

湖南沃溪钨-锑-金建造矿床同生成因的 微量元素和硫同位素证据*

顾雪祥¹ 刘建明² Oskar Schulz³ Franz Vavtar³ 郑明华⁴

(1. 中国科学院地球化学研究所 贵阳 550002; 2. 中国科学院地质与地球物理研究所 北京 100029; 3. Institute of Mineralogy and Petrography, University of Innsbruck, Innsbruck A-6020, Austria; 4. 成都理工大学 成都 610059)

摘要 对岩矿石和矿物的微量元素、稀土元素和硫同位素地球化学的研究表明,湖南沃溪钨-锑-金建造矿床系海底同生热水沉积作用的产物。矿石与围岩中微量元素和稀土元素含量的变化关系,反映了一种复杂的热液、海水以及陆源碎屑的联合影响。矿石及其中矿物(石英)的稀土元素配分模式可与许多沉积喷流型(sedex型)块状硫化物矿石及其共生的喷流岩相对比,暗示了两者具有相似的形成机理。矿石的硫同位素资料显示,生物成因硫与热液成因硫(下伏沉积柱中硫化物的溶解和/或部分海水硫酸盐的还原)共同参与了成矿作用过程。

关键词 同生成因 微量元素 硫同位素证据 钨锑金矿床 湖南沃溪

中图分类号: P611

文献标识码: A

文章编号: 0563-5020(2004)03-0424-16

1 引言

湖南沃溪矿床是扬子地台南缘江南元古宙造山带内产出的为数众多的 W-Sb-Au 建造矿床的典型代表,也是世界上极为罕见的在同一矿床中 W、Sb 和 Au 3 种元素均构成大型矿床规模的典型实例。长期以来,有关该矿床成因分歧的焦点在于“后生”与“同生”之争。部分研究者认为,沃溪矿床代表了岩浆热液成矿系统的远源组成部分,岩浆是成矿流体和金属的主要供给源(徐克勤等,1965;张振儒,1989;毛景文等,1997)^①。但鉴于成矿与岩浆活动之间无论在空间上抑或时间上均缺乏明显的联系,因而另一些研究者认为成矿流体主要由区域变质作用(罗献林等,1984,1996;包正相,1987;牛贺才等,1992;刘英俊等,1993)和/或变质后的循环大气降水(杨燮,1985,1992;郑明华等,1989)提供,流体中的金属、硫和硅主要来自矿体两侧或深部的“矿源层”。无论是岩浆热液、变质热液还是大气降水循环热液的成因观点,均强调矿石的沉淀晚于赋矿围岩,即矿床系后生。孟宪民等(1965)最早提出沃溪矿床同生沉积成因的观点;此后,一些学者也曾先后提出过沉积改造(涂光炽等,1987)或海底喷气(热泉)沉积成因(张理刚,1985,1997;刘建明等,1998)的可能性。

* 中国国家自然科学基金(49602029,49872038)、奥地利国家科学基金(P12026-GEO)、中国科学院百人计划和科技部基础研究重大项目(G1999043210)资助。

顾雪祥,男,1964年1月生,博士,研究员,矿床学和地球化学专业。

2003-05-27 收稿,2003-07-04 改回。

①张振儒. 1980. 桃源沃溪金锑钨矿床成因及成矿机理研究. 中南矿冶学院科技情报, 1-10.

作者曾详细研究了沃溪矿床的矿物学和组构学特征,提出了矿床系新元古代弧后拉伸环境下同生热水沉积成因的观点(Schulz et al., 2001, 2002; Gu et al., 2002a, 2002b; 顾雪祥等, 2003)。同生成因的组构学证据主要包括:1)硫化物、白钨矿、含金石英以及远洋沉积物(粉砂质粘土)的频繁韵律互层和精美的条带状、层纹状构造;2)整合的层状矿体与围岩的同步揉皱;3)由构造滑塌和重力滑移引起的塑性变形构造;4)细粒黄铁矿的变胶状结构(细菌原地交代硫化物的残余结构);5)黄铁矿、辉铋矿和白钨矿等矿物中丰富的 Si 组构(internal sedimentary fabric)等(Gu et al., 2002a; 顾雪祥等, 2003)。本文则主要从岩矿石和矿物的微量元素、稀土元素和硫同位素特征出发,探讨沃溪矿床同生成因的若干地球化学证据。

2 矿床地质背景

矿床位于扬子地台南缘江南元古宙造山带西段雪峰山弧形隆起带中部向北西凸出的转折部位。矿区位于轴向近东西的仙鹅抱蛋穹隆状背斜的北东翼,区内出露的地层自下而上有中元古界冷家溪群($Pt_2 ln$)、上元古界板溪群($Pt_3 bx$)以及上白垩统(K_2)陆相红色砾岩(图 1a)。其中,板溪群马底驿组($Pt_3 m$)和五强溪组($Pt_3 w$)是矿区内出露的主要地层,两者以横贯全区的沃溪逆断层为界,以北为五强溪组,以南为马底驿组。迄今所发现的矿体均位于断层以南马底驿组地层的上-中部。矿区自西向东划分为红岩溪、鱼儿山、栗家溪、十六棚公和上沃溪 5 个矿段。

作为矿体直接围岩的马底驿组地层为一套浅变质(绿片岩相)的浊积岩(Gu et al., 2002c),依岩性变化可划分为 3 个岩性段。下段($Pt_3 m^1$)厚 70~250 m,为灰绿色中-厚层浅变质石英砂岩和砂质板岩,底部与冷家溪群不整合接触面上常见一层厚度可达 1.5 m 的砾岩。中段($Pt_3 m^2$)为主要的含矿层位,厚度变化大,从数十米至 800 m 不等,岩性为紫红色、灰紫色、紫灰色绢云母板岩,局部夹厚 0.1~10 m 的白云质灰岩透镜体。上段($Pt_3 m^3$)为厚 40~210 m 的灰绿色绢云母板岩和石英砂岩,局部夹紫红色板岩。

根据矿体产状、矿物组成和结构特征的差异以及与围岩相互关系的不同,矿化分为层状和脉状—网脉状两种主要类型。层状矿化构成沃溪矿床总储量的 70% 以上,由至少 9 个与地层产状严格整合的层状矿体(V_1 - V_9)组成(图 1b)。其中,位于层状矿化系统中部的 V_1 - V_4 矿体为主要的工业矿体,而 V_5 - V_9 矿体规模较小,连续性较差,因而工业价值不大。矿层走向近东西,倾向北,倾角平缓(20° ~ 30°)。单个矿层的厚度(0.2~1.5 m)不大,但走向延长(40~350 m)和倾向延伸(通常 300~3500 m)远且稳定。矿石主要由韵律互层的条带状和/或层纹状含金石英、辉铋矿、白钨矿、黄铁矿和粉砂质粘土条带(粉砂级石英+绢云母+绿泥石)构成。这种韵律层在厚度仅数十厘米的矿层内可达十几至数十个,韵律层理与矿层以及围岩的层理一致。厘米级至毫米级厚的单个条带或纹层,在走向及倾向方向上常可追溯数米至上百米远。局部地段,矿层与围岩同步揉皱。在层状矿体附近的顶、底板(尤其是底板)围岩中,见有数层整合产出的无矿石英和碳酸盐(铁白云石+方解石±白云石)。这些无矿的石英-碳酸盐层厚仅为数十毫米至数厘米,但顺层可追溯至数百米远。在层状矿体及其附近的无矿石英和碳酸盐层内,常见由构造滑塌和重力滑移引起的塑性变形构造(Gu et al., 2002a; 顾雪祥等, 2003)。

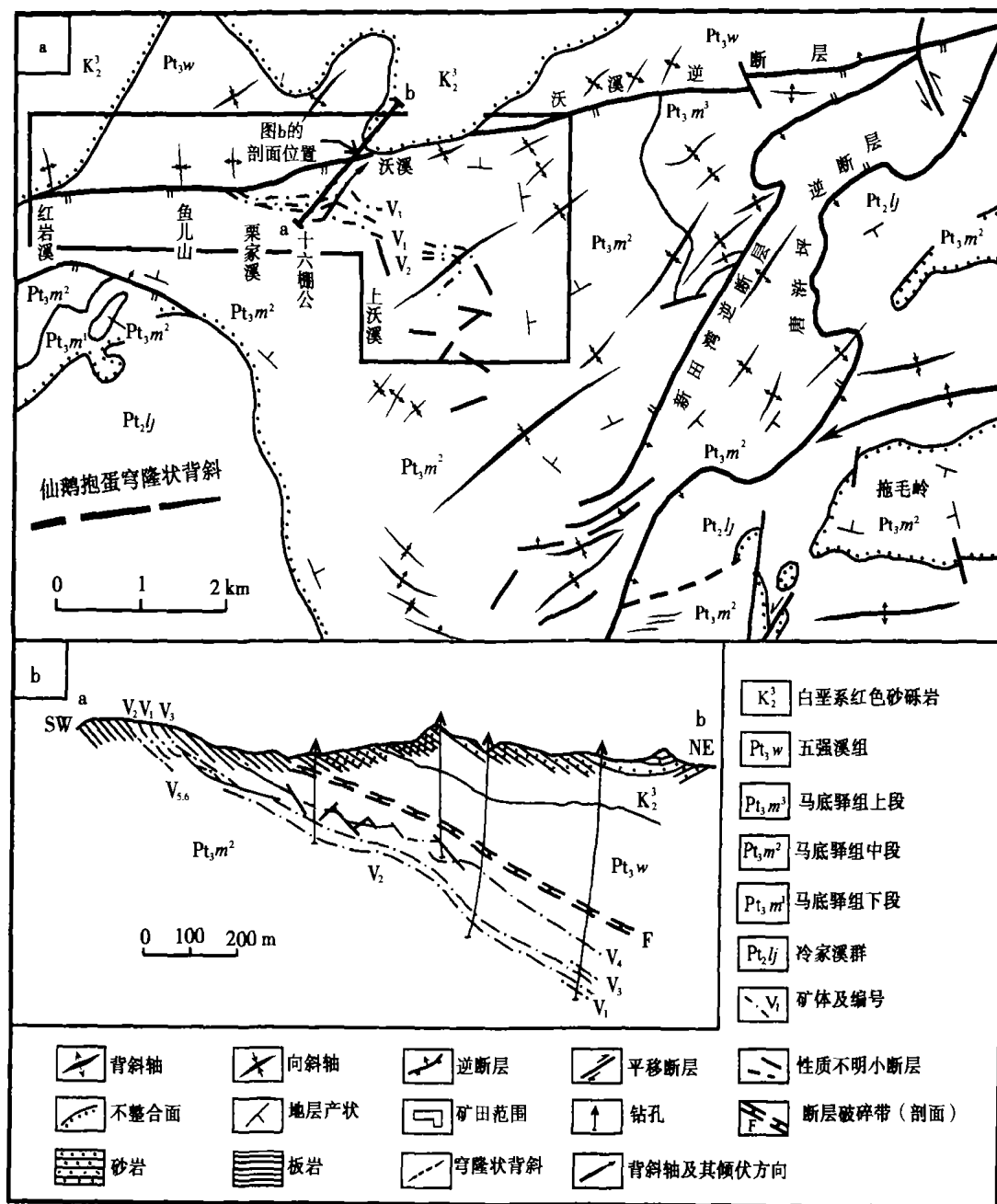


图1 沃溪矿田地质—构造略图(a)和NE-SW向典型剖面图(b)(据罗献林等, 1996, 简化修改)

Fig. 1 Geological-structural features of the Woxi ore field (a) and a typical NE-SW section (b)

脉状—网脉状矿化占总储量的25%强,产于层状矿体下盘3~10m范围内的板岩中。矿化以数十至上百条与层状矿体高角度相交、少数近于平行的白钨矿—含金石英细脉为特征,细脉带形态呈透镜状或楔状,一般走向长20~60m,倾向延深40~120m。单条细脉呈平整的板状,厚0.5~5cm,延伸1~5m,脉间距5~50cm。

矿石中的金属矿物主要有辉钨矿、白钨矿、黄铁矿和自然金,其次为毒砂、黑钨矿、闪锌矿和方铅矿,微量矿物包括黝铜矿、黄铜矿、车轮矿、块硫锑铅矿、辉砷镍矿和方锑金矿。脉石矿物以石英占绝对优势,次为方解石、白云石、铁白云石、菱铁矿、绢云母、绿泥

石、重晶石、电气石和磷灰石等。次生矿物包括针铁矿、纤铁矿、铋华、方铋矿、黄铋矿、孔雀石、蓝铜矿和铜蓝等,仅偶见于矿体上部的局部地段。

作为重要找矿标志的围岩蚀变,在层状矿体的上、下盘呈基本整合的层状产出,厚 0.2~2 m,局部可达 10 m。下盘蚀变的强度和厚度常略大于上盘,蚀变带与围岩之间为渐变过渡关系。与未蚀变的紫红色板岩相比,蚀变岩石呈黄白色、灰白色或浅肉红色,因而称为褪色化蚀变。蚀变矿物呈弥散状(pervasive)或斑点状(patchy),局部沿微裂隙充填产出,矿物组合包括石英、绢云母、绿泥石、黄铁矿和碳酸盐(铁白云石、白云石),有时含少量浸染状的电气石和重晶石。蚀变带岩石保留了清晰的层理构造。对围岩蚀变与层状矿体和细脉状矿化的空间关系研究表明,矿床中整合产出的层状蚀变体与矿化体一样,也是同生沉积(化学和机械的混合沉积)作用的产物(Gu et al., 2002a; 顾雪祥等, 2003)。

3 分析方法及结果

(1)样品的采集与分析方法

本研究中的所有样品均采自沃溪矿区井下 9 至 28 中段的坑道新鲜工作面上,包括矿体及其两侧的蚀变和未蚀变的板岩。

蚀变和未蚀变岩石、矿石以及石英中流体包裹体的微量元素(包括稀土元素)组成采用 Finningan MAT ELEMENT 型 ICP-MS 测定(表 1),分析方法据 Balaram et al. (1995), Wu et al. (1996)和 Yoshida et al. (1996),利用 GSR-3 和 JG-2 标样测定的分析误差 < (5~10)%。

硫化物硫同位素分析在 MAT 251 型质谱仪上进行,分析误差 < 0.2‰,结果列于表 2。表中还列出了文献中收集到的若干硫同位素数据。

(2)围岩和矿石的微量元素和稀土元素组成

蚀变和未蚀变板岩、条带状含金石英-白钨矿-辉铋矿矿石、层状矿体中的石英和粘土条带的微量元素组成及其相对于区域上马底驿组紫红色板岩的丰度变化情况示于表 1 和图 2。除蚀变板岩中 W、Au、As 和 Sb 含量较高外,矿床中蚀变和未蚀变板岩在微量元素组成上与区域马底驿组板岩相似。条带状矿石以及矿石中石英条带的多数微量元素含量均低于板岩,但 W、Sb、As、As 和 Li(可能还包括 Ce 和 Mo)的含量高出围岩 1~3 个数量级。层状矿体中粘土条带的极大多数微量元素的含量与围岩(板岩)相近,但 Au、As 和 Li(可能还包括 W)的含量远高于围岩。在图 2 中,围岩、矿石以及单矿物(石英条带)微量元素组成呈明显的同步变化趋势。从新鲜板岩经蚀变板岩至矿体,Au、As、Sb、W、Mo、Li 和 Ce 等元素的含量渐趋增高,而其它微量元素的含量则渐趋降低。

蚀变和未蚀变板岩在稀土元素含量、特征比值、配分型式等方面无明显区别(图 3a, 3b),并与区域马底驿组板岩(Gu et al., 2002c)和典型的太古代后页岩(如 PAAS 和 NASC, Gromet et al., 1984; Taylor and McLennan, 1985)相似,稀土配分曲线以轻稀土富集($(La/Yb)_N = 5.6 \sim 7.7$, $\Sigma LREE/\Sigma HREE = 5.8 \sim 8.7$)、重稀土平坦($(Gd/Yb)_N = 1.1 \sim 1.5$)、显著的负 Eu 异常($Eu/Eu^* = 0.6 \sim 0.8$)和无明显 Ce 异常为特征。条带状矿石以及层状矿体中石英和粘土条带的 $\Sigma REE(4 \times 10^{-6} \sim 200 \times 10^{-6})$ 、 $Eu/Eu^*(0.6 \sim 1.1, \text{多数} < 1)$ 、 $(La/$

表1 沃溪矿床中岩石、

Table 1 Trace element compositions of rocks,

样品	未蚀变板岩				蚀变板岩								WX20-7
	WX20-9	WX20-2	WX20-1	WX28-1	WX9-4	WX20-8	WX20-4	WX20-3	WX24-11	WX28-2	WX28-3	WX28-10	
Li	10.2	6.5	9.9	8.8	33.4	9.4	26.4	7.5	11.4	7.7	6.9	10.9	154.7
Be	3.1		1.2	2.6	0.4	2.0	0.4	2.8	1.6	0.3	1.9	3.0	
Sc	16.8	16.6	16.8	17.0	11.8	16.5	17.7	15.4	11.8	15.9	15.3	15.4	1.3
V	104.6	105.4	106.7	108.4	52.7	106.3	109.3	94.8	81.9	98.0	100.6	90.5	8.9
Cr	142.8	120.3	111.9	152.6	298.7	112.6	118.7	109.0	71.6	122.3	110.7	125.1	179.8
Co	19.3	16.2	18.7	21.4	17.8	15.8	15.6	16.6	11.5	19.0	16.2	16.5	4.8
Ni	35.7	29.3	38.5	39.0	39.9	31.1	30.8	29.7	22.5	34.8	31.5	31.8	13.5
Cu	27.9	62.9	116.7	23.8	11.5	55.0	24.4	38.3	3.9	10.1	25.8	49.4	24.7
Zn	99.7	88.7	103.2	104.2	103.5	100.4	73.8	148.1	64.6	100.3	93.2	93.1	41.3
Ga	21.9	21.2	22.0	22.2	15.0	22.8	27.2	19.6	17.6	21.0	20.6	21.3	2.1
Ce	1.8	2.0	2.2	2.1	2.7	2.3	2.6	2.0	1.8	2.4	2.3	2.5	3.9
Rb	174.5	181.2	171.6	209.2	91.7	191.7	198.9	167.3	118.8	195.0	195.7	197.0	7.2
Sr	108.4	114.0	105.4	129.3	211.8	130.0	99.5	121.0	149.3	120.0	97.8	88.4	223.0
Y	31.8	27.6	27.0	37.9	22.1	31.2	21.9	27.6	23.6	27.6	25.3	28.2	5.3
Zr	180.9	176.9	182.0	201.1	82.0	192.3	212.6	176.8	134.0	192.8	176.8	185.2	12.7
Nb	10.7	10.3	11.2	11.9	5.1	11.5	12.2	10.3	8.5	10.6	10.3	10.7	0.0
Mo	0.4	0.6	0.5	0.5	0.6	0.7	0.6	0.7	0.4	0.5	0.4	0.6	1.5
Ag	0.1	0.2	0.4	0.2	0.2	0.2	0.3	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.0
Cd	0.4	0.4	0.4	0.3	0.4	0.2	0.6	0.3	0.4	0.3	0.4	0.3	0.3
In	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0
Sn	6.3	4.0	4.5	3.7	3.7	3.7	7.0	4.8	3.2	3.2	3.0	3.5	1.4
Cs	26.7	26.6	24.2	32.6	19.1	28.4	35.6	26.1	12.8	29.3	29.7	28.3	0.0
Ba	520.8	515.5	535.2	526.6	289.5	589.6	545.5	507.3	572.2	901.7	570.4	540.9	34.9
La	39.3	33.7	36.8	44.3	19.9	39.2	29.5	33.6	22.9	33.6	30.3	35.6	2.6
Ce	82.3	71.0	76.5	92.2	40.8	81.4	60.2	70.1	48.7	69.9	64.4	75.1	5.2
Pr	9.6	8.2	9.1	10.8	4.7	9.5	7.1	8.4	5.6	8.2	7.4	8.8	0.6
Nd	34.3	29.2	32.1	37.0	17.6	34.2	25.1	29.8	20.2	29.6	26.8	29.9	2.1
Sm	6.6	5.6	6.4	7.6	4.3	6.6	5.0	5.7	4.3	6.0	5.4	5.8	0.5
Eu	1.3	1.2	1.3	1.6	1.2	1.3	1.0	1.3	0.8	1.3	1.3	1.3	0.3
Gd	5.5	4.7	5.2	6.6	4.4	5.2	3.9	4.9	3.9	5.0	4.4	5.3	0.9
Tb	0.9	0.7	0.7	1.0	0.7	0.8	0.5	0.7	0.6	0.7	0.7	0.8	0.1
Dy	5.4	4.7	5.1	6.7	4.2	5.3	3.6	4.7	4.1	5.2	4.7	5.2	1.0
Ho	0.9	0.7	0.8	1.0	0.6	0.8	0.6	0.7	0.6	0.8	0.7	0.8	0.1
Er	3.1	2.8	2.8	3.8	2.2	3.1	2.3	2.7	2.4	2.8	2.6	2.8	0.4
Tm	0.5	0.5	0.5	0.6	0.3	0.5	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.1
Yb	3.4	3.3	3.3	4.0	2.3	3.5	3.0	3.1	2.8	3.3	3.1	3.3	0.4
Lu	0.5	0.5	0.5	0.6	0.4	0.5	0.5	0.5	0.4	0.5	0.5	0.5	0.1
Hf	5.1	5.1	5.2	5.7	2.3	5.4	5.7	4.9	3.9	5.6	4.9	5.6	0.3
Ta	0.8	0.9	0.9	1.0	0.6	0.9	0.9	0.9	0.7	0.9	0.9	0.9	0.1
W	61.5	23.0	24.0	28.3	6308	92.4	37.1	770.5	12.3	24.8	125.7	45.4	2535.8
Tl	0.7	0.7	0.7	0.8	0.4	0.7	0.8	0.7	0.5	0.8	0.8	0.8	0.0
Pb	18.3	15.1	20.1	13.7	21.5	15.6	43.4	25.4	19.2	12.0	11.6	22.3	1.9
Bi	0.9	0.6	1.2	0.4	0.7	0.6	0.9	0.8	0.5	0.2	0.3	0.6	0.2
Th	11.8	12.2	12.5	13.0	6.2	12.3	12.1	11.3	9.1	12.1	11.5	11.3	0.7
U	2.7	2.7	3.0	2.9	1.4	2.8	2.7	2.6	2.0	2.7	2.5	2.9	0.3
Au	48.3	13.1	11.6	23.3	4730	233.0	2232.0	119.0	20.8	21.1	81.5	57.5	2700.0
As	8.7	4.2	7.3	7.8	555.8	22.4	51.9	24.4	9.6	8.9	25.8	13.9	68.3
Sb	27.0	28.6	43.9	64.0	45.5	30.3	37.3	28.4	41.5	251.3	31.0	81.8	544.5

样品由中国科学院地球化学研究所漆亮采用 Finningan MAT ELEMENT 型 ICP-MS 测定,分析单位为 10^{-6} (Au 为 10^{-9});

矿石和石英流体包裹体微量元素组成

ores and fluid inclusions in quartz from the Woxi deposit

条带状石英-白钨矿-辉铋矿矿石						层状矿体中 石英条带		层状矿体中 粘土条带		石英中的流体包裹体			
WX20-6	WX20-5-2	WX20-5-1	WX24-2	WX24-4	WX28-4	WX28-8	WX28-9	WX24-3	WX24-5	WX9-13 ^②	WX9-22 ^①	WX18-9 ^①	WX9-7 ^②
137.1	146.3	17.1	164.0	151.9	94.5	97.9	75.8	1298.5	73.7	704.44	2656.47	647.48	2023.81
0.5	1.5	0.2	3.7	1.4	0.7		2.5	3.7	2.3		2.83	1.17	2.67
3.9	1.2	14.9	0.5	1.2	0.4	0.8	5.2	27.5	14.7	0.27	0.63	0.38	0.60
33.2	9.2	112.7	6.4	10.5	5.8	9.1	42.1	221.8	98.3	5.68	8.67	6.47	10.22
55.5	158.0	140.1	39.8	43.7	85.4	132.8	149.4	180.5	100.2				
8.0	3.5	17.8	2.0	2.8	2.5	4.2	6.7	20.6	14.7	2.21	2.20	2.56	2.67
16.3	8.6	31.7	2.2	4.1	3.1	8.5	13.8	31.9	30.7				
63.6	18.8	16.3	4.0	40.7	12.8	13.5	36.1	14.3	24.8		3.98	3.25	
42.2	23.6	74.1	17.6	36.1	63.5	21.2	40.1	40.8	96.8	211.64	117.61	26.03	46.18
10.2	2.8	26.9	1.4	2.2	1.1	2.3	12.7	48.4	20.7	0.73	1.42	0.87	0.78
4.5	6.6	2.4	5.6	5.2	6.9	6.4	6.9	2.7	2.1				
56.7	16.1	218.1	8.6	14.9	11.2	18.1	83.5	242.4	148.7	6.70	5.54	10.14	6.75
63.1	181.1	79.2	4.0	12.3	7.1	5.7	22.9	165.9	113.7	14.98	22.52	67.07	2094.83
13.2	3.9	31.8	0.5	1.3	0.6	0.9	4.1	29.7	19.6	0.14	0.57	2.74	46.79
89.3	13.0	223.2	4.9	12.8	4.1	9.1	62.6	387.8	151.3	0.44	1.41	0.59	0.35
3.8	0.0	12.2	0.3	0.7	0.2	0.6	3.4	22.4	8.9		0.04	0.03	0.12
10.95	0.6	0.7	0.9	1.1	1.4	1.6		2.2	0.4	0.6	1.05	2.31	18.42
0.4	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.3	0.1				
0.3	0.3	0.4	0.2	0.4	0.2	0.2	0.3	0.4	0.3				
0.0	0.0	0.1	0.0	0.0		0.0	0.0	0.1	0.1				
3.8	2.8	4.1	2.9	3.1	1.1	1.8	2.5	5.8	2.8	0.12	0.14	0.10	0.02
12.2	2.1	33.4	0.5	1.3	1.0	2.1	13.3	29.5	20.0	3.01	2.46	3.12	0.85
1074.1	603.4	506.7	18.0	49.8	18.8	35.0	197.8	1076.2	601.6	9.49	12.21	57.25	18.02
17.3	2.8	40.3	1.1	2.9	1.0	1.4	5.7	61.2	37.5	0.73	1.64	32.66	0.63
34.0	5.4	85.0	1.9	6.1	1.8	2.8	11.8	134.1	80.6	2.29	4.29	61.51	2.47
3.9	0.6	10.0	0.2	0.7	0.2	0.3	1.4	16.2	9.3	0.20	0.41	8.48	0.33
14.4	2.1	36.0	0.6	2.2	0.7	1.2	4.8	57.9	33.2		1.17	24.35	1.31
2.9	0.6	7.1	0.1	0.4	0.2	0.2	1.0	9.3	6.5	0.13	0.36	4.21	1.13
0.6	0.2	1.4	0.0	0.1	0.0	0.0	0.2	1.4	1.2	0.03	0.08	0.94	0.74
2.3	0.8	5.6	0.1	0.3	0.1	0.2	0.7	4.3	4.6	0.05	0.24	2.49	3.01
0.3	0.1	0.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.6	0.6	0.01	0.03	0.25	0.66
2.3	0.7	5.5	0.1	0.2	0.1	0.1	0.7	4.3	3.6	0.04	0.13	0.82	5.26
0.3	0.1	0.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.8	0.6	0.01	0.01	0.06	0.59
1.3	0.3	3.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.5	3.4	2.1	0.01	0.03	0.14	1.84
0.2	0.0	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.6	0.3	0.00	0.00	0.01	0.25
1.5	0.4	37.7	0.1	0.2	0.1	0.1	0.7	4.8	2.4	0.01	0.04	0.09	2.54
0.2	0.1	0.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.8	0.4	0.00	0.01	0.01	0.39
2.7	0.3	6.2	0.1	0.4	0.1	0.2	1.7	11.2	4.3	0.01	0.03	0.01	0.04
0.3	0.0	1.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.3	1.9	0.8	0.00	0.04	0.00	0.22
674.3	803.0	68.2	57.4	38.3	91.8	22.2	36.4	59.3	282.6	399.86	106.48	52.79	69.15
0.2	0.0	0.9	0.0	0.1	0.0	0.1	0.3	1.0	0.6				
30.2	18.3	24.6	1.0	5.9	20.7	5.1	10.9	21.1	21.3	5.11	17.14	29.81	
0.8	0.4	0.6	0.5	0.8	0.2	0.3	0.3	0.6	0.8				
4.7	0.8	13.1	0.2	0.7	0.3	0.5	3.4	25.5	9.7	0.32	0.71	2.94	0.07
1.2	0.4	3.0	0.1	0.3	0.1	0.1	0.8	7.4	2.5	0.03	0.06	0.11	1.80
5545.0	4357.0	2515.0	137.0	8655.0	118.0	3220.0	9885.0	43043.0	2380.0				
392.7	152.5	270.7	39.8	57.7	15.8	36.4	142.0	1714.4	227.4				
8100.0	679.5	87.0	2399.3	843.0	4682.3	201.8	1153.5	50.1	34.7				

①.条带状石英-白钨矿-辉铋矿矿石;②.层状矿体之下的石英-白钨矿细脉。

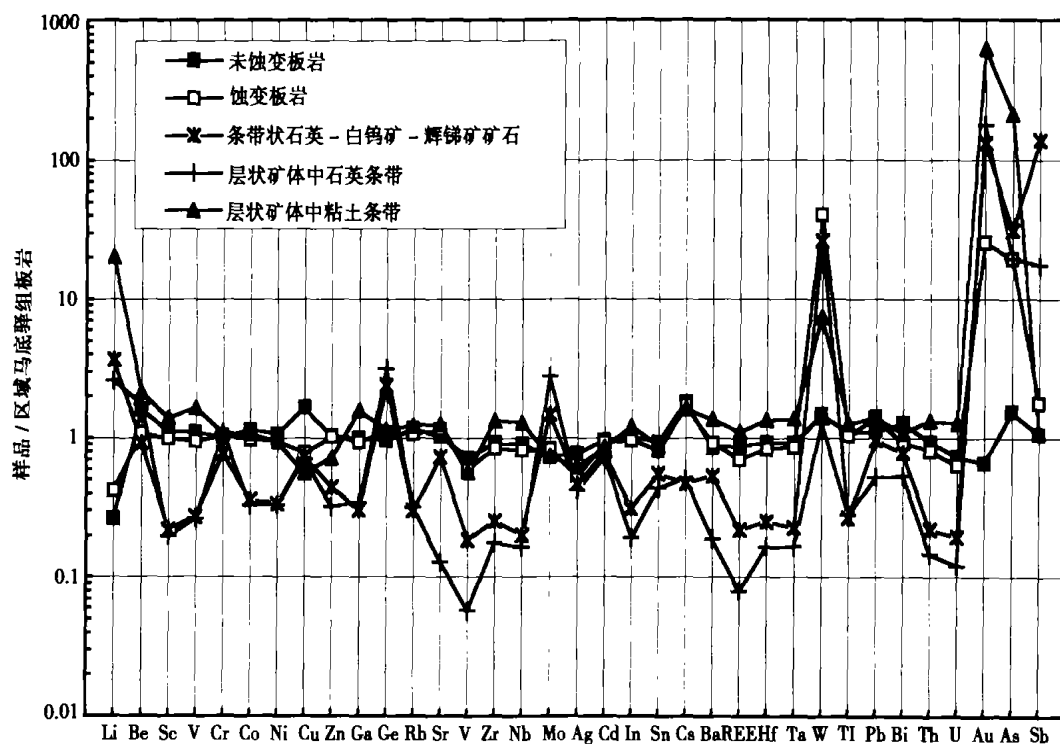


图2 岩石、矿石和矿物相对于区域马底驿组板岩的微量元素变化

数据来自表1, 用于标准化的区域马底驿组板岩的微量元素含量据 Gu et al. (2002c)

Fig. 2 Trace element concentrations of rocks, ores and individual minerals normalized to the regional slates of Madiyi Formation

$(Yb)_N$ (4.6 ~ 11.4)、 $\Sigma LREE / \Sigma HREE$ (3.6 ~ 14.2) 和 $(Gd/Yb)_N$ (0.7 ~ 1.9) 变化范围宽 (图 3c, 3d)。

条带状矿石中 3 个石英样品的流体包裹体稀土配分曲线相似, 稀土总量变化范围大 ($\Sigma REE = 3.5 \times 10^{-6} \sim 136 \times 10^{-6}$), 轻稀土富集 ($(La/Yb)_N = 28 \sim 248$, $\Sigma LREE / \Sigma HREE = 16 \sim 34$), Eu 异常不显著 ($Eu/Eu^* = 0.9 \sim 1.2$), Ce 异常不明显或显弱的正异常 ($Ce/Ce^* = 0.9 \sim 1.4$; 表 1, 图 4a)。与此相对照, 细脉带中一个石英样品 (WX9-7) 的流体包裹体稀土配分曲线以强烈左倾和显著富集重稀土为特征 ($(La/Yb)_N = 0.17$, $\Sigma LREE / \Sigma HREE = 0.40$)。

(3) 硫同位素组成

18 个辉锑矿样品的 $\delta^{34}S$ 值集中在 $-2.1 \pm 0.4\%$ 左右 (表 2)。层纹状矿石中黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 值变化于 -7.4% 至 -6.2% 之间 (平均 -6.8%), 蚀变板岩中一个黄铁矿样品的 $\delta^{34}S$ 值为 -1.7% 。3 个方铅矿和闪锌矿样品的 $\delta^{34}S$ 值变化于 -12.3% 至 -5.0% 之间, 平均 -8.5% 。元古界浅变质沉积岩中硫化物的 $\delta^{34}S$ 值随地层单元的不同显示出较大的差异 (杨燮, 1985; 杨舜全, 1986; 周德忠等, 1989; 罗献林等, 1996)。赋矿的马底驿组地层中硫化物的 $\delta^{34}S$ 值变化于 -10.6% 至 -5.5% 之间, 平均 -7.2% ; 而上覆的五强溪组和下伏的冷家溪群地层中硫化物的 $\delta^{34}S$ 值均为较大的正值, 分别变化于 $6.3\% \sim 19.4\%$ (平均 $12.8 \pm 4.1\%$, $n = 11$) 和 $12.9\% \sim 23.5\%$ (平均 $18.5 \pm 5.0\%$, $n = 4$) 之间。马底驿组地层中一个重晶石样品的 $\delta^{34}S$ 值为 13.1% (杨舜全, 1986)。

表 2 沃溪矿床硫化物的硫同位素分析结果

Table 2 Sulfur isotope data of sulfides from the Woxi deposit

样品编号	岩石/矿石	矿物	$\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}/\text{‰}$			资料来源
			分析值	变化范围	平均值	
W29	条带状石英-白钨矿-辉铋矿矿石	辉铋矿	-1.6			1
WX9-12	条带状石英-白钨矿-辉铋矿矿石	辉铋矿	-2.5			1
WX9-25	条带状石英-白钨矿-辉铋矿矿石	辉铋矿	-2.4			1
WX9-26	条带状石英-白钨矿-辉铋矿矿石	辉铋矿	-2.1			1
WX18-11	条带状石英-白钨矿-辉铋矿矿石	辉铋矿	-2.4			1
WX18-13	条带状石英-白钨矿-辉铋矿矿石	辉铋矿	-2.4			1
WX20-5b	条带状石英-白钨矿-辉铋矿矿石	辉铋矿	-2.3			1
WX20-7	条带状石英-白钨矿-辉铋矿矿石	辉铋矿	-2.2			1
WX24-1	条带状石英-白钨矿-辉铋矿矿石	辉铋矿	-2.6			1
WX26-5	条带状石英-白钨矿-辉铋矿矿石	辉铋矿	-1.2			1
WX26-10	块状石英-辉铋矿矿石	辉铋矿	-1.5			1
WX28-4	条带状石英-白钨矿-辉铋矿矿石	辉铋矿	-1.8			1
WX28-5a	条带状石英-白钨矿-辉铋矿矿石	辉铋矿	-1.7			1
WX28-5b	条带状石英-白钨矿-辉铋矿矿石	辉铋矿	-2.1			1
WX28-6	条带状石英-白钨矿-辉铋矿矿石	辉铋矿	-2.3			1
WX28-7	条带状石英-白钨矿-辉铋矿矿石	辉铋矿	-2.8			1
WY-1	块状辉铋矿矿石	辉铋矿	-2.2			1
WY-7	块状辉铋矿矿石	辉铋矿	-2.6			1
WX18-5	蚀变板岩	黄铁矿	-1.7			1
XA-5	石英条带中的黄铁矿浸染体	黄铁矿	-6.7			1
L915	条带状石英-白钨矿-辉铋矿-黄铁矿矿石	黄铁矿	-6.2			2
O3-9	块状石英-辉铋矿-黄铁矿-方铅矿-闪锌矿矿石	黄铁矿	-7.4			2
O3-9	块状石英-辉铋矿-黄铁矿-方铅矿-闪锌矿矿石	方铅矿	-12.3			2
O3-9	块状石英-辉铋矿-黄铁矿-方铅矿-闪锌矿矿石	闪锌矿	-8.3			2
1105-2	块状辉铋矿-闪锌矿矿石	闪锌矿	-5.0			2
围岩中的硫化物和硫酸盐						
	五强溪组(Pt_3w)	黄铁矿	6.3~19.4	12.8(11)		2, 3, 4
	马底驿组(Pt_3m)	黄铁矿	-10.6~-5.5	-7.7(3)		3, 5
		黄铜矿	-6.3			5
		辉铜矿	-6.5			5
		重晶石	13.1			2
	冷家溪群(Pt_2ln)	黄铁矿	12.9~23.5	18.5(4)		2

样品由中国科学院地质与地球物理研究所刘建明用 MAT 251 型质谱仪分析;用于计算平均值的样品数列于括号内;资料来源:1. 本文;2. 杨燮(1985);3. 杨舜全(1986);4. 周德忠等(1989);5. 罗献林等(1996)。

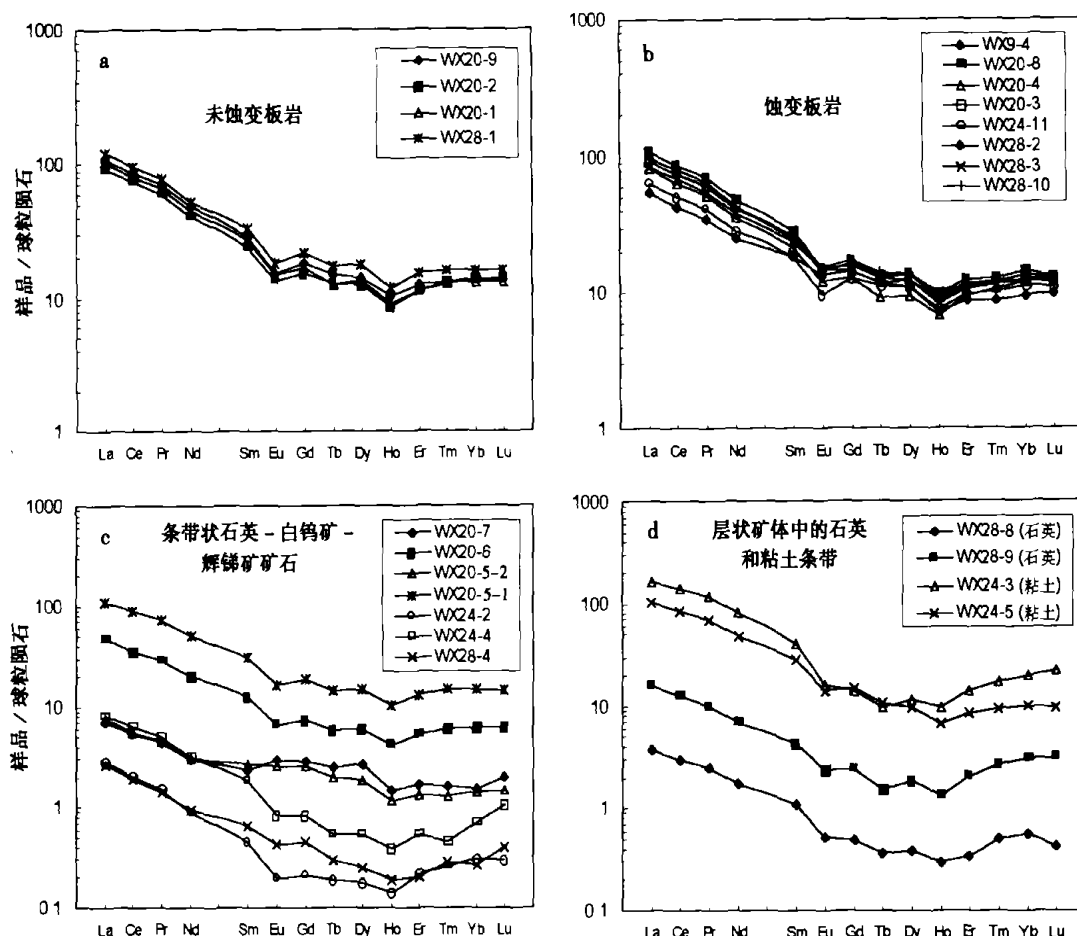


图3 沃溪矿床中岩石、矿石和矿物的稀土元素球粒陨石标准化配分曲线

数据来自表1, 用于标准化的球粒陨石稀土元素含量据 Taylor and McLennan (1985)

Fig. 3 Chondrite-normalized REE patterns for rocks, ores and individual minerals from the Woxi deposit

4 讨论

上述地球化学资料提供了矿床同生成因的若干证据。条带状矿石以及层状矿体中的石英条带显著富集 W、Au、As 和 Sb, 但却亏损绝大多数其它微量元素, 尤其是那些在沉积过程中活动性较差且在海水中停留时间较短的元素 (Taylor and McLennan, 1985), 如 Hf、Sc、Th、Ta、Y、Zr、Nb 和 REE 等 (表 1, 图 2)。这与许多古代多金属硫化物矿床 (Lottermoser, 1991; 薛春纪等, 1995; 刘继顺等, 1996; 韩发等, 1999; 戚华文, 2002) 和现代海底富含金属的热液沉积物 (Bostrom and Peterson, 1966; Piper, 1973; Piper and Graef, 1974; Marchig et al., 1982, 1986; Bischoff et al., 1983; Rona, 1984; Alt, 1988) 中观察到的现象一致。通常认为, 这种高含量的 W、Au、As 和 Sb 反映了热液组份的贡献, 而其它微量元素低则归因于较快的堆积速度和热液沉积物在沉积物柱中的快速埋藏 (Lottermoser, 1991)。沃溪矿床中由条带状矿石经蚀变板岩至新鲜板岩, W、Au、As 和 Sb 含量渐趋降低而其它微量元素的含量渐趋增高 (图 2), 反映出随着远离矿化体, 热液组份的影响逐渐减小, 陆源碎屑和海水的影响则逐渐增大。在 ΣREE 对 $\text{Co} + \text{Cu} + \text{Ni}$ 以及 Th 对 U 图中 (图 5), 绝大多数的条带状矿石、石英条带和石英中的流体均落入热水沉积物的范围, 未蚀变板岩

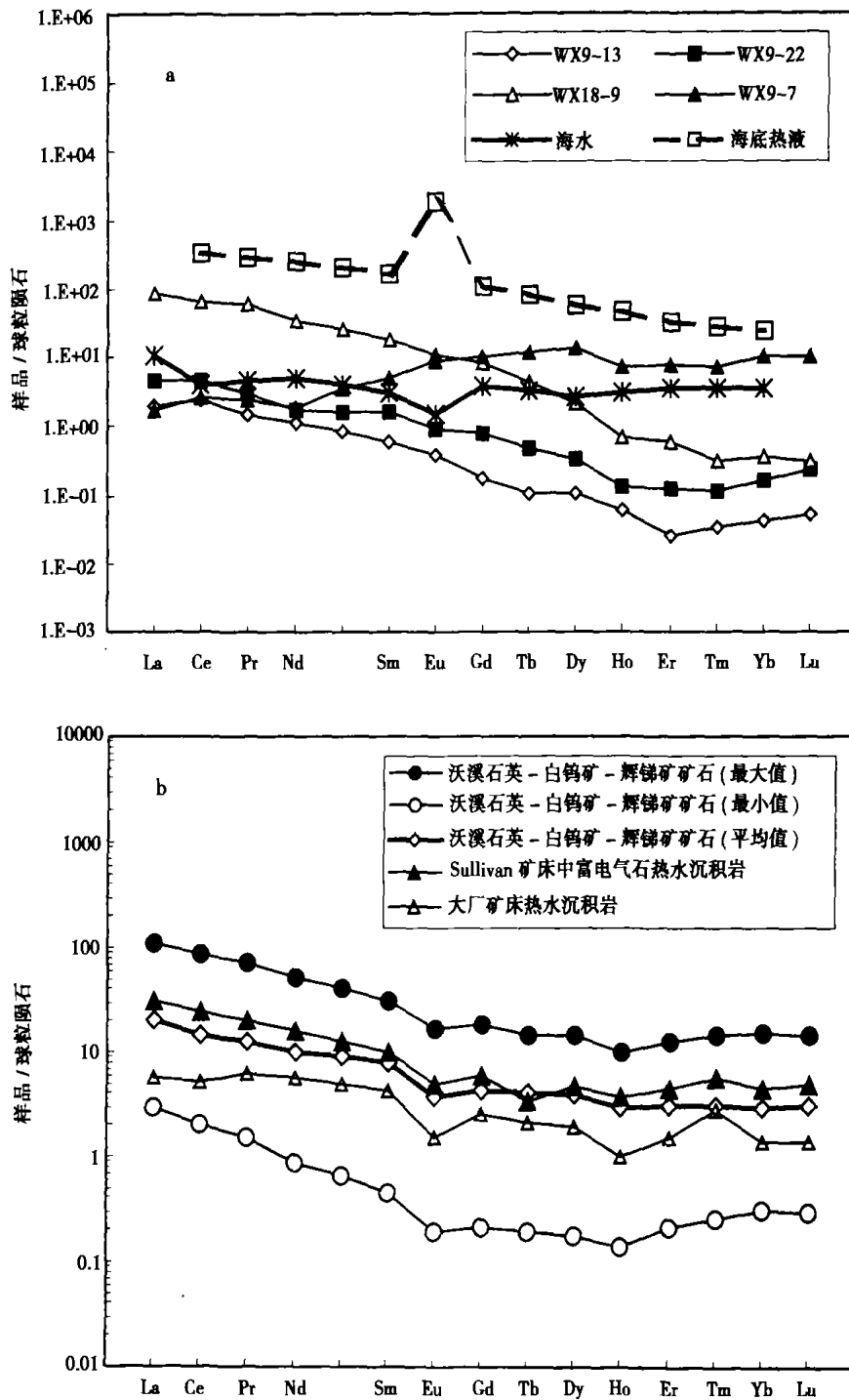


图 4 石英中流体包裹体(a)和矿石(b)的稀土元素球粒陨石标准化曲线及与 Sullivan Pb-Zn 矿床、广西大厂 Sn-多金属矿床中典型喷流岩的对比

海水/ 10^{-6} 和海底热液/ 10^{-6} 的稀土元素配分曲线据 Fleet (1984), Sullivan Pb-Zn 矿床和大厂 Sn-多金属矿床中典型喷流岩的稀土元素配分曲线据韩发等(1989),用于标准化的球粒陨石稀土元素含量据 Taylor and McLennan (1985);

上图中,1.E+06 示 1×10^6 ,1.E-03 示 1×10^{-3} ,余类推

Fig. 4 Chondrite-normalized REE patterns of fluid inclusions in quartz (a) and ores (b), compared with the typical exhalites from the Sullivan Pb-Zn and the Dachang Sn-polymetallic ore deposits

位于正常水成沉积物区域,而蚀变板岩则处于水成和远洋沉积物范围但靠近热水沉积物区域,反映出复杂的热液、海水以及陆源碎屑的联合影响。

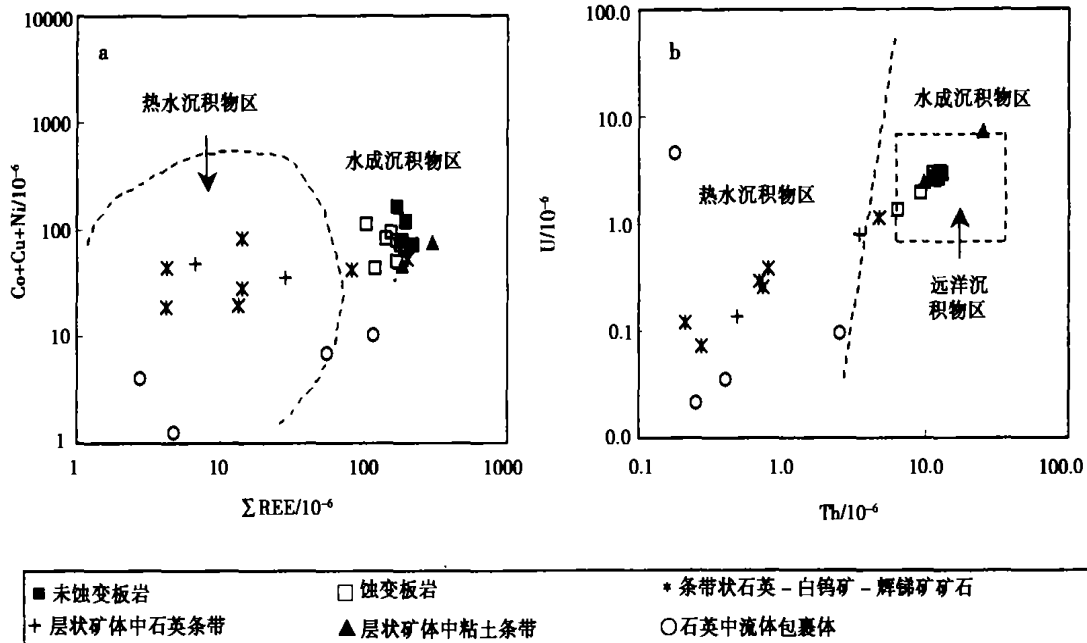


图5 沃溪矿床中岩石、矿石、矿物和流体的(Co + Cu + Ni)对 Σ REE (a)和 U 对 Th (b)关系图
 数据来自表1, 热水沉积物、水成沉积物和远洋沉积物区域据 Bonatti et al. (1976) 和 Lottermoser (1991)

Fig. 5 Plots of Co + Cu + Ni vs. Σ REE (a) and U vs. Th (b) for the rocks, ores,
 individual minerals and fluids in the Woxi deposit

尽管条带状石英-白钨矿-辉钨矿矿石以及单矿物石英条带的 Σ REE、Eu/Eu*、(La/Yb)_N、 Σ LREE/ Σ HREE 和 (Gd/Yb)_N 等参数具有较宽的变化范围(表1, 图3c, 3d),但其球粒陨石标准化的配分模式却极为相似,并可与许多 sedex 型硫化物矿石及其共生的喷流岩相对比(图4b),如著名的加拿大 Sullivan 铅锌矿床中的条带状富电气石喷流岩(韩发等, 1989)、大厂锡-多金属矿床中的层状热水沉积岩(韩发等, 1989)、澳大利亚 Broken Hill 主矿体外的远源喷流岩(Lottermoser, 1989)、南秦岭某些块状硫化物矿床中的富钠长石喷流岩(薛春纪等, 1996)、澳大利亚 Broken Hill 型的 Pinnacles 碱金属硫化物矿床中的下盘喷流岩(Parr, 1992)等。这种稀土配分型式的广泛相似性暗示了一种相似的成因机制(Gu et al., 2002a)。上述不同矿床之间以及同一矿床(如沃溪)不同样品之间在稀土元素总量、特征参数和配分型式上的差异,可能是多种过程耦合作用的结果,包括碎屑组份的混合程度、温度和氧化-还原条件的改变、沉积物/海水接触带的保存时间等。

条带状矿石中石英包裹体内流体的稀土配分型式,总体上可与现代海底喷发热液相对比,仅后者的正 Eu 异常显著(Eu/Eu* 可高达 30; Klinkhammer et al., 1994)以及重稀土更为富集(图4a)。Klinkhammer et al. (1994)指出,现代洋中脊热液稀土配分模式形成的主要机理是洋中脊玄武岩中斜长石在溶解和重结晶过程中的离子交换作用。Graf (1977)认为,与火山岩有关的块状硫化物矿石中高的正 Eu 异常是长石受浓集卤水蚀变的结果,即长石的优先蚀变使溶液富集 Eu。鉴于沃溪矿床中并没有迹象表明成矿与海底火山活动有关,在矿床形成过程中可供海水循环的主要是在陆内弧后盆地沉积的细碎屑岩,斜

长石在岩石中的构成不足 5% (Gu et al., 2002a, 2002c), 因而成矿流体缺乏特征的正 Eu 异常是不足为奇的。另一方面, 沃溪成矿流体的重稀土相对亏损, 这可能归因于其较高的 pH 值(弱碱性; 参阅郑明华等, 1989) 和较低的盐度(NaCl 的重量百分比浓度为 2.9% ~ 8.9%, Gu et al., 2002a), 因为稀土元素, 尤其是重稀土, 更易于在酸性和高盐度的卤水中溶解(Graf, 1977; Herrmann, 1978; Humphris, 1984)。这可能也是造成层状矿体下盘细脉带石英中流体显著富集重稀土的主要原因, 即: 细脉带矿石沉淀时的流体可能较形成层状矿体的流体更为酸性且盐度更高。然而, 沃溪矿床成矿流体平均组份的稀土配分型式与海水相近, 仅后者具更显著的负 Ce 和负 Eu 异常(图 4b)。海水显著亏损 Ce, 通常被认为是由于在氧化条件下 Ce 以 CeO₂ 形式快速析出的缘故(Buat-Menard and Chesselet, 1979; Fleet, 1984)。

矿床中硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值以辉铋矿 > 黄铁矿 \approx 闪锌矿 > 方铅矿的顺序递减(表 2), 表明各矿物之间并未达到同位素平衡。这种共生的硫化物之间同位素的不平衡关系, 无论在现代(Bluth and Ohmoto, 1988; Woodruff and Shanks, 1988) 抑或古代(Eldridge et al., 1983; Ohmoto, 1986) 海底块状硫化物矿床中均十分常见。通常的解释是, 矿石在海底的生长过程中常发生频繁的破碎、机械迁移以及再沉积等(Eldridge et al., 1983)。

马底驿组板岩中一个重晶石样品的 $\delta^{34}\text{S}$ 值(13.1‰) 与同时期(晚元古代)的海水硫酸盐值(~15‰; Claypool et al., 1980) 相近, 表明其中的硫主要来自海水硫酸盐。矿石中黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值(-7.4‰ ~ -6.2‰, 平均 -6.8‰) 与赋矿的马底驿组地层中硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值(-10.6‰ ~ -5.5‰, 平均 -7.2‰) 相近, 但较矿石中辉铋矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值(-2.1 ± 0.4‰) 低约 4‰ ~ 5‰。这一关系可用简单的海水-岩石相互作用的模式加以解释, 即: 成矿流体(参与成矿作用的海水, evolved seawater) 通过溶解下伏沉积柱中的硫化物和/或海水硫酸盐的部分还原而获取硫(Ohmoto, 1986)。然而, 沃溪矿床中硫化物 $\delta^{34}\text{S}$ 值的总体变化范围(-12.3‰ ~ -1.2‰, 表 2) > 10‰, 类似于以沉积岩为容矿主岩的海相块状硫化物矿床, 但远大于火山成因块状硫化物矿床的变化范围, 后者同一矿床中的硫化物 $\delta^{34}\text{S}$ 值的变化范围通常不超过 3‰(Ohmoto, 1986)。Ohmoto (1986) 认为, 硫化物 $\delta^{34}\text{S}$ 值如此大的变化范围, 表明矿石中生物成因硫化物硫(biogenic sulfide-sulfur) 和热液硫化物硫(hydrothermal sulfide-sulfur) 同时存在。生物成因的硫主要以黄铁矿形式固定, 而热液成因硫则不仅以黄铁矿形式而且也以闪锌矿、方铅矿以及其它硫化物(如辉铋矿) 形式固定。Ohmoto (1986) 进一步认为, 如果海底热液($\approx 200\text{ }^{\circ}\text{C}$) 的排放是周期性的, 使细菌能在热液间歇期得以生长活动, 那么, 生物成因硫化物与热液硫化物则可“共生”出现。因此, 作者认为沃溪矿床中硫化物较大的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围也是生物成因硫与热液成因硫(下伏沉积柱中硫化物的溶解和部分海水硫酸盐的还原) 共同贡献的结果, 生物参与成矿过程可以从矿石中经常出现的细菌原地交代硫化物(in situ sulfide replacement of bacteria) 残余组构得以佐证(Gu et al., 2002a; 顾雪祥等, 2003)。

赋矿层下伏冷家溪群和上覆五强溪组地层中成岩黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围宽且均为正值(平均分别为 $18.5 \pm 5.0\text{ }^{\circ}\text{‰}$ 和 $12.8 \pm 4.1\text{ }^{\circ}\text{‰}$), 但总体上接近(部分高于)同期的海水硫酸盐值(~15‰; Claypool et al., 1980), 反映其硫源可能主要为相对封闭系统中硫酸盐的低温无机还原作用(Rollinson, 1993)。从区域上矿床的硫同位素变化来看, 从冷家溪群

中的西冲锑-金矿床($\delta^{34}\text{S}$ 值平均 -10.8‰ ;张理刚,1985)、马底驿组中的沃溪钨-锑-金矿床(平均 -3.4‰),到五强溪组中的渣滓溪锑矿床(平均 8.0‰ ;张理刚,1985),随着赋矿地层时代的变新,矿床的硫同位素组成由富轻硫变为富重硫。张理刚(1985)认为,这种变化类似于近代红海的热卤水沉积物,也与日本第三纪海底火山—海水热液循环作用形成的黑矿型矿床的硫同位素分馏特征相似。

此外,张理刚(1985,1997)较为系统地研究了沃溪矿床层状矿体中石英及其中包裹体水、浅色板岩(褪色化板岩)和紫红色板岩的氢、氧同位素组成,认为层状矿体既非沉积—(热卤水)改造成因,也非变质分泌水成因,而是代表了一种同生化学沉积的含矿硅质层;层状矿体上、下的浅色板岩不是后生的蚀变体,而是在海底热泉环境下形成的浅色沉积层。

5 结 论

岩矿石和矿物的微量元素、稀土元素和硫同位素地球化学表明,沃溪钨-锑-金建造矿床系海底同生热水沉积作用的产物。矿石与围岩中微量元素和稀土元素含量的变化关系,反映了一种复杂的热液、海水以及陆源碎屑的联合影响,即随着远离矿化体,热液组份的影响逐渐减小而陆源碎屑和海水的影响则逐渐增强。矿石及其中矿物(石英)的稀土元素配分模式可与许多沉积喷流型(sedex 型)块状硫化物矿床相对比,暗示了两者具有相似的形成机理。矿石的硫同位素资料显示,生物成因硫与热液成因硫(下伏沉积柱中硫化物的溶解和/或部分海水硫酸盐的还原)共同参与了成矿作用过程。

致谢 野外工作中得到湘西金矿彭炳根总工程师、张克荣副总工程师以及雷鸣波、罗禄锦、高元宏、刘正庚、刘开友、杨仁双、梁巨宏、陈中平和袁寿松等先生的热情帮助,审稿人提出了建设性意见,谨此谢忱!

参 考 文 献

- 包正相.1987. 湘西层控白钨矿矿床地质特征及其成矿作用. 矿床地质,6(4):33—41.
- Bao Zhengxiang. 1987. Geological features and mineralization of stratabound scheelite deposits in western Hunan. *Mineral Deposits*, 6(4):33—41.
- 顾雪祥, Schulz O, Vavtar F, 刘建明, 郑明华. 2003. 湖南沃溪钨-锑-金矿床的矿石组构学特征及其成因意义. 矿床地质,22(2):107—120.
- Gu Xuexiang, Schulz O, Vavtar F, Liu Jianming and Zheng Minghua. 2003. Ore fabric characteristics of Woxi W-Sb-Au deposit in Hunan and their genetic significance. *Mineral Deposits*, 22(2):107—120.
- 韩 发, Hutchinson R W. 1989. 大厂锡-多金属矿床热液喷气沉积成因的证据——容矿岩石的微量元素及稀土元素地球化学. 矿床地质,8(3):33—44.
- Han Fa and Hutchinson R W. 1989. Evidence for the hydrothermal exhalative sedimentary origin of the Dachang tin-polymetallic deposit—geochemistry of rare earth elements and trace elements of the host rocks. *Mineral Deposits*, 8(3):33—44.
- 韩 发,孙海田. 1999. Sedex 型矿床成矿系统. 地学前缘,6(1):139—162.
- Han Fa and Sun Haitian. 1999. Metallogenetic system of the sedex-type ore deposits. *Earth Science Frontiers*, 6(1):139—162.
- 刘继顺,吴延之,段嘉瑞. 1996. 东川铜矿田喷流沉积成矿机制. 中南工业大学学报,27(1):8—12.
- Liu Jishun, Wu Yanzi and Duan Jianrui. 1996. The mechanism of exhalative sedimentary metallization in the Dongchuan copper field. *Journal of Central South University of Technology*, 27(1):8—12.

- 刘建明,顾雪祥,刘家军,郑明华. 1998. 华南巨型锑矿带及其制约因素. *地球物理学报*, **40**(增刊 1):206—215.
- Liu Jianming, Gu Xuexiang, Liu Jiajun and Zheng Minghua. 1998. The giant antimony metallogenic belt and its controlling factors. *Acta Geophysica Sinica*, **40**(Suppl. 1):206—215.
- 刘英俊,孙承轅,马东升. 1993. 江南金矿及其成矿地球化学背景. 南京:南京大学出版社. 1—260.
- Liu Yingjun, Sun Chengyuan and Ma Dongsheng. 1993. Jiangnan-Type Gold Deposits and Their Ore-Forming Geochemical Background. Nanjing: Nanjing University Press. 1—260.
- 罗献林,易诗军,梁金城. 1984. 论湘西沃溪金锑钨矿床的成因. *地质与勘探*, **20**(7):1—10.
- Luo Xianlin, Yi Shijun and Liang Jincheng. 1984. On the genesis of the Woxi Au-Sb-W deposit, W-Hunan. *Geology and Prospecting*, **20**(7):1—10.
- 罗献林,钟东球,李高生. 1996. 湖南省沃溪式层控金矿地质. 北京:地震出版社. 1—313.
- Luo Xianlin, Zhong Dongqiu and Li Gaosheng. 1996. Geology of the Woxi-Type Stratabound Gold Deposits in Hunan Province. Beijing: Seismological Press. 1—313.
- 毛景文,李红艳. 1997. 江南古陆某些金矿床成因讨论. *地球化学*, **26**(5):71—81.
- Mao Jingwen and Li Hongyan. 1997. Research on genesis of the gold deposits in the Jiangnan terrain. *Geochimica*, **26**(5):71—81.
- 孟宪民,谢家荣. 1965. 矿床分类与成矿作用. 北京:科学出版社. 1—72.
- Meng Xiannin and Xie Jiarong. 1965. Classification and Metallogenesis of Ore Deposits. Beijing: Science Press. 1—72.
- 牛贺才,马东升. 1992. 湘西层控金矿床成因机制的研究. *矿床地质*, **11**(1):65—75.
- Niu Hecai and Ma Dongsheng. 1992. Metallogenesis of stratabound gold deposits in West Hunan. *Mineral Deposits*, **11**(1):65—75.
- 戚华文. 2002. 陆相热水沉积作用与超大型锑矿床的形成[博士学位论文]. 贵阳:中国科学院地球化学研究所. 1—108.
- Qi Huawen. 2002. Continental Hydrothermal Sedimentation and the Genesis of Superlarge Germanium Deposit: Taking the Lincang Germanium Deposit as An Example (Doctoral Degree Thesis). Guiyang: Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences. 1—108.
- 涂光炽,等. 1987. 中国层控矿床地球化学(第二卷). 北京:科学出版社. 1—299.
- Tu Guangzhi, et al. 1987. Geochemistry of Chinese Stratabound Ore Deposits (Vol. 2). Beijing: Science Press. 1—299.
- 徐克勤,等. 1965. 矿床成因论. 北京:地质出版社. 1—434.
- Xu Keqin, et al. 1965. On Genesis of Ore Deposits. Beijing: Geological Publ. House. 1—434.
- 薛春纪,姬金生,卢登蓉,刘华山. 1995. 北祁连桦树沟海底热液沉积铁铜矿石化学研究. *西北地质*, **16**(4):43—51.
- Xue Chunji, Ji Jinsheng, Lu Dengrong and Liu Huashan. 1995. The chemistry of the Huashugou submarine hydrothermal sedimentary iron-copper ores in North Qilian, China. *Northwestern Geology*, **16**(4):43—51.
- 薛春纪,马国良,隗合明,曾章仁. 1996. 南秦岭主要类型热水沉积岩的 REE 地球化学. *西安地质学院学报*, **18**(3):21—28.
- Xue Chunji, Ma Guoliang, Wei Heming and Zeng Zhangren. 1996. REE geochemistry of main types of hydrothermal sedimentary rocks in South Qinling. *Journal of Xi'an College of Geology*, **18**(3):21—28.
- 杨 燮. 1985. 湖南沃溪钨锑金矿床成因研究[硕士学位论文]. 成都:成都地质学院. 1—107.
- Yang Xie. 1985. On the Origin of the Woxi Au-Sb-W Deposit in Hunan Province (Masteral Degree Thesis). Chengdu: Chengdu College of Geology. 1—107.
- 杨 燮. 1992. 湖南沃溪金-锑-钨矿床成矿物质来源及成矿元素的共生机制. *成都地质学院学报*, **19**(2):20—28.
- Yang Xie. 1992. Source of ore material and paragenesis of ore-building elements in Woxi Au-Sb-W deposit, Hunan. *Journal of Chengdu College of Geology*, **19**(2):20—28.
- 杨舜全. 1986. 湖南省锑矿成因及找矿方向的探讨. *湖南地质*, **5**(4):12—25.
- Yang Shunquan. 1986. Discussion on the genesis and prospecting of the antimony deposits in Hunan Province. *Hunan Geology*, **5**(4):12—25.
- 张理刚. 1985. 湘西雪峰山隆起区钨锑金矿床稳定同位素地质学. *地质与勘探*, **21**(11):24—28.
- Zhang Ligang. 1985. Stable isotope geology of the tungsten-antimony-gold deposits in the Xuefeng Uplift region, West Hunan. *Geology and Prospecting*, **21**(11):24—28.
- 张理刚. 1997. 钨矿床同位素地球化学. 见:于津生,李耀崧编,中国同位素地球化学研究. 北京:科学出版社. 241—266.

- Zhang Ligang. 1997. Isotopic geochemistry of tungsten deposits. in: Yu Jinsheng and Li Yaosong. eds. *Studies on Isotopic Geochemistry in China*. Beijing: Science Press. 241—266.
- 张振儒. 1989. 金矿研究. 长沙: 中南工业大学出版社. 1—190.
- Zhang Zhenru. 1989. *Research on Gold Deposits*. Changsha: Central South University of Technology Press. 1—190.
- 郑明华, 等. 1989. 层控金矿床概论. 成都: 成都科技大学出版社. 1—260.
- Zheng Minghua, et al. 1989. *An Introduction to Stratabound Gold Deposits*. Chengdu: Chengdu University of Science and Technology Press. 1—260.
- 周德忠, 叶大元, 余大龙. 1989. 湖南漠滨石英脉型金矿床成因探讨. *矿床地质*, 8(1): 51—64.
- Zhou Dezhong, Ye Dayuan and Yu Dalong. 1989. A preliminary discussion on the genesis of the Mobin quartz vein type gold deposit in Hunan Province. *Mineral Deposits*, 8(1): 51—64.
- Alt J C. 1988. The chemistry and sulfur isotope composition of massive sulfide and associated deposits on Green Seamount, eastern Pacific. *Econ. Geol.*, 83: 1026—1033.
- Balaram V, Anjaiah K V and Reddy M R P. 1995. Comparative study on the trace and rare earth element analysis of an Indian polymetallic nodule reference sample by inductively coupled plasma atomic emission spectrometry and inductively coupled plasma mass spectrometry. *Analyst*, 120: 1401—1406.
- Bischoff J L, Rosenbauer R J, Aruscavage P J, Baedeker P A and Crook J C. 1983. Sea-floor massive sulfide deposits from 21° N, East Pacific Rise; Juan de Fuca Ridge; and Galapagos rift: Bulk chemical composition and economic implications. *Econ. Geol.*, 78: 1711—1720.
- Bluth G L and Ohmoto H. 1988. Sulfide-sulfate chimneys on the East Pacific Rise, 11° and 13° latitudes. Part II: Sulfide isotopes. *Canadian Mineralogist*, 26: 505—515.
- Bonatti E, Honnorez-Guerstein M B, Honnorez J and Stern C. 1976. Hydrothermal pyrite concretions from the Romanche Trench (equatorial Atlantic): metallogenesis in oceanic fracture zone. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 32: 1—10.
- Bostrom K and Peterson M N A. 1966. Precipitates from hydrothermal exhalations on the East Pacific Rise. *Econ. Geol.*, 61: 1258—1265.
- Buat-Menard P and Chesselet R. 1979. Variable influence of the atmospheric flux on the trace metal chemistry of oceanic suspended matter. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 42: 399—411.
- Claypool G E, Holser W T, Kaplan I R, Sakai H and Zak I. 1980. The age cures of sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretation. *Chem. Geol.*, 28: 199—260.
- Eldridge C S, Shimizu N, Hart S R and Ohmoto H. 1983. Iron microprobe measurement of the sulfur isotopic composition of galenas from Kuroko ores. Abstracts with Programs, 96th Annual Meeting, Geological Society of America, Indianapolis. 15(6): 566.
- Fleet A J. 1984. Aqueous and sedimentary geochemistry of the rare earth elements. in: Henderson P. ed. *Rare Earth Element Geochemistry, Development in Geochemistry 2*. Amsterdam: Elsevier. 343—373.
- Graf J L Jr. 1977. Rare earth elements as hydrothermal tracers during the formation of massive sulfide deposits in volcanic rocks. *Econ. Geol.*, 72: 527—548.
- Gromet L P, Dymek R F, Haskin L A and Korotev R L. 1984. The North American Shale composite: Its composition, major and trace element characteristics. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48: 2469—2482.
- Gu X X, Schulz O, Vavtar F, Liu J M and Zheng M H. 2002a. Jungproterozoische submarine Primärangereicherung und metamorphogene Weiterentwicklung der stratiformen W-Sb-Au-Erzlagerstätten vom "Typ Woxi" in Hunan (Süd-China). Vienna: Archiv für Lagerstätten der Geologische Bundesanstalt. 23: 1—204.
- Gu X X, Schulz O, Vavtar F and Liu J M. 2002b. Rare earth element geochemical constraints on the genesis of the Woxi W-Sb-Au deposit, South China. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 66(Suppl. 1): A295.
- Gu X X, Liu J M, Zheng M H, Tang J X and Qi L. 2002c. Provenance and tectonic setting of the Proterozoic turbidites in Hunan, South China: Geochemical evidence. *Jour. Sed. Res.*, 72(3): 393—407.
- Herrmann A G. 1978. Yurium and lanthanides. in: Wedepohl K W. ed. *Handbook of Geochemistry*, v. II-5. Vienna: Springer Verlag. 57-71-A—57-71-Q.
- Humphris S E. 1984. The mobility of the rare earth elements in the crust. in: Henderson P. ed. *Rare Earth Element Geochemistry, Development in Geochemistry 2*. Amsterdam: Elsevier. 317—342.

- Klinkhammer G P, Elderfield H, Edmond J M and Mitra A. 1994. Geochemical implications of rare earth element patterns in hydrothermal fluids from mid-ocean ridges. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **58**:5105—5113.
- Lottermoser B G. 1989. Rare earth element study of exhalites within the Willyama Supergroup Broken Hill block, Australia. *Mineralium Deposita*, **24**:92—99.
- Lottermoser B G. 1991. Trace element composition of exhalites associated with the Broken Hill sulfide deposit, Australia. *Econ. Geol.*, **86**:870—877.
- Marchig V, Erzinger J and Heinze P M. 1986. Sediment in the black smoker area of the East Pacific Rise (18.5°S). *Earth Planet. Sci. Lett.*, **79**:93—106.
- Marchig V, Gundlach H, Moeller P and Schley F. 1982. Some geochemical indicators for discrimination between diagenetic and hydrothermal metalliferous sediments. *Marine Geology*, **50**:241—256.
- Ohmoto H. 1986. Stable isotope geochemistry of ore deposits. in: Valley J W, Taylor H P, Jr and O'Neil J R. eds. Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes. *Reviews in Mineralogy*, **16**:460—491.
- Parr J M. 1992. Rare-earth element distribution in exhalites associated with Broken Hill-type mineralization at the Pinnacles deposit, New South Wales, Australia. *Chem. Geol.*, **100**:73—91.
- Piper D Z and Graef P A. 1974. Gold and rare earth elements in sediments from the East Pacific Rise. *Marine Geology*, **17**:289—297.
- Piper D Z. 1973. Origin of metalliferous sediments from the East Pacific Rise. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **19**:79—82.
- Rollinson H R. 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Singapore: Longman Scientific & Technical. 1—352.
- Rona P A. 1984. Hydrothermal mineralization at seafloor spreading centers. *Earth Science Reviews*, **20**:1—104.
- Schulz O, Vavtar F, Gu X X, Liu J M and Zheng M H. 2001. Submarin-hydrothermale Metalleanreicherung im Jung-Proterozoikum und Metamorphogene Weiterentwicklung der stratiformen W-Sb-Au-Erzlagerstätten vom "Typ Woxi" in Hunan, Südost-China. *Mitt. Österr. Miner. Ges.*, **146**:263—265.
- Schulz O, Vavtar F and Gu X X. 2002. Stratiforme Sb-W-Au-Lagerstätte Woxi in Hunan, China. *Erzmetall*, **55**(10):547—552.
- Taylor S R and McLennan S M. 1985. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Oxford: Blackwell. 1—311.
- Woodruff L G and Shanks W C. 1988. Sulfur isotope study of chimney minerals and vent fluid from 21° N, East Pacific Rise: Hydrothermal sulfur sources and disequilibrium sulfate reduction. *Jour. Geophys. Res.*, **93**:4562—4572.
- Wu S L, Zhao Y H and Feng X B. 1996. Application of inductively coupled plasma mass spectrometry for total metal determination in silicon-containing solid samples using the microwave-assisted nitric acid-hydrofluoric acid-hydrogen peroxide-boric acid digestion system. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, **11**:287.
- Yoshida S, Muramatsu Y and Uchida T. 1996. Determination of major and trace elements in Japanese rock reference samples by ICP-MS. *International Journal of Environmental Analytical Chemistry*, **63**:195.

SYNGENETIC ORIGIN OF THE WOXI W-Sb-Au DEPOSIT IN HUNAN: EVIDENCE FROM TRACE ELEMENTS AND SULFUR ISOTOPES

Gu Xuexiang¹ Liu Jianming² Oskar Schulz³ Franz Vavtar³ Zheng Minghua⁴

(1. Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002; 2. Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029; 3. Institute of Mineralogy and Petrography, University of Innsbruck, Innsbruck A-6020, Austria; 4. Chengdu University of Technology, Chengdu 610059)

Abstract

A geochemical study on trace elements, rare earth elements and sulfur isotopes on the ores and
(下转第 415 页)

China, *Journal of Geodynamics*, 1(3-5):279-300.

Ramsay J G. 1967. *Folding and Fracturing of Rocks*. New York: McGraw-Hill Book Company. 518-553.

Turner F J and Weiss L E. 1963. *Structural Analysis of Metamorphic Tectonites*. New York: McGraw-Hill Book Company. 92-95.

Williams P F. 1983. Large scale transposition by folding in Northern Norway. *Geologische Rundschau*, 72(2):589-604.

LARGE-SCALE TRANSPOSITION IN ARCHAEOAN ROCKS OF SOUTHERN JILIN PROVINCE AND ITS CONTROLLING EFFECT ON THE BIF ORE BODIES

Liu Ruqi

(Tianjin Geological Academy, China Iron and Steel Industry and Trade Group Cooperation, Tianjin 300061)

Abstract

The geometrical characteristics and its controlling effect on the BIF ore bodies were systematically described of a large-scale tectonic transposition developed in the Archaean rocks in Banshigou Iron Ore Mine area, Baishan city, Jilin Province, where was taken as a typical example for studying the Archaean structures. The main feature of transposition, $S_1 \approx S_0$, was considered to be developed by progressive deformation during formation of the tight to isoclinal folds. The hook-shaped folds, boudinages and lineations of many types were structures accompanying tectonic transposition. The homogeneous domains were divided within the typical area by considering homogeneity of the main structural foliation, among these 8 domains (I ~ VIII) were selected for detailed SFL π -fabric analysis. In looking for buried iron-ore bodies, two-direction (i.e. along both the axial line and the enveloping line directions) exploration was theoretically and methodically proposed and generally in use in this mine, which showed a prominent economical advantages.

Key Words Tectonic transposition, π -Fabrics, Hook-shaped folds, Buried ore bodies

(上接第 439 页)

minerals from the Woxi W-Sb-Au deposit in Hunan province showed that the deposit might be of syngenetic hydrothermal sedimentary origin. Variation of the ores and host rocks in concentrations of trace and rare earth elements reflected a complex combination of detrital, hydrothermal and seawater inputs. Chondrite-normalized REE patterns of both the ores and the individual minerals were comparable overall with many sedex-type sulfide ores and associated exhalites, implying a similar genesis for these deposits. The sulfur isotope data of the sulfides indicated presence of both biogenic sulfide-sulfur and hydrothermal sulfide-sulfur (dissolution of sulfide in the footwall-rock sequences and/or partial reduction of seawater sulfate).

Key Words Syngenetic origin, Evidence of trace elements, Evidence of sulfur isotopes, W-Sb-Au deposit, Woxi in Hunan