

文章编号:0258-7106(2004)04-0452-12

云南兰坪北部铜多金属矿化区成矿流体 流动与矿化分带*

——矿石铅同位素和特征元素组成依据

徐启东 周 炼

(中国地质大学资源学院,湖北 武汉 430074)

摘 要 通过研究白秧坪、富隆厂、吴底厂、麻栗坪、金满、科登洞等矿床和矿点的矿化脉体中黝铜矿等矿物的铅同位素组成及黝铜矿和白云石的特征元素组成,进一步探讨了成矿流体与矿化分带的关系。结果表明,黝铜矿中Cu分别与As、Sb之间的正、负相关性,白云石中Sr含量与矿床之间相对距离间正相关关系,指示成矿流体由西向东流动;矿石与盆地的中生界沉积岩系的铅同位素组成相似。不同矿化部位矿石的铅同位素组成与逆冲推覆构造断裂主要围岩铅同位素组成之间的对应关系指示,金属组分可能主要源自盆地中的中生界沉积岩系,成矿流体与不同围岩之间的相互作用是造成不同部位矿石铅同位素组成不同的主要原因之一。成矿流体的形成、流动和沉淀源自和发生在该区地壳浅部范围。喜马拉雅期青藏高原的隆升,造成了盆地地形西高东低,有利于形成水力梯度,驱动流体由西向东流动。流体以逆冲推覆构造断裂系统作为通道流动,有效地在更大范围内、长期或周期性地从所流经的各种岩石中萃取和迁移金属组分到合适部位富集。

关键词 地球化学 流体流动 矿化分带 黝铜矿 铅同位素 矿物化学 兰坪

中图分类号:P618.41;P597

文献标识码:A

滇西兰坪中生代盆地中发育了两类喜马拉雅期浅成多金属热液矿化:一是以超大型的金顶Pb-Zn-Sr矿床为代表;二是兰坪北部以白秧坪、富隆厂、吴底厂、麻栗坪、金满、科登洞等大、中型矿床为代表的Cu-Ag-Pb-Zn矿化。后者的产出明显受第三纪中晚期发育的逆冲推覆构造控制,矿化的矿物共生组合和主要成矿元素组合具有一定的分带性。徐启东等(2003)通过对兰坪北部铜多金属矿化区部分典型矿床(点)的流体包裹体性状和C、O同位素组成的研究结果,讨论了成矿流体流动性质与矿化分带及与逆冲推覆构造之间的关系。本文提供了这一矿化区部分典型矿床和矿点矿化脉体中黝铜矿等的铅同位素组成及黝铜矿和白云石的特征元素组成的研究结果,进一步探讨了成矿流体流动性质与矿化分带及与逆冲推覆构造之间的关系,探讨流体流动等性质对矿化成因模式的约束。

1 成矿地质背景和矿化分布

1.1 成矿地质背景

研究区所在的兰坪盆地属于西南三江地区的重要矿集区之一。进入新特提斯演化时期(燕山期和喜马拉雅期),本区已全面进入陆内构造演化阶段(刘增乾等,1993;李兴振等,1999),由于印度板块向北和向北东与欧亚陆块的持续俯冲、碰撞的效应,给本区地质构造留下了一幅复杂的图像,其中逆冲推覆构造尤为显著,且与本区浅成热液矿化关系密切。

在盆地中出露的中生代陆相沉积地层,主要包括上三叠统的碳酸盐岩和细碎屑岩类(包括三合洞组 T_3s 、挖鲁八组 T_3wl 和麦初箐组 T_3m ,文后统一简称为 T_3s-m),侏罗系的杂色和紫红色细碎屑岩类(花开左组 J_2h 和坝注路组 J_3b)。白垩系以各种

* 本文受国家自然科学基金项目(编号:40073014)资助

第一作者简介 徐启东,男,1957年生,博士,教授,主要从事矿床学和地球化学方面的工作。

收稿日期 2003-12-08;改回日期 2004-05-20。张绮玲编辑。

红色碎屑岩系为主(景星组 K_1j 、南新组 K_1n 和虎头寺组 K_1h)，第三系主要为含盐红色碎屑岩系(云龙组 E_1y)及磨拉石建造(果朗组 E_2g 和宝相寺组 E_2b 等)。在盆地西部和东部的澜沧江构造带和金沙江构造带还分别出露了石炭纪—二叠纪、三叠纪的弧系火山-沉积岩系($C-P, T_{2,3}$)及中晚三叠世的火山-沉积岩系(上兰组 T_{2s} 、攀天阁组 T_2p 、崔依比组 T_3c 和歪古村组 T_3w)等。

主要构造线方向为 NWW 向—近 NS 向，逆冲断层将新生界不同时代地层叠瓦状依次推覆在第三系地层之上，并发育以上三叠统地层为主(T_3s-m)的飞来峰和飞来峰群。将昌都-兰坪-思茅盆地内不同位置的推覆构造行迹联系起来(张峰根等,1986;覃功炯等,1991;燕守勋等,1994;李光勋,1996;何科昭等,1996;徐启东等,1999;李兴振等,2002)，推测兰坪盆地在第三纪中晚期经历了由东西向对冲到主要由西向东逆冲推覆及有关的走滑构造作用，形成了一系列相关的推覆构造和几何结构。兰坪逆冲推覆构造的形成至少存在 2 个阶段：早阶段在褶皱的基础上，由盆地两侧向盆地内发生逆冲；晚阶段主要由于盆地西侧较强的侧向挤压，造成盆地西部的逆冲断裂继续向东逆冲，将大量的上三叠统及侏罗系等地层推覆到早阶段发育的构造之上，并显示了根带、中带和锋带的分带性(见徐启东等,2003 文中图 1、2)。

1.2 矿化分布与分带

兰坪盆地内发育的多金属矿化主要为浅成热液型(叶庆同等,1992;罗君烈等,1994;阙梅英等,1998)，盆地北部主要是以 $Ag-Cu-Pb-Zn$ 为主的各类矿化(见徐启东等,2003 图 1)。这些矿化主要产出在逆冲推覆构造中的主干断裂和次级断裂及断裂破碎带中，尤其是在成为推覆体的上三叠统地层(T_3s-m)的断裂系统中。矿体呈大脉状、透镜状及似层状产出，充填结构为主，脉状、网脉状、细脉浸染状、斑点状、角砾状、晶洞状及块状等构造发育，矿石矿物包括黝铜矿系列矿物及黄铜矿、斑铜矿、方铅矿、闪锌矿、辉银矿等，脉石矿物主要有方解石、石英、白云石、重晶石等(部分矿床、矿点在局部可见辰砂)，主要的围岩蚀变为硅化、白云石化、重晶石化等。

矿化存在一定的分带性。从盆地的西南部→中部→东北部(东部)，主要矿化金属元素显示 $Cu-Ag$ (金满、科登润、小格拉等)→ $Ag-Pb-Zn-Cu$ (吴底厂、富隆厂、三山、下区五、白秧坪、挂登等)→ $Pb-Zn-Ag$

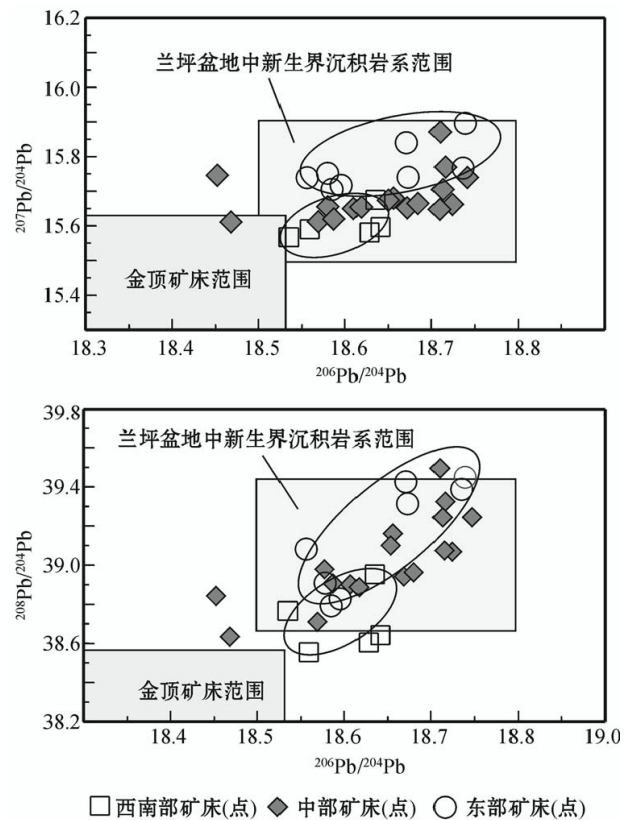


图 1 兰坪北部铜多金属矿化区矿石铅同位素组成关系图中的金顶矿床范围和兰坪盆地中生界沉积岩系范围据陈式房等(1991)和陈好寿等(1994)

Fig.1 Lead isotope composition of Cu-polymetallic mineralization in northern Lanping

The limits of the Jinding ore deposit and the Mesozoic-Cenozoic sedimentary rocks in Lanping basin are after Chen et al (1991) and Chen et al (1994)

(菜子地、麻栗坪、东庄等)的变化，主要矿石矿物组合从黄铜矿-斑铜矿-黝铜矿→黝铜矿-方铅矿-闪锌矿-辉银矿→方铅矿-闪锌矿发生变化，矿化部位和围岩从推覆构造下盘 J_2h-J_3b 的砂页岩、 $C-P$ 的板理化碎屑岩和火山碎屑岩→推覆构造下盘 E_1y 和 $J-K$ 的红色碎屑岩、上盘 T_3s-m 的灰岩及砂页岩→推覆构造上盘 T_3s-m 的灰岩及砂页岩，与矿化有关的脉体也由石英脉为主变化到以碳酸盐(方解石和白云石)脉为主。这些变化与兰坪逆冲推覆构造晚阶段构造显示的由西到东，从根带→中带→锋带的分带性存在某种关联性。

2 矿石的铅同位素和矿物化学组成

本文测试的铅同位素样品包括了研究区主要矿

床和矿点的黝铜矿及部分方铅矿,采样位置见徐启东等(2003)文中图1。在显微镜鉴定的基础上,选择了新鲜的矿石样品,经破碎、淘洗、电磁分离、双目镜挑选,得到单矿物23个,粉碎至200目待用。样品的制备和测试在国土资源部壳幔体系组成、物质交换及动力学研究开放实验室的超净实验室进行,之后经MAT261质谱仪测试,铅同位素比值用NBS981标准样品校正,比值精度优于0.1%。金满和菜子地矿床则分别引用了陈好寿等(1994)和陈式房等(1991)的7个测试结果,总计30组数据,列于表1。

选择新鲜的矿石样品制成光片,在室内显微镜鉴定的基础上,采用电子探针测试了样品中39个黝铜矿和21个热液白云石的化学组成。样品的测试在中国地质大学(武汉)测试中心JCXA-733电子探针仪上进行,加速电压分别为15 kV(白云石)和20

kV(黝铜矿),最大计数时间为30 s。为了对比和补充,引用了9个有关的黝铜矿数据,共计48组黝铜矿数据列于表2。不同矿床热液白云石的平均数据列于表3。

2.1 黝铜矿及方铅矿的铅同位素组成

兰坪北部铜多金属矿化区产出了各种硫化物和硫酸盐矿物。为了避免部分矿物中含铀造成的放射成因铅对区域对比的干扰,选择同种矿物进行铅同位素组成的对比研究最为合适(Marcoux et al., 1991; Velasco et al., 1996),因此选择方铅矿及含铅的硫酸盐矿物。由于在研究区不少矿床(点)中难于采集到方铅矿,故选择了黝铜矿类矿物为主、少量方铅矿补充的方案(盆地东部的矿床难于见到黝铜矿)。从表1中可以看到,同时采自富隆厂和燕子洞矿区的黝铜矿和方铅矿的铅同位素组成在测试的误差范围内(2 σ)是相当的。

表1 兰坪北部铜多金属矿化区铅同位素组成

Table 1 Lead isotopic composition from deposits in the northern Lanping area

样号	样品名称	矿床(点)	矿化位置	矿化围岩	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
①	黝铜矿	兰坪金满	兰坪盆地西南部	J ₂ h砂岩	18.559	15.590	38.555
①	黝铜矿	兰坪金满	兰坪盆地西南部	J ₂ h砂岩	18.628	15.581	38.605
①	黝铜矿	兰坪金满	兰坪盆地西南部	J ₂ h砂岩	18.639	15.586	38.615
SS97119	黝铜矿	兰坪小格拉	兰坪盆地西南部	T ₃ s灰岩/J ₂ h砂页岩	18.635 ± 3	15.675 ± 2	38.953 ± 6
S01150	黝铜矿	兰坪科登洞	兰坪盆地西南部	C-P变质砂板岩/J ₂ h砂岩	18.535 ± 3	15.567 ± 3	38.766 ± 7
SS97054	方铅矿	兰坪青松岗	兰坪盆地中部	E ₁ y砂页岩	18.468 ± 6	15.611 ± 4	38.634 ± 9
SS97051	方铅矿	兰坪燕子洞14坑	兰坪盆地中部	T ₃ s灰岩/E ₁ y砂页岩	18.610 ± 3	15.650 ± 2	38.882 ± 5
SS97074	方铅矿	兰坪富隆厂	兰坪盆地中部	K ₁ j砂页岩	18.672 ± 2	15.652 ± 2	38.927 ± 6
SS97075	方铅矿	兰坪富隆厂	兰坪盆地中部	K ₁ j砂页岩	18.680 ± 2	15.663 ± 2	38.963 ± 5
SS97043	黝铜矿	兰坪燕子洞BT13坑	兰坪盆地中部	E ₁ y砂页岩	18.569 ± 3	15.612 ± 2	38.710 ± 8
SS97051	黝铜矿	兰坪燕子洞14坑	兰坪盆地中部	E ₁ y砂页岩	18.613 ± 5	15.651 ± 4	38.880 ± 10
SS97060	黝铜矿	兰坪白秧坪	兰坪盆地中部	K ₁ j砂页岩	18.747 ± 4	15.754 ± 3	39.245 ± 7
S01045	黝铜矿	兰坪下区五	兰坪盆地中部	T ₃ s灰岩/E ₁ y砂页岩	18.724 ± 3	15.662 ± 3	39.069 ± 7
S01060	黝铜矿	兰坪核桃箐	兰坪盆地中部	K ₁ j砂页岩	18.716 ± 3	15.770 ± 2	39.325 ± 6
S01103	黝铜矿	兰坪白腊	兰坪盆地中部	K ₁ j砂页岩	18.575 ± 4	15.638 ± 3	38.952 ± 8
S01109	黝铜矿	兰坪桂登	兰坪盆地中部	J ₂ h砂岩	18.656 ± 1	15.680 ± 1	39.162 ± 5
S01129	黝铜矿	兰坪黄土箐	兰坪盆地中部	K ₁ n砂页岩	18.587 ± 2	15.620 ± 2	38.906 ± 5
S01167	黝铜矿	兰坪黑山(三山)	兰坪盆地中部	T ₃ s灰岩/E ₁ y砂页岩	18.715 ± 2	15.638 ± 2	39.075 ± 5
S01183	黝铜矿	兰坪富隆厂	兰坪盆地中部	K ₁ j砂页岩	18.713 ± 3	15.705 ± 2	39.244 ± 7
S01198	黝铜矿	维西八宝山	兰坪盆地中部	J ₂ h砂岩	18.710 ± 6	15.871 ± 5	39.495 ± 14
S01199	黝铜矿	维西碧玉河	兰坪盆地中部	J ₂ h砂岩	18.650 ± 3	15.674 ± 3	39.118 ± 8
S01204	黝铜矿	维西菖蒲塘	兰坪盆地中部	J ₂ h砂岩	18.452 ± 4	15.746 ± 4	38.843 ± 10
S01015	方铅矿	兰坪黄竹厂	兰坪盆地东北部	K ₁ n砂页岩	18.673 ± 4	15.740 ± 3	39.314 ± 9
S01122	方铅矿	剑川东庄	兰坪盆地东北部	T ₃ s灰岩	18.671 ± 4	15.840 ± 4	39.426 ± 10
S01217	方铅矿	维西巴池	兰坪盆地东北部	T ₃ s灰岩	18.735 ± 4	15.751 ± 4	39.387 ± 9
S01231	黝铜矿	兰坪龙宝厂	兰坪盆地东北部	T ₃ s灰岩/雪龙山变质岩	18.556 ± 4	15.739 ± 3	39.082 ± 9
CT W3 ^②	方铅矿	兰坪菜子地	兰坪盆地东北部	T ₃ s灰岩/T ₂ p火山岩	18.739	15.896	39.449
CLD3-1 ^②	方铅矿	兰坪菜子地	兰坪盆地东北部	T ₃ s灰岩/T ₂ p火山岩	18.578	15.736	38.908
CLD3-7 ^②	方铅矿	兰坪菜子地	兰坪盆地东北部	T ₃ s灰岩/T ₂ p火山岩	18.585	15.705	38.792
CT W4 ^②	方铅矿	兰坪菜子地	兰坪盆地东北部	T ₃ s灰岩/T ₂ p火山岩	18.590	15.706	38.810

资料来源:①陈好寿等,1994;②陈式房等,1991;其余为本次研究。

表 2 兰坪北部铜多金属矿化区黝铜矿电子探针分析

Table 2 Electron microprobe composition of tetrahedrites from deposits in the northern Lanping area

样品编号	矿床(点)	w(B) / %							
		Cu	Fe	Ag	Zn	Sb	As	S	Σ
S01138-1	金 满	46.51	4.19	0.55	0.19	0.92	19.34	26.52	98.22
S01138-2	金 满	46.49	4.29	0.42	0.17	0.99	19.55	26.40	98.31
J-d ^a	金 满	42.70	5.36	0.17	0.61	7.70	15.37	26.54	98.45
J-e ^a	金 满	48.47	2.31	0.03	1.23	1.29	19.84	26.90	100.07
J-a ^a	金 满	42.66	5.70	0.08	1.03	9.43	14.84	26.52	100.26
J-b ^a	金 满	42.56	5.51	0.12	1.10	9.48	13.97	26.42	99.16
S01157-1	小格拉	43.63	2.83	0.28	2.04	13.71	9.46	26.15	98.10
S01157-2	小格拉	42.36	2.80	0.16	2.16	13.31	11.42	26.59	98.80
S01106-1	挂 登	41.95	1.58	0.34	5.25	5.23	16.54	27.25	98.14
S01106-2	挂 登	42.58	1.90	0.42	4.70	2.95	18.97	27.02	98.54
S01106-3	挂 登	42.35	1.84	1.21	5.34	3.94	16.51	27.53	98.72
S01130-1	拉 井	46.55	1.43	0.08	0.66	8.21	13.99	27.43	98.35
S01130-2	拉 井	47.25	0.93	0.02	1.81	5.08	16.94	27.83	99.86
S01102-1	白 腊	46.44	0.13	0.02	3.50	0.17	20.84	27.15	98.25
S01102-2	白 腊	45.31	0.34	0.13	5.07	0.41	20.87	28.02	100.15
S01056-1	核桃箐	42.93	3.34	0.03	0.33	17.81	7.93	26.09	98.46
S01056-2	核桃箐	42.36	3.28	0.02	0.66	17.93	8.15	26.51	98.91
S01061-1	核桃箐	44.63	3.73	0.02	1.51	3.51	17.90	27.37	98.67
S01061-2	核桃箐	42.77	1.59	0.01	5.71	4.44	17.19	27.79	99.50
S01045-1	下区五	42.63	2.56	0.11	4.66	8.53	15.11	27.47	101.07
S01045-2	下区五	42.93	1.93	0.14	5.08	7.48	15.30	27.53	100.39
S01087-1	燕子洞	47.14	1.95	0.02	2.45	0.95	19.45	28.24	100.20
S01087-2	燕子洞	46.87	1.98	0.01	2.94	0.87	19.79	26.08	98.54
S01088-1	燕子洞	42.90	1.85	0.03	5.20	0.01	20.38	27.71	98.08
S01088-2	燕子洞	43.14	2.25	0.03	4.56	0.01	21.08	27.80	98.87
S01181-1	富隆厂	42.30	0.79	0.44	7.36	5.34	16.27	28.25	100.75
S01181-2	富隆厂	40.07	0.58	0.58	7.44	7.18	16.02	26.21	98.08
S01181-3	富隆厂	41.07	0.37	0.62	7.70	9.56	13.03	27.39	99.74
S01183-1	富隆厂	39.88	0.72	1.17	7.21	8.74	13.52	26.96	98.20
S01183-2	富隆厂	39.43	0.72	2.02	7.07	9.25	13.63	26.81	98.93
S01183-3	富隆厂	39.49	0.64	1.76	7.21	9.33	13.23	27.81	99.47
fldl21 ^b	富隆厂	35.70	1.35	2.92	6.85	14.44	10.55	26.39	98.20
fldl23 ^b	富隆厂	32.56	0.25	6.49	8.70	21.11	4.54	26.58	100.23
S01171-1	黑 山	41.97	4.23	0.13	1.77	11.98	12.32	26.97	99.37
S01171-2	黑 山	41.22	4.84	0.13	1.63	12.98	10.70	26.58	98.08
bypt31 ^b	白秧坪	43.34	2.26	0.35	5.09	2.15	17.42	28.11	98.72
bypt31 ^b	白秧坪	39.06	1.44	0.07	6.06	6.73	16.52	27.28	97.16
bypt22 ^b	白秧坪	39.52	1.93	0.23	5.47	8.13	14.52	27.50	97.30
S01198-1	八宝山	42.45	4.46	0.03	0.27	18.93	6.52	26.37	99.03
S01198-2	八宝山	42.15	4.28	0.03	0.30	19.56	6.69	26.29	99.30
S01199-1	碧玉河	41.64	2.69	0.01	2.78	19.01	7.37	26.51	100.01
S01199-2	碧玉河	40.77	2.54	0.02	2.96	18.82	7.19	26.92	99.22
S01202-1	菖蒲塘	41.13	4.15	0.13	0.17	19.29	6.77	26.99	98.63
S01202-2	菖蒲塘	41.01	4.29	0.32	0.15	18.37	7.13	27.08	98.35
S01202-3	菖蒲塘	41.88	4.20	0.15	0.21	18.84	7.76	26.50	99.54
S01231-1	龙宝厂	38.93	5.52	0.32	1.24	19.97	6.46	26.83	99.27
S01231-2	龙宝厂	38.35	4.89	0.34	1.62	23.10	4.77	26.88	99.95
S01231-3	龙宝厂	38.46	5.11	0.37	1.55	21.66	5.67	26.79	99.61

注:上标带 a 者引自颜文等(1994);上标带 b 者引自王成善等(2000),兰坪盆地演化与成矿条件研究(研究报告)。

表3 兰坪北部铜多金属矿化区白云石电子探针分析
Table 3 Electron microprobe composition of dolomite from deposits in the northern Lanping area

样品编号 (测定数)	矿床(点)	w(B) / %				
		Ca	Mg	Fe	Mn	Sr
S01133(4)	金满	28.03	13.44	9.17	1.807	0.107
S01159(4)	小格拉	28.24	14.78	13.09	0.656	0.113
S01126(2)	红土箐	31.63	20.42	4.46	0.068	0.145
S01179(2)	富隆厂	26.78	8.98	13.63	0.577	0.115
S01194(5)	吴底厂	33.09	20.74	2.23	0.435	0.150
S01171(2)	黑山	33.89	20.15	1.63	0.189	0.129
S01007(2)	麻栗坪	26.27	6.60	17.37	1.161	0.162

表1和图1显示,研究区黝铜矿和方铅矿的铅同位素组成范围为: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.468 \sim 18.747$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.581 \sim 15.896$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.555 \sim 39.495$,研究区部分矿床(点)的其他硫化物(如黄铜矿、斑铜矿等)的铅同位素组成也都在这一范围内(陈式房等,1991;陈好寿等,1994)。兰坪北部铜多金属矿化区的铅同位素组成明显与兰坪盆地中新世代沉积岩系的铅同位素组成相似,而与金顶矿床方铅矿的铅同位素组成明显不同($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.138 \sim 18.533$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.225 \sim 15.634$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37.900 \sim 38.584$,叶庆同等,1992),指示成矿物质主要源自盆地中的各类沉积岩系^①(张乾等,2002)。同一构造单元,相当时间内形成的浅成热液矿化,却具有明显不同的高、低放射性成因铅同位素组成,证明它们具有不同的物源区和流体运移通道。这是笔者认为兰坪盆地具有两类喜马拉雅期浅成多金属热液矿化的理由之一。

从图1中还可可见,对应于西南部(根带)、中部(中带)、东北部(锋带)矿化的样品也有一定的规律性:西南部(根带)的样品放射性铅同位素组成较低,东北部(锋带)的样品放射性铅同位素组成较高,中部(中带)样品则位于两者之间。因此,在逆冲推覆构造的不同部位,形成矿化的物源也存在差异。

2.2 黝铜矿的化学组成

黝铜矿是本区最重要的金属矿物之一,除了在东部外,西南部和中部的各个矿床(点)中普遍可见。黝铜矿产状多变,原生矿石中可见其呈块状、网脉状、浸染状产出,常因遭受风化而呈不规则他形粒状残留在蓝铜矿、蓝辉铜矿和铜蓝等次生矿物集合体

之中。

在自然界,黝铜矿标准分子式($\text{Cu}_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{13}$)中的Cu、Sb、S常不同程度地分别被Ag、Fe、Zn、As、Bi、Se等元素所取代,形成黝铜矿、银黝铜矿、硒黝铜矿、砷黝铜矿、银砷黝铜矿等变种。根据表2的电子探针分析结果计算的黝铜矿化学分子式范围为: $\text{Cu}_{11.82-9.36}\text{Ag}_{0.94-0.001}\text{Fe}_{1.60-0.07}\text{Zn}_{2.09-0.04}\text{Sb}_{2.94-0.001}\text{As}_{4.27-0.95}\text{S}_{13}$,峰值为: $\text{Cu}_{11.2-9.2}\text{Ag}_{0.1-0.001}\text{Fe}_{1.56-0.36}\text{Zn}_{1.75-0.04}\text{Sb}_{2.7-0.3}\text{As}_{4.2-1.3}\text{S}_{13}$ 。从分子式中As、Sb的原子数比率可知,本区主要是以砷黝铜矿和黝铜矿为主,所有的测试样品中,Cu > Ag(原子数比率),w(Ag)为0.01%~6.49%,绝大部分<0.5%,没有达到银黝铜矿[原子数比率中Ag > Cu或w(Ag) > 20%]或含银黝铜矿(原子数比率中Cu > Ag ≥ 1.0)的标准(黄典豪,2000)。兰坪以南地区的类似矿床(点)中,黝铜矿族矿物也具类似特点(颜文等,1994)。研究区的这些矿床大都以富银为特征,原生矿石中银的品位可达50 g/t以上,而Ag主要以辉银矿、淡红银矿、自然银出现及伴生在方铅矿等其他矿物中,而没有在黝铜矿中富集。这与已知的统计规律(Hackbarth et al., 1984)相比尤为明显(图2),是一个值得讨论的现象。

黝铜矿中金属组分之间存在较好的相关性和空间变化,可以示踪矿化的形成过程及其性质(Johnson et al., 1986; Wu et al., 1977; Mishra et al., 1991; Hackbarth et al., 1984; 颜文等,1994)。在图3中可以看到,本区的黝铜矿,As与Sb之间具良好的负相关关系,Cu与Ag之间也具有一定的负相关性。这是由黝铜矿中As与Sb之间、Cu与Ag之间类质同象替代的消长关系所决定的。但笔者发现,在Cu-Ag相关图中,Ag的离散程度在低值区(Ag原子数<0.1)明显增大,这表明电子探针对于Ag的检出水平的限度,制约了本文中黝铜矿Ag元素的示踪应用能力,故图3中选用了As-Sb-Cu之间的相关性来研究黝铜矿组分的空间变化特征。图中显示,Cu分别与As、Sb之间具有一定的正、负相关关系。

2.3 白云石的化学组成

作为脉石矿物,热液白云石在所研究的矿床(点)矿石中与各种硫化物共生,呈细脉状、浸染状或在角砾胶结物中以分散颗粒形式出现。表3中样品

① 莫宣学,等. 2000. 三江地区中段铜、金区域成矿的岩石-地球化学研究(国土资源部95-02-001-02课题报告)。

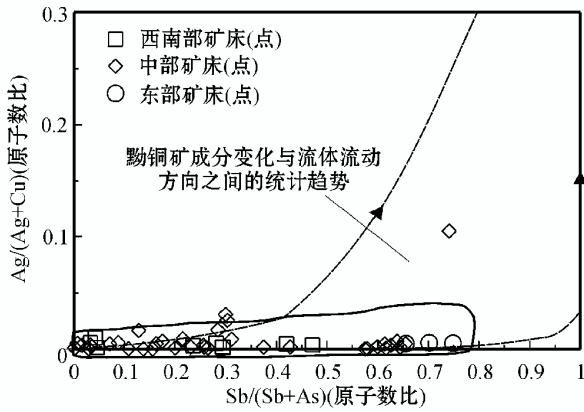


图 2 黔铜矿成分的变化范围统计结果及演化方向
(据 Hackbarth et al., 1984)
箭头是从矿床或矿田内部指向边部, 研究区的绝大多数样品都落在了贫 Ag 的演化方向附近

Fig. 2 Schematic diagram showing the range of tetrahedrite compositions and the direction of the compositional change in tetrahedrite(after Hackbarth et al., 1984)
The arrows are from the center of the deposit and the ore field outwards

的主要阳离子 Ca、Mg、Fe 相对含量表明所研究样品为正常的白云石及其亚种铁白云石 ($Fe > Mg$)。

热液白云石的形成涉及到不少元素在成矿流体相和所沉淀的固相白云石之间的分配, 它们的分配系数不同, 使得这些元素(主要是 Fe^{2+} 、 Mn^{2+} 、 Sr^{2+}) 在白云石中的含量变化显示一定的规律性, 可以指示流体的运移方向, 这在美国密苏里西南部 MVT 铅锌矿化的研究中得到了印证 (Veizer, 1983; Gregg, et al, 1989)。在白云石与流体之间, Fe^{2+} 、 Mn^{2+} 的分配系数 (D) 大于 1, 它们优先在白云石中富集; Sr^{2+} 的分配系数 (D) 小于 1, 则在流体中富集。这就意味着, 随着成矿流体的流动和沉淀, 流体中 Fe^{2+} 、 Mn^{2+} 的含量相对于 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 不断减少, Sr^{2+} 则不断增加。因此, 沿着流体的流动方向所形成的白云石, 其 Fe^{2+} 、 Mn^{2+} 的含量不断降低, Sr^{2+} 的含量不断增高。将表 3 中的各个矿床 (点) 按照其相对距离 (据徐启东等, 2003 文中图 1) 标定在东西方向剖面上, 将白云石中 Fe、Mn 和 Sr 的平均含量投影其上 (图 4a, b, c)。结果显示, 由西向东, Sr 的含量

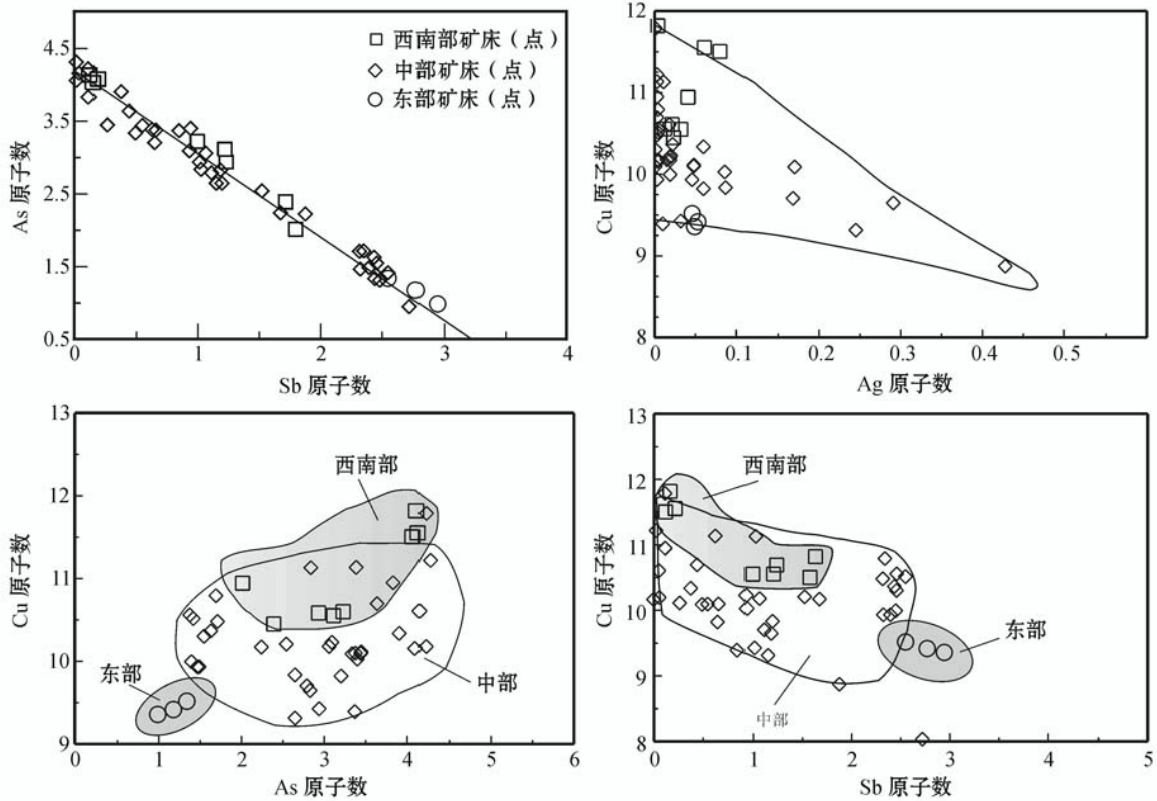


图 3 兰坪北部铜多金属矿化区黔铜矿中部分组分之间的关系

Fig. 3 Compositional trends in tetrahedrite from Cu-polymetallic mineralization of northern Lanping

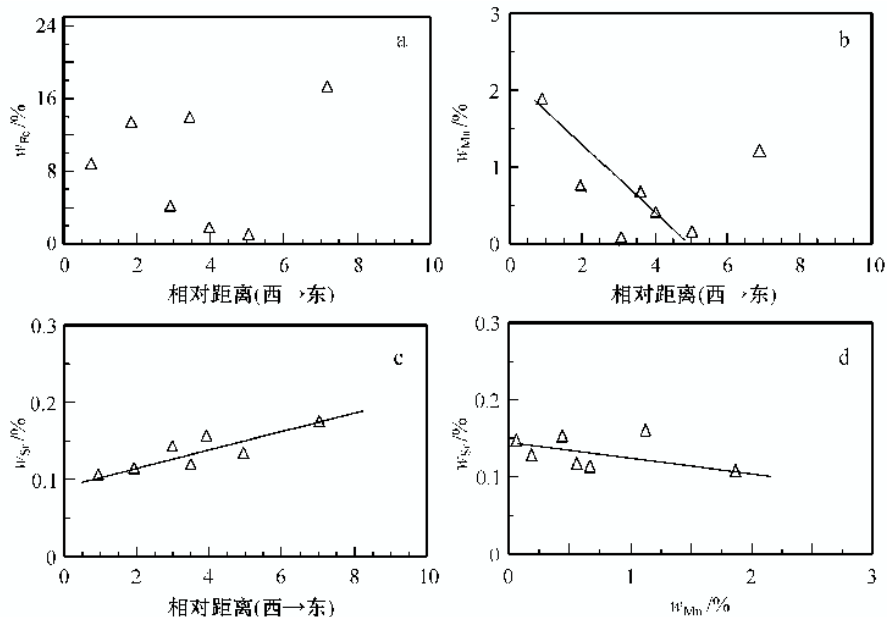


图4 兰坪北部铜多金属矿化区热液白云石中部分组分含量的空间变化及元素间关系

Fig.4 Spatial distribution of some minor and trace elements in hydrothermal dolomite from Cu-polymetallic mineralization of northern Lanping

具有递增的趋势, Mn 的含量总体呈递减趋势, Fe 的含量则为跳跃式变化。

白云石中 Fe、Mn、Sr 含量空间分布不同的原因,可能与这些元素在本区热液白云石中的地球化学性质有关。Fe 的含量大大高于 0.1%,其地球化学行为已经不能用稀溶液定律来描述; Mn 的含量在 0.1% 左右变化,属次要元素,其地球化学行为基本可用稀溶液定律来描述; Sr 含量都在 0.1% 附近,属微量元素,其地球化学行为可用稀溶液定律来描述。由于利用白云石中的这些元素的分配系数规律的前提是这些元素应具有微量元素的行为,因此,在本区 Sr 适合、Mn 部分适合用于此项研究。故用 Sr 与相对距离关系和 Sr-Mn 关系来研究白云石的组分与流体流动之间的关系(图 4d)。

3 讨论与认识

3.1 黝铜矿和白云石的特征元素组成与成矿流体性质

黝铜矿中 Cu 分别与 As、Sb 之间具有一定的正、负相关关系(图 3),同时,这种关系与研究区已知的区域矿化分带具有较好的关联性,即矿化由西南部(根带)→中部(中带)→东部(锋带),随着 Cu 的含量降低,As 的含量降低,Sb 的含量升高。已有的研究

表明,在热液矿床以黝铜矿形成为主的矿化阶段,由于 Cu、As 在接近可能的源区部位优先进入黝铜矿,Ag、Sb 在剩余的流体中相对富集,则远离可能的源区,黝铜矿中进入了更多的 Ag 和 Sb。因此,无论是在区域尺度还是在矿床尺度,沿着流体流动方向,黝铜矿的 Ag/Cu 和 Sb/As 比值都是增大的(Hackbarth et al., 1984; Mishra et al., 1991)。虽然本文中黝铜矿 Ag 的含量由于电子探针检测限影响了其准确性,但 Cu 含量由西向东的明显减小使得 Ag/Cu 比值仍能与 Sb/As 比值相似,显示它们由西向东的增加趋势,指示成矿流体由西向东流动。而图 4 中白云石 Sr 含量由西向东的增加及 Sr 与 Mn 之间的负相关关系趋势同样指示成矿流体是由西向东流动的(Gregg et al., 1989)。因此,黝铜矿和白云石的特征元素组成进一步支持了根据流体包裹体盐度和均一温度的区域变化趋势(徐启东等, 2003)及对成矿流体流动方向所做的判断。

本区浅成热液矿化以富银为特征,但黝铜矿中普遍未出现 Ag 富集而构成富银的黝铜矿族端员,这可能与成矿流体中某些组分的性质有关。Hackbarth 等(1984)的地球化学模拟研究表明,当成矿流体处于 $As > Sb$ 的状态下,不会从中结晶出含银黝铜矿和银黝铜矿。即富银的黝铜矿需要一个相对高 Sb 的环境。在本区,虽然有一定量的 Sb 元素分布在黝铜

矿中,但其在化学式中的原子数大多没有高于 As 元素(图 2)。兰坪盆地中生代沉积岩系的基岩地球化学分析结果显示,As 元素的峰值含量在 $10 \times 10^{-6} \sim 50 \times 10^{-6}$,Sb 元素的峰值含量在 $1 \times 10^{-6} \sim 4 \times 10^{-6}$,As/Sb = 10 ~ 12.5。与三江地区地层的元素丰度(As = 2.92×10^{-6} ,Sb = 0.37×10^{-6} ,As/Sb = 7.9,叶庆同等,1992)相比,前者中 As、Sb 含量分别是后者的 3.4 ~ 17.1 倍和 2.7 ~ 10.8 倍。因此,兰坪盆地中生代沉积岩系分布区是一个相对高 As 的地球化学区。如果接受兰坪北部浅成热液矿化的成矿金属组分主要源自盆地中的中生代沉积岩系的认识,即使流体同比例地萃取 As、Sb 等元素形成成矿流体,本区黝铜矿族矿物的沉淀也是在一个相对高 As 的环境中,不利于形成含银黝铜矿和银黝铜矿。

3.2 矿石铅同位素组成与矿化围岩之间的关系

虽然兰坪北部铜多金属矿化的金属物质主要源自盆地中的各类中生界沉积岩系,但矿化区的不同部位铅同位素组成仍存在一定程度的不均一,这有两种可能性,存在具不同源区的矿化事件的叠加或是金属源区在同位素组成方面本身的不均一(Marcoux et al., 1991; Sanford, 1992; Kesler et al., 1994; Velasco et al., 1996; Beaudoin, 1997)。由于矿石的铅同位素组成与盆地内中生界沉积岩系相似,矿化区域内不同部位矿化特征的相似性以及它们在流体包裹体和碳、氧同位素组成方面的相似性和规律性,可以排除第一种可能性。成矿流体中金属来源的不均一性可能源于不同源岩组分的不均匀混合、流体对通道中所流经岩石中金属组分的选择性萃取和流体沉淀时与围岩之间的相互作用的结果等。

本区矿化部位在西南部、中部、东北部大体上对应于逆冲推覆构造的根带、中带、锋带,其围岩在根带以侏罗系沉积岩类及盆地西部石炭系—二叠系火山—沉积岩类为主,中带以侏罗系—白垩系、下第三系及上三叠统(T_3s-m)沉积岩类为主,而锋带则主要以上三叠统(T_3s-m)沉积岩类为主。根据已有的数据,盆地西部石炭系—二叠系火山—沉积岩类和侏罗系沉积岩类具相对低放射性成因铅同位素组成,与根带矿石相似;上三叠统(T_3s-m)沉积岩类具相对高的放射性成因铅同位素组成,与锋带矿石相似;而白垩系及下第三系沉积岩类的铅同位素组成居于两者之间,与中带的大部分矿石相似(图 5)。虽然上三叠统(T_3s-m)沉积岩类(碳酸盐岩类为主)可能存在因

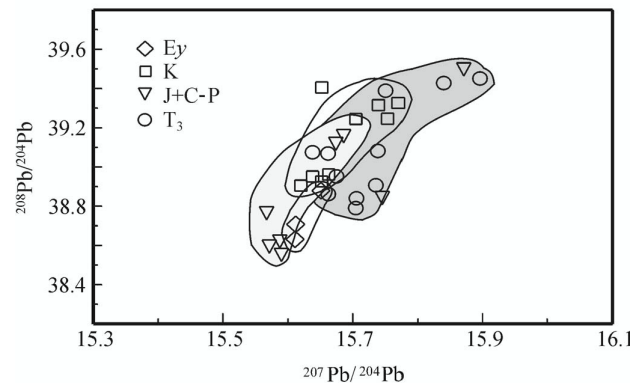


图 5 兰坪盆地主要沉积岩系铅同位素组成及其变化范围(数据引自陈式房等,1991)

Fig. 5 Lead isotopic composition of sedimentary rocks from Lanping basin (data from Chen et al., 1991)

年代较老、放射性元素衰变造成岩石铅同位素比值累积而增高的因素,但与盆地东缘的同时代三叠系地层铅同位素组成对比,仍可判断其放射性成因铅同位素组成主要不是累积效应的结果,应是上三叠统(T_3s-m)沉积岩类的识别标志(徐启东等,1999)。中带断裂围岩以白垩系及下第三系沉积岩类为主,还有侏罗系和上三叠统(T_3s-m)等时代的沉积岩类,矿石的铅同位素数值点分散在本区所有的中生界沉积岩系范围之内。

由此可见,不同部位矿石与其围岩之间的铅同位素组成具有对应性。这种对应关系至少表明,成矿流体沿逆冲推覆构造断裂系统流动、沉淀时,与围岩之间的相互作用影响了金属组分的富集,从而也印证了关于流体与围岩的相互作用是成矿流体主要沉淀机理的认识。因此,沉淀部位及成矿流体通道(逆冲推覆构造主要和次级断裂系统)围岩铅组分的加入,应是造成不同部位矿化体铅同位素组成不均一的主要因素之一。

3.3 流体流动对矿化成因模式的约束

通过流体包裹体、C-O 同位素和 Pb 同位素组成以及黝铜矿和白云石的化学组成在兰坪北部的空间分布及与逆冲推覆构造的关系研究,对兰坪北部铜多金属矿化区成矿流体的性质和状态获得了许多信息,笔者提出重力驱动流动可能是主要的流体流动机制。据此进一步讨论成矿流体来源、驱动力及其流动通道等问题,可为建立矿化成因模式提供古水文学方面的约束条件。

近十余年的矿床地球化学研究进展之一是发现

在各类成矿流体中,水体、金属组分和硫等常常来源不同,成矿流体是非常复杂的化学体系,需要综合判定(Skinner, 1997; Wilkinson, 2001)。研究区成矿流体为浅部地下水,主要来自大气降水的补给,且在主要成分和盐度方面与区域脉体之间没有显著差异;矿石的铅同位素组成与盆地中新生界沉积岩系一致,并且不同部位的矿石铅同位素组成与其围岩的铅同位素组成之间存在对应关系;本区黥铜矿族矿物形成于高As低Sb环境,与盆地中新生界沉积岩系的特征一致;其他研究者(阙梅英等,1998;刘家军等,2000)获得的矿石硫同位素组成(-38‰~+12‰)显示存在沉积和生物硫源特征,表明兰坪北部铜多金属矿化区成矿流体的形成、流动和沉淀源自该区地壳浅部范围。在活动带和年轻造山带涉及的流体中,流体存在3个来源:大气降水、盆地水和中下部地壳水(包括变质、岩浆来源的水)(Craw et al., 2002)。就本区而言,与喜马拉雅期铜多金属矿化有关的流体主要来自大气降水。

地下水流动的驱动力主要包括复杂的地形变化及流体流动方向的密度差和局部热源等(Garven et al., 1993; Sanford, 1992)。兰坪盆地及其邻区位于三江地区的中段“蜂腰”地带,喜马拉雅期青藏高原隆升,造成盆地两侧对冲和后续高黎贡山群、澜沧江带由西向东的逆冲推覆及走滑构造的发育(李兴振等,1999),使得这一区域的地形起伏跌宕;由于根带的构造抬升强于中带和锋带,总体出现盆地地形西高东低、由西向东降低的态势;这一态势目前仍然持续着。这里也是中国地形西高东低、由第一级阶梯向第二级阶梯变化的部位。这种地形有助于成矿流体形成水力梯度,驱动流体由西向东流动和排泄。因此,区域的地质构造演化及其产生的地形条件有利于研究区在重力作用驱动下地下水发生流动。20世纪90年代以来,对于MVT矿化的成因研究已经取得了较为一致的认识,重力驱动流动是这类矿化中成矿流体流动的主要机制(Sverjensky et al., 1992; Garven et al., 1993)。

矿化分带与逆冲推覆构造分带之间关系的地质和地球化学资料表明,研究区成矿流体以逆冲推覆构造断裂系统作为通道流动,使成矿组分产生迁移、再分配和再富集。流体通道性质在不同部位因岩石的渗透性差异而变化,流体的性状在区域流动中也是变化的,它们在很大程度上决定了区域矿化的分布和富集。在本区,无矿化脉体与逆冲推覆构造无

直接关联,其中的金属元素含量也很低,还达不到化探异常的水平(徐启东等,2000)。另一种达到化探异常甚至矿点和小型规模的矿化是“砂岩型铜矿化”,它们主要出现在中侏罗统、下白垩统和老第三系的砂岩层位中,主要受层间破碎带的控制(阙梅英等,1998)。由于岩石破碎,次生裂隙的发育提高了层间破碎带及周围岩石的渗透率(可能提高达4个数量级,McCaig et al., 2000),流体流动的速率和作用的范围也将明显提高和增大,造成围岩中的金属组分迁移到层间破碎带中富集,出现矿化。但由于这些层间破碎带的延伸和规模有限及不透水层的阻隔,未能构成较大规模的流通系统,流体不能有效地从围岩中萃取和迁移金属组分。而以逆冲推覆构造的断裂系统作为流体通道则使岩石破碎,提高了其渗透率,并在不同规模断层面的相互交织构成了流动连续统一体,使得流体得以更有效地在更大范围内、长期或周期性地从所流经的各种岩石中萃取和迁移金属组分到合适部位富集,形成大规模的矿化,这可能是本区铜多金属元素高效浓集的关键。但从矿石与围岩之间存在的铅同位素组成对应关系,看不出成矿流体从盆地东缘的金沙江构造带及盆地更深部岩石中萃取金属组分(即类似于金顶矿床的物源区),可能限于逆冲推覆构造及附近破碎、可渗透的有关岩石的类型、破碎的程度和封闭性的差异,对不同部位的矿化规模有不同的影响。

4 结 论

兰坪北部铜多金属矿化区成矿流体的形成、流动和沉淀源自和发生在该区地壳浅部范围。在新特提斯阶段,沿着逆冲推覆构造,成矿流体从根带到锋带存在一个区域性由西向东的形成和流动过程,造成兰坪北部地区重要的浅成热液成矿事件的发生,形成具有工业意义的铜多金属矿化。黥铜矿和白云石的特征元素组成对成矿流体流动方向的示踪,黥铜矿和方铅矿的铅同位素组成与盆地中新生界沉积岩系一致及不同部位矿石与围岩之间铅同位素组成的对应关系,都进一步支持了这一认识。

成矿流体的水体主要源自浅部的地下水系统,重力驱动流动可能是主要的流动模式。喜马拉雅期青藏高原隆升,盆地两侧对冲和后续高黎贡山群、澜沧江带由西向东的逆冲推覆及走滑构造的发育,总体出现盆地地形西高东低、由西向东降低的态势,有

利于成矿流体形成水力梯度,驱动流体由西向东流动和排泄。流体以逆冲推覆构造断裂系统作为通道流动,可以更有效地在更大范围内、长期或周期性地从所流经的各种岩石中迁移金属组分到合适部位富集,形成大规模的矿化。

致 谢 本项目的研究是作者之一所参加的国土资源部 95-02-001-02 课题工作的进一步延续。野外工作得到云南地勘局和云南地质三队杨伟光、杨爱平及赵维军等同志的大力支持,在此一并致谢。

References

- Beaudoin G. 1997. Proterozoic Pb isotope evolution in the Belt-Purcell basin: Constraints from syngenetic and epigenetic sulfide deposits [J]. *Econ. Geol.*, 92: 343 ~ 350.
- Chen H S. 1994. Study of isotopic geochemistry [M]. Hangzhou: Zhejiang University Press. 49 ~ 55 (in Chinese with English summary).
- Chen S F, Liu Y L, Bao Y X, et al. 1991. Research into metallogenic law and ore deposit types in Deqin-Xianguang lead-zinc ore zone [J]. *Yunnan Geology*, 10: 119 ~ 144 (in Chinese with English abstract).
- Craw D, Koons P O, Horton T, et al. 2002. Tectonically driven fluid flow and gold mineralization in active collisional orogenic belts: comparison between New Zealand and western Himalaya [J]. *Tectonophysics*, 348: 135 ~ 153.
- Garven G, Ge S, Person M A, et al. 1993. Genesis of stratabound ore deposits in the Midcontinent basins of North America. 1. The role of regional groundwater flow [J]. *Am. J. Sci.*, 293: 497 ~ 568.
- Gregg J M and Shelton K L. 1989. Minor- and trace-element distributions in the Bonneterre dolomite (Cambrian), southeast Missouri: evidence for possible multiple-basin fluid sources and pathways during lead-zinc mineralization [J]. *GSA Bulletin*, 101: 221 ~ 230.
- Hackbarth C J and Petersen U. 1984. A fractional crystallization model for the deposition of argentic tetrahedrite [J]. *Econ. Geol.*, 79: 448 ~ 460.
- He K Z, Zhao C H, He H S, et al. 1996. Intracontinental rift and orogeny in western Yunnan [M]. Wuhan: China University of Geosciences Press. 52 ~ 85 (in Chinese with English summary).
- Huang D H. 2000. Characteristics of silver sulphosalt minerals of the tetrahedrite group in silver polymetallic deposits and their significance [J]. *Acta Petrol. Mineral*, 19(1): 78 ~ 87 (in Chinese with English abstract).
- Johnson N E, Craig J R and Rimstidt J D. 1986. Compositional trends in tetrahedrite [J]. *Canadian Mineral*, 24: 385 ~ 397.
- Johnston J D. 1999. Regional fluid flow and genesis of Irish Carboniferous base metal deposits [J]. *Mineralium Deposita*, 34: 571 ~ 598.
- Kesler S E, Cumming G L, Krstic D, et al. 1994. Lead isotope geochemistry of MVT deposits of the Southern Appalachians [J]. *Econ. Geol.*, 89: 307 ~ 321.
- Li G X. 1994. A preliminary study of some thrust-nappe structures in Lanping basin [J]. *Yunnan Geology*, 13(3): 203 ~ 215 (in Chinese with English abstract).
- Li X Z, Liu W J, and Wang Y Z, et al. 1999. The tectonic evolution and metallogenesis in the Tethys of the Sanjiang area, Southwestern China [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 122 ~ 167 (in Chinese with English summary).
- Li X Z, Jiang X S, Sun Z M, et al. 2002. The collisional orogenic processes of the Nujiang-Lanchangjiang-Jinshajiang area, southwestern China [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 90 ~ 200 (in Chinese with English summary).
- Liu J J, Li C Y, Pan J Y, et al. 2000. Isotopic geochemistry of copper deposits in sandstone and shale of Lanping-Simao basin, western Yunnan [J]. *Mineral Deposits*, 19(3): 223 ~ 234 (in Chinese with English abstract).
- Liu Z Q, Li X Z and Ye Q T, et al. 1993. Division of tectono-magmatic zones and the distribution of deposits in the Sanjiang area [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 6 ~ 74 (in Chinese with English summary).
- Luo J L, Yang Y H, Zhao Z, et al. 1994. Evolution of the Tethys in western Yunnan and mineralization for main metal deposits [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 141 ~ 231 (in Chinese with English summary).
- Marcoux E and Moelo Y. 1991. Lead isotope geochemistry and paragenetic study of inheritance phenomena in metallogenesis: examples from base metal sulfide deposits in France [J]. *Econ. Geol.*, 86: 106 ~ 120.
- McCraig A M, Wayne D M and Rosenbaum J M. 2000. Fluid expulsion and dilatancy pumping during thrusting in the Pyrenees: Pb and Sr isotope evidence [J]. *GSA Bulletin*, 112: 1199 ~ 1208.
- Mishra B and Mookherjee A. 1991. Tetrahedrite mineral chemistry and metal zoning: a thermodynamic assessment from the Rajpura-Dariba polymetallic deposit, India [J]. *Econ. Geol.*, 86: 1529 ~ 1538.
- Qin G J and Zhu S Q. 1991. Genetic model and prospecting prediction of Jinding Pb-Zn ore deposit [J]. *Yunnan Geology*, 10(2): 145 ~ 190 (in Chinese with English abstract).
- Que M Y, Cheng D M, Zhang L S, et al. 1998. Copper deposits in Lanping and Simao basins [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 37 ~ 70 (in Chinese with English summary).
- Sanford R F. 1992. Lead isotopic compositions and paleohydrology of caldera-related epithermal veins, Lake City, Colorado [J]. *GSA Bulletin*, 104: 1236 ~ 1245.
- Skinner B J. 1997. Hydrothermal mineral deposits: what we do and don't know [A]. In: Barnes H L ed. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits* [M]. 3rd edn. New York: Wiley. 1 ~ 29.
- Sverjensky D A and Garven G. 1992. Tracing great fluid migration [J]. *Nature*, 356: 481 ~ 482.
- Veizer J. 1983. Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates [J]. *Reviews in Mineral*, 11: 265 ~ 300.

- Velasco F, Pesquera A and Herero J M. 1996. Lead isotope study of Zn-Pb ore deposits associated with the Basque-Cantabrian basin and Paleozoic basement, northern Spain [J]. *Mineralium Deposita*, 31: 84 ~ 92.
- Wilkinson J J. 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits [J]. *Lithos*, 55: 229 ~ 272.
- Wright W R, Johnson A W, Sgelton K L, et al. 2000. Fluid migration and rock interactions during dolomitisation of the Dinantian Irish Midlands and Dublin basin [J]. *J. Geochem. Explor.*, 69 ~ 70: 159 ~ 164.
- Wu I and Petersen U. 1977. Geochemistry of tetrahedrite and mineral zoning at Casapalca, Peru [J]. *Econ. Geol.*, 72: 993 ~ 1016.
- Xu Q D and Xia L. 1999. Pb isotopic compositions of two types of paleocontinents in Sanjiang region: I. Carbonate rocks [J]. *Earth Science - J. China Univ. Geosci.*, 24(3): 274 ~ 277 (in Chinese with English abstract).
- Xu Q D and Xu X X. 2000. Regional fluid characters and regimes of "Sanjiang" middle belt during Neo-Tethys [J]. *Acta Petrol. Sinica*, 16: 639 ~ 648 (in Chinese with English abstract).
- Xu Q D and Li J W. 2003. Ore-forming fluid flow and relation to zoning of mineralization in Cu-Poly metallic mineralization of Northern Lanping, Yunnan: Evidences from fluid inclusion and stable isotope [J]. *Mineral Deposits*, 22(4): 365 ~ 376 (in Chinese with English abstract).
- Yan S X, Li C Y and Zhou C X. 1994. A preliminary study on the genesis of the dome structure in the Jinding Pb-Zn deposit with a discussion on some related problems [J]. *Mineral Deposits*, 13(2): 148 ~ 154 (in Chinese with English abstract).
- Yan W, Ouyang Z Y and Li C Y, et al. 1994. Mineral chemistry of tetrahedrites from Lanping-Simaoy vein copper deposits, Yunnan province [J]. *Acta Mineral Sinica*, 14(4): 361 ~ 368 (in Chinese with English abstract).
- Ye Q T, Hu Y Z and Yang Y Q, et al. 1992. Regional geochemical background and Au, Ag, Pb and Zn mineralization in the Sanjiang area [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 217 ~ 246 (in Chinese with English summary).
- Zhang F G and Jiang H C. 1986. Tertiary nappes on Nujiang, Lancangjiang and Jinshajiang district [J]. *Bull. Nanjiang Inst. Geol., Supp. 1*: 102 ~ 108 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Q, Shao S X, Liu J J, et al. 2002. Lead isotopic composition and lead source of poly metallic deposits in the large ore assembly district in the Lanping basin [J]. *Acta Mineral Sinica*, 22: 147 ~ 154 (in Chinese with English abstract).
- ### 附中文参考文献
- 陈好寿. 1994. 同位素地球化学研究 [M]. 杭州: 浙江大学出版社. 49 ~ 55.
- 陈式房, 刘仪来, 包育秀, 等. 1991. 德钦-下关铅锌矿带矿床类型、成矿规律研究 [J]. *云南地质*, 10: 119 ~ 144.
- 何科昭, 赵崇贺, 何浩生, 等. 1996. 滇西内陆裂谷与造山作用 [M]. 武汉: 中国地质大学出版社. 52 ~ 82.
- 黄典豪. 2000. 银多金属矿床中黧铜矿族银硫酸盐矿物的特征及其意义 [J]. *岩石矿物学杂志*, 19(1): 78 ~ 87.
- 李光勋. 1994. 兰坪盆地某些逆冲推覆构造研究 [J]. *云南地质*, 13(3): 203 ~ 215.
- 李兴振, 刘文均, 王义昭, 等. 1999. 西南三江地区特提斯构造演化与成矿 [M]. 北京: 地质出版社. 133 ~ 190.
- 李兴振, 江新胜, 孙志明, 等. 2002. 西南三江地区碰撞造山过程 [M]. 北京: 地质出版社. 90 ~ 200.
- 刘家军, 李朝阳, 潘家永, 等. 2000. 兰坪-思茅盆地砂页岩中铜矿床同位素地球化学 [J]. *矿床地质*, 19(3): 223 ~ 264.
- 刘增乾, 李兴振, 叶庆同, 等. 1993. 三江地区构造岩浆带的划分与矿产分布规律 [M]. 北京: 地质出版社. 75 ~ 117.
- 罗君烈, 扬友华, 赵准, 等. 1994. 滇西特提斯的演化及主要金属矿床成矿作用 [M]. 北京: 地质出版社. 141 ~ 231.
- 覃功炯, 朱上庆. 1991. 金顶铅锌矿床成因模式及找矿预测 [J]. *云南地质*, 10(2): 145 ~ 190.
- 阙梅英, 程敦模, 张立生, 等. 1998. 兰坪-思茅盆地铜矿床 [M]. 北京: 地质出版社. 71 ~ 91.
- 徐启东, 夏林. 1999. 三江地区两类古陆成分的铅同位素组成: I. 碳酸盐岩类 [J]. *地球科学*, 24(4): 274 ~ 277.
- 徐启东, 莫宣学. 2000. 三江中段新特提斯阶段区域流体的性质与状态 [J]. *岩石学报*, 16(4): 639 ~ 648.
- 徐启东, 李建威. 2003. 云南兰坪北部铜多金属矿化区成矿流体流动与矿化分带: 流体包裹体和稳定同位素依据 [J]. *矿床地质*, 22(4): 365 ~ 376.
- 燕守勋, 李朝阳, 周朝宪, 等. 1994. 金顶铅锌矿穹隆构造成因及其相关问题探讨 [J]. *矿床地质*, 13(2): 148 ~ 154.
- 颜文, 欧阳自远, 李朝阳, 等. 1994. 兰坪-思茅盆地脉状铜矿床黧铜矿的矿物化学 [J]. *矿物学报*, 14(4): 361 ~ 368.
- 叶庆同, 胡云中, 扬岳清, 等. 1992. 三江地区区域地球化学背景和金银铅锌成矿作用 [M]. 北京: 地质出版社. 140 ~ 246.
- 张峰根, 蒋鸿才. 1986. 怒江澜沧江金沙江地区第三纪推覆构造 [J]. *地科院南京地矿所所刊, 增刊 1 号*: 102 ~ 108.
- 张乾, 邵树勋, 刘家军, 等. 2002. 兰坪盆地大型矿集区多金属矿床的铅同位素组成及铅的来源 [J]. *矿物学报*, 22(2): 147 ~ 154.

Ore-forming Fluid Migration in Relation to Mineralization Zoning in Cu Poly-metallic Mineralization District of Northern Lanping, Yunnan: Evidence from Lead Isotope and Mineral Chemistry of Ores

Xu Qidong and Zhou Lian

(Faculty of Earth Resources , China University of Geosciences , Wuhan 430074 , Hubei , China)

Abstract

Controlled by thrust-nappe structures , a series of epithermal Cu- Ag- Pb- Zn mineralizations occur in northern Lanping basin , western Yunnan , forming a large number of polymetallic deposits , such as Baiyangping , Fulongchang , Wudichang , Maliping , Jinman and Kedengjian , which assume regional mineralization zoning . Pb isotope data of tetrahedrite and galena as well as chemical composition of tetrahedrite and dolomite from 21 ore veins were used to study the relationship between the ore-forming fluids and the mineralization zoning . Tetrahedrite in this area belongs to tennantite and tetrahedrite species , and a part of dolomite is of ankerite species . There exists a positive correlation between Cu and As and a negative correlation between Cu and Sb in tetrahedrites , and a positive correlation of Sr with the relative distance in dolomites , implying the migration of ore-forming fluids from the west to the east in this area . The Pb isotopic composition of the ore is similar to that of Mesozoic- Cenozoic sedimentary rocks in this basin . Pb isotopic composition variations of the ores in the west , in the middle and in the east of the orefield are somewhat similar to Pb isotopic composition variations of the wall rocks in the root zone , in the median zone and in the frontal zone of the thrust-nappe respectively . Such a consistency suggests that the metals in the ore-forming fluids mainly came from Mesozoic- Cenozoic sedimentary rocks in this basin and the heterogeneous Pb isotopic composition of the ores in different parts of the orefield was caused by the interaction between the fluids and the wall rocks . This paper discusses the sources of ore-forming fluids , the driving forces for fluid migration and the migration pathway , and also deals with the formation , migration and precipitation of the ore-forming fluids in the shallow crust of this region . Tectonic uplift of the Himalayas during the Himalayan movement caused the relief form of this basin characterized by high in the west and low in the east , which helped form the hydraulic gradient needed to drive fluid migration from west to east . The fluids moved through the fault system of thrust-nappe structures , effectively extracted metals from wall rocks , and continuously or periodically transported metals to suitable places to form ore deposits . All these factors may constitute the key steps for the metallic enrichment in this area .

Key words : geochemistry , fluid migration , mineralization zoning , tetrahedrite , lead isotope , mineral chemistry , Lanping