

安徽贵池铜山矽卡岩铜矿 石榴石及其环带研究

邱 瑞 龙

(安徽省地质科学研究所)

主题词: 矽卡岩铜矿床; 石榴石; 环带; 成因

提 要: 研究区为矽卡岩铜矿床, 岩体与围岩接触带石榴石矽卡岩十分发育。通过类质同像端员分子百分比计算, 石榴石划分为钙铁榴石、钙铝榴石及钙铝—钙铁榴石三种类型, 其中钙铝—钙铁榴石是本区常见的石榴石类型。发育于矽卡岩晶洞或空隙中的半自形—自形石榴石具明显的非均质性及发育良好的环带。环带状石榴石CaFe及CaAl端员组分具有三种变异方式。研究表明, 石榴石环带及其非均质性不仅与石榴石类质同像端员分子百分比组成有关, 而且与石榴石的生成条件有关。

贵池铜山铜矿为矽卡岩型铜矿床。区内矽卡岩化十分发育, 矽卡岩分带清晰⁽¹⁾。矽卡岩带主要产于燕山早期花岗闪长斑岩(134百万年)与二叠系栖霞组灰岩(已变质为大理岩)的接触带上。矽卡岩主体由石榴石矽卡岩组成, 主要包括钙铁榴石矽卡岩、钙铝榴石矽卡岩及钙铝—钙铁榴石矽卡岩, 其中钙铝—钙铁榴石矽卡岩带最为发育。

一、石榴石矿物学特征

石榴石是本区矽卡岩的主要组成矿物, 其含量为70—95%。石榴石的颜色常见为浅棕褐色, 其次为棕褐色—深棕褐色、灰绿褐色。脉岩中的石榴石常呈蜜黄色、茶色、浅绿色及灰绿色等。

石榴石大多呈致密块状, 而生长在矽卡岩晶洞或空隙中的则常呈半自形—自形晶体, 粒径一般为0.3—0.8mm, 大者可达数毫米, 甚至呈巨晶状。晶形多呈四角三八面体, 有时为菱形十二面体与四角三八面体的聚形。石榴石有时呈细粒集合体, 它们一般为半自形至自形晶。

石榴石的产出方式常见有三种: (1)致密块体, 组成矽卡岩带的主体, 为本区矽卡岩化的主要产物。镜下观察表明, 石榴石颗粒边界很不规则, 多被裂理分割成不规则多边形。(2)矽卡岩晶洞或空隙中产出的半自形—自形石榴石。(3)脉状石榴石。脉状石榴石又有两种不同类型, 其一为花岗闪长斑岩中的石榴石脉, 石榴石多呈不规则粒状集合体; 其二为沿矽卡岩裂隙充填的石榴石脉, 石榴石多为半自形—自形晶体。

致密块状石榴石的共生矿物组合较为简单, 主要是石榴石与少量透辉石共生。生长在矽卡岩晶洞或空隙中的石榴石常见与粗晶粒方解石及少量透辉石、绿帘石、钾长石、石英等矿物共生。沿岩体裂隙充填的脉状石榴石的共生矿物组合为石榴石—透辉石—方柱石—绿帘

石。沿矽卡岩裂隙充填的脉状石榴石则常与细粒碳酸盐共生。

石榴石常被纤闪石、绿泥石、碳酸盐、玉髓等矿物交代，其中以微粒状碳酸盐化最为常见。碳酸盐强烈交代时，石榴石可以完全被碳酸盐取代，仅保留石榴石晶体假象。

二、石榴石矿物化学

表1列出本区石榴石单矿物化学成分及化学式，利用 M. T. Einaudi 等人 (1982) 提供的方法^[2]计算了石榴石类质同像端员组分并换算成百分比。

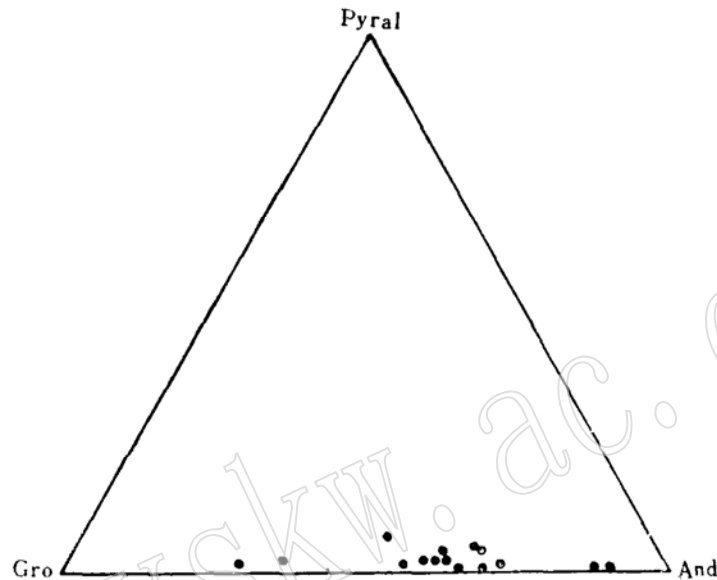


图1 Gro—And—Pyralspite三角图解

Gro—钙铝榴石, And—钙铁榴石, Pyral—铝系榴石

Fig.1 Triangular diagram showing end molecule percentage of garnet.

Gro—Grossularite, And—Andradite, Pyral—Pyralmandite

从表1可知，本区石榴石的主要阳离子为硅、铝、铁、钙。二价阳离子 Mg^{2+} 、 Mn^{2+} 、 Fe^{2+} 的含量均很低。由于二价阳离子半径的明显差异，石榴石类质同像系列划分为铝系榴石系列和钙系榴石系列。从表1和图1可以看出，钙铁榴石与钙铝榴石分子约占本区石榴石分子组成的95%以上，而铝系榴石分子一般在5%以下。所以，本区石榴石属钙铝—钙铁系列，它们组成了完全的同像系列。石榴石中分布的少量镁、铁、锰组分则作为铝系榴石的成分混溶在钙系榴石中。

钙铝—钙铁榴石系列的矿物亚种划分，笔者认为应以石榴石中钙铝榴石与钙铁榴石的端员分子百分比 $Andr / (Andr + Gro)$ 作为依据。其划分标准如表2所示。

本区石榴石大都属于钙铝—钙铁榴石，其 $Andr / (Andr + Gro)$ 比值一般变化范围为0.4~0.7，仅少数比值落在钙铁榴石或钙铝榴石范围内。

石榴石样品从晶体中心向外不同部位进行了电子探针测定，其类质同像端员分子由中心向边缘具有明显的变化，代表不同变化类型的石榴石样品的类质同像分子百分比列于表3，其组成变异类型示于图2。TS27 采自钙铁榴石矽卡岩带，为钙铁榴石。TS31取自钙铝榴石矽卡岩带，为钙铝榴石。TS32则采自本区极为发育的钙铝—钙铁榴石矽卡岩带。TS56 为脉状石榴石。

表 1 石榴石化学成分及化学式

Table 1 Chemical composition and formula of garnet

样号 成分	SP01	SP10	SP15	SP19	TS31-2*	TS32-1*	TS27-1*	TS27-2*	TS27-3*
SiO ₂	36.80	38.00	38.40	36.80	34.53	35.79	35.21	35.12	35.06
TiO ₂	1.04	0.54	0.68	1.69	0.60	—	0.04	—	—
Al ₂ O ₃	17.80	16.00	17.00	7.00	11.02	11.07	2.25	2.82	8.12
Fe ₂ O ₃	8.29	10.00	9.44	22.02	<FeO>				
FeO	2.31	2.83	0.64	2.31	19.89	20.46	26.48	28.58	23.38
CaO	33.28	31.68	32.25	30.28	31.33	30.78	31.89	31.07	31.51
MnO	0.43	0.39	0.38	0.30	0.32	0.72	0.28	0.41	0.35
MgO	0.59	0.35	0.55	0.31	0.41	0.14	0.31	0.31	0.30
K ₂ O					0.13	0.10	0.11	0.01	0.12
Na ₂ O					0.10	0.10	0.13	0.18	0.09
P ₂ O ₅					0.12	0.10	0.12	0.12	0.10
总和	100.54	99.79	99.34	100.53	99.05	99.26	96.82	98.62	99.03

以(O)12确定的化学式

Si	2.85	2.97	2.98	2.98	2.77	2.86	2.96	2.91	2.83
Ti	0.06	0.03	0.04	0.10	0.04	—	—	—	—
Al	1.63	1.47	1.56	0.67	1.04	1.04	0.22	0.28	0.77
Fe ³⁺	0.49	0.59	0.55	1.34	1.33	1.26	1.86	1.95	1.58
Fe ²⁺	0.15	0.19	0.04	0.16	—	0.11	—	0.03	—
Ca	2.76	2.65	2.68	2.63	2.77	2.64	2.88	2.75	2.73
Mn	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.05	0.02	0.03	0.02
Mg	0.07	0.03	0.07	0.01	0.05	0.02	0.04	0.04	0.04
CaFe	21.48	27.14	25.69	65.79	62.56	57.77	90.85	90.44	72.02
CaAl	72.27	66.81	70.92	31.80	36.50	40.97	8.98	9.25	27.39
MgAl	1.56	0.73	1.85	0.11	0.68	0.30	0.11	0.12	0.40
MnAl	0.78	0.52	0.51	0.22	0.26	0.79	0.06	0.09	0.19
FeAl	3.91	4.80	1.03	2.08	—	0.17	—	0.09	—
Andr/ (Andr + Gro)	0.23	0.29	0.27	0.67	0.63	0.59	0.91	0.91	0.72
矿物 亚种	钙铝榴石 (Gro)			钙铝—钙铁榴石			钙铁榴石 (Andr)		

*为电子探针分析结果,由桂林冶金地质研究所测定。

**电子探针分析<FeO>值,据电价差值法计算出Fe³⁺、Fe²⁺,见参考文献[3]。

表 2 钙铝—钙铁榴石系列矿物亚种

Table 2 Subspecies of grossularite-andradite series

矿物亚种	类质同像端员分子百分比		Andr/ (Andr + Gro)
	Andr	Gro	
钙铝榴石	0—40	100—60	0—0.40
钙铝—钙铁榴石	40—70	60—30	0.40—0.70
钙铁榴石	70—100	30—0	0.70—1.00

表 3 石榴石类质同像分子百分比组成

Table 3. Isomorphous molecule percentage of garnet

样品编号	矿物名称	CaFe	CaAl	MgAl	MnAl	FeAl	Andr/(Andr + Gro)
TS 27-1	钙铁榴石	90.85	8.98	0.11	0.06	—	0.91
—2	钙铁榴石	90.44	9.25	0.12	0.09	0.09	0.91
—3	钙铁榴石	72.02	27.39	0.40	0.19	—	0.72
TS 31-1	钙铁榴石	38.23	59.93	1.65	0.19	—	0.39
—2	钙铝—钙铁榴石	62.56	36.50	0.68	0.26	—	0.63
—3	钙铁榴石	72.99	26.36	0.38	0.27	—	0.73
TS 32-1	钙铝—钙铁榴石	57.77	40.97	0.30	0.79	0.17	0.59
—2	钙铁榴石	74.18	24.73	0.76	0.33	—	0.75
—3	钙铝—钙铁榴石	66.50	29.44	0.44	0.34	3.28	0.69
—4	钙铁榴石	71.09	26.52	0.60	0.29	1.50	0.73
TS 56-1	钙铝—钙铁榴石	64.74	33.91	0.49	0.85	—	0.66
—2	钙铝—钙铁榴石	59.47	38.97	0.41	0.57	0.57	0.60
—3	钙铝—钙铁榴石	64.84	33.97	0.49	0.70	—	0.66
—4	钙铝—钙铁榴石	63.21	35.69	0.48	0.62	—	0.64

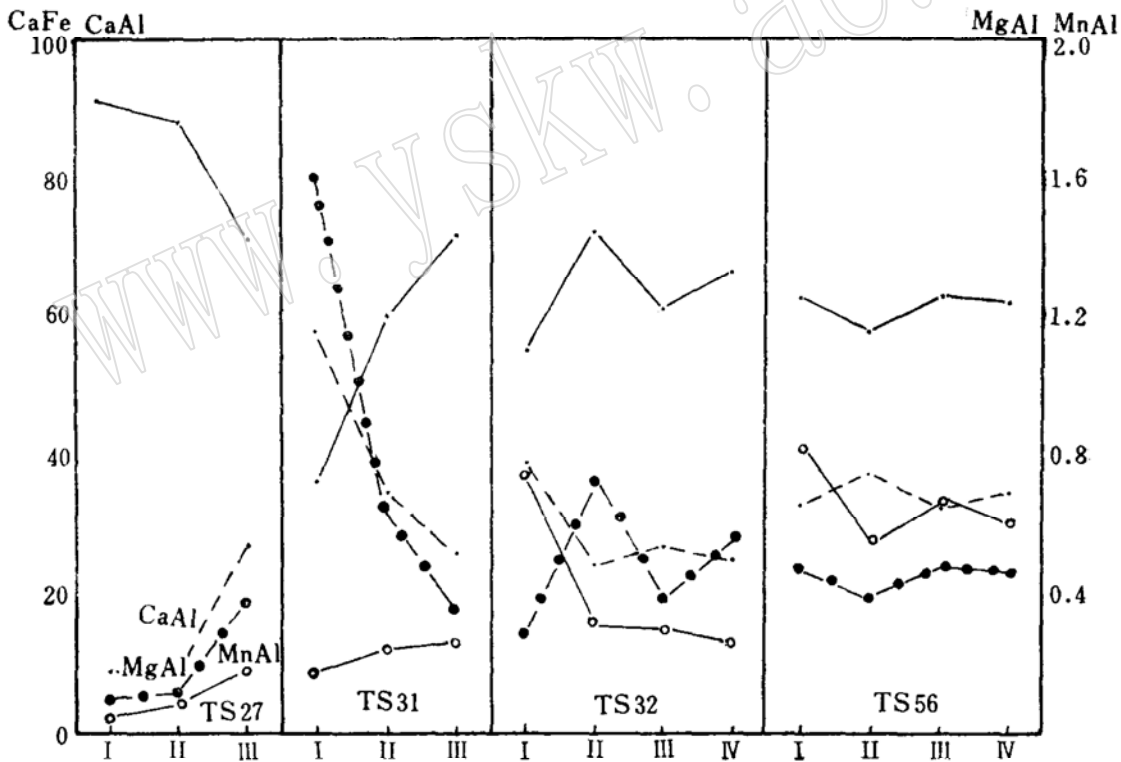


图 2 石榴石环带类质同像组成变异

Fig. 2 Variation in isomorphous composition of zoned garnets

I: 石榴石中心部分; II: 石榴石中间环带; III: Ts27及Ts31样品中为边缘环带; Ts32及Ts56样品中为中间环带; IV: 石榴石边缘环带

从表 3 和图 2 可以看出,石榴石类质同像分子组成具有三种变化类型。其一,以 TS27 样品为代表。CaFe 分子从中心向外带逐渐降低, CaAl 分子变化趋势恰好相反。其二,以 TS31 样

品为代表。石榴石的中心相为钙铝榴石,从中心相向外,CaAl分子逐渐减少,CaFe分子逐渐增加,到边缘带已变成钙铁榴石。其三,以TS32和TS56样品为代表。它们的类质同像端员组分从内带到外带以CaFe分子和CaAl分子呈韵律式变化为特征。这种变化类型有两种不同的方式:TS32代表了内带富铝的钙铝—钙铁榴石,其变化趋势是由高CaAl分子到低CaAl分子,由低CaFe分子到高CaFe分子,变化的具体方式为高CaAl→低CaAl→高CaAl→低CaAl,低CaFe→高CaFe→低CaFe→高CaFe;TS56代表了内带富铁的钙铝—钙铁榴石,其变化的总趋势是由高CaFe分子到低CaFe分子,由低CaAl分子到高CaAl分子,变化的具体方式为高CaFe→低CaFe→高CaFe→低CaFe,低CaAl→高CaAl→低CaAl→高CaAl。

上述石榴石成分变异特征可归纳如下:

A. 钙铝—钙铁榴石系列石榴石从内带到外带成分变异具有多种形式,主要包括三种变化类型:①钙铁榴石型,由高CaFe→低CaFe。②钙铝榴石型,由高CaAl→低CaAl。③钙铝—钙铁榴石型,CaFe及CaAl分子呈韵律式变化。

B. 变异总趋势与中心富集的某种石榴石分子类型有关,呈现了由内带向外带逐渐降低的变化。

C. 在钙铁榴石型与钙铝榴石型中,MgAl分子变异趋势与CaAl分子具有明显的相似性。但在钙铝—钙铁榴石型中,其韵律式变化则与CaFe分子变异趋势相同,而与CaAl分子变异趋势相反。

D. MnAl分子在钙铝及钙铁榴石型中均呈现由中心带向外不断增加,而在钙铝—钙铁榴石型中其变异则有波状起伏,但总趋势是由中心带向外趋于减少。

三、光学性质与类质同像分子关系

致密块状石榴石为均质体,未显示光性异常。

显示光性异常的非均质体石榴石有三种类型:

(1) 它形粒状石榴石集合体颗粒局部边缘可见光性异常。常显示一级暗灰干涉色。非均质边缘的宽度一般十分狭窄,仅为0.02mm以下。非均质部分与均质部分的分界面很不规则,常呈不规则港湾状,且干涉色逐渐加深呈渐变过渡。在它形粒状石榴石集合体中,这种非均质体多发育在粒间间隙较大且有后期热液蚀变活动的地方,并常出现明显的铁质析出,往往形成暗色边。这种暗色边呈混浊状,反射光下为淡黄色。这些非均质部分未见有环带发育。由此可见,这些非均质石榴石的形成晚于均质石榴石,为均质石榴石蚀变改造所形成。

(2) 产于矽卡岩晶洞或空隙中的半自形—自形石榴石,其中心部分常为均质体,外带均具有明显的光性异常,常呈一级暗灰至一级灰白干涉色。这些石榴石一般都有十分发育的环带。有趣的是,那些沿晶洞或空隙边缘生长的半自形石榴石,伸入晶洞或空隙的部分具有环带和明显的光性异常,而另一侧为致密状均质石榴石(照片1),两者一般都有明显的分界面。上述现象表明,由均质部分到非均质部分以及环带形成,石榴石晶体生长并不是连续的,而是存在着明显的生长间断。

(3) 生长于脉岩中的自形石榴石都具有明显的光性异常,常见一级灰至一级灰白干涉色,环带十分发育。

Elsuo Uchida和J. Toshimichi Iiyama(1982)在论述日本东北 Shinyama 铁铜矽卡岩

矿床时指出：“石榴石的 $\text{Andr}/(\text{Andr} + \text{Gro})$ 之比在0.2—0.3或大于0.9时为均质石榴石。而非均质石榴石的 $\text{Andr}/(\text{Andr} + \text{Gro})$ 比值一般为0.4—0.7，具有0.7—0.9比值的石榴石是罕见的。”^[4]显然，上述论点指出了石榴石的均质性、非均质性与石榴石的类质同像端员分子组成密切相关。王濮等人则指出：“钙铝—钙铁石榴石的非均质性可能是晶体结构发生变化引起的”^[5]。本区测定的环带发育的非均质石榴石的 $\text{Andr}/(\text{Andr} + \text{Gro})$ 比值虽然大部分落在0.4—0.7之间，但钙铁石榴石矽卡岩带中发育的具有明显非均质性的钙铁石榴石，其 $\text{Andr}/(\text{Andr} + \text{Gro})$ 比值为0.72—0.91。本区石榴石单矿物化学成分计算结果表明，具有均质性的SP10，其 $\text{Andr}/(\text{Andr} + \text{Gro})$ 比值为0.29，而SP01为非均质钙铝石榴石，其 $\text{Andr}/(\text{Andr} + \text{Gro})$ 为0.23。上述资料表明引起石榴石的非均质化不仅与类质同像端员分子组成有关，而且还可能有更复杂的原因。由于钙铝石榴石和钙铁石榴石的晶胞参数 a_0 有着明显差异，因而决定了其光学性质上的差异。在二者组成类质同像混晶时， $[\text{AlO}_6]$ 八面体和 $[\text{FeO}_6]$ 八面体的有序排列程度将对晶体结构产生重要影响。当 $[\text{AlO}_6]$ 八面体和 $[\text{FeO}_6]$ 八面体呈明显有序排列时，晶胞参数 a_0 就会发生规律性的变异，将导致晶体结构变形，降低对称程度，引起光性异常，产生非均质性。相反，当 $[\text{AlO}_6]$ 八面体和 $[\text{FeO}_6]$ 八面体呈无序排列时，将不引起晶胞参数 a_0 的明显变化，也不改变晶体结构的对称程度，因而不会引起光性异常，仅呈现近似的均质性。因此，可以预见，钙铝—钙铁石榴石类质同像混晶生长时的特定条件对均质与非均质有着重要影响。当溶液浓度较大，温度下降迅速时，可产生两种八面体的无序排列，形成均质石榴石。相反的条件下，则可产生结构变异，形成非均质石榴石。但是，当石榴石接近由某种类质同像端员组分组成时，由于不存在明显的类质同像混晶，只可能形成均质石榴石。由此推论， $\text{Andr}/(\text{Andr} + \text{Gro})$ 值在0.4—0.7之间产生非均质类质同像混晶的可能性最大；而 $\text{Andr}/(\text{Andr} + \text{Gro})$ 大于0.9或小于0.1时，则多形成均质性石榴石。但应指出，可能性不等于必然性，尚应结合形成条件来分析。随着形成条件的改变，在0.4—0.7之间亦可产生大量均质性石榴石。这样，就能够较为满意地解释主体矽卡岩致密状石榴石大多为均质体，而半自形—自形石榴石多为非均质体的地质事实。

四、石榴石环带及成因

本区生长在矽卡岩晶洞或空隙中的半自形—自形石榴石及生长在细脉体中的自形粒状石榴石具有十分发育的环带。环带一般少则数条，多者可达数十条。各带的宽度不一，一般内带较宽（0.02—0.04mm），外带较窄（0.005—0.001mm）。亦常见宽窄环带相间的现象，但其总趋势仍是内带较宽，外带变窄。环带的颜色在镜下不同，一般为无色或略带黄色，局部可见黄色或黄白相间。有时可见双晶及多连晶，这些连晶的自形晶体位于石榴石晶体的中心部位，其外缘又为大环带所包围（照片2）。但大多数情况下块状均质石榴石组成环带状石榴石的中心相，由中心向外发育非均质环带，且非均质环带与均质中心分界清晰（照片3）。令人感兴趣的是，这种分界面有时显示内带与外带是平行整合的，有时则不整合，甚至内带边角缺失（见照片1、3）。

上述事实表明，具有自形或半自形及发育环带的石榴石生长相对晚于均质石榴石，由均质到非均质以及环带的形成，石榴石晶体的生长并不是连续的，存在着明显的生长间断。每次间断都代表了溶液组分与生长晶体表层重新达到热力学平衡的过程，在此过程中甚至可能

发生已生成环带的突出部分的溶蚀。

由此可见, 致密块状石榴石结晶过程中, 圈闭富含挥发份气液形成晶洞或者块状石榴石冷凝的张裂隙由于气液贯入而形成富含气液的空隙。沿着矽卡岩晶洞或空隙的内壁自形环带状石榴石不断生长形成非均质石榴石(图3)。在这些被正在固结的均质致密块状石榴石所圈闭的空间中, 溶液组成取决于形成主体矽卡岩的矽卡岩溶液组份。由于主体矽卡岩的形成, 矽卡岩溶液中的主要组份硅、钙、铁、铝等大量消耗, 其浓度已明显降低。同时, 这些被隔离的封闭体系外来组份的补充亦显著减少。因此, 晶芽发生率低, 晶体生长速度缓慢。其次, 由于温度下降缓慢, 围压增高, 原来易于活动的挥发组份开始溶入溶液。挥发性气体大量减少, 不利于溶液组份的扩散。这时能影响晶体生长的主要因素是组份的浓度, 浓度相对较高的组份如铝或铁, 能以 $[AlO_6]$ 八面体或 $[FeO_6]$ 八面体的形式优先进入晶体。这表明环带状石榴石的中心部分的类质同像分子组成可以代表被圈闭溶液的初始组份; 这种溶液组成也是最接近形成主体矽卡岩的物质组成。

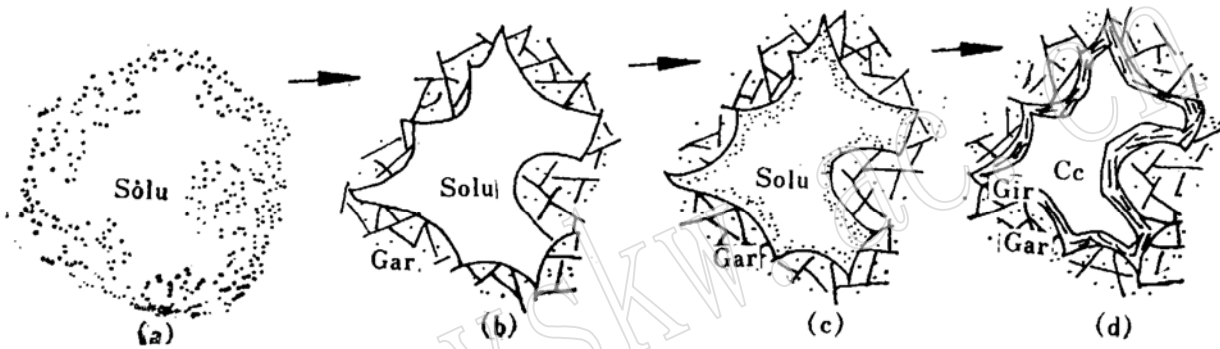


图3 石榴石及环带状自形石榴石生长过程示意图

Fig. 3 Sketch diagram showing growth process of garnets and zoned euhedral garnets

Solu, 含挥发份气液, Gar, 致密块状石榴石, Gir, 环带状石榴石, Cc, 方解石。

- (a) 正在固结的矽卡岩组份, 挥发份及液体局部集中;
- (b) 均质致密块状石榴石形成, 并圈闭残余液体及挥发份, 形成矽卡岩晶洞;
- (c) 矽卡岩晶洞中的残余组份沿洞壁开始析出;
- (d) 沿洞壁形成非均质环带状石榴石, 晶洞为方解石、石榴石等矿物占据。

在钙铁榴石矽卡岩带生成的非均质环带状石榴石, 由于被圈闭的矽卡岩溶液的铁组份浓度相对较高, 所以, 其中心部分优先形成以 $CaFe$ 分子为主的类质同像组成(如TS27—1, $Andr/(Andr + Gro)$ 为0.91)。与此同时, 溶液的浓度产生相应的变化, 正在生长的晶体表层与溶液组份一旦失去平衡, 晶体生长中断。随着浓度扩散的进行, 重新达到准稳平衡, 晶体得以继续生长。因此, 在缓慢生长的晶体中, 愈向外层 $CaFe$ 分子组成愈少, 从而形成了内带高 $CaFe$ 分子外带低 $CaFe$ 分子的环带状结构(如TS27, 90.85→90.44→72.02)。钙铝榴石矽卡岩带生成的非均质环带状石榴石的生长过程与其相似, 形成了内带高 $CaAl$ 分子外带低 $CaAl$ 分子的环带状结构(如TS31, 59.93→36.50→26.36)。

在溶液中铁和铝的浓度大体相当条件下, 首先形成的中心部分是那些活动性相对较大的组份。当石榴石环带的中心部分形成之后, 由于溶液组份扩散缓慢, 接着增生的晶体表层可能由另一种八面体为主的成分组成。这样, 两种八面体在相邻环带中的比例就不同, 相邻环带的类质同像分子组成也就产生了明显差异, 晶胞参数 a_0 随之发生相应变化, 从而导致晶

体结构变形,引起光性异常。按照这种布局,石榴石晶体在生长过程中它的CaFe分子与CaAl分子会以各种不同的百分比韵律式地组成许多同心而类型不同的类质同像重迭层(在薄片呈环带状)。

上述推论,是基于晶体生长假说并充分考虑到浓度因素的影响,且以生长环境相对稳定、浓度扩散非常缓慢为前提。

Hollister (1969)在解释环带状石榴石中的Mn的富集时指出:随着反应的进行,环带状相优先储备那些作为替代的元素,如Mn,从而导致外带逐步变得贫于这些元素^[6]。这一结论在本区所测定的四个样品中(见表3)并不是普遍正确的。M. T. Einaudi (1982)在论述钙铝—钙铁榴石成分时则指出, MnAl + FeAl 分子含量随Fe⁺³取代Al³⁺的增加而增加,即CaFe分子含量与MnAl + FeAl分子含量成正比^[2]。这一结论似乎与TS56、TS31样品的变化相吻合,但在TS27、TS32样品中就不适用。所以,钙铝—钙铁榴石中混入的微量MnAl及FeAl分子在环带中的变化的影响因素还是不十分清楚的。

五、几点认识

1. 矽卡岩铜矿床主体矽卡岩中经常可见产出于晶洞或空隙中的半自形—自形石榴石。该晶体大多具有明显的非均质性及其发育的环带。
2. 环带状石榴石属钙铝—钙铁榴石系列,从晶体中心向外,其成分变异有三种类型:钙铁榴石型、钙铝榴石型及钙铝—钙铁榴石型。
3. 环带状石榴石光学上的均质与非均质性主要取决于[AlO₆]八面体和[FeO₆]八面体在晶体中排列的有序程度。影响有序程度的主要因素是石榴石类质同像端员组分比例(Andr/(Andr + Gro))及石榴石的形成条件。
4. 石榴石环带的形成与晶体的间断生长有关。被圈闭的富含挥发份气液在缓慢降温过程中,由于浓度扩散及组份活动性差异,可使生长晶体表层与其处于热力学平衡到不平衡,然后重新取得平衡的发展过程中。每次间断代表了重新取得热力学平衡的过程。

参 考 文 献

- [1] 邱瑞龙, 1987, 贵池铜山铜矿矽卡岩稀土元素地球化学特征。地质学报, vol.61, no.1.
- [2] Einaudi, M. T. and Burt, D. M., 1982. Introduction-Terminology classification and composition of skarn deposit. *Econ. Geol.*, vol.77, no.4, p.745—752.
- [3] 郑巧荣, 1983, 由电子探针分析计算Fe³⁺和Fe²⁺。矿物学报, 第1期。
- [4] Uchida, E. and Iiyama, J. T., 1982. Physicochemical study of Skarn formation in the Shinyama Iron-copper Ore Deposit of the Kamaishi Mine, Northeastern Japan. *Econ. Geol.* vol.77, p.809—822
- [5] 王濮等, 1984, 系统矿物学。地质出版社, p.176—188.
- [6] Hollister, L. S., 1969. Contact Metamorphism in the Kwoiek area of British Columbia: an end member of the metamorphic process. *Bull. Geol. Soc. America*, vol.80, p.2465—94.

A Study of Garnets and Their Zonal Structure in the Tongshan Skarn Type Copper Ore Deposit, Guichi County

Qiu Ruilong

(Anhui Institute of Geological Sciences)

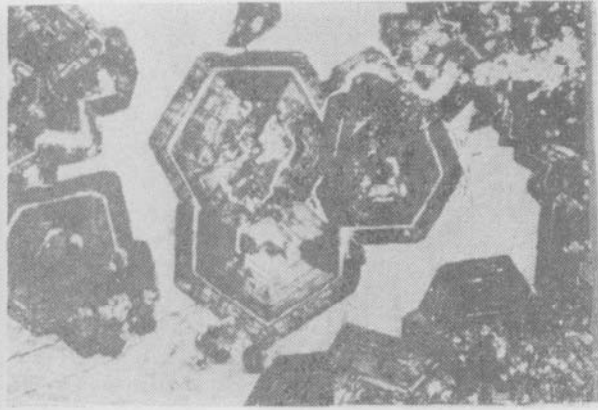
Key words: skarn copper deposit, garnet, zone, genesis

Abstract

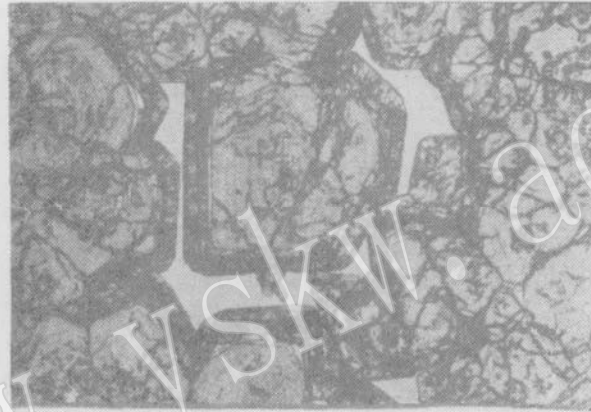
The Tongshan skarn type copper deposit in Guichi county has well-developed garnet skarn zone. Garnets in this area can be classified into three types, i. e., andradite, grossularite and andradite-grossularite, of which the last type is most commonly seen. The massive garnets are isotropic, while subhedral-euhedral garnets are anisotropic with well-developed zonal structure. According to the calculation of isomorphic end molecule percentage of garnets, the zoned garnets have three variation types in their molecule components. Studies show that the zonation and nonhomogeneity of garnets are related not only to their isomorphic molecule percentage, but to their formation environment as well.



照片1 伸入晶洞的钙铁榴石 TS27
单偏光 2.5×



照片2 多连晶及石榴石环带 TS32
正交偏光 2.5×



照片3 晶洞中的石榴石环带，中心为均质体，外带为非均质体。TS27 单偏光 2.5×