

云南大平掌铜多金属矿床成矿作用*

杨岳清¹ 杨建民¹ 徐德才² 杨建华²

(1 中国地质科学院矿产资源研究所 , 北京 10037 ; 2 云南省地质矿产勘查开发局 , 云南 昆明 650001)

摘 要 云南大平掌矿床位于澜沧江火山岩带的中南段 , 左侧是澜沧江和酒房深大断裂。矿区内发育一套形成于岛弧环境的上石炭统细碧-石英角斑岩系 , 矿体产于流纹质火山岩中 , 产状与火山岩一致。矿体分 2 类 , 上部为块状矿体 , 下部为细脉-浸染状矿体。矿床内热液蚀变发育 , 特别是浸染状矿体中更强 , 并从矿体中心向外侧形成分带。具工业意义的 Cu、Pb、Zn 等元素以硫化物形式产出。S、Pb、Sr、Nd 等同位素成分表明 , 成矿物质来源于地幔-下地壳。尽管矿体受后期构造破坏强烈 , 但综合研究表明 , 该矿床仍具有世界上绝大多数火山成因块状硫化物矿床的共同性。它与区内类似矿床的差异性 , 为在该区寻找火山成因块状硫化物矿床开辟了新方向。

关键词 地质学 ; 成矿作用 ; 硫化物 ; 铜多金属矿床 ; 火山岩 ; 热液蚀变 ; 大平掌 ; 云南

中图分类号 : P618.65

文献标识码 : A

Mineralization of Dapingzhang massive sulfide copper-polymetallic deposit in Yunnan

YANG YueQing¹, YANG JianMin¹, XU DeCai² and YANG JianHua²

(1 Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing 100037, China; 2 Yunnan Bureau of Geology and Mineral Resources Exploration and Development, Kunming 650001, Yunnan, China)

Abstract

The Dapingzhang ore deposit in Yunnan Province is located in the central southern part of the Lancangjiang volcanic zone. On its left side are Lancangjiang and Jiufang large and deep faults. In the ore district, a suite of Upper Carboniferous spilite-keratophyre sequence formed in an island arc environment. Ore bodies whose attitude is similar to that of the volcanic sequence occur in rhyolitic volcanic rocks. These ore bodies may be divided into two types, i. e. massive ore in the upper part and veinlet-disseminated ore in the lower part. Hydrothermal alteration was widely developed in the ore district, especially in places of disseminated ores, forming an alteration zone from the center outwards. Elements such as Cu, Pb and Zn occur as economic sulfide minerals. A study of S, Pb, Sr, Nd isotopic composition has revealed that ore-forming materials of the ore deposit were derived from the mantle and the lower crust. Although the ore bodies were subjected to intense destruction from late tectonic activity, the ore deposit still has the general character of most volcanic massive sulfide deposits in the world. The difference between this ore deposit and other similar deposits contributes to searching for new volcanogenic massive sulfide ore deposits in this region.

Key words: geology, mineralization, sulfide, copper-polymetallic deposit, volcanic rock, hydrothermal alteration, Dapingzhang, Yunnan Province

* 本文得到中国地质调查局项目和国家重点基础研究发展规划项目(2002CB412600) 的资助

第一作者简介 杨岳清 男 , 1941 年生 , 研究员 , 从事矿床地质-地球化学研究。

收稿日期 2007-12-20 ; 改回日期 2008-03-05。许德焕编辑。

大平掌矿床是近年由云南省地质矿产勘查开发局原第五地质队发现,其后,经普查勘探及笔者等对其成矿地质特征、成矿条件等方面的系统研究,确证该矿床是一个较典型的、与火山作用有关的“黑矿型”块状硫化物铜多金属矿床,但是,它与区内已知的同类矿床(叶庆同,1991;杨开辉等,1992;侯增谦等,1995;2001;2003)又有许多差异,在其被发现的初期,诸多研究者曾对其提出过多种成因观点。经笔者等的研究,认为该矿床完全可与区内其他火山成因块状硫化物矿床对比。大平掌矿床的发现对在西南三江地区扩大块状硫化物多金属矿床的寻找开拓了新的方向。近年来,一些研究者对该矿床做了一些报道(钟宏等,1999;2000;2004),但多侧重于同位素和岩石的地球化学方面,而较全面介绍该矿床地质特征的论文却几乎未见。笔者作为最早对该矿床进行全面、系统研究的人员之一,有必要将其研究成果介绍给大家,以供参考。

1 区域地质环境

大平掌矿床位于云南澜沧江火山岩带的中南段(林敏基,1983;云南省地质矿产局,1990;范承钧等,1993;莫宣学等,1993)。该区是一个地壳强烈活动的复杂地区,其中最显著的地质遗迹是断裂构造和广泛发育的火山岩。

断裂构造中规模较大的乃属澜沧江和酒房 2 大断裂。在该区内分布的澜沧江断裂仅是整个澜沧江断裂的中南段,基本沿着澜沧江发育,由宽数百米的糜棱岩带和破碎带组成。该断裂对其两侧地区的地质作用具有明显的控制(杨岳清等,2006)。酒房断裂位于澜沧江断裂之东约 30 km 处,两者基本平行延伸。该断裂具有明显的压扭性特征,对其两侧沉积建造的控制也十分明显,例如,在其西侧,二叠系厚达 4 000 m,而其东侧则很不发育。酒房断裂在海西晚期—印支期活动强烈,对大平掌矿区内火山岩的发育及矿床的形成有直接关系。据岩浆活动特征判断,该断裂是一深大断裂。

该区域内的火山岩浆活动具有悠久的历史,但主要发育于晋宁、海西和印支 3 个地质时期(莫宣学等,1993;杨岳清等,2006)。晋宁期火山岩浆活动基本局限于澜沧江断裂西侧的澜沧群中。海西期火山岩产于石炭系及二叠系中,石炭纪火山岩虽分布不广,但与大平掌矿床的关系十分密切,二叠纪火山岩

分布较零星,主要与三叠纪火山岩相伴产出。印支期火山岩在区内分布非常广泛(朱勤文,1993;莫宣学等,1993),从北到南,纵贯全区,总厚度超过 8 000 m。海西期、印支期火山岩形成于洋壳与陆壳碰撞的岛弧环境(杨开辉等,1993;朱勤文,1998)。

在澜沧江中南段火山岩带内,多金属矿产丰富,除大平掌矿床外,在北部,有官房、文玉、民乐等火山岩型铜矿床,在南部的景洪三达山也有数处火山岩型块状硫化物铜矿床(杨岳清等,2006),故而是一个很有前景的成矿带。

2 矿区地质特征

大平掌矿床的西侧紧靠酒房大断裂,东侧是开阔的兰坪-思茅盆地。由于断裂构造的强烈和多次活动,该矿区内地层的正常沉积关系及完整性遭到严重破坏,不同时期的地层多呈断裂接触关系(图 1)。

2.1 地层

该矿区内的地层可分成 2 大套,即由海相火山岩组成的石炭系,以及不整合覆盖其上的由海陆相-陆相沉积岩组成的三叠系和侏罗系。矿体仅产在石炭纪火山岩中。

据 1:5 万区域地质调查资料,该矿区的石炭系被划归为上石炭统,名为龙洞河组。该组总体呈 NNW 向展布的椭圆形,南北长约 18 000 m,东西最宽处有 6 000 m,东西两侧为 NNW 向断裂所夹持,其外侧为三叠系和侏罗系,南、北部被三叠系不整合覆盖(图 1)。对矿区内石炭系数条剖面的观察、研究表明,不论在横向上还是垂向上,其岩性和厚度均有较大变化,从南到北,火山岩系总体趋于变薄。在岩性组合上,南部的下段以发育基性喷出岩为特征,中部的下段较发育酸性喷出岩,而北部下段的岩性组合较复杂,并且出现较多硅质岩、凝灰岩等火山碎屑岩。在龙洞河组上段,南部的火山喷溢作用较强,向北有减弱趋势,北部基本仅发育火山碎屑沉积岩。从西向东,从熔岩发育向火山碎屑岩发育过渡。种种迹象表明,石炭纪火山喷发是以西侧的酒房断裂为通道、以裂隙式从西向东进行的。

2.2 火山岩

2.2.1 火山岩类型

大平掌矿区内的上石炭统火山岩总体上可分为熔岩和碎屑岩 2 大类。

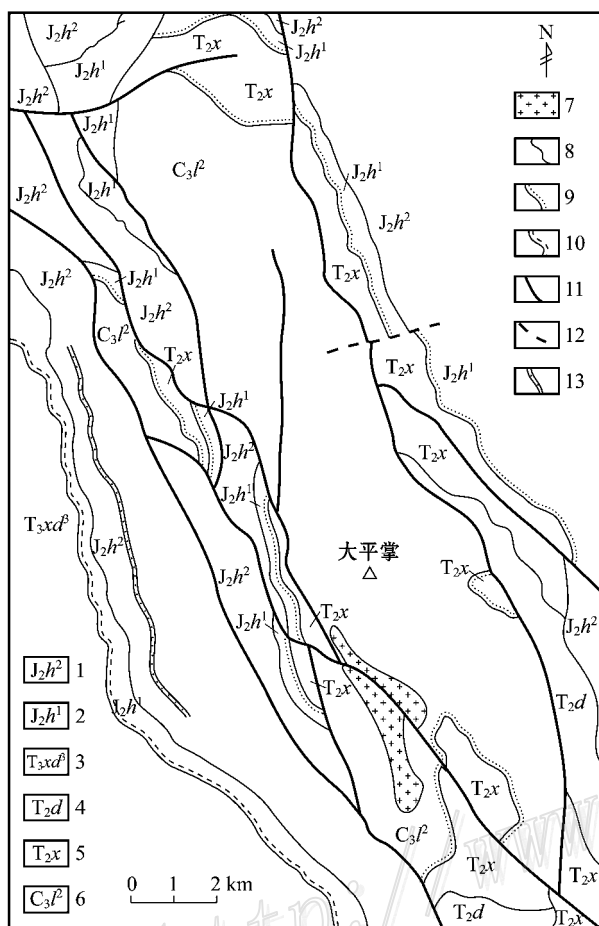


图 1 云南大平掌矿区地质图

(据 1:5 万区域地质调查图修编)

1—中侏罗统花开组上段;2—中侏罗统花开组下段;3—上三叠统第三段小定西组;4—中三叠统大水井组;5—中三叠统下坡头组;6—上石炭统龙洞河组;7—中生代花岗岩岩;8—实测地层界线;9—平行不整合界面;10—角度不整合界面;11—断裂;12—推测断裂;13—次生面理界线

Fig. 1 Geological map of Dapingzhang ore district, Yunnan Province (modified from 1:50 000 geological map)

1—Upper Member of Middle Jurassic Huakai Formation; 2—Lower Member of Middle Jurassic Huakai Formation; 3—Xiaodingxi Formation of Upper Triassic 3rd Member; 4—Middle Triassic Dashuijing Formation; 5—Middle Triassic Xiapotou Formation; 6—Upper Carboniferous Longdonghe Formation; 7—Mesozoic granitic porphyry; 8—Geological boundary; 9—Parallel unconformity; 10—Angular unconformity; 11—Fault; 12—Inferred fault; 13—Secondary planar boundary

(1) 熔岩类

根据化学成分可将其分成 3 类,即基性岩、中性岩和酸性岩。

基性岩 基性熔岩基本上为细碧岩,分布广泛,

主要产在龙洞河组下部,与角斑岩、石英角斑岩共同产出。岩石中杏仁和气孔构造发育,具较典型的细碧结构,钠长石(Ab 为 96 %~99.5 %)含量可达 45 %,呈细针状作定向排列。

此外,笔者在该矿区还首次发现了超基性熔岩——科马提岩,具有非常典型的鬣刺结构,其化学成分也很特征。该类岩石产在矿区一破碎带中,初步判断其为在古板块俯冲过程中,从深部被带到地壳浅部。

中性熔岩 主要是角斑岩和英安岩。角斑岩分布广泛,在横向上,几个剖面中都能见到,在垂向上,主要分布在底部和顶部,与之共生的主要是石英角斑岩。岩石的斑状结构明显,斑晶由钠长石(Ab 为 94 %~99 %)和辉石组成。英安岩分布也很广泛,主要分布在龙洞河组的中部,作为推覆体常出现在矿体上部。

酸性熔岩 有石英角斑岩、流纹岩和石英斑岩。石英角斑岩是该矿区分布最广的熔岩,相对集中在龙洞河组的顶部和底部,斑状结构发育,石英斑晶的蚀蚀特征十分明显,有些还发育杏仁和气孔构造。流纹岩主要分布在龙洞河组的中部,也普遍发育斑状结构。石英斑岩分布较少,主要见于龙洞河组的下部。

该矿区的这套细碧-角斑岩系与甘肃白银厂地区的同类含矿岩系(蒋新明等,1989)十分相似,反映出它们形成环境的类同性。

(2) 碎屑岩类

主要有晶屑岩屑凝灰岩、火山碎屑熔岩、沉凝灰岩、火山角砾岩、凝灰质硅质岩等。总体来看,这类岩石主要分布在龙洞河组的中-上部。其中,火山碎屑熔岩分布最广,严格意义上的晶屑岩屑凝灰岩分布并不广泛,主要见于龙洞河组的顶部;火山角砾岩在含矿层及矿层顶部的火山岩类中十分发育,角砾的粒径相差悬殊,角砾成分最多的是石英角斑岩、流纹岩、硅化石英岩和绿泥石岩;沉凝灰岩在该矿区分布也较普遍,但单层都较薄,是火山活动即将消失阶段的产物。

2.2.2 火山喷发旋回

总观龙洞河组火山岩的时空分布,可将其原始火山喷发过程分成 4 个旋回:

第 1 旋回 以海底富钠质熔浆的大量喷溢作用为主,最初以石英角斑岩质的熔浆喷溢开始,其后也

有成分和强度上的变化,但主体以酸性熔浆喷溢占主导,最后以硅质岩的沉积告一段落。

第 2 旋回 基本上以流纹质熔浆的喷溢作用为特征,但在火山喷溢间歇期间沉积了厚度不大的多层凝灰质硅质岩、凝灰岩、凝灰质砂岩、火山碎屑凝灰岩,甚至出现碳质页岩。总体看,其形成环境是在靠近火山喷溢通道的外侧。

第 3 旋回 该旋回的火山活动经历了较长时间,而且,既有较强的喷溢活动,也有较大规模的爆发作用。早期以流纹质熔浆的喷溢为主,在一些部位也喷溢中基性岩浆。间歇期伴随爆发作用产生了火山角砾岩和凝灰岩。晚期,喷溢和爆发均趋于减弱,形成了一些远离火山通道的火山碎屑沉积岩。

第 4 旋回 此时,火山活动已接近尾声,该旋回初期,产生中性熔浆喷溢,之后,转向以酸性熔浆为主的喷溢,最后,转向以喷发为主的形式,形成一些细火山碎屑沉积岩。

2.2.3 火山岩岩石化学特征

大平掌矿区内各类火山岩的化学成分如表 1 所示。各类火山岩的主要氧化物对 SiO₂ 关系图解如图 2 所示。科马提岩以 SiO₂、TiO₂、Na₂O、K₂O 含量低,MgO、Fe₂O₃、FeO 含量高为特征;细碧岩以 Al₂O₃、Fe₂O₃、FeO、MgO 含量高为特征;角斑岩的 Na₂O 含量明显高于同酸度的其他中性火山岩,而 CaO、K₂O 的含量相对较低;石英角斑岩的 FeO、MgO 含量较高,K₂O 偏低;流纹岩与国内外同类岩石相比,SiO₂ 含量较高,而 CaO、Na₂O、K₂O 含量偏低。在 SiO₂-(Na₂O+K₂O)图解(图 3)中,除少量角斑岩及细碧岩属于偏碱性岩石外,绝大部分岩石均属亚碱性岩石(Sugisaki,1976)。由图 4 可见,该矿区内的火山岩从基性→中性→酸性岩,都具有非常相似的稀土元素分布模式,表明它们之间具有密切的亲缘关系,是同一岩浆源从基性到酸性分异演化的结果(Campbell et al. ,1982)。在 TiO₂-MgO 图解(图 5)中,各类火山岩样品的投点几乎都落在岛弧火山岩区,钟宏等(2004)的工作也完全证实了这一点。

表 1 大平掌矿区内上石炭统火山岩的化学成分(w_B/%)

Table 1 Chemical composition of Upper Carboniferous volcanic rocks in Dapingzhang ore district(w _B /%)																	
序号	岩石名称及样品号	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	CO ₂	灼减	总量	
1	科马提岩Ⅳ-8	45.52	0.68	13.67	3.54	8.21	0.14	18.04	0.29	0.12	0.11	0.11	8.34	0.28	1.84	100.89	
2	细碧岩Ⅳ-5	52.87	0.95	17.36	3.55	6.30	0.11	6.97	0.99	4.95	0.05	0.05	4.62	0.83		99.60	
3	细碧岩 3201-2	49.65	0.71	18.17	1.44	10.24	0.18	8.12	0.38	3.53	0.95	0.05	5.98	0.09		99.49	
4	角斑岩 CK2-8	69.60	0.63	14.46	1.21	3.61	0.11	2.22	0.38	5.64	0.04	0.20	2.48	0.28		100.86	
5	角斑岩 CK2-9	55.86	0.38	15.27	2.86	5.66	0.17	3.81	4.47	7.28	0.28	0.08	3.07	3.07		99.19	
6	英安斑岩Ⅳ-3	69.40	0.34	11.97	1.14	3.60	0.08	6.21	0.30	1.44	0.98	0.07	4.08	0.37		99.98	
7	英安斑岩Ⅳ-5	69.70	0.25	12.29	0.76	4.90	0.12	2.30	2.50	3.14	0.13	0.08	3.27	0.2		99.64	
8	石英角斑岩 E-40	80.67	0.07	10.96	0.42	0.74	0.04	0.51	0.24	4.97	0.36	0.01	0.92	0.28		100.19	
9	石英角斑岩 E-48	77.39	0.15	11.57	1.77	1.28	0.08	0.72	0.30	5.55	0.05	0.02	1.12	0.37		100.39	
10	石英角斑岩 B-38	80.30	0.14	10.29	0.68	1.24	0.09	0.23	0.81	4.78	0.30	0.03	0.64	0.56		100.09	
11	石英角斑岩 D-3	70.29	.34	14.37	1.80	2.42	0.11	1.90	0.61	5.15	1.46	0.09	1.66	0.37		100.57	
12	石英角斑岩 D-7	77.74	0.09	11.42	1.03	0.81	0.07	0.53	1.00	5.19	0.37	0.02	1.04	1.48		100.79	
13	石英角斑岩Ⅳ-2	74.36	0.36	13.24	1.82	1.58	0.09	0.99	0.27	4.45	0.75	0.07	2.12	0.37		100.47	
14	石英角斑岩 103-6	74.04	0.34	12.19	0.40	2.93	0.17	2.49	0.38	4.36	0.56	0.07	1.96	0.09		99.98	
15	石英角斑岩 2502-12	73.46	0.43	12.16	0.64	3.47	0.11	2.18	0.52	4.52	0.43	0.11	1.68	0.32		100.03	
16	英安流纹岩 101-4	71.85	0.34	12.92	0.56	2.82	0.11	2.88	0.78	2.81	1.69	0.07	2.60	0.45		99.98	
17	流纹岩 D-10	73.95	0.14	9.34	1.50	4.58	0.22	4.88	0.15	0.28	0.96	0.02	3.88	0.37		100.27	
18	流纹岩 3201-3	74.78	0.37	12.01	0.42	3.39	0.10	2.21	0.41	2.96	1.23	0.08	2.22	0.18		100.36	
19	石英斑岩 B-18	75.79	0.32	11.50	0.68	2.42	0.10	3.24	0.15	0.20	2.47	0.06	3.14	0.19		100.26	
20	角斑岩质晶屑岩屑凝灰岩 3201-6	59.45	0.60	15.30	1.03	6.78	0.18	6.47	0.72	3.66	0.40	0.11	4.56	0.36		99.62	
21	安山质晶屑岩屑凝灰岩 3201-8	57.95	0.74	17.31	0.81	7.53	0.19	5.88	0.45	1.60	2.14	0.17	4.56	0.27		99.60	
22	安山质晶屑岩屑凝灰岩 V-12	63.45	0.55	15.30	2.21	6.38	0.10	4.01	0.21	0.55	1.66	0.04	5.16	0.28		99.90	

测试仪器：3080 型 X 射线荧光光谱仪；测试单位：国家地质实验测试中心。

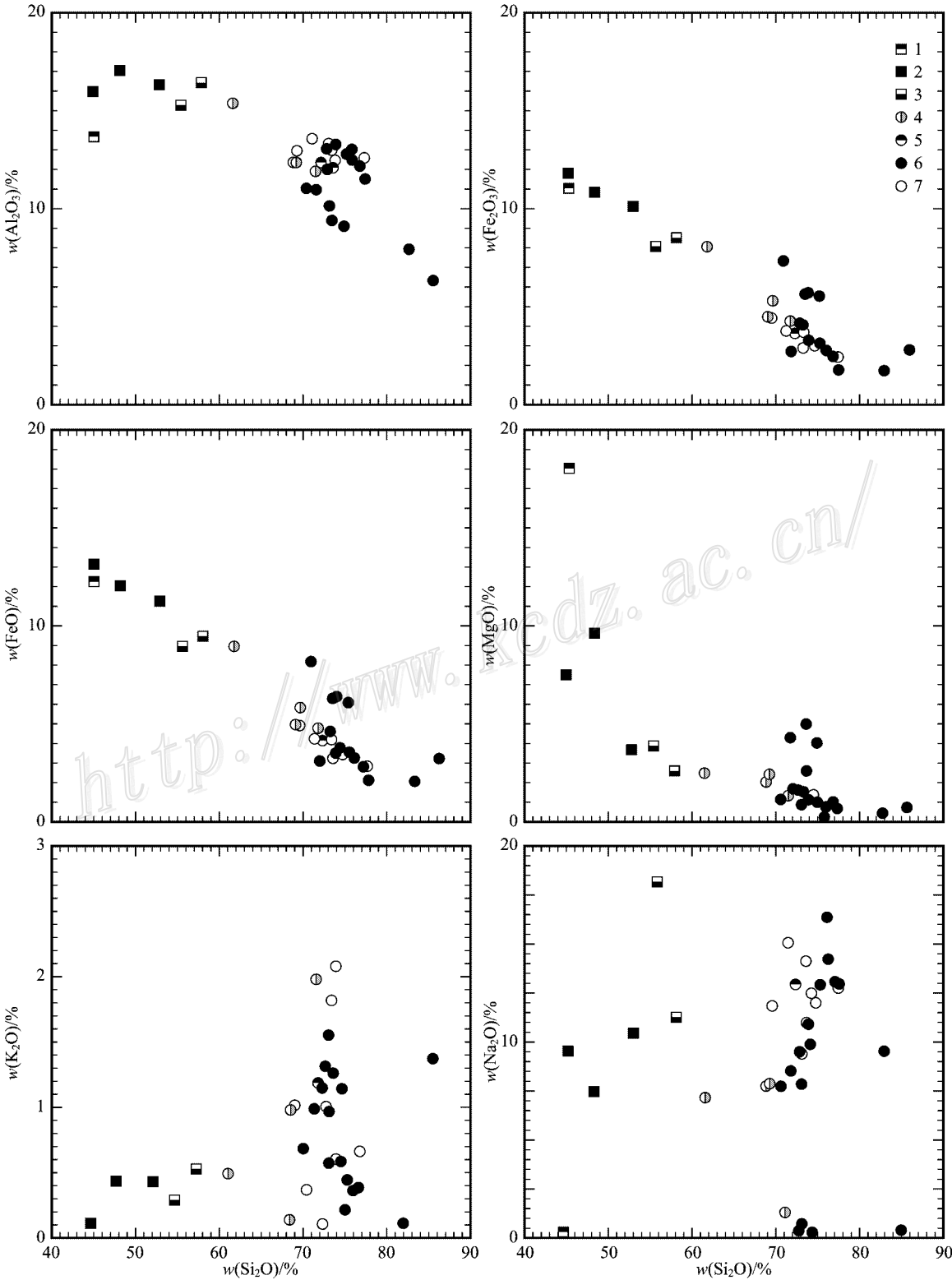


图 2 大平掌矿床石炭纪火山岩主要氧化物与 SiO_2 关系图解

1—科马提岩 2—细碧岩 3—角斑岩 4—英安斑岩 5—流纹岩 6—石英角斑岩 7—英安流纹岩

Fig. 2 Diagram of SiO_2 versus main oxidate in Carboniferous volcanic rocks from Dapingzhang deposit

1—Komatiite ; 2—Spilite ; 3—Keratophyre ; 4—Dacite porphyry ; 5—Liparte ; 6—Quartz keratophyre ; 7—Dacite liparte

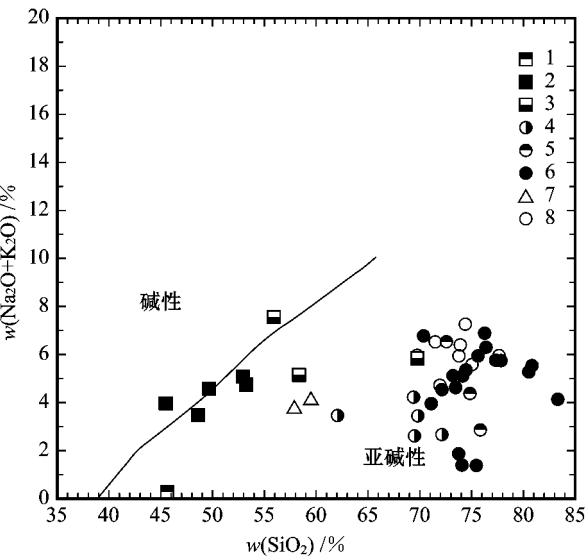


图 3 大平掌矿床石炭纪火山岩
 $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ 关系图解

1—科马提岩 2—细碧岩 3—角斑岩 4—英安斑岩 5—流纹岩；
6—石英角斑岩 7—中性火山碎屑岩 8—英安流纹岩
Fig. 3 Diagram of SiO_2 versus $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ in
Carboniferous volcanic rocks from Dapingzhang deposit
1—Komatiite ; 2—Spilite ; 3—Keratophyre ; 4—Dacite porphyry ;
5—Liparte ; 6—Quartz keratophyre ; 7—Intermediate pyroclastic
rocks ; 8—Dacite liparte

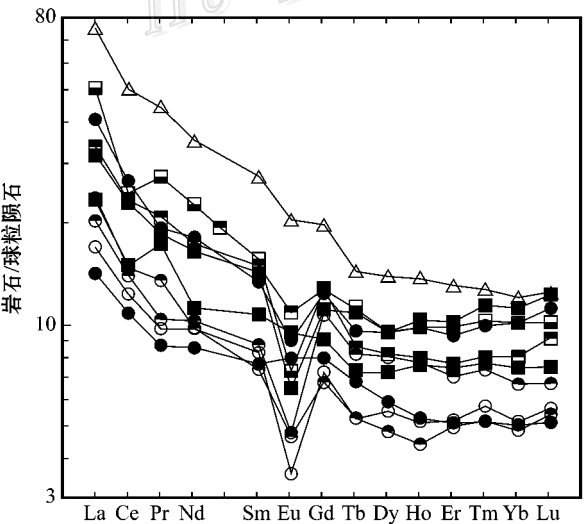


图 4 大平掌矿床石炭纪火山岩稀土元素配分曲线
图例同图 3 稀土元素成分由国家地质实验测试中心分析

Fig. 4 Chondrite-normalized REE patterns of Carboniferous
volcanic rocks from Dapingzhang deposit

2.3 侵入岩

大平掌矿区内侵入岩的主体为中酸性岩类,呈

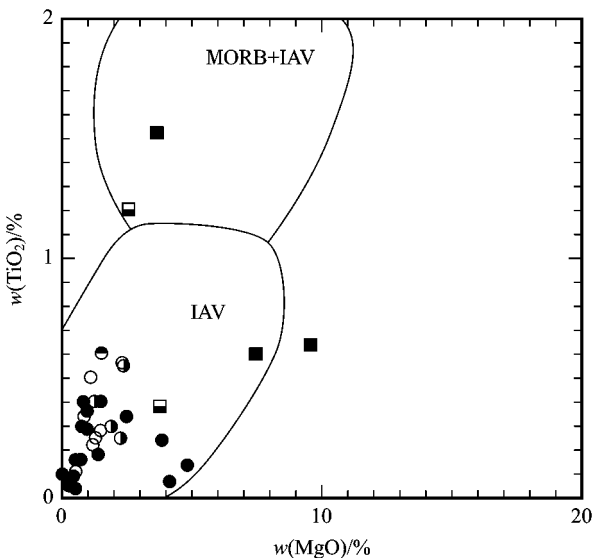


图 5 大平掌矿床石炭纪火山岩
 $\text{TiO}_2\text{--MgO}$ 关系图解(图例同图 3)

IAV—岛弧火山岩 ;MORB—洋脊玄武岩

Fig. 5 Diagram of TiO_2 versus MgO in Carboniferous
volcanic rocks from Dapingzhang deposit
IAV—Arc volcanic rocks ;MORB—Ridge basalt

大面积分布于矿区的南部,而典型脉岩较少,主要为少量石英脉。这些侵入岩明显穿切火山岩地层,对矿层也有一定的改造,表明它们是在石炭系成岩成矿之后侵入的。

2.4 矿区构造

该矿区内的构造甚为复杂,总体为一不完整的复背斜构造,尤以断裂构造发育为特征。最发育的断裂为 NW 向的压性断层,西侧的 NW 向断裂为区域性酒房大断裂的一部分,东侧的 NW 向断裂称李子菁断裂,两者控制了石炭纪地层,同时也破坏了侏罗系的完整性。另外,还发育有近 EW 向和 NS 向的断裂,它们多是成矿后的产物,对矿区地层的展布和矿体原始状态均有强烈破坏。

3 矿床地质特征

3.1 矿体形态、产状及与容矿岩石的关系

在该矿床范围内,矿体露头极少,加之后期构造对矿体的破坏,故在地表很难进行矿体的追索和圈定,钻探是控制和圈定矿体的最主要手段。经大量钻探资料反复对比,目前已圈出 6 个矿体,其中,块状矿体 1 个,浸染状矿体 5 个。矿体形态为层状、似层状,产状与围岩一致,总体向 NE 倾斜,矿体出露

标高为 980~1 250 m,埋深 0~260 m,厚大矿体多集中在标高 1 160 m 以上。

矿体基本局限于第 2 火山活动旋回产物——以流纹岩为主体的火山岩系的中-上部位。矿体的顶板为凝灰质硅质岩-硅质岩,块状矿体直接位于其下,两者关系清楚,基本为整合接触,块状矿体之下,从宏观特征看是浸染状矿体,其围岩主要是一套蚀变强烈的角砾状流纹岩,向深部,随着矿化的减弱和角砾的减少,逐步转变为矿化流纹岩和流纹岩。

矿化岩系有 3 大突出特点:① 组成岩石类型复杂;② 原始沉积物中硫化物发育;③ 构造复杂,角砾状流纹岩中的角砾主要是构造-岩浆活动的产物。

作为矿体最主要的赋存部位——流纹质角砾岩带,主要位于上石炭统龙洞河组第 2 火山喷发旋回的上部,其顶部也常被凝灰质硅质岩或硅质岩覆盖。另外,在含矿层中还有 2 种特殊类型的岩石:火山喷气碳酸盐岩和重晶石岩,主要位于矿层上部。

块状矿体在地表数个采场虽都能见到,但其连

续性非常差,矿体之上由凝灰质硅质岩直接整合覆盖。浸染状矿体是目前最主要的铜矿石来源,虽人为划分出浸染状矿体,但它们之间并无明显界线,实际上是在角砾状流纹岩带中构成了一个近似平行火山岩层的大网脉矿化带(图 6)。矿体之间夹层的蚀变作用普遍较强,而且黄铁矿、黄铜矿等硫化物不同程度普遍存在,因而,矿体与夹石之间并不存在明显的界线,矿体的确定主要依据由化学分析所获之品位。浸染状矿体形成后,遭受到构造多次错动的破坏,使之连续性也较差,但相对要好于块状矿体。总之,矿体是火山岩系的一部分(Schmidt,1986)。

3.2 矿石类型及结构构造

在块状矿体中,硫化物占绝对优势,选矿综合资料表明,黄铁矿占 43.57%,闪锌矿 20.56%,黄铜矿 17.03%,方铅矿 0.86%,也即硫化物占矿石组成的 82%;非金属矿物中,石英占 8.09%,方解石 5.66%,绢云母 1.94%,绿泥石 0.5%,重晶石少量。由于上述矿物在矿石中的分布极不均匀,因而,可将

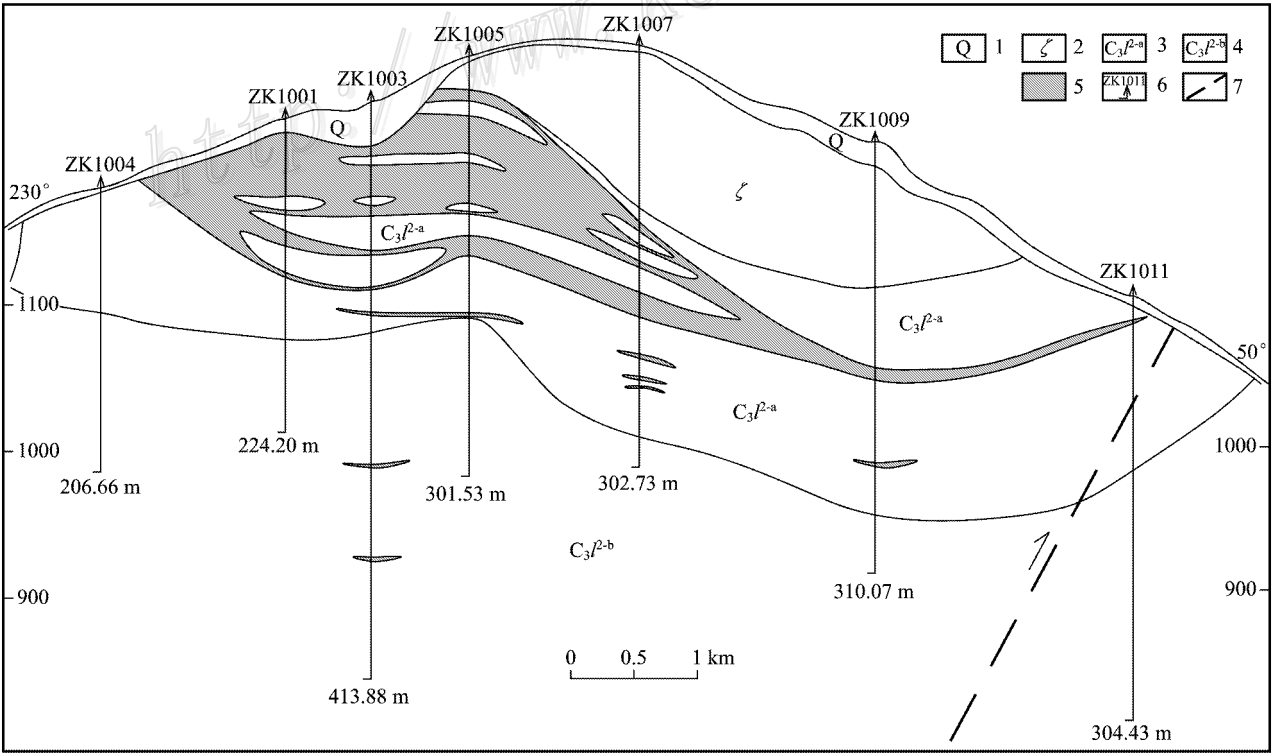


图 6 大平掌矿床 10 号勘探线剖面图

1—第四系 2—英安岩 3—上石炭统龙洞河组蚀变流纹质角砾岩 4—上石炭统龙洞河组蚀变流纹岩类 5—矿体 6—钻孔 7—断层
Fig. 6 Geological section along No. 10 exploration line of Dapingzhang deposit
1—Quaternary; 2—Dacite; 3—Alteration rhyolitic breccia in Upper Carboniferous Longdonghe Formation; 4—Alteration rhyolitic rocks in Upper Carboniferous Longdonghe Formation; 5—Orebody; 6—Borehole; 7—Fault

块状矿石分为几种类型：

黄铁矿型块状矿石 黄铁矿占 60%，黄铜矿 10%～20%，其他硫化物为 10%～15%；脉石为 10%，以石英为主。

黄铜矿-方铅矿-闪锌矿型块状矿石 闪锌矿可达 50%，黄铜矿为 10%～35%，方铅矿一般不超过 10%，但有时也可达 25%；脉石矿物以碳酸盐为主。

黄铁矿-黄铜矿型块状矿石 黄铜矿的含量可达 50%，方铅矿和闪锌矿的含量一般不足 20%；脉石矿物多为石英。

总体来看，以前 2 类块状矿石为主。矿石结构主要为自形-半自形粒状结构、固溶体结构、包含结构、交代残留结构等。矿石构造主要有致密块状构造、碎块角砾状构造、条纹-条带状构造等。

浸染状矿石的矿石类型、矿物组成、结构构造要比块状矿石复杂得多。总体看，其金属矿物中，黄铁矿占 26.84%，黄铜矿 8.47%，闪锌矿 0.94%，方铅矿 0.13%，辉铜矿 0.03%，硫化物的氧化物 0.15%。脉石矿物中，石英 22.21%，隐晶长英质 21.85%，绢云母 10.45%，方解石 2.22%，绿泥石、磷灰石 7.0%。根据黄铜矿赋存的特征差异，浸染状矿石可分为如下类型：

石英脉型铜矿石 该类矿石是叠加在早期浸染状矿石之上形成的，因此也是较富的铜矿石。该类矿石的主体是晚期粗晶他形石英。

碳酸盐型铜矿石 方解石等碳酸盐矿物在矿石中占 50%以上，黄铁矿、黄铜矿主要呈他形似细脉浸染、稠密浸染或不规则集合体分布于碳酸盐矿物的粒间。

黄铁矿-绿泥石型铜矿石 由晚期含铜流体对黄铁矿-绿泥石岩的叠加改造而成，黄铜矿的含量为 5%～15%，以不规则片状、脉状交代黄铁矿。

黄铁矿型铜矿石 该类矿石中，黄铁矿的含量可达 70%以上，粒间为隐晶硅质及少量绿泥石，黄铜矿除以不规则形态交代黄铁矿和闪锌矿外，还常在闪锌矿中呈乳滴状固溶体分布。

火山碎屑岩型铜矿石 是含铜热液叠加在火山

碎屑凝灰岩上形成的。

浸染状矿石中常见的结构有晶粒状结构、交代残余结构、包含结构等。浸染状或细脉浸染状是最发育的构造。

3.3 容矿岩石的围岩蚀变及与成矿作用的关系

热液蚀变是成矿作用的重要组成部分，甚至可以说，没有热液蚀变就没有大平掌矿床的形成。这一点与中国其他地区及世界上同类矿床是一致的（侯增谦等，1996；Cagatay，1993）。该矿床的热液蚀变种类繁多，有硅化、绿泥石化、黄铁矿等硫化物化，以及阳起石化、绢云母化、重晶石化等，主要发育在浸染状矿体中。前 3 种蚀变与矿化的关系尤为密切。

绿泥石化 是该矿区内最早发生的热液蚀变作用，矿带和矿体中大量存在的绿泥石角砾、斑点等就是绿泥石化的产物。但由于后期构造活动的影响，矿区内较典型完整的绿泥石核还难以恢复起来。绿泥石的形成具有多期性。

硅化 是矿床形成过程中最重要的热液活动，主要发育在流纹岩和石英角斑岩中，在流纹岩中普遍发育一些细晶石英集合体团，有时也沿裂隙形成石英细脉，这在富矿地段较为普遍。硫化物主要发育在硅化较强的部位，特别是在晚期石英细脉中，黄铜矿明显较富集，是富矿石的重要组成部分。

绢云母化 主要是岩石中长石或酸性凝灰岩的蚀变，特别是矿化带内流纹岩、英安岩、石英角斑岩中的斑晶长石几乎全都发生绢云母化，强烈时，以不规则的绢云母团形式出现。总体来看，绢云母化主要伴随硅化发生。

黄铁矿化 在矿床中的产出具明显多期性，但与铜、铅、锌矿化关系密切者主要是与硅化密切伴生的黄铁矿化，是铜等矿化的先导。另外，黄铁矿也是矿石中含量最多的硫化物，黄铜矿、闪锌矿、方铅矿普遍交代黄铁矿，充分反映出黄铁矿在 Cu、Zn、Pb 矿化中的重要性。

3.4 成矿元素赋存特征

根据选矿试验对矿石的综合分析（表 2），块状

表 2 大平掌矿床矿石的化学成分($w_B/\%$)
Table 2 Chemecal composition of ores from Dapingzhang deposit($w_B/\%$)

矿石类型	Cu	Pb	Zn	Fe	S	SiO ₂	CaO	MgO	Al ₂ O ₃	Au*	Ag*
块状矿石	6.10	1.09	18.1	19.02	30.58	7.69	5.85	1.42	0.58	2.66	171
浸染状矿石	1.93	0.20	0.38	8.58	15.70	55.44	0.49	1.58	3.22	1.44	34.3

注：根据昆明有色研究院完成的选矿实验报告。* 表示含量单位为 10^{-6} 。

表 3 大平掌矿床矿石中 Cu 与伴生矿化元素的相关矩阵分析

Table 3 Correlation matrix analyses between Cu and accessory mineralization element in ores from Dapingzhang deposit

变量	Cu	Pb	Zn	Au	Ag
Cu	1.0000				
Pb	-0.1703	1.0000			
Zn	0.4218	-0.0597	1.0000		
Au	0.2487	-0.0205	0.6588	1.0000	
Ag	0.7252	-0.1356	0.5781	0.5364	1.0000

和浸染状矿体中成矿元素的分布既有相似之处,也存在差异。作为主成矿元素的 Cu 在块状矿石中显著富集,Zn、Pb、S 也都具有独立工业意义,Au、Ag 的综合利用价值也很高。块状矿石中的 CaO 基本上为方解石所占有,MgO、Al₂O₃ 主要为绿泥石所占有,SiO₂ 除少量属于绿泥石外,主要形成了石英。浸染状矿体中,具工业意义的主要是铜,Pb、Zn、Au、Ag 主要作为伴生组分,脉石矿物除绿泥石和绢云母外,主体为石英。无论是在块状矿体还是浸染状矿体中,黄铜矿几乎是 Cu 的唯一载体,这为选冶提供了十分良好的条件。

矿石中 Cu 与其他矿化元素的关系可从它们之间的矩阵分析(表 3)中获得一些信息。Cu 与 Pb 呈明显的负相关关系,与 Ag 的关系相对最密切,Zn 与 Au、Ag 的关系较密切。这与显微镜下观察及矿物的

化学分析结果是一致的。Cu、Pb、Zn、Au、Ag 在矿石中基本都以各自的独立矿物存在,微细的银矿物主要存在于闪锌矿中。闪锌矿和黄铜矿除以独立矿物密切相伴产出外,黄铜矿常以乳滴状分布在闪锌矿中。Zn 与 Au、Ag 的密切关系主要表现为自然金和银矿物在闪锌矿中居多。Au 和 Ag 的正相关关系主要体现为所有金矿物中普遍存在 Ag。

笔者侧重分析了大平掌矿床内最主要的 3 种硫化物——黄铜矿、黄铁矿和闪锌矿的微量元素成分(表 4)。Au 在这 3 种矿物中均存在,但如同大多数硫化物矿床那样,Au 倾向于在黄铁矿中富集,在黄铜矿和闪锌矿中的含量基本相近。Au 在这 3 种矿物内主要以自然金形式包裹或赋存于微裂隙中。Ag 在黄铜矿和黄铁矿中的含量变化甚大,这是含量甚微的银矿物分布不均的重要特征;相对来说,在闪锌矿中 Ag 含量较为均匀。Ag 主要以银矿物形式存在,少部分参与到金矿物中。Se、Te 是密切相伴的元素,然而,随着地质、物理化学条件的变化,两者在流体中的含量也发生变化,在早期,Te 的含量相对多于 Se,到晚期,Se 的含量相对多于 Te。Se、Te 在这 3 种硫化物中的含量基本上反映了这一情况。Se 在黄铜矿和闪锌矿中以类质同象形式取代了 S。In 在黄铜矿中的含量较高,这与 In 和 Cu 的地球化学性质相近有关。Cd 和 Ga 主要集中在闪锌矿内,由

表 4 大平掌矿床矿石内硫化物的微量元素成分 ($w_B/10^{-6}$)

Table 4 Trace element compositions of sulfides in ores from Dapingzhang deposit ($w_B/10^{-6}$)

样品号	矿物	Au	Ag	Se	Te	In	Cd	Ge	Ga
CK2-1	黄铜矿	0.45	13	1200	41	14	9	<1	<1
R-2	黄铜矿	0.62	72	870	499	10	14	6	<1
R-4	黄铜矿	4.2	506	1300	1500	14	6	5	<1
1005-1	黄铜矿	0.05	10	167	38	8	<1	6	<1
1005-3	黄铜矿	2.2	10	89	11	56	6	3	<1
5-6	黄铁矿	8.6	1400	108	1100	40	138	4	10
1005-2	黄铁矿	2.2	5	5	42	<1	2	4	2
1005-4	黄铁矿	1.8	5	12	56	<1	3	3	2
4-1	黄铁矿	7.2	15	29	6.3				
C-1	黄铁矿	2.2	4	84	29	<1	<1	4	1
D-1	黄铁矿	3.0	96	90	21				
CK3-14	黄铁矿	4.0	54	13	4.5				
CK3-23	黄铁矿	16	67	16	2.4				
CK2-2	闪锌矿	2.7	2	87	12	<1	1600	1	64
4-1	闪锌矿	1.0	20	354	75	<1	820	1	16
4-8	闪锌矿	0.3	19	2200	112	2	3900	6	23
5-4	闪锌矿	3.9	94	24	5	<1	1200	2	37

测试仪器: ICP-MS 等离子体质谱仪,所用标样为 GSR-3,分析误差小于 5%~10%;测试单位:国家地质实验测试中心。

于它们在闪锌矿中主要以类质同象形式取代 Zn ,因而也造成了闪锌矿中 Zn 的相对亏损。上述微量元素可考虑在选矿过程中回收。

4 同位素地球化学

本次研究对矿石中的黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿等数十个硫化物矿物样品进行了硫同位素成分分析 ,分析结果表明 ,不同矿物的 $\delta^{34}S$ 值有一定差异 :黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 值为 $-1.7\text{‰} \sim 2.4\text{‰}$,离差 -0.7‰ ,平均 -0.08‰ ;黄铜矿的 $\delta^{34}S$ 值为 $-0.9\text{‰} \sim 1.8\text{‰}$,离差 -0.9‰ ,平均 -0.07‰ ;闪锌矿的 $\delta^{34}S$ 值为 $-2.7\text{‰} \sim 0.00\text{‰}$,离差 -2.7‰ ,平均 -1.14‰ 。三者的共同点是 :负值多于正值 ;变化幅度较小 ;分布频率总体接近 0 值。也就是说 ,与成矿元素 Cu 、 Pb 、 Zn 等成分共生的 S 主要来自地幔。这不仅在西南三江火山成因块状硫化物矿床中少见 ,而且在中国块状硫化物矿床中也实难得。

矿石中黄铁矿的铅同位素比值见表 5。 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 的均值为 18.4347 ,极差为 0.591 ; $^{207}Pb/^{204}Pb$ 的均值为 15.664 ,极差为 0.319 ; $^{208}Pb/^{204}Pb$ 的均值为 38.2034 ,极差为 1.151。这表明矿石明显富含放射性成因铅 ,这与其他研究者(Kase ,1990 ;钟宏等 ,2000 2004)对该区及相关地区火山岩所作的铅同位素研究的结果相一致 ,也即大平掌矿床形成于岛弧环境。关于铅的来源 ,笔者将分析结果在 $^{207}Pb/^{204}Pb$ - $^{206}Pb/^{204}Pb$ 图上投点表明 ,其来源较为广泛 ,主体为造山带中的 Pb ,说明岩浆从地幔及下地壳产生后 ,在造山带与地壳 Pb 发生混染 ,这也与矿床中的 Pb 具有异常 Pb 的特点是一致的。

该区内火山岩的 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t = 0.7078 \pm \epsilon_{Nd}(t)$

$= 2.7$ (钟宏等 ,2004) ,说明其成岩物质应主要来源于弱亏损地幔 ,但在形成时明显受到地壳混染作用或海水热液蚀变的影响。

5 成岩成矿时代讨论

对大平掌矿区内的火山岩及成矿时代 ,笔者曾用多种同位素测年方法进行了测定 ,但所获结果的吻合程度不理想。钟宏等(1999)应用 $Sm-Nd$ 等时线法和 $Rb-Sr$ 等时线法对该矿区内的细碧-角斑岩测定了年龄 ,分别为 $(513 \pm 40) Ma$ 和 $(511 \pm 8) Ma$,故认为矿区内火山岩的成岩时代应定为寒武纪 ,但这 2 组数值对区域地质发展史难以解释。其后 ,他们又应用 $K-Ar$ 法对细碧岩和角斑岩进行了年龄测定 ,得出的结果是 $311 \sim 316 Ma$ 。这里有多种因素的影响 ,除了不同测年方法对不同样品的要求及适宜程度有一定差异外 ,也与成岩后矿区和区域内多次构造-岩浆活动的强烈影响有一定关系。之后 ,笔者对矿层中的 3 件石英角斑岩样品和矿体上覆的 2 件英安岩样品(表 6)测定了一条 $Rb-Sr$ 等时线 ,其相关系数 $r = 0.998$, Sr 同位素初始值为 0.7083 ,年龄值为 306 Ma 。该年龄值与云南省区域地质调查队在龙洞河组发现的蜓类化石的鉴定结果是一致的 ,因此 ,笔者初步认定该区内与成矿有关的火山岩的成岩时代为晚石炭世。鉴于矿体和石炭纪火山岩基本上作为一个整体产出 ,因此 ,成矿时代也应是这个时期或稍晚。

6 矿床结构模型和形成过程

从现已有的资料来看 ,大平掌矿床具有与世界上绝大多数火山成因块状硫化物矿床极其相似的结果

表 5 大平掌矿床中黄铁矿的铅同位素测定结果

Table 5 Lead isotope composition of pyrite in Dapingzhang deposit

样品号	产状	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	$^{206}Pb/^{207}Pb$	Φ	μ	ω
5-6	5 号采场块状矿体	18.403	15.626	38.231	1.178	0.586	9.506	37.245
4-2	4 号采场块状矿体	18.231	15.435	37.745	1.181	0.576	9.453	34.329
4-7	3 号采场块状矿体	18.195	15.408	37.599	1.181	0.575	9.103	33.664
1005-1	1005 孔上部浸染状矿体	18.592	15.600	38.500	1.192	0.571	9.439	37.042
1005-4	1005 孔下部浸染状矿体	18.461	15.577	38.276	1.850	0.577	9.407	36.627
D-1	矿体上部角斑岩	18.485	15.641	38.512	1.181	0.583	9.529	38.106
S-9	浸染状矿体	18.451	15.587	38.221	1.184	0.579	9.427	36.549
S-10	浸染状矿体	18.786	15.727	38.750	1.193	0.573	9.667	38.226
S-12	浸染状矿体	18.308	15.475	37.997	1.183	0.576	9.223	35.333

测试仪器 : Finnigan Triton 固体同位素质谱计 , 测定误差小于 0.05 % ; 测试单位 : 核工业地质分析测试中心。

表 6 大平掌矿区石英角斑岩和英安岩的 Rb-Sr 同位素分析结果

Table 6 Rb-Sr isotopic dating results of quartz keratophyre and dacite from Dapingzhang ore district

样品号	样品名称	产 状	$\tau_{\text{Rb}}/10^{-6}$	$\tau_{\text{Sr}}/10^{-6}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
3201-1	石英角斑岩	Zk3201 孔 195m	2.52	37.72	0.1932	0.70875
3201-2	石英角斑岩	Zk3201 孔 174m	14.85	68.14	0.6307	0.71369
3201-3	石英角斑岩	Zk3201 孔 162m	15.20	31.77	1.3851	0.71354
603-4	英安岩	Zk603 孔附近采场	39.67	6.42	18.0197	0.78689
103-4	英安岩	Zk103 孔 87m	18.47	62.19	0.8596	0.71068

测试仪器：Finnigan Triton 固体同位素质谱计；测试单位：核工业测试分析中心。

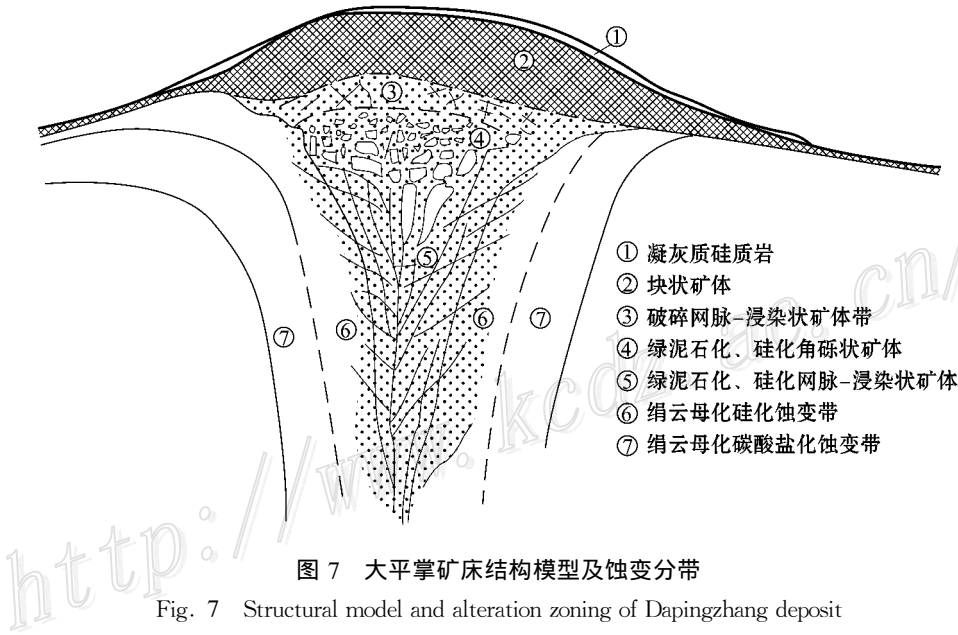


图 7 大平掌矿床结构模型及蚀变分带
Fig. 7 Structural model and alteration zoning of Dapingzhang deposit
①—Tuffaceous silica rock ; ②—Massive ore body ; ③—Shattered network-dissemination ore body ; ④—Chloritized siliceous braccia ore body ;
⑤—Chloritized siliceous network-dissemination ore body ; ⑥—Sericitized-siliceous alteration zone ; ⑦—Sericitized carbonation alteration zone

构模型(Lydon ,1988 ;宋叔和等 ,1994) ,即矿床具 2 层结构 ,上部由块状硫化物透镜体组成 ,它与上覆由火山岩构成的围岩的关系是截然的 ,但又是整合的 ,重晶石断续发育在块状硫化物透镜体的外侧。其下为发育于管状热液蚀变岩石中的网脉、细脉等脉状硫化物矿化带 ,该矿化带与围岩呈渐变过渡关系(图 7)。

在细脉-网脉状矿化带及外侧围岩中 ,不仅热液蚀变十分发育 ,而且构成较明显的分带。总体上看 ,绿泥石化占据着似蚀变岩管的中心部位。绿泥石化的形成以 Fe、Mg 的大量带入和 Ca、Na、Si 的带出为特征 ,说明在绿泥石化过程中 ,原生长英质或铁镁质火山岩中的长石组分发生了解离 ,K 在绿泥石化带趋向于带出 ,并在周围的绢云母带中相对富集。另外 ,强烈的硅化也是大平掌矿床的一个特点 ,这与日本的黑矿有很大的相似性 ,由硅化产生的隐晶硅质

或石英是矿石中重要的非硫化物矿物 ,以各种形态的脉体或集合体团产出。随着热液活动温度的降低及早期蚀变矿物在岩管主体位置上的占据 ,晚期富碳酸盐组分的热液向外围扩散 ,在绢云母带的外侧形成范围较广的碳酸盐化带。

另外 ,在由细脉-网脉状矿化带组成的管状热液蚀变岩石中 ,角砾状矿石的发育也是其一大特点。对于角砾状矿石 ,一些研究者认为是火山岩筒中的产物 ,但详细的地质观察和填图表明 ,该区内并不存在火山喷发岩筒 ,而该类矿石的胶结物中大量存在热液活动的产物表明 ,网脉带内的热液角砾岩管是由多次蒸汽和水力破碎作用以及相伴的破碎裂隙中热液矿物的沉淀作用和热液对碎屑的蚀变作用形成的 ,扩容水力破碎作用所需要的体积膨胀可由角砾岩管中碎屑的向上位移及其在海底的爆发来调整。

总之,大平掌矿床的典型 2 层结构以及在由网脉-细脉状硫化物矿化带组成的管状蚀变岩石中发育的蚀变分带和角砾状矿石等特征,与世界上在洋壳和陆壳碰撞岛弧环境中形成的黑矿型块状硫化物矿床十分相似。该矿床的发现为在西南“三江”地区类似的构造环境中寻找同类型矿床开阔了视野。

关于该类矿床的形成过程,自从 Hutchinson (1965) 和 Anderson (1969) 等人提出其成矿模式以来,随着大量新资料的积累以及认识上的不断提高,可以说目前对该类矿床形成过程的认识已基本上趋于成熟(宋叔和等,1994)。在岛弧洋底部,流体的循环作用使大量的金属从海底基性-酸性火山岩系中淋滤出来,并可能主要以金属卤化物形式向海底搬运。Hutchinson (1973) 曾较详细地阐述过含矿热卤水上升到接近海底及喷射出来的情况。

对硫化物的堆积成矿作用,可以从现代海底丘堤和烟囱堆积过程中得到启发。在最初的热液中,硫化物的浓度是相当高的,随着富硫化物热液从烟囱中不断排出,硫化物烟囱便不断增高,当达到一定高度时,在力学上变得不稳定,便崩塌而形成烟囱岩屑丘堤,并在此基础上再一次形成新的烟囱。该过程重复进行,最后导致烟囱的堆积体完全盖住了原始喷出口,使该处的喷流-喷气活动停止,从而形成了上部的块状硫化物矿体。

在块状硫化物矿体的下部,由于热液流体通过这些低渗透性烟囱壁流量减少,再加上海水的大量渗入和传导作用,导致烟囱下部的冷却加快,因而,在此形成的细脉浸染状矿体的形成温度普遍要低于上部的块状矿体。本次研究对块状矿体硫化物测得的爆裂温度一般为 300~350℃,细脉浸染状矿石中石英的均一温度普遍为 150~250℃,其盐度也明显减低,而这一温度也正是在该矿区矿化带内发现的管虫生物群非常适合发育的温度。

综上所述,大平掌矿床作为进源火山成因块状硫化物矿床是较为典型的。

致谢 笔者在该矿床工作过程中得到云南省地质矿产勘查开发局原第五地质队领导及三分队全体同志的大力支持,谨向他们表示衷心感谢。

References

- Anderson C A. 1969. Massive sulfide deposits and volcanism[J]. *Econ. Geol.*, 64: 129~146.
- Agatay M N. 1993. Hydrothermal alteration associated with volcanogenic massive sulfide deposits: Examples from Turkey[J]. *Econ. Geol.*, 88: 602~621.
- Campbell I H, Coad P, Franklin J M, et al. 1982. Rare earth element in volcanic rock associated with Cu-Zn massive sulfide mineralization: A preliminary report[J]. *Can. J. Earth Sci.*, 19: 619~623.
- Fan C J and Zhang Y F. 1993. On the structural pattern of Western Yunnan[J]. *Yunnan Geology*, 12: 139~147 (in Chinese).
- Hou Z Q, Hou L W, Ye Q T, Liu F L and Tang G G. 1995. Tectono-magmatic evolution of Yidun island arc and volcanogenic massive sulfide deposits in Sanjiang region, S. W. China[M]. Beijing: Seismological Press (in Chinese).
- Hou Z Q and Urabe T. 1996. Hydrothermal alteration of ore-bearing volcanic rocks and mass chemical change in the Gacun Kuroko-type deposit, Westem Sichuan[J]. *Mineral Deposits*, 15(2): 97~108 (in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q, Qu X M, Xu M J, Fu D M, Hua L C and Yu J J. 2001. The Gacun VHMS deposit in Sichuan province: From field observation to genetic model[J]. *Mineral Deposits*, 20(1): 44~56 (in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q, Yang Y Q, Wang H P, Qu X M, Lu Q T, Huang D H, Wu X Z, Yu J J, Tang S H and Zhao J H. 2003. Collision-orogenic processes and mineralization systems of the Yidun arc[M]. Beijing: Geol. Pub. House (in Chinese with English abstract).
- Hutchinson R W. 1965. Genesis of massive sulphides reconsidered by comparison to Cyprus deposits[J]. *Canadian Inst. Mining Metallurgy Trans.*, 681: 286~300.
- Hutchinson R W. 1973. Volcanogenic sulfide deposits and their metallogenetic significance[J]. *Econ. Geol.*, 68(8): 1214~1226.
- Jiang X M and Cong G X. 1989. Origin of the spilite-quartz keratophyre series, Baiyin district, Gansu province, China[J]. *Journal of Changchun University of Earth Science*, 19(2): 157~164 (in Chinese with English abstract).
- Kase K. 1990. Ore mineralogy and sulfur isotope study of the massive sulfide of Filon Norte, Tharsis Mine, Spain[J]. *Mineralium Deposita*, 25: 289~296.
- Lin M J. 1983. The volcanic rock sequence and its geological age along the bank of Lancangjiang, West Yunnan[A]. Contribution to the Geology of the Qinghai-Tibet Plateau (13) [C]. Beijing: Geol. Pub. House (in Chinese).
- Lydon J W. 1988. Ore deposit models #14, volcanogenic massive sulfide deposits part 2: Genetic model[J]. *Geosci. Can.*, 15: 43~66.
- Mo X X, Lu F X, Shen S Y, Zhu Q W, Hou Z Q, Yang K H, Deng J F, Liu X P, He C X, Lin P Y, Zhang B M, Tai D Q, Chen M H, Hu H S, Ye S, Xue Y X, Tan J, Wei Q R and Fan L. 1993. Volcanism and mineralization in the Tethys of the Nuijiang-Lancangjiang-Jinshajiang arc[M]. Beijing: Geol. Pub. House (in Chinese).
- Song S H, Han F, Ge C H, Wu X Z and Shi D N. 1994. Knowledge

- moder of volcanic-hosted copper-polymetallic sulfide deposits[M]. Beijing: Geol. Pub. House (in Chinese).
- Schmidt J M. 1986. Stratigraphic setting and mineralogy of the arctic volcanogenic massive sulfide prospect, Ambler district, Alaska[J]. Econ. Geol., 81: 1619~1643.
- Sugisaki R. 1976. Chemical characteristics of volcanic rocks: Relation to plate movement[J]. Lithos, 9: 17~30.
- Yang K H, Hou Z Q and Mo X X. 1992. Volcanogenic massive sulfide deposits in Sanjiang Region, Southwest China: Geological features and main types[J]. Mineral Deposits, 11(1): 35~44 (in Chinese with English abstract).
- Yang K H and Mo X X. 1993. Late Paleozoic rifting-related volcanic rocks and tectonic evolution in Southwestern Yunnan[J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 12(4): 297~311 (in Chinese with English abstract).
- Yang Y Q, Yang J M, Xu D C and Yang J H. 2006. Volcanic rock evolution and metallogenic features of copper-polymetallic deposits in southern Lancang River valley, Yunnan Province[J]. Mineral Deposits, 25(4): 447~462 (in Chinese with English abstract).
- Ye Q T. 1991. Geological characteristics and genesis of the Gacun gold-bearing and silver-rich polymetallic deposit, Sichuan province[J]. Mineral Deposits, 10(2): 107~118 (in Chinese with English abstract).
- Yunnan Bureau of Geology and Mineral Resources. 1990. Regional geology of Yunnan Province[M]. Beijing: Geol. Pub. House (in Chinese).
- Zhong H, Hu R Z, Ye Z J and Tu G C. 1999. Isotope geochronology of Dapingzhang spilite-keratophyre formation in Yunnan Province and its geological significance[J]. Science in China (Series D), 43(2): 200~207 (in Chinese).
- Zhong H, Hu R Z and Ye Z J. 2000. Sulfur, lead, hydrogen and oxygen isotopic geochemistry of the Dapingzhang copper-polymetallic deposit, Yunnan Province[J]. Geochimica, 29(2): 136~142 (in Chinese with English abstract).
- Zhong H, Hu R Z, Zhou X H and Ye Z J. 2004. Geochemistry of the volcanic rocks in the Dapingzhang ore district, Simao, Yunnan Province and its tectonic significance[J]. Acta Petrologica Sinica, 20(3): 567~574 (in Chinese with English abstract).
- Zhu Q W. 1993. Tectonic setting of Triassic volcanic rocks along Lancangjiang belt in Southwest Yunnan[J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 12(2): 134~143 (in Chinese with English abstract).
- Zhu Q W, Zhang S Q and Tan J. 1998. Geochemical evidence of volcanic rocks for determining the South Lancangjiang suture zone[J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 17(4): 296~307 (in Chinese with English abstract).
- ### 附中文参考文献
- 范承钧, 张翼飞. 1993. 云南西部地质构造格局[J]. 云南地质, 12: 139~147.
- 侯增谦, 侯立纬, 叶庆同, 刘福祿, 唐国光. 1995. 三江地区义敦岛弧构造-岩浆演化与火山成因块状硫化物矿床[M]. 北京: 地震出版社.
- 侯增谦, Urabe T. 1996. 川西呷村黑矿型矿床含矿火山岩系热液蚀变及物理化学变化[J]. 矿床地质, 15(2): 97~108.
- 侯增谦, 曲晓明, 徐明基, 付德名, 华力臣, 余金杰. 2001. 四川呷村 VHMS 矿床: 从野外观察到成矿模型[J]. 矿床地质, 20(1): 44~56.
- 侯增谦, 杨岳清, 王海平, 曲晓明, 吕庆田, 黄典豪, 吴宣志, 余金杰, 唐绍华, 赵金花. 2003. 三江义敦岛弧碰撞造山过程与成矿系统[M]. 北京: 地质出版社.
- 蒋新明, 从桂新. 1989. 白银地区细碧-石英角斑岩系成因[J]. 长春地质学院学报, 2: 157~164.
- 林敏基. 1983. 云南西部澜沧江沿岸火山岩系地层序及地质时代[A]. 青藏高原地质文集(13) [C]. 北京: 地质出版社.
- 莫宣学, 路凤香, 沈上越, 朱勤文, 侯增谦, 杨开辉, 邓晋福, 刘祥品, 何昌祥, 林培英, 张保民, 邵道乾, 陈美华, 胡郭生, 叶松, 薛迎喜, 谭动, 魏启荣, 范例. 1993. 三江特提斯火山作用与成矿[M]. 北京: 地质出版社.
- 宋叔和, 韩发, 葛朝华, 吴宝志, 史大年. 1994. 火山岩型铜多金属硫化物矿床知识模型[M]. 北京: 地质出版社.
- 杨开辉, 侯增谦, 莫宣学. 1992. “三江”地区火山成因块状硫化物矿床的基本特征与主要类型[J]. 矿床地质, 11(1): 35~44.
- 杨开辉, 莫宣学. 1993. 滇西南晚古生代火山岩与裂谷作用及区域构造演化[J]. 岩石矿物学杂志, 12(4): 297~311.
- 杨岳清, 杨建民, 徐德才, 杨建华. 2006. 云南澜沧江南段火山岩演化及其铜多金属矿床的成矿特点[J]. 矿床地质, 25(4): 447~462.
- 叶庆同. 1991. 四川呷村含金富银多金属矿床成矿地质特征和成因[J]. 矿床地质, 10(2): 107~118.
- 云南省地质矿产局. 1990. 云南省区域地质志[M]. 北京: 地质出版社.
- 钟宏, 胡瑞忠, 叶造军, 涂光炽. 1999. 云南大平掌细碧-角斑岩建造的同位素年代学及其地质意义[J]. 中国科学(D辑), 29(5): 407~412.
- 钟宏, 胡瑞忠, 叶造军. 2000. 云南大平掌铜多金属矿床硫、铅、氢、氧同位素地球化学[J]. 地球化学, 29(2): 136~142.
- 钟宏, 胡瑞忠, 周新华, 叶造军. 2004. 云南思茅大平掌矿区火山岩的地球化学特征及构造意义[J]. 岩石学报, 20(3): 567~574.
- 朱勤文. 1993. 滇西南澜沧江带三叠纪火山岩大地构造环境[J]. 岩石矿物学杂志, 12(2): 134~143.
- 朱勤文, 张双全, 谭劲. 1998. 确定南澜沧江缝合带的火山岩地球化学证据[J]. 岩石矿物学杂志, 17(4): 296~307.