

И. В. Гинзбург, Г. А. Сидоренко

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ КРИСТАЛЛОХИМИИ ПИРОКСЕНОВ,  
ВЫЯВЛЕННЫЕ ПРИ ИХ ДИАГНОСТИКЕ ПО ДЕБАЕГРАММАМ

Существует два приема использования дебаеграмм в целях диагностики естественных и искусственных минералов переменного состава, в том числе пироксенов. Первый — отнесение их к тому или иному виду, разновидности по характеру дифракционной картины и второй — вычисление параметров элементарной ячейки для установления зависимости «параметр — катион».

В последние годы был накоплен некоторый опыт применения дебаеграмм для расчленения пироксенов. Были показаны зависимость между главными изоморфными замещениями и параметрами ячейки и затруднения в определении большинства моноклинных пироксенов по параметрам ячейки (что практически никогда не делается). Были открыты некоторые возможности различия пироксенов по особым линиям дебаеграмм.

Учтя результаты, полученные предыдущими исследователями, авторы уделили основное внимание распознаванию пироксенов по расположению и интенсивности специально выделенных характеристических линий дебаеграмм, имея в виду проведение точной диагностики этих минералов в производственных условиях (параметры определялись лишь в нескольких особо важных случаях).

Таким путем удалось достичь не только более дробного расчленения пироксенов, чем было сделано ранее, но обнаружить некоторые специфические черты их кристаллохимии, а также признаки превращения их кристаллической структуры в твердом состоянии.

## ЛИТЕРАТУРНЫЙ ОБЗОР

Кристаллическая структура пироксенов, как и других силикатов, согласно новым представлениям, развиваемым в СССР академиком Н. В. Беловым, обусловлена октаэдрическим мотивом, к которому приспосабливаются тетраэдрические цепи (Белов, 1960; 1961; 1963). В соответствии с наиболее существенными отличиями октаэдрических катионных колонок находятся известные различия в кристаллической структуре пироксенов, которые до сих пор рассматривались в их отражении на строении кремнекислородных (Si—O) цепочек.

Октаэдрические позиции в пироксенах заняты катионами Mg, Fe<sup>2+</sup>, Fe<sup>3+</sup>, Al, реже Mn<sup>2+</sup>, Zn, Cr<sup>3+</sup>, Ti<sup>3+</sup>, Li, более или менее соизмеримыми с ребром Si—O тетраэдра, а также крупными катионами Ca, Na, в принципе соизмеримыми с длинным ребром призмы, в которую вписаны пара Si—O тетраэдров. Однако в пироксенах осуществляется связь этих крупных катионов с одним ребром Si—O тетраэдра, что вызывает искривление

Si—O цепочки (Белов, 1950). У пироксенов имеются октаэдры двух родов: правильный —  $M_1$ , соответствующий позиции Mg в диопсиде и неправильный, несколько большей величины —  $M_2$ , отвечающий позиции Ca в диопсиде (Белов, 1950; Zwaan, 1955; Morimoto a. oth., 1960).

Спецификой катионного каркаса и прежде всего формой и размерами октаэдра  $M_2$ , «заселенного» крупным катионом или занятого обычным, очевидно, и обусловлено подразделение пироксенов на три класса соединений, неравновеликих по распространенности в природе и по колебанию химического состава, но все отвечающие типовой формуле  $XY(Z_2O_6)$  или  $M_2M_1[Si_2O_6]$ .

1. Моноклинный класс, обычная симметрия  $C_{2h}^6$ ; элементарная ячейка с цепочками октаэдров и тетраэдров одного рода; это так называемая кристаллохимическая группа диопсида, включающая геденбергит, авгит, эгирин, жадеит и все промежуточные разновидности, а также сподумен, т. е. почти все клинопироксены.

2. Моноклинный класс, пониженная симметрия  $C_{2h}^5$ ; примитивная ячейка с двумя родами октаэдрической и тетраэдрической цепочек; группа редкого в природе пижонита — метастабильного, бедного Ca магнетально-железистого пироксена и нестабильного бескальциевого клиноэнстатита<sup>1</sup>.

3. Ромбический класс — удвоенная по  $a_0$  ячейка предыдущего класса, но с одного рода октаэдрическими и тетраэдрическими цепочками; это — кристаллохимическая группа энстатита, охватывающая все ортопироксены, т. е. практически все Mg—Fe<sup>2+</sup> пироксены (исключая крайне редкие неустойчивые моноклинные их модификации).

Группы энстатита и диопсида были выделены еще в 30-х годах (Warren a. oth., 1928, 1930), а группа пижонита совсем недавно (Morimoto a. oth., 1960). Для всего этого потребовалось проведение полного комплекса рентгенометрического изучения с применением синтеза Фурье. Сопутствующие и последующие определения параметров элементарной ячейки разных пироксенов на монокристаллах позволили обнаружить изменения  $a_0$ ,  $b_0$ ,  $c_0$  и  $\beta$  с изменением состава минералов.

Представление о зависимости между химизмом и кристаллической структурой пироксенов открывало возможности для ощущавшейся необходимости контроля их состава, найденного по оптическим константам, поскольку проведение силикатного анализа до сих пор ограничено потребностью больших навесок чистых минералов. Совершенно естественно было обращение к методу Дебая, как требующего небольшого количества вещества и незначительной затраты времени.

На пути расчленения пироксенов по дебаеграммам имелись существенные трудности, обусловленные близостью рентгенометрического спектра различных видов и разновидностей этих минералов. Ввиду этого в начальный период сопоставления дебаеграмм пироксенов в основном подчеркивалось сходство значений межплоскостных расстояний (Михеев, Дубинина, 1939; Цветков, 1951) и вычисленных по ним параметров (Mehmel, 1939; Михеев, Дубинина, 1939). Упор на сходство дифракционных картин пироксенов одной сингонии делается и сейчас в общих рентгенометрических справочниках (Михеев, 1957). Между тем, слабое изменение значений межплоскостных расстояний дало повод к вычислению параметров ячейки пироксенов по определенному сочетанию индифференцированных отражений. За первой, не вполне удачной попыткой определения их состава по параметрам, найденным на основе дебаеграмм (Mehmel, 1939), последовали другие, давшие положительные результаты

<sup>1</sup> Присутствие Ca в пижоните, очевидно, препятствует столь легкому переходу его в ромбическую модификацию, как клиноэнстатита, и сопровождается распадом на фазы с выделением блок-кристаллов диопсида или авгита.

(Ramberg, De Vore, 1951; Hess, 1952; Kuno, Hess, 1953; Kuno, 1954, 1955). Особенно большого размаха достигло вычисление параметров ячейки пироксенов в последние годы (Zwaan, 1955; Михеев, 1957; Zwaan, Plas, 1958; Шендерова, Соколова, 1958; Ковалев, Соколова, Комков, 1959; Brown, 1960; König, 1960; Winchell, Tilling, 1960 и др.). Причем, сравнительное индицирование, без которого невозможно вычислить параметры, выполнялось у ортопироксенов по эвстатиту, а у клинопироксенов (исключая сподумен) — по диопсиду, дебаеграммы которых были проиндицированы по параметрам, найденным по рентгенограммам монокристаллов.

В большинстве перечисленных статей сопоставляются состав, оптические константы и параметры ячейки изученных пироксенов; в некоторых из них построены графики изменения параметров с изменением состава и приведены упрощенные формулы, связывающие состав и параметры (Kuno, Hess, 1953; Kuno, 1954, 1955; Brown, 1960). Наконец, в последней работе (Winchell, Tilling, 1960) с помощью уравнения регрессии рассмотрено влияние всех составных частей обычных Ca-Mg-Fe-клинопироксенов на размеры их параметров. В итоге выяснилось, что у ортопироксенов по параметрам можно судить о соотношении главных компонентов Mg, Fe<sup>2+</sup> и примесей Ca, Al. У клинопироксенов параметры не всегда могут служить критериями содержания того или иного компонента, так как у них эти рентгенометрические константы отображают часто суммарный эффект сложных изоморфных замещений, различные комбинации которых могут привести к одинаковым параметрам. Направленность изменения параметров пироксенов связана с различием ионных радиусов катионов, занимающих позиции M<sub>2</sub>, M<sub>1</sub> и Z в их кристаллической структуре (соответственно X, Y и Z типовой их формулы). Увеличение углового параметра ячейки —  $\beta$  (в значениях больше 90°) с возрастанием ионных радиусов катионов в M<sub>1</sub> и M<sub>2</sub> прослежены (Whittaker, 1960) для крайних представителей пироксенов: диопсида, геденбергита, эгирина, жадеита, клиноэвстатита и сподумена. Линейные параметры  $a_0$ ,  $b_0$ ,  $c_0$  тоже возрастают с увеличением в составе октаэдров крупных катионов, и, наоборот, появление в тетраэдрах более крупных, чем Si, ионов Al, Ti<sup>4+</sup>, Fe<sup>3+</sup> приводит к возрастанию  $a_0$  и убыванию  $c_0$  (табл. 1).

Вхождение в кристаллическую структуру пироксенов того или иного сочетания катионов с разными ионными радиусами приводит к расширению или к сужению элементарной ячейки во всех трех измерениях, или только в отдельных направлениях. Оно вызывает искажение или восстановление формы октаэдров и тетраэдров, искривление или выпрямление октаэдрических и тетраэдрических колонок и тетраэдрических цепочек.

В параметрах элементарной ячейки как бы скрадываются и затушевываются некоторые изменения в кристаллической структуре пироксенов. Достаточно сказать, что по увеличению  $a_0$  (и  $c_0$ ) получается непрерывный ряд от пизонита к остальным Ca-Mg-Fe-клинопироксенам, хотя первый из них относится к иному рентгеновскому классу.

Неуверенность в точности определения большинства клинопироксенов по параметрам ячейки из-за сомнительности существования просто выраженной зависимости «состав — параметр» существовала неоднократно обращению к непосредственному сравнению рентгенограмм порошка пироксенов в целом или отдельных их частей, или же по некоторым из отражений. За последние 10 лет предлагались разные подходы к расшифровке дебаеграм пироксенов (в пленках, таблиц их межплоскостных расстояний и дифрактометрических кривых), в частности, сопоставление значений  $\frac{d}{n} \alpha$  наиболее интенсивных отражений (Михеев, 1957) для всех пироксенов. Сравнение наиболее изменяющихся величин

Схема зависимости изменений линейных параметров пироксенов с замещениями катионов

	Замещения	Позиции	Параметр		Примеры изоморфных рядов
			возрастает	убывает	
Изовалентные	Mg → Fe <sup>2+</sup> Mg → Fe <sup>2+</sup>	M <sub>1</sub> — Y M <sub>2</sub> — X	Сильно <i>b</i> <sub>0</sub> , слабо <i>a</i> <sub>0</sub> Слабее <i>b</i> <sub>0</sub> и <i>a</i> <sub>0</sub> , чем в M <sub>1</sub>	— —	} Ортопироксены
	Mg → Fe <sup>2+</sup>	M <sub>1</sub> — Y	Оч. сильно <i>b</i> <sub>0</sub> , сильно <i>a</i> <sub>0</sub>	—	
	Mg → Mn	M <sub>1</sub> — Y	Оч. сильно <i>b</i> <sub>0</sub> , сильно <i>a</i> <sub>0</sub>	—	Диопсид* → иогансенит *
	Mg → Ca	M <sub>2</sub> — X	Сильно <i>a</i> <sub>0</sub> , слабо <i>c</i> <sub>0</sub>	—	Пижонит → авгит Авгит * → салит
Гетеровалентные	{ Ca → Na <sup>+</sup> Mg → Fe <sup>3+</sup> , Al	M <sub>2</sub> — X M <sub>1</sub> — Y	— —	Слабо <i>a</i> <sub>0</sub> , оч. слабо <i>c</i> <sub>0</sub> Оч. сильно <i>b</i> <sub>0</sub> , сильно <i>a</i> <sub>0</sub>	Диопсид → эгирип и Диопсид → жадсит **
	{ Ca → Li <sup>+</sup> Mg → Al	M <sub>2</sub> — X M <sub>1</sub> — Y	— —	Сильно <i>a</i> <sub>0</sub> , слабо <i>c</i> <sub>0</sub> Сильно <i>b</i> <sub>0</sub> и <i>a</i> <sub>0</sub>	Сподумен*** (в сравнении с диопсидом)
	{ Si → Al Mg → Fe <sup>3+</sup> , Al	Z M <sub>1</sub> — Y	Средне <i>a</i> <sub>0</sub>	Средне <i>c</i> <sub>0</sub> Оч. сильно <i>b</i> <sub>0</sub> , сильно <i>a</i> <sub>0</sub>	Истинные фассанты, также авгиты и в меньшей степени все остальные пироксены

Примечание. Список катионов по уменьшению их ионных радиусов: (K), Ca, Na, Mn, Fe<sup>2+</sup>, Mg, Ti<sup>4+</sup>, Ti<sup>3+</sup>, Li, Fe<sup>3+</sup>, Al, Si.

\* Идеализированные изоморфные ряды.

\*\* Ячейка жадсита меньше, так как  $R_i \text{ Al} < R_i \text{ Fe}^3$ .

\*\*\* Самая маленькая ячейка, так как  $R_i \text{ Li} < R_i \text{ Na}$  и нет Fe<sup>2+</sup>.

$\frac{d}{n} \alpha$  на всем интервале дифракционного спектра, независимо от интенсивности отражений, было сделано для изоморфных рядов диопсид — геденбергит (Kovčimský, 1955), диопсид-эгирин (Шендерова, Соколова, 1958), тогда как пижонит с серией диопсид-геденбергита (Kuno, Hess, 1953) и акмит с эгирином (Schüller, 1958) сравнивались по определенным участкам дебаеграмм.

Наиболее полной в этом отношении является работа голландского ученого Звана (Zwaan, 1955), выполнившего совместные оптические и рентгенографические исследования большего числа орто- и клинопироксенов, сопровождаемые несколькими химическими анализами. Различать ромбические и моноклинные пироксены Зван советует по очень сильным отражениям 420 и 221. Содержание Mg, Al и Ca в ортопироксенах он определяет по положению пары сильных рефлексов 10.3.1 и 060 и дает график зависимости расстояния между этими рефлексами и содержанием Mg. В составе клинопироксенов по различной позиции и интенсивности отражений 221, 310, 311, 131, 221 им выделяется четыре группы: 1) диопсид, геденбергит, авгит, Ti-авгит, диаллаг; 2) пижонит; 3) эгирин, жадеит, омфацит; 4) сподумен. Из них пижонит характеризуется наибольшей интенсивностью линий 310 и 311, 221, 002 и расстояниями между линиями 220 и 221, по которым он четко отличается от других групп клинопироксенов. У сподумена большинство сильных и интенсивных рефлексов, особенно пара 221—311, не совпадают с таковыми других клинопироксенов, отчего он, по мнению Звана, может быть обособлен от остальных пироксенов. Структурная индивидуальность пижонита и сподумена, легко идентифицируемых по порошкограммам, ограничивает рентгеновскую диагностику клинопироксенов, по Звану, двумя группами: диопсида (1) и эгирина (3). Группа диопсида отличается сильным изолированным рефлексом 531, а также 260 и 531, а группа эгирина обладает двумя парами очень сильных линий 221 (310—311) и 131, 221. Именно две последние группы минералов — наиболее распространенные по составу порообразующие пироксены.

Но Зван не отдает предпочтения рентгеновскому определению пироксенов внутри групп диопсида и эгирина, а рекомендует проводить его совместно с оптическим определением. Корреляция рентгеновских констант с оптическими проводится им путем нанесения значений изменения расстояний между рефлексами 131—221; 221—310 и 220—221 (выраженных в *mm* или в Å) на известную трапецию Хесса (с вершинами диопсид, геденбергит, эстатит, ортоферросилит), на которой показываются оптические свойства разновидностей Ca-Mg-Fe-пироксенов.

Выполненное нами рентгенографическое исследование амфиболов (Гинзбург, Сидоренко, Рогачев, 1961) в значительной мере способствовало выработке собственного подхода к аналогичному исследованию пироксенов. Предварительные итоги диагностики пироксенов с помощью дебаеграмм (Гинзбург, Сидоренко, 1963) в отличие от Звана позволили прийти к заключению о решающей роли рентгеновского определения пироксенов перед оптическим.

### ПОСТАНОВКА ОПЫТОВ

Задача выявления разновидностей пироксенов на основе дебаеграмм требовала большого количества проб с точно соответствующими и доброкачественными химическими анализами. Всего в нашем распоряжении оказалось более 80 таких пироксенов, которые составили главный эталонный фонд, положенный в основу их расчленения. Было так же снято около 20 пироксенов, для которых в литературе имеются химические анализы, но они не вполне сопоставимы. Наконец, около 50 пироксенов

не имели химических анализов, и определены по оптическим константам и спектральным анализам; из них здесь приведены лишь необходимые. Всего было изучено свыше 150 проб пироксенов — около 130 отечественных и примерно 20 зарубежных.

Большинство навесок, проб и образцов пироксенов представлено по нашей просьбе целым рядом лиц, которым мы выражаем свою благодарность (их фамилии указаны в табл. 3 и 4); некоторые пироксены получены из химической лаборатории ИГЕМ АН СССР и из коллекции Минералогического музея АН СССР.

Подбор пироксенов для исследования производился с учетом их состава, петрогенетического значения и распространенности, а также уже известных особенностей их дебаеграмм. Наибольшее число дебаеграмм получено для широко распространенных Са-Mg-Fe<sup>2+</sup> и близких к ним пироксенов. Na-Fe<sup>3+</sup>-Al-пироксены представлены меньшим количеством дебаеграмм. Ортопироксены охарактеризованы несколькими снимками. Сподумен вовсе опущен, а пижонит снимался для сравнения с другими Са-пироксенами, потому что они четко отличаются по дифракционной картине от остальных пироксенов.

Особое внимание обращалось на подготовку минералов к съемке и, в частности, к их чистоте: пробы отбирались одним из авторов.

С порошка каждого образца получены дебаеграммы в камерах РКД (с  $D = 57,3$  мм, при диаметре образца 0,3 мм) на железном нефильтрованном излучении (35 кэ, 12 ма). Попытка использовать камеру РКУ с большей разрешающей способностью — с  $D = 114$  мм (при медном излучении, 40 кэ, 16 ма) не дала удовлетворительных результатов. В этих условиях дебаеграмма в целом получается менее четкой, отражения расширены, многие слабые отражения, важные диагностически, исчезают. Внутренние стандарты не способствовали улучшению и уточнению дебаеграмм пироксенов и не употреблялись. На дифрактометре УРС-50-И записаны 20 полных дифракционных спектров характерных представителей каждого из выделенных по дебаеграммам структурных типов и подтипов, а также участки спектра с непрерывным сдвигом отражений для 25 образцов. Запись выполнена на нефильтрованном медном излучении при скорости вращения счетчика 2°/мин и движении ленты, обеспечивающем масштаб 1 мм в 4,5 мин. Это разрешение достаточно, чтобы выявить детали различий структурных типов и подтипов. Дифрактометрические кривые подтвердили правильность расчленения пироксенов по дебаеграммам.

Не увенчалось успехом привлечение многочисленных опубликованных таблиц межплоскостных расстояний (как и вычерченных по ним столбиковых диаграмм) для сравнения с полученными данными, так как при такого рода расшифровке утрачиваются необходимые детали. Отсюда ясно, что практикуемое иногда сравнение пироксенов по полному набору межплоскостных расстояний не рационально.

В соответствии с главной задачей произведенного исследования полученные экспериментальные данные по оценке особых линий дебаеграмм в сочетании с найденными формулами пироксенов легли в основу эмпирических выводов, которые будут обсуждены далее.

Здесь же остановимся на некоторых попутных опытах. Так, снимки с пироксенов, распавшихся на фазы, не показали смеси авгита и гиперстена, а дали дифракционную картину минерала-хозяина. Слабо зональные пироксены тоже не различались. Только в случае резко зонального фассаита получена различная дифракционная картина ядра—обр. 618<sup>б</sup> и краев — обр. 618<sup>а</sup>, смесь которых выступила и на дебаеграмме.

Рассматривалось также влияние на характер дебаеграмм давления и температуры, которым могут подвергаться пироксены в природе. Снимки эгирина (обр. 524 и 1947), отожженного до 900° при атмосферном давле-

нии и энстатита (обр. 63572), выдержавшего нагрузку в 15 тыс. атм. при комнатной температуре, получились такими же, как у исходных минералов, но с несколько повышенной диффузностью линий, указывающей на слабую нарушенность структур этих минералов, возникшую в опытах. В природных условиях такое напряженное состояние структуры, очевидно, быстро снимается, так как аналогичная диффузность установлена только в пироксене недавно упавшего метеорита Nakhla (1912 г.).

Допускалось далее, что условия кристаллизации пироксенов каким-то образом могут сказаться и на дебаграммах. При этом имелись в виду известные различия эффузивных и интрузивных орто- и клинопироксенов сходного состава по величине угла оптических осей, а также намечающийся меньший объем элементарной ячейки интрузивных ортопироксенов по сравнению с эффузивными. Однако у следующих изученных нами пар авгитов из вкрапленников эффузивных пород и из интрузивных (соответственно обр. 0—179 и 598; 65280 и 173; 1959 и 17930) никаких различий на дебаграммах не выявлено.

Дебаграмма искусственного диопсида не показала ничего особого.

### РЕЗУЛЬТАТЫ СРАВНИТЕЛЬНОГО АНАЛИЗА РЕНТГЕНОГРАММ

Предшествующие попытки определения по дебаграммам моноклинных пироксенов еще не дали желаемых результатов, поэтому особого внимания требовало выделение диагностических линий, от выбора которых зависела достоверность отнесения их к тому или иному минералогическому виду или разновидности. Такого рода особые линии были сперва установлены на 60 дебаграммах еще в 1962 г., затем подтверждены на большем количестве дебаграмм и проверены по дифрактометрическим кривым. Тем самым была достигнута полная уверенность в надежности выделенных линий, постоянно присутствующих в соответствующих группировках пироксенов и доказана обоснованность их применения для расчленения пироксенов по дебаграммам.

После работы Звана (Zwaan, 1955) казались исчерпанными возможности рентгенографического расчленения пироксенов. Однако самый тщательный просмотр большого числа порошкограмм позволил на фоне различий, выявленных Званом, найти новые, по которым и произведено более дробное расчленение пироксенов.

Диагностические линии выделялись Званом на участках небольших углов отражений, где разрешение и точность определений невелики. Более совершенным оказался прием выделения диагностических линий на средних углах отражений, оправдавшийся ранее на амфиболах (Гинзбург, Сидоренко, Рогачев, 1961). Это углы в  $40-45^\circ$  в  $60-65^\circ \theta$  на железном и  $30-35^\circ$  и  $47-50^\circ \theta$  на медном излучении.

По дифракционной картине в целом резко различны ромбические и Na-пироксены от прочих, но с учетом взаимного расположения и изменения интенсивности особых линий выделено восемь структурных разновидностей пироксенов, названных структурными типами (подобно тому как у амфиболов).

Особенностью характерных линий является постоянство их расположения и интенсивности в пределах простых структурных типов. Эти же линии в сложных структурных типах (с подтипами) постепенно изменяют взаимное расположение и интенсивность. Между отдельными структурными типами наблюдаются скорее резкие, чем постепенные переходы, но каждый структурный тип вполне индивидуален и более или менее стабилен.

В целом дебаграммы пироксенов богаты отражениями, положение которых во многих случаях меняется с переходом от одного структурного

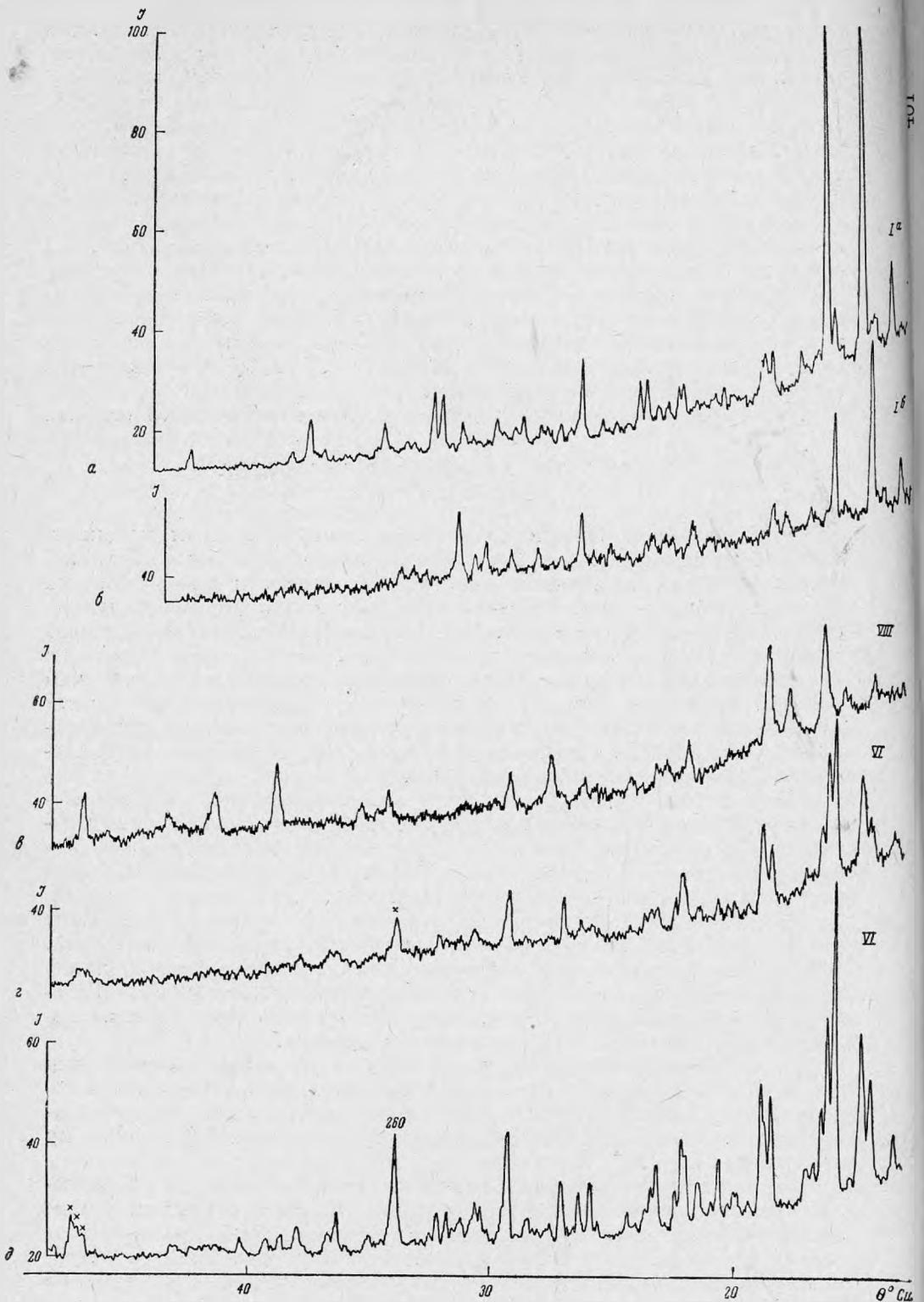


Рис. 1. Дифрактометрические кривые структурных подтипов Mg-Fe-ортопироксенов и структурных типов Ca-Mg-Fe-клинопироксенов (Cu-K $\alpha$ 3-излучение, 10 ма, 40 кэ, скорость записи 2° $\theta$  Cu в мин (здесь и дальше диагностические линии отмечены индексами и крестиками):

а — I<sup>a</sup> энстатит, обр. 63527; б — I<sup>b</sup> авлит, обр. 41<sup>b</sup> (а, б — из метаморфических пород); в — VIII пиджонит, обр. 126 из эффузива; г — VI авгит, обр. 436 из траппа; д — VI авгит, обр. 11391 из туфа

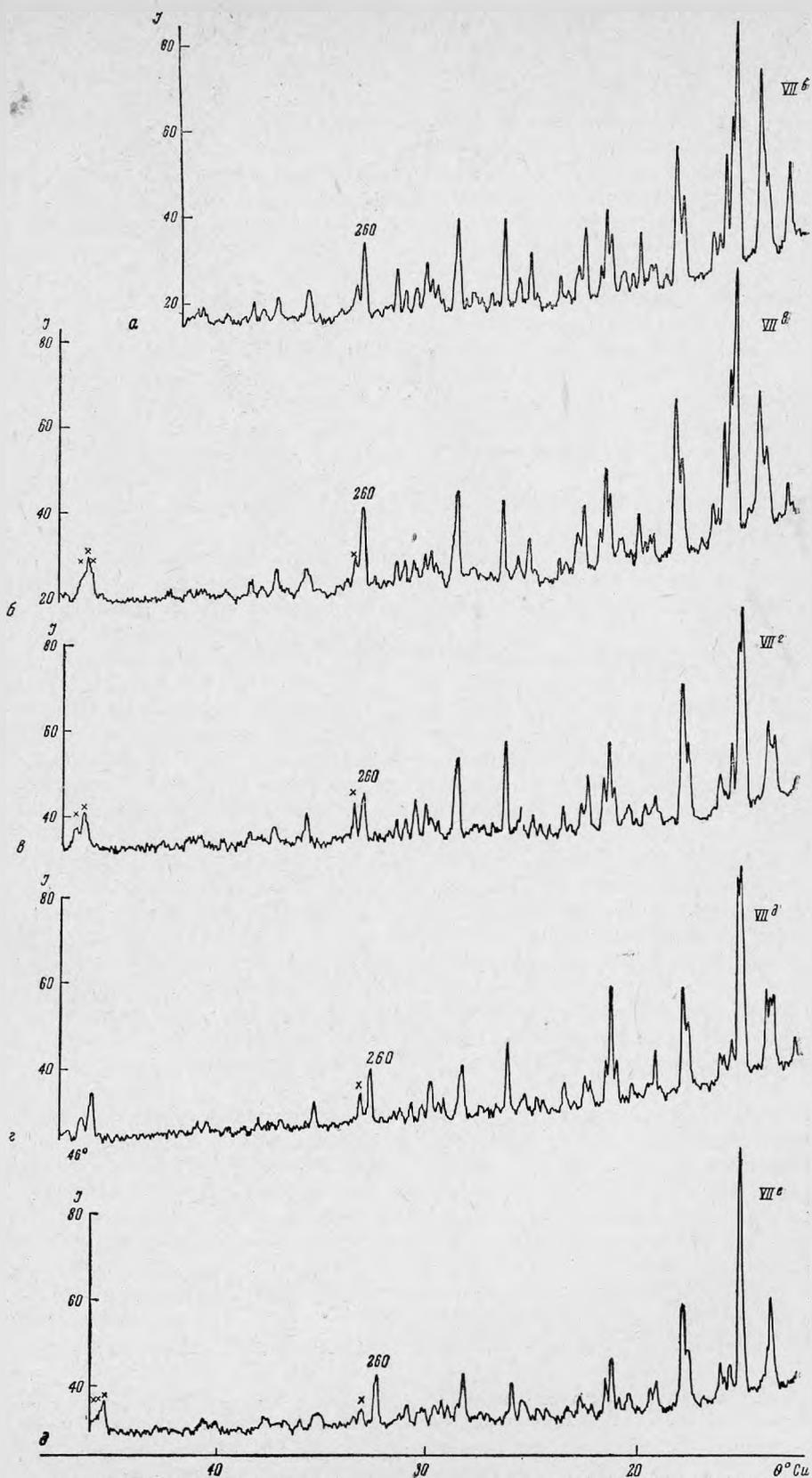


Рис. 2. Дифрактометрические кривые подтипов структурного типа диоксида-геденбергита (условия съемки и обозначения диагностических линий см. рис. 1):  
 а — VII<sup>б</sup> авгит, обр. 12614; б — VII<sup>в</sup> диоксид, обр. 3324; в — VII<sup>г</sup> Na-авгит, обр. 16608; г — VII<sup>д</sup> ферроавгит, обр. 40-3; д — VII<sup>е</sup> Mn-геденбергит, обр. 12000 (а — г — из интрузивных и связанных с ними пород, д — ; метасоматических)

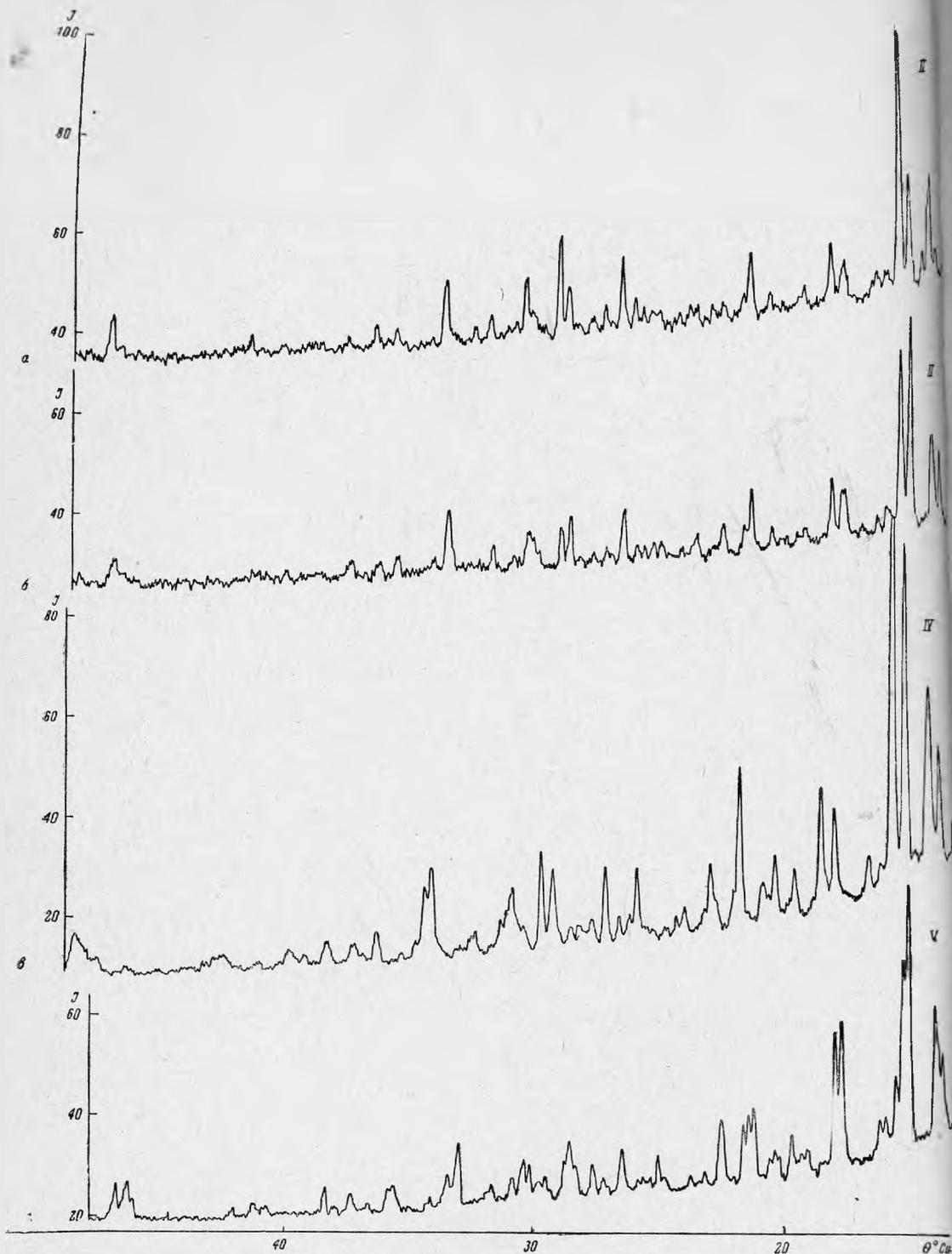


Рис. 3. Дифрактометрические кривые структурных типов щелочных и глиноземистого пироксенов (условия съемки см. рис. 1):

*a* — II эгирин, обр. 1947 из интрузивной породы; *б* — II эгирин из метасоматической породы, обр. 11612; *в* — IV жадеит белый, первичный, обр. 3322; *г* — V фассаит, обр. 618<sup>б</sup> необычной структуры (остальные фассаиты в структурном типе VII)

типа к другому. Это иллюстрируется дифракционными кривыми всего спектра каждого структурного типа и подтипа (рис. 1—4), являющихся средством диагностики структурных типов по картине в целом. На этих кривых крестиками и индексами отмечены диагностические линии. Межплоскостные расстояния можно вычислить по приведенным кривым.

Чтобы в дальнейшем можно было определять пироксены не только по дифрактометрическим кривым (Cu-излучение), но и по дебаеграммам (Fe-излучение), специфические особенности выделенных структурных типов описываются применительно к дебаеграммам, которые здесь не воспроизведены. На дифрактометрических кривых эти особенности типов и подтипов «читаются» свободно.

Употребляющиеся нами названия структурных типов даны в соответствии с общепринятой классификацией пироксенов (см. рис. 8).

Рассмотрим диагностические признаки структурных типов (римские цифры) и подтипов (русские буквы) пироксенов.

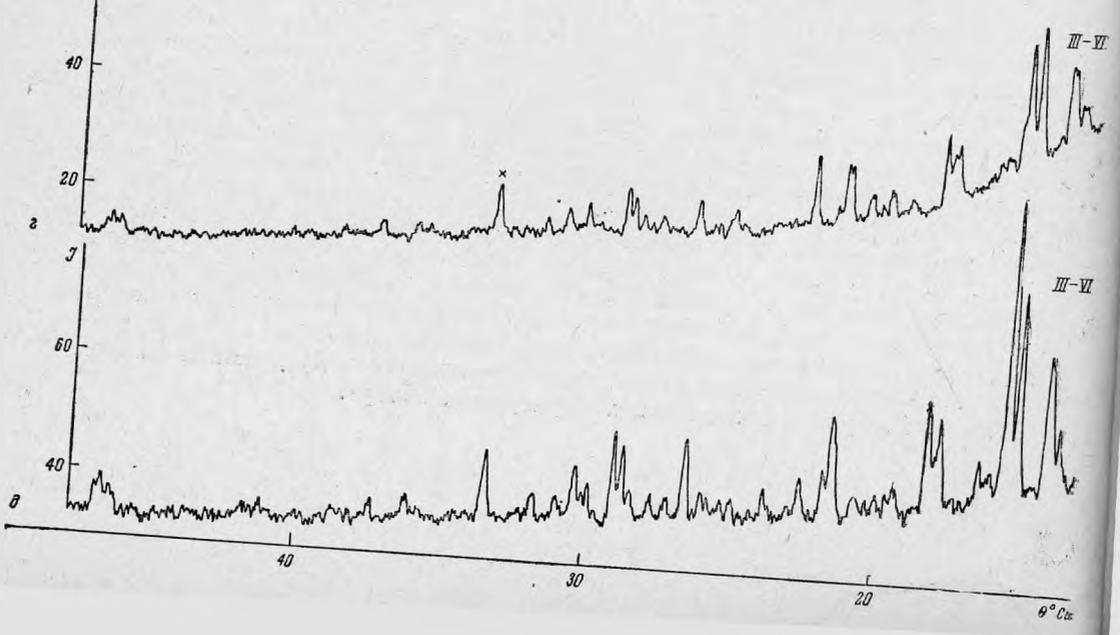
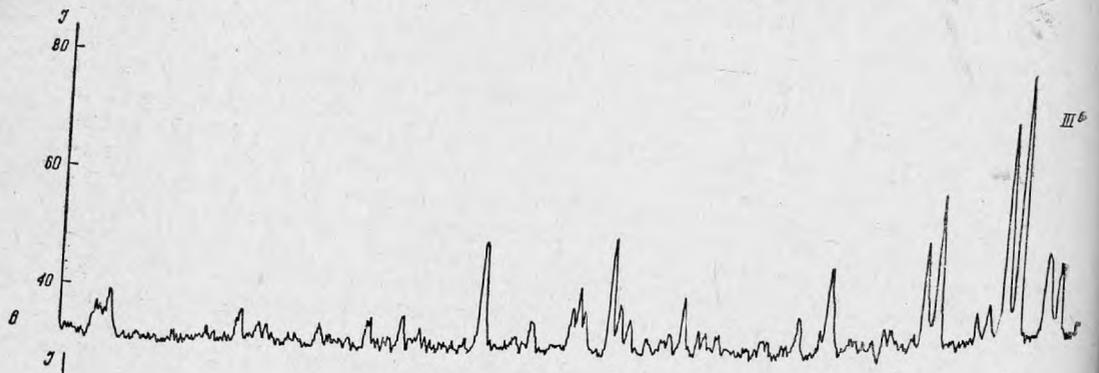
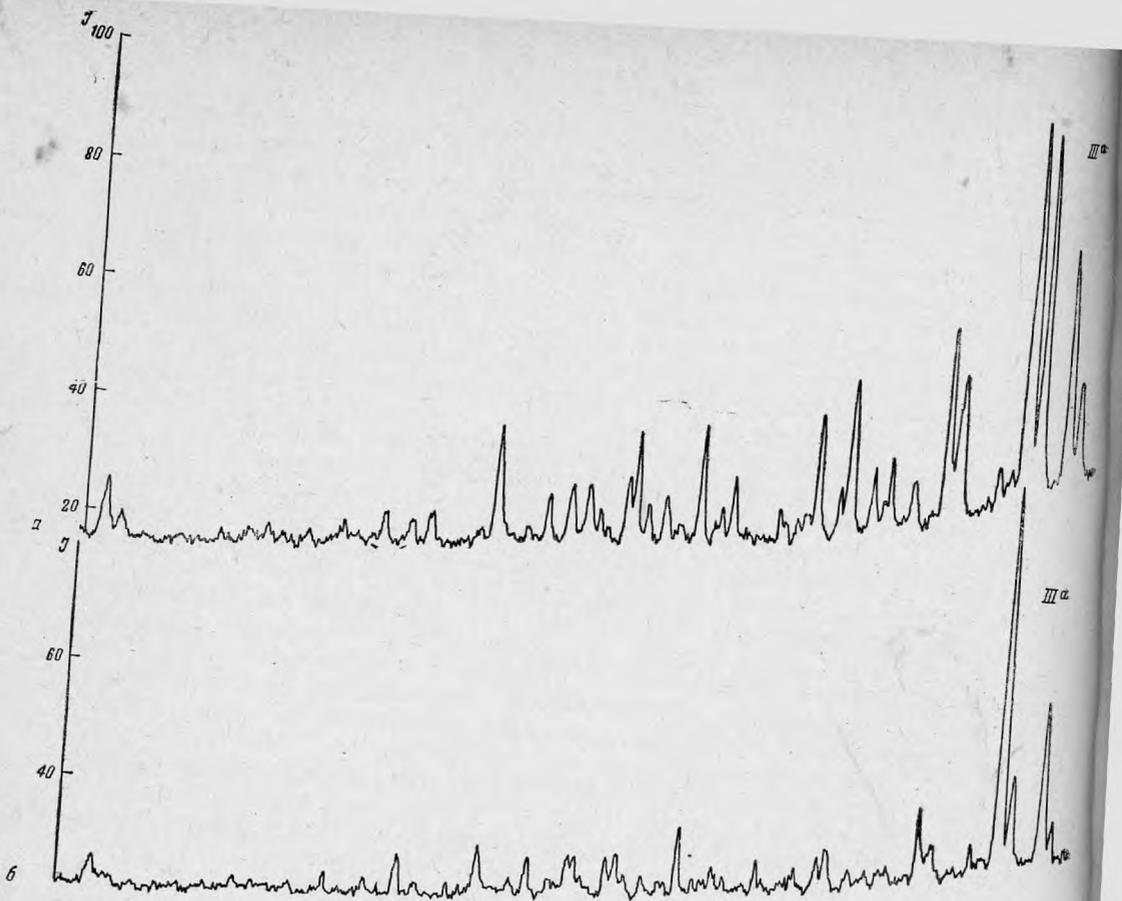
I тип ромбических пироксенов по картине в целом расчленяется на два подтипа: I<sup>a</sup> — энстатита и I<sup>b</sup> — эвлита.

Три структурных типа (II, III и IV) объединяют пироксены вида  $R^{1+}, R^{3+}[Z_2O_6]$ : II — эгирин, III — омфациит, IV — жадеит. Структурный тип эгирина очень стабилен от образца к образцу. Тип II — эгирина и III — омфациита не отличимы по рефлексам на малых и средних углах отражений. Но группа отражений на больших углах  $\theta_{Fe}$ , равных 65—67°, дает основание для четкого их различия. В типе III — омфациита по смещению и расхождению линий в указанной группе отражений выделяется два подтипа III<sup>a</sup>, III<sup>b</sup> и один переходный к типу VI — авгитов. Тип жадеита — IV имеет существенные отличия в дифракционной картине и сугубо индивидуален по характеру отражений.

Следующие три структурных типа разнообразных Ca-Mg-Fe-пироксенов с тем или иным содержанием Al, Fe<sup>3+</sup>, Na, Mn и др. отличаются друг от друга по комбинации рефлексов на двух участках дебаеграммы — на средних и дальних углах отражений (табл. 2). На первом участке с  $\sim 43^\circ \theta_{Fe}$  отмечается два отражения, из которых первое имеет индекс 260, на втором участке с  $\sim 65^\circ \theta_{Fe}$  имеется пара рефлексов 513 и 750, между которыми в VI и VII типах появляется третья. Относящиеся сюда структурные типы: V — фассаита, VI — авгита и VII — диоксидагеденбергита (салита) характеризуются следующими особенностями указанных отражений. V тип — фассаита имеет два отражения на первом участке и три — на втором при увеличении относительной интенсивности отражений в сторону больших углов. VI тип — авгита постоянен и обнаруживает одно отражение 260 при  $\sim 43^\circ \theta_{Fe}$  и два равной интенсивности при  $\sim 63^\circ \theta_{Fe}$ .

Подтип VII<sup>a</sup> как бы промежуточный между типами VI и собственно VII. В пироксенах этого типа со стороны больших углов отражения 260 появляется слабый дополнительный рефлекс, практически сливающийся с указанным отражением или вызывающий его расширение. На втором диагностическом участке два рефлекса примерно равной интенсивности. VII<sup>a</sup> постоянно переходит в VII<sup>b</sup>, где уже четко фиксируются два отражения в области  $\theta_{Fe} \sim 43^\circ$  (или  $\theta_{Cu} \sim 33^\circ$ ) — более интенсивное 260 и непроиндексированное, отсутствующее в типе VI. Интенсивность этого дополнительного отражения возрастает, а его угловое расстояние от 260 увеличивается, что позволяет выделить еще четыре подтипа: VII<sup>b</sup>, VII<sup>c</sup>, VII<sup>d</sup>, VII<sup>e</sup>. От VII<sup>a</sup> до VII<sup>e</sup>  $\Delta\theta_{Cu}$  этих двух отражений увеличивается от 17' до 75' (табл. 2). На втором диагностическом участке имеется также два отражения 513 и 750, расстояние между которыми возрастает в том же направлении.

VIII — тип пижонита имеет специфические черты, указанные Званом (Zwaan, 1955) и отмеченные в литературном обзоре.



Уже из самих названий каждого структурного типа можно приблизительно судить о химизме составляющих их пироксенов. Подробно об этом речь пойдет дальше. Здесь же отметим тот важный факт, что за исключением переходных подтипов III—IV и VII<sup>a</sup> каких-либо переходных структур между отдельными структурными типами пироксенов не обнаружено. Другое дело подтипы, различия между которыми малы и которые как бы постепенно переходят друг в друга.

Таблицы полного набора межплоскостных расстояний здесь не приводятся, так как они приведены в статьях Звана (Zwaan, 1955), Г. А. Ковалева и др. (1959). Следует заметить, что индексы отражений в работе Звана в отдельных случаях вызывают сомнения: принятые за истинные для значений  $d/n$  меньше  $2\text{Å}$ , например, у пижонита и у эгирина они дают неверные величины параметров элементарной ячейки (в частности, у жадеита  $c = 5,07 \text{Å}$  и т. п.), поэтому ими следует пользоваться с осторожностью. Если необходимо вычислить параметры, то лучше использовать

Т а б л и ц а 2

Значения углового расстояния пары отражений на  $\theta_{\text{Cu}}$  в интервале  $31-33^\circ$  структурного типа VI и VII \*

Номер образца	$\Delta\theta_{\text{Cu}}$ , мин	Структурный тип	Номер образца	$\Delta\theta_{\text{Cu}}$ , мин	Структурный тип
диопсиды-геденбергиты (авгиты)			фассаиты		
11 391	0	VI	6 922	21	VII <sup>B</sup>
17 930	17	VII <sup>a</sup>	15 534	22	»
17 931	18	»	8 086	23	»
1 959	19	VII <sup>b</sup>	618 <sup>a</sup>	24,7	VII <sup>Г</sup>
12 614	20	»	8 754	24	VII <sup>Г</sup>
17 932	22	VII <sup>B</sup>	Пироксены, богатые Na		
7 642	22	»	15 619	18	VII <sup>б</sup>
3 324	23	»	68/7	19	»
9 857	27	VII <sup>Г</sup>	16 168	22	VII <sup>B</sup>
40—3	30	VII <sup>Д</sup>	16 607	25	VII <sup>Г</sup>
15 001	37	VII <sup>e</sup>	16 608	26	»
Пироксены, богатые Mn и Zn			9 050	27	»
8 421	0	VI	15 618	27	»
14 619	22,5	VII <sup>B</sup>	16 614	29	VIII <sup>Д</sup>
62 458	27	VII <sup>Г</sup>	2 935	76	VII <sup>e</sup>
12 000	41	VII <sup>e</sup>			

\* Судя по дебаграммам обр. 17930; 17932; 3324; 12614 (см. табл. 3) и обр. 618<sup>a</sup> (см. табл. 4) распределены между VII<sup>a</sup>—VII<sup>Г</sup> иначе.

более достоверно проиндцированные отражения с  $2 \text{Å}$ . Именно это обстоятельство и не позволило приписать индексы каждому максимуму приведенных дифракционных кривых (см. рис. 1—4), что, однако, не препят-

Рис. 4. Дифрактометрические кривые подтипов структурного типа омфацита (условия съемки и обозначения диагностических линий см. рис. 1):

*a* — III<sup>a</sup> омфацит, обр. 408 из глубинных пород; *b* — III<sup>a</sup> эгирина, обр. 524 из легматитов близ поверхностного интрузива; *c* — III<sup>b</sup> эгирина-авгита, обр. 35—36 из контактово-метасоматической зоны; переходные структурные типы: *d* — III — VI омфацит, обр. 430 из ксенолита; *e* — III — VI эгирина-авгита, обр. 353 из контактово-метасоматической зоны

ствуется использованию их для диагностических целей. Необходима специальная работа по уточнению индексификации межплоскостных расстояний пироксенов.

Всего с учетом подтипов выделено 18 структурно различных группировок пироксенов, что вместе со сподуменом<sup>2</sup> составляет 19. Употребляющихся сейчас названий разновидностей пироксенов, по разным данным, от 40 до 50, однако практически все они укладываются в эти 19 структурных группировок.

Будучи прослеженным на целом ряде образцов и, следовательно, не являющийся случайным, каждый структурный тип (и подтип) остается сугубо индивидуальным и постоянным, что безусловно позволяет производить диагностику пироксенов таким простым и массовым рентгенометрическим способом, каким являются снимки дебаеграмм. В заключение приводим результаты определения параметров некоторых изученных пироксенов:

		$a_0$	$b_0$	$c_0$	$\beta$
618 <sup>b</sup>	Фассаит	$9,77 \pm 0,05$	$8,86 \pm 0,05$	$5,26 \pm 0,02 \text{ \AA}$	$76^\circ \pm 2^\circ$
63 572	Эпстатит	18,22	8,77	$5,18 kX$	$90^\circ$
611	Авгит	9,71	8,95	$5,15 kX$	$71^\circ 10'$
5618	Омфацит	9,43	8,80	$5,15 kX$	$73^\circ 23'$

Параметры первого образца определены на монокристалле Н. И. Органовой (Mo-излучение); у остальных — параметры вычислены по дебаеграммам Г. А. Сидоренко (Fe- и Cu-излучение).

#### ХИМИЗМ СТРУКТУРНЫХ ТИПОВ И ПОДТИПОВ ПИРОКСЕНОВ

В изменениях кристаллической структуры пироксенов принято видеть изменения их химического состава, точнее — изменения содержания катионов с разными ионными радиусами. Например, изменения параметров ячейки пироксенов сопоставляют с изменением валового содержания того или иного катиона или их суммы. Соответственно и здесь обращено внимание прежде всего на химизм пироксенов, вошедших в каждый структурный тип и подтип, но с учетом различия двух октаэдрических позиций  $M_2$  и  $M_1$ .

Расчет химических анализов пироксенов  $X^{2+}Y^{2+} [Z_3^{4+}O_2^-]_6$  на формулы производился на основе четырех катионов, изредка по  $Si = 2$ , а не на основе 6 кислородов. Благодаря этому сумма чисел атомов катионов всегда равна 4. Сумма же валентности за редким исключением оказывалась не равной 12. Обычно получался недостаток трехвалентных катионов для компенсации одновалентных катионов, реже для компенсации замещения Si на Al, изредка того и другого. Это обнаруживается при вычислении из коэффициентов формул двух пар гетеровалентных замещений (Гинзбург, 1963г):



по схеме, предложенной ранее для амфиболов (Гинзбург, 1961). Избыток  $Fe^{3+}$  связан с окислением железа пироксена в природных условиях или же при подготовке минерала к анализу путем растирания. Неравенство

<sup>2</sup> Сопоставление вычисленных параметров серии сподуменов переменного состава показало близость  $a_0, b_0, c_0, \beta$ , что согласуется с незначительными колебаниями его состава (Гордиско, Каленчук, 1964).

суммы валентности катионов числу<sup>3</sup> 12, вызванное нехваткой  $R^{3+}$ , еще больше при расчете на 6 кислорода и получается при расчете на основе параметров и уд. веса. Следовательно, дело не в ошибке расчета, а в несовершенстве силикатных анализов пироксенов или же в том, что у них не противоестественна некомпенсация валентностей катионов (то и другое при условии чистоты анализируемого материала).

При распределении катионов кристаллохимических формул (табл. 3 и 4) между октаэдрическими позициями  $M_2$  и  $M_1$  мы руководствовались, как это принято, размерами ионных радиусов. В тетраэдрическую позицию, помимо Si, относился весь Ti, а нехватка до двух дополнялась Al, как рекомендует В. С. Соболев (1949). Дело в том, что нет доказательств нахождения Ti в  $M_1$ , кроме сильного плеохроизма у искусственных титановых пироксенов (Цветков, 1951). Пироксены с подобным плеохроизмом не исследовались. Необходимость отнесения Ti в Z, а не в  $M_1$  (Deer a oth., 1962) часто вытекает непосредственно из расчета формул, например у обр. 16 613 (табл. 4), когда не хватает Al для насыщения Z до двух.

Обычно по вычисленным из анализов формулам пироксенов находят гипотетические молекулы — миналы. Подобные упрощения формул пироксенов, применяемые при рассмотрении связи «параметр — катион» и на графиках «состав — свойство» не способствовало выявлению особенностей химизма пироксенов отдельных структурных типов и было оставлено.

Рассмотрим химизм каждого структурного типа и подтипа пироксенов, используя результаты пересчета их химических анализов (табл. 3, 4). Из оптических констант и других свойств пироксенов указаны самые необходимые. Интересующихся остальными оптическими и иными свойствами пироксенов отсылаем к указанным литературным источникам. В соответствии с природными соотношениями пироксенов несколько изменим порядок описания структурных типов. После магниевых-железистых пироксенов идут все более кальциевые, а затем собственно натриевые.

Тип I — ромбические пироксены. В литературе эти минералы очень полно охарактеризованы дебаеграммами и вычисленными по ним параметрами ячейки. Установлено увеличение всех параметров, особенно  $b_0$ , с возрастанием содержания железа (Zwaan, 1955; Ковалев и др., 1959). Эта зависимость представлялась прямолинейной непрерывной. Подчеркнутое (Zwaan, 1955) существование у энстатита двух типов октаэдров —  $M_1$  и  $M_2$ , вкупе с перегибом кривой угла оптических осей на середине между крайними членами серии ортопироксенов позволило (Гинзбург, 1963<sub>2</sub>) допустить, что в них сначала Mg меньшего октаэдра  $M_1$  без остатка замещается  $Fe^{2+}$ , а затем Mg большего октаэдра  $M_2$  замещается на  $Fe^{2+}$ . В связи с этим ожидалось обнаружение прерывности в средней части серии ортопироксенов эффузивных, интрузивных и метаморфических пород. И действительно, по линиям средних углов отражений (не тем, по которым вычисляются параметры  $a_0$ ,  $b_0$ ,  $c_0$ ) установлено разделение ортопироксенов на два структурных подтипа:  $I^a$  — энстатита,  $I^b$  — эвлита, без постепенных переходов. Если бы в данном случае  $Fe^{2+}$  в беспорядке замещал обе октаэдрические позиции, то не получилось бы двух различных проявлений всей дифракционной картины.

Тип VIII — пижонит. Это пироксен с небольшим содержанием Ca в  $M_2 = 15-20$ . Он характерен для закаленных основных пород. Диагно-

<sup>3</sup> Неравенство суммы валентности 12 может быть снято при допущении вхождения в пироксен OH на место O тетраэдров по схеме:  $|Ca^{2+} \rightarrow Na^{1+}; O^{2-} \rightarrow OH^{1-}|$  и  $|Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}; OH^{1-} \rightarrow O^{2-}|$ . Допущение  $H_3O^{1+}$  не подтверждено экспериментально.

стика этого минерала основана на малых углах  $2V$  до  $0^\circ$  в (010) и часто в плоскости  $\perp$  (010). Известны и метасоматические авгиты с малым  $2V$  и даже с  $2V = 0^\circ$ . Хотя знание генезиса важно, однако только дебаеграмма решает вопрос о принадлежности пироксена с малым  $2V$ , к истинному пижониту. Пижонит Закарпатья пока единственный достоверный в СССР. Остальные требуют проверки с помощью дебаеграммы<sup>4</sup>.

Тип VI — авгит. Это пироксены, содержащие от 45 до 82 Са на месте Mg в позиции M<sub>2</sub>. Они занимают промежуточное положение между типом пижонита и типом диопсид-геденбергита. В структурный тип авгита входит по существу одна одноименная минеральная серия. В ее составе некоторые петрографы выделяют разновидности с пониженным содержанием СаО, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и с более низким, чем обычно, углом  $2V = 40-46^\circ$ . Такие разновидности называют пижонитами (Соболев, 1936 и др.) или пижонит-авгитами (Mc Donald, 1944, Лебединский, 1962 и др.), что неприемлемо, так как первое наименование вносит путаницу с собственно пижонитом VIII, а второе — скрыто подразумевает изоморфную смесимость в действительности не смесимых членов VIII и VI. Более того, изученные образцы как раз отвечают тем низким содержаниям СаО и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, которые указаны для таких разновидностей, так что и с этой точки зрения выделение их излишне. Отсутствие среди изученных пироксенов образцов с пониженным  $2V$  не меняет дела, так как пониженное  $2V$  — признак структурных превращений в твердом состоянии (Гинзбург, 1963<sub>2</sub>).

Пироксены, попавшие в структурный тип авгита — VII, большей частью происходят из быстро застывших пород: придонных частей массива габбро-норитов, из сильно или слабо дифференцированных трапповых долеритов и их туфов, а также из малоомощных потоков лав и дайковых порфиритов. Сюда относится и так называемый «диопсид» метеорита Накхла (табл. 3) и один Mn-пироксен (табл. 4).

По особенностям дебаеграмм структурный тип авгитов — VI более отличен от пижонита VIII, чем от диопсид-геденбергита — VII.

Значение отделения структурного типа авгита от нижеследующего совершенно очевидно.

Тип VII — диопсид-геденбергита включает наибольшее число образцов и объединяет целый ряд изоморфных серий: диопсид-геденбергита, авгит-ферроавгита, серию Mn-пироксенов, а также большие части изоморфных серий: эгирин-диопсида, эгирин-геденбергита, щелочной член которых образует самостоятельный тип — II, и фассаита с крайним членом, относящимся к типу V. Сюда же входят характерные по окраске хром-диопсиды и виоланы, титансодержащие авгиты и фассаиты, обладающие сильной дисперсией оптических осей, и, наконец, некоторые морфологические разновидности (кокколит, малаколит, диаллаг).

Не останавливаясь на содержании каждого из подтипов, опустив перечисление минеральных разновидностей пироксенов, в них попавших, рассмотрим особенности отдельных серий и их распределение по подтипам: VII<sup>a</sup>, VII<sup>b</sup>, VII<sup>b'</sup>, VII<sup>c</sup>, VII<sup>d</sup>, VII<sup>e</sup>. Бросается в глаза, что в VII<sup>a-b</sup> преобладают существенно магниальные, в VII<sup>b'-c</sup> промежуточные, а в VII<sup>d-e</sup> существенно железистые разновидности всех серий. Говоря иначе, отчетливо намечается распределение минералов между подтипами по уменьшению содержания Mg. В каждом структурном подтипе находятся представители нескольких изоморфных серий пироксенов. Выделив пироксены отдельных изоморфных серий (см. табл. 3, 4), получаем возможность

<sup>4</sup> Пироксен обр. 62 226, хранящийся в Минералогическом музее АН СССР, под названием клиноэнстатит (из Южной Австралии), судя по дебаеграмме, относится не к данному типу, а к типу диопсид-геденбергита (подтип VII<sup>b</sup>); спектрально в нем найден Са; с  $Ng = 40-42^\circ$ . Следовательно, данный минерал н. клиноэнстатит.

Тип структуры (обозначение)	Номер образца	Исходное название минерала	Особые свойства: форма, оптика и др.	Средний ионный радиус $\times 1000$		Коэффициент $X = M_2$				
				M <sub>2</sub>	M <sub>1</sub>	Mg	Fe <sup>2+</sup>	Ca	Na	
I <sup>a</sup>	* 63 572	Эцстатит	Опт. (+)	660	657	100	—	—	—	
	140	Бронзит	Опт. (-)	742	691	86	—	9	3	
	36 062	Сцабоит	Сильн. ушлощ. по <i>b</i>	699	707	88	—	12	—	
	64 904	Гиперстен	(-) 2V = 45—50°	703	703	87	—	10	3	
I <sup>b</sup>	64 288	Феррогиперстен	(-) 2V = 57°	687	733	70	27	3	—	
	64 286	Эвлит	$v > \rho$ спльн.	697	734	36	62	—	—	
	* 41 <sup>b</sup>	»	—	737	733	28	64	8	—	
VIII	64 904	Пижонит	(+) 2V = 10° в $\perp$ (010)	717	703	83	—	16	1	
	* 126	»	(+) 2V = 15° в (010)	—	—	80	—	18	2	
VI	0-197	Пижонит-авгит	(+) 2V = 51°	817	689	52	—	45	3	
	* 436 <sup>a</sup>	То же	(-) 2V = 51°	891	710	30	—	70	—	
	163	Пижонит	(+) 2V = 51°	903	679	26	—	71	2	
	598	Ферропижонит	(+) 2V = 50—52°	917	691	22	—	75	3	
	0-179	Авгит	(+) 2V = 53°	926	662	19	—	76	5	
	140	Ст-пижонит	—	918	659	21	—	77	2	
	611 * 11 391	Диопсид »	(+) 2V = 50—54° —	917 941	697 662	22 15	— —	78 82	— 2	
VII <sup>a</sup>	* 17932	Авгит	—	958	679	9	—	86	5	
	* 17 931	»	—	961	674	8	—	87	4	
	244	»	(+) 2V = 57—68°	965	662	7	—	88	5	
	164-Д 354	Салит-диопсид Эгирип-авгит	Опт. (+) Опт. (-)	— —	— —	— —	— —	— —	— —	
VII <sup>b</sup>	173	Авгит	(+) 2V = 58°	940	685	15	—	80	5	
	343	»	—	957	671	10	—	86	4	
	65 280	»	Опт. (+); $c Ng=38-45^\circ$	—	—	17	—	83	—	
	* 3 324	Ст-диопсид	—	964	658	13	—	87	—	
	* 17 930	Авгит	—	955	665	9	—	88	3	
	* 1959	»	(+) 2V = 58°; $c Ng=45^\circ$	958	672	10	—	86	3	
	165 275	Салит 3	—	972	669	6	—	80	3	

Структурные типы и состав Mg — Fe и Ca — Mg — Fe пироксенов

Средний ионный радиус × 1000		Коэффициенты при формулах × 100																Некомпенсация валентностей в X и Y		
		X = M <sub>2</sub>					Y = M <sub>1</sub>							Z						
		M <sub>2</sub>	M <sub>1</sub>	Mg	Fe <sup>2+</sup>	Ca	Na	K	Mg	Fe <sup>2+</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Al	Mn	Ca	Ti <sup>3+</sup>	Si	Al	Ti <sup>4+</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Fe <sup>3+</sup> , Ti <sup>3+</sup>
660	657	100	—	—	—	—	90	5	—	5	—	—	—	184	16	—	—	—	-6	—
712	691	86	—	9	3	2	51	43	3	2	1	—	—	194	4	2	—	—	-4	+4
699	707	88	—	12	—	—	39	61	—	—	—	—	—	192	8	—	—	—	-8	—
703	703	87	—	10	3	—	44	53	2	—	1	—	—	196	2	1	1	—	-1	—
687	733	70	27	3	—	—	—	94	6	—	—	—	—	196	4	—	—	+ 2	—	—
697	734	36	62	—	—	—	—	93	7	—	—	—	—	197	—	—	3	+ 4	—	—
737	733	28	64	8	—	—	—	98	—	—	1	—	1	199	—	1	—	+ 1	—	—
717	703	83	—	16	1	—	46	52	—	—	2	—	—	195	2	—	3	—	-6	+ 1
—	—	80	—	18	2	—	16	65	12	6	1	—	—	197	2	1	—	+12	+2	—
817	689	52	—	45	3	—	44	43	7	4	2	—	—	191	8	1	—	—	—	—
891	710	30	—	70	—	—	30	55	7	2	—	—	6	195	—	5	—	+ 6	+ 9	—
903	679	26	—	71	2	1	68	27	3	1	1	—	—	191	6	3	—	—	-5	+ 3
917	691	22	—	75	3	—	46	47	3	4	—	—	—	189	10	1	—	—	-5	+ 3
926	662	19	—	76	5	—	57	22	10	10	1	—	—	184	14	2	—	+ 1	—	—
918	659	21	—	77	2	—	73	14	5	7	1	—	—	190	8	2	—	—	—	—
917	697	22	—	78	—	—	52	48	—	—	—	—	—	200	—	—	—	—	—	—
941	662	15	—	82	2	1	79	17	—	4	—	—	—	192	7	1	—	—	-6	+ 3
958	679	9	—	86	5	—	73	21	4	—	1	1	—	188	10	2	—	—	-11	+ 5
961	674	8	—	87	4	1	69	23	5	2	1	—	—	187	11	2	—	—	-9	+ 5
965	662	7	—	88	5	—	62	22	10	5	1	—	—	186	10	4	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
940	685	15	—	80	5	—	53	39	4	1	3	—	—	191	7	2	—	—	-7	+ 5
957	671	10	—	86	4	—	51	29	12	7	1	—	—	181	13	6	—	—	+ 2	—
—	—	17	—	83	—	—	39	26	—	35	—	—	—	177	23	—	—	—	+16	—
964	658	13	—	87	—	—	87	—	13	—	—	—	—	190	7	—	3	+ 3	—	—
955	665	9	—	88	3	—	75	19	4	1	1	—	—	190	9	1	—	—	-7	+ 1
958	672	10	—	86	3	1	81	14	4	—	1	—	—	182	16	1	1	—	-16	+ 4
972	699	6	—	90	3	1	57	18	23	1	1	—	—	189	9	2	—	+11	—	—

Некомпенсация валентностей в X и Y				Горные породы	Местонахождение образца <sup>2</sup>	Источники анализов и образцов <sup>3</sup>	Тру (наз.)
Fe <sup>3+</sup>	Fe <sup>2+</sup> , Ti <sup>3+</sup> ,	Fe <sup>2+</sup> , Al	Na, K				
—	—	—6	—	Метаэнстатит	Куги-Ляль, Памир	Л. Н. Россовский (1963) М. М.	Эвст
—	—	—4	+4	Габбро-норит	Норильск	А. Д. Генкин и др. (1963)	
—	—	—8	—	Микроандезит	Арань Гедь, Румыния	Doelter (1914); М. М.	
1	—	—1	—	Андезит	Вулкан Хаконэ, Япония	Kuno, Nagashima (1952)	
—	+2	—	—	Магнетитовый кварцит	Приднепровье, Украина	Н. И. Половко (1960)	
3	+4	—	—	Кварцит	Там же	Тот же	Эвст
—	+1	—	—	Эвлизит	Чудзь-Явр, Кольский полуостров	Л. П. Бондаренко, В. Б. Дагелайский (1961)	
3	—	—6	+1	Андезит	Вулкан Хаконэ, Япония	Kuno, Nagashima (1952); М. М.	Пир
—	+12	+2	—	»	Закарпатье, Украина	И. В. Гинзбург (устное сообщение)	
—	—	—	—	Андезито-базальт	Камчатка	М. А. Фаворская и др. (1963)	
—	+6	+9	—	Долерит (трапп)	Аламджах, Якутия	В. Л. Масайтис (1958)	
—	—	—5	+3	Габбро	Норильск	А. Д. Генкин (устное сообщение)	
—	—	—5	+3	Долерит (трапп)	Р. Ботуобия, Якутия	В. В. Юдина (устное сообщение)	А
—	+1	—	—	Андезито-базальт	Камчатка	М. А. Фаворская и др. (1963)	
—	—	—	—	Габбро-норит	Норильск	А. Д. Генкин и др. (1963)	
—	—	—	—	Ахондрит	Метеорит Nakhla	Prior, 1912; К. М.	
—	—	—6	+3	Измененный туф	Р. Иритка, Якутия	В. И. Кудряшова (устное сообщение)	
—	—	—11	+5	Щелочные габброиды	Чад, Хабаровский край	М. А. Богомолов (устное сообщение)	
—	—	—9	+5	То же	Там же	Тот же	
—	—	—	—	Долерит (трапп)	Р. Ботуобия, Якутия	В. В. Юдина (устное сообщение)	Д
—	—	—	—	Мигматит	Вишневые горы, Урал	Е. С. Доброхотова	
—	—	—	—	Кали-шпатовая порода	Там же	Тот же	
—	—	—7	+5	Рудный перидотит	Кизир, Восточный Саян	А. П. Лебедев, О. А. Богатыков (1963)	
—	—	+2	—	Метагаббро-долерит	Талнах, Норильск	В. В. Юдина (устное сообщение)	
—	—	+16	—	Андезито-базальт	Имеретия, Грузия	Н. Н. Смирнов (1924); М. М.	
3	+3	—	—	Перидотит	Пай-Ер, Полярный Урал	В. Ф. Морковкина (устное сообщение)	Д
—	—	—7	+3	»	Чад, Хабаровский край	М. А. Богомолов (устное сообщение)	
1	—	—16	+4	Порфирит	Цихис-Дзири, Грузия	И. В. Гинзбург (устное сообщение)	
—	+11	—	—	Гидротермалит траппа	Р. Нижняя Тунгуска, Якутия	В. И. Кудряшова (1963)	
—	—	—	—	Искусственный	—	М. М.	
—	—	—5	—	Скарн	Таежное, Алдан	Н. Н. Перцев (устное сообщение)	

Таблица 3

Горные породы	Местонахождение образца <sup>2</sup>	Источники анализов и образцов <sup>2</sup>	Тип структуры (название)	
—	Метаэнстатит	Куги-Ляль, Памир	Л. Н. Россовский (1963) М. М.	Энстатита
+4	Габбро-норит	Норильск	А. Д. Генкин и др. (1963)	
—	Микроандезит	Арань Гедь, Румыния	Doelter (1914); М. М.	
—	Андезит	Вулкан Хаконэ, Япония	Kuno, Nagashima (1952)	
—	Магнетитовый кварцит	Приднестровье, Украина	Н. И. Половко (1960)	Эвлита
—	Кварцит	Там же	Тот же	
—	Эвлизит	Чудзь-Явр, Кольский полуостров	Л. П. Бондаренко, В. Б. Дагелайский (1961)	
+1	Андезит	Вулкан Хаконэ, Япония	Kuno, Nagashima (1952); М. М.	Пижонита
—	»	Закарпатье, Украина	И. В. Гинзбург (устное сообщение)	
—	Андезито-базальт	Камчатка	М. А. Фаворская и др. (1963)	Авгита
—	Долерит (трап)	Аламджах, Якутия	В. Л. Масайтис (1958)	
+3	Габбро	Норильск	А. Д. Генкин (устное сообщение)	
+3	Долерит (трап)	Р. Ботуобия, Якутия	В. В. Юдина (устное сообщение)	
—	Андезито-базальт	Камчатка	М. А. Фаворская и др. (1963)	
—	Габбро-норит	Норильск	А. Д. Генкин и др. (1963)	
+3	Ахондрит	Метеорит Nakhla	Prior, 1912; К. М.	
—	Измененный туф	Р. Иритка, Якутия	В. И. Кудряшова (устное сообщение)	
+5	Щелочные габброиды	Чад, Хабаровский край	М. А. Богомолов (устное сообщение)	Диопсида
+5	То же	Там же	Тот же	
—	Долерит (трап)	Р. Ботуобия, Якутия	В. В. Юдина (устное сообщение)	
—	Мигматит	Вишневые горы, Урал	Е. С. Доброхотова	
—	Кали-шпатовая порода	Там же	Тот же	
+5	Рудный перидотит	Кизир, Восточный Саян	А. П. Лебедев, О. А. Богатиков (1963)	Диопсида
—	Метагаббро-долерит	Талнах, Норильск	В. В. Юдина (устное сообщение)	
—	Андезито-базальт	Имеретия, Грузия	Н. Н. Смирнов (1924); М. М.	
—	Перидотит	Пай-Ер, Полярный Урал	В. Ф. Морковкина (устное сообщение)	
+3	»	Чад, Хабаровский край	М. А. Богомолов (устное сообщение)	
+4	Порфирит	Цихис-Дзири, Грузия	И. В. Гинзбург (устное сообщение)	
—	Гидротермалит трапша	Р. Нижняя Тунгуска, Якутия	В. И. Кудряшова (1963)	
—	Искусственный	—	М. М.	
—	Скарн	Таежное, Алдан	Н. Н. Перцев (устное сообщение)	

	354	Эгириин-авгит	Опт. (+)	—	—	—	—	—	—	—
VII <sup>b</sup>	173	Авгит	(+) 2V = 58°	940	685	15	—	80	5	—
	343	»	—	957	671	10	—	86	4	—
	65 280	»	Опт. (+); c Ng=38—45°	—	—	17	—	83	—	—
	* 3 324	Сг-диопсид	—	964	658	13	—	87	—	—
	* 17 930	Авгит	—	955	665	9	—	88	3	—
	* 1959	»	(+) 2V = 58°; c Ng=45°	958	672	10	—	86	3	1
	65 275	Салит <sup>3</sup>	—	972	669	6	—	90	3	1
	3 082	Диопсид	(+) 2V = 59—60°	990	660	—	—	100	—	—
VII <sup>b</sup>	* 7 642	Диопсид	—	990	661	1	—	99	—	—
	64 373	Сг-диопсид	—	986	663	1	—	97	2	—
	3 444	Диопсид	—	983	670	2	—	98	—	—
	63 536	Диопсид-авгит <sup>3</sup>	(+) 2V = 52°; c Ng = 48°	989	659	—	—	97	3	—
	* 12 614	Авгит	—	966	650	7	—	92	1	—
	14-600	Авгит-салит	Сильн. дисперс.	989	649	—	—	95	5	—
	3 431	Авгит	—	973	667	5	—	95	—	—
	665	Диопсид-авгит	Опт. знак. (+)	975	666	4	—	90	6	—
	M-1-53	Авгит-салит	Сильн. дисперс.	966	637	7	—	92	1	—
	64 338	Виолан	(+) 2V = 60°; c Ng = 39°	—	—	—	—	—	—	—
VII <sup>г</sup>	* 9857	Байкалит	(+) 2V = 59°; c Ng = 38°	990	658	—	—	100	—	—
	561	Ферросалит	—	971	692	5	—	88	7	—
	159	Ti-авгит	(+) 2V ≥ 0 в (010)	963	659	8	—	91	1	—
	2 935	Авгит	—	—	—	—	—	—	—	—
VII <sup>д</sup>	277	Ti-ферроавгит	(+) 2V = 68—80°	981	662	2	—	92	6	—
	50-2	Ti- »	(+) 2V = 63°; c Ng = 49°	982	675	2	—	90	8	—
	49 527	Геденбергит	—	983	699	2	—	98	—	—
	* 40-3	Ферроавгит	(+) 2V = 66°; c Ng = 47°	987	682	—	—	91	9	—
	49-2	»	(+) 2V = 76°; c Ng = 60°	981	689	2	—	89	9	—
VII <sup>e</sup>	3 819	Геденбергит	(+) 2V = 52°; c Ng = 42°	985	717	2	—	94	3	1
	* 15 001	Геденбергит <sup>4</sup>	—	986	732	2	—	94	3	1
	5 203	»	(+) 2V = 60°; c Ng = 47°	979	722	4	—	91	4	1

- р и м е ч а н и е. 1. Жирным шрифтом выделены образцы, точно отвечающие анализированным хм  
2. Источники образцов указаны в том случае, если они иные, чем у химических  
3. Формула минерала вычислена как средняя из нескольких анализов.  
4. Погрешность в анализе за счет избытка SiO<sub>2</sub> от растирания в ступке была ис

																		Мигматит	
																		Кали-шпатов	
15	—	80	5	—	53	39	4	1	3	—	—	191	7	2	—	—	-7	+5	Рудный пери-
10	—	86	4	—	51	29	12	7	1	—	—	181	13	6	—	—	+2	—	Метагаббро-д
17	—	83	—	—	39	26	—	35	—	—	—	177	23	—	—	—	+16	—	Андезит-база
13	—	87	—	—	87	—	13	—	—	—	—	190	7	—	3	+3	—	—	Перидотит
9	—	88	3	—	75	19	4	1	1	—	—	190	9	1	—	—	-7	+3	»
10	—	86	3	1	81	14	4	—	1	—	—	182	16	1	1	—	-16	+4	Порфирит
6	—	90	3	1	57	18	23	1	1	—	—	189	9	2	—	+11	—	—	Гидротермали
—	—	100	—	—	100	—	—	—	—	—	—	200	—	—	—	—	—	—	Искусственны
1	—	99	—	—	99	1	—	—	—	—	—	195	1	—	4	—	-5	—	Скарн
1	—	97	2	—	95	5	—	—	—	—	—	192	8	—	—	—	-10	+2	Обособление
2	—	98	—	—	83	14	3	—	—	—	—	195	2	—	3	—	-2	—	—
—	—	97	3	—	82	8	6	4	—	—	—	184	12	4	—	—	-5	+2	Перидотит
7	—	92	1	—	76	40	3	11	—	—	—	186	13	1	—	—	—	—	Габбро
—	—	95	5	—	73	13	10	—	1	3	—	182	14	4	—	—	-9	+5	Известковый магит
5	—	95	—	—	71	17	8	3	1	—	—	189	10	1	—	+1	—	—	Рудная зона
4	—	90	6	—	68	18	10	4	—	—	—	190	8	2	—	—	—	—	Аподотеритов соматит
7	—	92	1	—	62	13	15	7	—	—	1	200	—	—	—	—	+22	—	Метасоматит
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Ксенолит в га
—	—	100	—	—	87	9	2	1	—	1	—	197	3	—	—	—	—	—	Зальбанд с вой жилы
5	—	88	7	—	51	41	8	—	—	—	—	195	3	2	—	—	—	—	Песчаник с долами
8	—	91	1	—	68	18	3	10	1	—	—	171	20	9	—	—	-8	+1	Метапироксенит
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2	—	92	6	—	42	28	20	10	—	—	—	171	23	6	—	+1	—	—	Экзоконтактов брод
2	—	90	8	—	40	31	18	12	1	—	—	171	23	6	—	—	-1	+1	Пироксенит
2	—	98	—	—	40	57	2	—	1	—	—	200	—	—	—	+2	—	—	—
—	—	91	9	—	25	54	13	5	1	2	—	172	23	5	—	—	-14	+9	Ийолит
2	—	89	9	—	14	59	17	9	1	—	—	180	17	3	—	—	—	—	Кремне-карбон порода
2	—	94	3	1	10	76	11	—	3	—	—	197	3	—	—	+4	—	—	Железорудный
2	—	94	3	1	3	83	2	4	8	—	—	200	—	—	—	+2	—	—	Скарн
4	—	91	4	1	2	76	6	7	9	—	—	200	—	—	—	—	+8	—	»

не анализированным химически; звездочка слева означает, что для данного образца получена дифрактометрическая картина, чем у химических анализов; М.М.— Минералогический музей АН СССР; К.М.— Комитет по метеоритам.

Значения в столбце были исключены при расчете формулы.

								Мигматит Кали-шпатовая порода	Вышние горы, Урал Там же	Е. С. Добро Тот же	
—	191	7	2	—	—	—	7	+ 5	Рудный перидотит	Кизир, Восточный Саян	А. П. Лебеде гатиков (
—	181	13	6	—	—	—	—	—	Метагаббро-долерит	Талнах, Норильск	В. В. Юдина общение)
—	177	23	—	—	—	—	—	—	Андезит-базальт	Имеретия, Грузия	Н. Н. Смир М. М.
—	190	7	—	3	+ 3	—	—	—	Перидотит	Пай-Ер, Полярный Урал	В. Ф. Морк ное сообщ
—	190	9	1	—	—	—	7	+ 3	»	Чад, Хабаровский край	М. А. Богом ное сообщ
—	182	16	1	1	—	—	16	+ 4	Порфирит	Цихис-Дзири, Грузия	И. В. Гина ное сообщ
—	189	9	2	—	+11	—	—	—	Гидротермалит траппа	Р. Нижняя Тунгуска, Якутия	В. И. Кудря
—	200	—	—	—	—	—	—	—	Искусственный	—	М. М.
—	195	1	—	4	—	—	5	—	Скарн	Таежное, Алдан	Н. Н. Перц сообщение,
—	192	8	—	—	—	—	10	+ 2	Обособление в дуните	Инагли, Алдан	М. А. Богомо сообщение
—	195	2	—	3	—	—	2	—	—	Сарбайское, Казахстан	К. В. Прох сообщение
—	184	12	4	—	—	—	5	+ 2	Перидотит	Африканда, Кольский полуостров	Э. А. Баг, А. А. (1959); М. М.
—	186	13	1	—	—	—	—	—	Габбро	Полярный Урал	В. Ф. Морк ное сообщ
—	182	14	4	—	—	—	9	+ 5	Известковый метасо матит	Восточная Сибирь	Е. А. Неч сообщение
—	189	10	1	—	+ 1	—	—	—	Рудная зона	Соколовское, Казахстан	Д. О. Онто сообщение
—	190	8	2	—	—	—	—	—	Аподолеритовый мета соматит	Р. Виллой, Якутия	В. В. Юди сообщение
1	200	—	—	—	—	—	22	—	Метасоматит	Восточная Сибирь	Е. А. Нечае сообщение
—	—	—	—	—	—	—	—	—	Ксенолит в габбро	Р. Тын, Северное При байкалье	С. А. Гуру сообщение
—	197	3	—	—	—	—	—	—	Зальбанд флогопито вой жилы	Слюдянка, оз. Байкал	П. В. Кали М. М.
—	195	3	2	—	—	—	—	—	Песчаник экзоконтак та с долеритом	Р. Виллой, Якутия	В. В. Юди сообщение
—	171	20	9	—	—	—	8	+ 1	Метанпироксенит	Подлысанское, Восточ ный Саян	Н. Г. Удов сообщение
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Питкяранта, Карелия	М. М.
—	171	23	6	—	+ 1	—	—	—	Экзоконтактовый габ броид	Р. Ботубобия, Якутия	В. В. Юди сообщение
—	171	23	6	—	—	—	1	+ 1	Пироксенит	Дахунур, Тува	В. А. Коно Doelter (19
—	200	—	—	—	+ 2	—	—	—	—	Нордмаркен, Швеция	
—	172	23	5	—	—	—	14	+ 9	Ийолит	Чик, Тува	В. А. Коно
—	180	17	3	—	—	—	—	—	Кремне-карбонатная порода	Там же	Тот же
—	197	3	—	—	+ 4	—	—	—	Железорудный скарн	О-в Эльба, Италия	Frederico, I (1953); M
—	200	—	—	—	+ 2	—	—	—	Скарн	Индиячка, Средняя Азия	Д. К. Влас сообщение
—	200	—	—	—	—	—	8	—	»	Турьинск, Урал	М. З. Кан сообщение)

скачет, что для данного образца получена дифрактометрическая кривая.  
 логический музей АН СССР; К.М.— Комитет по метеоритам.

тулы.

	Кали-шпатовая порода	Там же	Тот же	
+ 5	Рудный перидотит	Кизир, Восточный Саян	А. П. Лебедев, О. А. Богатиков (1963)	Диопсида
—	Метагаббро-долерит	Талнах, Норильск	В. В. Юдина (устное сообщение)	
—	Андезит-базальт	Имеретия, Грузия	Н. Н. Смирнов (1924); М. М.	
—	Перидотит	Пай-Ер, Полярный Урал	В. Ф. Морковкина (устное сообщение)	
+ 3	»	Чад, Хабаровский край	М. А. Богомолов (устное сообщение)	
+ 4	Порфирит	Цихис-Дэри, Грузия	И. В. Гинзбург (устное сообщение)	
—	Гидротермалит траппа	Р. Нижняя Тунгуска, Якутия	В. И. Кудряшова (1963)	
	Искусственный	—	М. М.	
—	Скарн	Тажное, Алдан	Н. Н. Перцев (устное сообщение)	Диопсида
+ 2	Обособление в дуните	Инагли, Алдан	М. А. Богомолов (устное сообщение)	
—	—	Сарбайское, Казахстан	К. В. Прохоров (устное сообщение)	
+ 2	Перидотит	Африканда, Кольский полуостров	Э. А. Багдасаров, А. А. Кухаренко (1959); М. М.	
—	Габбро	Полярный Урал	В. Ф. Морковкина (устное сообщение)	
+ 5	Известковый метасоматит	Восточная Сибирь	Е. А. Нечаева (устное сообщение)	
—	Рудная зона	Соколовское, Казахстан	Д. О. Онтоев (устное сообщение)	
—	Аподолеритовый метасоматит	Р. Вилюй, Якутия	В. В. Юдина (устное сообщение)	
—	Метасоматит	Восточная Сибирь	Е. А. Нечаева (устное сообщение)	
—	Ксенолит в габбро	Р. Тын, Северное Прибайкалье	С. А. Гурулев (устное сообщение); М. М.	
—	Зальбанд флогопитовой жилы	Слюдянка, оз. Байкал	П. В. Калинин (1939); М. М.	Салита
—	Песчаник экзоконтакта с долеритом	Р. Вилюй, Якутия	В. В. Юдина (устное сообщение)	
+ 1	Метапироксенит	Подлысанское, Восточный Саян	Н. Г. Удовина (устное сообщение)	
—	—	Питкяранта, Карелия	М. М.	
—	Экзоконтактовый габброид	Р. Богуобия, Якутия	В. В. Юдина (устное сообщение)	Ферросалита
+ 1	Пироксенит	Дахунур, Тува	В. А. Кононова (1961)	
+ 9	Ийолит	Нордмаркен, Швеция	Doelter (1914); М. М.	
—	Кремне-карбонатная порода	Чик, Тува	В. А. Кононова (1961)	
—	Тот же	Там же	Тот же	
—	Железорудный скарн	О-в Эльба, Италия	Frederico, Fornaseri (1953); М. М.	Геденбергита
—	Скарн	Индичка, Средняя Азия	Д. К. Власова (устное сообщение)	
—	»	Турьинск, Урал	М. З. Кантор (устное сообщение); М. М.	

на дифрактометрическая кривая.  
итет по метеоритам.

Тип структуры (обозначение)	Номер образца <sup>1</sup>	Исходное название минерала	Особые свойства: форма, окраска, оптика	Средний ионный радиус × 1000		X	
				M <sub>2</sub>	M <sub>1</sub>	Mg	Fe <sup>2+</sup>
VI	* 8 424	Джефферсонит	(+) 2V = 74°; c Ng = 55°	946	649	13	—
VII <sup>a</sup>	49 525	Шефферит <sup>4</sup>	Укорочен по c	931	713	18	—
	11 383	Zn-шефферит	(+) 2V = 74°; c Ng = 55°	983	676	2	—
VII <sup>b</sup>	* 14 619	Джефферсонит	Укорочен по c	966	749	7	—
VII <sup>r</sup>	* 62 458	Zn-шефферит	(+) 2V = 60°	976	701	4	—
VII <sup>d</sup>	15 348	Mn-ферроавгит	—	990	742	—	—
	65 631	Иогансенит	—	—	—	—	—
VII <sup>e</sup>	* 12 000	Mn-геденбергит	(+) 2V = 53°; c Ng = 48°	980	720	4	—
VII <sup>B</sup>	* 8 086	Фассаит	«Пирамидальный»	987	647	1	—
	* 618 <sup>a</sup>	»	Зеленый	986	654	—	—
	* 15 534	»	(+) 2V = 58°; c Ng = 42°	987	648	1	—
	* 6 922	»	Розовый	990	634	—	—
	M-600	Ti-фассаит	Сильно дисперсный	982	657	3	—
VII <sup>r</sup>	* 8 754	Фассаит	Розовый	986	636	1	—
	74-1	Авгит	(+) 2V = 57°; c Ng = 38°	975	647	4	—
	40-1	»	(+) 2V = 63°; c Ng = 53°	984	698	1	—
	110	Ti-ферроавгит	Опт. (+)	989	666	—	—
V	* 618 <sup>b</sup>	Ti-фассаит	Бурый; ρ ≫ ν	990	638	—	—
	10	Авгит	—	—	—	—	—
VII <sup>b</sup>	* 68-7	Эгирин-диоксид	(+) 2V = 76°; c Ng = 63°	976	664	2	—
	* 15 619	Эгирин-геденбергит	—	984	690	—	—
VII <sup>B</sup>	* 16 168	То же	—	977	687	2	—
	2 669	» »	—	962	689	2	5
	* 16 608	Na-авгит	(+) 2V = 84°; c Ng = 64°	984	692	—	—
VII <sup>r</sup>	* 16 607	Эгирин-авгит	(-) 2V = 80°; c Ng = 72°	986	699	—	—
	16 613	Ti-авгит	(-) 2V = 82°; c Ng = 76°	981	683	6	—
	* 9 050	Na-геденбергит	(+) 2V = 80°; c Ng = 56°	975	689	4	—
	16 609	Ti-эгирин-геденбергит	(-) 2V = 85°; c Ng = 81°	985	698	—	—
VII <sup>d</sup>	* 15 618	Эгирин-геденбергит	—	983	698	—	—
	* 16 614	Na-фарроавгит	(+) 2V = 76°; c Ng = 61°	987	696	—	—
	45-1	То же	(+) 2V = 80°; c Ng = 56°	981	687	2	—
VII <sup>e</sup>	* 2 935	Na-геденбергит	(+) 2V = 80°	974	701	4	—

Структурные типы и состав пироксенов, богатых  $Mn^{2+}$ ,  $Al_{IV}^{3+}$  и Na

Форма, тика	Средний ионный радиус $\times 1000$		Коэффициенты при формуле $\times 100$																Некомпенсация валентностей в			
			$X = M_2$					$Y = M_1$						Z								
	$M_2$	$M_1$	Mg	Fe <sup>2+</sup>	Ca	Na	K	Mg	Fe <sup>2+</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Al	Mn	Ca	Zn	Ti <sup>3+</sup>	Si	Al	Ti <sup>4+</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Al	
Ng = 55°	946	649	13	—	87	—	—	12	13	13	4	27	—	21	—	200	—	—	—	—	—	+17
	931	713	18	—	82	—	—	47	6	11	—	36	—	—	—	200	—	—	—	+11	—	
	983	676	2	—	98	—	—	79	2	—	2	11	—	6	—	197	3	—	—	—	—	
Ng = 55°	966	749	7	—	93	—	—	15	21	—	—	35	—	29	—	187	4	—	9	—	—11	
	976	701	4	—	96	—	—	67	—	—	—	24	—	9	—	196	2	—	2	—	—4	
	990	742	—	—	100	—	—	19	18	23	3	22	15	—	—	172	28	—	—	—	—2	
	—	—	—	—	100	—	—	—	—	—	—	100	—	—	—	200	—	—	—	—	—	
Ng = 48°	980	720	4	—	95	1	—	4	69	9	—	18	—	—	195	4	—	1	—	+3	—	
ий»	987	647	1	—	99	—	—	81	1	8	9	1	—	—	—	175	24	1	—	—	—7	
	986	654	—	—	99	1	—	74	4	14	7	—	1	—	—	172	27	1	—	—	—8	
Ng = 42°	987	648	1	—	99	—	—	71	5	16	8	—	—	—	—	162	38	—	—	—	—14	
	990	634	—	—	99	1	—	66	6	9	19	—	—	—	—	158	37	5	—	—	—10	
сний	982	657	3	—	81	14	2	56	14	22	7	1	—	—	—	150	41	9	—	—	—21	
	986	636	1	—	98	1	—	70	6	5	18	1	—	—	—	159	34	7	—	—	—12	
Ng = 38° с Ng = 53°	975	647	4	—	91	5	—	54	20	8	18	—	—	—	—	168	27	5	—	—	—6	
	984	698	1	—	91	8	—	43	30	15	12	—	—	—	—	162	32	6	—	—	—13	
	989	666	—	—	97	3	—	41	23	15	18	1	3	—	—	154	35	11	—	—	—5	
	990	638	—	—	99	1	—	65	4	17	14	—	—	—	—	150	42	8	—	—	—12	
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
с Ng = 63°	976	664	2	—	63	35	—	48	14	36	—	2	—	—	—	193	4	2	1	—	—2	
	984	690	—	—	65	35	—	17	46	30	4	2	1	—	—	194	5	1	—	—	—6	
	977	687	2	—	70	27	1	1	61	30	6	2	—	—	—	193	6	1	—	+2	—	
	962	689	2	5	54	35	4	—	59	30	8	3	—	—	—	182	15	3	—	—	—10	
с Ng = 64°	984	692	—	—	80	20	—	38	39	16	5	1	1	—	—	190	6	4	—	—	—5	
с Ng = 72°	986	699	—	—	78	22	—	29	45	20	1	2	3	—	—	190	9	2	—	—	—10	
с Ng = 76°	981	683	6	—	64	25	5	19	50	21	8	2	—	—	—	159	14	27	—	—	—11	
с Ng = 56° с Ng = 81°	975	689	4	—	76	20	—	19	54	20	5	2	—	—	—	193	5	2	—	—	—	
	985	698	—	—	78	22	—	18	56	23	1	2	—	—	—	182	11	7	—	—	—1	
с Ng = 61° с Ng = 56°	983	698	—	—	69	30	1	3	63	25	6	2	1	—	—	189	9	2	—	—	—	
	987	696	—	—	84	6	—	22	55	16	4	2	1	—	—	186	8	6	—	—	—	
	981	687	2	—	78	20	—	20	49	24	3	2	—	—	—	189	8	3	—	—	—	
	974	701	4	—	79	—	—	4	69	20	3	4	—	—	—	184	12	4	—	—	—	
	957	646	8	—	31	59	2	11	16	60	11	—	—	—	2	198	—	2	—	+12	—	

Типы и состав пироксенов, богатых  $Mn^{2+}$ ,  $Al^{3+}$  и Na

при формуле $\times 100$										Некомпенсация валентностей в X и Y			Горная порода	Местонахождение образца
Y = M <sub>1</sub>					Z					Fe <sup>2+</sup>	Fe <sup>3+</sup> / Al	Na, K		
Al	Mn	Ca	Zn	Ti <sup>3+</sup>	Si	Al	Ti <sup>4+</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Fe <sup>2+</sup>				Fe <sup>3+</sup> / Al	Na, K
3	4	27	—	21	—	200	—	—	—	+17	—	Известняк около пегматита Скарн	Нью-Джерси, США Лангбан, Швеция Батыстау, Средняя Азия	
1	—	36	—	—	—	200	—	—	—	+11	—			
—	2	11	—	6	—	197	3	—	—	—	—			
—	—	35	—	29	—	187	4	—	9	—	—	»	Франклин, США	
—	—	24	—	9	—	196	2	—	2	—	—	»	Там же	
3	3	22	15	—	—	172	28	—	—	—	—	»	Батыстау, Средняя Азия	
—	—	100	—	—	—	200	—	—	—	—	—	»	Родоны, Болгария	
9	—	18	—	—	—	195	4	—	1	+3	—	Железорудный скарн	Першинское, Приморье	
9	1	—	—	—	—	175	24	1	—	—	—	Известняк из экзокон- такта	Монцони, Австрия	
7	—	1	—	—	—	172	27	1	—	—	—	Аподолеритовый скарн	Ахтаранда, Якутия	
8	—	—	—	—	—	162	38	—	—	—	—	Известняк из экзокон- такта	Фасса, Австрия	
19	—	—	—	—	—	158	37	5	—	—	—	Околоскарновая по- рода	Элемджак, Алдан	
7	1	—	—	—	—	150	41	9	—	—	—	Карбонат-метасоматит	Восточная Сибирь	
18	1	—	—	—	—	159	34	7	—	—	—	Околоскарновая порода	Таежное, Алдан	
18	—	—	—	—	—	168	27	5	—	—	—	Пироксенит	Дахунур, Тува	
12	—	—	—	—	—	162	32	6	—	—	—	Ийолит	Там же	
18	1	3	—	—	—	154	35	11	—	—	—	Скарн инфильтрацион- ный	Талнах, Норильск	
14	—	—	—	—	—	150	42	8	—	—	—	Аподолеритовый скарн	Ахтаранда, Якутия	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Базаэйт (трубка)	Минусинск, Хакасия	
—	2	—	—	—	—	193	4	2	1	—	—	Ийолит	Енисейский кряж	
4	2	1	—	—	—	194	5	1	—	—	—	Сиенит-карбонатит	Чахыртой, Тува	
6	2	—	—	—	—	193	6	1	—	+2	—	Нефелиновый сиенит	То же	
8	3	—	—	—	—	182	15	3	—	—	—	Ийолит	» »	
5	1	1	—	—	—	190	6	4	—	—	—	Ийолит-уртит	Ручей Харлы, Тува	
1	2	3	—	—	—	190	9	2	—	—	—	Полевошпатовый ур- тит	Там же	
8	2	—	—	—	—	159	14	27	—	—	—	Нефелинизированный мрамор	» »	
5	2	—	—	—	—	193	5	2	—	—	—	Ийолит	Дахунур	
1	2	—	—	—	—	182	11	7	—	—	—	Нефелиновый сиенит	Ручей Харлы	
6	2	1	—	—	—	189	9	2	—	—	—	То же	Чахыртой	
4	2	1	—	—	—	186	8	6	—	—	—	Ксенолит в ийолитах	Ручей Харлы	
3	2	—	—	—	—	189	8	3	—	—	—	Ийолит	Дахунур	
3	1	—	—	—	—	184	12	4	—	—	—	Нефелиновый сиенит	Баянгол	
11	—	—	—	2	—	198	—	2	—	+12	—	Пегматит щелочного слюдиста	Ловозеро, Кольский полуостров	

IV и Na

Некомпенсация свотностей в X и Y			Горная порода	Местонахождение образца	Источники анализов и образцов <sup>2</sup>	Тип структуры (название)
+	Fe <sup>3+</sup> Al	Na, K				
1	+17	—	Известняк около пегматита Скарн » » » »	Нью-Джерси, США Лангбан, Швеция Батыстау, Средняя Азия Франклин, США Там же Батыстау, Средняя Азия	Palache (1935); М. М. Doelter (1914); М. М. Н. Н. Смольянинова (устное сообщение) Palache (1935); М. М. Тот же Н. Н. Смольянинова (устное сообщение) М. М.	Авгита
	—	—				
	— 1	—				
	—11	—				
	— 4	—				
3	— 2	—	»	Родопы, Болгария	Г. М. Лобанова (устное сообщение)	Диопсид- геденбер- гита
	—	—	Железорудный скарн	Першипское, Приморье		
	— 7	—	Известняк из экзокон- такта	Монцони, Австрия	Tilley (1938); М. М.	
	— 8	+ 1	Аподолеритовый скарн	Ахтаранда, Якутия	Е. Д. Надеждина и др. (1963)	
	—14	—	Известняк из экзокон- такта	Фасса, Австрия	Tilley (1938); М. М.	
	—10	+ 1	Околоскарновая по- рода	Элемджак, Алдан	Л. И. Шабьнин (устное сообщение)	
	—21	+16	Карбонат-метасоматит	Восточная Сибирь	Е. А. Нечаева (устное сообщение)	
	—12	+ 1	Околоскарновая порода	Таежное, Алдап	Л. И. Шабьнин (устное сообщение)	
	— 6	+ 5	Пироксенит	Дахунур, Тува	В. А. Кононова (1961)	
	—13	+ 8	Ийолит	Там же	Тот же	
— 5	+ 3	Скарн инфильтрацион- ный	Талнах, Норильск	В. В. Юдина (устное сообщение)		
	—12	+ 1	Аподолеритовый скарн	Ахтаранда, Якутия	Е. Д. Надеждина и др. (1963)	Фассаита
	—	—	Базальт (трубка)	Минусинск, Хакассия	Е. А. Нечаева (устное сообщение)	
2	— 4	+ 6	Ийолит	Енисейский кряж	Н. В. Самойлова (1962)	Диопсид- геденбер- гита
	— 6	+ 6	Сиенит-карбонатит	Чахыртгой, Тува	В. А. Кононова (устное сообщение)	
	—	—	Нефелиновый спенит	То же	Тот же	
	—16	+16	Ийолит	» »	» »	
	— 5	+ 5	Ийолит-уртит	Ручей Харлы, Тува	Р. М. Яшина (1962)	
	—10	+10	Полевшпатовый ур- тит	Там же	Тот же	
	—15	+15	Нефелинизированный мрамор	» »	Р. М. Яшина (1962)	
	—	—	Ийолит	Дахунур	В. А. Кононова (1961)	
	— 9	+ 9	Нефелиновый спенит	Ручей Харлы	Р. М. Яшина (1962)	
	— 9	+ 9	То же	Чахыртгой	В. А. Кононова (устное сообщение)	
	— 4	+ 4	Ксенолит в ийолитах	Ручей Харлы	Р. М. Яшина (1962)	
— 1	—	Ийолит	Дахунур	В. А. Кононова (1961)		
— 3	+ 3	Нефелиновый сиенит	Баянгол	» (1962)		
—12	—	—	Пегматит щелочного сиенита	Ловозеро, Кольский полуостров	Е. И. Семенов (1964)	
—	—10	+10	То же	Винные горы, Урал	Е. С. Доброхотова (уст-	

VII <sup>Г</sup>	* 16 607	Эгирин-авгит	(-) 2V = 80°; c Ng = 72°	984	699	—	—
	16 613	Ti-авгит	(-) 2V = 82°; c Ng = 76°	981	683	6	—
	* 9 050	Na-геденбергит	(+) 2V = 80°; c Ng = 56°	975	689	4	—
	16 609	Ti-эгирин-геденбергит	(-) 2V = 85°; c Ng = 81°	985	698	—	—
	* 15 618	Эгирин-геденбергит	—	983	698	—	—
VII <sup>Д</sup>	* 16 614	Na-фарроавгит	(+) 2V = 76°; c Ng = 61°	987	696	—	—
	45-1	То же	(+) 2V = 80°; c Ng = 56°	981	687	2	—
VII <sup>е</sup>	* 2 935	Na-геденбергит	(+) 2V = 80°	974	701	4	—
II	82	Эгирин	Опт. (-)	957	646	8	—
	102	Салит-эгирин	(-) 2V = 80°; c Np = 3°	973	651	1	—
	16 615	Эгирин	Опт. (-)	973	665	—	—
	139	»	(-) 2V = 62°; c Np = 8°	951	667	5	—
	* 1 947	»	(-) 2V = 60°; c Np = 5°	950	613	1	—
	54 391	Акмит	Опт. (-)	944	644	—	—
	* 11 612	Эгирин	(-) 2V = 68°; c Np = 4°	969	651	—	—
	11-15-1	»	Опт. (-)	966	633	1	—
471	Акмит	Опт. (-)	—	—	—	—	
III <sup>а</sup>	127	Омфацит	(+) 2V = 76°; c Ng = 38°	968	604	4	—
	* 408	»	(+) 2V = 72°; c Ng = 42°	986	607	4	—
	5618	»	Опт. (+)	966	612	4	—
	101	Салит-эгирин	Опт. (-)	929	630	11	3
	76	Хлоромеланит <sup>4</sup>	(+) 2V = 80°; c Ng = 45°	973	601	3	—
	43	Днопсид-жадеит	Опт. (+); c Ng = 50°	973	578	1	—
	* 524	Эгирин	Опт. (-); c Np = 8°	—	—	2	—
III <sup>б</sup>	5 462	Омфацит	(+) 2V = 71°; c Ng = 38°	959	606	11	—
	* 35—36	Эгирин-авгит	(-) 2V = 78°; c Np = 10°	913	654	23	3
	65—11	Сг-омфацит	—	—	—	7	—
III—IV	* 430	Сг-омфацит	(+) 2V = 65°; c Ng = 41°	967	623	5	—
	* 353	Эгирин-авгит	Опт. (-)	—	—	—	—
	122	То же	Опт. (+)	—	—	—	—
	65 510	Омфацит	(-) 2V ~ 80°; c Ng = 34°	955	624	10	—
IV	35	Жадеит <sup>4</sup>	(+) 2V = 76°; c Ng = 36°	959	521	4	—
	13:578	Жадеит	(+) 2V = 70°; c Ng = 40°	973	540	—	—
	* 3 322	Жадеит	Белый	970	542	—	—
	* 104 <sup>а</sup>	»	Светло-зеленый	—	—	—	—

Примечание. Сноски см. в табл. 3.



	-5	+5	Ййолит-уртит	Ручей Харлы, Тува	Р. М. Яшина (1962)	
	-10	+10	Полевощпатовый уртит	Там же	Тот же	
	-15	+15	Нефелинизированный мрамор	» »	Р. М. Яшина (1962)	Диопсид-геденбергита
	-	-	Ййолит	Дахунур	В. А. Кононова (1961)	
	-9	+9	Нефелиновый сиенит	Ручей Харлы	Р. М. Яшина (1962)	
	-9	+9	То же	Чахыртой	В. А. Кононова (устное сообщение)	
	-4	+4	Ксенолит в ййолитах	Ручей Харлы	Р. М. Яшина (1962)	
	-1	-	Ййолит	Дахунур	В. А. Кононова (1961)	
	-3	+3	Нефелиновый сиенит	Баянгол	» (1962)	
12	-	-	Пегматит щелочного сиенита	Ловозеро, Кольский полуостров	Е. И. Семенов (1964)	
	-10	+10	То же	Вишневые горы, Урал	Е. С. Доброхотова (устное сообщение)	
	-14	+14	Фойяит	Каргерредаб, Тува	Р. М. Яшина (устное сообщение)	
	-2	+2	Щелочной гранит	Тайдук, Центральное Забайкалье	В. И. Фельдман (устное сообщение)	
13	-	-	То же	Кейвы, Кольский полуостров	И. В. Гинзбург (устное сообщение)	Эгирина
1	-	-	Щелочной пегматит	Эжер, Норвегия	Doelter (1914); М. М.	
	-12	+12	Альбитит	Алайский хр., Средняя Азия	Б. И. Омеляненко (устное сообщение)	
	-8	+8	Метасоматит	Восточные Саяны	Е. А. Нецаева (устное сообщение)	
	-	-	Пегматит щелочного сиенита	Ловозеро, Кольский полуостров	Е. И. Семенов (1964)	
6	-	-	Эклогит	Полярный Урал	Н. Г. Удовкина (устное сообщение)	
	-	-	Ксенолит эклогита	Там же	Тот же	
	-12	+12	Эклогит	Хамилово, Урал	А. Я. Архипенкова (устное сообщение)	
24	-	-	Альбитизированный фенит	Вишневые горы, Урал	Е. С. Доброхотова (устное сообщение)	
3	-	-	Гипербазит	Борус, Западные Саяны	Н. Л. Добрецов (1962)	
1	-	-	То же	Там же	Тот же	
	-6	+6	Пегматит нефелинового сиенита	Хибины, Кольский полуостров	И. В. Гинзбург (устное сообщение)	
	+17	-	Эклогит	Каринтия, Австрия	Angel, Schaidler, 1950; М. М.	Омфацита
48	-	-	Фенит	Вишневые горы, Урал	Е. С. Доброхотова (устное сообщение)	
	-5	+5	Эклогит каринтиновый	Полярный Урал	Н. Г. Удовкина (устное сообщение)	
3	-	-	Киаанитовый эклогит	Там же	Н. Г. Удовкина (устное сообщение)	
	-	-	Калишпатовая порода	Вишневые горы, Урал	Е. С. Доброхотова (устное сообщение)	
	-	-	Фенит	Там же	Тот же	
	+5	-	Эклогит из кимберлита	Трубка Обнаженная, Якутия	И. В. Гинзбург (устное сообщение)	
	+8	-8	Жадеитит	Борус, Западный Саян	Н. Л. Добрецов (1962),	
	-8	+8	Жадеитовая жила	Пай-Ер, Полярный Урал	В. Ф. Морковкина (1960)	
	-18	+18	Жадеитит	То же	В. Ф. Морковкина (устное сообщение)	Жадеит
	-	-	То же	» »	Тот же	

охарактеризовать пределы колебания состава разновидностей серий в каждом структурном подтипе и объяснить причины взаимного наложения изоморфных серий.

Серия диопсид-геденбергит является основной; по сравнению с ней рассматриваются остальные серии.

Разновидности серии диопсид-геденбергит следующим образом распределяются между структурными подтипами: диопсид в VII<sup>a</sup>, VII<sup>b</sup>, VII<sup>b</sup>, салит в VII<sup>o</sup>, ферросалит в VII, геденбергит в VII<sup>d</sup> и главным образом в VII<sup>e</sup>. От VII<sup>a</sup> к VII<sup>b</sup> не замечается систематического увеличения содержания Fe<sup>2+</sup>, но отмечается наибольшая неустойчивость в содержании Са с общей тенденцией увеличения Са к VII<sup>b</sup>. От VII<sup>b</sup> к VII<sup>e</sup> содержание Fe<sup>2+</sup> в целом возрастает, так что в VII<sup>e</sup> Mg уже практически нет. Во всей серии диопсид-геденбергита количество Са колеблется между 85—99.

Выделение разновидностей в серии диопсид-геденбергит предлагалось по межплоскостным расстояниям, значения которых возрастают с увеличением Fe<sup>2+</sup> (Kovřímský, 1955).

Серия авгит-ферроавгит присутствует во всех структурных подтипах, кроме VII<sup>e</sup> она очень близка серии диопсид-геденбергит, от которой едва отличается по химическому составу, в том числе по колебанию содержания Са в M<sub>2</sub> и Al в Z и в M<sub>1</sub>. Специально выполненное сопоставление кристаллохимических формул и оптических констант большего числа пироксенов обеих серий по литературным данным показало условность разделения этих серий. Более того, диопсидами и геденбергитами чаще называют пироксены метаморфических пород, а авгитами — магматических, что неверно с классификационной точки зрения. Пироксены серии авгит-ферроавгит, попавшие в структурный тип VII, правильнее было бы называть диопсид-геденбергитами, но учитывая сложившиеся традиции и наши данные, можно именовать их как «авгиты структурного типа диопсид-геденбергита — VII» в отличие от авгита одноименного структурного типа VI.

Серия эгирин-авгита, эгирин-диопсида и эгирин-геденбергита отличается от предыдущих по присутствию большего количества Na на месте Са и соответственно Fe<sup>3+</sup> на месте Mg и Fe<sup>2+</sup>. Так, в подтипе VII<sup>o</sup> присутствуют эгирин-диопсид и эгирин-салит с 35Na на месте Са, а в VII<sup>b</sup> — эгирин-геденбергит с 35Na в M<sub>2</sub>. В остальных подтипах данной серии Na меньше: в самом многочисленном VII<sup>r</sup> от 30 до 20; в следующем VII<sup>d</sup> от 20 до 16 и в VII<sup>e</sup> 17. Таким образом, по структурному подтипу можно судить о примерной натровости таких пироксенов, которая понижается от VII<sup>o</sup> к VII<sup>e</sup>. У всех минералов этой серии, возникших магматическим или метасоматическим путем, сумма крупных катионов Na + Са равна 88—99, что как раз соответствует количеству Са в серии диопсид-геденбергита. Этим обстоятельством, очевидно, и обусловлено вхождение пироксенов повышенной щелочности в структурный тип VII.

Серия фассаита — специфического пироксена разнообразных известковых метасоматитов — характеризуется содержанием Са ~ 95 и Al в Z = 23—42. Начало ее нужно вести не от авгита (Соболев, 1950), а от диопсида, тем более, что она входит в структурный тип диопсид-геденбергита — VII. Серия фассаита распределена в подтипах VII<sup>b</sup> и VII<sup>r</sup> таким образом, что обогащенные Са в M<sub>2</sub> и Mg в M<sub>1</sub> тяготеют к диопсидам. Влияние Al в Z здесь не сказывается; оно обнаруживается в существовании структурного типа собственно фассаита — V. Ввиду наличия последнего к названию «фассаит», если он относится к типу VII, следует добавлять «структурного типа диопсид-геденбергита VII», чтобы отличить от фассаита типа V.

Неполно представленная серия скарновых марганцевых и марганцево-цинковых пироксенов: шефферитов, джефферсонитов и Mn-геденбергита попала (за одним исключением) в VII<sup>a</sup> — VII<sup>e</sup>. Крайний марганцевый член данной серии — иогансенит, как и ожидалось, попал в VII<sup>e</sup>, так как ионный радиус Mn<sup>2+</sup> немного больше Fe<sup>2+</sup>.

Так называемые Ti-фассаиты и Ti-авгиты, содержащие 6—9, даже 27 Ti в Z, не нашли отражения на дебаеграммах. У Cr-диоксида, как и у Cr-пиконита (тип VI) и Cr-омфацита (тип III), тоже не обнаружилось ничего специфического. То и другое следовало ожидать, так как такие незначительные примеси не выявляются на дебаеграммах.

Учитывая сложный минеральный состав только что рассмотренного структурного типа VII с наложением нескольких изоморфных серий, приходится прибегать, кроме рентгеновской диагностики, к другим способам определения.

Тип V — фассаит. В него отделился один наиболее богатый Al в Z образец фассаитовой серии и один авгит четвертичных базальтов. Такое сочетание минералов наводит на мысль о том, что принадлежность пироксенов к одним структурным типам не является признаком условий их образования. Найденные по параметрам, определенным на монокристалле, индексы данного фассаита не соответствуют приписываемым остальным фассаитам, что лишний раз подтверждает особенности его кристаллической структуры.

Тип III — омфацита. Этот тип, помимо одноименных пироксенов, включает определенные, как эгирин и его разновидности. Последние не происходят из эклогитов и эклогитоподобных пород — родины омфацитов. Таким образом, рентгенографически не обнаружилось различий между омфацитом — индикатором больших давлений и больших глубин и аналогичными по составу, богатыми щелочами пироксенами, возникшими на средних и малых глубинах в магматических и метасоматических породах. Данный тип, являясь по количеству Na в M<sub>2</sub> и по количеству Al, Fe<sup>3+</sup> в M<sub>1</sub> переходным между эгирином — II и жадеитом — IV, разделяется на три подтипа по содержанию Mg и Na в M<sub>2</sub>. Из них III<sup>a</sup> наиболее омфацитовый с 37—60 Na при 1—11Mg; III<sup>b</sup> с 26—37 Na при 11—23 Mg, а переходный III — VI с 22 Na при 5 Mg. Как видим, и здесь подразделение на разновидности осуществляется по величинам катионов в позиции M<sub>2</sub>.

Тип II — эгирин характеризуется большим интервалом колебания Na, равным 68—99, и Fe<sup>3+</sup> соответственно. Если принять во внимание практически полное отсутствие в них Mg, то выделение эгирина в самостоятельный тип станет вполне ясным. Бурый акмит не показал каких-либо отличий от зеленого эгирина, хотя они указывались (Schüller, 1958). Из особенностей дебаеграмм эгирина, эгирина-диоксида был сделан вывод о постепенных переходах их кристаллических структур (Шендерова, Соколова, 1958). Наши данные, напротив, указывают на резкое различие между ними.

Тип IV — жадеит весьма резко обособлен по высокому содержанию Na. Среди жадеитов различаются ранние белые и поздние зеленые разновидности, не различимые рентгеновски, хотя зеленые, судя по светопреломлению, несколько богаче Fe<sup>2+</sup> и Fe<sup>3+</sup>.

Химические особенности жадеита — IV отразились на его кристаллической структуре таким образом, что дебаеграмма его не индицируется по диоксиду, подобно дебаеграммам омфацита — III<sup>a,b</sup>. Зеленые хлоромеланиты и диоксид-жадеиты, имеющие разрыв смесимости с типичным белым жадеитом (Добрецов, 1962), попали в вышеописанный структурный тип омфацита — III. Название диоксид-жадеит неудачно из-за несмесимости этих крайних членов.

Итак, в процессе расчленения пироксенов на основе дебаеграмм определилась ведущая роль размеров катионов в позиции M<sub>2</sub>. Типы VIII, VI

и VII выделились по относительному содержанию Ca и Mg; типы щелочных пироксенов II и IV отделились по относительному содержанию Ca и Na; тип III обозначился по относительному содержанию Ca, Na, Mg. Роль замещения Si на Al в подразделении пироксенов оказалась ничтожной. По содержанию  $Fe^{2+}$  различаются лишь разновидности типа диопсид-геденбергита — VII и ортопироксенов — I.

### СТРУКТУРНЫЕ ТИПЫ И ПОДТИПЫ ПИРОКСЕНОВ И СРЕДНИЙ РАЗМЕР ДВУХ ОКТАЭДРИЧЕСКИХ ПОЗИЦИЙ

Результаты рентгенографического расчленения пироксенов на структурные типы и подтипы сопоставлены со средним ионным радиусом в каждой из двух неравновеликих октаэдрических позиций кристаллической структуры этих минералов.

Выше было показано, что различия структурных типов и подтипов пироксенов определяются составом катионов в позициях  $M_1$  и  $M_2$ , т. е. содержанием в них катионов с разными ионными радиусами. В средних ионных радиусах позиций  $M_1$  и  $M_2$  должны были выступить различия структурных типов и подтипов. Эти различия фактически не выражены в параметрах элементарной ячейки  $a_0$ ,  $b_0$ ,  $c_0$  и  $\beta$ , в которых усредняются размеры обеих октаэдрических и тетраэдрической позиций.

Средние ионные радиусы вычислены на основе приведенных кристаллохимических формул (см. табл. 3, 4) без учета некомпенсации валентности и ионных радиусов, по Аренсу (Ahrens, 1952):  $Si^{4+} = 0,42$ ,  $Al^{3+} = 0,51$ ,  $Fe^{3+} = 0,64$ ,  $Mg^{2+} = 0,66$ ,  $Ti^{4+} = 0,68$ ,  $Fe^{2+} = 0,74$ ,  $Zn^{2+} = 0,74$ ,  $Ti^{3+} = 0,76$ ,  $Mn^{2+} = 0,80$ ,  $Na^{1+} = 0,97$ ,  $Ca^{2+} = 0,99$ ,  $K^{1+} = 1,33$  Å. На представленных графиках с координатами средней  $R_i$  в  $M_1$  и средней  $R_i$  в  $M_2$  разными значками показаны пироксены отдельных структурных типов и подтипов или серий в пределах типов (рис. 5, 6).

Сделаем самые необходимые пояснения к приведенным графикам. Все структурные типы пироксенов показаны на рис. 5. Поскольку в интервал  $M_1 = 630-710$  и  $M_2 = 940-990$  попало слишком много точек, они разделены между правой и левой частями графика; справа дана серия щелочных пироксенов с эгирин-диопсид-геденбергитами типа VII и серия глиноземистых пироксенов — фассаитов, относящихся к типам VII и V. В составе VII структурного типа на рис. 5 выделены отдельные серии; подтипы вынесены отдельно (рис. 6), где линиями соединены точки трех серий на фоне не соединенных точек двух других серий — авгитовой и одноименной с названием самого структурного типа диопсид-геденбергитовой.

Обособленность, сближенность и наложенность точек (рис. 5, 6) отражает соответственно большие или меньшие различия в размерах средних ионных радиусов, зависящих, как правило, от преобладающего катиона (и изредка от катиона со слишком большим  $R_i$ , например K). Так, разное положение относительно координатных осей ортопироксенов подтипов I<sup>a</sup> и I<sup>b</sup> связано с замещением Mg на  $Fe^{2+}$  сперва в  $M_1$ , а затем в  $M_2$ . Разрыв между пижонитом VIII и авгитом VI, как между жадеитом IV и омфицитом III, обязан отсутствию у нас образцов крайне редких в природе пироксенов, занимающих эти разрывы.

Сближение роев точек авгита VI и диопсид-геденбергита VII, омфицита III и эгирина II, а также частичное наложение роя точек эгирина II и диопсид-геденбергита VII отнюдь не служит признаком постепенного перехода их кристаллических структур, как это совершенно ясно на примере гиперстена I<sup>a</sup> и пижонита VIII, точки которых сближены, но относятся к разным рентгеновским классам.

Сближенность и наложенность точек пироксенов разных структурных типов, как выявлено произведенным исследованием, отображает

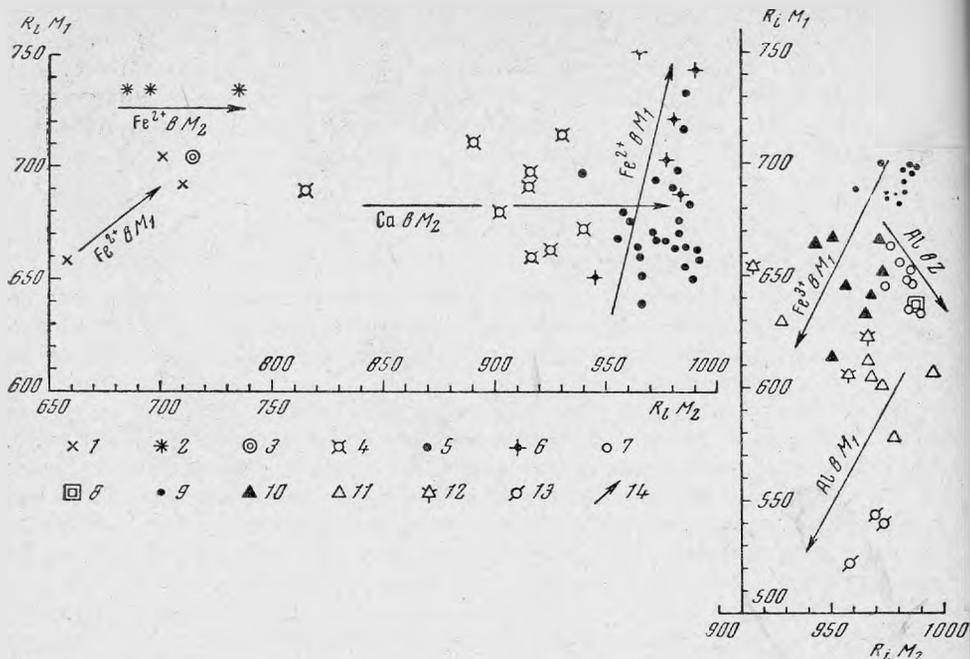


Рис. 5. Зависимость структурных типов пироксенов от размера среднего ионного радиуса катионов позиций  $M_1$  и  $M_2$  ( $R_i \cdot 1000$ ; см. табл. 3, 4). Обозначения структурных типов и подтипов:

1 — подтип энстатита —  $I^a$ ; 2 — подтип эвлита —  $I^b$ ; 3 — тип пиконита —  $VIII$ ; 4 — тип авгита —  $VI$ . Тип диоксид-геденбергита —  $VII$ ; 5 — диоксид-геденбергит и авгит; 6 — Mn- и Zn-содержащие пироксены; 7 — фассаит; 8 — тип необыкновенного фассаита —  $V$ ; 9 — Na-пироксены структурного типа —  $VII$ ; 10 — тип эгирина —  $II$ ; 11 — подтип омфацита —  $III^a$ ; 12 — подтип омфацита —  $III^b$  и омфацита  $III - IV$ ; 13 — тип жадеита —  $IV$ ; 14 — общая направленность изменения главного катиона в соответствующей позиции

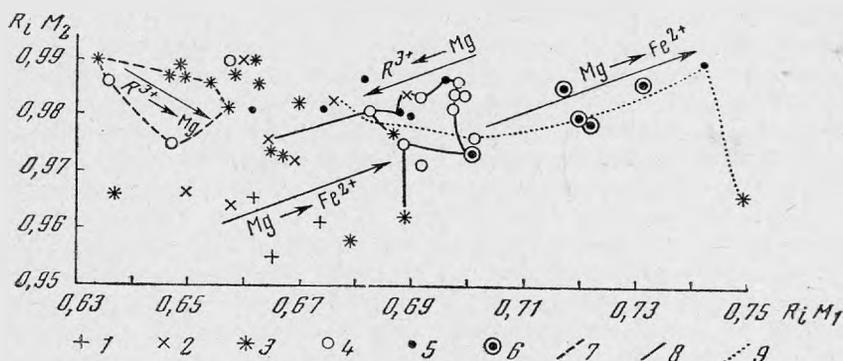


Рис. 6. Зависимость структурных подтипов и минеральных серий пироксенов структурного типа  $VII$  от среднего ионного радиуса катионов позиций  $M_1$  и  $M_2$  (см. табл. 2 и 3).

Обозначения подтипов: 1 —  $VII^a$ ; 2 —  $VII^b$ ; 3 —  $VII^c$ ; 4 —  $VII^d$ ; 5 —  $VII^e$ ; 6 —  $VII^e$ . Соединительные линии точек: 7 — фассаитов; 8 — Na-пироксенов; 9 — Mn-Zn-пироксенов (стрелка обозначает общую направленность указанных изоморфных замещений)

резкое изменение кристаллической структуры, несмотря на близость значений средних ионных радиусов  $M_1$  и  $M_2$  некоторых образцов. В целом же различия в соотношении средних ионных радиусов  $M_1$  и  $M_2$  отдельных структурных типов (и некоторых подтипов) подтверждают разделение

Т а б л и ц а 5

Примеры пироксенов практически одного состава, но относящихся к разным структурным типам и подтипам

№ п/л	Номер образца	Структурный тип, подтип	M <sub>2</sub>	M <sub>1</sub>		Z	Примечания	
			Ca, Na, K	Mg	Al	Al		
1	11 391	VI авгита	84	79	—	—	Различия в содержании Mg не играют роли	
	173	VII диопсида-геденбергита	85	53	—	—		
2	618 <sup>b</sup>	V фассаита	95	65	—	42		
	M-600	VII диопсида	95	56	—	41		
3	101	III омфациита	86	60	11	—	Откинут избыток Fe <sup>3+</sup> . Откинут избыток Na <sup>1+</sup>	
	102	II эгирина	89	66	0	—		
	82	То же	90	60	11	—		
4	17 930	VII <sup>a</sup>	91	75	—	—	Серия диопсида-геденбергита	
	17 932	VII <sup>b</sup>	91	73	—	—		
5	244	VII <sup>a</sup>	93	62	—	—		
	M-1-53	VII <sup>b</sup>	93	62	—	—		
6	65 275	VII <sup>b</sup>	94	57	—	—		
	516	VII <sup>г</sup>	95	51	—	—		
7	618 <sup>a</sup>	VII <sup>b</sup>	100	74	—	27	Серия фассаита	
	8754	VII <sup>г</sup>	99	70	—	34		
8	16 168 15 618	VII <sup>b</sup>	Ca	Na + K	Mg	Fe <sup>3+</sup>	Fe <sup>2+</sup>	Серия эгирина-геденбергита
		VII <sup>г</sup>	70	27	1	30	61	
			69	30	3	25	63	

ние пироксенов на типы и подтипы на основе дебаеграмм. Различия соотношений средних ионных радиусов позиций M<sub>1</sub> и позиций M<sub>2</sub> достаточны для обоснования самого способа диагностики пироксенов по особым линиям дебаеграмм.

Каждый структурный тип обладает определенным интервалом значений среднего ионного радиуса в M<sub>1</sub> и M<sub>2</sub> (рис. 5, 6), т. е. в пределах каждого структурного типа наблюдается относительное постоянство значений среднего ионного радиуса в M<sub>1</sub> и M<sub>2</sub>. Этот факт указывает на несколько произвольный, беспорядочный характер изоморфных замещений в M<sub>1</sub> и M<sub>2</sub> каждого структурного типа. Иначе, в один структурный тип не могли бы попасть существенно отличающиеся по составу образцы (особенно показателен тип VII).

Наблюдается и обратная картина: пироксены с близким составом (табл. 5) и с близким соотношением среднего ионного радиуса в M<sub>1</sub> и M<sub>2</sub> (рис. 5, 6) принадлежат к разным структурным типам. Здесь уместно предположение о различном характере размещения одинаковых катионов в каждой из позиций M<sub>1</sub> и M<sub>2</sub> в отдельных элементарных ячейках или в их группах. Такое различное размещение одних и тех же катионов, именуемое «порядком — беспорядком» или «различной степенью упорядоченности», естественно, не отражается на средних ионных радиусах

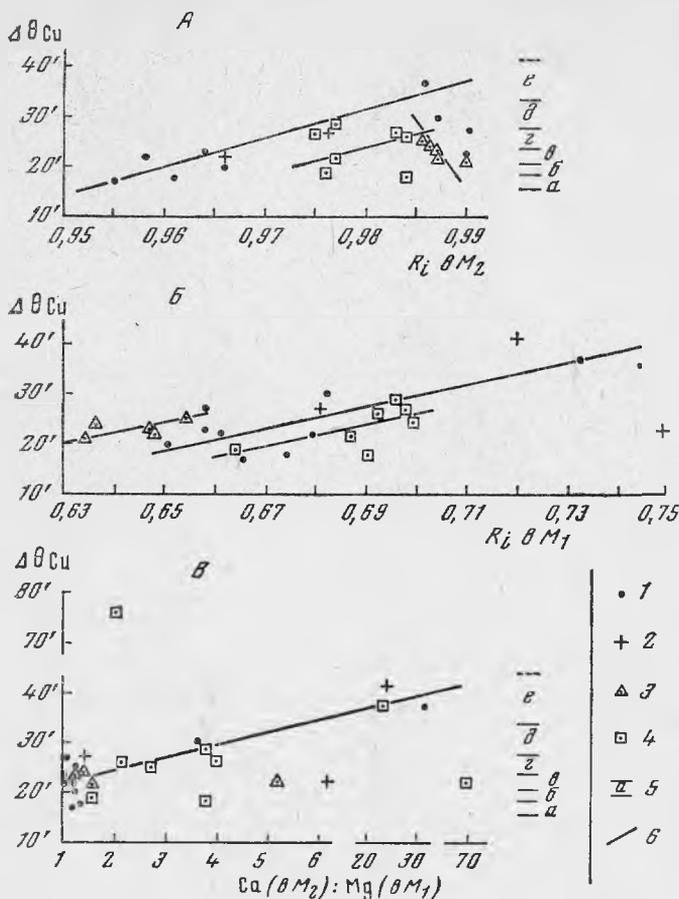


Рис. 7. Зависимость углового расстояния двух отражений в диапазоне  $\Delta\theta_{Cu} = 31-33^\circ$  пироксенов структурного типа VII (см. табл. 3 и 4) от среднего ионного радиуса катионов в позиции  $M_2$  — А, в позиции  $M_1$  — Б и от соотношения Ca (в позиции  $M_2$ ) и Mg (в позиции  $M_1$ ) — В:

1 — диоксиды-геденбергиты и авгиты; 2 — Mn-Zn-пироксены; 3 — фассаиты; 4 — эгирин-диоксиды, эгирин-геденбергиты, эгирин-авгиты; 5 — границы структурных подтипов а — е; 6 — средние линии минеральных серий пироксенов

рию изучаемого пироксена, по приведенным графикам (рис. 7, А, Б) можно установить средний ионный радиус  $M_1$  и  $M_2$  данного пироксена.

Итак, средние ионные радиусы октаэдрических позиций  $M_1$  и  $M_2$  выступают в качестве показателей пределов колебания кристаллохимических параметров элементарной ячейки отдельных структурных типов и подтипов пироксенов.

### КРИСТАЛЛОХИМИЯ ПИРОКСЕНОВ В СВЕТЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕНТГЕНОГРАФИЧЕСКИХ ДАННЫХ

В целях преемственности рентгеновской, т. е. по существу кристаллохимической диагностики пироксенов с химической их классификацией, построены привычные для читателя треугольные диаграммы (рис. 8), на которых по известному принципу нанесены точки каждого структурного типа пироксенов (с сериями для типа VII) и границы, отбиваемые рентгеновски между структурными типами пироксенов. Из

в  $M_1$  и  $M_2$ , но сказывается в кристаллической структуре, что фиксируется на дебаеграммах.

Структурному типу VII присущи постепенные переходы между подтипами VII<sup>а</sup> и VII<sup>е</sup>, что позволило построить графики зависимости изменения углового расстояния пары диагностических отражений  $\Delta\theta_{Cu}$  от среднего ионного радиуса (рис. 7). Здесь нагляднее, чем на предыдущем графике (рис. 6), выражена разобщенность серий фассаита, диоксид-геденбергита (авгита) и Na-пироксенов, причем точки фассаита (7, А) располагаются иначе, чем остальные. Связь с соотношением  $\Delta\theta_{Cu}$  в разных позициях не показала расчленения пироксенов (рис. 7, В), так как здесь проявилось усреднение особенностей каждой из позиций.

Определив по дифрактометрической кривой  $\Delta\theta_{Cu}$  и зная по оптике и спектральному анализу се-

них граница между I и VIII структурными типами только подтвердила прежние данные оптического и монокристалльного изучения. Четкие границы между структурными типами VI и VII, VII и V, VII и II, II и III, III и IV, VI и III впервые установлены экспериментально. Особенно важное классификационное и петрогенетическое значение имеет установление четких границ между типами авгита — VI и диопсид-геденбергита — VII, между типами эгирина — II, омфацита — III и авгита — VI. Большой научно-познавательный и практический интерес представляет само расчленение пироксенов с кристаллической структурой диопсида на шесть типов II, III, IV, V, VI, VII по дифракционной картине дебаграмм.

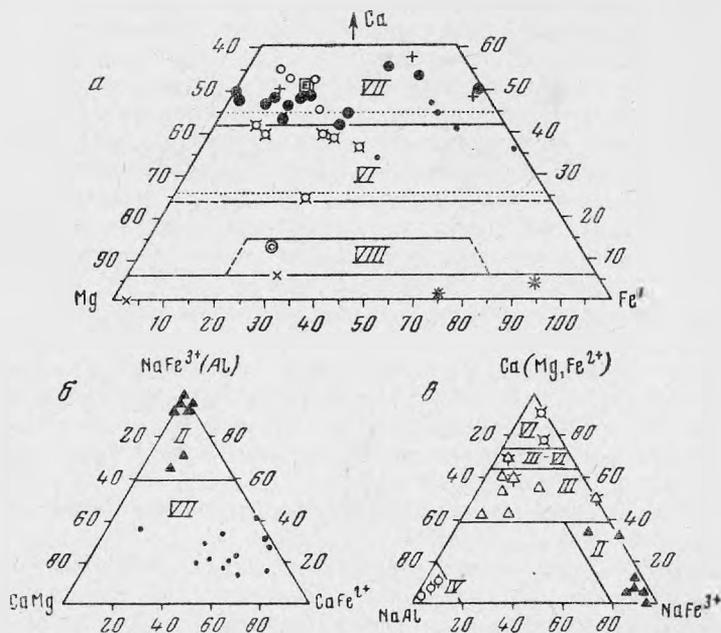


Рис. 8. Обычные диаграммы состава пироксенов с границами структурных типов:

*a* — серия диопсид-геденбергит-энстатит-ортоферросилит<sub>2</sub> ( $Fe' = Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn$ ;  $Al_{VI}$  и  $Na$  не учтены; пунктир — условная граница, по Хессу); *б* — серия эгирин-диопсид-геденбергит; *в* — серия жадеит-(диопсид-геденбергит)-эгирин. Структурные типы: I — энстатит-эвлита; VIII — пиконита; VI — авгита; VII — диопсида-геденбергита; II — эгирина, III — омфацита; IV — жадеита (обозначения фигуративных точек см. рис. 5)

Благодаря выполненным исследованиям теоретические представления о кристаллохимии пироксенов пополнились новым конкретным содержанием:

1. На фоне постепенного изменения химического состава и параметров ячейки выявились резкие переходы между структурными типами и подтипами.

2. Обнаружилось, что некоторые структурные типы и подтипы пироксенов находятся также вне связи с составом и тогда отображают чисто структурные превращения этих минералов.

Помимо двух упомянутых главных итогов исследования, определились и другие.

В изоморфных сериях пироксенов с простыми и сложными вариациями замещений по химическим анализам установлен постепенный переход от одних крайних членов к другим. Точно так же параметры ячейки изменяются постепенно по мере перехода от одного крайнего члена к другому. В таком, казалось, простом явлении замещения одного катиона дру-

гим выявилось не только линейное, постепенное, а и прерывистое, скачкообразное изменение положения и интенсивности диагностических рефлексов дебаегграмм, т. е. по существу резкий переход между структурными типами. Из сопоставления химизма структурных типов и подтипов очевидно, что вхождение какого-либо катиона на место другого, неравновеликого с прежним, лишь по превышении какого-то количества содержания, сказывается на кристаллической структуре. Необходимо, следовательно, определенный количественный прирост данного катиона, чтобы качественно изменилась кристаллическая структура пироксена.

Обычно скачок в качественном состоянии кристаллической структуры, т. е. переход от одного структурного типа к другому, не приходится, кроме ортопироксенов, на середину интервала химического состава между крайними членами изоморфных серий, а сильно сдвинут (см. рис. 8).

Переходы между структурными типами и подтипами пироксенов иногда фиксируются в резких изменениях оптических свойств (например, изменением кривой  $2V$  у эгирина, жадеита и ортопироксенов) или в слабо выраженных их изменениях (иногда  $2V$  у авгитов). Однако большей частью переходы между структурными типами и подтипами не сопровождаются какими-либо необычными изменениями оптических констант (например, оптические отрицательные «диопсид-эгирины» находятся в типе омфацида — III). Изменения оптических свойств не всегда синхронны с границами структурных типов.

Из всего сказанного напрашивается следующий важный вывод: переход между структурными типами и подтипами пироксенов может быть положен в основу определения реальных границ их видов и разновидностей, выделенных в свое время по морфологии кристаллов, химическому составу, оптическим свойствам и парагенетическим ассоциациям. Этот вывод в равной мере относится и к амфиболам, изученным нами ранее (Гинзбург, Сидоренко, Рогачев, 1961).

Рассмотрение химического состава структурных типов и подтипов выявило некоторые кристаллохимические свойства пироксенов. В замещении Mg на почти вдвое больший Ca проявилось правило роли размеров самих полиэдров, заселяемых теми или иными катионами. Полярностью катиона  $Fe^{2+}$ , замещающего Mg, видимо, обеспечено четкое выделение железистых подтипов в типе диопсид-геденбергита. Третье кристаллохимическое правило о ведущей роли ионных радиусов наиболее четко отразилось на пироксенах типа диопсид-геденбергита. Здесь на основную изоморфную серию диопсид-геденбергит наложены другие, но так, что серия эгирин-геденбергит в силу меньших ионных радиусов Na и  $Fe^{3+}$ , чем Ca, Mg и  $Fe^{2+}$ , оказалась сдвинутой в сторону диопсида, тогда как серия Mn-пироксенов из-за большего размера катиона  $Mn^{2+}$ , по сравнению с  $Fe^{2+}$ , оказалась сдвинутой в сторону геденбергита. Повышение содержания в Z Al, большего, чем Si, судя по авгитам и фассаитам, явно не сказывается; вхождение в Y  $Fe^{3+}$  и Al, меньших, чем Mg, перемещает серию фассаита и некоторые авгиты в сторону диопсида.

Самым замечательным и интересным выводом из проведенного исследования является установление признаков превращений пироксенов в твердом состоянии. Основанием к этому послужило нахождение пироксенов весьма близкого состава в разных структурных типах и подтипах (табл. 5, рис. 5, 6). В данном случае полностью исключались какие-либо случайности как со стороны диагностики, так как такие пироксены снимались и расшифровывались неоднократно, так и со стороны соответствия проб химическому анализу, которое гарантировано.

Обнаружение данного свойства пироксенов позволило сделать на первый взгляд парадоксальное заключение: структурные типы и подтипы пироксенов могут быть не связаны с изменением состава. Такого рода

изменения, как известно, относят к категории кристаллоструктурных превращений в твердом состоянии. Наиболее показательны в этом отношении распределение практически одинаковых по составу диопсидов и существенно магнезиальных авгитов между тремя структурными подтипами: VII<sup>a</sup>, VII<sup>b</sup>, VII<sup>c</sup>, в один из которых попадает и искусственный диопсид. Одного состава фассаиты попадают в две структурные группы: V и VII (в последней в подгруппы VII<sup>г</sup> и VII<sup>в</sup>). Один из эгиринов вошел в подтип омфацита — III<sup>a</sup>. Эти примеры можно было бы умножить.

Рентгенографические признаки изменения кристаллической структуры пироксенов в связи и вне связи с составом одинаковы. Видимо, в большинстве случаев имеется наложение этих двух явлений, но с преобладанием влияния состава и только в нескольких отмеченных примерах (табл. 5) обнажены по существу одни структурные превращения. При монокристалльном изучении Са-Mg-Fe-пироксенов в них найдены: распад на фазы, внутреннее двойникование ячеек, субрентгеновское двойникование, признаки упорядоченности в твердом состоянии (Гинзбург, 1963<sub>1,2</sub>). К какому из этих видов структурных превращений относятся выявленные, пока невозможно установить применявшимся методом Дебая. Возможно, что они отображают различные комбинации отдельных видов структурных превращений или стадии одного вида этих превращений.

В литературе обычно противопоставляют кристаллоструктурные изменения кристаллохимическим. Но это не совсем логично. Прежде всего проявления структурных превращений предопределяются кристаллохимическими особенностями минералов. Кроме того, структурные превращения обычно не что иное, как статистическое размещение катионов разного масштаба (в пределах ячейки и до микроскопических блок-кристаллов).

Специфические кристаллохимические свойства пироксенов особенно наглядны в сопоставлении с амфиболами. Обычно подчеркивается сходство этих минералов (Whittaker, 1960; Гинзбург, Сидоренко, Рогачев, 1964). Однако одинарная Si — O цепочка пироксенов и двойная — у амфиболов (Белов, 1950) определяет большую плотность первых и значительные различия, которые вырисовываются в полной мере именно при сопоставлении их дифракционных картин. У пироксеновых дебаеграмм меньше отражений, чем у амфиболовых. Набор диагностических линий, по которым выделяются структурные типы, у пироксенов меньше и эти линии изменяются не так резко, как у амфиболов, у которых не обозначились к тому же структурные подтипы. Наложение в одном структурном типе нескольких изоморфных серий, найденных у пироксенов, едва выражено у амфиболов. У амфиболов едва намечаются структурные превращения (типы А и В роговых обманок) и переходные разновидности (новые данные авторов), более четко проявленные у пироксенов.

Полученные результаты опытов и сделанные эмпирические выводы не являются «истиной в последней инстанции», дальнейшее совершенствование и отработка методики Дебая и силикатных анализов позволит выявить еще не познанные кристаллохимические свойства пироксенов.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Багдасаров Э. А., Кухаренко А. А. Везувианы Африканды.— В кн. «К минералогии постмагматических процессов». Изд-во ЛГУ, 1959.
- Белов Н. В. Очерки по структурной минералогии.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1950, № 4.
- Белов Н. В. Вторая глава кристаллохимии силикатов.— Ж. структ. хим., 1960, № 1.
- Белов Н. В. Кристаллохимия силикатов с крупными катионами. Изд-во АН СССР, 1961.

- Белов Н. В. Основной магматический процесс в свете кристаллохимии.— В кн. «Химия земной коры», т. 1. Изд-во АН СССР, 1963.
- Бондаренко Л. П., Дагелайский В. Б. Об эулизитах района озера Чудзь-Явр (Кольский полуостров).— Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, ч. 90, вып. 4.
- Генкин А. Д., Телешева Р. Л., Алексеева О. А. О содержании никеля в породообразующих минералах рудоносных габбродиабазов Норильского месторождения.— Геохимия, 1963, № 11.
- Гинзбург И. В. Гастингсит зоны щелочно-гранитного метасоматоза и изоморфизм в моноклинных амфиболах.— Труды Мин. музея АН СССР, 1961, вып. 11.
- Гинзбург И. В. 1. Современное состояние изучения пироксенов (автореферат доклада).— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1963, 38, вып. 2.
- Гинзбург И. В. 2. Оптические свойства амфиболов и пироксенов — показатели особенностей их кристаллического строения.— В кн. «Новые методы в минералогии и петрографии и результаты их применения». М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Гинзбург И. В., Сидоренко Г. А., Рогачев Д. Л. О зависимости между главными изоморфными замещениями и некоторыми параметрами кристаллической структуры амфиболов.— Труды Мин. музея АН СССР, 1961, вып. 12.
- Гинзбург И. В., Сидоренко Г. А. Опыт применения порошкограмм для диагностики амфиболов и пироксенов (тезисы доклада).— В кн. «Новые методы в минералогии и петрографии и результаты их применения». М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Гордиенко В. В., Каленчук Г. Е. О химической природе сподумена.— Зап. Всес. мин. об-ва, 1964, ч. 93, вып. 6.
- Добрецов Н. Л. Жадитовые породы в гипербазитах Западных Саян и других районов. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1962.
- Калинин П. В. Минералы Слюдянского района.— Труды ВИМС, 1939, вып. 150.
- Ковалев Г. А., Соколова Е. П., Комков А. И. Эталонные рентгеновские константы некоторых ромбических и моноклинных пироксенов.— Материалы ВСЕГЕИ, сер. мин. 1959, 26, вып. 1.
- Коновова В. А. Уртит-ийолитовые интрузии Юго-Восточной Тувы и некоторые вопросы их генезиса.— Труды ИГЕМ, 1961, вып. 60.
- Коновова В. А. Первично-расслоенная Баянкольская интрузия геденбергитовых нефелиновых сиенитов.— Труды ИГЕМ, 1962, вып. 76.
- Кудряшева В. И. Гидротермальный пироксен из траппов р. Нижней Тунгуски. Минералы СССР.— Труды Мин. музея АН СССР, 1963, вып. 14.
- Лебедев А. П., Богатиков О. А. Петрология Кизирского габбро-сиенитового плутона (Восточные Саяны).— Труды ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 97.
- Лебединский В. И. Пижонит-авгит из интрузивных пород Крыма.— Зап. Всес. об-ва, 1962, № 90, вып. 5.
- Масайтис В. Л. Петрология аламджахской трапповой интрузии.— Труды ВСЕГЕИ, 1958, 22.
- Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Михеев В. И., Дубинина В. Н. Рентгенометрический определитель минералов.— Зап. Ленингр. горного ин-та, 1938, 11, вып. 2; 1939, 13.
- Морковкина В. Ф. Жадиты в гипербазальтах Полярного Урала.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1960, № 4.
- Надеждина Е. Д., Юдипа В. И., Яковлевская Т. А. Зональный фassaит из метасоматически измененного траппа среднего течения Вилюя.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 77.
- Половко Н. И. Пироксены железо-кремнистых пород Правобережного (Приднепровского) района.— Зап. Всес. мин. об-ва, 1960, ч. 89, вып. 3.
- Россовский Л. Н. Пегматиты в магнезиальных мраморах из района месторождения благородной шпидели Куги-Ляль на Юго-западном Памире. Минералы СССР.— Труды Мин. музея АН СССР, 1963, вып. 14.
- Самойлова Н. В. Петрохимические особенности ассоциации ийолит-мельтейгитовых пород и нефелиновых сиенитов.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 76.
- Семенов Е. И. Амфиболы и пироксены щелочных пегматитов Ловозерского массива.— В кн.: «Минералогия и особенности геохимии щелочных массивов.» Изд-во АН СССР, 1964.
- Соболев В. С. Петрология траппов Сибирской платформы.— Труды Арктич. ин-та, 1936, 43.
- Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Изд. Львовск. гос. ун-та, 1949.
- Соболев В. С. Значение железистости фемических минералов.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1950, № 4.
- Смирнов Н. Н. О породообразующих пироксенах и цеолитах горы Цхара — Цхоро в Закавказье. Сб. Мин. ин-та МГУ, 1924.
- Фаворская М. А., Волчанская И. К., Ниссенбаум П. Н. Некоторые новые данные об особенностях пироксенов из верхкеайнозойских

- эффузивов Камчатки.— В кн. «Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР». Изд-во АН СССР, 1963.
- Шендерова А. Г., Соколова Е. П. Эгирин-диопсид среднего Приднепровья.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1958, № 12.
- Цветков А. И. Изоморфные замещения в группе бесщелочных пироксенов.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1951, вып. 138.
- Яшина Р. М. Харлинский концентрически зональный щелочной массив и условия его образования.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 76.
- Ahrens L. H. The use of ionisation potentials.— 1. Ionic radii of elements.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1952, 2, № 3.
- Angel F., Schaidler F. Omphazit aus dem Eklogit des Gertrusk (Saulalpe, Kärnten).— *Naturwiss. Beitr. Kärntnes, Carintia*, 2. Jahrg., 1950, 58—60.
- Brown G. M. The effect of ion substitution on the unit cell dimensions of common clinopyroxenes.— *Amer. Mineralogist*, 1960, 45, N 1—2.
- Deer W. A., Howie R. A., Zussman T. *Rock forming minerals*, v. 2. London, 1962.
- Döelster C. *Handbuch der Mineralchemie*, Bd. 2. Leipzig, 1914.
- Frederico M., Fornaseri M. Fenomeni di trasformazione dei pirosseni dei giacimenti ferriferi dell'isola d'Elba.— *Period. mineral.*, 1953, 22, № 1.
- Hess H. H. Orthopyroxene of the Bushveld type, ion substitutions and changes in unit-cell dimensions.— *Amer. J. Sci.*, Bowen vol., 1952.
- König G. Schmelzgleichgewichte zur Klärung des Augitproblems.— *Beitr. Mineral. und Petrogr.*, 1960, 7, № 6.
- Ковримскý J. Prispèvek k urcovani pyroxenù.— *Sborn. Národn. Mus. Praze*, 1955, 11, № 7 (Min. № 1).
- Kuno H. Study of orthopyroxenes from volcanic rocks.— *Amer. Mineralogist*, 1954, 39, № 1—2.
- Kuno H. Ion substitution in the diopside-ferropigeonite series of clinopyroxene.— *Amer. Mineralogist*, 1955, 40, № 1—2.
- Kuno H., Nagashima K. Chemical compositions of hypersthene and pigeonite in equilibrium in magma.— *Amer. Mineralogist*, 1952, 37, № 11—12.
- Kuno H., Hess H. H. Unit cell dimensions of clinoenstatite and pigeonite in relation to other common clinopyroxenes.— *Amer. J. Sci.* 1953, 251, № 10.
- McDonald G. A. Pyroxemes in Hawaiian lavas.— *Amer. J. Sci.*, 1944, 242, № 11.
- Mehmel M. Datensammlung zum Mineralbestimmen mit Röntgenstrahlen, T. I.— *Fortschr. Mineral.*, 1939, 23.
- Morimoto N., Appleman D. E., Howard T. E. The crystal structure of clinoenstatite and pigeonite.— *Z. Kristallogr.*, 1960, 114, H. 1—2.
- Palache C. The minerals of Franklin and Sterling Hill Sassex country, New Jersey.— *U. S. Geol. Surv. Profess Paper*, 1935, № 180.
- Prior G. T. The meteoritic stones of el Nakhla el Baharia (Egypt).— *Mineral Mag.*, 1912, 16, № 76.
- Ramberg H., DeVore G. The distribution of Fe<sup>2+</sup> and Mg<sup>2+</sup> in coexisting olivines and pyroxenes.— *J. Geol.*, 1951, 59, № 3.
- Tilley C. E. Aluminous pyroxenes in metamorphosed limestones.— *Geol. Mag.*, 1938, 75, № 884.
- Schüller K. H. Das problem Akmit-Ägirin.— *Beitr. Mineral. und Petrogr.*, 1958, H. 2, 6.
- Warren B. E., Bragg W. L. The structure of diopside CaMg(SiO<sub>3</sub>)<sub>2</sub> — *Z. Kristallogr.*, 1928, 69, H. 1—2.
- Warren B. E., Modell D. T. The structure of enstatite MgSiO<sub>3</sub>.— *Z. Kristallogr.*, 1930, 75, H. 1.
- Whittaker E. J. W. Relationships between the crystal chemistry of pyroxenes and amphiboles.— *Acta crystallogr.*, 1960, 13, pt. 9.
- Winchell H., Tilling R. I. Regression of physical properties of the compositions of clinopyroxenes. I. Lattice constants.— *Amer. J. Sci.*, 1960, 258, № 8.
- Zwaan P. C. On the determination of pyroxenes by X-ray powder diagrams.— *Leidse geol. meded.*, 1954 (1955), 19.
- Zwaan P. C., Plas L. Optical and X-ray investigation of some pyroxenes and amphiboles from Nagpur, India.— *Koninkl. Nederl. Akad. Wet.*, 1958, 1, № 4.