

## Скарнови клинопироксени в рудните жили на Маданските находища

Иван К. Бонев

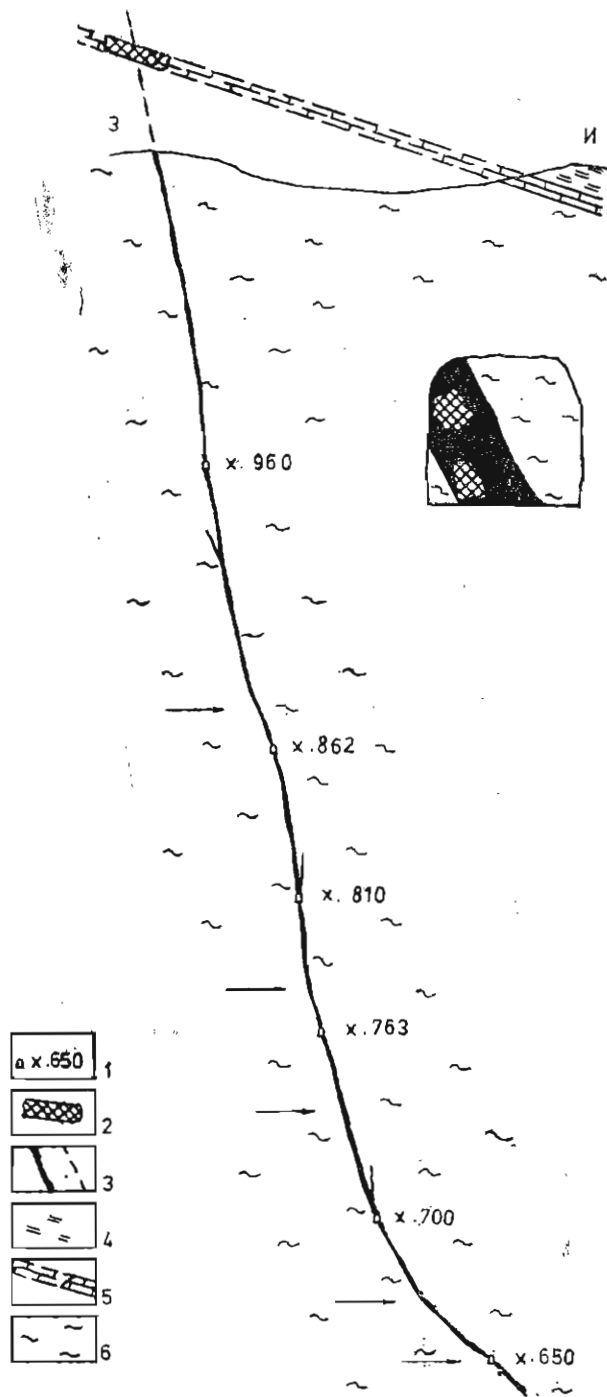
Геологически институт, БАН, 1113 София

*I. Bonev — Skarn clinopyroxenes in ore veins from Madan deposits. Ferrojohannsenite from the western vein of Laikov Ćukar deposit, containing 10.45% FeO, and clinopyroxenes from some other vein deposits are not directly related to marbles though they are typical skarn-metamomatic minerals. It is established that they occur in allochthonous skarn fragments derived as a result of gravitational downfall processes from higher disposed (at present roded) skarn bodies, fragmented by intra-ore tectonic movements.*

Калциево-мангановите клинопироксени са най-важната съставка на скарновите залежи от централнородопските оловно-цинкови находища и специално от Маданския и Лъкинския район. Развити в мраморните прослойки на кристалинните скали около рудопроводящите разломни зони, скарновите тела са типични инфилтрационни образувания. Главен скарнов клинопироксенов минерал е йохансенитът, образуващ характерни радиалнолъчести и сферолитови агрегати. При метасоматичния си растеж в относително хомогенната и изотропна среда на мраморите пироксеновите агрегати често достигат значителни размери — до 10—20 и повече см. От мраморите клинопироксените взаимодействат Ca, a Si и Mn, както и известно количество Fe постъпват чрез разтворите. Важен минерал на скарните е и родонитът, който се развива след йохансенита също по метасоматичен път. В процеса на по-късната хидротермална киселинна обработка, съпътстваща рудоотлагането, ранните и винаги предрудни скарни се заместват и псевдоморфозират от амфибол, талк, карбонати, кварц и сулфиди (Бонев, 1968).

В някои находища на Маданския район радиалнолъчести пироксенови агрегати са наблюдавани и в рудните жили (Богданов, 1961; Падера и др., 1964; Гаджева, 1983). Тези „жилни“ образувания обикновено се противопоставят на скарновите. Минераложки обаче те не са изучени и въпросът за произхода им не е решен. В аналогична обстановка е наблюдаван и „жилен“ родонит (Кольковски и др., 1978; Гаджева, 1983).

Едно от жилните находища, в които нееднократно са срещани пироксенови агрегати, е Лайков чукар, специално западната зона № 2 (фиг. 1), която понастоящем е изцяло отработена. В целия си разкрит вертикален интервал рудната зона е вместена в гранитогнайси, отнасяни към долната метаморфна серия, без да пресича мраморни прослойки. Проведените наблюдения и изследването на образци от това находище, събрани по време на експлоатацията му, дават възможност да се уточни и генезиса на тези особени „жилни“ силикатни минерали.

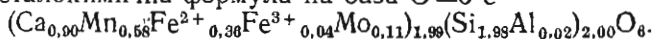


Фиг. 1. Напречен разрез на рудна жила № 2 в находище Лайков чукар. Със стрелки са означени нивата, на които са наблюдавани скарнови пироксени. Вдясно, горе — увеличена скица на сечение (забой) по галерия 650, близо до разрезната линия  
 1 — галерия, хоризонт 650; 2 — скарнов залеж (изцяло денудирани); 3 — кварц-хлорит-сулфидна рудна жила с гнезда от скарнови пироксени (вдясно — денудирани); 4 — амфиболити; 5 — мрамори (вляво — денудирани); 6 — гранитогнайси

В рудната жила пироксенът образува отделни неправилни гнезда и струпвания, включени в кварц-сулфидното орудяване.

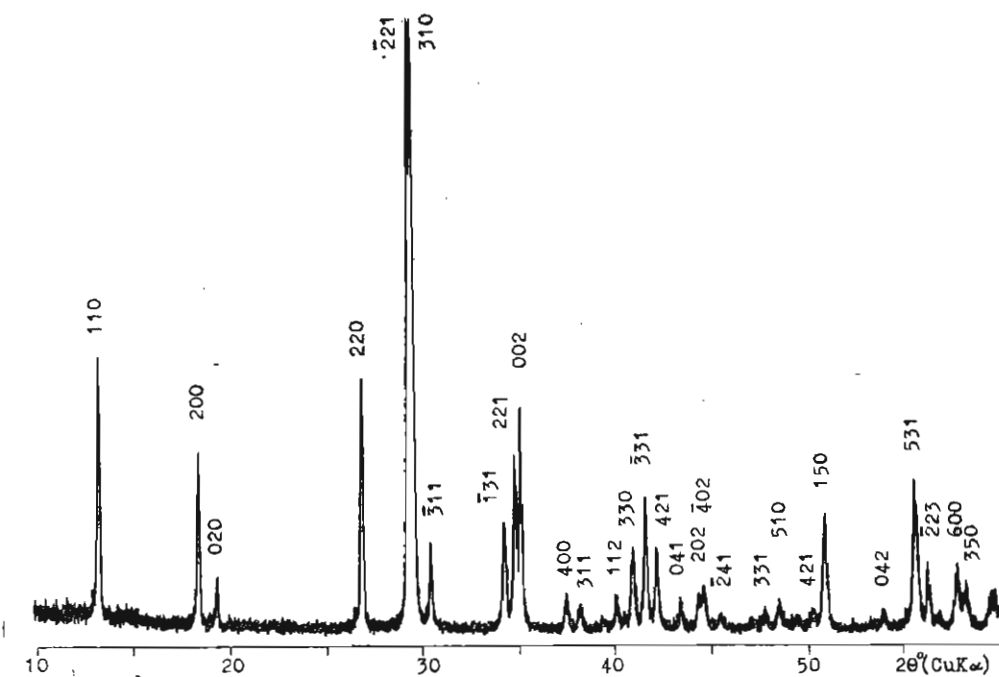
Пироксенът е зелено-кафяв в прясно отцепена повърхност и тъмно-кафяв в престояли на въздуха образци. Притежава характерния за пироксените от района радиалнолъчест строеж с дължина на лъчестите индивиди до 5—6 см. В дюншлифите е светлозелен.

Химичният състав на минерала е следният (в тегл. %):  $\text{SiO}_2$  48,39,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  0,44,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  1,31,  $\text{FeO}$  10,45,  $\text{MnO}$  16,71,  $\text{MgO}$  1,77,  $\text{CaO}$  20,46,  $\text{Na}_2\text{O}$  0,06,  $\text{P}_2\text{O}_5$  0,03,  $\text{H}_2\text{O}$  0,29, сума 99,91 (аналитик А. Панайотова, ГИ на БАН). Относителното тегло определено пикнометрично е  $3,361 \text{ g/cm}^3$ . Изчислената кристалохимична формула на база  $\text{O}=6$  е



В сравнение с изучените досега йохансенити от маданските находища, в които съдържанието на  $\text{FeO}$  достига до 5%, пироксенът от Лайков чукар има доста по-високо желязно съдържание ( $\text{FeO}$  10,45%) и се определя като феройохансенит.

С повишеното съдържание на желязо в този феройохансенит се обясняват различията в оцветяването му по отношение на чистия йохансенит, чийто цвят в свежи повърхности е ярко синьо-зелен (Минчева-Стефанова и др., 1984).



Фиг. 2. Дифрактограма на феройохансенит от Лайков чукар. Дифрактометър Сименс Д-500.  $\text{CuK}\alpha$ -лъчение

Рентгенографската характеристика на феройохансенита от Лайков чукар (фиг. 2) е сходна с еталонната за йохансенит (Падера и др., 1964—JCPDS карта 18-299). Установява се обаче едно систематично намаляване на междуплоскостните разстояния, очевидно свързано

Рентгенографската характеристика на феройохансенита от Лайков чукар (фиг. 2) е сходна с еталонната за йохансенит (Падера и др., 1964 — JCPDS карта 18—299). Установява се обаче едно незначително систематично намаляване на междуплоскостните разстояния, очевидно свързано с присъствието на по-малките железни йони. Решетъчните константи, уточнени прецизно с помощта на програмата APPLE по метода на най-малките квадрати, са действително по-малки от тези на чист йохансенит от Могилата (с по 1% FeO и MgO), определяни паралелно, а именно:  $a$  9,869 и съответно 9,899 Å,  $b$  9,069 и 9,109,  $c$  5,262 и 5,267,  $\beta$  105,01° и 105,04°, при обеми на елементарните клетки 454,9 и 458,7 Å<sup>3</sup> (точност на определенията  $\pm 0,002$  Å,  $\pm 0,03$  и  $\pm 0,2$  Å<sup>3</sup> съответно).

Инфрачервените спектри на феройохансенита са твърде сходни с тези на чистия йохансенит.

Наред с пироксеновите агрегати често се срещат и техни, предимно зелени радиалнолъчести псевдоморфози с калцит-кварц-сулфиден състав, съдържащи микроскопични реликти от изходния минерал.

Специфична особеност на западната жила № 2 на Лайков чукар е обилието на хлорит, който заедно с калцит и кварц е основен жилин минерал. Поради общо тъмнозеления цвят на рудната маса пироксеновите агрегати и техните псевдоморфози се разграничават сравнително трудно. При внимателното наблюдение обаче се установява, че това са обособени скарнови късове, изцяло обхванати от кварц-хлорит-сулфидната руда (фиг. 1 — дясно). Техните размери достигат понякога до 30—40, дори и повече см. В съседство с тях вместващите гранитогнайси не съдържат прослойки или лещи от мрамори.

Както общото положение, така и някои допълнителни съображения свидетелствуват, че брекчираните от рудата скарнови късове нямат автохтонен характер и са попаднали в рудната жила по гравитачен път от нейните по-високи части. Действително: 1) скарнови късове се установяват само в отделни изолирани места на жилата (фиг. 1); 2) не се наблюдават жили или прожилки, запълнени с изкристализирал на място пироксен със закономерна ивичеста ориентация, паралелно на залбандите на рудната жила или празнина; 3) никъде не се наблюдават впръследи или радиални агрегати от новообразуван йохансенит, развити във вместващите силно анизотропни ивичести гранитогнайси.

За тълкуване генезиса на клинопироксеновите агрегати от значение са и геолого-структурните условия в находището. Рудната жила има посока 325° и пресича водораздела между реките Гюдюрска и Ерма почти напречно. На самото било на хребета, в местността Хасан Бабин, се разкрива и неговия афлоримент от мраморите на II хоризонт, залягащи в основата на горната метаморфна серия заедно с амфиболити и гнайси. Непосредствено около зона № 1 на находището, намираща се на изток, се проследява и силно окислено скарново пироксеново тяло. Първоначалното положение на мраморния пласт и съответно положението на скарново-рудното тяло около западната зона № 2, което понастоящем е напълно денудирано, се намира на незначителна височина (40—50 m) над съвременния релеф. Рудната зона е ясно ограничена от тектонски плоскости със слоеве от тектонска глина, дебели до 2—3 и повече см, свидетелстващи за интензивни тектонски движения. Предрудните, но следскарнови движения са деформирали и раздробили скарновия залеж, късове от който са попаднали в откритата пукнатина и по гравитачен път са достигнали на значително по-ниско ниво. Разместванията и движенията по зоната, имащи предимно отседен характер, са подпомогнали придвижването на късовете надолу. Финораздробеният скален, особено амфиболитов, материал при хидротермалното си изменение е послужил като главен източник на хлорита.

Рудната зона (фиг. 1) потъва на изток-североизток и в горните си нива има стръмен наклон — до 83°. В по-ниските нива обаче, особено под хоризонт 800, наклонът ѝ постепенно намалява, достигайки до 55—45°. Скарнови пироксени са наблюдавани: в комин 8 на хор. 862, комин 2 на хор. 763, блокове 2 и 3 на хор. 700, в галерията на хор. 650 и др. — в един сравнително ограничен по протежение на зоната интервал, достигащ в дълбочина до 400 и повече m под нивото на скарновото тяло. Както се вижда от геоложкия разрез, късовете са били задържани предимно в полегатите участъци на рудната зона, където по-късно са брекчирани от изкристиализиралата в откритото жилно пространство рудна маса.

Повишеното желязно съдържание на феройохансенита от Лайков чукар е едно указание за първоначалното му формиране в непосредствена близост с рудоносния разлом, където поради различната подвижност на Fe и Mn (Жариков, 1968) пироксените са по-богати на Fe, отколкото в периферните, отдалечени от разломите части.

Родонитът, който е типичен скарнов минерал, образува алохтонни късове в рудните брекчи на жилните находища по аналогичен начин.

Геоложкият анализ и на други находища, в които скарнови минерали са открити в рудните жили (Еньовче, Мързян, Печинско и пр.), показва, че също се касае за алохтонни образувания, попаднали там вследствие на раздробяване на скарнови тела. В много случаи тези скарнови залежи са били по-късно изцяло денудирани.

Наличието на скарнови силикати в рудните жили следователно дава интересна генетична информация на находищата и може да бъде прецизен критерий за оценка на дълбочината на ерозионния срез.

## Л и т е р а т у р а

- Б о г д а н о в, Б. 1961. Стадии на минерализация, минерална парагенеза и зоналност в оловно-цинковите месторождения в Маданския и Неделинския руден район. — *Сп. Бълг. геол. д-во*, 22, 2, 133—160.
- Б о н е в, И в. 1968. Псевдоморфозиране на клинопироксените от скарново-рудните залежи в Маданския руден район. — *Изв. Геол. инст., сер. геох., минер. и петрогр.*, 17, 221—340.
- Г а д ж е в а, Т. 1983. Геохимични и генетични данни за орудяванията в Ерморечнето. — *Рудообр. процеси и минер. находища*, 18, 65—78.
- Ж а р и к о в, В. А. 1968. Скарновые месторождения. — В: *Генезис эндогенных рудных месторождений*. М., Недра, 220—302.
- К о л ъ к о в с к и, Б., Г. Е с к е н а з и, Д. Д о б р е в. 1977. Минералогия и геохимия на находищата по разлома Сполука—Лайков чукар, Маданско. — *Год. Соф. унив., ГГФ*, 69, 1 — геология, 125—170.
- М и н ч е в а - С т е ф а н о в а, Й., В. М. Х о м е н к о, А. Н. П л а т о н о в, И. К. Б о н е в, М. Н. Т а р а н. 1984. Оптико-спектроскопическое исследование йохансенитов из месторождений Маданского рудного района. — *Геох., минер. и петрол.*, 18, 19—30.
- П а д е р а, К., И. М и н ч е в а - С т е ф а н о в а, Г. К. К и р о в. 1964. Йохансенитът от находище Борнева, Маданско. — *Изв. Геол. инст. Сер. геох., минер. и петрогр.*, 13, 5—13.

(Постъпила на 15. 11. 1985 г.)