеритового гнейса; $РП_{45,0}$ + $Кор_{24,1}$ + $Би_{37,1}$ + Пл + + КПШ + Мт; Нижнее Побужье, б. Корабельная. Коллекция Т. Г. Щербаковой, аналитик Б. В. Мирская, 1971 г.
4. Гиперстен из биотит-гранат-гиперстенового гнейса; $РП_{12}$ + $Альм_{63}$ + $Би_{31—32}$ + $Пл_{26}$ + + Кв + КПШ; Приднестровье, р. Мурашка, с. Шестаковка. Коллекция В. М. Венидиктова, аналитик Н. М. Кацнельсон, 1968 г.
5. Гиперстен из биотит-гранат-гиперстенового гнейса; $РП_{43}$ + Би + $Альм_{66,7}$ + Пл + + Кв + КПШ; с. Новомарьевка, скв. 7315, гл. 45,0 м. Коллекция Е. Н. Голуб, аналитик Л. Н. Фролова, 1973 г.
6. Гиперстен из биотит-гранат-гиперстенового гнейса; $Альм_{65,7}$ + Би + $РП_{44,8}$ + Пл + Кв+ + КПШ; Новоукраинский массив, с. Якимовка. Коллекция Е. Г. Голуб.
7. Гиперстен из биотит-гиперстен-гранатового гнейса; $РП_{45,3}$ + $Альм_{69}$ + Би + КПШ + + Пл + Кв; р. Ятрань, с. Табунов (Щербаков, 1975).
8. Гиперстен из биотит-гранат-гиперстенового гнейса, перемежающегося с двупироксеновым кристаллосланцем; $Альм_{74,5}$ + $РП_{49,5}$ + $Би_{47,1}$ + Кв + Пл + КПШ; Приднестровье,

CaO	Na_2O	K_2O	H_2O-	П. п. п.	*Сумма*	ρ, г/см³	n_g	n_p	2V
0,14	0,14	0,05	0,14	1,27	99,85	3,514	1,720	1,706	
0,70	0,13	0,12	0,14	1,79	100,46	—	1,717	1,701	
0,14	0,20	0,24	0,12	1,21	99,80	3,528	1,723	1,712	
1,40	0,30	—	1,18	1,39	100,17	3,464	1,717	1,703	
0,70	Следы	Следы	0,10	1,95	100,13	3,469	1,717	1,698	
0,73	0,20	0,10	—	0,85	100,04	—	1,721	1,706	
1,02	0,20	0,18	0,02	1,11	100,27	—	1,719	1,704	55
0,56	0,15	0,10	0,20	0,45	99,93	3,452	1,736	1,721	
0,46	0,40	0,12	—	0,84	99,98	—	—	—	
0,28	—	—	—	—	—	—	—	—	
0,35	0,30	0,10	—	0,84	99,98	—	—	—	
0,00	0,02	0,14	0,14	0,65	100,37	—	1,726	1,706	
0,32	0,06	0,02	0,04	1,23	100,37	3,532	1,728	1,712	—
0,56	0,37	0,14	0,89	—	100,39	—	—	—	—
0,22	0,06	Следы	0,14	0,73	100,22	—	1,725	1,709	52
0,56	0,20	0,04	0,24	0,16	100,48	3,514	1,711	1,693	—
0,50	0,10	0,10	0,10	1,35	100,37	—	1,713	1,695	—
0,97	0,10	0,01	0,13	1,05	100,44	3,607	1,722	1,710	52
0,42	0,11	0,18	—	0,38	100,39	3,506	1,721	1,710	—
1,13	0,17	1,2	0,07	1,68	100,26	3,690	1,728	1,719	48
0,70	0,30	0,20	0,10	0,96	100,42	—	1,724	1,706	—
0,70	0,08	0,01	0,10	1,20	100,48	3,583	1,730	1,718	57
1,04	Следы	Следы	0,12	2,00	99,65	3,620	1,733	1,709	—
0,32	0,40	0,20	0,01	1,68	100,42	3,56	1,734	1,712	—
1,00	0,70	0,36	0,01	—	99,65	—	1,735	1,723	53
0,42	0,37	0,14	0,92	—	100,41	—	—	—	—
0,42	0,14	0,14	0,16	0,46	100,45	3,488	1,712	1,694	—

в ан. 23—0,14.

р. Мурафа, с. Вилы Яружские. Коллекция В. М. Венидиктова, аналитик Б. В. Мирская, 1975 г.

9. Гиперстен из биотит-гиперстен-гранатового основного сланца; $Би_{42,88}$ + $РП_{49,9}$ + + $Альм_{71,61}$ + Пл; Нижнее Побужье, р. Каменно-Костоватая. Коллекция Т. Г. Щербаковой, аналитик Б. В. Мирская, 1976 г.
10. Гиперстен из биотит-гранат-гиперстенового гнейса; $РП_{50}$ + Би + Альм + Кв + Пл + Мт; Криворожье (Перчук, 1971).
11. Гиперстен из гиперстен-биотит-гранатового гнейса; $РП_{51,5}$ + $Би_{44,56}$ + Альм + Пл + + Кв + Ильм; Нижнее Побужье, б. Каменно-Костоватая. Коллекция Т. Г. Щербаковой, аналитик Б. В. Мирская, 1977 г.
12. Гиперстен из биотит-гранат-гиперстенового гнейса; $Би_{39,2}$ + $Альм_{73,2}$ + $РП_{51,7}$ + Пл + + КПШ + Кв; с. Витязевка, скв. 7446, гл. 49,0 м. Коллекция Е. Н. Голуб, аналитик М. Л. Шайкевич, 1974 г.
13. Гиперстен из гиперстен-гранат-биотитового гнейса; $РП_{53,27}$ + $Альм_{79,87}$ + Би + Пл + + Кв + КПШ + Мт; р. Каратыш, с. Суржинка. Коллекция Т. Г. Щербаковой, аналитик Р. Л. Левина, 1969 г.
14. Эвлит из гранат-биотит-гиперстенового гнейса; $РП_{83,9}$ + Би + Альм + Кв + Мт; Криворожье (Перчук, 1971).
15. Гиперстен из гиперстенового гранатита; $РП_{49,5}$ + $Альм_{74,4}$ + Пл; р. Ятрань, с. Табунов (Щербаков, 1975).

16. Гиперстен из гиперстенового кристаллосланца; $РП_{37,5}$ + Пл + Кв + Мт + $Би_{вт}$; Приднестровье, р. Мурафа, с. Скалополь. Коллекция В. М. Венидиктова, аналитик С. П. Модленко, 1975 г.
17. Гиперстен из скиалита биотит-гиперстенового гнейса в гранат-биотитовых мигматитах; $РП_{42,5}$ + $Би_{33,8}$ + $Ант_{35}$ + $Пл_{20}$ + Кв; р. Случь (Лесная, 1975).
18. Гиперстен из гиперстенового гнейса; $РП_{46}$ + Пл + Кв + КПШ + Би + Ап; Среднее Побужье, с. Аниськово, карьер. Коллекция М. М. Кононовой.
19. Гиперстен из ксенолита биотит-гиперстенового гнейса в гранат-биотитовых гранодиоритах; р. Южный Буг, с. Сабаровка. Коллекция В. М. Венидиктова, аналитик Б. В. Мирская, 1975 г.
20. Гиперстен из гиперстенового гнейса; $РП_{47,6}$ + Пл + Кв + КПШ + Би + Ап; Верхнее Побужье, с. Волчек, карьер. Коллекция О. И. Слензака, аналитик А. В. Служенко.
21. Гиперстен из биотит-гиперстенового гнейса; $РП_{56,9}$ + Би + Пл + Кв + КПШ; р. Мертвовод, с. Витязевка, Новоукраинский массив. Коллекция Е. Н. Голуб, аналитик Б. В. Мирская, 1971 г.

ТАБЛИЦА 2

Ромбические пироксены соскладчатых чарнокит-мигматитов, бедных кальцием (Р — I — 2)

Номер анализа	Номер образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO
1*	С—6/1	50,89	0,03	4,69	—	17,26	0,41	24,91
2	4/1а	50,00	0,30	3,05	2,57	24,64	0,02	18,48
3*	65/1	49,41	0,25	3,31	1,18	25,55	0,20	18,06
4*	Д—1	47,44	0,32	3,28	3,24	25,08	0,23	17,05
5	289/3	48,14	0,17	4,89	0,46	27,98	0,35	17,06
6*	30/3	47,05	0,21	4,17	2,90	26,06	0,23	15,71
7*	46/1	48,38	0,10	2,16	2,65	28,17	0,12	16,63
8*	140/1	46,88	0,32	5,51	1,70	27,30	0,32	15,70
9*	130/67	48,91	0,11	1,96	2,75	28,44	0,28	15,74
10*	17	48,64	0,28	2,64	2,47	28,47	0,36	15,30
11	8/4	49,48	0,81	1,40	2,16	31,03	—	14,91
12	190	48,00	0,26	2,06	1,17	31,68	0,28	15,28
13*	766	51,93	0,26	2,26	0,73	20,02	0,34	22,18
14	1724	50,10	0,10	2,16	2,07	24,02	0,88	19,31
15*	Д—3	49,56	0,36	0,79	3,72	24,73	0,52	16,08
16*	856	48,48	Следы	2,65	1,27	28,74	0,30	15,85
17*	101/1	48,26	0,24	2,68	3,07	27,96	0,37	16,20
18*	1761	48,90	0,16	0,31	4,96	25,57	0,91	16,01
19*	705	49,88	0,06	1,99	2,20	28,45	0,35	14,03

Примечание. Кроме того, установлено P_2O_5: в ан. 4 — 0,08; в ан. 12 — 0,10; в ан. 13 — 0,03; в ан. 14 —

1. Бронзит из метасоматической биотит-гиперстен-кордиеритовой породы; $РП_{28}$ + $Кор_{15}$ + + $Би_{22}$ + $Пл_{10—15}$ + КПШ + Кв; Приднестровье, р. Днестр, с. Кузьмин, скв. 6, гл. 104,0—105,0 м. Коллекция В. М. Венидиктова, аналитик Р. Л. Левина, 1970 г.
2. Гиперстен из гранат-гиперстенового мигматита; $РП_{45}$ + $Би_{вт}$ + $Альм_{67}$ + $Кор_{20}$ + Кв + + $Пл_{33}$ + КПШ; г. Винница (Костюк, 1955).
3. Гиперстен из гранат-гиперстенового мигматита; $РП_{45,5}$ + Альм + Би + Гл + КПШ + + Кв + Ап; Среднее Побужье, р. Ятрань, с. Покотилов. Коллекция М. М. Кононовой.
4. Гиперстен из гранатового чарнокита или винницита; Верхнее Побужье, с. Каменогорка (Доброхотов, 1968).
5. Гиперстен из гранат-гиперстенового гнейсо-гранодиорита (винницита); $Альм_{76,2}$ + $РП_{48,6}$ + + Би + Пл + КПШ + Кв; р. Южный Буг, пгт Тывров. Коллекция В. М. Венидиктова, аналитик С. П. Модленко, 1975 г.
6. Гиперстен из гранат-гиперстенового мигматита; $РП_{50,8}$ + Альм + Би + Пл + КПШ + + Кв; Приднестровье, р. Лозовая, с. Ивашковцы. Коллекция М. М. Кононовой.
7. Гиперстен из гиперстен-гранат-биотитового мигматита; $РП_{50,9}$ + Альм + Би + Пл + КПШ + + Кв; Верхнее Побужье, с. Березня. Коллекция М. М. Кононовой.
8. Гиперстен из гранатового чарнокита; $РП_{51}$ + $Альм_{76}$ + $Би_{40}$ + Пл + КПШ + Кв; Приднестровье, р. Лозовая, Ивашковская мельница. Коллекция В. М. Венидиктова, аналитик Б. В. Мирская, 1968 г.
9. Гиперстен из гранатсодержащего чарнокита; $РП_{52,65}$ + $Би_{44,5}$ + Пл + $Альм_{76,52}$ + Ильм + + КПШ; р. Кальчик, б. Каранская. Коллекция Т. Г. Щербаковой, аналитик Б. В. Мирская, 1974 г.

22. Гиперстен из гиперстенового гнейса; $РП_{56,9}$ + Пл + Кв + КПШ + Би; Приднестровье р. Мурафа, с. Скалополь. Коллекция М. М. Кононовой.
23. Гиперстен из биотит-гиперстенового гнейса; $Би_{45,3}$ + $РП_{57,3}$ + Пл + Кв; с. Новоандреевка, скв. 7308, гл. 38,0 м. Коллекция Е. Н. Голуб, аналитик Л. Н. Фролова.
24. Гиперстен из биотит-гиперстенового гнейса; $РП_{57,3}$ + Би + Пл + Кв + КПШ; Новоукраинский массив, р. Мертвовод. Коллекция Е. Н. Голуб.
25. Гиперстен из гиперстенового кристаллического сланца; $РП_{59,6}$ + Би + Пл + КПШ + Кв; Гниваньский карьер (Костюк, 1955).
26. Эвлит из биотит-гиперстенового гнейса; $РП_{81,1}$ + Би + Кв + Мт; Криворожье (Перчук, 1971).
27. Гиперстен из куммингтонит-биотит-гиперстенового гнейса; $Би_{27,8}$ + $РП_{38,7}$ + $Кум_{вт}$ + + Пл + Кв; Жежелевский карьер. Коллекция В. М. Венидиктова, аналитик С. П. Модленко, 1975 г.

CaO	Na_2O	K_2O	H_2O—	П. п. п.	*Сумма*	ρ, г/см³	n_g	n_p	2V
0,10	0,20	0,08	0,12	1,73	100,42	—	1,708	1,693	—
0,45	0,53	0.42	0,04	0,00	100,50	3,543	1,718	1,704	60
0,35	0,12	0,10	0,14	1,50	100,17	3,543	1,725	1,715	61
0,84	0,18	0,08	0,52	2,09	100,40	—	1,719	1,703	52
0,28	0,12	0,08	0,20	0,23	99,96	3,725	1,731	1,711	—
0,71	0,30	0,11	0,40	2,78	100,63	3,418	1,733	1,723	65
0,28	0,15	0.01	—	1,42	100,47	3,460	1,735	1,725	55
0,14	0,14	0,08	0,04	2,23	100,40	3,511	1,724	1,712	—
0,24	0,10	Не опр.	0,12	1,19	99,84	—	1,728	1,715	—
Не опр.	0,09	0,12	0,24	1,44	100,05	3,382	1,728	1,716	62
0,38	0,14	0,24	0,01	—	100,56	—	1,733	1,719	—
0,22	0,10	0,08	0,08	0,78	100,10	3,543	—	—	—
0,62	0,15	0,10	0,07	1,49	100,18	—	1,708	1,697	—
0,70	0,02	0,02	0,07	0,58	100,17	—	1,722	1,705	—
1,50	0,20	0,08	0,56	2,29	100,53	—	1,721	1,706	52
0,58	Следы	Следы	0,05	1,72	99,64	3,622	—	—	—
0,30	0,06		0,06	1,09	100,32	3,585	—	—	—
0,98	0,20	0,20	0,24	1,40	99,84	—	1,730	1,711	—
0,46	Следы	Следы	0,08	2,01	99,51	3,597	1,730	1,712	—

0, 14; в ан. 15 — 0,10; в ан. 17 — 0,03.

10. Гиперстен из гранат-гиперстенового мигматита; $РП_{52,9}$ + Альм + Би + КПШ + Кв; Приднестровье (Сидоренко, 1963).
11. Гиперстен из гиперстен-гранатового мигматита; $РП_{55,4}$ + $Би_{49,5}$ + $Альм_{98}$ + Кв + $Пл_{33}$ + + КПШ; Карьер в окрестностях г. Винницы (Костюк, 1955).
12. Гиперстен из соскладчатого чарнокита; $РП_{54,8}$ + $Альм_{73,4}$ + $Пл_{32}$ + КПШ + Кв; Приднестровье, р. Мурашка, с. Писаревка. Коллекция В. М. Венидиктова.
13. Гиперстен из эндербита; $РП_{34,6}$ + Би + Пл + Кв; р. Ятрань, с. Табунов (Щербаков, 1975).
14. Гиперстен из эндербита; $РП_{43,7}$ + Пл + Кв; р. Ятрань, с. Табунов (Щербаков, 1975).
15. Гиперстен из чарнокита; Верхнее Побужье, пгт Литвин (Доброхотов, 1968).
16. Феррогиперстен из чарнокит-мигматита; $РП_{51,6}$ + Би + Пл + Кв + КПШ; с. Перчуново, скв. 7488, гл. 10,0 м. Коллекция Е. Н. Голуб, аналитик Л. Н. Фролова, 1973 г.
17. Гиперстен из гнейсовидного чарнокита; $РП_{51,8}$ + Би + Пл + Кв + КПШ; Приднестровье, р. Лядова, с. Берлинцы Полевые (Слензак, 1960).
18. Гиперстен из эндербита; $РП_{52}$ + Пл + КПШ + Кв; Правобережье р. Синюхи (Щербаков, 1975).
19. Феррогиперстен из эндербита; $РП_{55,3}$ + Би + Пл + Кв + КПШ; с. Перчуново, скв. 7482, гл. 21,5 м. Коллекция Е. Н. Голуб, аналитик Л. Н. Фролова, 1974 г.

ТАБЛИЦА 3

Ромбические пироксены метаморфических пород основного ряда (Р — I — 3)

Номер анализа	Номер образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO
1	268*	50,43	0,20	1,16	3,07	20,42	0,33	20,92
2	Д — 102	50,22	Не опр.	1,38	3,25	25,20	0,28	17,55
3	1853*	50,41	0,13	0,34	2,84	25,86	0,59	17,60
4	72*	49,82	0,40	1,67	0,40	27,58	0,39	16,55
5	916*	49,80	0,04	1,89	0,94	27,91	0,67	16,50
6	134/67	50,09	0,11	0,76	2,71	28,88	0,57	14,84
7	909*	49,12	0,08	2,01	0,73	30,79	0,62	17,87
8	289/68*	47,83	0,08	0,65	2,44	31,81	0,65	13,83
9	365*	50,73	0,13	2,11	0,42	25,46	0,54	18,71
10	36—5/41	49,02	0,19	1,85	1,52	26,50	0,66	18,53
11	85/30	50,47	0,18	1,53	0,77	26,58	0,49	17,24
12	48/29*	50,10	0,20	0,28	0,77	28,37	0,60	17,13
13	262/15	50,33	0,03	0,88	1,63	29,24	0,38	16,08
14	133/47*	47,71	0,23	1,65	1,07	35,05	0,60	11,86
15	1370/1*	48,60	0,18	0,24	1,00	34,70	1,24	11,81
16	Д—4/7	47,55	0,17	1,24	2,20	38,25	0,11	8,95
17	6160/1	51,12	0,30	0,40	3,43	2,91	0,96	19,53
18	119/39*	51,00	0,13	1,38	0,87	24,43	0,40	19,07
19	95	50,43	0,20	0,70	1,39	29,11	0,33	15,71
20	294	52,74	0,08	3,22	1,55	12,08	0,34	28,82
21	281	51,55	0,10	2,50	1,82	16,66	0,40	25,10
22	758*	51,14	0,26	0,89	2,65	19,87	0,47	23,36
23	6701/2*	48,70	0,19	1,95	0,99	19,78	1,24	22,07
24	1158*	51,17	0,55	1,66	0,75	22,50	0,58	21,55
25	296*	51,02	0,19	2,07	0,32	24,14	0,51	19,72
26	544*	49,80	0,28	1,12	3,30	24,05	0,66	19,02
27	178	49,03	0,27	0,69	10,16	18,96	0,30	19,20
28	П — 178/30	50,00	0,12	1,20	2,00	25,65	0,64	18,80
29	516/2*	50,24	0,07	1,17	1,17	27,02	0,26	18,19
30	146/3*	50,75	0,24	1,20	1,62	26,06	0,56	17,50
31	1843*	48,62	0,48	1,28	1,96	27,21	0,80	17,36
32	24/1	49,98	0,10	0,20	2,12	28,98	0,22	16,80
33	47/4	49,20	0,21	1,60	0,97	28,16	0,76	16,08
34	500/20	49,96	0,12	1,64	Не опр.	29,38	1,32	16,51
35	6181/2*	50,00	0,30	0,35	1,51	28,37	0,83	16,35
36	1303*	48,00	0,12	1,16	2,33	28,37	0,56	16,21
37	3/64*	49,21	0,22	1,80	0,77	29,81	0,64	15,60
38	К — 7 — Г	49,09	0,27	1,35	0,69	30,31	0,71	15,22
39	2256	50,20	0,16	1,35	0,10	31,74	0,57	15,34
40	166/1	49,20	0,27	0,72	2,40	29,36	0,97	15,00
41	20/1	49,33	0,15	1,23	1,15	31,61	0,88	13,86
42	21/64*	49,05	0,16	0,32	0,75	33,04	1,08	13,66
43	473*	49,05	0,18	1,52	0,45	33,04	0,77	13,10
44	19/825*	48,37	0,38	1,03	0,40	34,70	0,79	11,53
45	251/13	48,45	0,03	0,64	1,68	35,85	0,63	11,67
46	185а	48,00	0,15	0,82	0,16	28,07	0,45	26,65
47	С — 138/1	53,12	0,12	0,93	0,46	20,11	0,50	23,00
48	25/1	48,63	0,28	3,36	2,12	24,88	0,70	17,54
49	131/68*	49,65	0,16	1,27	1,23	25,86	1,00	17,68
50	С — 1/8*	49,77	0,31	1,46	0,89	29,01	0,62	16,04
51	В — 105*	49,44	0,18	1,64	0,10	30,64	0,57	15,42
52	666*	49,13	0,03	2,06	0,38	31,55	0,64	14,19
53	16 *	48,28	0,30	3,52	0,92	30,44	0,80	13,39
54	14/2*	48	0,25	—	3,47	30,75	0,90	13,40
55	7	48,70	0,16	0,32	1,27	35,72	0,57	11,44
56	13/10	52,00	0,20	0,66	1,57	23,46	0,08	20,05
57	636*	50,00	0,59	1,60	6,77	20,88	0,23	17,20

CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	П. п. п.	*Сумма*	ρ, г/см³	n_g	n_p	2V
1,50	0,48	0,11	0,26	1,26	100,14	—	1,718	1,706	68
1,10	Не опр.	Не опр.	0,40	0,37	99,75	—	1,721	—	—
0,92	0,30	0,20	0,08	1,13	100,40	3,502	1,726	1,709	50
1,26	0,30	0,10	0,12	1,79	100,38	—	1,717	1,698	—
0,95	0,06	0,08	0,08	1,51	100,43	—	1,721	1,703	—
1,40	0,10	0,10	0,32	0,26	100,14	—	1,730	1,715	—
1,16	0,07	0,10	0,12	1,52	100,19	—	1,734	1,712	—
1,02	0,10	0,10	0,12	1,05	99,88	3,630	1,735	1,721	—
0,05	0,14	0,00	0,16	1,14	99,59	3,567	1,720	1,707	50
1,47	0,20	0,08	0,18	0,25	100,49	—	1,720	1,698	—
1,48	0,30	0,00	0,26	0,85	100,15	3,630	1,726	1,708	—
1,02	0,50	0,00	0,02	1,18	100,17	3,570	1,728	1,709	—
0,63	0,12	0,08	Не опр.	0,75	100,15	—	1,728	—	—
1,10	0,30	0,60	0,06	1,18	100,41	3,702	1,743	1,726	—
0,62	0,10	0,03	0,04	1,51	100,18	—	1,742	—	59
0,95	0,07	0,12	0,06	0,15	99,93	—	1,751	—	—
1,20	0,20	0,17	0,08	1,02	100,38	3,560	1,721	1,710	56
1,16	0,30	0,00	0,02	1,18	99,94	3,607	1,720	1,703	—
1,06	0,15	0,14	0,16	0,98	100,39	3,490	1,729	1,710	50
0,22	0,05	0,06	0,08	1,07	100,34	—	1,691	1,677	60
0,70	0,18	0,03	0,09	1,01	100,20	3,43	1,703	1,689	60
0,34	0,06	0,01	0,15	1,19	100,39	3,500	1,710	1,691	55
2,68	0,10	0,06	0,12	2,46	100,34	—	—	—	—
0,54	0,24	0,05	0,18	1,19	100,91	—	1,707	1,695	56
0,95	0,14	0,00	0,10	1,21	100,40	3,50	1,721	1,702	43
0,49	0,08	Следы	0,10	1,40	100,30	3,520	1,719	1,707	45
0,56	0,10	0,04	0,07	1,04	100,44	—	1,718	1,701	49
0,35	0,09	0,10	0,23	0,34	99,64	—	1,719	—	—
0,70	0,15	0,01	0,08	1,43	100,49	3,505	1,727	1,716	50—60
0,68	0,09	0,03	0,14	1,23	100,10	—	—	—	—
0,74	0,08	Следы	0,10	1,56	100,19	3,480	1,727	1,707	48
0,92	—	0,10	0,05	1,06	100,49	3,622	1,724	1,713	50—54
1,28	0,40	0,10	0,12	0,85	99,78	—	1,732	—	53
0,69	0,09	0,05	0,16	0,37	100,29	—	—	—	—
1,09	0,19	0,17	0,07	1,17	100,40	3,434	1,728	1,718	53—59
1,11	0,20	0,02	—	2,28	100,45	—	1,730	1,713	53
0,42	0,32	0,05	0,11	1,46	100,41	3,557	1,730	1,711	49
0,92	0,60	Не опр.	0,04	0,78	99,98	—	1,737	—	52
0,35	0,08	0,10	0,12	0,15	100,26	—	1,737	1,724	54
1,23	0,02	0,02	0,05	0,81	100,14	3,667	1,728	1,714	—
0,86	0,40	0,14	0,08	0,62	100,31	—	1,732	—	56
0,36	0,15	0,18	0,08	1,63	100,46	3,663	1,731	1,709	—
0,78	0,14	0,00	0,12	1,27	100,45	3,633	1,739	1,720	60
1,04	0,14	0,08	0,08	1,83	100,39	3,680	1,744	1,734	78
0,69	0,12	0,08	0,10	0,22	100,21	—	1,740	—	57
0,64	0,05	0,10	—	0,10	100,19	3,489	1,698—1,712	1,684—1,698	—
1,26	0,10	0,10	0,20	0,49	100,41	3,481	1,712	—	—
1,53	—	0,09	0,18	0,97	100,31	3,569	1,731	1,721	46—50
1,00	0,60	0 10	0,10	1,73	100,28	—	1,730	1,719	—
0,71	0,22	—	0,06	1,33	100,42	3,580	1,728	1,718	—
0,60	0,11	—	—	1.71	100,41	3,375	1,733	1,714	—
0,88	0,14	0,10	0,06	1,29	100,45	—	1,733	1,709	—
0,28	0,26	0,04	0,14	1,27	99,64	—	1,734	1,720	52—63
0 63	0,37	0,04	0,08	1,26	100,15	3,590	1,740	1,730	54—59
0,82	0,11	0,10	0,05	0,99	100,25	3,709	1,743	1,730	56—59
1,51	0,65	0,41	0,02	—	100,61	—	1,711	1,696	55
0,77	0,12	н/о	0.10	1,26	99,61	3,394	—	—	—

Номер анализа	Номер образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO
58	79	49,39	0,10	1,54	2,63	27,93	0,56	15,68
59	608/Д*	49,01	0,04	1,26	1,42	33,95	0,95	11,59
60	1815*	48,62	0,54	0,06	2,58	26,35	0,84	18,16

1. Гиперстен из габбро-норита; $Гип_{38,2} + Ди_{28,4} + Пл + Ильм$; Липняговский массив, скв. 12 432, гл. 120,0—122,0 м. Коллекция А. Б. Фомина, аналитик Р. Л. Левина, 1974 г.
2. Гиперстен из основного кристаллосланца; Гип + Ди + Мт; Мариупольское рудное поле, Демьяновский участок (Железисто-кремнистая формация..., 1974).
3. Гиперстен из метаэффузива; $Гип_{48,1} + Ди_{36,3} + Пл_{40} + Кв$; Голованевский блок, устье Гнилого Тикича (Щербаков, 1975).
4. Гиперстен из кристаллического сланца; $Гип_{49,3} + Ди + Пл$; Новоукраинский массив, с. Широкий Раздол. Коллекция Е. Н. Голуб.
5. Гиперстен из биотит-двупироксенового гнейса; $Гип_{49} + Ди_{37} + Би_{66,3} + Пл + Кв$; с. Малая Тимошевка, скв. 7296, гл. 38,0 м. Коллекция Е. Н. Голуб, аналитик Р. Л. Левина, 1971 г.
6. Гиперстен из двупироксенового кристаллосланца; $Гип_{54,67} + Ди_{42,01} + Би_{47,45} + Пл +$ + КПШ + Кв; Приазовье, р. Кальчик, б. Каранская. Коллекция Т. Г. Щербаковой, аналитик Б. В. Мирская, 1971 г.
7. Гиперстен из кристаллосланца; Гип + Ди + Би + Пл + КПШ + Кв; Новоукраинский массив, с. Новомарьевка, скв. 7338, гл. 21,2 м. Коллекция Е. Н. Голуб, аналитик Р. Л. Левина, 1971 г.
8. Гиперстен из двупироксен-биотитового кристаллического сланца; $Гип_{58,58} + Би +$ + $Ди_{42,39} + Пл + КПШ + Мт$; Приазовье, р. Кальчик, с. Лидино, ниже плотины. Коллекция Т. Г. Щербаковой, аналитик Б. В. Мирская, 1970 г.
9. Гиперстен из метаэффузива; $Гр_{75} + Гип_{44,2} + Ди_{29,4} + Рог + Пл_{64} + Мт$; р. Южный Буг (Щербаков, 1975).
10. Гиперстен из гранат-двупироксенового кристаллосланца; $Гип^{рел}_{46,3} + Ди + Рог^{вт}_{39,8} +$ + $Гр_{вт} + Пл$; р. Южный Буг, г. Гайворон. Коллекция В. М. Венидиктова, аналитик М. Л. Шайкевич, 1976 г.
11. Гиперстен из метагаббро; $Гип_{47} + Гр_{72} + Ди_{32,1} + Рог + Би + Пл_{50} + Мт$; Завальевский блок, р. Южный Буг, с. Буговое (Щербаков, 1975).
12. Гиперстен из метагаббро; $Гип_{49} + Гр_{72,4} + Ди_{36} + Рог_{49,2} + Пл_{40} + Мт$; Завальевский блок, р. Южный Буг, г. Гайворон (Щербаков, 1975).
13. Гиперстен из основного кристаллосланца; $Гип_{52} + Ди_{35,5} + Рог + Гр + Пл + Мт$; Побужье, с. Молдовка. Коллекция Б. Г. Яковлева, аналитик Н. С. Миклашевская, 1974 г.
14. Гиперстен из основной породы; $Гр_{86} + Гип_{62,6} + Ди_{44} + Рог_{61,8} + Пл_{42} + Мт$; р. Южный Буг, с. Красненькое (Щербаков, 1975).
15. Гиперстен из двупироксен-гранат-роговообманкового кристаллического сланца; $Гип_{64} +$ + $Ди_{50} + Гр_{86} + Рог_{46} + Пл_{46}$; р. Кайинкула, с. Украинка. Коллекция К. Е. Есипчука, аналитик А. А. Стеценко, 1968 г.
16. Гиперстен из двупироксенового гнейса; Гип + Ди + Рог + Гр + Пл + Мт; Мариупольское рудное поле, Демьяновский участок (Железисто-кремнистая формация..., 1974).
17. Гиперстен из основного чарнокита; Пл + КПШ + Кв + Гип + Ди + Би + Рог + Гр; Верхнее Побужье, пгт Брацлав. Коллекция О. И. Слензака, аналитик А. В. Служенко.
18. Гиперстен из метагаббро; $Гр_{71,6} + Гип_{42} + Ди_{32,1} + Рог + Би + Пл_{50} + Кв + Мт$; р. Южный Буг, с. Завалье (Щербаков, 1975).
19. Гиперстен из метагаббро; $Гр_{82,5} + Гип_{51,9} + Ди_{37,8} + Рог + Би_{42} + Пл_{85} + Кв +$ + Мт; Завальевский блок, г. Гайворон (Щербаков, 1975).
20. Бронзит из метагаббро; $Гип_{21} + Ди_{15} + Рог_{21,4} + Пл_{88}$; Завальевский блок, р. Южный Буг, с. Завалье (Щербаков, 1975).
21. Бронзит из метагаббро; $Гип_{29,2} + Ди_{25} + Рог_{25,3} + Пл_{75} + Мт$; Завальевский блок, р. Южный Буг, с. Хащеватое (Щербаков, 1975).
22. Гиперстен из метагаббро; $Гип_{34} + Ди_{27} + Рог_{27,8} + Би_{25} + Пл_{46}$; Голованевский блок, р. Ятрань, с. Перегоновка (Щербаков, 1975).

CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	П. п. п.	*Сумма*	ρ, г/см³	n_g	n_p	2V
1,06	0,40	н/о	0,00	0,85	100,19	—	—	—	—
0,67	0,06	0,10	0,06	1,30	100,41	—	1,746	—	57
0,22	0,06	сл.	0,15	1,63	99,21	3,52	1,722	1,706	52

23. Гиперстен из амфиболизированного габбро; $Гип_{35,8} + Ди_{28,4} + Рог + Пл$; Каменский массив, скв. 9, гл. 301,0—302,0 м. Коллекция А. Б. Фомина, аналитик Р. Л. Левина, 1974 г.
24. Гиперстен из кристаллического сланца; $Гип_{38} + Ди_{26} + Рог_{32} + Пл_{59}$; р. Токмак, с. Могиляны. Коллекция К. Е. Есипчука, аналитик Б. В. Мирская, 1968 г.
25. Гиперстен из метагаббро; $Гип_{41,8} + Ди_{27,5} + Рог + Пл_{63} + Мт$; Завальевский блок, р. Южный Буг, с. Завалье (Щербаков, 1975).
26. Гиперстен из метаэффузива; $Гип_{44,3} + Ди_{30,6} + Рог_{46,9} + Пл_{51}$; Голованевский блок, р. Южный Буг, с. Подгурье (Щербаков, 1975).
27. Гиперстен из метаэффузива; $Гип_{41,2} + Ди_{27} + Рог_{40,5} + Би_{33} + Пл_{71} + Мт$; Голованевский блок, р. Южный Буг, с. Кошаро-Александровка (Щербаков, 1975).
28. Гиперстен из основного кристаллосланца; Гип + Ди + Рог + Пл + Мт; Мариупольское месторождение (Железисто-кремнистая формация..., 1974).
29. Гиперстен из двупироксенового гнейса; Гип + Ди + Пл + КПШ + Рог + Би; р. Южный Буг, пгт Сальково. Коллекция М. М. Кононовой.
30. Гиперстен из основного кристаллосланца; Гип + Рог + Пл + Мт; Приазовье, Каменные Могилы. Коллекция Б. Г. Яковлева, аналитик Б. В. Мирская, 1972 г.
31. Ортопироксен из метаэффузива; $Гип_{48,1} + Ди_{36,3} + Рог_{50,1} + Пл_{43} + Мт$; Голованевский блок, р. Ятрань, с. Свердликово (Щербаков, 1975).
32. Гиперстен из двупироксенового гнейса; Гип + Ди + Пл + КПШ + Рог + Би; Приднестровье, р. Мурафа, с. Скалополь. Коллекция М. М. Кононовой.
33. Гиперстен из основного кристаллосланца; $Гип_{51} + Ди_{32} + Рог_{47,7} + Пл$; Приазовье, Каменные Могилы. Коллекция Б. Г. Яковлева, аналитик Б. В. Мирская, 1971 г.
34. Гиперстен из основного кристаллосланца; $Гип_{51,1} + Ди_{37,2} + Рог + Пл + Мт$; Побужье, с. Молдовка. Коллекция Б. Г. Яковлева, аналитик Г. Л. Скрынник, 1974 г.
35. Гиперстен из двупироксенового гнейса; Гип + Ди + КПШ + Кв + Рог + Би; Верхнее Побужье, с. Забужье. Коллекция С. И. Сленэака, аналитик А. В. Служенко.
36. Гиперстен из двупироксен-роговообманкового кристаллического сланца; $Гип_{52} + Ди_{38} + Рог_{51} + Пл_{52}$; Мариупольское железорудное месторождение. Коллекция Е. Б. Глевасского, аналитик Е. В. Романишина.
37. Гиперстен из гиперстен-роговообманкового кристаллосланца; $Гип_{52,84} + Рог_{49,2} + Пл_{47} + Би^{вт}_{47,3} + Мт + Ди_{31,7}$; р. Токмак. Коллекция Т. Г. Щербаковой, аналитик В. М. Ерохина, 1965 г.
38. Гиперстен из основного кристаллосланца; $Гип_{53,8} + Ди_{39,6} + Пл + Рог$; Приазовье, с. Сачки. Коллекция Б. Г. Яковлева, аналитик Г. Л. Скрынник, 1972 г.
39. Гиперстен из габбро-амфиболита; $Гип_{54} + Ди_{40,6} + Рог + Пл$; Крытковский массив, скв. 15010, гл. 245,0—247,0 м. Коллекция А. Б. Фомина, аналитик Б. В. Мирская, 1975 г.
40. Гиперстен из амфиболизированного пироксен-плагиоклазового гнейса; Гип + Ди + Рог + + Пл + Мт; Приднестровье, р. Мурафа, с. Хреновка (Сленэак, 1960).
41. Гиперстен из основного кристаллического сланца; $Гип_{57,6} + Ди_{41,9} + Рог + Пл + Мт$; Приазовье. Коллекция Б. Г. Яковлева, аналитик Г. Л. Скрынник, 1972 г.
42. Гиперстен из двупироксенового кристаллического сланца; $Гип_{58,83} + Ди + Пл + Рог + + Мт$; р. Токмак, с. Черниговка. Коллекция Т. Г. Щербаковой, аналитик А. А. Стеценко, 1973 г.
43. Гиперстен из метаэффузива; $Гип_{61} + Ди_{43,1} + Рог + Пл + Мт$; р. Южный Буг, с. Завалье (Щербаков, 1975).
44. Гиперстен из кристаллического сланца; $Би + Гип_{64} + Ди_{50} + Рог_{75} + Пл_{50—52}$; Мариупольское месторождение, Дзержинский участок, скв. 19, гл. 82,5 м. Коллекция Г. Л. Кравченко, аналитик А. А. Стеценко, 1968 г.
45. Гиперстен из основного кристаллического сланца; $Гип_{64,3} + Ди_{53} + Рог_{63,7} + Пл + Мт$; Побужье, с. Молдовка. Коллекция Б. Г. Яковлева, аналитик А. С. Кушнир, 1975 г.
46. Гиперстен из амфиболита; $Гип_{33,2} + Ди_{60} + Рог_{36} + Пл_{43} + Кв$; Приднестровье, р. Мурафа, с. Мазуровка. Коллекция В. М. Венидиктова, аналитик Б. В. Мирская, 1975 г.

47. Гиперстен из амфиболита; $Гип_{34}$ + $Рог_{25}$ + $Ди_{20}$ + $Би_{29}$ + $Пл_{20}$ + Кв; Приднестровье, р. Днестр, с. Раковец, скв. 138. Коллекция В. М. Венидиктова, аналитик Б. В. Мирская, 1972 г.
48. Гиперстен из амфиболизированного габброида; Гип + Ди + Рог + Би + Пл + Кв; Приднестровье, р. Лозовая, с. Гонтовка. Коллекция М. М. Кононовой.
49. Гиперстен из двупироксен-биотитового амфиболизированного гнейса; $Гип_{46,24}$ + $Ди_{32,49}$ + $Рог_{вт}$ + Би + Пл + КПШ + Кв + Мт; р. Берда, б. Бельманка, карьер. Коллекция. Т. Г. Щербаковой, аналитик Б. В. Мирская, 1973 г.
50. Гиперстен из амфиболита; $Гип_{50,5}$ + $Ди_{36}$ + $Рог_{43,5}$ + $Пл_{52}$ + $Кв_{вт}$ + $Би_{51}$; Приднестровье, р. Днестр, с. Пороги, скв. 1. Коллекция В. М. Венидиктова, аналитик Б. В. Мирская, 1968 г.
51. Гиперстен из амфиболизированного метабазита; $Гип_{52}$ + $Ди_{37}$ + $Рог_{46}$ + $Пл_{47}$ + Кв; Приднестровье, р. Днестр, с. Пороги. Коллекция В. М. Венидиктова, аналитик Б. В. Мирская, 1968 г.
52. Гиперстен из гнейса; $Гип_{56}$ + $Ди_{43}$ + Рог + Би + Пл + Кв + КПШ; Новоукраинский массив, с. Анновка, скв. 7358, гл. 25,0 м. Коллекция Е. Н. Голуб.
53. Гиперстен из амфиболизированного габброида; Гип + Пл + Ди + Рог + Би + Кв; Среднее Побужье, левый берег Горного Тикича у сел Добрянка и Песчаное. Коллекция М. М. Кононовой.

ТАБЛИЦА 4

Ромбические пироксены чарнокит-мигматитов основного ряда (Р — I — 4)

Номер анализа	Номер образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O
1	1159	50,75	0,05	1,36	2,25	21,56	0,56	21,57	0,50	0,24
2	613	51,20	0,04	1,08	1,32	22,75	0,70	20,40	0,91	0,28
3	155/60	51,90	0,07	0,14	0,25	22,99	0,64	22,18	0,74	0,17
4	51/1*	50,48	0,24	1,96	1,12	24,62	0,50	17,95	1,39	0,20
5	5/1	49,58	0,07	1,30	1,98	28,25	0,43	16,47	1,11	0,10
6	180/3*	49,80	0,26	1,18	1,63	28,36	0,61	15,04	1,37	—
7	101/1	48,26	0,24	2,68	3,07	27,96	0,37	16,20	0,30	—
8	1	48,91	0,03	—	5,93	29,39	—	13,37	1,91	0,23
9	200	46,01	0,28	3,16	2,36	31,68	0,71	13,90	1,47	0,10
10	26/1*	49,66	0,11	0,60	0,55	31,33	0,22	15,46	0,56	0,10
11	1914	49,69	0,14	1,29	0,17	31,03	0,59	15,30	1,40	0,10
12	1888	49,25	0,20	0,70	0,28	34,80	0,59	12,60	1,54	0,10
13	766*	51,93	0,26	2,26	0,73	20,02	0,34	22,18	0,62	0,15
14	1724	50,10	0,10	2,16	2,07	24,02	0,88	19,31	0,70	0,02
15	22/56	48,94	0,18	2,01	1,88	26,52	0,35	17,70	0,98	0,40
16	1761*	48,90	0,16	0,31	4,96	25,57	0,91	16,01	0,98	0,20
17	605/Д*	48,46	Следы	0,32	2,63	30,46	0,58	13,80	1,39	Следы
18	651	48,08	0,30	0,70	2,03	32,78	1,35	14,00	0,58	Следы

1. Гиперстен из чарнокита; $Гип_{39}$ + $Ди_{26}$ + $Би_{47}$ + $Пл_{27}$ + Кв; р. Токмак, с. Могиляны (Глевасский и др., 1973).
2. Гиперстен из чарнокита; $Гип_{41}$ + $Ди_{28}$ + $Би_{37}$ + $Пл_{39}$ + Кв; р. Корсак, б. Алтана (Глевасский и др., 1973).
3. Гиперстен из жильного чарнокита; $Гип_{38,2}$ + $Ди_{29,9}$ + $Би_{33,8}$ + Рог + $Пл_{37}$ + КПШ + + Кв; р. Токмак, с. Могиляны (Хмарук, Щербаков, 1965).
4. Гиперстен из чарнокита; Пл + Гип + КПШ + Кв + Ди + Би + Рог + Мт; р. Ятрань, с. Перегоновка. Коллекция М. М. Кононовой.
5. Гиперстен из чарнокита; Пл + Гип + КПШ + Кв + Ди + Би + Рог; р. Ятрань, с. Перегоновка. Коллекция М. М. Кононовой.
6. Гиперстен из чарнокитизированного биотит-двупироксенового гнейса; $Гип_{52,1}$ + $Ди_{39}$ + + $Би_{52}$ + Пл + КПШ + Кв; р. Дерла, с. Воеводчинцы, скв. 14277. Коллекция В. М. Венидиктова, аналитик Н. М. Кацнельсон, 1968 г.
7. Гиперстен из основного чарнокита; Гип + Ди + Би + Рог + Пл + Кв + КПШ + Альм; Приднестровье (Сленэак, 1960).
8. Гиперстен из антипертитового чарнокита; $Гип_{59,3}$ + Ди + Рог + Пл + КПШ + Би + Кв + $Альм_{82—80}$; р. Южный Буг, с. Шелудки (Наливкина, 1964).
9. Гиперстен из чарнокита с ксенолитами амфиболита; $Рог_{52,7}$ + $Гип_{52,8}$ + Ди + Пл + + КПШ + Кв; р. Мурафа, с. Вилы Яружские. Коллекция В. М. Венидиктова, аналитик М. Л. Шайкевич, 1976 г.

54. Гиперстен из амфиболизированного габброида; Гип + Пл + Ди + Рог + Би + Кв + Ап; Среднее Побужье, с. Люшневатое. Коллекция М. М. Кононовой.
55. Гиперстен из амфиболизированного габброида; Гип + Пл + Ди + Рог + Би + Кв + Ап; Среднее Побужье, с. Красненькое. Коллекция М. М. Кононовой.
56. Гиперстен из ксенолита пироксен-амфиболового гнейса в гиперстеновых гранитах; $Гип_{41,1}$ + + $Рог_{41}$ + Би + Пл + Кв + Мт; р. Южный Буг, окрестности г. Винницы (Костюк, 1955).
57. Гиперстен из амфибол-гиперстенового кристаллосланца; Гип + Рог + Пл + Мт; Приазовье, с. Старченково. Коллекция Б. Г. Яковлева, аналитик Б. В. Мирская, 1971 г.
58. Гиперстен из кристаллического сланца; Би + $Гип_{52,5}$ + Рог + Пл; Мариупольское месторождение, скв. 28, гл. 172 м. Коллекция Г. Л. Кравченко, аналитик Б. В. Мирская, 1972 г.
59. Гиперстен из роговообманко-гиперстенового гнейса; $Гип_{63,7}$ + $Би_{66,5}$ + Рог + Пл + Кв + КПШ; р. Малая Корабельная, с. Новокрасное. Коллекция Е. Н. Голуб, аналитик Р. Л. Левина, 1971 г.
60. Гиперстен из куммингтонитсодержащего амфиболита; $Гип_{48,1}$ + $Рог_{44,8}$ + $Кум_{39}$ + Би + + $Пл_{39}$; Павловский массив, правобережье р. Синюхи (Щербаков, 1975).

K_2O	P_2O_5	H_2O-	П. п. п.	*Сумма*	ρ, г/см³	n_g	n_p	2V
0,05	—	0,16	1,35	100,40	—	1,713	—	—
0,04	0,11	0,12	1,34	100,29	—	1,710	1,697	55
0,00	0,06	0,05	1,01	100,20	3,513	1,713	1,695	52
0,01	—	0,13	1,64	100,24	3,497	1,726—1,722	1,716—1,712	—
0,01	—	0,16	0,93	100,39	3,505	1,734—1,733	1,724—1,719	—
—	0,10	0,09	2,82	101,26	3,563	1,723	1,706	—
0,06	—	0,06	1,10	100,30	3,585	—	—	—
0,23	—	0,04	0,00	100,50	3,6	1,734	1,715	52
0,10	0,08	0,30	0,24	100,39	—	1,732—1,743	1,716—1,727	—
0,01	—	0,08	1,40	100,08	3,584	1,736—1,733	1,723	—
0,18	—	—	0,37	100,06	—	1,730	1,715	—
—	—	—	0,15	100,21	3,674	1,747	1,721	—
0,10	0,03	0,07	1,49	100,18	—	1,708	1,697	—
0,02	0,14	0,07	0,44	100,03	—	1,722	1,705	—
0,08	0,03	0,25	1,01	100,33	—	1,728	1,712	—
0,20	—	0,24	1,40	99,84	—	1,730	1,711	—
Следы	0,09	0,09	2,10	99,92	3,592	1,731	1,709	—
0,20	0,03	0,16	0,24	100,45	—	1,733	1,715	—

10. Гиперстен из чарнокита; Гип + Ди + Би + Пл + КПШ + Кв; р. Лозоватка, с. Шендеровка. Коллекция М. М. Кононовой.
11. Гиперстен из гранитизированного габбро-норита; Гип + Ди + Пл + Би + Кв + КПШ; с. Вороновка, скв. 1914, гл. 382—383 м. Коллекция Е. Н. Голуб, аналитик Л. Н. Фролова, Л. М. Гождзинская, 1973 г.
12. Гиперстен из гранитизированного габбро-норита; Гип + Ди + Би + Пл + Кв + КПШ; с. Вороновка. Коллекция Е. Н. Голуб, аналитик Л. М. Гождзинская, Л. Н. Фролова, 1973 г.
13. Гиперстен из меланократового эндербита; $Гип_{34,5}$ + $Би_{28,2}$ + Пл + Кв; р. Ятрань, с. Табунов (Щербаков, 1975).
14. Гиперстен из эндербита; Гип + Пл + Кв; правобережье р.Синюхи, с. Каменечье, скв. 7716, гл. 50,8 м (Щербаков, 1975).
15. Гиперстен из чарнокита; $Гип_{47,6}$ + $Би_{49,5}$ + Пл + КПШ + Кв; р. Синюха, г. Первомайск (Щербаков, 1975).
16. Гиперстен из плагиогранита; Гип + Пл + КПШ + Кв; р. Синюха, скв. 7715, гл. 80,0 м (Щербаков, 1975).
17. Гиперстен из чарнокита; Гип + Рог + Пл + КПШ + Кв; Новоукраинский массив, с. Малая Помошная; скв. 7267, гл. 26,5 м. Коллекция Е. Н. Голуб, аналитик Л. Н. Фролова, 1973 г.
18. Гиперстен из чарнокита; Би + Гип + Рог + Пл + Кв + КПШ; с. Варваровка, скв. 7287, гл. 16,0 м. Коллекция Е. Н. Голуб, аналитик М. Л. Шайкевич, 1974 г.

ТАБЛИЦА 5

Ромбические пироксены железистых пород (Р — I — 5)

Номер анализа	Номер образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO
1*	К—3	56,18	—	0,48	0,91	7,82	0,08	21,55
2*	С—10	53,16	0,16	0,85	2,47	24,27	0,36	16,82
3	425160	51,16	0,15	Следы	1,44	29,95	1,15	15,09
4*	Г—57	50,72	Следы	1,96	2,32	34,20	0,20	9,61
5	18	46,70	0,10	0,90	0,16	45,30	0,12	5,00
6	1279/49	46,14	0,05	0,65	2,76	42,02	0,07	6,55
7*	1007/94	45,72	0,19	0,15	3,04	43,25	0,19	5,75
8	18505/195	48,74	0,10	0,45	0,82	34,56	1,26	13,03
9	1681/161	47,74	0,12	2,23	—	35,87	0,17	12,66
10	18500/293	48,54	0,06	1,66	0,34	33,86	1,70	12,43
11*	11565/127	47,64	0,11	0,03	2,34	36,00	0,67	11,35
12*	18510/360	46,84	0,06	1,79	1,08	38,75	0,32	10,20
13	18504/108	47,36	0,18	0,54	4,53	35,05	1,22	10,22
14	18510/362	47,27	0,05	2,03	0,83	38,45	0,64	10,11
15*	112/130	45,05	0,10	0,60	2,16	42,42	0,18	7,83
16	466/200	47,13	0,07	0,68	1,33	42,05	0,28	6,95
17	18503/228	47,89	0,10	1,79	2,19	34,56	0,44	12,68
181	18510/278	48,28	0,02	1,15	2,69	34,60	0,57	11,59
19	1013—3/78	45,98	0,02	0,19	1,29	45,69	0,21	5,05
20*	9538/139	47,84	0,07	0,28	3,21	41,26	0,43	4,76
21	14715/309	46,10	0,05	1,03	—	46,83	0,08	4,52
22	П—178/30	50,00	0,12	1,20	2,00	25,65	0,64	18,80
23	Д—102	50,22	—	1,38	3,25	25,20	0,28	17,55
24*	426	50,85	0,05	0,81	0,30	25,63	2,30	17,84
25	1321/49	48,94	Следы	0,79	2,19	27,07	0,56	17,80
26	С — 459/11б	50,16	0,14	1,85	1,20	27,08	0,56	17,06
27	109/111	49,59	0,02	1,67	1,05	29,35	1,45	16,05
28*	С—440	49,57	0,02	0,08	1,08	29,08	1,66	15,27
29*	109/95	49,69	Следы	0,37	0,52	28,48	4.21	15,67
30*	Д — 41/28	48,96	0,30	0,22	14,94	19,12	0,60	14,75
31	356/524	49,38	0,04	0,75	0,82	33,05	0.22	14,04
32	18500/487	48,83	0,01	1,20	1,44	33,03	0,69	14,03
33	102/69	49,35	0,05	0,78	1,30	33,90	0,31	12,72
34	356/511	48,62	0,03	0,58	0,19	37,93	0,28	10,86
35*	1327/49	46,62	0,16	2,30	0,62	36,95	0,71	9,60
36	27	47,83	0,07	1,32	0,16	38,30	1,05	9,79
37*	17	47,72	0,07	0,32	0,12	40,61	0,26	9,05
38*	Тар—2	47,71	0,10	0,23	0,20	39,74	1,56	8,40
39	14691/318	47,84	0,04	0,67	—	42,24	0,18	7,74
40*	Д—43/10	48,62	—	0,32	0,76	40,32	Следы	7,39
41	1332/49	47,82	0,15	0,85	1,29	39,64	0,40	7,40
42	502/396	47,36	0,01	1,16	0,12	41,95	0,20	6,83
43	14717/127	47,48	0,02	0,98	0,10	45,20	0,08	5,59
44	1332 — К	46,22	0,07	0,39	0,50	45,68	0,13	4,72
45	18500/263	48,60	0,06	1,80	0,65	33,58	1,63	12,80
46	18500/123	48,82	Следы	0,78	0,38	32,72	4,04	13,08
47	227/386	46,91	0,03	1,89	0,43	41,67	0,36	7,28
48	Д—41/10	47,72	—	1,00	0,03	42,06	0,50	6,41
49*		47,69	—	—	0,06	47,28	—	2,35
50	С—105/233	46,75	0,08	—	—	46,66	0,12	4,00
51	141/236	45,42	0,12	1,32	0,67	45,40	0.10	3,69
52	141/196	45,56	0,12	1,06	0,35	46,98	0,08	3,76
53	13/78	47,45	0,14	1,60	0,66	37,53	0,20	10,36
54	102/99	46,58	0,38	0,97	1,94	42,66	0,06	3,98
55	356/491	45,56	0,01	1,27	0,08	46,84	0,15	3,95
56	Д—49/18	46,03	—	0,90	3,20	43,80	0,16	3,77
57	1336/49	46,20	0,15	0,89	0,18	46,19	0,14	3,46

CaO	Na_2O	K_2O	H_2O+ (П. п. п.)	H_2O-	*Сумма*	n_g	n_p	$2V^a$ (—)	ρ, г/см³
9,09	0,24	—	3,11	0,23	99,69	1,688	—	—	—
0,90	0,28	0,10	0,65	—	100,02	1,728	1,713	48	—
0,48	Следы	0,18	0,41	—	100,01	1,733	1,717	—	3,56
0,72	0,51	0,22	—	—	100,46	1,745	1,729	64	—
1,12	0.18	0,04	0,74	0,03	100,39	1,775	1,755	86	—
1,12	0,20	0,02	0,02	0,67	100,46	1,762	1,744	88	—
0,49	0,19		1,00	0,10	100,27	1,764	1,746	88	—
0,69	0,05	0,06	0,09	0,06	99,91	1,737	1,716	—	3,57
0,91	0,28	—	0,22	0,10	100,30	1,740	1,724	57	3,76
1,26	0,10	0,05	—	0,04	100,04	1,740	1,718	56	3,776
0,14	0,03	0,04	1,20	0,16	99,71	1,748	—	—	—
0,98	0,10	0,05	—	—	100,17	1,747	1,725	—	3,816
0,12	Следы	0,08	0,25	0,03	99,58	1,747	1,734	—	3,95
0,70	0,10	0,10	—	0,04	100,32	1,747	1,725	66	3,854
0,92	0,04	0,06	0,22	0,02	99,62	1,755	1,738	—	—
0,93	0,27	0,10	0,51	0,05	100,35	1,762	1,745	—	—
Следы	0,05	0,03	0,12	0,02	99,92	1,742	1,720	58	3,53
0,70	0,20	0,10	0,31	0,10	100,31	1,742	1,720	62	—
0,56	0,37	0,14	0,89	0,10	100,49	1,764	1,751	—	3,826
1,41	0,11	0,04	0,84	0,09	100,34	1,772	1,755	—	3,739
0,84	0,10	0,16	0,20	—	99,91	1,775	1,755	88	3,885
0,35	0,09	0,10	0,34	0,23	99,64	1,719	—	—	—
1,10	—	—	0,37	0,40	99,75	1,721	—	—	—
0,63	0,30	0,14	0,43	0,09	100,37	1,713	1,695	53	3,611
0,74	0,16	0,05	0,12	1,96	100,50	1,722	1,705	52	—
1,15	0,08	0,05	0,49	0,32	100,14	1,723	—	—	—
0,07	0,17	0,04	0,86	0,11	100,46	1,731	1,718	55	3,416
0,79	0,29	0,02	1,28	0,16	100,35	1,731	1,719	52	3,609
0,28	0,17	0,05	0,85	0,10	100,44	1,728	1,715	52	3,672
0,40	—	—	0,77	—	100,06	1,718	—	—	—
1,12	0,03	0,04	0,92	0,06	100,47	1,732	1,719	58	3,596
0,54	0,20	0,10	0,06	0,22	100,35	1,737	1,717	56	—
0,70	0,24	0,004	0,90	0,05	100,304	1,737	1,718	—	3,60
0,98	—	0,04	0,87	0,07	100,45	1,744	1,729	65	3,750
1,71	0,12	Следы	1,42	0,11	100,45	1,749	1,731	57	—
0,98	0,14	0,04	0,55	0,08	100,31	1,755	1,735	72	—
0,98	0,14	0,04	1,00	0,04	100,35	1,759	1,741	60	—
0,90	0,17	0,03	1,05	0,04	100,24	1,769	1,754	68	3,785
1,03	0,10	0,18	0,33	0,08	100,43	1,759	1,739	73	3,631
1,15	0,05	0,11	0,29	0,40	99,49	1,759	—	—	—
1,62	0,08	Следы	0,92	0,09	100,39	1,760	1,740	74	—
1,96	0,10	0,04	0,66	0,04	100,43	1,757	1,740	78	3,834
0,28	0,10	0,18	0,33	—	100,34	1,769	1,749	80	3,806
1,26	0,36	0,11	0,93	—	100,37	1,773	1,749	89	3,867
1,12	0,10	0,05	—	—	100,39	1,738	1,722	55	3,706
0,10	0,10	0,10	0,19	0,04	100,35	1,738	1,718	61	3,70
0,88	0,15	0,04	0,60	0,09	100,33	1,751	1,738	—	3,73
1,35	0,12	0,25	0,24	0,17	99,60	1,765	—	—	—
2,61	—	—	—	—	99,99	1,776	1,756	—	—
2,08	2,00	—	—	0,63	100,33	1,774	1,755	—	3,886
1,96	0,12	0,06	0,77	0,02	99,65	1,773	1,755	84	3,67
1,26	0,08	0,04	0,58	—	99,87	1,774	1,759	—	—
1,40	0,28	0,10	0,68	0,04	100,44	1,747	1,729	83	3,733
3,06	0,01	—	—	—	99,64	1,774	1,753	85	3,93
1,12	0,13	0,05	0,82	0,03	100,01	1,769	1,756	88	3,964
1,60	—	—	—	0,43	99,89	1,773	—	—	—
2,11	0,08	Следы	—	0,89	100,46	1,771	1,752	+89	—

Номер анализа	Номер образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO
58	18500/232	49,01	0,08	0,52	0,02	34,58	1,48	13,05
59	18510/100	50,60	0,10	0,18	1,96	25,92	1,84	17,74
60	109	47,60	0,12	0,68	0,42	40,60	0,73	8,06
61*	445/230	47,05	0,06	1,12	1,67	35,18	1,01	12,12
62*	1107/134	48,24	0,05	0,72	1,81	35,66	0,21	11,22
63	18505/210	47,36	0,05	1,74	1,54	33,86	2,18	12,03
64*	18510/153	48,42	0,02	—	2,23	34,03	2,10	12,21
65	14713/237	47,45	0,03	0,87	0,38	41,92	0,22	7,60
66	18510/222	50,44	0,05	1,40	0,09	28,70	1,23	16,90
67	13910/135	47,24	0,06	1,10	—	43,04	0,12	7,60
68	14695/357	47,42	0,04	1,01	0,50	42,22	0,25	7,48
69	12973/385	46,88	0,14	1,08	2,43	39,74	0,18	8,24
70	14691/232	46,58	0,05	0,96	—	44,62	0,11	6,24
71	14691/185	46,86	0,02	0,55	—	45,40	0,11	5,98
72	466/210	48,14	0,15	0,80	1,41	37,29	0,21	10,45
73*	502/233	47,32	0,08	1,53	0,83	40,23	0,06	7,86
74*	141/196а	45,84	0,12	1,45	1,22	41,95	0,22	6,88
75	13910/284	47,00	0,04	0,90	—	45,10	0,19	6,33
76	146/67	46,49	0,02	Следы	1,55	45,17	0,11	5,01
77	110/76	48,34	0,02	1,05	0,86	42,29	0,17	0,90

Примечание: Кроме того, установлено в анализах: 6 — P_2O_5 — 0,10; S — 0,09; 7 — P_2O_5 — 0,11; SO_3 — P_2O_5 — 0,03; 28 — P_2O_5 — 0,06, SO_3 — 0,05; F — 0,04; 29 — P_2O_5 — 0,05; 35 — P_2O_5 — 0,13; 38 — P_2O_5 — 0,11; 40 —

1. Бронзит из пироксен-магнетитового кварцита; РП + Мгт + Кв; Мариупольский железорудный район (Железисто-кремнистая формация..., 1974).
2. Гиперстен из железистого кварцита; РП + Мгт + Кв; Приазовье, Мариупольское месторождение (Сердюченко и др., 1975).
3. Гиперстен из пироксенового таконита; РП + Мгт + Кв; Цыбулевская аномалия, аналитик Р. Л. Левина.
4. Гиперстен из железистого кварцита; РП + Мгт + Кв; Приазовье, Каменная могила (Сердюченко и др., 1975).
5. Эвлит из железистого кварцита; РП + Мгт + Кв; Приазовье, р. Берда, с. Карла Маркса, (Кравченко, 1971).
6. Эвлит из железисто-силикатного сланца; РП + Гр + Кв; Приазовье, Мангушское месторождение, (Глевасский и др., 1973).
7. Эвлит из кварц-гранат-пироксеновой породы; РП + Гр + Кв; Правобережный район, Зеленовский участок, (Половко, 1960).
8. Гиперстен из гранат-ортопироксенового итабирита; РП + Гр + Мгт + Кв; Побужье, Молдавская аномалия, аналитик Р. Л. Левина.
9. Алюмогиперстен из гранат-ортопироксенового итабирита; РП + Гр + Мгт + Кв; Побужье, Турбовская аномалия, аналитик С. П. Модленко.
10. Гиперстен из гранат-ортопироксенового таконита; РП + Гр + Мгт + Кв; Побужье, Саврань, аналитик С. Г. Лопата.
11. Гиперстен из железистого кварцита; РП + Гр + Мгт + Кв; Криворожье, Березневатский участок (Белевцев, 1975).
12. Алюмогиперстен из гранат-ортопироксенового таконита; РП + Гр + Мгт + Кв; Побужье, Молдовская аномалия, аналитик С. Г. Лопата.
13. Гиперстен из гранат-ортопироксенового таконита; РП + Гр + Мгт + Кв; Побужье, с. Секретарка, аналитик Р. Л. Левина.
14. Эвлит из гранат-ортопироксенового таконита; РП + Гр + Мгт + Кв; Побужье, Молдовская аномалия, аналитик С. Г. Лопата.
15. Эвлит из гранат-ортопироксенового итабирита; РП + Гр + Мгт + Кв; с. Липовец, аналитик Р. Л. Левина.
16. Эвлит из ортопироксен-гранатового таконита; РП + Гр + Мгт + Кв; Приазовье, уч. Северный, аналитик Б. В. Мирская.
17. Алюмогиперстен из биотит-гранат-ортопироксенового таконита; РП + Гр + Би + Мгт + + Кв; Побужье, с. Секретарка, аналитик Р. Л. Левина.
18. Гиперстен из гранат-пироксенового таконита; РП + Гр + Би + Мгт + Кв; Побужье, Молдовская аномалия, аналитик О. П. Красюк.

Продолжение табл. 5

CaO	Na_2O	K_2O	H_2O+ (П. п. п.)	H_2O	*Сумма*	n_g	n_p	$2V^\circ$ (—)	ρ, г/см³
0,81	0,48	0,02	0,18	0,08	100,31	1,738	1,722	—	3,634
0,48	0,12	0,22	0,40	—	99,56	1,726	1,705	—	3,77
0,84	0,40	0,20	0,68	0,12	100,45	1,762	1,750	56	—
1,82	0,10	0,15	—	0,12	100,40	1,738	1,716	—	—
0,85	0,13	0,02	1,38	0,06	100,35	1,733	—	—	—
1,40	0,10	0,05	—	0,10	100,41	1,721	1,697	—	3,677
0,78	0,25	0,10	0,07	0,10	100,31	1,742	1,720	—	3,69
1,12	0,10	0,18	0,32	—	100,19	1,758	1,740	69	3,748
1,12	0,10	0,05	—	0,20	100,28	1,719	1,704	—	3,532
0,28	0,10	0,18	0,36	0,10	100,18	1,763	1,743	—	3,782
0,98	0,10	0,16	0,14	—	100,30	1,762	1,742	72	3,902
1,43	0,30	0,10	—	—	100,52	1,755	—	—	—
1,19	0,10	0,16	0,31	0,08	100,40	1,764	1,744	—	3,87
0,70	0,18	0,16	0,31	0,02	100,29	1,766	1,746	81	3,784
0,53	0,20	0,13	0,82	0,08	100,21	1,750	1,733	—	3,765
0,56	—	0,05	1,03	0,07	99,62	1,754	1,737	68	3,824
1,05	0,08	0,06	1,60	—	100,47	1,764	1,745	—	—
0,14	0,10	0,18	0,38	0,12	100,48	1,766	1,746	81	3,82
0,84	0,15	0,05	0,80	0,07	100,31	1,767	1,754	—	4,015
0,07	0,13	0,05	0,44	0,07	100,42	1,753	1,740	—	3,826

0,07; Cr_2O_3 — 0,02; 15 — P_2O_5 — 0,02; 17 — P_2O_5 — 0,05; 22 — P_2O_5 — 0,12; 23 — NiO — 0,02; 25 — P_2O_5 — 0,12; 27 — P_2O_5 — 0,08; 41 — P_2O_5 — 0,13; 48 — P_2O_5 — 0,05; 57 — P_2O_5 — 0,17; 76 — P_2O_5 — 0,05; 77 — P_2O_5 — 0,03.

19. Эвлит из гранат-ортопироксенового таконита; РП + Гр + Би + Мгт + Кв; Правобережный район, уч. Артемовский, аналитик Б. В. Мирская.
20. Эвлит из биотит-гранат-ортопироксенового итабирита; РП + Гр + Би + Мгт + Кв; Правобережный район, аналитик Б. В. Мирская.
21. Ферросилит из гранат-ортопироксенового таконита; РП + Гр + Би + Мгт + Кв; Правобережный район, уч. Ореховский, аналитик Б. В. Мирская.
22. Гиперстен из магнетитового пироксенолита; РП + МП + Мгт; Приазовье, Мариупольский железорудный район (Железисто-кремнистая формация..., 1974).
23. Гиперстен из магнетитового пироксенолита; РП + МП + Мгт; Приазовье, Мариупольский железорудный район (Железисто-кремнистая формация..., 1974).
24. Гиперстен из двупироксен-магнетитового кварцита; РП + МП + Мгт + Кв; Приазовье, с. Верхний Токмак, (Кравченко, Хмарук, 1966).
25. Гиперстен из двупироксен-магнетитового кварцита; РП + МП + Мт + Кв; Приазовье, Мариупольское железорудное месторождение (Глевасский и др., 1973).
26. Гиперстен из двупироксен-магнетитового кварцита; РП + МП + Мт + Кв; Приазовье, Мариупольский железорудный район (Железисто-кремнистая формация..., 1974).
27. Гиперстен из двупироксенового итабирита; РП + МП + Мт + Кв; Орехово-Павлоградская зона, аналитик Р. Л. Левина.
28. Гиперстен из двупироксен-магнетитового кварцита; РП + МП + Мт + Кв; Приазовье, р. Юшанлы, с. Тарасовка (Глевасский и др., 1973).
29. Гиперстен из двупироксенового итабирита; РП + МП + Мт + Кв; Орехово-Павлоградская зона, аналитик Р. Л. Левина.
30. Гиперстен из двупироксен-магнетитового кварцита; РП + МП + Мт + Кв; Приазовье, Мариупольский железорудный район (Железисто-кремнистая формация..., 1974).
31. Гиперстен из двупироксенового итабирита; РП + МП + Мт + Кв; Приазовье, уч. Дзержинский, аналитик Р. Л. Левина.
32. Гиперстен из двупироксенового итабирита; РП + МП + Мт + Кв; Побужье, пгт Саврань, аналитик О. П. Красюк.
33. Гиперстен из двупироксенового итабирита; РП + МП + Мт + Кв; Приазовье, уч. Демьяновский, аналитик Б. В. Мирская.
34. Гиперстен из двупироксенового итабирита; РП + МП + Мт + Кв; Приазовье, уч. Дзержинский, аналитик Р. Л. Левина.
35. Алюмогиперстен из двупироксен-магнетитовой породы; РП + МП + Мт + Кв; Приазовье, Мариупольское месторождение (Глевасский и др., 1973).
36. Гиперстен из магнетит-двупироксенового кварцита; РП + МП + Мт + Кв; Приазовье, р. Берда, б. Очеретина (Кравченко, 1971).

37. Эвлит из двупироксен-магнетитового кварцита; РП + МП + Мт + Кв; Приазовье, Мариупольское месторождение (Кравченко, 1971).
38. Эвлит из железисто-силикатного сланца; РП + МП; Приазовье, р. Юшанлы, с. Тарасовка, (Глевасский и др., 1973).
39. Эвлит из двупироксенового итабирита; РП + МП + Мгт + Кв; Правобережный район, уч. Артемовский, аналитик Б. В. Мирская.
40. Эвлит из двупироксен-магнетитового кварцита; РП + МП + Мгт + Кв; Приазовье, Мариупольский железорудный район (Железисто-кремнистая формация..., 1974).
41. Эвлит из двупироксен-магнетитового кварцита; РП + МП + Мгт + Кв; Приазовье, Мариупольское железорудное месторождение, (Глевасский и др., 1973).
42. Эвлит из двупироксенового итабирита; РП + МП + Мгт + Кв; Приазовье, уч. Северный, аналитик Р. Л. Левина.
43. Эвлит из двупироксенового итабирита; РП + МП + Мгт + Кв; Правобережный район, уч. Ореховский, аналитик Б. В. Мирская.
44. Эвлит из двупироксен-магнетитового кварцита; РП + МП + Мгт + Кв; Приазовье, р. Берда, с. Сачки, (Кравченко, Хмарук, 1966).
45. Гиперстен из гранат-двупироксенового таконита; РП + МП + Гр + Мгт + Кв; Побужье, пгт Саврань, аналитик С. Г. Лопата.
46. Гиперстен из гранат-двупироксенового итабирита; РП + МП + Гр + Мгт + Кв; Побужье, пгт Саврань, аналитик С. П. Модленко.
47. Эвлит из гранат-двупироксенового таконита; РП + МП + Гр + Мгт + Кв; Приазовье, уч. Первомайский, аналитик Р. Л. Левина.
48. Эвлит из двупироксен-магнетитового кварцита; РП + МП + Гр + Мгт + Кв; Приазовье, Мариупольский железорудный район (Железисто-кремнистая формация..., 1974).
49. Ферросилит из гиперстенового кристаллосланца; РП + МП + Гр + Кв; Побужье, с. Завалье, (Ушакова, 1960).
50. Ферросилит из эвлизита; РП + МП + Ол + Кв; Приазовье, уч. Демьяновский, аналитик Р. Л. Левина.
51. Ферросилит из эвлизита; РП + МП + Ол + Кв; Приазовье, уч. Демьяновский, аналитик Р. Л. Левина.
52. Ферросилит из эвлизита; РП + МП + Ол + Кв; Приазовье, уч. Демьяновский, аналитик Р. Л. Левина.
53. Гиперстен из фаялит-гранат-двупироксен-магнетитового кварцита; РП + МП + Гр + + Ол + Мгт + Кв; Приазовье, уч. Демьяновский, (Кравченко, 1971).
54. Ферросилит из эвлизита; РП + МП + Гр + Ол; Приазовье, уч. Демьяновский, (Вальтер, 1970).
55. Ферросилит из эвлизита; РП + МП + Гр + Ол; Приазовье, уч. Дзержинский, аналитик Р. Л. Левина.
56. Ферросилит из фаялит-гиперстеновой породы; РП + МП + Гр + Ол; Приазовье, Мариупольский железорудный район, (Железисто-кремнистая формация..., 1974).

ТАБЛИЦА 6

Ромбические пироксены ультраосновных пород (Р—1—6)

Номер анализа	Номер образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO
								Геосинкли
1	1953/148	57,01	0,12	1,17	Не опр.	5,31	0,05	35,56
2	1953/144	56,01	0,12	1,31	Не опр.	6,46	0,11	34,54
3	12433/621	55,02	0,08	1,50	Не опр.	6,89	0,03	34,55
4	12433/486	55,14	0,08	2,14	Не опр.	7,17	0,02	33,73
5	12432/653	54,58	0,06	1,34	0,61	7,36	Не опр.	35,10
6	2505—а	55,26	0,08	0,90	0,26	8,90	0,14	33,08
7	518	55,58	0,04	1,49	0,34	9,48	0,11	31,38
8	4728/2*	54,83	0,08	0,71	1,06	9,41	0,28	32,36
9	12/140,5*	54,25	0,20	1,17	0,58	10,08	0,24	31,28
10	1523	52,44	0,08	1,70	1,42	9,95	0,24	32,22
11	4814/1*	53,29	0,06	1,50	0,81	11,85	0,26	30,58
12	1953/97	53,66	0,11	2,68	0,15	13,29	0,30	28,20
13	С—10/2*	54,10	Следы	1,01	2,72	11,12	0,27	27,89
14	1013/132,6*	53,24	0,18	0,20	3,22	11,63	0,22	28,96
15	12432/629	54,29	0,17	1,62	0,75	14,06	0,19	28,12

57. Ферросилит из двупироксен-гранат-фаялит-кварцевого сланца; РП + МП + Гр + Ол + + Кв; Приазовье, Мариупольское месторождение, (Глевасский и др., 1973).
58. Гиперстен из гранат-ортпироксенового итабирита; РП + Гр + Ку + Рог + Мгт + Кв; Побужье, пгт Саврань, аналитик С. П. Модленко.
59. Гиперстен из ортопироксенового таконита; РП + Гр + Рог + Мгт; Побужье, Молдовская аномалия, аналитик Р. Л. Левина.
60. Эвлит из гранат-гиперстен-роговообманкового кварцита; РП + Гр + Рог + Кв; Приазовье, Куксунгур, (Кравченко, Яковлев, 1976).
61. Гиперстен из куммингтонит-двупироксенового итабирита; РП + МП + Ку + Мгт + Кв; Побужье, Гвоздовская аномалия, аналитик С. Г. Лопата.
62. Гиперстен из кварцита; РП + МП + Ку + Мгт + Кв; Правобережный район, уч. Ивановский, аналитик Б. В. Мирская.
63. Алюмогиперстен из амфибол-двупироксенового итабирита; РП + МП + Рог + Мгт + Кв; Побужье, Молдовская аномалия, аналитик С. Г. Лопата.
64. Гиперстен из двупироксенового итабирита; РП + МП + Рог + Мгт + Кв; Побужье, Молдовская аномалия, аналитик О. П. Красюк.
65. Эвлит из двупироксенового итабирита; РП + МП + Рог + Мгт + Кв; Правобережный район, уч. Красно-Федоровский, аналитик Б. В. Мирская.
66. Гиперстен из куммингтонит-ортопироксенового таконита; РП + Ку + Мгт; Побужье, Молдавская аномалия, аналитик С. Г. Лопата.
67. Эвлит из ортопироксен-куммингтонитового итабирита; РП + Ку + Мгт + Кв; Правобережный район, уч. Пролетарский, аналитик Б. В. Мирская.
68. Эвлит из роговообманко-ортопироксенового итабирита; РП + Рог + Мгт + Кв; Правобережный район, уч. Артемовский, аналитик Б. В. Мирская.
69. Эвлит из роговика; РП + Гр + Ку + Би + Мгт + Кв; Криворожье, уч. Ореховский, (Белевцев, 1975).
70. Эвлит из гранат-биотит-ортопироксенового таконита; РП + Гр + Ку + Би + Кв; Правобережный район, уч. Артемовский, аналитик Б.В. Мирская.
71. Эвлит из грюнерит-гранат-ортопироксенового итабирита; РП + Гр + Ку + Би + Мгт + + Кв; Правобережный район, уч. Артемовский, аналитик Б. В. Мирская.
72. Гиперстен из гиперстен-гранатового итабирита; РП + Гр + Пл + Мгт + Кв; Приазовье, уч. Северный, аналитик Б. В. Мирская.
73. Эвлит из гранат-ортопироксенового таконита; РП + Гр + Би + Пл + Мгт; Приазовье, уч. Северный, аналитик Р. Л. Левина.
74. Эвлит из гранитизированного таконита; РП + Гр + Мгт + Пл + КПШ; Приазовье, уч. Демьяновский, аналитик Б. В. Мирская.
75. Эвлит из гранат-ортопироксенового таконита; РП + Гр + Би + КПШ + Мгт + Кв; Правобережный район, уч. Пролетарский, аналитик Б. В. Мирская.
76. Эвлит из гранат-ортопироксенового таконита; РП + Гр + Би + КПШ + Мгт + Кв; Орехово-Павлоградская зона, аналитик Р. Л. Левина.
77. Эвлит из биотит-ортопироксенового итабирита; РП + МП + Би + КПШ + Мгт + Кв; Орехово-Павлоградская зона, аналитик Р. Л. Левина.

CaO	Na_2O	K_2O	H_2O-	П. п. п.	*Сумма*	ρ, г/см³	n_g	n_p	$2V$
нальные									
0,37	0,04	0,01	0,26	0,38	100,46	3,327	1,670	1,660	—
0,63	0,05	0,01	0,42	0,50	100,41	3,213	1,676	1,667	—
0.56	0,18	0,03	0,44	0,81	100,31	3,291	1,674	1,663	+83—84
0,65	0,10	0,03	0,46	0,68	100,37	3,255	1,676	1,666	—
0,70	—	—	Не опр.	0,70	100,45	3,159	1,675	1,665	—
0,48	0,01	—	0,04	0,70	99,94	—	1,672	1,667	+80
0,28	0,23	—	0,08	0,98	100,43	3,303	1,681	1,666	+88
0,22	0,03	—	0,28	1,03	100,48	—	—	—	—
0,70	0,10	—	0,05	1,35	100,25	3,248	1,684	1,674	—77
0,56	0,12	0,04	0,05	0,75	99,867	—	1,688	1,677	—72
0,49	0,08	0,02	0,13	1,05	100,35	—	—	—	—
0,63	0,09	0,15	0,32	0,33	100,35	3,380	1,688	1,676	—76
1,58	—	—	0,07	1,11	99,90	3,459	1,684	1,674	—
0,42	—	0,12	0,10	1,38	99,98	—	1,686	1,676	—87
0,42	0,10	0,03	0,16	0,26	100,36	3,384	1,696	1,678	—73—74

Номер анализа	Номер образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO
16	7035	52,06	0,04	1,39	1,53	13,73	0,36	28,80
17	7032 *	53,91	0,11	0,98	1,61	14,80	0,38	25.98
18	12432/654	52,65	0,13	1,48	0,48	17,36	0,15	26,24
19	49/311 *	51,75	0,05	1,04	1,06	19,57	0,46	24 13
20	12433/619	54,72	Следы	2,12	0,42	6,45	0,16	35,00
21	12432/644	55,31	0,03	1,89	0,26	6,60	0,09	34,47
22	226/1	54,75	0,08	2,15	0,98	6,32	0,13	35,06
23	15010/447	54,03	0,09	3,19	0,46	6,60	0,21	34,44
24	15009/167 *	53,00	0,12	3,03	0,82	6,45	0,18	34,69
25	1527/56	54,04	0,05	3,82	0,02	7,17	0,16	33,71
26	273/1	54,04	0,05	3,03	1,39	6,32	0,11	34,10
27	2245/1	53,48	0,05	2,59	1,60	6,46	0,14	33,82
28	1600/103	53,48	0,11	3,33	0,22	7,89	0,19	33,66
29	16615/277	53,44	0,09	3,41	0,29	7,75	0,24	33,41
30	15010/457 *	53,89	0,12	2,92	0,70	7,46	0,19	33,52
31	10335/545 *	53,96	0,15	2,50	0,35	7,60	0,24	32,24
32	16618/274	53,64	Следы	2,64	1,76	6,89	0,21	33,70
33	2126/1	53,90	0,11	2,47	1,94	6,89	0,08	33,72
34	15010/464	54,14	0,11	2,36	0,49	8,18	0,21	33,42
35	12432/645	53,05	0,14	4,46	1,31	8,89	0,21	31,13
36	167	54,11	0,06	2,27	0,35	10,47	0,22	31,46
37	4828/1	53,00	0,07	1,93	1,01	10,23	0,29	32,07
38	12 *	51,40	0,08	3,03	1,15	9,93	0,37	31,54
39	108/65	52,22	—	3,46	—	10,90	0,32	30,58
40	173	53,01	0,04	2,40	0,74	11,19	0,22	31,31
41	165 *	53,19	0,08	2,29	1,42	10,63	0,24	30,61
42	1602/88	52,97	0,15	2,79	0,19	12,05	0,24	30,43
43	162	53,44	0,06	2,08	0,51	11,76	0,28	30,15
44	4843/1 *	53,20	0,07	2,07	0,42	12,20	0,23	30,03
45	15014/115	53,89	0,13	3,20	0,27	12,34	0,36	29,10
46	10336/571	53,13	0,09	2,97	0,51	13,20	0,31	29,10
47	15001/187	53,42	0,10	2,60	0,03	12,91	1,04	29,03
48	1953/128	52,84	0,10	3,58	3,54	11,19	Не опр.	28,01
49	10336/292	52,90	0,06	3,62	0,12	14,06	0,42	28,28
50	12432/635	53,40	0,15	2,72	0,08	14,49	0,09	28,18
51	7024	51,00	0,07	3,63	0,48	14,47	0,30	28,24
52	1953/67	52,21	0,10	4,64	1,15	14,06	0,06	27,26
53	10334/145	52,53	0,15	2.48	0,96	14,06	0,97	27,44
54	1953/71	51,56	0,09	5,70	0,76	14,78	0.14	26,50
55	9992/108,5	52,49	0,07	3,08	0,28	16,64	0,35	26,01
56	10336/583	51,84	0,09	2,53	0,87	15,93	1,95	26,27
57	10336/724	51,36	0,15	1,81	0,84	18,65	0,99	24,20
								Платфор
58	8463	54,38	0,22	1,97	0,50	9,49	0,24	30,20
59	2930/3162	52,72	0,37	1,17	1,93	8,04	0,10	32,03
60	2930/3161	51,91	0,37	1,64	1,46	8,83	0,10	32,28

Примечание. Кроме того, установлено в анализах: 1 — Cr_2O_3 — 0,17; P_2O_5 — следы, S — 0,01; 2 — Cr_2O_3 — 0,06; 8 — Cr_2O_3 — 0,02; NiO — 0,10; CoO — 0,011; P_2O_5 — 0,058; 9 — Cr_2O_3 — 0,12; NiO — 0,09; P_2O_5 — 0,04; 10 — 13 — P_2O_5 — 0,03: 14 — P_2O_5 — 0,11; SO_3 — 0,20; 15 — Cr_2O_3 — 0,16; P_2O_5 — 0,01; S — 0,04; 16 — SO_3 — 0,28; 17 — 0,10; 21 — Cr_2O_3 — 0,55; P_2O_5 — следы; S — 0,06; 22 — Cr_2O_3 — 0,09; NiO — 0,08; CoO — 0,009; P_2O_5 — следы; 23 — S — 0,10; 26 — Cr_2O_3 — 0,14; NiO — 0,07; CoO — 0,012; 27 — Cr_2O_3 — 0,07; NiO — 0,05; CoO — 0,007; 28 — Cr_2O_3 — Cr_2O_3 — 0,07; P_2O_5 — следы; 32 — Cr_2O_3 — 0,20; P_2O_5 — следы; S — 0,08; 33 — Cr_2O_3 — 0,12; NiO — 0,06; CoO — 0,011; 38 — Cr_2O_3 — 0,12; NiO — 0,05; CoO — 0,006; SO_3 — 0,05; 41 — Cr_2O_3 — 0,06; P_2O_5 — 0,02; 44 — NiO — 0,02; 45 — S — 0,09; 48 — Cr_2O_3 — 0,11; 49 — Cr_2O_3 — 0,08; P_2O_5 — 0,02: S — 0,09; 50 — Cr_2O_3 — 0,12; P_2O_5 — следы; S — 0,03; NiO — 0,11; 55 — Cr_2O_3 — 0,10; P_2O_5 — следы; 56 — Cr_2O_3 — 0,15; P_2O_5 — 0,03; S — 0,05; 57 — P_2O_5 — 0,05; S — 0,11;

CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^-	П. п. п.	*Сумма*	ρ, г/см³	n_g	n_p	$2V$
0,56	0,25	0,10	—	0,64	99,74	—	1,695	1,686	—76
1,21	0,08	0,05	0,10	1,21	100,48	—	—	—	—
0,77	0,20	0,01	0,18	0,50	100,25	3,316	1,704	1,685	—72
0,61	0,05	0,05	—	1,65	100,51	3,494	1,706	1,694	—59
0,14	0,13	Не опр.	0,12	0,75	100,31	—	1,676	1,665	+82
0,12	0,13	Не опр.	0,14	0,70	100,32	—	1,675	1,665	+80—82
0,33	0,04	0,10	0,08	0,18	100,38	—	1,677	1,667	+87
0,01	0,09	0,03	0,14	0,69	100,13	—	1,676	1,663	—
0,08	0,11	Не опр.	0,20	1,53	100,32	—	1,677	1,667	+81—87
0,01	0,15	Не опр.	0,14	0,87	100,34	—	1,680	1,668	+82—86
0,36	0,08	0,04	0,16	0,63	100,53	—	1,678	1,667	+89
0,42	0,10	0,16	0,16	0,88	99,99	—	1,679	1,668	90
0,16	0,11	Не опр.	0,18	0,84	100,34	—	1,680	1,669	+85—86
0,19	0,13	0,03	0,18	0,83	100,19	—	1,682	1,668	+80—88
0,05	0,13	0,03	0,16	1,07	100,31	—	1,678	1,670	+79—82
1,20	0,10	0,01	0,44	1,29	100,15	3,282	1,675	1,664	—
0,23	0,13	0,03	0,16	0,28	99,91	—	1,682	1,668	+84
0,28	0,08	0,10	0,14	0,23	100,13	—	1,680	1,669	—87
0,19	0,13	Не опр.	0,10	0,61	100,09	—	1,678	1,670	—87—90
0,10	0,13	Не опр.	0,20	0,45	100,14	—	1,688	1,674	—82—89
0,36	0,08	0,08	0,14	0,75	100,35	3,322	—	—	—
0,35	0,08	0,04	0,01	0,11	100,38	—	—	—	—
0,67	0,10	0,06	0,34	1,21	100,11	—	1,687	1,673	—82
1,02	0,04	—	—	0,56	99,10	3,30	1,685	1,673	—80
0,28	0,08	0,04	0,22	0,73	100,26	3,324	—	—	—
0,35	0,07	0,03	0,02	1,47	100,48	—	—	—	—
0,56	0,05	0,03	0,36	0,47	100,29	3,350	1,689	1,678	—89
0,81	0,04	0,08	0,20	0,89	100,30	3,396	—	—	—
0,64	0,12	0,02	0,10	1,23	100,35	—	—	—	—
0,63	Не опр.	Не опр.	0,13	0,22	100,44	3,436	1,687	1,674	—
0,10	0,15	Не опр.	0,14	0,42	100,28	—	1,690	1,680	—68—74
0,34	0,15	0,05	0,16	0,28	100,39	—	1,691	1,677	—82—83
0,42	0,10	0,07	0,32	Не опр.	100,28	3,461	1,694	1,680	—83—84
0,30	0,13	Не опр.	0,08	0,27	100,38	—	1,693	1,681	—81—84
0,56	0,06	0,03	0,14	0,31	100,36	3,348	1,693	1,681	—78—80
0,98	0,15	0,10	—	0,45	99,97	—	1,698	1,682	—78
0,14	0,10	0,05	0,26	0,33	100,46	3,361	1,700	1,681	—82—85
0,77	Не опр.	0,06	0,08	0,72	100,37	3,285	1,709	1,694	—78
0,42	Не опр.	Не опр.	0,06	0,25	100,48	3,587	1,700	1,688	—83
0,47	0,05	0,05	0,34	0,46	100,39	3,466	1,700	1,684	—70—76
0,14	0,15	Не опр.	0,16	0,28	100,42	—	1,700	1,686	—70—72
0,56	0,30	0,09	0,32	0,88	100,26	3,466	1,702	1,687	—
менные									
1,68	0,06	0,10	0,04	0,97	100,36	—	—	—	—
1,93	0,38	0,17	—	0,80	99,98	—	1,690	1,675	+80
1,86	0,24	0,26	0,27	—	99,56	—	1,690	1,675	+80

0,25; 3 — Cr_2O_3 — 0,22; P_2O_5 — следы; 4 — Cr_2O_3 — 0,17; P_2O_5 — следы; 6 — P_2O_5 — 0,09; 7 — Cr_2O_3 — 0,38; P_2O_5 — Cr_2O_3 — 0,23; NiO — 0,06; CoO — 0,007; 11 — Cr_2O_3 — 0,18; NiO — 0,05; 12 — NiO — 0,23; P_2O_5 — 0,04; SO_3 — 0,17; NiO — 0,05; CoO — 0,01; 18 — Cr_2O_3 — 0,09; P_2O_5 — 0,01; 19 — P_2O_5 — 0,09; 20 — Cr_2O_3 — 0,25; P_2O_5 — следы; S — Cr_2O_3 — 0,08; P_2O_5 — 0,01; S — 0,12; 24 — Cr_2O_3 — 0,07; P_2O_5 — следы; S — 0,09; 25 — Cr_2O_3 — 0,13; P_2O_5 — 0,02; 0,12; P_2O_5 — 0,01; S — 0,09; 29 — Cr_2O_3 — 0,15; P_2O_5 — 0,01; S — 0,08; 30 — Cr_2O_3 — 0,02; P_2O_5 — 0,01; S — 0,07; 31 — 34 — Cr_2O_3 — 0,11; P_2O_5 — следы; S — 0,09; 35 — Cr_2O_3 — 0,02; P_2O_5 — 0,01; S — 0,08; 37 — Cr_2O_3 — 0,14; NiO — 0,05; Cr_2O_3 — 0,10; NiO — 0,06; P_2O_5 — 0,01; 46 — Cr_2O_3 — 0,11; P_2O_5 — 0,02; S — 0,06; 47 — Cr_2O_3 — 0,18; P_2O_5 — 0,06; 51 — SO_3 — 0,10; 52 — Cr_2O_3 — 0,10; P_2O_5 — следы; 53 — Cr_2O_3 — 0,03; P_2O_5 — 0,11; F — 0,025; 54 — Cr_2O_3 — 0,11; 58 — Cr_2O_3 — 0,38; NiO — 0,13; 59 — Cr_2O_3 — 0,34; 60 — Cr_2O_3 — 0,34.

1. Энстатит из хромитового пироксенита; Ам + Фл + $МП_5$ + $РП_{7,8}$ + $Хр_{54}$; Среднее Побужье, с. Завалье. Коллекция Э. А. Никулиной, аналитик С. П. Модленко, 1976 г.
2. Энстатит из хромитового пироксенита; МП + $РП_{9,6}$ + $Хр_{53}$; Среднее Побужье, с. Завалье. Коллекция Э. А. Никулиной, аналитик С. П. Модленко, 1976 г.
3. Энстатит из лерцолита; Хр + Ам + $Мт_{вт}$ + $Ол_{10}$ + МП + $РП_{10,1}$ + Сп; Среднее Побужье, Заводской массив, скв. 12433, гл. 162,5—166,4 м. Коллекция Э. А. Никулиной, аналитик С. П. Модленко, 1976 г.
4. Энстатит из хромитового пироксенита; Ам + $МП_6$ + $РП_{10,7}$ + $Хр_{62}$; Среднее Побужье, Заводской массив, скв. 12433, гл. 147,0—148,0 м. Коллекция Э. А. Никулиной, аналитик С. П. Модленко, 1976 г.
5. Энстатит из гарцбургита; Ам + $Ол_{10}$ + $Мт_{вт}$ + $РП_{11,2}$ + Сп; Среднее Побужье, Липняговский массив, скв. 12432, гл. 176,0—180,0 м. Коллекция Э. А. Никулиной, аналитик С. П. Модленко, 1976 г.
6. Энстатит из гарцбургита; Рог + Акт + $РП_{13,6}$ + Ол; бассейн р. Рось, Юрьевский массив, скв. 2908, гл. 230,0—232,0 м. Коллекция А. Б. Фомина, аналитик А. И. Самчук, 1975 г.
7. Бронзит из флогопитового бронзитита; $РП_{15}$ + Фл; р. Южный Буг, с. Завалье (Щербаков, 1966).
8. Бронзит из перидотита; Ол + $РП_{15,6}$ + Рог; Западное Приазовье, с. Шевченко, скв. 193, гл. 73,4—74,0 м. Коллекция А. Б. Фомина, аналитик Р. Л. Левина, 1973 г.
9. Бронзит из амфиболизированного перидотита; $Ол_{16}$ + $РП_{16,3}$ + $Рог_{14}$ + Сп + Мт; Приазовье, Мариупольское месторождение, скв. 12, гл. 140,5 м (Усенко, Кравченко и др., 1970).
10. Бронзит из гарцбургита; Сп + $Ол_9$ + $РП_{16,6}$ + Хр; бассейн р. Рось, Чепиженский массив, скв. 4367, гл. 213,0—214,0 м (Фомин и др., 1973).
11. Бронзит из гарцбургита; $Ол_{18,1}$ + $РП_{19}$ + Шп + Сп; Орехово-Павлоградская зона, скв. 127, гл. 110,0 м. Коллекция А. Б. Фомина, аналитик Р. Л. Левина, 1974 г.
12. Бронзит из пироксенитового пропластка в амфиболите; Гр (?) + Рог + $МП_{16,5}$ + $РП_{21,5}$; р. Южный Буг, с. Завалье (Усенко, 1958).
13. Бронзит из пироксенита; $РП_{21,8}$ + МП + $Рог_{16,4}$ + Шп + Сп; Приднестровье, с. Болган, скв. 10. Коллекция В. М. Венидиктова, аналитик Н. М. Кацнельсон, 1970 г.
14. Бронзит из ультрабазита; $Ол_{20}$ + $РП_{22,2}$ + МП + Рог + $Ант_{23}$ + $Шп_{32}$; Правобережный район, Зеленовская магнитная аномалия, скв. 1013, гл. 132,6—133,3 м (Половко и др., 1960).
15. Бронзит из плагиоклазового бронзитита; Ам + МП (?) + $Пл_{58}$ + $РП_{23}$; Среднее Побужье, Липняговский массив, скв. 12432, гл. 275,1—279,2 м. Коллекция Э. А. Никулиной, аналитик С. П. Модленко, 1976 г.
16. Бронзит из пироксенита; Ол + $РП_{23,2}$ + Рог + Акт + Фл; Ядлово-Трактемировский район, скв. 4218, гл. 425,0—427,0 м. Коллекция А. Б. Фомина, аналитик О. П. Красюк, 1977 г.
17. Бронзит из пироксенита; Ол + $РП_{26,4}$ + $МП_{25,1}$ + Акт + Пл; Ядлово-Трактемировский район, скв. 4218, гл. 418,5 м. Коллекция А. Б. Фомина, аналитик О. П. Красюк, 1977 г.
18. Бронзит из амфиболизированного пироксенита; Слф + Ам + $МП_{17,8}$ + $РП_{27,7}$; Среднее Побужье, Липняговский массив, скв. 12432, гл. 207,0—210,0 м. Коллекция Э. А. Никулиной, аналитик С. П. Модленко, 1976 г.
19. Гиперстен из амфиболизированного пироксенита; $РП_{32,8}$ + $МП_{21}$ + $Рог_{26}$; Приазовье, Мариупольское месторождение, скв. 49, гл. 311,0 м (Усенко, Кравченко и др., 1970).
20. Алюмоэнстатит из лерцолита; Ам + $Ол_{10}$ + $Мт_{вт}$ + $РП_{10,1}$ + $МП_{5,8}$ + $Хр_{61}$ + Сп; Среднее Побужье, Заводской массив, скв. 12433, гл. 179,0—184,0 м. Коллекция Э. А. Никулиной, аналитик С. П. Модленко, 1975 г.
21. Алюмоэнстатит из гарцбургита; Ам + $Мт_{вт}$ + Фл + $Ол_{11,1}$ + $РП_{10,1}$ $Хр_{84}$ + Сп; Среднее Побужье, Липняговский массив, скв. 12432, гл. 103,0—107,0 м. Коллекция Э. А. Никулиной, аналитик С. П. Модленко, 1975 г.
22. Алюмоэнстатит из гарцбургита; $Ол_{11,1}$ + $РП_{10,5}$ + Сп + $Акт_{9,7}$ + Хр; Среднее Побужье, Липняговский массив, скв. 12432, гл. 109,0—111,0 м. Коллекция А. Б. Фомина, аналитик Б. В. Мирская, 1970 г.
23. Алюмоэнстатит из гарцбургита; Фл + Ам + $Мт_{вт}$ + $Ол_9$ + $РП_{10,5}$; Среднее Побужье, с. Крымка, Западный массив, скв. 15 010, гл. 87,5—91,6 м. Коллекция Э. А., Никулиной, аналитик С. П. Модленко, 1975 г.
24. Алюмоэнстатит из гарцбургита; Ам + $Мт_{вт}$ + $Шп_{26}$ + $Ол_{10,1}$ + $РП_{10,6}$ + Сп; Среднее Побужье, с. Крымка, Западный массив, скв. 15009, гл. 201,0—205,0 м. Коллекция Э. А. Никулиной, аналитик С. П. Модленко, 1975 г.

25. Алюмоэнстатит из гарцбургита; Ам + Шп + $Ол_{10}$ + $РП_{10,9}$ + Сп; Среднее Побужье, с. Липовеньки, Школьный массив, скв. 1527, гл. 164,3—166,9 м. Коллекция Э. А. Никулиной, аналитик С. П. Модленко, 1975 г.
26. Алюмоэнстатит из гарцбургита; $Ол_{11,3}$ + $РП_{11,2}$ + Сп + Хр; Среднее Побужье, Липняговский массив, скв. 12432, гл. 185,0—187,0 м. Коллекция А. Б. Фомина, аналитик Б. В. Мирская, 1970 г.
27. Алюмоэнстатит из апогарцбургитового серпентинита; $Ол_{11,9}$ + $РП_{11,8}$ + Сп + Хр; Среднее Побужье, с. Крымка, Западный массив, скв. 15010, гл. 141,0—145,0 м. Коллекция А. Б. Фомина, аналитик Б. В. Мирская, 1973 г.
28. Алюмоэнстатит из гарцбургита; Ам + $Мт_{вт}$ + Шп + $Ол_{12}$ + Сп + $РП_{12,1}$; Среднее Побужье, с. Капитановка, Центральный массив, скв. 1600, гл. 176,65—177,6 м. Коллекция Э. А. Никулиной, аналитик С. П. Модленко, 1975 г.
29. Алюмоэнстатит из лерцолита; Шп + $Мт_{вт}$ + $Рог_{13,5}$ + МП + $РП_{12,2}$ + $Ол_{11,9}$ + Сп; Среднее Побужье, Восточно-Липовеньковский массив, скв. 16615, гл. 49,3—53,0 м. Коллекция Э. А. Никулиной, аналитик С. П. Модленко, 1975 г.
30. Алюмоэнстатит из гарцбургита; Ам + $Мт_{вт}$ + $Ол_{12}$ + $РП_{12,2}$ + Сп; Среднее Побужье, с. Крымка, Западный массив, скв. 15010, гл. 142,8—147,0 м. Коллекция Э. А. Никулиной, аналитик С. П. Модленко, 1975 г.
31. Алюмоэнстатит из гарцбургита; Ам + $Мт_{вт}$ + $Хр_{53}$ + $РП_{12,4}$ + Сп; Среднее Побужье, массив Демов-Яр, скв. 10335, гл. 32,0—35,6 м. Коллекция Э. А. Никулиной, аналитик С. П. Модленко, 1976 г.
32. Алюмоэнстатит из лерцолита; Фл + Ам + $Мт_{вт}$ + $МП_{8,5}$ + $РП_{12,6}$ + $Ол_{9,7}$ + $Шп_{34}$ + + Сп; Среднее Побужье, Восточно-Липовеньковский массив, скв. 16618, гл. 105,8—109,4 м. Коллекция Э. А. Никулиной, аналитик С. П. Модленко, 1975 г.
33. Алюмоэнстатит из гарцбургита; $Ол_{9,9}$ + $РП_{12,7}$ + Сп + Хр; Среднее Побужье, Восточно-Липовеньковский массив, скв. 16615, гл. 87,0—89,0 м. Коллекция А. Б. Фомина, аналитик Б. В. Мирская, 1973 г.
34. Алюмобронзит из гарцбургита; Ам + Фл + $Мт_{вт}$ + $Ол_{13,5}$ + $РП_{12,9}$ + Сп; Среднее Побужье, с. Крымка, Западный массив, скв. 15010, гл. 168,5—170,0 м. Коллекция Э. А. Никулиной, аналитик С. П. Модленко, 1975 г.
35. Алюмобронзит из оливинового пироксенита; Ам + $Мт_{вт}$ + Сп + $Ол_{12}$ + $Шп_{24}$ + $РП_{15,6}$; Среднее Побужье, Липняговский массив, скв. 12432, гл. 149,5—153,2 м. Коллекция Э. А. Никулиной, аналитик С. П. Модленко, 1975 г.
36. Алюмобронзит из амфиболизированного перидотита; Ол + $РП_{16,4}$ + Рог + Сп + Мт; Приазовье, Мариупольское месторождение, скв. 391, гл. 229,0 м. Коллекция Г. Л. Кравченко, аналитик С. П. Модленко, 1975 г.
37. Алюмобронзит из гарцбургита; $Ол_{17,8}$ + $РП_{16,7}$ + Шп + Акт; Орехово-Павлоградская зона, скв. 127, гл. 126,9 м. Коллекция А. Б. Фомина, аналитик Р. Л. Левина. 1974 г.
38. Алюмобронзит из оливинового пироксенита; $Ол_{14}$ + $РП_{16,8}$ + $Акт_{15}$ + Мт; Среднее Побужье, Каменноватский массив, скв. 9990, гл. 130,0—135,0 м. Коллекция А. Б. Фомина, аналитик Б. В. Мирская, 1970 г.
39. Алюмобронзит из перидотита; $О_{л16,4}$ + $РП_{17}$ + Сп + $Шп_{30}$ + Мт; Приазовье, Мариупольское месторождение, скв. 108, гл. 65,0 м (Вальтер, 1972).
40. Алюмобронзит из амфиболизированного перидотита; Ол + $РП_{17,8}$ + Рог + Сп + Мт; Приазовье, Мариупольское месторождение, скв. 489, гл. 173,0 м. Коллекция Г. Л. Кравченко, аналитик С. П. Модленко, 1975 г.
41. Алюмобронзит из амфиболизированного перидотита; $Ол_{17,5}$ + $РП_{18,2}$ + $Рог_{14,3}$ + Сп + + Мт; Приазовье, Мариупольское месторождение, скв. 391, гл. 208,8 м. Коллекция Г. Л. Кравченко, аналитик А. А. Стрыгина, 1975 г.
42. Алюмобронзит из амфиболизированного пироксенита; Ол (?) + Фл + Мт + Шп + МП + + $РП_{18,7}$ + $Рог_{18,2}$; Среднее Побужье, с. Капитановка, Центральный массив, скв. 1602, гл. 186,15 м. Коллекция Э. А. Никулиной, аналитик С. П. Модленко, 1976 г.
43. Алюмобронзит из амфиболизированного перидотита; Ол + $РП_{18,9}$ + $Рог_{14,6}$ + Сп + Мт; Приазовье, Мариупольское месторождение, скв. 99, гл. 293,0 м. Коллекция Г. Л. Кравченко, аналитик С. П. Модленко, 1975 г.
44. Алюмобронзит из пироксенита; $РП_{19,3}$ + $Ол_{20,9}$ + Шп + Акт; Орехово-Павлоградская зона, скв. 127, гл. 145,5 м. Коллекция А. Б. Фомина, аналитик Р. Л. Левина, 1974 г.
45. Алюмобронзит из амфиболизированного пироксенита; Шп + Мт + Сп + $РП_{20}$ + $Рог_{14,6}$; Среднее Побужье, Северо-Тарноватский массив, скв. 15014, гл. 178,8—184,0 м. Коллекция Э. А. Никулиной, аналитик С. П. Модленко, 1976 г.

46. Алюмобронзит из амфиболизированного пироксенита; МП (?) + Шп + Сп + $РП_{21,2}$ + + $Рог_{14,3}$; Среднее Побужье, с. Демов-Яр, скв. 10336, гл. 268,0—269,0 м. Коллекция Э. А. Никулиной, аналитик С. П. Модленко, 1975 г.
47. Алюмобронзит из амфиболизированного пироксенита; Сп + Фл + Шп + Ол (?) + МП + + Ам + $РП_{21,3}$ + Слф; Среднее Побужье, с. Кумары, массив № 7, скв. 15001, гл. 61,4—68,8 м. Коллекция Э. А. Никулиной, аналитик С. П. Модленко, 1975 г.
48. Алюмобронзит из амфиболизированного пироксенита, пропласток в двупироксеновом кристаллосланце; Ол (?) + Шп + МП (?) + $РП_{22,4}$ + $Рог_{19,6}$; р. Южный Буг, Казавчинский Яр. Коллекция Э. А. Никулиной, аналитик С. П. Модленко, 1976 г.
49. Алюмобронзит из амфиболизированного ультрабазита; Ол + Сп + $Мт_{вт}$ + МП (?) + + Шп + $РП_{22,5}$ + $Тр_{7,1}$ + $Рог_{15,1}$; Среднее Побужье, с. Демов-Яр, скв. 10336, гл. 292,5—294,0 м. Коллекция Э. А. Никулиной, аналитик С. П. Модленко, 1975 г.
50. Алюмобронзит из плагиоклазового пироксенита; Би + $Пл_{58}$ + Рог + МП (?) + $РП_{26,2}$; Среднее Побужье, Липняговский массив, скв. 12 432, гл. 269,0—271,0 м. Коллекция Э. А. Никулиной, аналитик С. П. Модленко, 1976 г.
51. Алюмобронзит из пироксенита; $РП_{23,2}$ + Акт + Фл; Ядлово-Трактемировский район, скв. 4218, гл. 396,0—398,0 м. Коллекция А. Б. Фомина, аналитик О. П. Красюк, 1977 г.
52. Алюмобронзит из амфиболизированного гранатового пироксенита, в пачке метабазитов; МП (?) + Ильм + Мт + $Гр_{вт}$ + Шп + $РП_{23,8}$ + $Парг_{21,7}$; Среднее Побужье, с. Завалье. Коллекция Э. А. Никулиной, аналитик С. П. Модленко, 1976 г.

ТАБЛИЦА 7

Ромбические пироксены основных пород Коростенского комплекса (Р — II — 1)

Номер анализа	Номер образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO
1	1/285 *	49,16	0,11	0,39	2,00	27,00	0,57	16,41
2	2/60	50,03	0,46	0,15	1,17	29,60	0,46	15,19
3	3	48,25	0,50	1,12	1,55	29,08	0,49	14,32
4	2/179	50,01	0,44	0,13	1,30	30,75	0,47	14,40
5	3/30	48,32	0,30	0,20	1,06	31,56	0,52	13,49
6	4/37 *	46,60	0,52	1,58	2,42	30,46	0,33	12,81
7	2917/1	44,65	0,30	1,53	1,42	35,95	0,40	12,13
8	3110/30	48,06	0,25	0,70	0,83	38,45	0,56	8,30

1. Гиперстен из норита; Корсунь-Новомиргородский плутон, Городищенский массив, скв. 1, гл. 385,3 м (Кононов, 1966).
2. Гиперстен из оливинового норита; Корсунь-Новомиргородский плутон, Городищенский массив, скв. 2, гл. 142,4 м (Кононов, 1966).
3. Гиперстен из лабрадорита; Корсунь-Новомиргородский плутон, Новомиргородский массив, Лекаревский карьер (Кононов, 1966).
4. Гиперстен из норита; Корсунь-Новомиргородский плутон, Городищенский массив, скв. 2, гл. 381,2 м (Кононов, 1966).

ТАБЛИЦА 8

Ромбические пироксены аллохтонных позднескладчатых гранитоидов нормального ряда (Р — II — 2)

Номер анализа	Номер образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO
1	208/1	48,31	0,27	0,33	0,42	41,31	0,62	8,12
2	707/1 *	47,75	0,23	0,97	3,01	30,00	0,43	14,47
3	104 *	47,19	Следы	0,33	1,38	35,49	0,86	11,43
4	99 *	47,50	0,43	2,01	0,69	36,20	0,73	9,82
5	17/63	46,58	0,17	0,63	1,31	37,69	1,42	9,92
6	102	45,90	1,86	0,68	1,42	37,93	0,68	8,32
7	95 *	45,76	0,86	1,53	1,38	38,03	0,75	8,06
8	209/1	46,0	0,67	0,62	1,00	40,51	0,62	8,12
9	89	46,40	0,53	1,37	0,26	43,68	0,56	5,45
10	15	47,55	0,23	0,47	0,70	44,12	0,71	5,24
11	16	47,64	0,33	1,12	0,73	43,52	0,62	5,03

Примечание. Кроме того, установлено P_2O_5: в ан. 2 — 0,03, в ан. 4 — 0,10, в ан. 7 — 0,02.

53. Алюмобронзит из амфиболизированного оливинового пироксенита; Ол + Сп + $Мт_{вт}$ + + Шп + МП (?) + $РП_{24,6}$ + $Рог_{16,8}$; Среднее Побужье, с. Демов-Яр, скв. 10334, гл. 145,5—151,0 м. Коллекция Э. А. Никулиной, аналитик С. П. Модленко, 1976 г.
54. Алюмобронзит из амфиболизированного гранатового пироксенита, в слоистой пачке метабазитов; Шп + МП (?) + $Гр_{49,5}$ + $РП_{24,8}$ + $Парг_{24,8}$; р. Южный Буг, выше с. Завалья. Коллекция Э. А. Никулиной, аналитик С. П. Модленко, 1976 г.
55. Алюмобронзит из амфиболизированного пироксенита; Сп + Шп + $Мт_{рт}$ + МП + + $РП_{27,1}$ + $Парг_{22}$; Среднее Побужье, Каменноватский массив, скв. 9992, гл. 108,5—109,7 м. Коллекция Э. А. Никулиной, аналитик С. П. Модленко, 1976 г.
56. Марганцовистый алюмобронзит из амфиболизированного пироксенита; Ол + Сп + $Мт_{рт}$ + Шп + МП (?) + $РП_{28,5}$ + $Рог_{19,4}$; Среднее Побужье, массив Демов-Яр, скв. 10336, гл. 241,0—247,0 м. Коллекция Э. А. Никулиной, аналитик С. П. Модленко, 1975 г.
57. Алюмогиперстен из амфиболизированного пироксенита; $Мт_{вт}$ + Пл (?) + Би + Слф + $РП_{32,1}$ + $Рог_{23,9}$; Среднее Побужье, массив Демов-Яр, скв. 10336, гл. 211,4—212,5 м. Коллекция Э. А. Никулиной, аналитик С. П. Модленко, 1976 г.
58. Бронзит из пироксенита; $РП_{15,9}$ + Пл + Фл; Девладовский массив, скв. 2930, гл. 157,0—158,0 м. Коллекция А. Б. Фомина и Е. Н. Голуб, аналитик Р. Л. Левина, 1977 г.
59. Бронзит из перидотита; Ол + $РП_{14,7}$ + МП; Девладовский массив (Геохимические особенности..., 1976).
60. Бронзит из перидотита; Ол + $РП_{15,1}$ + МП; Девладовский массив (Геохимические особенности..., 1976).

CaO	Na_2O	K_2O	H_2O-	H_2O^+	*Сумма*	ρ, г/см³	n_g	n_p	2V
2,96	0,12	—	—	1,24	99,96		1,723	1,712	—
2,23	0,09	0,04	0,06	0,90	100,38	3,605	1,729	1,718	—46°—48°
3,29	0,15	0,14	0,08	0,93	99,90	3,600	—	—	—
1,93	0,08	0,05	0,07	0,82	100,45	3,615	1,729	1,717	—58°—65°
2,66	0,29	0,02	0,02	2,01	100,45	3,663	—	—	—
3,22	0,37	0,06	0,26	1,47	100,10	—	1,729	1,718	—
2,11	0,29	—	0,00	1,26	100,43	—	1,736	1,722	—52°—54°
2,10	0,04	—	0,06	1,03	100,38	3,69	1,746	1,731	—62°

5. Гиперстен из лабрадорита; Корсунь-Новомиргородский плутон, Городищенский массив, скв. 3, гл. 71,6 м (Кононов, 1966).
6. Гиперстен из оливинового норита; Корсунь-Новомиргородский плутон, Городищенский массив, скв. 4, гл. 168,2 м (Кононов, 1966).
7. Гиперстен из норита; Корсунь-Новомиргородский плутон, Городищенский массив, северо-западный контакт, скв. 2917 (Кононов, 1966).
8. Эвлит из норита; Корсунь-Новомиргородский плутон, Новомиргородский массив, южный контакт, скв. 3110 (Кононов, 1966).

CaO	Na_2O	K_2O	H_2O-	П. п. п.	*Сумма*	ρ, г/см³	n_g	n_p	2V
0,80	0,10	—	—	0,95	99,39	3,63	1,760	—	—67
0,70	0,09	0,08	0,26	2,49	100,51	—	1,731	1,717	—
1,33	Следы	Следы	0,07	2,00	100,08	3,676	1,744	1,723	—78
1,20	0,15	0,08	0,14	1,82	100,37	3,61	1,746	1,726	—65
1,10	0,13	—	1,13	—	99,08	—	—	—	—
1,40	0,3	0,20	0,03	1,05	99,77	—	1,753	1,732	—78
1,10		0,06	0,04	2,08	99,96	3,48	1,753	1,731	—72
0,80			—	0,95	99,39	3,58	1,757	—	—64
1,26			0,02	0,32	100,15	—	1,766	1,740	—78
0,70			0,00	0,44	100,34	3,789	1,766	1,742	—77
0,76				0,43	100,40	3,780	1,766	1,740	—78

1. Эвлит из гранодиорита (чарнокита); $РП_{77,4}$ + $Рог_{73,8}$ + $Ди_{70}$ + Пл + Кв + КПШ + Мт + + Ап; Верблюжский массив. Коллекция Р. Я. Белевцева, аналитик Р. Л. Левина, 1973 г.
2. Феррогиперстен из гранита; Боковянский массив, с. Ивановка, Дендропарк. Коллекция Ю. В. Кононова.
3. Феррогиперстен из гранита; $РП_{64,9}$ + Би + Рог + Пл + Кв + КПШ; Боковянский массив, р. Боковянка, б. Дубровина. Коллекция Е. Н. Голуб, аналитик Л. М. Гождзинская, Л. Н. Фролова, 1973 г.
4. Феррогиперстен из кварцевого диорита (эндербита); $РП_{68,2}$ + $Би_{64,14}$ + Рог + Пл + Кв + + КПШ; Верблюжский массив, с. Спасово, скв. 4498, гл. 45,0 м. Коллекция Е. Н. Голуб, аналитик М. Л. Шайкевич, 1971 г.
5. Феррогиперстен из гранита; $РП_{69,51}$ + $Би_{62,3}$ + $Рог_{63,5}$ + Пл + Кв + КПШ; Боковянский массив, р. Боковая, с. Анновка. Коллекция Н. И. Половко, аналитик Е. В. Романишина, 1964 г.
6. Эвлит из гранита (чарнокита); $РП_{72,9}$ + $Би_{67,1}$ + Рог + Пл + Кв + КПШ; Верблюжский массив, с. Спасово, скв. 4489, гл. $^{2}4,5$—25,0 м. Коллекция Е. Н. Голуб, аналитик Б. В. Мирская, 1971 г.

ТАБЛИЦА 9

Ромбические пироксены аллохтонных позднескладчатых гранитоидов, бедных кальцием (Р — II —

Номер анализа	Номер образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO
1	107 *	46,55	0,20	0,77	4,96	31,68	1,91	12,32	0 00
2	306/22	48,03	0,25	0,36	0,29	39,46	0,70	9,77	0,49
3	1 *	45,53	0,32	0,57	1,46	38,07	0,36	8,21	0,56
4	93 *	46,20	0,61	2,28	3,41	35,75	0,62	5,69	1,20
5	17	47,73	0,45	0,90	0,55	43,35	0,35	6,09	0,07

Примечание. Кроме того, установлено P_2O_5: в ан. 1 — 0,02; 2 — 0,02; в ан. 4 — 0,12.

1. Феррогиперстен из гранита (чарнокита) перемежающегося с гиперстен-биотитовыми гнейсами; $РП_{63,5}$ + $Би_{46,3}$ + Альм + Пл + Кв + КПШ; Боковянский массив, карьер с. Давыдовки. Коллекция Е. Н. Голуб, аналитик М. Л. Шайкевич, 1974 г.
2. Феррогиперстен из гранита (чарнокита); $РП_{69,9}$ + Би + Альм + Пл + Кв + КПШ; Боковянский массив, правый берег р. Боковеньки, с. Зеленый Гай. Коллекция Р. Я. Белевцева, аналитик Р. Л. Левина, 1975 г.

7. Эвлит из гранодиорита (эндербита); $РП_{74,39}$ + $Би_{60,65}$ + Рог + Пл + Кв + КПШ; Верблюжский массив, с. Спасово, скв. 4491, гл. 42,0—42,9 м. Коллекция Е. Н. Голуб, аналитик Б. В. Мирская, 1971 г.
8. Эвлит из гранита (чарнокита); $РП_{74,39}$ + Би + Рог + Пл + Кв + КПШ; Верблюжский массив, р. Верблюжка, с. Спасово. Коллекция Р. Я. Белевцева, аналитик К. М. Рахленко, 1975 г.
9. Эвлит из гранита(чарнокита); $РП_{82,08}$ + Би + Рог + Пл + Кв + КПШ + Мт + Ап; Новоукраинский массив, шлироподобное тело, с. Бешбайраки, скв. 3059, гл. 35,6—37,8 м. Коллекция Е. Н. Голуб, аналитик Б. В. Мирская, 1971 г.
10. Эвлит из гранита(чарнокита), перемежающегося с биотит-гиперстеновыми гнейсами; $РП_{82,96}$ + Би + Рог + Пл + Кв + КПШ + Мт + Ап; Новоукраинский массив, с. Ивановцы. Коллекция Е. Н. Голуб, аналитик Б. В. Мирская, 1969 г.
11. Эвлит из гранита(чарнокита), перемежающегося с биотит-гиперстеновыми гнейсами; $РП_{83,35}$ + Би + Рог + Пл + Кв + КПШ + Мт + Ап; Новоукраинский массив, с. Ивановцы. Коллекция Е. Н. Голуб, аналитик Б. В. Мирская, 1969 г.

3)

Na_2O	K_2O	H_2O	П. п. п.	*Сумма*	ρ, г/см³	n_g	n_p	$2V$
Следы	0,14	0,18	1,53	100,26	3,813	1,741	1,721	—
0,04	0,08	0,02	1,05	100,56	3,44	1,757	—	—70
0,70	0,40	0,24	3,14	99,56	—	1,753	1,733	—68
0,21	0,13	0,30	3,51	100,03	3,57	1,764	1,738	—81
0,11	Не опр.	0,08	0.44	100,12	3,761	1,761	1,738	—85

3. Эвлит из граносиенита(чарнокита), образующего крупное однородное тело в новоукраинских гранитах; $РП_{73,1}$ + $Би_{66,0}$ + $Альм_{89,0}$ + Пл + Кв + КПШ; Новоукраинский массив, Адабашский карьер. Коллекция Е. Н. Голуб, аналитик Б. В. Мирская, 1969 г.
4. Эвлит из адамелита(чарнокита), образующего шлироподобное тело в новоукраинских гранитах; $РП_{79,35}$ + $Би_{69,9}$ + Пл + Кв + КПШ; Новоукраинский массив, с. Новоукраинка, скв. 3033, гл. 46,8—47,7 м. Коллекция Е. Н. Голуб, аналитик Б. В. Мирская, 1971 г.
5. Эвлит из граносиенита(чарнокита), включенного в виде крупного тела в новоукраинском граните; $РП_{80,3}$ + Би + $Альм_{91,1}$ + Пл + Кв + КПШ; Новоукраинский массив, с. Ровное. Коллекция Е. Н. Голуб, аналитик Б. В. Мирская, 1969 г.

ТАБЛИЦА 1

Моноклинные пироксены метаморфических пород основного ряда (М — I — 1)

Номер анализа	Номер образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO
1	268/1	50,82	0,17	2,08	1,98	6,82	0,19	13,26	21,96
2	113	51,23	Следы	2,32	4,85	4,45	0,07	13,35	21,50
3	96	51,44	0,05	1,39	1,57	9,90	0,16	13,04	21,19
4	3—1	51,10	0,00	1,05	3,38	9,03	0,28	13,16	20,10
5	916 *	50,09	0,11	2,78	1,59	11,51	0,36	11,89	20,16
6	194/67	60,40	0,10	1,64	1,14	12,57	0,28	10,75	21,75
7	289/68	50,42	0,13	0,86	2,90	11,78	0,32	11,22	21,42
8	29	50,36	0,14	4,15	2,34	6,38	0,13	13,76	21,42
9	365	50,83	0,25	3,35	1,12	8,25	0,23	12,89	22,07
10	262/15 *	50,78	0,07	0,94	1,09	11,42	0,20	12,83	20,54
11	48/29	50,95	0,27	1,86	2,22	10,41	0.28	12,58	20,29
12	1370/1	50,25	0,21	0,89	1,82	14,54	0,54	9,18	21,22
13	204	49,06	0,33	3,23	1,08	16,66	0,30	9,14	18,62
14	133/47 *	50,33	0,27	0.31	3,39	15,66	0,23	9,58	18,96
15	119/39	51,09	0,25	2,47	2,74	8,33	0,18	13.18	20,50
16	85/30	50,59	0,30	2,52	3,29	8,19	0,16	13,03	20,20
17	284/4	51,39	0,18	0,84	0,43	10,05	0,11	12,03	22,34
18	95	51,97	0,20	1,80	0,54	11,10	0,17	10,86	22,10
19	4254 *	48,98	0,11	2,42	3,18	10,07	1,76	11,67	19,18
20	294	51,08	0,25	4,14	1,44	3,74	0,13	16,19	22,02
21	1158	51,40	0,06	2,11	1,75	6,89	0,33	14,16	27,10
22	178	51,21	0,27	2,73	0,36	8,23	0,23	13,45	22,60
23	296	50,85	0,31	3,29	1,32	7,62	0,17	13,29	22,07
24	6701/1 *	51,26	0,17	2,01	2,33	7,62	0,76	14,70	19,83
25	744	50,48	0,30	1,98	2,37	7,95	0,34	14,48	20,16
26	47/4	50,80	0,08	1,17	0,75	9,72	0,34	13,96	21,08
27	544	50,57	0,39	1,69	1,60	8,93	0,27	13,49	21,30
28	1318*	50,41	0,17	2,67	1,98	10,05	0,42	13,30	19,24
29	12/152	51,13	0,16	1,45	1,91	9,79	0,31	12,67	21,55
30	1257	51,00	0,44	1,82	1,83	8,78	0,56	11,39	22,52
31	1843	50,22	0,27	1,77	1,72	10,80	0,37	12,59	20.65
32	3/64	47,48	0,28	1,65	2,05	11,13	0,24	12,84	22,40
33	500/20	50,62	0,19	1,64	1,72	11,06	0,44	12,37	21,23
34	19/1073	50,92	0,38	1,88	1,15	11,37	0,42	12,01	21,06
35	24/1	50,22	0,21	1,00	1,71	11,29	0,29	12,23	21,89
36	1303	50,24	0,16	2,73	1,23	11,20	0,85	11,91	20,06
37	1274	50,08	0,20	1,96	0,44	12,95	0,28	11,91	20,56
38	К—7—Г	50,95	0,06	2,17	1,09	11,35	0,28	10,81	21,56
39	1779 *	50,83	0,57	2,21	0,87	12,18	0,32	11,00	20,50
40	20/1	50,06	0,15	1,88	1,00	13,07	0,52	11,28	20,00
41	473 *	50,63	0,21	2,11	0,42	14,17	0,15	10,89	20.35
42	19/825	49,88	0,48	1,40	1,10	15,53	0,45	9,68	20.23
43	251/13	49,34	0,03	1,05	1,57	16,94	0,74	9,50	19,38
44	С—138/1 *	52,40	0,05	1,30	1,08	5,89	0,20	16,04	22,40
45	516/2	52,02	0,21	2,43	1,71	8,41	0,23	12,47	21,91
46	131/68	50,25	0,22	1,88	1,54	9,29	0,65	13,21	21,96
47	15/1	52,20	0,16	0,42	2,01	10,21	0,36	12,49	20,87
48	В—105 *	50,38	0,22	2,91	0,26	12,36	0,26	11,87	20,67
49	14/3	49,91	0,40	0,58	2,21	12,50	0,57	11,08	20,50
50	666	50,01	0,03	2,36	1,96	13,52	0,28	10,89	20,01
51	16/36	51,29	0,07	1,56	2,22	5,74	0,28	13,56	24,28

Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O	П. п. п.	*Сумма*	ρ, г/см³	n_g	n_p	*cNg*	*2V*
0,77	0,21	0,07	0.30	1,04	99,67	—	1,712	1,683	42	56
1,20	0.10	0,00	0.20	0.98	100,25	—	1,717	1,691	38	—
0,42	0,04	Следы	0.07	0,94	100.21	3,374	—	—	—	—
0,64	0,15	0,02	0,15	1,09	100.15	—	—	—	—	—
0,46	0,10	—	0.06	1,21	100,32	—	—	—	—	—
0,40	0.10	0,00	0.20	0,85	100,18	—	—	—	—	—
0,50	0,18	—	0,06	0,48	100,27	3,420	—	—	—	57
0,45	0.14	Не опр.	0,08	0,69	100,04	3,300	1,714	1,684	42	61
0.54	—	0,02	0,06	0,83	100,44	3,338	1,716	1,676	39	59
0.20	0.08	0,03	0,02	1.96	100,16	—	1,726	—	—	56
0.64	0.04	Не опр.	0,02	0,90	100,46	—	1,721	1,691	42	56
0,40	0,02	0,09	0 02	0,99	100,17	—	1,729	1.703	39	56
0,38	0.12	—	0,16	0.96	100,04	—	1,736—1,733	1,701—1,702	—	—
0,52	0.04	0,01	Не опр.	1,19	100,49	—	1,725	1,686	42	60
0,64	0.00	Не опр.	—	1.03	100,41	—	1,717	1,688	41	62
0.88	0,04	0.01	0,02	1,03	100,26	—	1,717	1,688	40	60
0,45	0,12	Не опр.	0.24	0,02	100.20	3,287	1,719	1,690	—	—
0,38	0.12	0.01	0,24	0,98	100.47	3,510	1,720	1.689	42	60
0,22	0.14	0,04	0,10	2,56	100,43	3,209	1,689	—	—	—
0.35	0.00	0,02	0,07	0,69	100.12	—	1,709	1,682	40	61
0,62	0,05	—	0,24	0,64	100,35	—	1,715	1,687	41	56
0,40	0,04	0,02	0,12	0,78	100,39	3.396	1,716	1,686	42	60
0.46	0.00	0,02	0,12	0 92	100 44	—	1,717	1,687	41	58
Не опр.	0.06	Не опр.	0,11	1,46	100.31	—	—	—	—	—
0,38	0,01	» »	0,16	1,03	99,64	3,300	1,717	1.687	43	57
0,60	0,07	—	0,15	0,97	99,69	—	1,722	—	—	56—58
0,42	Следы	Не опр.	0,08	0,91	99.60	3,380	1.718	1,690	45	57
0.74	0.13	0,14	0,01	1,16	100.42	—	1,721	1.695	44	60
0,46	0.08	0,02	0,07	0,69	100,29	3,402	1,715	1.691	44	56
0,57	0,05	0,17	0,06	0,95	100,14	—	1,718	—	43	58
0,38	Следы	Не опр.	0,18	1,00	99,35	3,500	1,720	1.693	42	58
0,55	0,04	0,58	0.10	1,10	100,44	3,358	—	—	—	44
0.45	0,05	0,08	0,08	0,37	100,30	—	—	—	—	52
0,20	0,08	0.02	0.07	0,69	100.25	3,398	1,722	1.696	42	52
0,47	0,03	—	—	0.96	100.30	—	1,713	1,693	41—48	50—52
0,70	0.09	0 14	0,13	0,97	100,41	—	1,724	1.694	43	60
0.47	0,02	0,07	0,08	1,08	100,10	—	1,726	1,698	43	60
0,50	0,10	Не опр.	0,12	1,09	100,08	—	1,725	1,704	—	58
0,38	Следы	» »	—	1,74	100,50	—	1,723	1,691	40	61
0,66	0,07	» »	0,12	0,72	99,53	—	1,714	—	—	—
0,38	0,04	0,02	0,04	1,23	100,64	3,466	1,725	1,698	40	60
0,28	0,09	0,01	0,07	1,01	100,23	3,503	1,722	1,695	45	60
0,80	0,05	0,02	0,26	0,27	99,95	—	1,723	—	—	55
0,40	0,70	—	0,12	0,43	100,41	3,292	1,717—1,720	1,683	—	—
0,63	0,05	—	—	0,16	100,23	—	1,718	1,689	41—46	57—61
0,48	0,02	0,03	—	0,96	100,49	—	1,717	1,691	46	50
0,27	0,01	0,03	0,10	0,24	99,37	—	1,712	1,688	38—42	54
0,25	—	—	—	1,15	100,33	3,407	1,725	1,696	—	—
0,40	0,03	0,06	0,30	1,95	100,49	3,430	1,724	1.703	41—51	54—60
0,36	0,10	—	0,12	0,81	100,45	—	—	—	—	—
0,29	0,03	0,14	0,10	0,73	100,36	—	1,712	1,683	—	50

Номер анализа	Номер образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO
52	15/50	52,29	0,13	1,31	1,85	4,53	0,21	14,11	24,54
53	164а	52,10	0,17	1,17	2,08	7,97	0,38	14,14	21,65
54	51/95	52,02	0,12	0,33	2,88	7,54	0,54	13,29	21,96
55	1911	49,95	0,31	1,61	1,14	9,50	0,37	13,56	21,81
56	119/68	50,87	0,27	2,76	1,78	9,19	0,13	11,62	22,68
57	С—138/9	52,04	0,15	1,40	1,32	7,47	0,49	14,00	22,44
58	121/50	50,74	0,22	2,23	1,74	7,20	0,42	13,32	23,01

1. Диопсид из габбро-норита; $Гип_{38,2}$ + $Ди_{27,1}$ + Пл + Ильм; Липняговск ий массив, скв. 12 432, гл. 120,0—122,0 м. Коллекция А. Б. Фомина, аналитик Б. В. Мирская, 1975 г.
2. Диопсид из двупироксен-плагиоклазового кристаллического сланца; Гип + $Ди_{27,2}$ + Пл; Приазовье, скв. 2, гл. 41,7 м (Кравченко, Яковлев, 1976).
3. Салит из основного кристаллического сланца; Гип + Ди + Би + Пл + Мт; Мариупольское месторождение, скв. 147, гл. 420,0 м. Коллекция Г. Л. Кравченко, аналитик С. П. Модленко, 1974 г.
4. Салит из пироксенового кристаллического сланца; Гип + Ди + Би + Пл; Мангушская аномалия, Демьяновский участок (Железисто-кремнистая формация..., 1974).
5. Салит из биотит-двупироксенового гнейса; $Ди_{37}$ + $Гип_{49}$ + $Би_{66,3}$ + Пл + Кв; с. Малая Тимошевка. Коллекция Е. Н. Голуб, аналитик Р. Л. Левина, 1971 г.
6. Салит из двупироксенового кристаллического сланца; $Ди_{42}$ + $Гип_{54,67}$ + $Би_{47,45}$ + КПШ + + Кв + Ильм; р. Кальчик, б. Каранская. Коллекция Т. Г. Щербаковой, аналитик Б. В. Мирская. 1974 г.
7. Салит из двупироксен-биотитового кристаллического сланца; $Гип_{58,58}$ + Би + $Ди_{42,39}$ + + Пл + КПШ + Мт; р. Кальчик, с. Лидино. Коллекция Т. Г. Щербаковой, аналитик Б. В. Мирская, 1970 г.
8. Диопсид из метагаббро; Гип + $Альм_{66,5}$ + $Ди_{25,6}$ + $Рог_{40,2}$ + $Пл_{56}$ + Мт; Завальевский блок, р. Южный Буг, с. Хащеватое (Щербаков, 1975).
9. Диопсид из метаэффузива; $Альм_{76}$ + $Гип_{44,2}$ + $Ди_{29,4}$ + Рог + $Пл_{64}$ + Мт; Завальевский блок, р. Южный Буг, пгт Сальково (Щербаков, 1975).
10. Салит из основного кристаллического сланца; $Гип_{32}$ + $Ди_{35,5}$ + Альм + Рог + Пл + Мт; Побужье, с. Молдовка. Коллекция Б. Г. Яковлева, аналитик Н. С. Миклашевская, 1973 г.
11. Салит из метагаббро; $Альм_{72,4}$ + $Гип_{49}$ + $Ди_{36}$ + $Рог_{49,2}$ + $Пл_{40}$ + Мт; Завальевский блок, р. Южный Буг, г. Гайворон (Щербаков, 1975).
12. Салит из двупироксен-гранат-роговообманко-плагиоклазового кристаллического сланца; $Гип_{64}$ + $Ди_{50}$ + $Альм_{86}$ + $Рог_{46}$ + $Пл_{46}$; р. Кайинкула, с. Украинка. Коллекция К. Е. Есипчука, аналитик А. А. Стеценко.
13. Салит из двупироксенового кристаллического сланца; $Гип_{63}$ + $Ди_{53,5}$ + $Рог_{63}$ + $Пл_{50}$ + + $Альм_{71}$; Приднестровье, р. Бушанка, с. Бабчинцы. Коллекция В. М. Венидиктова, аналитик Б. В. Мирская, 1977 г.
14. Салит из основной породы; $Альм_{86}$ + $Гип_{62,6}$ + $Ди_{44}$ + $Рог_{61,8}$ + Би + $Пл_{42}$ + Мт; Голованевский блок, р. Южный Буг, с. Красненькое (Щербаков, 1975).
15. Салит из метагаббро; $Альм_{71,6}$ + $Гип_{42}$ + $Ди_{32,1}$ + Рог + Би + $Пл_{50}$ + Кв + Мт; Завальевский блок, р. Южный Буг, с. Буговое (Щербаков, 1975).
16. Салит из метагаббро; $Альм_{72}$ + $Гип_{47}$ + $Ди_{32,1}$ + Рог + $Пл_{50}$ + Би + Мт; Завальевский блок, р. Южный Буг, с. Буговое (Щербаков, 1975).
17. Салит из гранат-двупироксенового кристаллического сланца; $Ди_{33}$ + Гип + $Альм_{75,7}$ + + Рог + $Пл_{40-45}$ + Кв + Мт; Побужье, р. Южный Буг, с Завалье. Коллекция В. М. Венидиктова, аналитик Б. В. Мирская, 1975 г.
18. Салит из метагаббро; $Альм_{82,5}$ + $Гип_{51,9}$ + $Ди_{37,8}$ + Рог + Би + $Пл_{85}$ + Кв + Мт; Завальевский блок, р. Южный Буг, г. Гайворон (Щербаков, 1975).
19. Салит из эклогитоподной породы; $Альм_{77,8}$ + $Ди_{38,5}$ + Би + Турм + $Пл_{45}$ + КПШ + + Шп; с. Анновка (Белевцев, 1975).
20. Диопсид из метагаббро; $Гип_{21}$ + $Ди_{15}$ + $Рог_{21,4}$ + $Пл_{88}$; Завальевский блок, р. Южный Буг, с. Завалье (Щербаков, 1975).

Продолжение табл. 1

Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O-	П. п. п.	*Сумма*	ρ, г/см³	n_g	n_p	cNg	$2V$
0,32	0,02	0,03	0,13	0,65	100,12	3,323	1,704	1,682	—	—
0,44	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	100,10	—	—	—	—	—
0,37	0,04	0,14	0,06	1,09	100,38	—	1,718	1,685	—	46
0,25	Следы	Не опр.	0,06	1,04	100,23	3,480	1,717	1,688	41	59
0,25	0,20	—	—	0,50	100,25	3,461	—	—	—	—
0,40	0,10	—	0,04	0,56	100,41	3,305	1,715	1,682	—	—
0,41	0,03	0,03	0,12	0,81	100,28	—	1,710	1,688	—	—

21. Диопсид из двупироксен-роговообманкового кристаллического сланца; $Гип_{38} + Пл_{26} + Рог_3 + Пл_{59}$; р. Токмак, с. Могиляны. Коллекция К. Е. Есипчука, аналитик Б. В. Мирская.
22. Диопсид из метаэффузива; $Гип_{41,2} + Ди_{27} + Рог_{40,5} + Би + Пл_{71} + Мт$; Голованевский блок, р. Южный Буг, с. Кошаро-Александровка (Щербаков, 1975).
23. Диопсид из метагаббро; $Гип_{41,8} + Ди_{27,5} + Рог + Пл_{63} + Мт$; Завальевский блок, р. Южный Буг, с. Завалье (Щербаков, 1975).
24. Диопсид из амфиболизированного габбро; $Ди_{28,6} + Гип_{35,8} + Рог + Пл$; Каменский массив, скв. 9, гл. 301,0—302,0 м. Коллекция А. Б. Фомина, аналитик Р. Л. Левина, 1974 г.
25. Диопсид из метаэффузива; $Гип + Ди_{28,7} + Рог_{40,4} + Пл_{47} + Мт$; Голованевский блок, р. Ятрань, с. Дубово (Щербаков, 1975).
26. Салит из основного гранулита; $Ди_{52} + Гип_{51} + Рог_{47,7} + Пл$; Приазовье, Каменные Могилы. Коллекция Б. Г. Яковлева, аналитик Б. В. Мирская, 1971 г.
27. Салит из метаэффузива; $Гип_{44,3} + Ди_{30,6} + Рог_{46,9} + Пл_{51}$; Голованевский блок, р. Южный Буг, с. Подгурье (Щербаков, 1975).
28. Салит из пироксенового амфиболита; $Гип_{52} + Ди_{34} + Рог_{60} + Би_{52} + Пл_{47}$; Мариупольское месторождение. Коллекция Е. Б. Глевасского, аналитик Е. В. Романишина, 1970 г.
29. Салит из пироксенового амфиболита; Гип + Ди + Рог; Мариупольское месторождение, скв. 12, гл. 152,0 м. Коллекция Г. Л. Кравченко, аналитик А. А. Стеценко, 1968 г.
30. Салит из пироксенового амфиболита; $Гип_{35} + Рог_{52} + Пл_{10}$; р. Юшанлы, хут. Победный. Коллекция К. Е. Есипчука, аналитик А. А. Стеценко, 1968 г.
31. Салит из метаэффузива; $Гип_{48,1} + Ди_{36,3} + Рог_{50,1} + Пл_{43} + Мт$; Голованевский блок, р. Ятрань, с. Свердликово (Щербаков, 1975).
32. Салит из гиперстен-амфиболового кристаллического сланца; $Гип_{57,84} + Рог_{49,2} + Пл_{47} + Би_{47,3} + Ди_{31,7} + Мт$; р. Токмак (Хмарук, Щербаков, 1965 г.).
33. Салит из основного гранулита; $Гип_{51,1} + Ди_{37,2} + Рог + Пл + Мт$; Побужье, с. Молдовка. Коллекция Б. Г. Яковлева, аналитик Н. С. Миклашевская, 1974 г.
34. Салит из двупироксен-амфибол-плагиоклазового кристаллического сланца; Гип + Ди + Рог + Пл; Мариупольское месторождение, скв. 19, гл. 107,3 м. Коллекция Г. Л. Кравченко, аналитик А. А. Стеценко, 1968 г.
35. Салит из двупироксенового гнейса; Гип + Ди + Пл + КПШ + Рог + Би; Приднестровье, с. Скалополь. Коллекция М. М. Кононовой, аналитик Л. А. Услонцева, 1968 г.
36. Салит из двупироксен-роговообманко-плагиоклазового кристаллического сланца; $Гип_{52} + Ди_{38} + Рог_{51} + Пл_{52}$; Мариупольское месторождение. Коллекция Е. Б. Глевасского, аналитик Е. В. Романишина.
37. Салит из двупироксен-роговообманкового кристаллического сланца; $Гип_{54} + Ди_{39} + Рог_{57} + Пл_{40}$; Мариупольское месторождение. Коллекция Е. Б. Глевасского, аналитик Е. В. Романишина.
38. Салит из основного гранулита; $Гип_{53,85} + Ди_{39,6} + Пл + Рог$; Приазовье, с. Сачки. Коллекция Б. Г. Яковлева, аналитик Г. Л. Скрынник, 1972 г.
39. Салит из основной породы; $Гип + Ди_{40,5} + Рог_{49} + Пл_{53} + Мт$; Голованевский блок, р. Синюха (Щербаков, 1975).
40. Салит из основного кристаллосланца; $Гип_{57,6} + Ди_{41,9} + Пл + Рог + Мт$; Приазовье, ст. Розовка. Коллекция Б. Г. Яковлева, аналитик Г. Л. Скрынник, 1972 г.
41. Салит из метаэффузива; $Гип_{61} + Ди_{41,3} + Рог + Пл + Мт$; Завальевский блок, р. Южный Буг, с. Завалье (Щербаков, 1975).

42. Салит из двупироксен-биотит-роговообманко-плагиоклазового кристаллического сланца; Би + Гип + Ди + Рог + Пл; Мариупольское месторождение, Дзержинский участок. Коллекция Г. Л. Кравченко, аналитик А. А. Стеценко, 1968 г.
43. Салит из основного кристаллического сланца; $Гип_{64,6}$ + $Ди_{53}$ + $Рог_{63,7}$ + Пл + Мт; Побужье, с. Молдовка. Коллекция Б. Г. Яковлева, аналитик Н. С. Миклашевская, 1975 г.
44. Диопсид из амфиболита; $Гип_{34}$ + $Рог_{25}$ + $Ди_{20}$ + $Би_{29}$ + $Пл_{20}$ + Кв; Приднестровье, р. Днестр, с. Раковец, скв. 138. Коллекция В. М. Венидиктова, аналитик Б. В. Мирская, 1972 г.
45. Салит из двупироксенового гнейса; Ди + Гип + Пл + Кв + КПШ + Рог + Би + Ап; Среднее Побужье, пгт Сальково. Коллекция М. М. Кононовой, аналитик Л. А. Услонцева, 1968 г.
46. Салит из двупироксен-биотитового амфиболизированного гнейса; $Ди_{32,49}$ + $Гип_{46,24}$ + + $Рог_{вт}$ + Би + Пл + КПШ + Кв + Мт; р. Берда, б. Бельманская, карьер. Коллекция Т. Г. Щербаковой, аналитик Р. Л. Левина, 1968 г.
47. Салит из амфиболового габброида; Пл + Гип + Ди + Рог + Би + Кв + Ап; Верхнее Побужье, с. Добрянка (Литвин, 1966).
48. Салит из амфиболизированного метабазита; $Гип_{52}$ + $Ди_{37}$ + $Рог_{46}$ + $Пл_{47}$ + Кв + Мт; Приднестровье, р. Днестр, с. Пороги. Коллекция В. М. Венидиктова, аналитик Б. В. Мирская, 1968 г.

ТАБЛИЦА 2

Моноклинные пироксены чарнокит-мигматитов основного ряда (М — I — 2)

Номер анализа	Номер образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO
1	1159	51,60	0,10	2,22	1,97	7,04	0,22	14,28	21,07
2	613	52,06	0,27	1,05	1,87	7,48	0,28	14,06	21,50
3	155/60	51,65	0,17	2,13	1,44	7,04	0,26	14,70	21,60
4	51/1 *	50,03	0,39	2,25	3,08	10,37	0,31	11,91	20,21
5	180/3	50,40	0,34	1,79	1,41	11,49	0,19	10,97	21,98
6	С — 321	51,57	0,29	1,30	2,39	9,36	0,71	12,06	20,72

1. Диопсид из чарнокита; $Гип_{39}$ + $Ди_{26}$ + $Би_{47}$ + $Пл_{27}$ + Кв; р. Токмак, с. Могиляны (Глеваский и др., 1973).
2. Диопсид из чарнокита; $Гип_{41}$ + $Ди_{28}$ + $Би_{37}$ + $Пл_{39}$ + Кв; р. Корсак, б. Алтана. Коллекция К. Е. Есипчука, 1973 г.
3. Диопсид из кислого чарнокита; $Гип_{38,2}$ + $Ди_{29,9}$ + $Би_{33,8}$ + Рог + $Пл_{37}$ + КПШ + Кв; р. Токмак, с. Могиляны (Хмарук, Щербаков, 1965).

ТАБЛИЦА 3

Моноклинные пироксены силикатно-карбонатных пород

Номер анализа	Номер образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO
								Известково-силикатные
1	35/68	52,29	0,05	1,42	0,31	11,23	0,21	9,86
2	158	49,81	0,09	1,66	0,71	16,07	0,19	8,03
3	80	42,80	1,50	9,50	4,90	5,45	0,03	10,50
4	50/33/117	51,07	0,09	1,09	0,53	12,83	0,17	10,40
5	20/2 *	50,21	0,19	1,15	1,47	12,01	0,21	10,02
6	6128/1 *	50,18	0,36	0,30	0,96	14,36	0,26	8,26
7	17/64	48,30	0,21	3,23	3,85	12,36	0,40	8,29
8	—	52,25	—	3,00	—	8,39	—	11,80
9	251/100	53,98	0,05	0,37	0,71	4,03	0,07	16,29
10	37/3 *	51,17	0,06	0,87	0,66	8,78	0,33	12,09
11	136 *	49,96	0,10	1,42	1,75	8,63	0,16	12,30
12	158/67	51,73	0,05	0,95	0,83	13,10	0,29	9,06

49. Салит из амфиболового габброида; Пл + Гип + Ди + Рог + Би + Кв + Ап; Среднее Побужье, с. Люшневатое. Коллекция М. М. Кононовой, аналитик А. В. Служенко, 1968 г.
50. Салит из гнейса; $Ди_{44,42}$ + $Гип_{56,2}$ + Рог + Би + Пл + КПШ + Кв; Новоукраинский массив, с. Анновка, скв. 7358, гл. 25,0 м. Коллекция Е. Н. Голуб, аналитик Р. Л. Левина, 1971 г.
51. Диопсид из амфиболита; $МП_{24}$ + $Рог_{36,8}$ + Пл + Мт; правый берег Днепра, с. Старые Кодаки (Орса, 1973).
52. Диопсид из основного кристаллического сланца; $Ди_{20,3}$ + Рог + Пл; р. Обиточная, с. Дахно (Усенко, 1960).
53. Диопсид из пироксенового амфиболита; Ди + Рог + Пл + Мт; р. Черный Ташлык, с. Любомирка. Коллекция Б. Г. Яковлева, аналитик Г. Л. Скрынник, 1975 г.
54. Салит из амфиболита; $Ди_{30}$ + $Рог_{52,7}$ + Пл + Мт; с. Волошское, карьер (Орса, 1973).
55. Салит из основной породы; $Ди_{30,2}$ + $Рог_{40,6}$ + $Пл_{62}$ + Мт; Голованевский блок, ниже устья р. Гнилой Тикич (Щербаков, 1975).
56. Салит из габбро-амфиболита; $Ди_{34,53}$ + Рог + Пл; р. Берда, б. Бельманка. Коллекция Т. Г. Щербаковой, аналитик Б. В. Мирская, 1968 г.
57. Диопсид из амфиболита; $Рог_{35,5}$ + $Ди_{26,8}$ + $Би_{32,9}$ + $Пл_{29-31}$; Приднестровье, р. Днестр, с. Раковец, скв. 138. Коллекция В. М. Венидиктова, аналитик Б. В. Мирская, 1972 г.
58. Диопсид из основного кристаллического сланца; $Ди_{27,9}$ + Рог + Пл; р. Берда, хут. Гурниевский (Усенко, 1960).

Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O	П. п. п.	*Сумма*	ρ, г/см³	n_g	n_p	2V
0,75	0,05	—	0,20	0,79	100,29	—	1,713	1,685	56
0,48	0,06	0,11	0,04	0,84	100,10	3,339	1,712	—	56
0,25	—	0,11	0,07	0,95	100,37	3,392	1,713	1,682	52
0,32	0,10	—	0,07	1,21	100,25	3,374	1,725	1,703	55, 56
0,50	—	0,06	0,11	0,94	100,18	3,445	1,719	1,688	—
0,55	0,07	0,11	0,06	0,91	100,10	3,387	1,718	—	58

4. Диопсид из чарнокита; Гип + Ди + Би + Рог + Пл + КПШ + Кв + Альм; Среднее Побужье, с. Пересадовка, карьер. Коллекция М. М. Кононовой.
5. Диопсид из чарнокитизированного пироксенового гнейса; $Гип_{52}$ + $Ди_{39}$ + $Би_{52}$ + $Пл_{36}$ + КПШ + Кв; Приднестровье, р. Дерла, с. Воеводчинцы, скв. 14 277. Коллекция В. М. Венидиктова; аналитик Н. М. Кацнельсон, 1968 г.
6. Диопсид из чарнокита; Ди + Рог + Пл; Корсак-Лозоватский водораздел, с. Юрьевка. Коллекция К. Е. Есипчука; аналитик Л. А. Стеценко, 1967 г.

CaO	Na_2O	K_2O	H_2O—	П. п. п.	*Сумма*	ρ, г/см³	n_g	n_p	2V
метаморфические породы (М — I — 3а)									
23,82	0,23	Не опр.	0,04	0,75	100,24	3,393	1,717	1,691	62
23,19	0,20	0,04	0,09	0.15	100,23	3,482	1,731	1,702	—
23,80	0,65	0,04	0,12	0,80	100,09	—	1,731	—	54
23,74	0,10	0,14	0,06	0,20	100,42	3,474	1,719	1,693	66
23,41	0,15	0,07	0,07	1,18	100,17	3,363	1,726	1,701	60
23,59	0,47	0,43	—	1,13	100,36	3,358	1,726	1,705	59
22.12	0,53	Не опр.	0,06	0,93	100,28	—	1,735	1,708	64
24,44	—	—	—	0,46	100,34	—	1,724	1,700	60
24,16	—	—	0,02	0,60	100,28	—	1,701	1,672	56
24,83	0,32	0,10	0,04	1,08	100,33	3,374	1,719	1,694	—
24,42	0,28	0,01	0,02	1,29	100,49	3,233	1,716	1,692	59
23,45	0,14	0,04	0,18	0,44	100,29	—	1,717	1,690	—

Номер анализа	Номер образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO
13	49/62	47,85	0,40	0,93	1,57	23,04	0,69	2,78
14	1350/2	48,72	0,49	2,47	4,48	11,42	0,39	8,37
15	134	46,25	0,62	4,81	5,47	10,63	0,25	8,09
16	3100	47,48	0,20	3,42	5,36	11,46	0,23	8,28
17	—	48,64	0,05	3,14	1,76	15,26	—	7,74
18	С — 520	40,03	1,01	15,02	7,03	4,80	0,05	7,51
19	70/16 *	47,27	0,21	2,40	3,26	17,46	0,91	5,29
20	41/62	45,56	0,81	4,06	2,27	20,44	0,23	3,22
21	4/66 *	45,73	0,35	4,55	2,67	20,26	0,33	3,15
22	321 *	42,48	1,24	8,58	5,54	9,48	0,26	8,10
23	163/67	52,64	0,23	0,57	0,39	5,76	4,57	14,01
24	761/601	48,70	0,18	1,00	3,73	15,55	0,26	7,26
25	24/4 *	50,00	0,18	1,81	0,18	15,64	1,27	7,57
26	186	51,42	0,05	1,93	0,60	10,34	0,44	12,52
27	591/62	51,12	0,16	2,29	0,55	10,65	0,19	10,37
28	23/1 *	50,45	0,12	1,68	0,98	11,38	0,20	9,51
29	6146/5 *	49,47	0,25	2,57	3,04	9,48	1,14	9,55
30	— *	49,30	0,28	1,83	3,34	11,37	0,23	9,55
31	97 *	51,63	0,07	1,44	0,42	10,92	0,15	11,17
32	61	50,95	0,07	1,27	0,39	14,16	0,15	9,45
33	7329 *	47,55	0,18	2,99	4,43	14,19	0,46	6,42
								Известково-силикатные
34	37/66/1	51,36	0,20	0,96	0,76	10,66	0,27	10,91
35	6681/50	51,28	0,10	1,00	1,91	10,36	0,17	10,87
36	С102/24 *	49,80	0,05	1,83	0,47	12,84	0,31	10,00
37	36/2	50,84	0,09	2,11	0,98	9,94	0,14	10,79
38	С102/19а	50,98	0,05	1,14	0,58	13,50	0,29	9,05
39	401—б/75 *	43,20	1,59	9,33	5,39	4,90	0,13	10,12
40	9893/22 *	50,96	0,04	0,54	1,43	10,22	1,96	11,84
								Известково-магнезиально-силикатные
41	18500/510	52,00	0,27	2,04	0,65	1,40	0,33	18,22
42	71/165	52,00	0,15	5,25	0,06	2,30	0,06	15,07
43	75/68	52,90	0,17	3,67	0,56	2,01	Следы	15,66
44	103/76 *	51,80	0,95	3,80	0,75	6,20	0,05	10,65
45	12314/222 *	51,90	0,32	2,09	0,61	1,43	0,17	17,48
46	308/73 *	40,68	1,64	13,68	4,23	3,74	0,03	9,10
47	9893/11	52,28	0,09	0,57	0,95	2,02	1,12	17,43
48	7/1	52,20	0,05	1,52	0,19	9,09	0,14	13,10
49	39/66/8 *	54,01	Следы	0,21	0,24	0,14	0,03	18,79
50	67/64	55,11	Не опр.	0,31	0,05	0,32	0,08	18,62
								Известково-магнезиальные
51	141/258 *	53,55	—	0,90	0,12	0,72	0,03	18,08
52	8214/11 *	53,15	0,08	0,24	0,73	1,50	0,09	18,16
53	355	54,35	0,02	0,38	0,44	3,23	0,62	17,56
54	781 *	52,64	0,05	1,60	0,21	2,87	0,42	18,03
55	789	52,79	0,06	1,39	0,08	3,16	0,34	17,80
56	805	53,00	0,10	1,43	0,06	4,88	0,54	16,34
57	478	51,33	0,31	4,06	0,69	4,59	0,65	15,36
58	836	51,41	0,16	2,70	0,89	4,59	0,72	15,47
59	629/2	51,00	0,10	2,43	0,86	8,03	0,69	13,67
60	10045/2	52,13	0,012	0,66	1,39	5,74	1,06	14,13
61	272/106	53,10	0,13	2,18	0,36	2,16	0,06	15,84
62	9895/10	51,61	0,11	1,51	1,06	6,60	1,05	14,27
63	Кр309/11	49,51	0,28	6,12	1,27	1,57	1,20	15,46
64	810 *	53,18	0,04	0,92	0,01	2,87	0,33	18,72

CaO	Na_2O	K_2O	H_2O-	П. п. п.	*Сумма*	ρ, г/см³	n_g	n_p	(+) 2*V*
22,32	0,17	0,04	0,12	0,37	100,30	3,593	1,744	1,712	—
22,34	0,47	0,05	0,09	0,83	100,23	—	1,729	1,701	66
22,68	0,29	0,10	0,10	0,95	100,35	3,440	1,741	1,713	70
22,51	0,47	0,06	0,05	0,71	100,25	3,471	1,734	1,710	68
22,70	—	—	0,25	0,92	100,46	—	1,732	1,708	60
22,81	0,89	—	0,07	0,90	100,15	—	1,773	—	—
21,58	0,47	0,04	0,18	1,37	100,44	—	1,745	1,727	65
23,03	0,09	0,08	0,10	0,46	100,37	3,594	1,748	1,721	—
21,63	0,41	Не опр.	Не опр.	1,12	100,20	3,575	1,750	—	60
23,03	0,31	0,08	0,10	1,14	100,38	3,460	1,733	1,708	67
21,06	0,10	—	0,04	0,64	100,03	3,412	1,710	1,682	60
22,56	0,40	0,04	0,06	0,78	100,52	—	—	—	—
22,23	0,06	0,08	0,02	1,39	100,43	3,467	1,727	—	—
21,70	0,38	0,05	0,10	0,95	100,48	3,407	1,714	1,684	—
23,47	0,36	0,12	0,12	0,77	100,20	3,358	1,717	1,691	—
23,92	0,31	0,12	0,08	1,54	100,30	3,322	1,729	1,705	51—58
22,40	0,78	0,08	0,13	1,06	100,01	3,43	1,725	1,702	62
22,83	0,30	—	—	1,26	100,29	—	1,734	1,710	—
22,60	0,20	—	0,03	1,60	100,31	—	1,714	1,690	—
23,74	0,10	0,14	0,04	Не опр.	100,46	3,483	1,732	1,705	60
22,29	0,59	0,04	—	1,12	100,26	3,48	1,737	1,719	58
метасоматиты (М — I — 3б)									
23,73	0,31	0,02	0,11	0,97	100,26	—	1,716	1,690	60
22,27	1,02	0,20	0,11	0,97	100,26	—	1,717	1,691	59
23,04	0,38	0,05	0,10	1,62	100 49	3,393	1,716	1,686	—
24,07	0,30	0,11	0,02	0,94	100,33	3,392	1,723	1,699	63
23,32	0,30	0,20	0,16	0,67	100,24	—	1,730	1,698	—
23,80	0,64	0,04	0,12	1,17	100,43	—	1,720	—	56
21,78	0,20	—	0,08	1,32	100,37	3,378	1,723	1,693	—
метаморфические породы (М — I — 3в)									
24,46	0,10	0,04	—	0,60	100,11	3,201	1,703	1,674	—
23,52	1,05	0,06	0,16	0,79	100,47	—	1,703	1,672	60
23,66	0,84	0,05	0,11	0,49	100,14	3,302	1,703	—	—
23,90	0,64	0,05	0,11	1,45	100,35	—	1,703	1,680	53—55
24,43	0,11	0,24	0,08	1,42	100,28	3,278	1,697	1,666	—
25,70	0,10	0,12	0,06	1,23	100,31	—	1,729	1,707	59
24,57	0,15	—	0,10	0,99	100,27	3,274	1,707	1,678	56
23,52	0,10	0,10	0,04	0,22	100,27	3,414	1,716	1,691	—
25,34	0,22	0,02	0,13	1,06	100,19	—	1,695	1,666	56
25,25	0,20	Не опр.	0,01	0,47	100,49	3,120	1,696	1,671	64
метасоматиты (М — I — 3г)									
24,99	0,13	0,06	0,08	1,41	100,07	—	1,696	1,669	—
24,30	0,48	0,20	0,26	1,23	100,42	—	1,702	1,670	54—59
22,85	0,21	0,02	0,08	0,60	100,42	—	1,706	1,677	55—60
23,22	0,10	Не опр.	0,16	1,11	100,41	3,480	1,701	1,671	—
23,43	0,16	0,04	0,28	0,66	100,38	3,332	1,705	1,676	—
22,66	0,18	0,24	0,34	0,58	100,43	3,242	1,708	1,678	57
22,73	0,20	Не опр.	0,20	0,36	100,48	3,324	1,712	1,687	—
23,60	0,20	» »	0,16	0,43	100,38	3,381	1,712	1,682	—
22,70	0,18	0,08	0,04	0,43	100,35	3,428	1,716	1,687	—
23,35	0,24	0,01	—	0,91	99,63	3,42	1,710	1,682	—
25,06	0,60	—	0,07	0,59	100,15	—	1,698	1,675	66
23,04	0,20	—	0,02	0,96	100,43	3,316	1,714	1,690	—
23,95	0,10	0 20	0.16	0,56	100,43	3,275	1,709	1,680	—
22,68	0,14	0,02	0.22	1,18	100,34	3,278	1,701	1,671	—

Номер анализа	Номер образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO
65	496	53,41	0,03	0,96	0,20	3,16	0,45	17,36
66	812	53,09	0,06	1,24	0,01	3,59	0,42	17,50
67	786	52,16	0,10	2,00	0,08	5,68	0,50	15,78
68	782	52,19	0,10	1,49	0,09	6,03	0,57	16,03
69	128	51,16	0,05	2,52	Не опр.	12,05	0,75	11,98
70	806*	52,46	0,03	0,73	0,07	2,72	0,37	18,02
71	780	51,20	0,10	2,08	0,44	4,45	0,42	16,52
72	779/2*	50,62	0,09	2,54	0,34	8,32	0,69	13,50

Примечание. Кроме того, установлено в анализах: 1 — P_2O_5 — 0,03; 5 — P_2O_5 — 0,03; P_2O_5 — 0,11; 16 — P_2O_5 — 0,02; 18 — P_2O_5 — 0,03; 20 — P_2O_5 — 0,02; 22 — P_2O_5 — 0,04; 23 — P_2O_5 — 0,02; 0,06; 55 — S — 0,08; Cr_2O_3 — 0,11; 56 — S — 0,07; Cr_2O_3 — 0,042; 58 — P_2O_5 — 0,01; NiO — 66 — S — 0,10; Cr_2O_3 — 0,009; 67 — S — 0,08; Cr_2O_3 — 0,015; 68 — S — 0,06; Cr_2O_3 — 0,033; 69 — Анализ 18 нельзя признать вполне надежным, поскольку анализировалась фракция, содержащая

1. Салит из кальцифира; $МП_{40}$ + Ка + Сф; Приазовье, р. Калец, с. Перемога, (Минералы карбонатных..., 1976).
2. Ферросалит из диопсид-плагиоклазового гнейса; $МП_{54,1}$ + Пл + Ка + Сф; Приазовье, б. Полковая (Минералы карбонатных..., 1976).
3. Фассаит из пироксен-плагиоклазового роговика; $МП_{34,6}$ + Пл; Волынь, Ушомирская глыба. Коллекция Е. К. Пискорской, 1972 г.
4. Салит из кальцифира; $МП_{42,1}$ + Пл + Ск + Ка; Приазовье, Мариупольское рудное поле, скв. 33, гл. 117,5 м (Минералы карбонатных..., 1976).
5. Салит из диопсид-плагиоклазового гнейса; $МП_{43}$ + Пл + Ск + Сф + Ка; Приднестровье, с. Володиевцы. Аналитик А. А. Стеценко (Слензак, 1961).
6. Ферросалит из диопсид-скаполитового гнейса; $МП_{51,3}$ + Пл + Ск + Ка + Кв + Сф; Побужье, с. Никифоровка. Аналитик А. В. Служенко (Кононова, 1967а).
7. Ферросалит-авгит из известково-силикатного сланца; $МП_{52}$ + Ск + Пл + Сф; Приазовье, б. Качемак, с. Першотравневое (Кравченко, 1970).
8. Диопсид из кристаллического полосчатого известняка; $МП_{28,5}$ + Ск + Вол + Ка; Побужье (Бобровник, 1947).
9. Диопсид из кальцифира; $МП_{16,1}$ + Гр + $Пл_{36}$ + Вол; Приазовье, Мариупольское рудное поле, скв. 251, гл. 100,0 м (Минералы карбонатных..., 1976).
10. Салит из кристаллического известняка; $МП_{31}$ + Ск + Сф + Гр + Ка; Побужье, ст. Гнивань. Коллекция М. М. Кононовой, аналитик А. А. Стеценко.
11. Салит из известково-силикатного сланца; $МП_{32,1}$ + $Гр_{93,6}$ + Пл + Кв; Приазовье, р. Токмак, б. Сисикулак (Хмарук, Щербаков, 1963).
12. Силит из известково-силикатного сланца; $МП_{46,7}$ + Гр + Ск + Кв + Ка + Сф; Приазовье р. Калец. Коллекция Т. Г. Щербаковой, аналитик А. А. Стеценко.
13. Геденбергит из известково-силикатного сланца; $МП_{83,6}$ + Гр + Пл; Приазовье, р. Кальчик, б. Грузская. Коллекция Т. Г. Щербаковой, аналитик А. А. Стеценко.
14. Ферросалит-авгит из известково-силикатного сланца; $МП_{51,5}$ + Гр + $Пл_{76}$; Приазовье, р. Юшанлы, с. Александровка (Глевасский и др., 1973).
15. Ферросалит-авгит из известково-силикатного сланца; $МП_{52}$ + Гр + Пл + Кв; Приазовье, р. Токмак (Хмарук, Щербаков, 1963).
16. Ферросалит-авгит из известково-силикатного сланца; $МП_{52}$ + Гр + Пл + Кв; Приазовье, р. Токмак, с. Низяны (Хмарук, Щербаков, 1963).
17. Ферросалит-авгит из гранат-пироксен-плагиоклазовой околоскарновой породы; $МП_{55}$ + + $Пл_{85-90}$ + Кв + Гр; Западная Волынь, р. Корчик (Гнатив, 1965).
18. Фассаит из кристаллического пироксен-гранат-плагиоклазового сланца; $МП_{45,5}$ + $Гр_{93}$ + + $Пл_{78}$ + Ск; Приазовье, р. Юшанлы, с. Просторное (Глевасский и др., 1973).
19. Ферросалит-авгит из кристаллического известняка; $МП_{69}$ + Ск + Ка + Сф + Гр + Кв; Побужье, г. Гайворон (Кононова, 1967а).
20. Геденбергит-авгит из известково-силикатного сланца; $МП_{80}$ + Пл + Гр + Кв; Приазовье, р. Кальчик, б. Грузская. Коллекция Т. Г. Щербаковой, аналитик А. А. Стеценко.
21. Геденбергит-авгит из известково-силикатного сланца; $МП_{80}$ + Гр + Пл; Приазовье, р. Берда, с. Сачки (Кравченко, 1970).
22. Фассаит из известково-силикатного сланца; $МП_{50}$ + Гр + Пл + Кв; Побужье, с. Завалье (Хмарук, Щербаков, 1963).
23. Мангансалит из известково-силикатного сланца; $МП_{30}$ + $Гр_{26}$ + $Пл_{78}$ + Кв; Приазовье, р. Калец, б. Кунжа (Хмарук, 1970).

CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	П. п. п.	*Сумма*	ρ, г/см³	n_g	n_p	$+2V$
24,30	0,18	0,04	0,02	0,22	100,42	3,351	1,704	1,674	—
23,36	0,18	0,02	0,28	0,62	100,43	3,345	1,704	1,674	—
23,22	0,18	0,04	0,34	0,26	100,39	3,263	1,712	1,677	57
23,00	0,20	Не опр.	0,22	0,32	100,28	3,337	1,705	1,675	60
21,06	0,40	0,02	0,10	0,20	100,30	3,556	1,712	1,682	—
24,22	0,14	0,02	0,16	1,28	100,33	3,211	1,708	1,673	—
23,85	0,08	0,02	0,14	1,00	100,36	3,318	1,706	1,678	—
22,60	0,24	0,02	0,16	1,332	100,45	3,185	1,716	1,688	—

6 — P_2O_5 — 0,06; **11** — P_2O_5 — 0,15; **12** — P_2O_5 — 0,03; **13** — P_2O_5 — 0,02; **14** — P_2O_5 — 0,11; **15** — **27** — P_2O_5 — 0,03; **29** — P_2O_5 — 0,06; **31** — P_2O_5 — 0,08; **43** — P_2O_5 — 0,02; **50** — P_2O_5 — 0,07; **53** — P_2O_5 — 0,04; **59** — P_2O_5 — 0,06; S — 0,15; **63** — P_2O_5 — 0,02; **64** — S — 0,05; **65** — S — 0,08; Cr_2O_3 — 0,049; P_2O_5 — 0,01; **70** — P_2O_5 — 0,01; S — 0,07; **71** — S — 0,11.
11% граната.

24. Ферросалит из известково-силикатного сланца; Ди + Грос + Пл + Ск; Черниговский карбонатитовый комплекс, скв. 601, гл. 115,3—116,5 м. Коллекция С. Г. Кривдика, аналитик Р. Л. Левина, 1976 г.
25. Ферросалит из гнейса; Кв + $Пл_{90}$ + $МП_{55,9}$ + $Рог_{50}$ + Ка; Криворожье, с. Спасовка (Белевцев, 1975).
26. Салит из биотит-диопсидовой породы; $МП_{33,6}$ + $Би_{26}$ + Ск + КПШ + Кв; Приднестровье, р. Мурафа, с. Володиевцы (Венедиктов, 1978).
27. Салит из известково-силикатного сланца; КПШ + Ск + $МП_{38}$ + Сф + Пл; Приазовье, р. Калец, б. Кунжа. Коллекция Т. Г. Щербаковой.
28. Салит из диопсидового гнейса; $МП_{42,4}$ + Кв + Пл + КПШ + Ам + Би; Приднестровье, с. Вилы Яружские. Коллекция М. М. Кононовой.
29. Салит-авгит из диопсидового гнейса; Пл + $МП_{44}$ + Кв + КПШ + Би + Ам + Ск; Побужье, с. Райгород (Кононова, 1967а).
30. Салит-авгит из плагиоклаз-пироксен-гранатового сланца; $Пл_{75}$ + $МП_{46,2}$ + Гр + КПШ + Ск + Кв; р. Черный Ташлык, б. Сухая (Лавренко, Яценко, 1976).
31. Салит из известково-силикатного сланца; $МП_{36,5}$ + Тр + Ск + Пл; Приазовье, р. Каратыш, б. Чумацкая (Минералы карбонатных..., 1976).
32. Салит из кальцифира; $МП_{46,5}$ + Ск + Фл + Ка; Приазовье, с. Красновка, б. Вали-Тарама (Минералы карбонатных..., 1976).
33. Ферросалит-авгит из диопсидового гнейса; $МП_{62}$ + Пл + Кв + КПШ + Би + Эп + Сф; Побужье, с. Сальково (Кононова, 1967а).
34. Салит из скарна; $МП_{37,4}$ + $Ск_{55}$ + Пл; Приазовье, р. Калец, с. Перемога (Минералы карбонатных..., 1976).
35. Салит из скарна; $МП_{38,7}$ + Ка + $Ск_{46}$; р. Тетерев, скв. 6681, гл. 50,9 м (Минералы карбонатных..., 1976).
36. Салит из скарнированного кальцифира; $МП_{43}$ + Гр + Ка + Вол + Ск + Кв; Приднестровье, скв. 102, гл. 24,0 м (Венидиктов, 1978).
37. Салит из кристаллического известняка; Ка + $МП_{36}$ + Ск + Сф + Гр + Кв; Побужье, пгт Тывров (Кононова, 1967а).
38. Салит из скарноида; $МП_{47}$ + $Грос_{18}$ + Ка + Кв + КПШ + Сф; Приднестровье, скв. 102 (Венидиктов, 1978).
39. Фассаит из скарна; $МП_{35}$ + Гр + Вз; Волынь, Ушомирская глыба, скв. 401 — б. Коллекция Е. К. Пискорской, 1972 г.
40. Салит из скарна; $МП_{39}$ + $Акт_{39}$ + Пл; г. Белая Церковь, скв. 9893, гл. 223,0 м (Минералы карбонатных..., 1976).
41. Диопсид-авгит из кальцифира; $МП_{6,7}$ + Ол + Ка; Побужье, с. Молдовка, скв. 18 500, гл. 510,0 м (Минералы карбонатных..., 1976).
42. Диопсид-авгит из кальцифира; $МП_{8,2}$ + Ол + Фл + Ка + До; Приазовье, Мариупольское рудное поле, скв. 71-к, гл. 165,0 м (Минералы карбонатных..., 1976).
43. Диопсид из кальцифира; $МП_{8,2}$ + $Пл_{35}$ + Ка + $Фл_{11,3}$; Приазовье, Мариупольское рудное поле, скв. 75, гл. 68,8 м (Минералы карбонатных..., 1976).
44. Диопсид из роговика; Ка + $МП_{26,7}$ + Фл + Шп; Волынь, Ушомирская глыба, скв. 103. Коллекция Е. К. Пискорской, 1972 г.
45. Диопсид-авгит из карбонатного сланца; Фл + $Тр_8$ + $МП_{6,4}$ + Ка; Правобережный район, скв. 12 314, гл. 222,0 м (Белевцев, 1975).

46. Фассаит из доломитового мрамора; Ка + До + $МП_{31,8}$ + Фл + Шп; Волынь, Ушомирская глыба, скв. 308 (Пискорская, 1969).
47. Диопсид из кальцифира; $МП_{11,4}$ + Фл + Тр + Ка; р. Тетерев, скв 9893, гл. 115,8 м (Минералы карбонатных..., 1976).
48. Диопсид из кальцифира; $МП_{28,7}$ + Фл + Тр + Ка; Приазовье, р. Берда, с. Карла Маркса (Минералы карбонатных..., 1976).
49. Диопсид из кальцифира; $МП_{1,1}$ + Ка + $Тр_{0,8}$; Приазовье, р. Берда, с. Карла Маркса (Минералы карбонатных..., 1976).
50. Диопсид из кальцифира; $МП_{1,3}$ + Ка + $Тр_{1,5}$; Приазовье, р. Берда, с. Карла Маркса (Минералы карбонатных..., 1976).
51. Диопсид из скарна; $МП_{2,6}$ + Ка + $Ол_2$ + $Фл_{1,6}$; Приазовье, Мариупольское рудное поле, скв. 141, гл. 258,7 м (Минералы карбонатных..., 1976).
52. Диопсид из скарна; Фл + $М_{П6,5}$ + Ка; р. Тетерев, скв. 8214, гл. 110,3 м (Минералы карбонатных..., 1976).
53. Диопсид из анхимономинеральной диопсидовой породы; Побужье, с. Завалье (Щербаков, 1963).
54. Диопсид из диопсидового скопления (Сл + Ам + $МП_{9,8}$) в скарнированном кальцифире; $Ол_{20}$ + Сп + Сл + Карб; Среднее Побужье, Заводской массив, скв. 15011, гл. 118,0—118,8 м. Коллекция Э. А. Никулиной, аналитик С. П. Модленко.
55. Диопсид из диопсидового скопления с хромитом ($Хр_{74}$ + $МП_{10}$) из силикатно-карбонатной породы; Сп + МП + Хр + Карб; Среднее Побужье, Заводской массив, скв. 15011, гл. 142,9—145,5 м. Коллекция Э. А. Никулиной, аналитик С. П. Модленко.
56. Диопсид из ортоклаз-диопсидовой породы; Сф + Хр + Орт + $МП_{15,8}$; Среднее Побужье, Заводской массив, скв. 15007, гл. 126,4—128,0 м. Коллекция Э. А. Никулиной, аналитик С. П. Модленко.
57. Диопсид-авгит из диопсидового прожилка ($МП_{18}$) в кальцифире; Сп + Шп + Ам + $Ол_{32}$ + + Карб; Среднее Побужье, Заводской массив, скв. 12433, гл. 193,0—194,0 м. Коллекция Э. А. Никулиной, аналитик С. П. Модленко.
58. Диопсид-авгит из диопсидового скопления ($МП_{18}$) в скарнированном кальцифире; Гр + $РП_{30}$ + Ап (?) + Ам + Шп + Сл + $Ол_{37}$ + Карб; Среднее Побужье, Заводской массив, скв. 15007, гл. 183,0—184,4 м. Коллекция Э. А. Никулиной, аналитик С. П. Модленко.
59. Диопсид-авгит из скарнированного кальцифира; $Ол_{50}$ + Сп + Гр + Сл + Карб + Шп + + Мт + Ам + $МП_{28}$; Среднее Побужье, Липняговский массив, скв. 12432, гл. 279,0—279,2 м. Коллекция Э. А. Никулиной, аналитик С. П. Модленко.

ТАБЛИЦА 4

Моноклинные пироксены железистых пород (М — I — 4)

Номер анализа	Номер образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO
1 *	П — 16/11	53,02	0,19	1,95	1,46	8,19	0,26	13,18
2 *	С — 15	49,58	0,30	5,27	2,11	10,79	0,10	11,56
3 *	С — 459/8	50,89	0,17	1,85	5,78	11,25	0,18	9,52
4	П — 15/33	51,83	—	1,15	1,95	8,36	0,26	13,95
5	426	51,68	0,05	0,57	0,99	8,64	0,82	13,04
6	1321/49	52,64	0,10	0,97	1,52	10,05	0,21	12,96
7	П — 17/19	51,90	—	1,42	2,94	8,73	0,26	12,92
8	14695/338	51,69	0,02	1,25	1,75	9,77	0,25	12,93
9 *	Д — 102	50,48	0,32	2,70	4,00	8,60	0,18	12,46
10	С — 440	51,72	0,08	0,67	1,58	10,08	0,70	12,15
11 *	П — 15/3	50,50	0,36	2,67	3,90	7,82	0,45	11,25
12	Д — 41/28	51,70	—	0,47	1,83	11,36	0,19	11,95
13	109/95	51,69	—	0,31	0,97	11,80	1,75	12,15
14	109/111	50,31	—	1,66	2,03	12,37	0,98	11,51
15 *	356/524	51,01	0,02	0,97	1,05	15,23	0,13	10,97
16	18500/487	50,73	0,01	2,18	1,52	13,63	0,46	10,05
17 *	102/69	50,63	0,01	0,13	3,38	13,50	0,12	10,05
18 *	Тар — 2	50,18	0,08	1,07	1,75	14,97	0,85	9,70
19 *	356/511	50,45	Следы	0,10	1,42	17,41	0,09	8,69
20 *	17	51,01	0,04	0,46	0,85	18,43	0,13	7,53

60. Диопсид из скарна; $МП_{24,2}$ + Тр + Ол + Фл + До + Ка; г. Белая Церковь, скв. 10045, гл. 210,0 (Минералы карбонатных..., 1976).
61. Диопсид из скарна; $МП_{8,3}$ + Ка + Ск + $Фл_{9,4}$; Приазовье, Мариупольское рудное поле, скв. 272, гл. 106,4 м (Минералы карбонатных... 1976).
62. Диопсид из скарна; $МП_{25,3}$ + Пл + Тр; р. Тетерев, скв. 9895, гл. 101,4 м (Минералы карбонатных..., 1976).
63. Диопсид-авгит из флогопит-диопсидовой породы; $МП_{12,5}$ + Фл + Ка; Приднестровье, с. Раковец, скв. 309. Коллекция В. М. Венидиктова, аналитик О. П. Красюк.
64. Диопсид из диопсид-слюдисто-карбонатной породы; $МП_9$ + Ол + Карб; Среднее Побужье, Заводской массив, скв. 15007, гл. 143,2—144,0 м. Коллекция Э. А. Никулиной, аналитик С. П. Модленко.
65. Диопсид из диопсидового прожилка (Шп + Карб + Сл + $МП_{11}$) в скарнированном кальцифире; Сп + Сл + $Ол_{23,5}$ + Карб; Среднее Побужье, Заводской массив, скв. 12433, гл. 105,0 м. Коллекция Э. А. Никулиной, аналитик С. П. Модленко.
66. Диопсид из диопсидовой породы; Пл + Сл + $МП_{11}$; Среднее Побужье, Заводской массив, скв. 15007, гл. 145,6—147,0 м. Коллекция Э. А. Никулиной, аналитик С. П. Модленко.
67. Диопсид из полевошпат-диопсидовой породы; Сл + Карб + $Пл_{70}$ + $МП_{18}$; Среднее Побужье, Заводской массив, скв. 15011, гл. 136,0—137,0 м. Коллекция Э. А. Никулиной, аналитик С. П. Модленко.
68. Диопсид из полевошпат-диопсидовой породы с прожилком ортоклаз-кварцевого состава; $Пл_{70}$ + Ол + $МП_{19}$; Среднее Побужье, Заводской массив, скв. 15 011, гл. 121,7 м. Коллекция Э. А. Никулиной, аналитик С. П. Модленко.
69. Салит из скарнированного кальцифира; Гр + $РП_{52}$ + Ск + Карб + $Ол_{50}$ + $МП_{37,5}$; Среднее Побужье, Каменноватский массив, скв. 9992, гл. 128,85 м. Коллекция Э. А. Никулиной, аналитик С. П. Модленко.
70. Диопсид из диопсид-слюдисто-карбонатной породы; $МП_{9,0}$ + Сп + Сл + Карб; Среднее Побужье, Заводской массив, скв. 15007, гл. 130,0—132,0 м. Коллекция Э. А. Никулиной, аналитик С. П. Модленко.
71. Диопсид-авгит из диопсидовой породы (Ам + Сл + $МП_{15}$) в сканированном кальцифире; $РП_{45}$ + Пт + $Ол_{30}$ + Сп + Шп + Ам + $Пл_{70}$ + МП + Карб; Среднее Побужье, Заводской массив, скв. 15011, гл. 114,0—115,0 м. Коллекция Э. А. Никулиной, аналитик С. П. Модленко.
72. Диопсид-авгит из диопсидовой породы (Шп + Ам + Сл + $МП_{28}$) в скарнированном кальцифире; $Ол_{40}$ + Ам + Карб + Гр + Кв + Пт + $РП_{61,4}$; Среднее Побужье, Заводской массив, скв.15011, гл. 109,0—112,0 м. Коллекция Э. А. Никулиной, аналитик С. П. Модленко.

CaO	Na_2O	K_2O	H_2O+ (П. п. п.)	H_2O—	*Сумма*	n_g	n_p	$2V$ (—)	ρ, г/см³
21,01	0,48	0,02	0,36	0,20	100,32	—	—	—	—
19,24	0,28	0,13	0,71	0,11	100,18	1,704	1,673	65	—
20,20	0,43	0,04	0,21	—	100,52	—	—	—	—
21,30	0,57	0,18	0,58	0,29	100,57	—	—	—	—
21,84	0,49	0,38	0,86	0,98	100,34	1,713	1,687	56	3,356
20,20	0,70	0,06	0,11	0,81	100,39	1,715	1,687	59	—
20,60	0,74	0,11	0,51	0,40	100,58	—	—	—	—
21,44	0,70	0,20	0,26	—	100,26	1,720	1,691	58	3,355
20,20	0,42	0,02	0,40	0,20	100,06	—	—	—	—
21,75	0,53	0,04	0,80	0,02	100,34	1,718	—	57	3,40
21,90	0,51	0,12	0,83	0,27	100,58	—	—	—	—
21,55	0,39	0,02	0,44	0,15	100,14	1,716	1,685	56	—
20,52	0,42	0,05	0,61	0,12	100,41	1,720	1,692	56	3,354
19,88	0,44	0,05	0,87	0,08	100,21	1,726	1,697	57	3,347
19,54	0,43	0,04	1,01	0,01	100,41	1,723	1,697	—	3,349
20,60	0,40	0,10	0,21	0,20	100,09	1,726	1,695	—	3,37
19,60	0,80	0,003	1,88	0,15	100,253	1,700	—	—	3,477
20,27	0,33	0,08	0,84	0,02	100,23	1,734	—	—	3,465
20,44	0,50	0,06	1,20	0,08	100,44	1,729	1,702	54	3,470
20,15	0,31	—	1,31	0,05	100,35	1,733	1,707	59	3,536

Номер анализа	Номер образца	SiO	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO
21 *	1327/49	49,31	0,10	2,17	2,74	17,23	0,36	7,53
22	1332/49	49,40	Следы	0,66	2,53	19,89	0,21	7,01
23	502/396	49,83	0,02	0,39	1,06	22,41	0,15	5,87
24	1332 — К	49,03	0,11	1,06	0,97	25,20	0,10	4,04
25 *	18500/263	49,88	0,04	0,92	0,69	15,13	1,29	10,72
26 *	460/46	48,23	0,05	1,05	2,51	20,40	0,08	6,69
27 *	С — 105/233	48,57	0,06	0,90	1,62	25,34	0,04	4,02
28 *	102/99	47,22	0,30	2,02	4,90	22,52	0,02	2,97
29	13/78	48,92	0,24	1,96	1,62	17,24	0,13	9,05
30	1336/49	48,50	0,12	0,50	1,45	25,81	0,07	3,32
31 *	Д — 49/18	48,40	—	0,87	0,05	27,51	0,50	3,28
32 *	Ан — 3/1166	49,44	0,12	0,20	3,03	18,85	0,76	6,59
33 *	Ан — 3/12а	50,84	0,07	0,27	—	19,79	0,75	5 81
34	445/230	50,22	0,05	2,04	1,69	13,74	0,36	10,43
35 *	1107/134	50,14	0,12	0,25	1,69	15,63	0,12	10,11
36 *	11565/120	49,57	0,03	2,32	1,57	14,98	0,23	9,27
37	18505/210	49,46	0,05	2,40	1,40	14,92	0,84	9,79
38 *	18510/153	50,20	0,01	0,60	0,87	14,59	0,84	10,00
39 *	П — 56/18	49,91	0,23	1,59	3,53	19,14	0,36	4,84
40 *	51/93	51,00	0,05	1,22	3,46	5,89	0,24	13,41

Примечание. Кроме того, установлено в анализах: 4 — P_2O_5 — 0,15; 6 — P_2O_5 — 0,06; 7 — P_2O_5 — 0,03; 18 — P_2O_5 — 0,09; 20 — P_2O_5 — 0,04; 21 — P_2O_5 — 0,18; SO_2 — 0,32; S — 0,07; 22 — SO_3 — 0,07; Cr_2O_3 — 0,09; 36 — P_2O_5 — 0,05.

1. Субкальциевый диопсид из пироксен-магнетитового кварцита; МП + Мт + Кв; Приазовье, Мариупольский железорудный район (Железисто-кремнистая формация..., 1974).
2. Субкальциевый авгит из железистого кварцита в приконтактной части с зоной гранитизации; МП + Мт + Кв; Приазовье, Мариупольское месторождение, (Сердюченко и др., 1975).
3. Субкальциевый салит из пироксен-магнетитового кварцита; МП + Мт + Кв; Приазовье, Мариупольский железорудный район (Железисто-кремнистая формация..., 1974).
4. Субкальциевый диопсид из двупироксен-магнетитового кварцита; РП + МП + Мт + Кв; Приазовье, Мариупольский железорудный район (Железисто-кремнистая формация..., 1974).
5. Субкальциевый салит из двупироксен-магнетитового кварцита; РП + МП + Мт + Кв; Приазовье, с. Верхний Токмак (Кравченко, Хмарук, 1966).
6. Субкальциевый салит из двупироксен-магнетитового кварцита; РП + МП + Мт + Кв; Приазовье, Мариупольское железорудное месторождение (Глевасский и др., 1973).
7. Субкальциевый салит из пироксен-магнетитового кварцита в зоне перекристаллизации; РП + МП + Мт + Кв; Приазовье, Мариупольский Железорудный район (Железисто-кремнистая формация..., 1974).
8. Субкальциевый салит из пироксенового итабирита; РП + МП + Мт + Кв; Правобережный район, уч. Артемовский, аналитик Б. В. Мирская.
9. Субкальциевый авгит из магнетитового пироксенолита; РП + МП + Мт; Приазовье, Мариупольский железорудный район (Железисто-кремнистая формация..., 1974).
10. Субкальциевый салит из двупироксен-магнетитового кварцита; РП + МП + Мт + Кв; Приазовье, р. Юшанлы, с. Тарасовка (Глевасский и др., 1973).
11. Субкальциевый авгит из двупироксен-магнетитового кварцита; РП + МП + Мт + Кв; Приазовье, Мариупольский железорудный район (Железисто-кремнистая формация..., 1974).
12. Субкальциевый салит из двупироксен-магнетитового кварцита; РП + МП + Мт + Кв; Приазовье, Мариупольский железорудный район (Железисто-кремнистая формация..., 1974).
13. Субкальциевый салит из двупироксенового итабирита; РП + МП + Мт + Кв; Орехово-Павлоградская зона; аналитик Р. Л. Левина.
14. Субкальциевый салит из двупироксенового итабирита; РП + МП + Мт + Кв; Орехово-Павлоградская зона; аналитик Р. Л. Левина.
15. Субкальциевый салит из двупироксенового итабирита; РП + МП + Мт + Кв; Приазовье, уч. Дзержинский; аналитик Р. Л. Левина.
16. Субкальциевый салит из двупироксенового итабирита; РП + МП + Мт + Кв; Побужье, пгт Саврань; аналитик О. П. Красюк.

Продолжение табл. 4

CaO	Na_2O	K_2O	H_2O+ (П. п. п.)	H_2O-	*Сумма*	n_g	n_p	$2V$ (—)	ρ, г/см³
18,68	0,61	0,10	0,93	0,19	100,52	1,740	1,709	60	—
18,82	0,41	0,07	0,04	1,21	100,34	1,744	1,712	61	—
19,61	0,17	0,04	0,87	0,05	100,47	1,740	1,710	66	3,58
18,51	0,21	0,09	0,81	0,08	100,25	1,744	1,722	61	3,637
20,45	0,40	0,04	0,18	0,04	99,80	1,720	1,695	—	—
19,74	0,48	0,08	0,99	0,05	100,35	1,737	1,713	—	3,517
18,70	—	—	1,99	0,01	100,25	1,748	1,725	—	—
19,52	0,35	0,02	—	—	99,84	1,750	1,724	(+) 57	3,64
19,83	0,58	0,14	0,65	0,10	100,46	1,722	1,702	—	3,481
18,60	0,36	Следы	—	1,45	100,31	1,751	1,726	60	—
17,35	0,24	0,13	0,26	0,11	98,71	—	—	—	—
21,40	0,08	0,02	0,12	—	100,61	—	—	—	—
21,00	0,08	0,02	0,80	0,20	99,63	—	—	—	—
21,00	0,30	0,05	0,15	0,10	100,13	1,720	1,692	59	3,54
20,44	0,12	—	1,15	0,12	100,10	1,720	1,695	54	—
20,80	0,20	0,05	1,20	0,06	100,33	1,737	1,713	—	3,443
21,14	0,10	0,05	0,19	0,06	100,40	1,721	1,697	56	3,524
20,85	0,40	0,10	0,38	0,10	99,94	1,724	1,697	—	3,40
19,10	0,24	0,07	0,65	0,26	99,92	—	—	—	—
23,10	0,80	0,004	0,93	0,05	100,154	1,715	—	—	3,377

P_2O_5 — 0,05; 9 — F — 0,08; 10 — P_2O_5 — 0,11; F — 0,11; 12 — P_2O_5 — 0,09; 13 — P_2O_5 — 0,02; 14 — P_2O_5 — 0,09; 24 — P_2O_5 — 0,04; 25 — P_2O_5 — 0,02; 30 — P_2O_5 — 0,01; 35 — P_2O_5 — 0,05;

17. Субкальциевый салит из двупироксенового итабирита; РП + МП + Мт + Кв; Приазовье, уч. Демьяновский; аналитик Б. В. Мирская.
18. Субкальциевый салит из железисто-силикатного сланца; РП + МП; Приазовье, р. Юшанлы, с. Тарасовка (Глевасский и др., 1973).
19. Субкальциевый салит из двупироксенового итабирита; РП + МП + Мт + Кв; Приазовье, уч. Дзержинский; аналитик Р. Л. Левина.
20. Субкальциевый салит из двупироксен-магнетитового кварцита; РП + МП + Мт + Кв; Приазовье, Мариупольское месторождение (Кравченко, 1971).
21. Субкальциевый салит из двупироксен-магнетитовой породы; РП + МП + Мт + Кв; Приазовье, Мариупольское месторождение (Глевасский и др., 1973).
22. Субкальциевый салит из двупироксен-магнетитового кварцита; РП + МП + Мт + Кв; Приазовье, Мариупольское железорудное месторождение (Глевасский и др; 1973).
23. Субкальциевый салит из двупироксенового итабирита; РП + МП + Мт + Кв; Приазовье, уч. Северный; аналитик Р. Л. Левина.
24. Субкальциевый геденбергит из двупироксен-магнетитового кварцита; РП + МП + Мт + + Кв; Приазовье, р. Берда, с. Сачки (Кравченко, Хмарук, 1966).
25. Субкальциевый салит из гранат-двупироксенового таконита; РП + МП + Гр + Мт + + Кв; Побужье, пгт Саврань; аналитик С. Г. Лопата.
26. Субкальциевый салит из гранат-пироксенового таконита; РП + МП + Гр + Мт + Кв; Приазовье, уч. Северный; аналитик Б. В. Мирская.
27. Субкальциевый геденбергит из эвлизита; РП + МП + Ол + Кв; Приазовье, уч. Демьяновский; аналитик Р. Л. Левина.
28. Геденбергит-авгит из элизита; РП + МП + Гр + Ол; Приазовье, уч. Демьяновский (Вальтер, 1970).
29. Субкальциевый авгит из фаялит-гранат-двупироксен-магнетитового кварцита; РП + МП + +Гр + Ол + Мт + Кв; Приазовье, уч. Демьяновский (Кравченко, 1971).
30. Субкальциевый геденбергит из двупироксен-гранат-фаялит-кварцевого сланца; РП + МП + + Гр + Ол + Кв; Приазовье, Мариупольское месторождение (Глевасский и др., 1973).
31. Субкальциевый геденбергит из фаялит-гиперстеновой породы; РП + МП + Гр + Ол; Приазовье, Мариупольский железорудный район (Железисто-кремнистая формация... 1974).
32. Салит из пироксен-куммингтонит-магнетитового кварцита; МП + Ку + Мт + Кв; Приазовье, Мариупольский железорудный район (Железисто-кремнистая формация..., 1974).
33. Субкальциевый салит из пироксен-куммингтонит-магнетитового кварцита; МП + Ку +, + Мт + Кв; Приазовье, Мариупольский железорудный район (Железисто-кремнистая формация..., 1974).

34. Субкальциевый авгит из куммингтонит-двупироксенового итабирита; РП + МП + Ку + + Мт + Кв; Побужье, Гвоздовская аномалия; аналитик С. Г. Лопата.
35. Субкальциевый салит из кварцита; РП + МП + Ку + Мт + Кв; Правобережный район, уч. Ивановский, аналитик Б. В. Мирская.
36. Субкальциевый салит из железистого кварцита; МП + Гр + Рог + Мт + Кв; Криворожье, уч. Березневатский (Белевцев, 1975).
37. Субкальциевый авгит из амфибол-двупироксенового итабирита; РП + МП + Рог + Мт + + Кв; Побужье, Молдовская аномалия, аналитик С. Г. Лопата.

ТАБЛИЦА 5

Моноклинные пироксены ультраосновных пород (М — I — 5)

Номер анализа	Номер образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO
								Геосинкли
1	1953/148	53,48	0,12	1,86	0.20	1,43	0,09	18,02
2	12433/619	53,52	0,06	1,14	Не опр.	2,00	0,07	18,84
3	2433/621a	52,93	0,10	1,88	0,17	2,00	0,08	18,02
4	12433/489	53,94	0,02	1,08	Не опр.	2,29	0,08	17,67
5	12432/637	52,79	0,04	2,31	0,16	2,73	0,11	18,22
6	13373/250	52,26	0,24	1.62	0,85	3,01	0,16	17,82
7	123/1151	50,64	0,22	1,68	3,85	2,01	0,34	21,03
8	13373/251	52,75	0,18	2,47	Не опр.	5,02	0,18	16,30
9	15010/468	52,79	0,10	1,37	0,04	5,17	0,15	16,67
10	1953/97	52,22	0,24	1,62	2,73	3,15	0,12	16,27
11	12432/654	52,54	0,18	2,26	0,53	5,45	0,18	15,80
12	52/50	52,32	0,08	0,42	2,06	4,30	0,23	16.10
13	15014/104	52,32	0,14	1,46	0,13	6,17	0,33	15,70
14	13230/244	53,08	0,18	0,94	0,30	6,74	0,24	15,64
15	15014/105	52,61	0,09	2,00	Не опр.	6,74	0,32	15,21
16	49/311	52,07	0,07	1,30	0,66	6,28	0,24	14,88
17	8/68	52,20	Следы	1,61	1,03	6,62	0,18	15,04
18	7032	53,46	0,09	1,77	2,91	5,31	0,20	13,61
19	4129/1	51,83	0,13	0,84	3,76	7,75	0,32	12,25
20	12433/486 *	52,57	0,09	2,02	0,01	2,15	0,04	19,16
21	15003/226	51,93	0,30	3,25	Не опр.	2,58	0,11	18,03
22	12433/481	51,79	0,15	2,26	0,29	2,44	0,18	17,90
23	16618/274 *	51,32	0,06	2,34	0,97	2,15	0,11	18,84
24	9537/93,5	51,16	0,17	2,96	1,37	2,00	0,15	18,52
25	1022/110,45*	50,78	0,32	2,84	0,53	4.36	0,20	15,33
26	15010/465	50,68	0,57	3,55	1,21	5,02	0,26	14,56
27	1471 *	49,21	0,48	2,86	3,56	4,61	0,16	14,20
28	213/1124 *	48,80	0,33	9,29	1.66	6,60	0,18	13,42
								Платфор
29	8454	51,17	0,39	1,99	1,71	4,32	0,14	18,19
30	2930/3151 *	49,79	0,32	4,06	2,10	5,20	0,19	14,38
31	555	48,24	2,41	4,26	1,25	6,67	0,11	15,24
32	031	47,17	2,32	4,98	0,88	6,82	0,11	14,85
33	9147 *	46,60	2,10	4,60	1,47	7,30	0,12	15,97
34	9265 *	46,90	1,98	4,40	1,47	7,30	0,12	15,51
35	9188 *	47,94	1,50	5,10	1,08	7,00	0,22	14,44
36	9269 *	47,10	2,10	4,66	1,68	7,00	0,12	15,14
37	9246 *	48,10	1,70	4,76	1,51	7,36	Следы	14,71

Примечание. Кроме того, установлено в анализах: 1 — Cr_2O_3 — 0,233; S — 0,14; CO_2 — 0,05; 4 — Cr_2O_3 — 0,10; CO_2 — 0,25; F — 0,04; 5 — Cr_2O_3 — 0,16; CO_2 — 0,09; 6 — Cr_2O_3 — 0,051; P_2O_5 — 0,18; F — 0,04; 9 — Cr_2O_3 — 0,10; P_2O_5 — следы; S — 0,07; 11 — Cr_2O_3 — 0,082; P_2O_5 — 0,06; S — 0,10; 14 — P_2O_5 — следы; S — 0,09; CO_2 — 0,10; 15 — Cr_2O_3 — 0,09; NiO — 0,05; CO_2 — 0,35; 16 — 0,20; NiO — 0,01; 21 — Cr_2O_3 — 0,19; P_2O_5 — следы; F — 0,03; 22 — Cr_2O_3 — 0,20; P_2O_5 — следы; 0,06; P_2O_5 — 0,05; SO_3 — 0,10; 26 — P_2O_5 — следы; 27 — Cr_2O_3 — 0,24; NiO — 0,03; CoO — 0,01; 31 — NiO — следы; CoO — 0,002; P_2O_5 — 0,12; SO_3 — 0,02; CO_2 — 0,22; 32 — Cr_2O_3 — 0,25; NiO —

38 Субкальциевый салит из двупироксенового итабирита: РП + МП + Рог + Мт + Кв; Побужье, Молдовская аномалия, аналитик О. П. Красюк.

39. Субкальциевый геденбергит из амфиболизированного двупироксен-магнетитового кварцита; РП + МП + Рог + Мт + Кв; Приазовье, Мариупольский железорудный район (Железисто-кремнистая формация..., 1974).

40. Салит из роговообманко-пироксенового итабирита; МП + Рог + Мт + Кв; Приазовье, уч. Первомайский, аналитик О. П. Красюк.

CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^-	П. п. п.	*Сумма*	ρ, г/см³	n_g	n_p	(+) 2V
нальные									
24,41	0,28	0,02	0,04	Не опр.	100,30	3,287	1,700	1,670	60
23,50	0,03	0,04	0,08	0,54	100,32	—	1,700	1,671	56—60
24,27	0,16	0,04	0,04	Не опр.	100,32	3,288	1,700	1,672	55
24,45	0,05	0,05	0,07	0,21	100,28	—	1,700	1,671	57—58
22,87	0,03	0,04	0,10	0,73	100,38	—	1,704	1,671	56—58
23,78	0,14	0,02	0,20	Не опр.	100,38	3,343	1,706	1,676	—
19,20	0,36	0,12	0,06	—	99,60	—	1,702	1,672	61
22,28	0,15	0,04	0,12	0,39	100,31	—	1,710	1,681	54—56
23,38	0,18	0,02	0,26	Не опр.	100,27	3,337	1,708	1,678	58—60
22,26	0,54	0,22	0,02	0,55	99,94	—	1,706	1,678	58—59
22,75	0,18	0,06	0,16	Не опр.	100,36	3,307	1,712	1,681	60
22,96	0,32	0,16	0,12	0,92	100,13	3,321	1,700	1,676	—
23,64	0,10	0,02	0,14	0,03	100,35	3,347	1,710	1,680	57—60
22,66	0,22	0,02	0,26	Не опр.	100,43	3,334	1,708	1,681	56—57
22,11	0,40	Не опр.	0,14	0,34	100,45	3,338	1,710	1,680	—
23,83	0,41	0,05	—	0,62	100,49	3,354	1,713	1,681	58
22,14	0,47	0,03	0,04	0,94	100,31	3,344	1,712	1,690	63
20,92	0,42	0,09	0,12	0,84	99,74	—	—	—	—
21,26	0,99	0,08	0,30	0,87	100,47	—	1,717	1,692	—
22,60	0,20	Не опр.	0,08	1,16	100,29	3,251	1,699	1,671	54—58
23,26	0,04	0,04	0,12	0,44	100,30	—	1,705	1,677	—
23,52	0,03	0,05	0,10	0,88	100,01	—	1,704	1,675	55—57
23,08	0,03	0,03	0,08	1,15	100,36	—	1,702	1,671	—
22,98	0,02	0,05	0,08	0,34	100,41	—	1,704	1,674	56—58
24,44	—	0,10	0,03	1,06	100,20	—	1,706	1,682	56
23,35	0,40	Не опр.	0,10	0,61	100,31	3,277	1,714	1,686	56—59
22,80	0,37	0,17	0,20	1,35	100,25	—	1,710	1,683	56
18,03	0,50	0,12	0,22	1,10	100,55	—	—	—	—
менные									
19,18	0,39	0,10	0,02	0,80	99,69	—	—	—	—
22,40	0,25	0,11	0,12	1,08	100,18	—	—	—	—
20,59	0,49	0,16	0,09	0,50	100,37	—	—	—	—
20,47	1,00	0,10	0,10	0,47	100,75	—	—	—	—
20,00	0,19	0,05	—	1,30	99,70	—	1,712	1,687	54
20,73	0,28	0,07	—	1,14	99,90	—	1,712	1,686	56
20,75	0,35	0,07	—	1,24	99,69	—	1,710	1,684	52
20,17	0,28	0,14	—	1,54	99,93	—	1,717	1,692	56
20,47	0,27	0,07	—	1,25	100,20	—	1,716	1,690	54

2 — Cr_2O_3 — 0,23; CO_2 — 0,25; *F* — 0,04; 3 — Cr_2O_3 — 0,079; P_2O_5 — следы; S — 0,09; CO_2 — 0,50; следы; S — 0,10; CO_2 — 0,18; 7 — Cr_2O_3 — 0,08; NiO — 0,01; 8 — Cr_2O_3 — 0,23; P_2O_5 — следы; CO_2 — 0,10; CO_2 — 0,08; 12 — Cr_2O_3 — 0,11; P_2O_5 — 0,03; 13 — Cr_2O_3 — 0,02; P_2O_5 — следы; S — 0,10; CO_2 — P_2O_5 — 0,08; 17 — P_2O_5 — 0,01; 19 — Cr_2O_3 — 0,024; NiO — 0,02; CoO — 0,01; P_2O_5 — 0,05; 20 — Cr_2O_3 — CO_2 — 0,18; F — 0,07; 23 — Cr_2O_3 — 0,20; 24 — Cr_2O_3 — 0,08; CO_2 — 0,50; F —0,06; 25 — Cr_2O_3 — 28 — Cr_2O_3 — 0,30; NiO — 0,008; 29 — Cr_2O_3 — 1,23; NiO — 0,06; CoO — 0,006; 30 — Cr_2O_3 — 0,18: 0,025; CoO — 0,014; P_2O_5 — 0,17; SO_3 — 0,20; CO_2 — 0,82.

1. Диопсид из хромитового пироксенита; Ам + Фл + $МП_5$ + $РП_{7,8}$ + $Хр_{54}$; Среднее Побужье, с. Завалье. Коллекция Э. А. Никулиной, аналитик С. П. Модленко, 1976 г.
2. Диопсид из лерцолита; Ам + $Ол_{10}$ + $Мт_{вт}$ + $РП_{10,1}$ + $МП_{5,8}$ + $Хр_{61}$ + Сп; Среднее Побужье, Заводской массив, скв. 12433, гл. 179,0—184,0 м. Коллекция Э. А. Никулиной, аналитик С. П. Модленко, 1975 г.
3. Диопсид из лерцолита; Хр + Ам + $Мт_{вт}$ + $Ол_{10}$ + $РП_{10,1}$ + $МП_{6,5}$ + Сп; Среднее Побужье, Заводской массив, скв. 12433, гл. 162,5—166,4 м. Коллекция Э. А. Никулиной, аналитик С. П. Модленко, 1976 г.
4. Диопсид из амфиболизированного перидотита; Ол + Мт + Ам + $МП_7$ + Сп; Среднее Побужье, Заводской массив, скв. 12 433, гл. 124,0—127,0 м. Коллекция Э. А. Никулиной, аналитик С. П. Модленко, 1975 г.
5. Диопсид из амфиболизированного пироксенита; $Мт_{вт}$ + Сп + Ол + РП + $МП_{8,4}$ + + $Рог_{11,6}$; Среднее Побужье, Липняговский массив, скв. 12432, гл. 142,3—146,0 м. Коллекция Э. А. Никулиной, аналитик С. П. Модленко, 1975 г.
6. Диопсид из амфиболизированного перидотита; Хл + $Мт_{вт}$ + Карб + РП (?) + $Рог_{14,7}$ + + $МП_{11}$ + Сп; Среднее Побужье, с. Кумары, массив № 3, скв. 13373, гл. 74,7—81,6 м. Коллекция Э. А. Никулиной, аналитик С. П. Модленко, 1976 г.
7. Субкальциевый диопсид из пироксенита; Сп + Ол + $МП_{13,4}$; Белозерский район, скв. 123 (Геохимические особенности..., 1976).
8. Субкальциевый диопсид из амфиболизированного перидотита; Карб + Фл + $Мт_{вт}$ + Ол + + $МП_{15,2}$ + Ам + Сп; Среднее Побужье, с. Кумары, массив № 3, скв. 13373, гл. 81,6—83,1 м. Коллекция Э. А. Никулиной, аналитик С. П. Модленко, 1975 г.
9. Диопсид из амфиболизированного пироксенита; $МП_{15,3}$ + $Рог_{18,9}$; Среднее Побужье, с. Крымка, Заводской массив, скв. 15010, гл. 187,2—187,7 м. Коллекция Э. А. Никулиной, аналитик С. П. Модленко, 1976 г.
10. Субкальциевый диопсид из пироксенитового пропластка в амфиболите; Гр (?) + Рог + + $МП_{16,5}$ + $РП2_{1,5}$; р. Южный Буг, с. Завалье (Усенко, 1958).
11. Диопсид из амфиболизированного пироксенита; Слф + Ам + $МП_{17,8}$ + $РП_{27,7}$; Среднее Побужье, Липняговский массив, скв. 12432, гл. 207,0—210,0 м. Коллекция Э. А. Никулиной, аналитик С. П. Модленко, 1976 г.
12. Диопсид из амфиболизированного пироксенита; $МП_{18,2}$ + $Акт_{19}$; Приазовье, р. Каратыш, с. Петровка (Усенко, 1960).
13. Диопсид из амфиболизированного пироксенита; Слф + $Мт_{вт}$ + $МП_{19,1}$ + $Рог_{23,7}$; Среднее Побужье, Северо-Тарноватский массив, скв. 15 014, гл. 230,0—233,9 м. Коллекция Э. А. Никулиной, аналитик С. П. Модленко, 1976 г.
14. Диопсид из амфиболизированного пироксенита; $МП_{20,6}$ + $Рог_{21,4}$; Среднее Побужье, с. Крымка, Западный массив, скв. 13 230, гл. 33,0—35,0 м. Коллекция Э. А. Никулиной, аналитик С. П. Модленко, 1976 г.
15. Субкальциевый диопсид из амфиболизированного пироксенита в серпентините; $МП_{20,7}$ + +$РП_{19,9}$ + $Рог_{25,2}$; Среднее Побужье, Северо-Тарноватский массив, скв. 15014, гл. 233,0— —225,0 м. Коллекция Э. А. Никулиной, аналитик С. П. Модленко, 1976 г.
16. Диопсид из амфиболизированного пироксенита; $РП_{32,8}$ + $МП_{21,2}$ + $Рог_{26}$; Приазовье, Мариупольское железорудное месторождение, скв. 49, гл. 311,0 м (Усенко, Кравченко и др., 1970).
17. Субкальциевый диопсид из ослюденелого пироксенита; $МП_{22,4}$ + $Фл_{30,6}$; Приазовье, Мариупольское месторождение, скв. 138, гл. 306,1 м. Коллекция Г. Л. Кравченко, аналитик Р. Л. Левина, 1973 г.
18. Субкальциевый диопсид из пироксенита; Ол + $РП_{26,4}$ + $МП_{25,1}$ + Акт + Пл; Ядлово-Трактемировский район, скв. 4218, гл. 418,5 м. Коллекция А. Б. Фомина, аналитик А. И. Козаченко, 1977 г.

ТАБЛИЦА 6

Моноклинные пироксены основных магматических пород (М — II — 1)

Номер анализа	Номер образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO
1	1	49,07	1,03	2,10	0,46	14,00	0,25	11,56
2	2 *	49,13	0,97	2,15	0,15	14,73	0,27	11,74
3	3 *	49,98	0,82	1,85	—	18,11	0,29	9,38
4	9114	46,00	1,80	4,25	2,47	7,90	0,16	14,94

19. Субкальциевый салит из горнблендита; $МП_{34,4}$ + Рог; Западное Приазовье, с. Шевченко, скв. 188, гл. 77,0—77,5 м. Коллекция А. Б. Фомина, аналитик С. П. Модленко, 1973 г.
20. Субкальциевый диопсид-авгит из хромитового пироксенита; Ам + $МП_{6,4}$ + $РП_{10,7}$ + $Хр_{62}$; Среднее Побужье, Заводской массив, скв. 12 433, гл. 147,0—148,0 м. Коллекция Э. А. Никулиной, аналитик С. П. Модленко, 1976 г.
21. Диопсид-авгит из серпентинита; Ам + $МП_{7,7}$ + Карб + Сп; Среднее Побужье, с. Кумары, массив № 4, скв. 15003, гл. 325,8—329,8 м. Коллекция Э. А. Никулиной, аналитик С. П. Модленко, 1975 г.
22. Диопсид-авгит из серпентинита; $Мт_{вт}$ + Карб + $МП_{8,3}$ + $Хр_{55}$ + Сп; Среднее Побужье, Заводской массив, скв. 12433, гл. 189,0—192,6 м. Коллекция Э. А. Никулиной, аналитик С. П. Модленко, 1975 г.
23. Диопсид-авгит из лерцолита; Фл + Ам + $Мт_{вт}$ + $МП_{8,5}$ + $РП_{12,6}$ + $Ол_{9,7}$ + $Шп_{34}$ + Сп; Среднее Побужье, Восточно-Липовеньковский массив, скв. 16618, гл. 105,8—109,4 м. Коллекция Э. А. Никулиной, аналитик С. П. Модленко, 1975 г.
24. Диопсид-авгит из пироксенитового обособления в серпентините; Карб + Сп + Ам + $МП_{9,3}$; Среднее Побужье, Каменноватский массив, скв. 9537, гл. 93,5—105,5 м. Коллекция Э. А. Никулиной, аналитик С. П. Модленко, 1975 г.
25. Диопсид-авгит из ультрабазита; Ол + РП + Ант + Шп + $МП_{15,6}$ + $Рог_{25}$; Зеленовская магнитная аномалия, Правобережный район, скв. 1022, гл. 110,45—111,45 м (Половко и др., 1960).
26. Диопсид-авгит из амфиболизированного габбро-пироксенита; Сф + Ап + Би + Пл + + $Шп_{19,7}$ + $Парг_{33,3}$; Среднее Побужье, с. Крымка, Западный массив, скв. 15010, гл. 172,7—175,0 м. Коллекция Э. А. Никулиной, аналитик С. П. Модленко, 1976 г.
27. Диопсид-авгит из амфиболизированного перидотита; Рог + Акт + $МП_{24}$ + Ол; р. Рось, Юрьевский массив, скв. 4495, гл. 152,0—153,0 м. Коллекция А. Б. Фомина, аналитик А. И. Козаченко, 1973 г.
28. Авгит из перидотита; Ол + $МП_{25,7}$ + Сп + Акт; Белоозерский район, скв. 213 (Геохимические особенности..., 1976).
29. Хромовый авгит из плагиоклазового перидотита; Ол + РП + $МП_{15,6}$ + Пл + Сп + Хр; с. Девладово, скв. 2454, гл. 155,0—158,0 м. Коллекция А. Б. Фомина, аналитик С. П. Модленко, 1977 г.
30. Диопсид-авгит из ультрабазита; Ол + РП + $МП_{22,1}$; с. Девладово, скв. 2930 (Геохимические особенности..., 1976).
31. Титанавгит из пироксенита; $МП_{22,5}$ + Рог; Приазовье, Октябрьский массив (Геохимические особенности..., 1976).
32. Титанавгит из пироксенита; $МП_{22,6}$ + Рог; Приазовье, Октябрьский массив (Геохимические особенности..., 1976).
33. Титанавгит из пироксенита; Ол + $МП_{23,5}$ + Ильм; Приазовье, Октябрьский массив, скв. 3, гл. 11,4—12,0 м. Коллекция А. Б. Фомина, аналитик А. И. Козаченко, 1976 г.
34. Титанавгит из верлита; Ол + $МП_{24}$; Приазовье, Октябрьский массив, скв. 3, гл. 263,0—264,0 м. Коллекция А. Б. Фомина, аналитик А. И. Козаченко, 1976 г.
35. Титанавгит из пироксенита; $МП_{24,1}$; Приазовье, Октябрьский массив, скв. 3, гл. 112,6—113,0 м. Коллекция А. Б. Фомина, аналитик А. И. Козаченко, 1976 г.
36. Титанавгит из верлита; Ол + $МП_{24,2}$ + Ильм; Приазовье, Октябрьский массив, скв. 3, гл. 270,0—271,0 м. Коллекция А. Б. Фомина, аналитик А. И. Козаченко, 1976 г.
37. Титанавгит из оливинового пироксенита; Ол + $МП_{25}$; Приазовье, Октябрьский массив, скв. 3, гл. 223,7—224,0 м. Коллекция А. Б. Фомина, аналитик А. И. Козаченко, 1976 г.

CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O^-	П. п. п.	*Сумма*	σ, г/см³	n_g	n_p	$2V$
20,05	0,38	0,08	0,05	—	1,38	100,42	3,47	1,728	1,698	+41,3°
18,65	0,40	0,07	0,09	—	1,48	99,84	3,52	1,732	1,704	+44°
19,00	0,35	0,08	—	—	2,10	99,96	—	—	—	—
20,55	0,43	0,07	Не опр.	—	1,14	99,71	—	—	—	—

Номер анализа	Номер образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO
5	9013 *	47,00	1,88	3,90	2,47	7,90	0,02	14,61
6	9060	47,30	1,57	4,25	2,67	7,36	0,22	14,30
7	9066	47,10	1,36	4,40	2,47	7,28	0,20	14,77
8	8473/2 *	51,04	0,39	2,71	0,69	4,60	0,14	19,30

1. Авгит из габбро-норита; Пл + Гип + Ол + Би + Ап; Коростенский плутон (Юрьев, Бойко, 1971).
2. Авгит из оливинового габбро; Пл + Гип + Ол + Би + Ап; Коростенский плутон (Юрьев, Бойко, 1971).
3. Авгит из габбро-лабрадорита; Пл + Гип + Ол + Би + Ап; Коростенский плутон (Юрьев, Бойко, 1971).
4. Титанавгит из пироксенита; Ди + Пл + Ильм; Октябрьский массив. Коллекция А. Б. Фомина, аналитик А. И. Козаченко, 1974 г.

ТАБЛИЦА 7

Моноклинные пироксены щелочных пород Октябрьского массива (М — II — 2а)

Номер анализа	Номер образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO
1	357 — М	51,30	0,85	1,73	6,86	5,04	0,48	10,78
2	М — 1	48,22	4,34	Следы	5,70	10,45	1,71	7,05
3	М — 5	50,70	—	0,94	31,14	1,00	0,60	0,60
4	М — 2	50,36	0,65	3,02	19,64	6,50	1,23	2,12
5	23/55	49,65	0,25	2,71	21,00	7,04	1,61	0,59
6	15 *	49,96	0,41	3,68	27,68	2,08	0,40	0,47
7	275	50,96	0,60	3,38	26,38	3,24	0,45	0,98
8	201/5	50,50	0,37	3,24	28,36	1,48	0,51	0,72
9	203/55	50,66	0,27	2,65	29,58	1,28	0,38	0,88
10	202/5	51,88	0,37	1,85	28,95	1,85	0,45	0,72
11	22/5	50,36	0,22	2,24	21,22	7,25	1,36	0,98
12	М — 4	51,31	1,27	Не опр.	30,79	1,15	0,32	0,85
13	Д — 1 *	48,00	0,35	2,83	21,84	8,16	0,12	1,25
14	24	51,04	0,18	2,89	22,44	7,13	0,87	0,39
15	М — 3	50,86	1,00	1,22	24,06	5,86	0,41	1,04
16	357 — Z	50,64	0,50	1,48	27,80	3,24	0,40	0,70
17	358 — а	50,92	0,45	0,63	29,70	1,80	0,57	0,38
18	70 — а	51,44	0,85	2,35	28,82	1,44	0,10	1,60

Примечание. Кроме того, установлено P_2O_5: в ан. 6 — 0,04; 13 — 0,06.

1. Эгирин-диопсид из твейтозита; Эг + Фл + Рог + Аб; Октябрьский массив (Елисеев и др., 1965).
2. Эгирин-диопсид из сиенита; Эг + Аб + КПШ; Октябрьский массив, карьер Каменный ров (Morozewicz, 1929).
3. Эгирин из сиенита; Эг + Аб + КПШ; Октябрьский массив (Morozewicz, 1929).
4. Эгирин-диопсид из беккелитсодержащего мариуполита; Эг + Аб + Не + Мт; Октябрьский массив (Morozewicz, 1929).
5. Эгирин из мариуполита; Эг + Не + Аб; Октябрьский массив, район с. Калинино. Коллекция И. Д. Царовского, аналитик Б. В. Мирская, 1964 г.
6. Эгирин лучистый из мариуполита; Эг + Не + Аб; Октябрьский массив, б. Мазурова. Коллекция И. Д. Царовского, аналитик Ольшанская, 1939 г.
7. Эгирин из гнейсовидного мариуполита; Эг + Не + Аб; Октябрьский массив (Елисеев и др., 1965).
8. Эгирин из мариуполита; Эг + Не + Аб; Октябрьский массив, б. Мазурова. Коллекция И. Д. Царовского, аналитик Б. В. Мирская, 1959 г.
9. Эгирин из мариуполита; Эг + Не + Аб; Октябрьский массив, б. Мазурова. Коллекция И. Д. Царовского, аналитик Б. В. Мирская, 1959 г.

Продолжение табл. 6

CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O-	П. н. п.	*Сумма*	ρ,г /см³	n_g	n_p	2V
19,90	0,35	0,10	Не опр.	—	1,50	99,63	—	—	—	—
20,05	0,47	0,07	» »	—	1,24	99,5	—	—	—	—
20,20	0,48	0,17	—	—	1,26	99,63	—	—	—	—
18,48	0,36	0,04	0,02	—	1,35	99,19	—	—	—	—

5. Диопсид-авгит из габбро; Ди + Пл + Ильм; Октябрьский массив. Коллекция А. Б. Фомина, аналитик А. И. Козаченко, 1974 г.
6. Диопсид-авгит из габбро; Ди + $Пл_{60}$ + Ильм; Октябрьский массив. Коллекция А. Б. Фомина, аналитик А. И. Козаченко, 1974 г.
7. Диопсид-авгит из оливинового габбро; Ди + Ол + $Пл_{63}$ + Шп + Ильм; Октябрьский массив. Коллекция А. Б. Фомина, аналитик А. И. Козаченко, 1974 г.
8. Диопсид из оливинового габбро-норита; Пи + Ди + Пл + Ол; Девладовский район, с. Девладово. Коллекция А. Б. Фомина, аналитик А. И. Козаченко, 1973 г.

CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	П. п. п.	*Сумма*	ρ, г/см³	n_g	n_p	2V
19,90	3,48	0,13	—	—	100,55	—	1,740	1,706	—
19,14	2,28	0,27	0,07	0,73	99,96	3,400	1,742	1,706	+78
0,92	13,02	Следы	—	—	99,94	—	1,806	1,756	—
7,89	8,62	0,28	—	0,28	100,64	3,513	1,802	1,754	—74
7,56	9,12	0,26	0,03	0,40	100,22	3,563	—	—	—
2,54	10,95	0,49	—	0,58	99,24	—	—	—	—
1,76	11,65	0,42	—	—	99,82	—	—	—	—
2,23	11,74	0,10	0,08	0,39	99,72	3,539	—	—	—
1,39	11,97	0,13	0,05	0,46	99,70	3,531	—	—	—
1,53	12,17	0,09	0,06	0,37	100,29	3,590	—	—	—
8,29	8,64	0,05	0,10	0,26	100,27	3,585	—	—	—
1,12	12,16	0,27	—	0,35	99,59	3,502	1,826	1,772	—63
7,56	8,06	0,48	0,16	1,42	100,29	—	—	—	—
5,32	8,78	0,23	0,01	0,38	99,71	—	—	—	—
5,10	9,44	0,19	—	0,29	99,47	3,580	1,814	1,764	(—) 67
2,94	12,60	0,06	—	—	100,36	—	1,810	1,760	—
1,90	13,55	0,04	—	—	99,94	—	1,806	1,756	—
1,98	11,90	0,01	—	—	100,49	—	1,822	1,767	(—) 58

10. Эгирин из мариуполита; Эг + Не + Аб; Октябрьский массив, б. Мазурова. Коллекция И. Д. Царовского, аналитик Б. В. Мирская, 1959 г.
11. Эгирин-диопсид из микроклин-нефелинового мариуполита; Эг + Не + Ле + Мт; Октябрьский массив, район с. Калинино. Коллекция И. Д. Царовского, аналитик Б. В. Мирская, 1959 г.
12. Эгирин из меланократового мариуполита; Эг + Аб + Не + КПШ; Октябрьский массив (Morozewicz, 1929).
13. Эгирин-авгит из щелочного пегматита; Эг + КПШ + Не; Октябрьский массив, б. Мазурова. Коллекция А. Н. Донского, 1965 г.
14. Эгирин-диопсид из пегматита; Эг + Не + Мт; Октябрьский массив, б. Мазурова. Коллекция И. Д. Царовского, аналитик Ольшанская, 1939 г.
15. Эгирин-авгит из пегматоидного агрегата и мариуполита; Эг + Аб + Не + КПШ; Октябрьский массив (Morozewicz, 1929).
16. Эгирин из пегматита; Эг + Не + Аб + Мт; Октябрьский массив (Елисеев и др., 1965).
17. Эгирин из пегматита; Эг + Не + Аб; Октябрьский массив (Елисеев и др., 1965).
18. Эгирин из альбитита; Эг + Аб + Не; Октябрьский массив, б. Потапова (Елисеев и др., 1965).

ТАБЛИЦА 8

Моноклинные пироксены ощелоченных железистых пород и связанных с ними метасоматитов

Номер анализа	Номер образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO
1	Е — 2	50,60	0,16	0,10	9,75	11,94	0,04	7,31
2	1	50,28	0,07	0,83	18,91	1,98	0,06	8,51
3	2	51,95	0,10	0,76	16,48	2,33	0,04	8,83
4	3	50.82	Не опр.	Не опр.	18,65	3,11	0,21	7,60
5	4	50,74	0,14	0,83	19,44	2,04	0,05	7,00
6	Е — 3 *	52,96	Следы	Следы	12.23	3,09	0.10	10,80
7	Е — 5 *	52,90	»	—	25,47	2,25	0,45	8,60
8	163	53,65	»	1,80	22,56	3,70	0,20	2,68
9	Е — 7	51,91	0,09	0,09	32,97	0,89	Следы	0,47
10	Е — 8	53,84	—	—	31,94	—	—	0,62
11	Е — 10 *	46,80	0,10	1,62	29,31	4,33	0,03	1,19
12	П — 1	50,42	0,04	2,80	33,40	0,41	0,07	0,60
13	Е — 19	52,38	0,24	—	31,88	0,98	—	0,58
14	5	51,40	0,01	0,56	33,90	—	—	0,44
15	4	51,93	—	—	33,70	—	—	0,65
16	7	50,34	0,26	0,30	34,03	0,57	0,02	0,77
17	3	51,86	0,11	1,33	33,20	—	—	—
18	Е — 20	50,52	0,08	0,85	32,86	0,43	0,02	0,85
19	Л — 1	50,96	0,10	0,14	33,28	0.56	0,03	0,56
20	813	51,24	2,00	2,36	26,28	2,16	0,31	1,66

1. Эгирин-геденбергит из амфибол-пироксен-магнетитового роговика; Артемовский участок (Елисеев и др., 1961).
2. Эгирин-авгит из ощелоченных амфибол-пироксен-магнетитовых кварцитов; Гип + Кв + + Мт + Рог + Би; Правобережный район (Стрыгин и др., 1975).
3. Эгирин-авгит из ощелоченных амфибол-пироксен-магнетитовых кварцитов; Гип + Кв + + Мт + Би + Рог; Правобережный район (Стрыгин и др., 1975).
4. Эгирин-авгит из ощелоченных амфибол-пироксен-магнетитовых кварцитов; Гип + Кв + + Мт + Рог + Би; Правобережный район (Стрыгин и др., 1975).
5. Эгирин-авгит из ощелоченных амфибол-пироксен-магнетитовых кварцитов; Гип + Кв + + Мт + Рог + Би; Правобережный район (Стрыгин и др., 1975).
6. Эгирин-диопсид из магнетит-метасоматического кварцита; Рог + Кв + Мт + Ап + Хл; Орехово-Павлоградская полоса, Веселовский участок (Елисеев и др., 1961).
7. Зеленый эгирин из магнетит-эгириновой породы; Эг + Мт + Рог; Анновская полоса (Половинкина, 1951).
8. Эгирин из метасоматита; Эг + Рб + Мт; р. Кальмиус, б. Калмыцкая (Елисеев и др., 1961).
9. Лучисто-призматический эгирин из магнетит-рибекитового эгиринита; Эг + Рб + Мт; Желтореченская полоса (Половинкина, 1951).
10. Крупнокристаллический эгирин из магнетит-рибекитового эгиринита; Эг + Мт + Рб; Криворожье, рудник им. Ленина (Стрыгин, 1959б).

ТАБЛИЦА 9

Моноклинные пироксены Черниговского комплекса ультраосновных щелочных пород и карбонати

Номер анализа	Номер образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O
								Щелочные габброиды — ийолит-мельтейги		
1	7278/298	53,32	0,11	2,98	5,08	3,17	0,39	13,13	19,07	2,28
2	1060/270	52,68	0,19	0,98	7,73	4 03	0,31	12,22	17,92	3,40
3	120/290	52,40	0,05	1,70	6,73	6,91	0,67	10,08	18,62	2,84
4	285/597	50,41	0,11	2,68	7,73	8,35	0,36	9,38	17,00	3,32
5	454/963	49,72	0.60	2,08	7,63	11.41	0.60	6,48	17,64	3,25

(М — II — 2б)

CaO	Na_2O	K_2O	H_2O-	П. п. п.	*Сумма*	ρ, г/см³	n_g	n_p	2V
16,10	3,11	0,09	0,20	0,63	100,03	3,19	1,749	1,719	—82
12,86	5,65	0,04	0,08	0,73	100,00	—	1,744	1,710	—
12,79	6,12	0,17	0,12	0,65	100,34	—	1,748	1,711	88
12,32	6,24	0,23	0,12	0,72	100,02	—	1,765	1,724	—
11,37	7,49	0,09	0,12	1,02	100,33	—	1,764	1,724	—
16,12	3,79	Следы	—	1,35	100,44	3,28	1,730	1,700	—74—80
0,35	8,02	0,53	0,12	1,07	99,76	3,47	1,820	1,741	—62
4.92	9,95	0,35	—	0,16	99,98	—	—	—	—
0.86	11,30	0,42	0,38	0,14	99,52	3,54	1,830	1,760	—64
0,92	12,00	0,11	0,10	0,24	99,77	—	—	—	—
0,56	11,18	0,32	0,05	4,35	99,84	—	—	—	—
0,20	10,28	0,47	0,17	0,46	99,32	3,31	1,840	1,750	—
1,46	12,04	0.31	—	—	99,87	3,19	1,814	1,764	—67
0,92	12,35	0,29	—	—	99,87	—	—	—	—
0,97	12,66	0,12	—	—	100,03	—	—	—	—
0,39	12,42	0,06	0,10	0,74	100,00	—	—	—	—
—	12,64	0,36	—	—	100,00	—	—	—	—
0,70	12,71	0,13	0,03	0,61	99,79	—	—	1,716	—
0,71	12,69	0,05	0,02	0,48	99,58	—	1,780	1,754—1,767	—
2.46	10,60	0,30	—	—	99,37	—	1,820	1,766	—63—68

11. Крупнокристаллический эгирин из магнетит-рибекитового эгиринита; Эг + Мт + Рб; Кременчугская аномалия (Стрыгин, 1959б).
12. Эгирин из эгиринита; Криворожский бассейн, Нетесовский карьер (Половинкина, 1951).
13. Зеленый радиально-лучистый эгирин из магнетитового эгиринита; Эг + Мт; Мало-Белозерская магнитная аномалия (Елисеев и др., 1961).
14. Крупнокристаллический эгирин из эгиринизированного слюдисто-магнетитового роговика; Кременчугский район (Стрыгин и др., 1975).
15. Крупнокристаллический эгирин из эгиринизированного роговика; Криворожье, рудник им. Ленина (Стрыгин и др., 1975).
16. Светло-зеленый крупнокристаллический эгирин из эгиринизированного гематит-магнетитового роговика; Криворожье, рудник им. Ленина (Стрыгин и др., 1975).
17. Радиально-лучистый эгирин из эгиринита; Эг + Мт; Кременчугский район (Стрыгин и др., 1975).
18. Зеленый радиально-лучистый эгирин из магнетитового эгиринита; Эг + Рог + Мт + Аб + + Ге; Мало-Белозерская магнитная аномалия (Стрыгин, 1959б).
19. Эгирин из эгиринитового роговика; Эг + Мт + Кв; Белозерский район, Северный участок, скв. 59, гл. 267,3—268,0 м. Коллекция В. Д. Ладиевой, аналитик М. И. Ерохина.
20. Эгирин из метасоматита; Приазовье, р. Кальчик (Елисеев и др., 1965).

тов (М — II — 2в)

K_2O	P_2O_5	H_2O-	П. п. п.	*Сумма*	ρ, г/см³	n_g	n_p	2V	cNg
ты и альбит-баркевикитовые эссекситы									
0,06	Не опр.	0,16	0,26	100,01	3,28	1,713	1,687	66—68	50—52
0,06	» »	0,12	0,27	99,91	3,38	1,722	1,693	73	53
0,00	Следы	0,16	0,30	100,46	3,31	1,727	1,697	73	60
0,06	Не опр.	0,16	0,29	99,85	3,48	1,732	1,702	72	60
0,10	0,00	0,10	0,10	99,71	—	—	—	—	—

Номер анализа	Номер образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O
										Щелочные
6	822/255	52,31	0,44	0,90	4,01	5,76	0,32	12,91	22,12	1,30
7	825/255	52,60	0,41	1,21	5,10	4,05	0,23	13,62	20,52	2,22
8	629/965	52,08	0,37	1,67	7,45	5,18	0,42	11,04	18,76	3,00
9	843/255	52,02	0,61	0,96	6,00	5,76	0,36	11,70	18,84	2,70
10	656/965	52,02	0,19	1,04	4,76	7,78	0,45	11,48	19,27	2,30
11	653/965	51,33	0,11	0,67	6,21	8,64	0,45	10,49	19,07	2,32
										Сёви
12	655/965	52,85	0,15	0,90	5,16	6,34	0,34	12,06	19,76	2,08
13	845/255	52,00	0,19	0,90	5,30	5,76	0,45	12,75	20,00	2,14
14	649/965	51,78	0,27	2,70	5,97	5,79	0,50	9,79	19,32	2,84
15	582/970	50,94	0,21	2,08	3,57	6,62	0,71	12,00	21,83	1,22
16	804/299	51,80	0,19	2,23	6,56	4,90	0,21	11,67	19,04	3,00
17	50/572	51,50	0,05	1,30	7,06	9,50	0,56	8,67	18,34	2,90
18	251/294	50,72	0,13	1,34	9,71	8,64	0,84	7,80	17,30	2,86
										Альви
19	1003/969	53,86	0,12	0,15	0,50	2,45	0,31	16,69	24,94	0,28
20	1003/969а	52,76	0,18	0,95	1,65	4,61	0,37	14,67	23,53	0,58
21	797/299	53,81	0,14	0,34	1,76	3,46	0,24	15,56	23,38	0,84
22	805/299	51,95	0,26	0,45	4,76	3,46	0,23	15,24	22,06	1,80
23	1058/270	52,83	0,17	1,26	2,46	4,61	0,26	13,78	22,26	1,36
24	865/971	52,60	0,16	0,60	4,69	7,49	0,18	12,95	19,30	1,82
										Слюдяные перидотиты и слюдиты
25	954/271	53,71	0,05	0,36	3,76	3,46	0,24	14,02	22,12	1,60
26	140/290	52,45	0,15	0,45	4,29	7,40	0,50	12,45	20,70	1,60
										Фени
27	318/964	51,37	0,22	0,62	3,69	11,81	0,34	9,65	21,06	1,30
28	708/298	50,68	0,32	0,74	10,69	7,49	0,36	8,89	16,77	3,76
										Щелочные сиениты, твей
29	580/970	50,82	0,15	1,09	4,86	10,94	0,50	10,21	19,99	1,46
30	782/299	51,55	0,06	0,95	4,89	8,93	0,55	10,01	20,72	2,00
31	327/964	51,32	0,16	0,90	4,70	13,25	1,18	7,59	18,61	1,86
32	2/569	51,01	0,41	0,62	7,29	11,48	0,63	7,03	18,24	2,84
33	13/569	51,33	0,44	1,13	7,68	9,72	0,35	7,86	18,36	2,92
34	905/953	51,35	0,19	1,34	8,76	7,78	0,71	9,18	17,24	3,40
35	619/965	51,23	0,07	0,90	4,81	9,36	0,78	10,14	21,56	1,16

1. Эгирин-диопсид из мельтейгита, ксенолит в кимберлитовом карбонатите; $Ди_{26} + Не^{рел} + Рог^{нал} + Би^{нал} + Ка^{нал}$; скв. 298, гл. 249,6—251,0 м. Коллекция Е. Б. Глевасского и С. Г. Кривдика.
2. Эгирин-диопсид из измененного мельтейгита, ксенолит в альвикитовом карбонатите; $Ди_{33,2} + Не^{рел} + Би^{нал} + Рог^{нал} + Ка^{нал}$; скв. 270, гл. 236,2 м. Коллекция Е. Б. Глевасского и С. Г. Кривдика.
3. Эгирин-салит из гортонолитового мельтейгита, включение в бефорсите; $Ди_{43} + Не + Ол_{70} + Ка + Амф^{нал} + Би^{нал}$; скв. 290, гл. 166,7 м. Коллекция Е. Б. Глевасского и С. Г. Кривдика.
4. Эгирин-салит из амфиболового мельтейгита, включение в альвиките; $Ди_{48} + Не + Рог_{41} + Ка^{нал} + Ап + Би^{нал} + Аб^{нал}$; скв. 597, гл. 154,4—155,0 м. Коллекция Е. Б. Глевасского и С. Г. Кривдика.

K_2O	P_2O_5	H_2O-	П. п. п.	*Сумма*	ρ, г/см³	n_g*	n_p*	2*V**	*cNg**
пироксениты									
0,00	Следы	0,12	0,26	100,45	3,38	1,713—1,725	1,683—1,689	64—66	44—48
0,02	0,03	0,08	0,27	100,36	3,28	1,714—1,722	1,686—1,692	66—68	49—50
0,00	Следы	0,14	0,21	100,32	3,25	1,724—1,734	1,701—?	62—69	49—51
0,05	Не опр.	0,10	0,31	99,61	3,35	1,728	1,698	76?	61?
0,10	» »	0,10	0,19	99,68	3,39	1,721—1,728	1,693—1,696(?)	75—77	55—56
0,06	» »	0,08	0,20	99,63	3,40	1,725—1,731	1,698—1,701	67—68	46
ты									
0,06	Не опр.	0,12	0,36	100,18	3,36	1,717—1,720	1,686 — ?	66	45
0,06	» »	0,00	0,32	99,87	—	1,717—1,725	1,686 — ?	68—73	56?
0,03	0,03	0,04	0,86	99,92	3,44	1,722—1,730	1,693—1,696 (?)	66—76	51—60
0,06	Не опр.	0,12	0,300	99,66	3,30	1,717—1,720	1,687 — ?	64	48
0,04	Следы	0,14	0,31	100,09	3,31	1,725—1,727	1,696 — ?	77	59
0,00	» »	0,08	0,32	100,28	3,49	1,733—1,736	1,702—1,705	75	62
0,12	Не опр.	0,10	0,22	99,78	—	1,734—1,745	1,702—1,707 (?)	77—81	63
киты									
0,06	Не опр.	0,20	0,34	99,90	—	1,698—1,704	1,668—1,672	60	37—39
0,04	» »	0,20	0,19	99,73	—	1,707—1,711	1,678—1,681	60	37—39
0,04	0,02	0,05	0,73	100,37	3,40	1,701—1,709	1,674 (?) —1,678	58	37—39
0,08	Не опр.	0,10	0,10	100,49	—	1,710	1,680	62	—
0,04	0,02	0,00	0,90	99,95	3,21	1,710—1,716	1,680—1,684	62	43
0,08	Не опр.	0,12	0,31	100,30	3,38	1,718—1,722	1,686—1,692	62	47
(включения в карбонатитах)									
0,03	Следы	0,04	0,36	99,75	3,24	1,710—1,716	1,680—1,686	66	48
0,00	» »	0,14	0,27	100,40	3,38	1,717—1,722	1,686—1,690	64	50
ты									
Следы	Следы	0,14	0,27	100,47	3,50	1,721—1,730	1,691—1,700	61—63	43
0,08	» »	0,04	0,28	100,10	3,52	1,732—1,744	1,702—1,712	79—80	64—65
тозиты и нордмаркиты									
0,04	Не опр.	0,16	0,21	100,43	3,48	1,725—1,732	1,694—1,702	66—67	54—56
0,07	0,07	0,14	0,27	100,21	—	1,725—1,728	1,697—1,699	72	59
0,06	Не опр.	0,16	0,23	100,02	3,56	1,731—1,736	1,701—1,706	70	56
0,11	0,12	0,12	0,28	100,18	—	1,732—1,738	1,703—1,709	74—76	64
0,09	0,06	0,04	0,26	100,24	3,38	1,736—1,745	1,707—1,713	74—76	67
0,06	Не опр.	0,08	0,22	100,31	3,46	1,732—1,733	1,704—1,705	80	67
0,00	Следы	0,12	0,21	100,34	3,36	1,722—1,732	1,692—1,702	58—68	48—53

5. Эгирин-ферросалит из альбит-баркевикитового эссексита, залегающего среди канадитов; $Ди_{62} + Рог_{70} +$ Би + Аб + Ка + Ап; скв. 963, гл. 145,1—146,6 м. Коллекция Е. Б. Глевасского и С. Г. Кривдика.

6—11. Клинопироксены из 60-метровой дайки щелочных пироксенитов, залегающих среди фенитов:

6. Эгирин-диопсид; $Ди_{30}$ + Мт + Ильм + $Сф^{нал(?)}$ + Рог + $Би^{нал(?)}$; центральная часть дайки, скв. 255, гл. 195,4—196,5 м. Коллекция Е. Б. Глевасского и С. Г. Кривдика.

7. Эгирин-диопсид; $Ди_{27}$ + Мт + Ильм + $Сф^{нал(?)}$ + Рог + $Би^{нал(?)}$; центральная часть дайки, скв. 255, гл. 214,5—215,0 м. Коллекция Е. Б. Глевасского и С. Г. Кривдика.

8. Эгирин-диопсид; $Ди_{39}$ + Мт + Ильм + $Сф^{нал}$ + Рог + $Би^{нал(?)}$ + Аб; краевая часть дайки, скв. 965, гл. 650,0—650,6 м. Коллекция Е. Б. Глевасского и С. Г. Кривдика.

9—11. Эгирин-салиты; $Ди_{35—44}$ + Мт + Ильм + $Сф^{нал(?)}$; контакт с вертикальной секущей дайкой сёвита, скв. 965, гл. 617,6 м и 622,5 м, скв. 255, гл. 350,0 м. Коллекция Е. Б. Глевасского и С. Г. Кривдика.

12, 13. Эгирин-салиты из сёвита; $Ди_{33—35}$ + Рог + $Би^{нал(?)}$ + Ка + Ап; дайка, секущая щелочные пироксениты, скв. 965, гл. 619,3—621,8 м и скв. 255, гл. 350,4—351,9 м. Коллекция Е. Б. Глевасского и С. Г. Кривдика.

14. Эгирин-салит из брекчиевидного сёвита; $Ди_{40}$ + Ка + $Рог_{30—41}$ + $Би_{32}$ + Ап; дайка среди щелочных пироксенитов и фенитов, скв. 965, гл. 598,4—606,0 м. Коллекция Е. Б. Глевасского и С. Г. Кривдика.

15. Эгирин-диопсид из меланократового сёвита; $Ди_{33}$ + Ка + Рог + Би + Ап; дайка среди щелочного сиенита, скв. 970, гл. 299,0—304,0 м. Коллекция Е. Б. Глевасского и С. Г. Кривдика.

16. Эгирин-диопсид из мезократового сёвита, залегающего среди альбикитов; $Ди_{35}$ + Ка + + $Рог_{36}$ + $Би_{31}$ + Ап; скв. 299, гл. 307,5—310,0 м. Коллекция Е. Б. Глевасского и С. Г. Кривдика.

17. Эгирин-салит из лейкократового мраморовидного сёвита, залегающего среди фенитов; $Ди_{52}$ + Ка + $Рог_{49}$ + $Би_{40}$ + Ап; скв. 572, гл. 134,3—135,3 м. Коллекция Е. Б. Глевасского и С. Г. Кривдика.

18. Эгирин-ферросалит из лейкократового сёвита, залегающего среди канадитов; $Ди_{57}$ + Ка + + Рог + Би + Ап; скв. 251, гл. 200, 4—202,4 м. Коллекция Е. Б. Глевасского и С. Г. Кривдика.

19, 20. Диопсиды: бледный оливково-желтый (19) и бледно-зеленый (20) из лейкократового альбикита; $Ди_{10—20}$ + Ка + Ап + $Фл_7$ + $Ол_{16}$ + $Акт_{18}$ + Мт + Ильм; скв. 969, гл. 453,6—454,6 м. Коллекция Е. Б. Глевасского и С. Г. Кривдика.

21. Диопсид из лейкократового альбикита; $Ди_{16}$ + Ка + Ап + $Фл_{10}$ + $Ол_{23}$ + Рог + Мт + + Ильм; дайка среди фенитов, скв. 299, гл. 281,0—283,0 м. Коллекция Е. Б. Глевасского и С. Г. Кривдика.

22. Натровый диопсид из альбикита; $Ди_{23}$ + Ка + Ап + Ол + Фл + Мт; дайка вблизи (0,2 м) ксенолита (?) сёвита, скв. 299, гл. 310,4—311,0 м. Коллекция Е. Б. Глевасского и С. Г. Кривдика.

23. Эгирин-диопсид из лейкократового альбикита; $Ди_{22}$ + Ка + Ап + $Фл_{19}$ + $Ол_{33}$ + $Рог_{35}$ + + Мт + Ильм; дайка среди фенитов, скв. 270, гл. 221,0—223,0 м. Коллекция Е. Б. Глевасского и С. Г. Кривдика.

24. Эгирин-салит из мезократового альбикита; $Ди_{34}$ + Ка + Ап + $Ол_{65}$ + $Фл_{32}$ + $Рог_{0,36}$ + +Мт + Ильм; дайка среди фенитов, скв. 971, гл. 289,5—290,5 м. Коллекция Е. Б. Глевасского и С. Г. Кривдика.

25. Эгирин-диопсид из слюдита; $Ди_{23}$ + $Фл_{16}$ + $Рог_{18}^{нал(?)}$ + Ап + Ка; ксенолит (?) в карбонатите, скв. 271, гл. 62,0—63,5 м. Коллекция Е. Б. Глевасского и С. Г. Кривдика.

26. Эгирин-салит из слюдяного перидотита; $Ди_{35}$ + $Фл_{29}$ + $Ол_{63}$ + $Рог^{нал(?)}$; ксенолит в бефорсите, скв. 290, гл. 280,0—281,0 м. Коллекция Е. Б. Глевасского и С. Г. Кривдика.

27. Эгирин-салит из каемок вокруг кварца и прожилков в фените средней стадии; $Ди_{47}$ + $Би_{54}$ + + $Ав_{8—12}$ + $Пл^{рел}$ + $Кв^{рел(?)}$; скв. 964, гл. 199,0—200,0 м. Коллекция Е. Б. Глевасского и С. Г. Кривдика.

28. Эгирин-салит из фенита конечной стадии (эгирин-салит-альбит-антипертитовая порода); $Ди_{53}$ + Ав + Мк; скв. 298, гл. 180,2 м. Коллекция Е. Б. Глевасского и С. Г. Кривдика.

29. Эгирин-салит из кварцевого богатого сфеном щелочного сиенита; $Ди_{47}$ + Ав + Мк + Кв + + Сф; скв. 2970, гл. 292,4 м. Коллекция Е. Б. Глевасского и С. Г. Кривдика.

30. Эгирин-салит из крупнозернистого пегматоидного щелочного сиенита, залегающего среди фенитов; $Ди_{44}$ + Ав + Мк; скв. 299, гл. 220,0—221,0 м. Коллекция Е. Б. Глевасского и С. Г. Кривдика.

31. Эгирин-ферросалит из крупнозернистого пегматоидного щелочного сиенита, залегающего среди фенитов; $Ди_{58}$ + Мк + Ав; скв. 964, гл. 217,0—218,0 м. Коллекция Е. Б. Глевасского и С. Г. Кривдика.

32, 33. Эгирин-салиты из крупнозернистого щелочного сиенита; $Ди_{55—60}$ + Аб + Мк + $Би^{нал}$ скв. 569, гл. 95,7—98,6 и 120,6—121,5 м. Коллекция Е. Б. Глевасского и С. Г. Кривдика.

34. Эгирин-салит из твейтозита (микроклин-пертитового шонкинита), залегающего среди щелочных сиенитов; $Ди_{50}$ + Аб + Мк + Сф; скв. 953, гл. 185,5 м. Коллекция Е. Б. Глевасского и С. Г. Кривдика.

35. Эгирин-салит из крупнозернистого пегматоидного нордмаркита (щелочного граносиенита), залегающего среди фенитов; $Ди_{45}$ + Аб + Мк + Кв + Сф; скв. 965, гл. 530,0—533,0 м. Коллекция Е. Б. Глевасского и С. Г. Кривдика.

Авгит 91, 212
Агпаитность 108
Акмит 94
Активность компонентов 115, 116, 123, 126
Актинолитизация 53
Альбит 93, 103
Альбитизация 96, 106
Альбитит 92, 101
Альвикит 94, 106, 108, 218
Амфиболит 17, 18
Амфиболизация 34, 53
Андалузит 20
Антофиллит 23, 35
Апофиллит 53

Баркевикит 107
Бефорсит 106
Биотит 18, 20—26
Боулингит 35
Бронзит 172, 176, 182, 188

Ванадий 142
Волластонит 53

Габбро (габброид) 97, 128, 179
Гарцбургит 188, 189
Гастингсит 191
Геденбергит-авгит 202
Гематит 103
Геобарометр 19, 37, 121, 123, 158
— оливин-ортопироксеновый 125
Геотермометр гранат-биотитовый 67, 70, 99, 109, 119
— гранат-клинопироксеновый 119
— гранат-ортопироксеновый 120
Геотермометрия 19, 37, 117—120, 137, 158
Гиперстен 20—25, 170—177
Глиноземистость 10, 26, 38, 41, 59, 60
Гнейс андалузит-двуслюдяной 20
— биотит-гиперстен-кордиеритовый 170
— биотит-силлиманитовый 20
— гиперстеновый 20
— гранат-биотитовый 20
— куммингтонит-биотит-гиперстеновый 22
Гранат 20—26, 33, 53, 63
Гранит 120
Гранит рапакививидный 91
Гранитоиды позднескладчатые 85
Гранитизация 26
Граносиенит 86
Гроссуляр 53
Группировка анализов 11

Диафторез 20, 35
Диопсид 130, 196, 197, 202—205
Диопсид-авгит 203, 204

Жадеит 11, 30, 33, 39, 41, 99, 111
Железистость общая 10, 26, 36, 41, 58, 65, 69, 106, 157
— частная 95—97, 104,
— породы 26

Закон распределения 12

Изоморфизм 16, 26, 78, 94, 135
Ийолит-мельтейгит 106
Ильменит 107
Инфракрасная спектроскопия 72, 145, 151
Итабирит 182, 183

Кальциевость 11, 30, 40, 42, 66, 71, 83, 98, 110
Кальцифиры 52, 53
— метасоматические 53
Кварцит 101
— двупироксен-магнетитовый 183
Клинопироксен 126, 133
Клиноцоизит 59
Константа равновесия 115, 117, 129
— — «кажущаяся» 117, 123
Кордиерит 20, 21, 153
Корреляционный анализ 13
Корреляция между катионами 16, 26, 78, 96
— пироксенов с составом породы 28, 29, 36, 41, 44
— сосуществующих пироксенов 41, 44
Коэффициент корреляции парный 13, 15, 24, 36, 54, 68
— окисления 10, 93, 104
— распределения 119, 120, 128
Кремнекислотность 26, 37, 88, 98
Кристаллическая структура 72, 145
Куммингтонит 22, 23, 35, 102

Лепидомелан 92, 93

Лерцолит 188, 189

Магнезиальность 10
Магнетит 34, 37, 63, 65
Мангансалит 202
Марганцовистость 66, 70, 89, 93, 157
Мариуполит 91
Медь 144
Метабазиты 32, 120
Метасоматоз натровый 91—93, 95
— щелочной 101, 102
Метод пересчета катионный 10
— — кислородный 10
Миналы 11
Мозаичное равновесие 19
Монцонит кварцевый 86
Мрамор
Мэссбауэра метод 60, 65, 72

Натровость 93
Неравновесные минеральные ассоциации 17, 101
Никель 143
Нордмаркит 106
Норит оливиновый 152, 190

Обменные реакции 116, 134
Объем элементарной ячейки 75, 148
Объемный эффект реакции 116
Окварцевание 101
Окислительно-восстановительный потенциал 65, 93, 101
Оливин 62, 64, 91, 109
Оптические свойства 113
Ортопироксен 125, 131

Парагенезис гиперстен-гранатовый 21
— гранат-двупироксеновый 33
— двупироксеновый 32—34, 120, 128, 133
— силлиманит-гиперстеновый 20
Парагенетический анализ 19
Параметры смешения 134
— элементарной ячейки 73, 74, 76, 145—147, 152—153
Паргасит 37, 53
Перидотит 188
Пироксенит 188
Пижонит 135, 138, 139
Платина 144
Плеохроизм 31, 43, 71, 113
Плотность 15, 31, 43, 73, 76
Показатели преломления 15, 42, 71, 76
Полиметаморфизм 18, 23
Породы волластонитовые 53
— диопсидовые 53
— железистые 62
— известково-силикатные 51
— околоскарновые 53
— основные 32
— ощелоченные железистые 101
— рибекит-эгириновые 101
— силикатно-карбонатные 51
— ультраосновные 78
— флогопит-диопсидовые 53
— эклогитоподобные 33, 135
Потери при прокаливании (п. п. п.) 9

Равновесие пироксенов 17
Распределение идеальное 128
— компонентов 115, 119
— логнормальное 12
— нормальное 12
— Mg и Fe 128, 133
Регрессия 15, 16, 30, 31, 43, 61
Режим воды 126
Рентгенографический метод 145
Рибекит 101, 103
Рихтерит 102
Роговая обманка 32—35
Роговики 53

Салит 196, 197, 202, 203
Свободная энергия 131
Сёвит 94, 106, 108, 218
Сиенит 91, 106
— кварцевый 91
— нефелиновый 91
— щелочноземельный 91
— щелочной 91, 106
Скандит 140
Скарноид 52
Скарны 53
Сольвус 82, 130, 135
Статистические параметры 12—14
Субрегулярные твердые растворы 128, 158
Субфация биотит-гранат-кордиеритовая 22
— биотит-силлиманитовая 25
— волластонитовая 53
— гиперстен-кордиеритовая 20, 21
— гроссуляровая 33
— кварц-кальцитовая 53
— пироксен-гранулитовая 32, 33
— роговообманко-гранулитовая 32, 33

Таконит 182
Тальк 53
Твейтозит 106, 217
Твердый раствор 130, 136
Теплоемкость 131
Термодинамический анализ 115, 130
Термодинамические свойства 26, 93, 129, 157
Титан 142
Титанавгит 211
Титанистость 50, 88, 93, 110

Угол оптических осей 31, 43, 71
Упорядоченность 150

Фассаит 60, 202, 204
Фациальная серия 33
Фация амфиболитовая 34
— гранулитовая 62
Фаялит 95, 184
Фенит 103
Фенитизация 108
Ферросалит 202, 203
Ферросалит-авгит 202
Феррогастингсит 91, 92
Феррогиперстен 173

Ферропаргасит 37
Ферросилит 184, 185
Физические свойства 14, 15, 30, 42, 60, 71, 84, 90, 105
Флогопит 53
Формационный тип 11
Форстерит 53

Хлорит 53
Хондродит 53
Хром 143

Цвет 113

Чарнокит 26, 173, 179
Чарнокит-мигматит 26, 47, 172
Чермакит 11, 30, 98, 99

Шефферит 58
Шпинель 35, 53

Щелочность 90, 93, 109
Щелочные пироксены 106

Эвлизит 63, 86
Эвлит 171, 183
Эгирин 95, 102, 212
Эгирин-авгит 213, 214
Эгирин-геденбергит 95
Эгирин-диопсид 95
Эгирин-салит 95, 107
Эгиринизация 96, 102, 103
Экстремальные реакции 21, 34
Электронейтральность 116
Энстатит 53, 188
Энтропия 130
Эссексит 106
Эпидотизация 53

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 3
Глава 1. КРАТКИЙ ОБЗОР РАБОТ ПО ПИРОКСЕНАМ УКРАИНСКОГО ЩИТА (И. С. Усенко, В. М. Венидиктов) 7
Глава 2. ОБРАБОТКА АНАЛИТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА И ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КОЛЛЕКЦИИ (В. М. Венидиктов, В. Е. Тепикин, И. А. Лейко) 9
Глава 3. О РАВНОВЕСИИ ПИРОКСЕНОВ В ПРИРОДНЫХ УСЛОВИЯХ (В. М. Венидиктов) 17
Глава 4. ПИРОКСЕНЫ ПОРОД, БЕДНЫХ КАЛЬЦИЕМ, С КВАРЦЕМ И КАЛИШПАТОМ (Т. Г. Щербакова, В. М. Венидиктов) 20
Минеральные ассоциации 20
Типоморфные особенности и корреляция между катионами 26
Физические свойства 30
Глава 5. ПИРОКСЕНЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ОСНОВНОГО РЯДА (В. М. Венидиктов, Т. Г. Щербакова) 32
Минеральные ассоциации 32
Типоморфные особенности и корреляция между катионами 36
Ромбические пироксены 36
Моноклинные пироксены 41
Физические свойства 42
Ромбические пироксены 42
Моноклинные пироксены 46
Глава 6. ПИРОКСЕНЫ ЧАРНОКИТ-МИГМАТИТОВ ОСНОВНОГО РЯДА (К. Е. Есипчук) 47
Ромбические пироксены 47
Моноклинные пироксены 50
Глава 7. ПИРОКСЕНЫ СИЛИКАТНО-КАРБОНАТНЫХ ПОРОД (В. М. Венидиктов, Г. Л. Кравченко) 51
Минеральные ассоциации 51
Типоморфные особенности и корреляция между катионами 58
Физические свойства 60
Глава 8. ПИРОКСЕНЫ ЖЕЛЕЗИСТЫХ ПОРОД (Р. И. Сироштан, Н. И. Половко, А. Я. Парфенова, С. Д. Спивак) 62
Минеральные ассоциации 62
Химизм и корреляция между катионами 64
Ортопироксены 64
Клинопироксены 67
Физические свойства 71
Ортоппироксены 71
Клинопироксены 76

Глава 9. ПИРОКСЕНЫ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД (Б. Г. Яковлев, Г. Л. Кравченко, Э. А. Никулина) 78

Минеральные ассоциации 78
Изоморфизм и корреляция между катионами 78
Ортопироксены 78
Клинопироксены 82
Физические свойства 84
Ортопироксены 84
Клинопироксены 84

Глава 10. РОМБИЧЕСКИЕ ПИРОКСЕНЫ ПОЗДНЕСКЛАДЧАТЫХ ГРАНИТОИДОВ (Е. Н. Голуб) 85

Минеральные ассоциации 85
Типоморфные особенности и корреляция между катионами 85
Физические свойства 90

Глава 11. ПИРОКСЕНЫ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД ОКТЯБРЬСКОГО МАССИВА, ВОСТОЧНОЕ ПРИАЗОВЬЕ (В. М. Венидиктов) 91

Минеральные ассоциации 91
Типоморфные особенности и корреляция между катионами 93
Оптические свойства 100

Глава 12. ПИРОКСЕНЫ ОЩЕЛОЧЕННЫХ ЖЕЛЕЗИСТЫХ ПОРОД И СВЯЗАННЫХ С НИМИ МЕТАСОМАТИТОВ, КРИВОРОЖСКО-КРЕМЕНЧУГСКАЯ ЗОНА (В. М. Венидиктов) 101

Минеральные ассоциации 101
Типоморфные особенности и корреляция катионов 103
Физические свойства 105

Глава 13. ПИРОКСЕНЫ ЧЕРНИГОВСКОГО КАРБОНАТИТОВОГО КОМПЛЕКСА, ЗАПАДНОЕ ПРИАЗОВЬЕ (С. Г. Кривдик, Е. Б. Глевасский, Р. Л. Левина) 106

Минеральные ассоциации 106
Типоморфные особенности и корреляция между катионами 108
Связь оптических свойств с химическим составом 112

Глава 14. ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ МИНЕРАЛЬНЫХ РАВНОВЕСИЙ В ПИРОКСЕНСОДЕРЖАЩИХ ГОРНЫХ ПОРОДАХ (В. А. Курепин) 115

Температура минералообразования 117
Давление минералообразования 122
Режим воды при минералообразовании 126

Глава 15. УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПИРОКСЕНОВ ПО ДАННЫМ ИССЛЕДОВАНИЯ РАВНОВЕСНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МАГНИЯ И ЖЕЛЕЗА МЕЖДУ СОСУЩЕСТВУЮЩИМИ ОРТО- И КЛИНОПИРОКСЕНАМИ (Б. Г. Яковлев, Г. Л. Кравченко, С. Б. Степченко) 128

Состояние вопроса и экспериментальные данные 128
Термодинамические свойства ионообменной реакции Гд + Эн = Ди + Фс 129
Распределение Fe и Mg между твердыми растворами орто- и клинопироксенов в метаморфических породах 133
Условия образования ультрабазитов по кривым распада в системе $CaSiO_3$ — $MgSiO_3$ — $FeSiO_3$ 135

Глава 16. ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ В ПИРОКСЕНАХ (А. Б. Фомин) 140

Глава 17. РЕНТГЕНОГРАФИЧЕСКИЕ И ИК-СПЕКТРОСКОПИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПИРОКСЕНОВ (М. М. Кононова, С. В. Геворкьян) 145

Влияние химического состава на параметры элементарной ячейки 145
Ромбические пироксены 145
Моноклинные пироксены 150
ИК-спектроскопическая характеристика пироксенов 151

ЗАКЛЮЧЕНИЕ 157

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ 160

Приложение I. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ (%) И ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА РОМБИЧЕСКИХ ПИРОКСЕНОВ 172

Таблица 1. Ромбические пироксены метаморфических кварцсодержащих пород, бедных кальцием (Р — I — 1) 172
Таблица 2. Ромбические пироксены соскладчатых чарнокит-мигматитов, бедных кальцием (Р — I — 2) 174
Таблица 3. Ромбические пироксены метаморфических пород основного ряда (Р — I — 3) 176
Таблица 4. Ромбические пироксены чарнокит-мигматитов основного ряда (Р — I — 4) 180
Таблица 5. Ромбические пироксены железистых пород (Р — I — 5) 182
Таблица 6. Ромбические пироксены ультраосновных пород (Р — I — 6) 186
Таблица 7. Ромбические пироксены основных пород коростенского комплекса (Р — II — 1) 192
Таблица 8. Ромбические пироксены аллохтонных позднескладчатых гранитоидов нормального ряда (Р — II — 2) 192
Таблица 9. Ромбические пироксены аллохтонных позднескладчатых гранитоидов, бедных кальцием (Р — II — 3) 194

Приложение II. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ (%) И ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МОНОКЛИННЫХ ПИРОКСЕНОВ

Таблица 1. Моноклинные пироксены метаморфических пород основного ряда (М — I — 1) 196
Таблица 2. Моноклинные пироксены чарнокит-мигматитов основного ряда (М — I — 2) 200
Таблица 3. Моноклинные пироксены силикатно-карбонатных пород 200
Таблица 4. Моноклинные пироксены железистых пород (М — I — 4) 206
Таблица 5. Моноклинные пироксены ультраосновных пород (М — I—5) 210
Таблица 6. Моноклинные пироксены основных магматических пород (М — II — 1) 212
Таблица 7. Моноклинные пироксены щелочных пород Октябрьского массива (М — II — 2а) 214
Таблица 8. Моноклинные пироксены ощелоченных железистых пород и связанных с ними метасоматитов (М — II — 2б) 216
Таблица 9. Моноклинные пироксены Черниговского комплекса ультраосновных щелочных пород и карбонатитов (М — II — 2в) 216

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ. 221

Виктор Михайлович Венидиктов,
Евгений Борисович Глевасский,
Елена Николаевна Голуб,
Константин Ефимович Есипчук,
Георгий Львович Кравченко,
Майя Марковна Кононова,
Степан Григорьевич Кривдик,
Виктор Александрович Курепин,
Лариса Липовна Левина,
Ирина Алексеевна Лейко,
Эдит Алексеевна Никулина,
Алла Яковлевна Парфенова,
Наталья Ивановна Половко,
Ростислав Иванович Сироштан,
Светлана Дмитриевна Спивак,
Сергей Борисович Степченко,
Валерий Евгеньевич Тепикин,
Иван Степанович Усенко,
Александр Борисович Фомин,
Тамара Григорьевна Щербакова,
Борис Гаврилович Яковлев,
Светлана Васильевна Геворкьян

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ ПИРОКСЕНЫ УКРАИНСКОГО ЩИТА

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

Редактор Л. Н. ПОЛЕТАЕВА
Редактор-библиограф Л. П. ШЕВЧЕНКО
Оформление художника Г. М. БАЛЮНА
Художественный редактор И. Н. КОСАРЕВА
Технический редактор Т. С. БЕРЕЗЯК
Корректоры Е. Н. МЕЖЕРИЦКАЯ,

Информ. бланк № 2746.

Сдано в набор 23.IV.79. Подп. в печ. 19.XI.79. БФ 00698. Формат 70×100¹/₁₆. Бум. тип. № 1. Лит. гарн. Выс. печ. Усл.-печ. л. 18,5. Уч.-изд. л. 21. Тираж 900 экз. Заказ 3—1026. Цена 3 руб. 60 коп.

Издательство «Наукова думка». 252601, Киев, ГСП, Репина, 3.

Отпечатано с матриц Головного предприятия республиканского производственного объединения «Полиграфкнига» Госкомиздата УССР, г. Киев, Довженко, 3 в областной книжной типографии Львовского облполиграфиздата, г. Львов, Стефаника, 11. Зак. 3001.

5 руб. 60 коп.

«НАУКОВА ДУМКА»