

超大型锑矿床定位机制剖析

——以锡矿山锑矿床为例

金景福

(成都理工大学, 四川 成都 610059)

摘要: 从地质时期、地质构造环境和物理化学条件出发, 以锡矿山锑矿床为例初步剖析了超大型锑矿床在时间和空间上的定位机制。研究表明, 锑成矿定位为 66.4~ 51.6 Ma, 相当于燕山晚期-喜马拉雅早期; 锑矿床多赋存于上泥盆统余田桥组陆源细碎屑岩-碳酸盐岩建造中, 特别是碳酸盐岩的中上部位, 主要受区域性深大断裂与次级复式短轴背斜的联合控制, 并与碳酸盐岩的层间构造有密切的空间关系; 锑成矿定位的温度、压力、pH 及 f_{O_2} 都偏低, 分别为 200~ 100°C, 30~ 20MPa, $6.5 \sim 5 \cdot 10^{-37} \sim 10^{-43}$ Pa。

关键词: 定位机制; 物理化学条件; 地质构造环境; 地质时期; 超大型锑矿床

中图分类号: P618.660.664

文献标识码: A

文章编号: 1007-2802(2002)03-0145-07

锡矿山锑矿床规模巨大, 据不完全统计, 锑储量约为 200×10^4 t, 锑品位高, 平均为 4%, 最高可达 20%, 便于采、选、冶, 具有重要的工业价值。迄今为止, 它不仅在中国, 乃至在世界锑总储量中也占极其重要的地位, 堪称世界锑矿之最, 属于超大型锑矿床。现以此为例试图对影响和制约超大型锑矿床定位的几个重要因素分别加以论述。这将对湘中和其它地区同类型超大型锑矿床的进一步预测和找矿有所启示。

1 矿床地质概况

锡矿山锑矿床分布在湖南省中部, 属雪峰山隆起带东南缘与湘桂拗陷的接合部位。区域内出露的地层发育较齐全: 褶皱基底为中-上元古界一套浅变质的火山-杂陆屑复理石建造, 其上覆盖有震旦系-志留系硅质岩-类复理石建造、中泥盆统一下三叠统浅海相陆源细碎屑岩-碳酸盐岩建造、上三叠统一侏罗系含煤海陆交互碎屑岩建造及白垩系-老第三系红色砂岩建造等构造层(图 1)^[1]。

区内岩浆活动频繁而剧烈, 按其活动期可以划分为: 武陵期-雪峰期以海相中酸性-基性火山岩为主; 加里东期为大型片麻状花岗岩-花岗闪长岩; 印支期为大型似斑状黑云母花岗岩; 燕山早期为小型二云母花岗岩; 燕山晚期为小型花岗斑岩及花岗细晶岩和煌斑岩等岩脉; 喜马拉雅期主要为拉斑玄武岩。

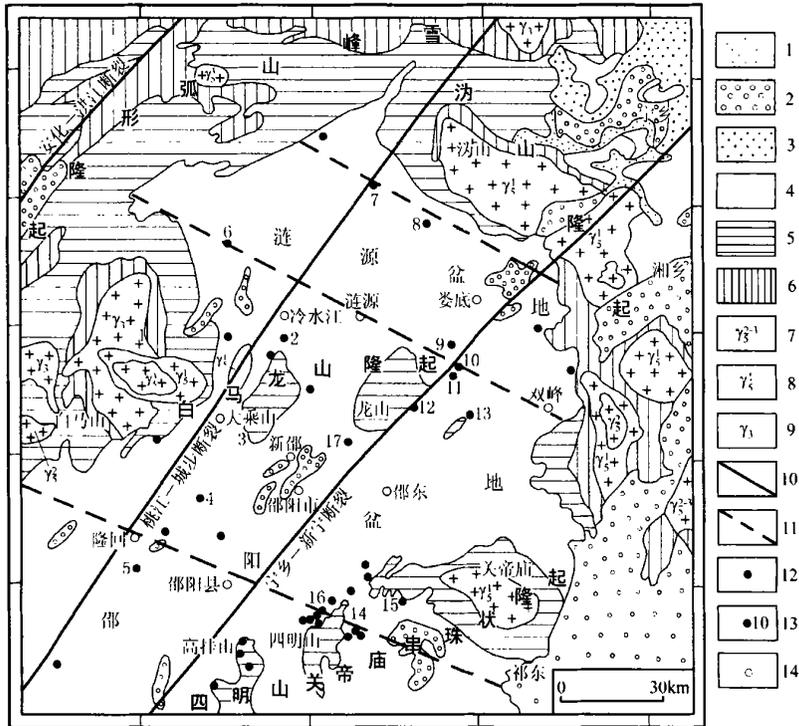
区域性断裂较为发育, 主要有两组: 北东向和北西向; 两者汇合部位往往与次级复式舒缓短轴背斜搭配, 制约矿床的空间展布。矿体与碳酸盐岩的层间构造有密切的空间关系, 多显出层状、似层状和透镜状现象, 与围岩大体呈整合产出。

矿石组成极为简单。金属矿物以辉锑矿为主, 另有少量黄铁矿。非金属矿物主要为石英; 方解石和白云石次之, 有时见重晶石和萤石。围岩蚀变较为发育。最常见的是硅化, 其次为方解石化和白云石化, 还有少量的黄铁矿化、绢云母化和粘土化。硅化广泛而强烈, 一般呈层状和似层状产出, 在空间上明显控制矿化的展布。

收稿日期: 2001-12-12 收到, 2002-01-09 改回

基金项目: 原地质矿产部科技攻关项目(地科定 96-13)资助

作者简介: 金景福(1932-), 男(朝鲜族), 教授, 主要从事矿床地质研究。



1. 第四系; 2. 白垩系—老第三系; 3. 上三叠统一侏罗系; 4. 中泥盆统一下三叠统; 5. 震旦系—志留系; 6. 元古界;
7. 燕山期花岗岩; 8. 印支期花岗岩; 9. 加里东期花岗岩; 10. 深大断裂; 11. 隐伏断裂; 12. 锑矿化(点); 13. 主要锑矿床; 14. 市、县

图 1 湘中区域地质构造背景及锑矿床分布简图

Fig. 1 Simplified map showing geotectonic setting and distribution of antimony deposits in central Hunan

2 锑成矿定位的地质时期

空间上锑矿床的产出与花岗细晶岩和云斜煌斑岩等岩脉伴随在一起。据金荣龙(1980)年龄数据,云斜煌斑岩脉黑云母 K-Ar 年龄为 119 Ma, 其全岩 K-Ar 年龄为 104 Ma, 相当于燕山晚期。研究发现,云斜煌斑岩脉中锑的丰度较高,一般为 $30 \times 10^{-6} \sim 50 \times 10^{-6}$, 且出现零星锑矿化和热液蚀变如硅化、方解石化、黄铁矿化等现象。显然,锑成矿时间晚于云斜煌斑岩脉的贯入。

区内锑矿产出的层位众多,从中元古界冷家溪群一套浅变质的火山沉积岩至上白垩统上部戴家坪组红色砂岩几乎都有出现,但是其中锑矿化程度不同。据石英 ESR 年龄数据,最高层位上白垩统上部戴家坪组红色砂岩年龄为 93~82.5 Ma。可见,锑矿化年龄明显小于该层位年龄。

区内泥盆系—石炭系浅海相陆源细碎屑岩碳酸盐岩建造中常有铀矿床。据沥青铀矿 U-Pb 法同位素年龄数据,该铀矿床形成时间为 96~55 Ma, 相

当于燕山晚期—喜马拉雅早期。

与辉锑矿共生的石英气液包裹体 Rb-Sr 年龄为 $144.8 \pm 11.7 \text{ Ma}^{[2]}$, 大于上述云斜煌斑岩岩脉年龄。

迄今,锑成矿年龄尚未有可靠数据,笔者对几个与辉锑矿紧密共生的石英样品进行了 ESR 年龄测定。结果表明锑成矿时间偏年轻,为 66.4~51.6 Ma, 相当于燕山晚期—喜马拉雅早期(表 1)^[3]。

表 1 石英 ESR 年龄

Table 1 The ESR age of the quartz

样品号	样品名称	取样地点	年龄 Ma
LJ002	硅化石英	罗家塘	66.4
ZW006	辉锑矿-石英组合	左湾	58.1
XK304	辉锑矿-石英组合	老矿山	51.6

综上所述,锑矿床的形成与燕山晚期—喜马拉雅早期构造-岩浆旋回和白垩纪—老第三纪拉张构造-红色砂岩盆地发育等事件大体吻合,推测锑成矿作用与该时期拉张构造-深部上升流体系统有关^[4]。

3 铋成矿定位的地质构造环境

3.1 地层、岩性组合

铋成矿定位对地层、岩性组合的选择性极为明显,多赋存于上泥盆统余田桥组地台型陆源细碎屑岩碳酸盐岩建造中,具体与碳酸盐岩组成有密切关系。从岩性剖面来看,矿体并非产在单一的岩性中,而主要出现在一定的岩性组合如泥质页岩-砂质灰岩-泥质页岩中。但矿体并非出现于该岩性组合的所有岩石中,而只限于屏障层泥质页岩下伏的砂质灰岩层中上部位,呈层状、似层状和透镜状产出(图2)^[2]。剖面上这套组合多次反复出现,矿体就会呈现多层性。

研究表明,赋铋围岩陆源细碎屑岩碳酸盐岩建造主要是碳酸盐台地边缘环境形成的,可能属于相对封闭的湖-潮坪相。由于地壳微弱升降运动的影响,碳酸盐台地边缘海水面不断发生变化,时而变浅,时而变深,也随之出现具有周期性的细碎屑岩→混积岩→碳酸盐岩半个较完整海进沉积韵律现象;这为构成有利于铋矿产出的围岩建造创造了良好的岩相古地理条件。

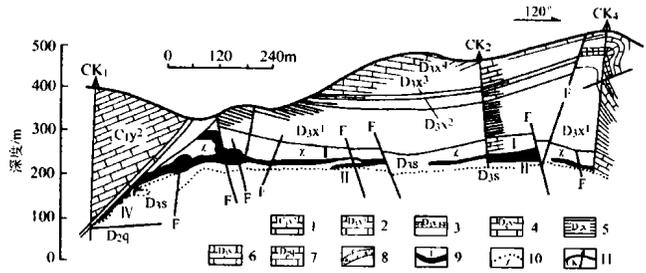
3.2 构造

铋矿床主要产出于雪峰山隆起带东南缘的上古生界构造层中,明显受北东向区域走滑深大断裂如桃江-城步及其次级断裂与北西向区域性隐伏深大断裂如双峰-涟源-平口断裂的交叉部位与次级复式舒缓背斜的轴部、倾伏端及其翼部的联合控制(图3)^[1];矿体多产于砂质灰岩的层间剥理、层间虚脱、层间破碎带等构造中,与围岩大体呈整合产出。

研究表明,上述北东向和北西向区域性深大断裂都持续活动,并且贯通到地球深部,为深部成矿流体运移到地壳上部提供了良好的通道,从而起到导矿作用。而次级复式舒缓短轴背斜则相对封闭,为成矿物质的大量聚集和储存提供了良好的圈闭空间,起到容矿作用。

3.3 硅化交代蚀变带

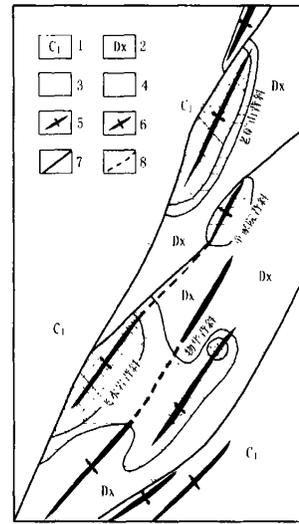
硅化交代蚀变带常见,波及范围广,宽2 km、长10 km,总面积可达20 km²。大多发育于屏障层泥质页岩下伏的砂质灰岩中上部位,明显受控于次级复式短轴背斜的鞍部、倾伏端及其翼部的层间构造破碎带。硅化时间明显早于铋矿化,而空间上两者通常叠加在一起,直接影响和制约着铋矿化展布的范围和规模。因此,砂质灰岩的硅化蚀变带为铋成矿定位创造了先决条件和前提。



1. 刘家塘灰岩; 2. 马牯脑灰岩; 3. 泥塘里铁矿层; 4. 兔子塘灰岩; 5. 长龙界页岩; 6. 余田桥组页岩、灰岩; 7. 棋梓桥组灰岩; 8. 断裂及编号; 9. 矿体及编号; 10. 硅化及界线; 11. 钻孔及编号

图2 锡矿山铋矿体产出剖面图

Fig. 2 Schematic section showing the location of antimony orebodies in the Xikuangshan antimony deposit



1. 下石炭统; 2. 上泥盆统锡矿山组; 3. 上泥盆统余田桥组上段; 4. 上泥盆统余田桥组中段硅化型铋矿床; 5. 背斜轴; 6. 向斜轴; 7. 正断层; 8. 推断构造

图3 复式短轴背斜中产生的铋矿床

Fig. 3 Sampling map showing the occurrence of antimony deposit in the multiple brchyantcline

3.4 隐伏小型浅成侵入岩和岩脉

铋矿床附近地表出露有云斜煌斑岩和花岗细晶岩等岩脉。重力、航磁及遥感等资料^[1]显示,其深部有隐伏小型浅成侵入岩体存在,伸长方向与矿体走向大体一致。分析数据还显示,云斜煌斑岩岩脉中铋的丰度比正常值一般高出几个数量级,局部出现铋矿化及热液蚀变现象。据同位素年龄,云斜煌斑岩岩脉与铋成矿之间存在较短的时间间隔。可见,岩脉、小型浅成侵入体与铋矿化三者都可能属于同一地质时期构造-岩浆旋回的产物。前两者很有可能

为锑成矿提供矿源、热源及成矿流体循环对流环境。

3.5 白垩纪—老第三纪红色砂岩盆地

白垩纪—老第三纪湘中地区由于处于以拉张构造为主的断块构造环境,因而广泛发育了大小不等的断陷构造-红色砂岩盆地。其产生和演化意味着深部上地幔上涌,即莫霍面往上拱,从而使深部上地幔物质沿岩石圈断裂往上运输,形成基性岩脉和拉斑玄武岩,为成矿流体向上运移创造了良好条件。

与此同时,当时地表正处于干旱或半干旱气候环境,即强氧化环境,这促使了富锑岩石中的锑发生活化转移,并往下渗淋,又与深部上升成矿流体汇合,形成混合锑成矿流体体系。所以,可以认为白垩系—老第三纪红色砂岩盆地的产生和发育对锑成矿定位起了重要的作用。

3.6 锑矿床产出的标高

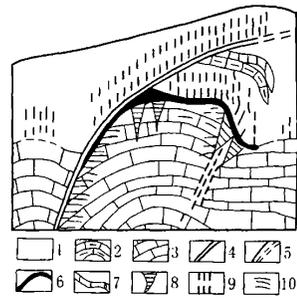
已探明和开采过程中所获得的实际资料显示,锑矿床明显产出于一定的标高区间:上限海拔为650 m,下限为-400 m,垂幅可超过1 000 m^[1]。与周围相比,锑矿床产出的标高相对较高,通常呈明显的正地形。这是由于锑矿床正好赋存于区域性深大断裂的上盘、复式背斜的鞍部与耐风化硅化蚀变带三位一体的部位所致(图4)^[3]。因而锑矿床在垂向上的定位往往与山脊大体耦合,有利于预测和找矿。

与周围其它矿床相比,锑矿床产出的标高一般低于重晶石、砷、汞等矿床,而高于铅、锌、黄铁矿和金等矿床。

4 锑成矿定位的物理化学条件

4.1 锑成矿温度

以矿石矿物共生组合及其相互穿插关系为依据,结合矿物流体包裹体测温(均一温度)数据可将锑成矿作用大体划分为三个阶段:早期阶段以强硅化为主,仅见锑矿化,形成温度较高,为275~270℃;中期阶段为辉锑矿-石英组合,锑矿化最佳,形成温度为193.7~163℃;晚期阶段为辉锑矿-方解石组合,锑矿化不很强,形成温度为128~107℃(表2)。可见,锑矿化一般并不发生于早期中温阶段,而主要集中发生于中晚期低温阶段。



1. 屏障层泥质页岩; 2. 泥质灰岩与赤铁矿层; 3. 块状砂质灰岩; 4. 正断层; 5. 容矿构造裂隙; 6. 似层状硅化型锑矿体; 7. 最上部灰岩中的锑矿化; 8. 脉状锑矿体; 9. 泥质页岩的粘土化、黄铁矿化和碳化; 10. 砂质灰岩的退色化

图4 锑化与构造-硅化带关系

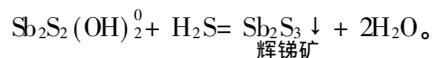
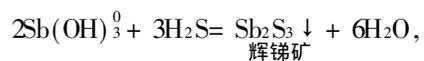
Fig. 4 Relationship between the antimony mineralization and the structures-silicified zones

表2 热液成因矿物流体包裹体均一温度

Table 2 Homogenized temperatures of fluid inclusions in the hydrothermal minerals

样品号	样品名称	成矿阶段	均一温度/℃	文献
747 D	石英	早期阶段以强硅化为主, 仅见锑矿化	275	[1]
312 D	石英		275	
9195 D	石英		270	
XK005	石英		273	[3]
LJ012	石英		273	
D 146	方解石	中期阶段以辉锑矿-石英组合为主, 仅见方解石	193.7	[2]
B 121	方解石		182.5	
Z 88	石英		167.5	
D4	石英		163	
LS001	方解石		188	[3]
ZW006	石英	167		
XK 7-1	石英	165		
XK 7-2	辉锑矿	165		
XK 6	方解石	晚期阶段以辉锑矿-方解石组合, 仅见石英	128	[3]
XK15-2	方解石		128	
GX002	辉锑矿		122	
MJI03	辉锑矿		122	
SO 54	石英		109	
BJ 113-2	方解石		107	

早期阶段成矿流体为中温弱碱性,形成强硅化蚀变带。这时 $Sb(OH)_3^0$ 和 $Sb_2S_2(OH)_2^0$ 等配合物随成矿流体温度降低的同时,又与被溶解的 H_2S 反应而被分解,释放出一定量的水,从而析出辉锑矿:



但是,这时由于成矿流体中 H_2S 的溶解度相对

较低,因此仅有少量的H₂S与锑配合物进行反应,致使辉锑矿沉淀。所以辉锑矿的聚集是很有限的。

至中—晚期阶段,成矿流体转化为低温弱酸性,这时H₂Sb₂S₄⁰、HSb₂S₄⁻和Sb₂S₄²⁻等配合物由于成矿流体温度骤然降低而被破坏和分解,为锑的大量沉淀聚集创造了最佳条件,导致大而富的锑矿沉淀堆积。

表3 成矿流体压力

Table 3 Pressures of ore-forming fluids

样品号	测定矿物	均一温度/℃	盐度/%(NaCl)	密度/g·cm ⁻³	压力/MPa
XK6	方解石	128	3.29	0.95	30
WF13	石英	112	2.33	0.96	24
XK15-1+2	石英	110	2.02	0.97	20

研究发现,在成矿压力突然降到上述压力区间时,H₂Sb₂S₄⁰和HSb₂S₄⁻等锑配合物极不稳定,易被破坏而分解,同时逸散出一定量的H₂S或HS⁻等气体,为辉锑矿的析出创造了最佳的条件:



可见,成矿流体从封闭系统转变为开放系统时所产生的降压、沸腾和去气作用都对辉锑矿的析出起重要的作用。

4.2 锑成矿压力

目前对成矿流体压力还不能直接进行测定,只能以成矿流体压力与温度—盐度—密度的对应关系图解为基础,用水的等容线外推法才近似获得成矿流体压力。所获得的本区成矿压力为20~30MPa(表3)。以岩石静压力25MPa/km换算成相应的成矿深度为0.8~1.2km,可能属于超浅成环境。

4.3 锑成矿pH值

成矿流体与围岩反应或与其它流体混合时,pH值有明显的变化。成矿流体本身的演化和温度对pH值也有影响。成矿流体中CO₂含量通常是影响pH值的重要因素之一。据分析数据,矿物流体包裹体中CO₂的含量占总气体含量的很大部分,又因为H₂CO₃一级离解常数比二级离解常数高出几个数量级,使成矿流体pH值主要取决于一级离解常数K₁;基于此,可根据矿物流体包裹体中CO₂和HCO₃⁻的含量,计算出成矿流体pH值(表4)。

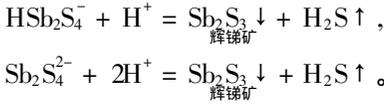
表4 成矿流体的pH值

Table 4 pH values of ore-forming fluids

样品号	矿物	温度/℃	CO ₂ /mol·L ⁻¹	HCO ₃ ⁻ /mol·L ⁻¹	计算pH值	实测pH值 (气液包裹体)
XK005		273	0.452	0.177	7.313	6.7
LJ012		273	0.756	0.259	7.314	6.7
ZW006		167	1.983	0.404	6.309	6.6
XK7-1	石英	165	4.992	0		6.6
XW107		122	0.949	0		6.7
WH13		112	0.379	0.388	6.56	6.9
XK-15-2		110	0.526	0.358	6.383	6.3
SD54		109	0.649	0.554	6.481	6.8
LS001		188	7.891	4.895	6.793	7.2
XK6		128	4.137	4.232	6.56	7.3
BJ13-1	方解石	107	2.983	2.889	6.536	7
BJ13-1+2		107	2.972	3.556	6.628	7
XK7-2		165	2.273	0		5.6
GX002	辉锑矿	122	0.956	0		6.3
MJ103		122	0.779	0		6.4

计算表明,成矿流体pH值从早到晚逐渐降低;早期阶段为弱碱性;中—晚期阶段转变为弱酸性。辉锑矿大多集中在中—晚期阶段沉淀。这时HSb₂S₄⁻和

Sb₂S₄²⁻等锑配合物由于成矿流体普遍受强烈的酸化作用而被破坏和分解,逸散出适量的H₂S,从而有大量的辉锑矿析出,构成大规模的辉锑矿堆积。例如:



4.4 锑成矿 f_{O_2} 值

f_{O_2} 主要与成矿流体中游离氧的浓度有关, 往往与 pH 紧密配合, 促使锑沉淀富集。热液成因矿物如石英、方解石和辉锑矿的数据表明, 可根据它们富含的 CO_2 和 CH_4 平衡反应式计算出成矿流体 f_{O_2} 值 (表 5)。

表 5 成矿流体的 f_{O_2} 值

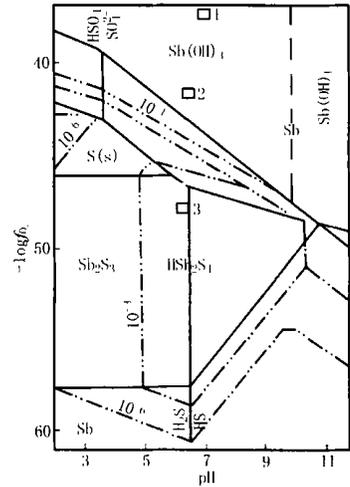
Table 5 f_{O_2} values of ore-forming fluids

样品号	矿物	温度/°C	$\text{CH}_4/\text{mol}\cdot\text{L}^{-1}$	$\text{CO}_2/\text{mol}\cdot\text{L}^{-1}$	$\lg f_{\text{O}_2}$
XK005		273	0.051	0.452	-37.225
LJ012		273	0.012	0.956	-36.801
ZW006		167	0.414	1.983	-42.135
XK7-1	石英	165	0.352	4.972	-41.90
XW107		122	0.104	0.947	-47.696
WF13		112	0.417	0.379	-48.196
XK-15-2		110	0.433	0.526	-48.133
SD54		109	0.298	0.649	-48.006
LS001		188	0.043	7.891	-41.345
XK6		128	0.852	4.137	-47.832
BJ13-1	方解石	107	0.781	2.983	-47.884
BJ13-1-2		107	0.846	2.972	-47.902
XK7-2		165	0	2.273	
GX002	辉锑矿	122	0.046	0.956	-47.517
MJ103		122	0.045	0.779	-47.554

结果表明, 成矿流体 f_{O_2} 值为 $10^{-31} \sim 10^{-43}$ Pa, 从早到晚逐渐降低: 早期阶段为 10^{-31} Pa; 中期阶段为 10^{-37} Pa; 晚期阶段为 10^{-43} Pa。研究表明, 辉锑矿大多是在成矿中-晚期阶段 f_{O_2} 值较低条件下沉淀富集的。 f_{O_2} 值降低的原因主要是由于酸化作用需要消耗大量的游离氧 (图 5)。

5 锑矿床定位模式

建立的超大型锑矿床定位模式如图 6。其基本思路是以拉张构造-深部上升富硅成矿流体系统为基础, 以成矿流体 \rightarrow 构造 \rightarrow 岩性组合 \rightarrow 硅化蚀变带 \rightarrow 锑矿体定位为主要内容, 从大尺度到小尺度, 在空间上逐步缩小范围, 实行逐级定位, 最终定位锑矿体。可见, 大尺度定位是小尺度定位的前提, 两者密不可分。只有各级定位因素相互配合、相互叠加, 起综合支配作用时, 才能形成具有工业价值的锑矿床。这将会对湘中和其它地区同类型超大型锑矿床的进一步预测和找矿具有理论意义和重要的实用价值。



1. 早期阶段; 2. 中期阶段; 3. 晚期阶段
($t = 150^\circ\text{C}$; $\Sigma\text{S} = 0.1\text{mol/kg}\cdot\text{H}_2\text{O}$)
图 5 在 Sb-S-H₂O 系统中不同锑配合物的优势场 f_{O_2} -pH^[5]
Fig. 5 f_{O_2} -pH diagram showing predominance fields of differential antimony-complex in the Sb-S-H₂O system^[5]

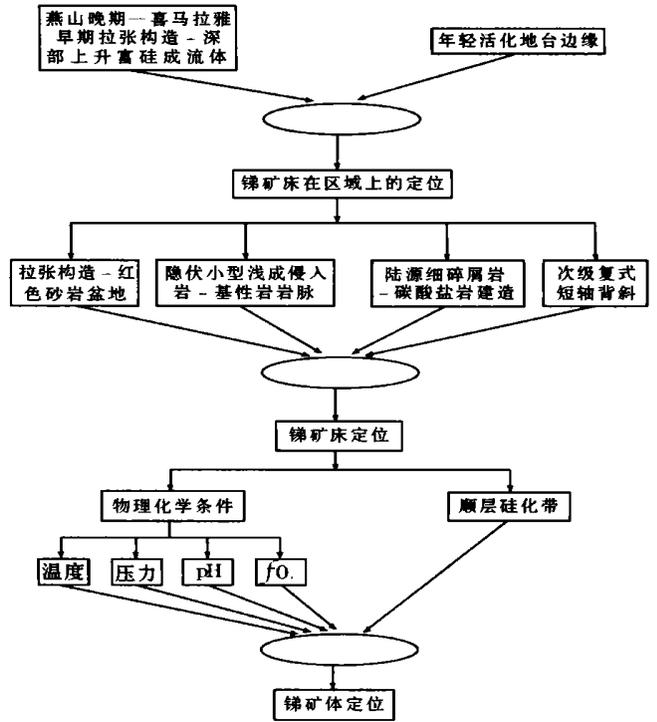


图 6 超大型锑矿床定位模式
Fig. 6 Locating model of superlarge antimony deposit

6 结 论

1. 锑矿床在区域上的定位, 主要是由于深部上升的富硅成矿流体以隆起带边缘所发育的两组区域性深大断裂交叉部位为通道往上运移, 并在其附近

次级复式舒缓背斜构造中卸载堆积成矿所致。

2. 屏障层泥质页岩与短轴背斜的联合圈闭为砂质灰岩顺层硅化型锑矿床的定位创造了极为有利的条件。

3. 富硅成矿流体的温度、压力、pH 值和 f_{O_2} 值的骤然降低区间, 就是导致锑的大量沉淀聚集和储存的具体定位。

参考文献:

[1] 林肇风, 邹国光, 付必勤, 等. 湘中地区锑矿地质[J]. 湖南地质,

1983, (3): 35- 40

[2] 史明魁, 付必勤, 靳西祥, 等. 湘中锑矿[M]. 长沙: 湖南科学技术出版社, 1993: 32- 42

[3] 金景福, 陶琰, 曾令交, 等. 湘中锡矿山式锑矿成矿规律及找矿方向[M]. 成都: 四川省科学技术出版社, 1999: 12- 32.

[4] 金景福, 陶琰, 曾令交. 锡矿山式锑矿床的成矿流体研究[J]. 矿物岩石地球化学通报, 2001, 21(3): 156- 164

[5] Guillemette N, Williams-Jones A E. Genesis of the Sb-W-Au deposits at Ixtahuacn, Guatemala: evidence from fluid inclusions and stable isotopes[J]. Mineral Deposit, 1993, 28: 169- 180.

Locating Mechanism of Superlarge Antimony Deposit —Sikuangshan Antimony Deposit Example

JIN Jingfu

(Chengdu University of Technology, Sichuan, Chengdu 610059, China)

Abstract: Taking the Xikuangshan antimony deposit for example, the paper has analysed the locating mechanism of superlarge antimony deposit spatially and temporally, mainly from the geological period, the geological structural setting and the physico-chemical condition. The study has showed that the temporal position of antimony mineralization is for 66.4~ 51.6Ma, corresponding to Late Yanshanian- Early Himalyan, and antimony deposit mainly occurs in the formation of terrigenous microclastic rock-carbonate rock(Setianqiao Group of Upper Devonian), especially in the middle-upper part of carbonate rock. It has been mostly controlled by the combination of regional deep-fault and secondary multiple brachy-anticline, and has close spatial relation to interlayer structure of carbonate rock. The temperature, pressure, pH and f_{O_2} in the location of antimony deposit are all lower, respectively for 200~ 100 °C, 30~ 20 Pa, 6.5~ 5, 10^{-37} ~ 10^{-43} MPa.

Key words: locating mechanism; physico-chemical condition; geological structural setting; geological period; superlarge antimony deposit