

文章编号:0258-7106 (2001) 01-0044-13

四川呷村 VHMS 矿床:从野外 观察到成矿模型*

侯增谦¹ 曲晓明¹ 徐明基² 付德明² 华力臣¹ 余金杰¹

(1 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037; 2 四川省地质矿产局, 成都 610082)

提 要 呷村矿床是一个与晚三叠世海相钙碱性酸性火山岩系有关的典型块状硫化物(VHMS)矿床。热水流体系统和贱金属成矿作用发育于义敦岛弧碰撞造山带上的弧间裂谷盆地内,并受其内部的一系列局限盆地及 SN 向基底断裂-裂隙系统控制。含矿岩系为双峰岩石组合,具火山碎屑岩-矿体-喷气岩“三位一体”特征。硫化物矿床具有“块状矿席+层控网脉状矿带”式三维结构特征。块状矿席发育多旋回的硫化物-硫酸盐韵律型式,揭示热水流体在海底的幕式排泄以及硫化物-硫酸盐在卤水池内的韵律式化学淀积和滑塌堆积过程。层控网脉状矿带产出流纹质火山岩系,与上覆的块状矿席平行展布,揭示高渗透性碎屑岩层和多条同级别断层或断裂共同约束海底下部热水流体,并诱导其“弥散式”排泄和侧向流动交代。热水流体的传导冷凝过程导致硫化物沉积,热水流体与冷海水的简单混合导致硅质岩或/和重晶石淀积,传导冷凝与海水混合的联合作用导致含硫化物重晶石、硅质岩和红碧玉形成。

关键词 含矿岩系 矿化分带 结构构造 成矿过程 呷村矿床

中图法分类号:P612; P618.4.01

文献标识码:A

自 60 年代至今,赋存于海相火山岩中的块状硫化物(VHMS)矿床始终是人们潜心研究的热门课题。近些年来,对现代海底活动热水流体系统和热液硫化物矿床的实地观察和深海钻探,极大地增进了人们对 VHMS 矿床的认识和理解,然而,仍有三个涉及 VHMS 矿床成矿作用的科学问题尚未解决,目前正在着力研究。其一是 VHMS 矿床的深部结构,特别是块状矿带下部热水补给系统的矿化结构(Zierenberg et al., 1998)和蚀变系统(Skirrow et al., 1994);其二为 VHMS 矿床的热水流体系统,特别是穿透海底地壳 2~3km 的热水流体系统的空间结构、活动时限和规模尺度(Elderfield et al., 1996);其三是 VHMS 矿床的成矿演化,特别是矿床结构中不同矿化单元的精确定年和动态矿化过程(You et al., 1998)。上述问题的解决,诚然需要加大力度继续开展对现代海底热液硫化物矿床的深海钻探和精细研究,但从全新的视角对现今陆地上的古代 VHMS 矿床进行再研究也必不可少(Rona, 私人通讯)。因为不同时期的构造运动虽然使古代矿床遭受改造和破坏,但却可以提供比深海钻孔更宽的“视窗”,得以窥探矿床的矿化时序、蚀变系统和深部结构。此外,古今 VHMS 矿床的对比研究,也可以为理解成矿作用过程提供新的信息(侯增谦等, 1996)。

呷村矿床是一个产于义敦岛弧碰撞造山带上弧间裂谷盆地内的、与晚三叠世海相钙碱性酸性火山岩系有关的典型

VHMS 矿床(侯增谦等, 1990; 徐明基等, 1993; 叶庆同等, 1992; 侯增谦等, 1995; Hou et al., 1993)。印支以来的构造运动,不仅导致呷村矿区火山-沉积地层发生强烈的褶皱、剪切和倒转,使得整个含矿岩系在近 EW 向横切矿区的呷村河剖面暴露无遗(图 1),而且造成呷村矿床矿体发生倒转,并向西陡倾,致使下部脉状-网脉状矿带与上部块状矿带自西向东依次展布,网脉状矿带的深部蚀变系统和块状矿带的喷流沉积序列在地表清晰出露,为我们研究矿床的深部结构、流体蚀变系统和矿床演化提供了重要条件。本文旨在立足于呷村 VHMS 矿床的详细野外观察,识别矿床成因信息,建立矿床三维结构,并通过古今 VHMS 矿床的对比研究,再造矿床的成矿作用过程。

1 弧间裂陷盆地与 VHMS 矿床分布

义敦岛弧碰撞造山带是特提斯-喜马拉雅巨型造山带中的一个复合造山带,起始于印支晚期(瑞替克-诺利克期)的大规模俯冲造山作用(Hou, 1993; 侯增谦等, 1995),经历了燕山期的碰撞造山过程,包括弧陆碰撞与陆壳收缩加厚、造山隆升与伸展作用,又遭受了新特提斯时期陆内会聚和大规模剪切平移作用的叠加改造(侯增谦等, 2001)。产于义敦岛弧碰撞造山带内的、以呷村矿床为代表的 VHMS 矿床,主要受控于俯冲造山期火山岛弧的形成演化过程,又遭受到碰撞造山

* 本研究受国家自然科学基金项目(49773177)和国家科技部流体攀登项目(95-预-39)联合资助

第一作者简介 侯增谦,男,1961 年生,博士,研究员,主要从事古代与现代海底热水成矿作用研究。

收稿日期 2000-12-9; 改回日期 2001-01-03。张绮玲编辑。

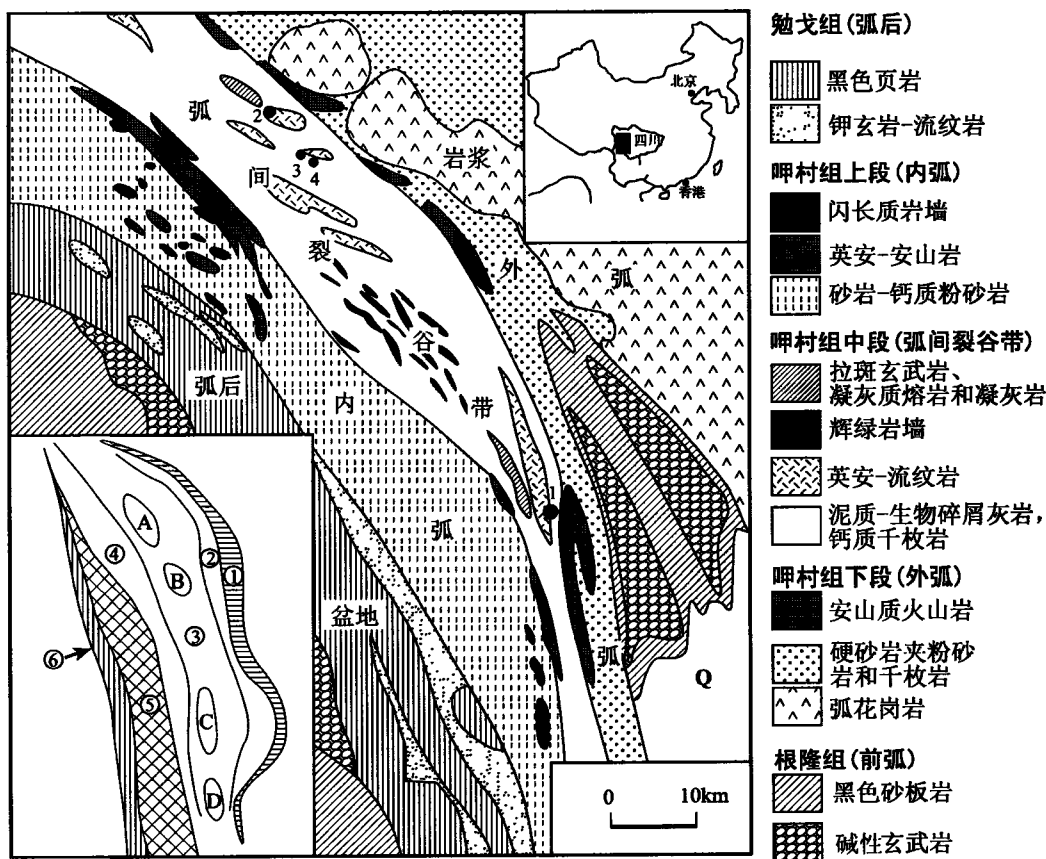


图1 义敦岛弧碰撞造山带沟-弧-盆系统与 VHMS 矿床分布

①—甘孜-理塘缝合带;②—新龙-稻城弧前区;③—义敦火山弧;④—白玉弧后区;⑤—中咱地块;⑥—金沙江缝合带;A—增科盆地;
B—昌台呷村盆地;C—乡城盆地;D—中甸盆地;1—呷村矿床;2—嘎衣穷矿床;3—绒公矿床;4—开公矿床。

Fig. 1 Geological map showing the trench-basin system of Yidun Island-Arc and distribution of VHMS deposits

期的构造事件破坏。现已初步查明,晚三叠世俯冲造山作用先后经历早期成弧、弧间裂陷、晚期成弧和弧后扩张诸过程,跨岛弧自东而西依次形成发育“外弧”、“弧间裂谷”、“内弧”和“弧后盆地”诸次级构造单元(图1;侯增谦等,1990;Hou, 1993)。其中,弧间裂谷发生于晚三叠世卡尼阶,时限约为221~217 Ma,以发育双峰岩石组合、深水沉积序列和断陷盆地为特征,总体特征类似于正在扩张的冲绳海槽(Letouzey et al., 1986)和日本中新世岛弧的弧后盆地(Cathles et al., 1983)。根据裂谷带充填序列和沉积相分析,估计裂谷盆地水深约800~1200 m(胡世华等,1992)。在弧间裂谷内,发育四个空间分离、规模不等、深浅不一的断陷盆地(如图1;徐明基等,1993;侯增谦等,1995)。几乎所有的VHMS矿床和矿点均分布于该弧间裂谷带内,集中产出于四个断陷盆地中(图1)。呷村矿床作为其中最大的VHMS矿床,产出在长约20 km、宽约8 km的昌台火山-沉积盆地内,赋存于盆地内部双峰火山岩组合之酸性钙碱性火山岩系中。

2 含矿岩系特征与“三位一体”组合

2.1 火山岩组合与含矿岩系

VHMS矿床广泛产出于岛弧、弧后盆地、洋中脊、板内扩张中心等环境的海相火山岩区,但因不同的构造环境造就不同的海相火山岩组合,从而产生不同的VHMS矿化组合(Franklin et al., 1981; Lydon, 1984)。呷村矿区,产于弧间裂谷盆地环境、赋存VHMS矿床的双峰式火山岩,由拉斑玄武岩系列的镁铁质火山岩和钙碱性系列的长英质火山岩构成(图2)。镁铁质火山岩产于双峰岩系的下部,NNW向展布,主要由玄武质火山岩和辉绿岩脉-岩墙群组成。玄武质火山岩下部为厚约50~80 m的块状和斑状玄武岩岩流单元,上部为厚约100 m的玄武质碎屑岩单元,其中,碎屑岩由下部多孔凝灰岩和上部浮岩层构成。在呷村矿区内规模最大、体积占双峰岩石组合的65%以上的长英质火山岩厚达千余米,NNW向延伸达14 km。详细地质填图和钻孔资料分析表明,长英质火山岩系分上下两大岩石单元,其间断层接触。下长英质单元(LFU)主体为英安质和英安流纹质岩,以熔岩和自碎角砾熔岩为主,侧向相变为凝灰角砾岩和凝灰岩,并被凝灰质粉砂岩、灰岩和千枚岩覆盖。上长英质单元(UFU)对称出露在LFU东西两翼(图2),流纹质火山碎屑岩构成UFU的

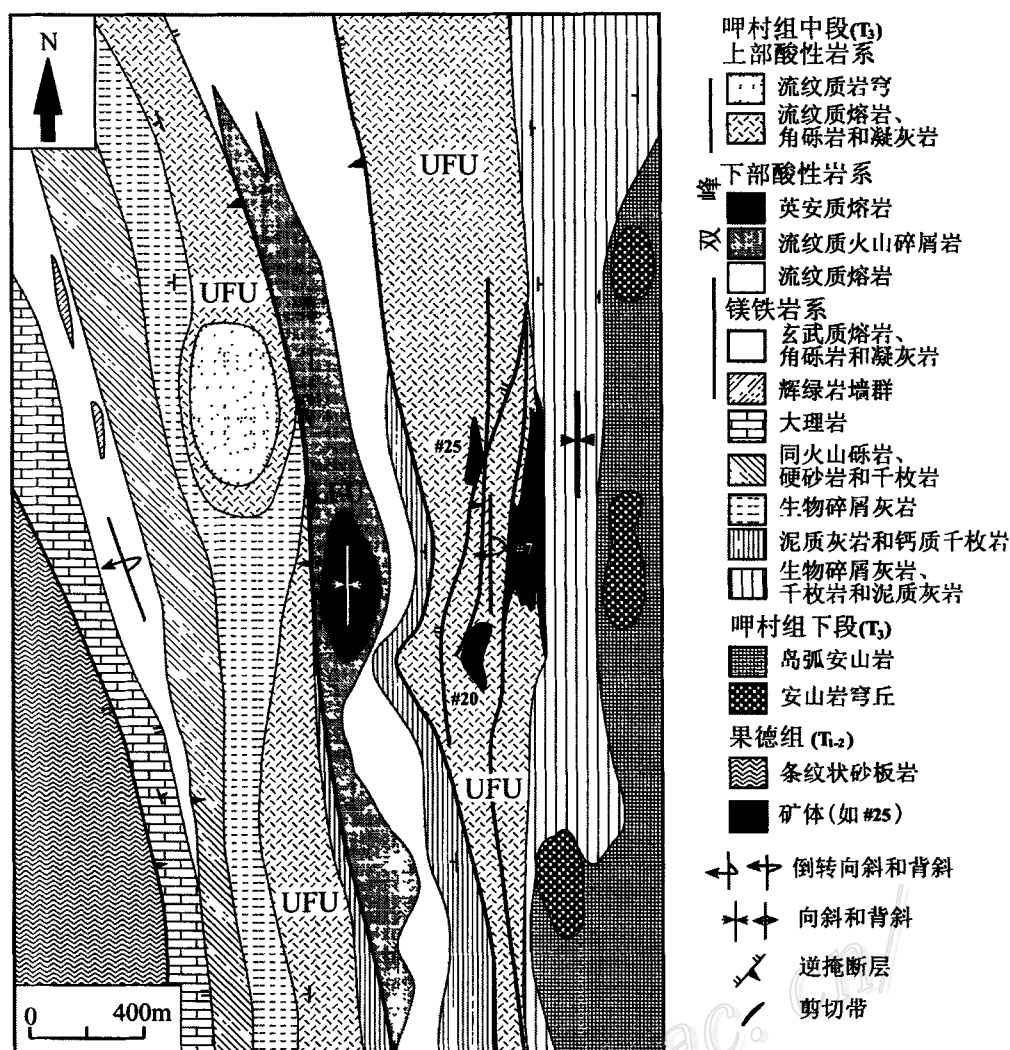


图 2 呷村矿区地质略图

该图展示呷村矿区双峰式火山岩分布规律与呷村 VHMS 矿床产出特征

Fig. 2 Geological map showing the distribution of bimodal volcanic rocks and Gacun VHMS orebodies in the Gacun district

主体,强烈的火山爆发活动是该阶段火山活动的主要特征。矿区内长英质火山岩系已强烈蚀变,矿区内火山岩则完好地保留了原生火成结构和矿物组合。在 UFU,斜长石或斜长石 + 石英斑晶通常是斑状结构流纹岩的主要斑晶组合,黑云母斑晶也偶尔见于高硅流纹岩 [$w(\text{SiO}_2) = 86\%$] 中,揭示酸性岩浆强烈分异演化的晚期阶段可以分凝出含 H_2O 熔体。富斜长石斑晶熔岩与贫斜长石斑晶熔岩常常互层产出,证明岩浆房具高位特征,岩浆分异过程伴随着内压的周期性释放(侯增谦等,1995)。

UFU 火山岩系是呷村 VHMS 矿床的含矿岩系,主要由一系列复杂的火山岩和相伴的火山碎屑岩构成。根据含矿岩系的空间分布和岩相学特征,可将 UFU 细分为三个亚单元,即英安质火山亚单元、英安流纹质火山亚单元和流纹质火山亚单元。其中,英安流纹质火山亚单元是呷村矿床下部次级矿体(即 25[#] 矿体)的含矿层位(图 3)。火山岩系厚约 300 余

米,NNW 向延伸,由下部英安流纹质角砾熔岩、中部凝灰角砾岩和上部流纹质凝灰岩构成,矿体主要产于中上部凝灰角砾岩和凝灰岩中。流纹质火山亚单元厚达百米,是呷村矿床的主体含矿层位,顶部被喷气岩和喷气沉积岩序列整合覆盖(图 3)。亚单元中上部为流纹质角砾熔岩、凝灰质角砾岩和凝灰岩,构成 VHMS 矿床脉状-网脉状矿带的主赋矿岩系,顶部为厚约 5~10 m 的流纹质凝灰岩和角砾岩,并被薄层状或透镜状“硅帽”、重晶石层和层状块状硫化物矿体覆盖。

2.2 喷气岩与喷气沉积岩

在 VHMS 矿床,喷气岩和喷气沉积岩作为十分重要的容矿岩石和标志产物,通常与块状硫化物矿带形影不离,紧密共生,产出于含矿岩系的矿体优择层位,常常构成一个“矿体等同层位”(ore equivalent horizon)。在呷村矿床,喷气岩-化学沉积岩在含矿岩系上部大量发育,喷气岩与块状矿体互层产出,喷气沉积岩整合覆盖于块状矿体顶部(图 3)。

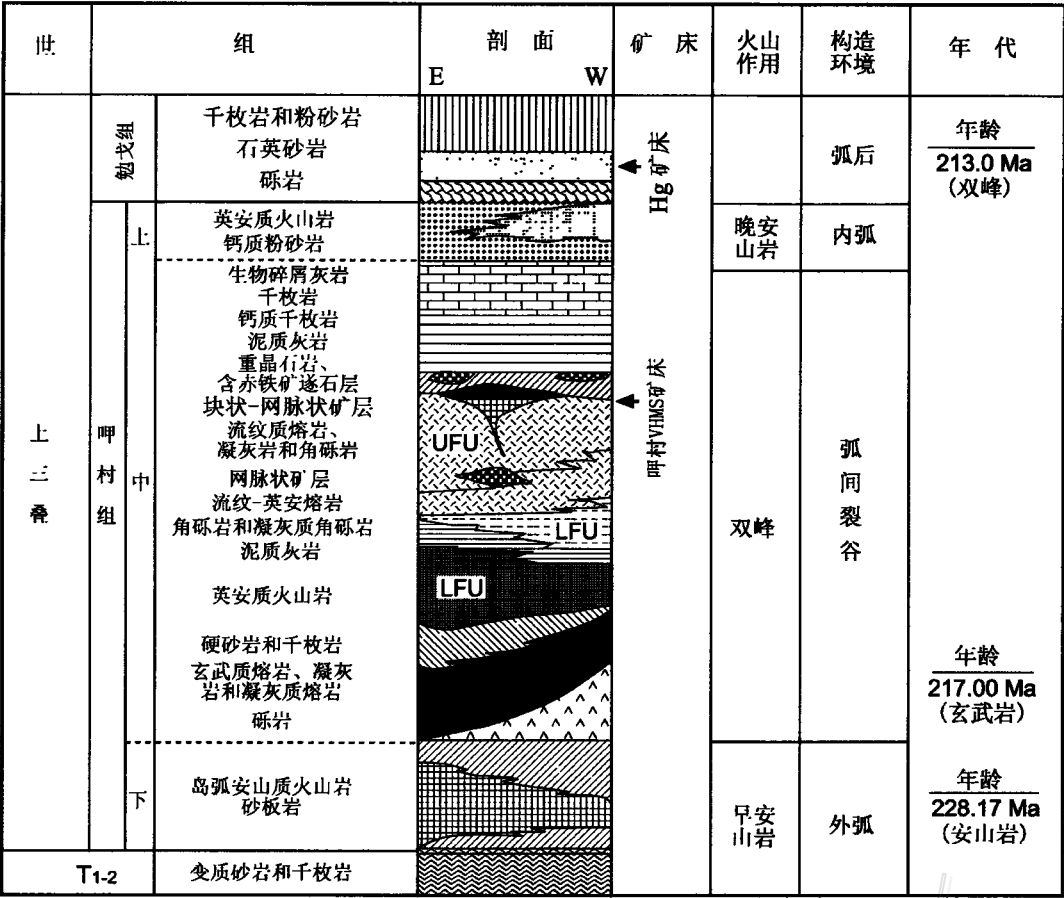


图 3 呷村矿区综合柱状图

Fig. 3 The column displaying stratigraphic sequence, host-rocks and ore-horizons of Gacun district

喷气岩：呷村矿床的喷气岩以重晶石岩为主，硅质岩和碧玉岩次之。重晶石岩按产出部位和岩石色率可分为杂色、黑灰色、灰白色、褐色重晶石岩，分别产于块状硫化物矿带的底部、中部、上部和顶部。杂色重晶石岩分布局限，常具角砾状构造（照片 1）；黑灰色重晶石岩常呈夹层产出，因常含硫化物而具有纹层状或条带状构造（照片 2）；灰白色重晶石岩规模最大，中厚层产出，覆盖于块状矿体顶部，具块状构造和层纹构造（照片 3），类似冲绳海槽层状白色重晶石岩；褐色重晶石岩呈小丘体或小透镜体产出，具特征的蜂巢状和网格状构造。硅质岩，白色-灰白色，主要分布于块状硫化物矿体的顶底部。底部硅质岩呈小透镜体或小丘体产出，常作为“硅帽”覆盖于含矿流纹火山岩系顶部，与杂色重晶石岩交生或分离，具块状构造和层纹状构造（照片 4）；顶部硅质岩常与灰白色重晶石岩共生，含浸染状硫化物，残留大量喷气孔洞（照片 5），类似冲绳海槽非晶硅+重晶石+石膏喷气岩。碧玉岩，红褐色，团块状构造，由石英+磁铁矿+赤铁矿组成，呈小透镜体产出，部分碧玉岩与底部硅质岩伴生，部分碧玉岩虽不局限于特定的块状矿层位，但离矿体不超过 150 m。

喷气沉积岩：呷村矿床的喷气沉积岩包括结晶白云岩和菱铁矿岩，常常与钙质千枚岩和含黄铁矿黑色板岩密切共生。

喷气沉积序列厚约 20~50 m，向下与薄层状重晶石互层产出，渐变过渡，向上被岩屑砂岩和粉砂岩取代。

2.3 含矿岩系的“三位一体”组合

尽管不同的 VHMS 矿床在其产出构造背景、容矿岩石组合、喷气岩组合特征以及矿床金属类型诸方面不尽相同，但其含矿岩系的三单元，即容矿火山岩系、硫化物矿体和喷气岩-化学沉积岩，时空相依，密不可分，构成了一个独特的“三位一体”组合。就容矿火山岩组合和产出环境，至少可区分出四种不同类型的含矿岩系，即弧后型双峰岩石组合、陆缘伸展型双峰岩石组合、碰撞后地壳伸展型多峰岩石组合和洋脊型玄武岩组合。其中，弧后扩张型双峰岩石组合以日本黑矿（Urabe, 1978）、冲绳海槽黑烟囱式硫化物矿床（Halbach et al., 1989; 1993）和呷村矿床（Hou, 1993; 侯增谦等, 1995）为代表，双峰岩石组合之玄武岩多属弧后型或过渡型，规模远小于长英质火山岩。VHMS 矿床形成于弧间或弧后张裂阶段，赋存于双峰组合之流纹岩和英安流纹岩系，矿床金属组合为 Zn-Pb-Cu 型，喷气岩-化学沉积岩组合主要为重晶石岩+硅质岩+碧玉岩和黄铁矿黑色泥岩+硫化物碳酸盐岩。陆缘伸展型双峰岩石组合以 Iberian 黄铁矿带为典型代表（Leistel et al., 1996），双峰岩石组合之玄武岩具有陆内或陆缘伸展环境火山岩地球

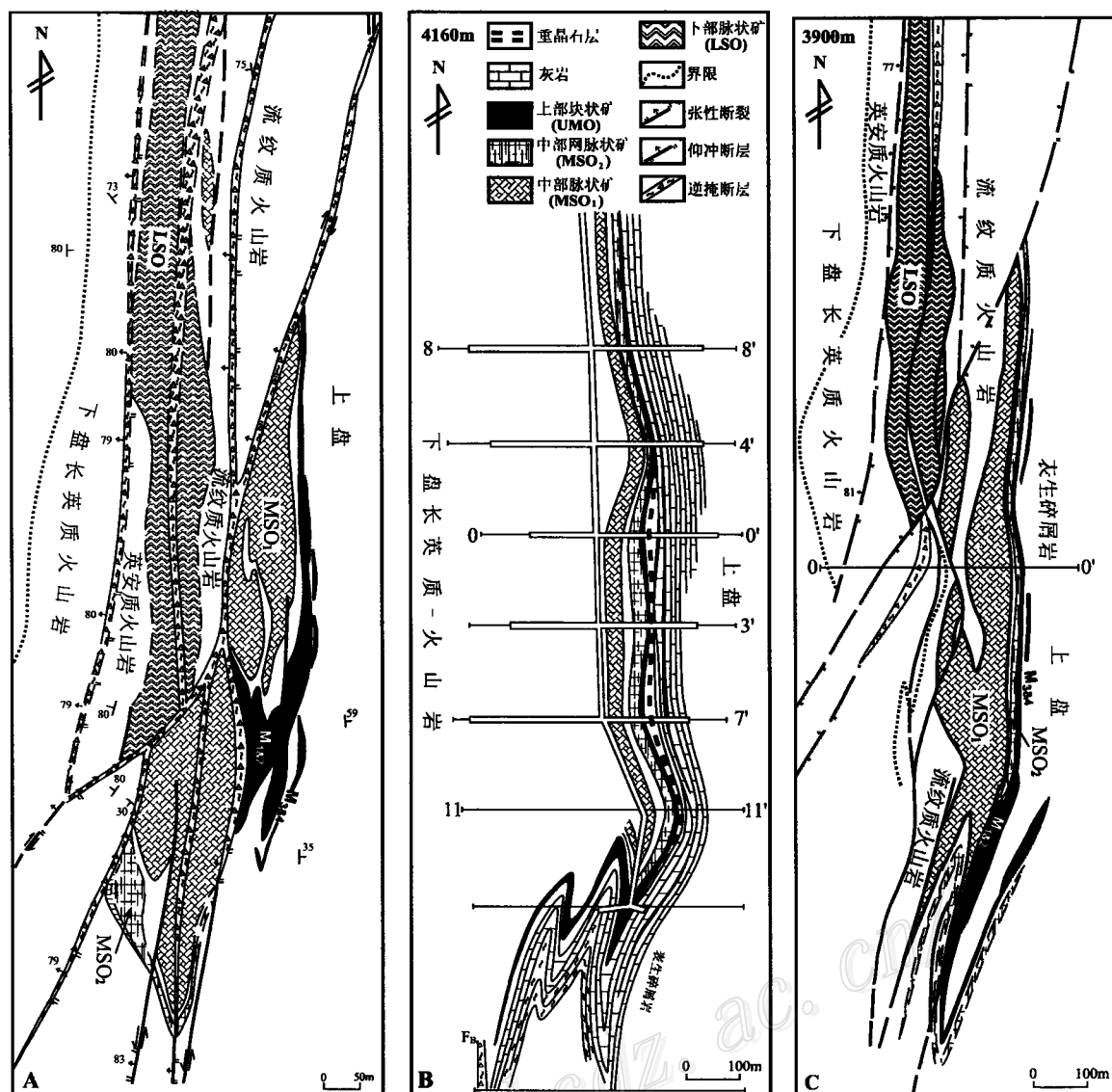


图4 呷村 VHMS 矿床平面地质图及不同高程平断面(据叶庆同等(1992)和徐明基等(1993)简化修改)
该图反映呷村 VHMS 矿床的矿化分带和矿体形态的平面分布和垂向变化。A—矿床地表地质图;B—4160 m 高程平断面图,
C—3900 m 高程平断面图

Fig. 4 Geological map showing the planar distribution and vertical variation of mineralized zoning and orebody shapes in the Gaocun VHMS deposit at the surface, 4160m-level and 3190m-level sections respectively (modified after Ye, 1992; Xu et al, 1993)

A—Plan-view map; B—4160 m-level section; C—3190 m-level section

化学特征。VHMS 矿床产于 300 m 厚的双峰岩套之流纹岩和流纹质火山碎屑岩中,矿床金属组合多为 Zn-Pb-Cu 型,少数属 Cu 或 Zn-Cu 型(Leistel et al., 1996; Saez et al., 1996)。喷气岩-喷气沉积岩组合主要为硫化物硅质岩+碧玉岩+含 Fe-Mn 碳酸盐(Leistel et al., 1998)。碰撞后地壳伸展型多峰岩石组合以澳大利亚古生代 VHMS 矿床为代表,含矿岩系为钙碱性火山岩系,多具有钙碱性系列玄武安山岩-安山岩-英安岩-流纹岩组合(Crawford et al., 1992),大多数 VHMS 矿床赋存于流纹岩和流纹质火山碎屑岩中。含矿岩系上部常被玄武质火山岩系(从拉斑玄武岩到钾玄岩)整合覆盖。喷气

岩-化学沉积岩组合主要为碧玉岩+硅质岩+重晶石岩和黑色黄铁矿页岩及碳质页岩(Large, 1992)。洋脊型玄武岩组合以现代海底洋脊附近的黑烟筒式块状硫化物矿床(如 TAG; Juan de Fuca)为代表(Rona, 1984; Rona et al., 1993),海底热水活动和硫化物矿床均产于正在扩张的洋中脊新生洋壳玄武岩中,矿床金属组合为 Cu 型或 Cu-Zn 型,喷气岩-化学沉积岩组合主要为硅质岩和重晶石-硅质岩(Rona, 1984; Lydon, 1988; Rona et al., 1993)。

上述对比分析表明,VHMS 矿床虽然对海相火山岩组合类型没有必然的选择性,但金属类型则与含矿火山岩系成分

有明确的对应关系,揭示成矿物质至少部分来源于下伏火山岩系。VHMS 矿床虽然可以产出于不同的火山岩序列,但多与火山岩浆演化的最后产物—酸性岩系具有时空相依性,反映 VHMS 成矿作用与长英质岩浆有密切的成因关系。VHMS 矿床可以形成于不同的构造环境,但成矿的构造环境均具备这样的成矿作用条件:驱动流体循环的浅位岩浆房,控制流体运移集聚的断裂系统和阻止流体沸腾的深水盆地等。

3 矿化分带与三维结构

3.1 矿化分带

依据含矿岩系特征、矿化优择层位和矿石类型及矿物组合,呷村矿床分三大主矿化带,即产于英安流纹质火山亚单元的下部脉状矿带(LSO),产于流纹岩质火山亚单元内的中部脉状-网脉状矿带(MSO)和与喷气岩-化学沉积岩系共生的上部块状矿带(UMO)(图4)。

LSO:该矿带由一系列的向西陡倾的似层状硫化物矿体(11层)组成。矿体沿走向延伸1150 m,沿倾向向下延伸700 m。单个矿层严格产出于亚单元的凝灰角砾岩层中,显示明显的层控特征(图4)。单层最大厚度19 m, $w(\text{Pb}) + w(\text{Zn}) + w(\text{Cu}) > 4\%$ 。脉状铅锌矿是主要矿石类型,少量块状黄铁矿矿石发育于脉状铅锌矿体的核部和顶部。

MSO:由6个向西陡倾的层状-似层状矿体组成。矿带厚达20余米,沿走向SN延展1700余米(图4)。单个矿层均严格限于亚单元中的角砾凝灰岩和角砾熔岩层内,显示层控特征。脉状矿体产出层位较低,集中在流纹质凝灰岩和角砾凝灰岩中,网脉状矿体产出层位较高,集中在强硅化流纹岩和流纹质角砾熔岩中。铅锌矿是该矿带的主要矿石类型,不发

育富铜或铜锌矿体。

UMO:由4个向西陡倾的($70^\circ \sim 80^\circ \text{W}$)富锌铅铜银的层状块状矿席(M1, M2, M3和M4)构成。M1和M2位于流纹质火山岩的顶部,与块状和层状重晶石层互层产出。M3和M4赋存于化学沉积岩系—白云岩和白云质灰岩内(图4)。M1是呷村矿床最大的富矿体,其厚约8.5 m,走向延伸1400余米。

3.2 三维结构

与日本第三纪、加拿大前寒武纪和澳大利亚古生代 VHMS 矿床的结构形态类似(Sangster, 1972; Urabe et al., 1978; Large, 1992),呷村矿床也由上部层状的多金属块状矿体和下部脉状-网脉状矿带构成。然而,块状硫化物矿体之下的脉状-网脉状矿带,不是常见的筒状或漏斗状(Franklin et al., 1981; Eldridge et al., 1983; Lydon, 1988; Humphris et al., 1995),而是与上覆的薄层状的块状硫化物矿席平行分布,显示特定的层控特点,具有“层状矿席+层控网脉状矿带式”矿床结构特征(图4,5)。

呷村矿床的矿化分带特征清楚地显示,块状硫化物矿带的层状矿席有四层,自下而上,富集中心一致,但规模逐渐变小;脉状-网脉状矿带的单层矿体多达7层,自顶部向深部,从网脉状矿化向脉状矿化递变,矿化富集中心一致,但品位和厚度逐渐减小。

在中部脉状-网脉状矿带的深部,发育了下部 VHMS 矿化(图4)。尽管以似层状脉状矿体为主,但块状黄铁矿矿石在脉状矿体的核部和上部发育,表明深部矿化结构仍具 VHMS 矿床所特有的“双层”结构特征。类似的“小块状矿体

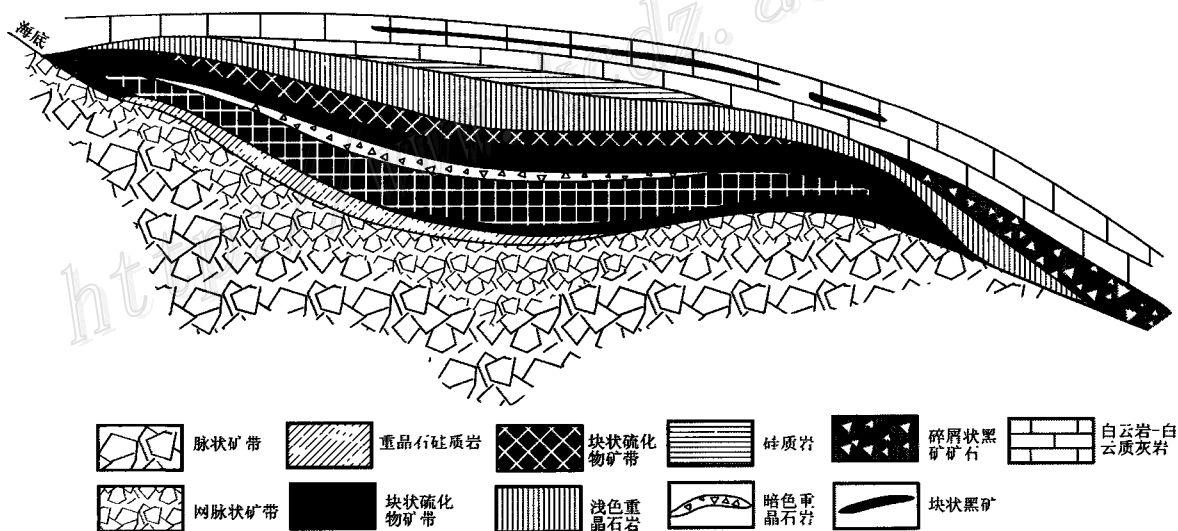


图5 呷村 VHMS 矿床理想结构再造

呷村 VHMS 矿床具有“层状矿席+层控网脉状矿带式”矿床结构

Fig. 5 Speculative morphologic reconstruction of the Gacun VHMS deposit characterized by layered sheet-plus stratabound stockwork zone-style

“大脉状矿带”结构,广泛见于澳大利亚 VHMS 矿床(Large, 1992)。这种深部与中上部矿化在不同的含矿岩系和不同的富集部位,可能代表了早期热流体成矿系统的产物。

4 块状矿带精细结构与硫化物-硫酸盐韵律型式

基于呷村矿床系列探槽的详细观察和钻孔岩芯的对比研究,初步确立了呷村矿床块状矿带的精细结构(图 6)。按块状硫化物矿体与喷气岩-化学沉积岩的组合关系和结构构造,块状矿带分为 5 个喷气-沉积单元。

单元 I:由块状矿带底部的含硫化物喷气岩和下伏的过渡型块状硫化物矿体构成(图 6)。喷气岩由近喷口的透镜状“硅帽”、丘状分布的杂色重晶石岩(照片 1)以及远喷口的层状硅质岩和碧玉岩及组成。透镜状“硅帽”因含硫化物而呈浅

色花斑状,侧向逐渐相变为层状-似层状硅质岩。过渡型块状硫化物透镜体,下与下伏网脉状矿过渡,上被硅质层-重晶石丘覆盖。

单元 II:由下部块状硫化物矿层和上部黑灰色重晶石岩层构成(图 6)。块状硫化物矿层以黄铁矿为主,闪锌矿、方铅矿、黄铜矿次之,不同于日本黑矿矿床的黄矿或似黄矿(El-dridge et al.,1983)。块状矿层具明显的垂向结构构造变化,自下而上,由纹层状构造(照片 6)、条纹状构造经粒序层理构造(照片 7)向含重晶石角砾和砾石的块状构造递变。在块状矿层顶部,结构面波状起伏,显示海水冲刷特征。黑灰色重晶石岩整合覆盖于块状矿上,呈薄层状产出,厚度变化于 1.5~4.0 m 间。重晶石岩层下部出现硫化物纹层,中部夹硅化流纹质凝灰岩,顶部波状起伏。局部见灰白色重晶石岩脉贯入并交代黑色重晶石岩。

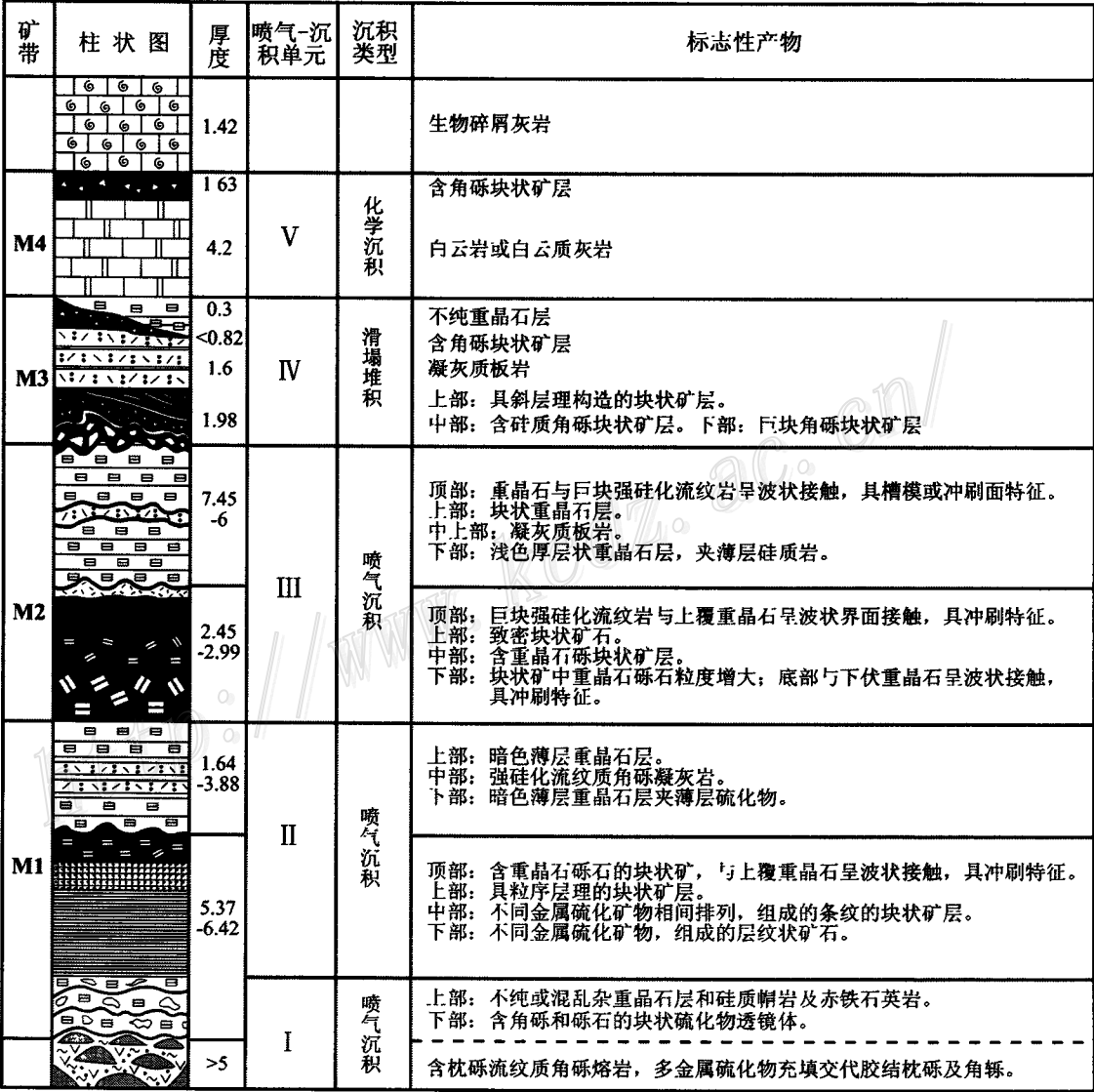


图 6 呷村 VHMS 矿床块状硫化物矿带剖面结构

Fig. 6 Schematic stratigraphic section of the upper massive sulfide zone in the Gacun VHMS deposit

单元Ⅲ:由下部块状硫化物矿层和上部灰白色重晶石岩构成(图6)。块状硫化物矿层因富方铅矿和闪锌矿而显黑色,类似于日本黑矿矿床(Kuroko)的“黑矿”矿石(black ore; Eldridge et al., 1983)。块状矿层下部为含角砾矿石,上部为致密块状矿石。在含砾矿层内,重晶石角砾或砾石自下而上由大变小,由多变少。灰白色重晶石层呈中厚层(5.5~7.5 m)产出,夹流纹质凝灰岩和凝灰质板岩。下部重晶石层呈层状,夹硅质岩薄层,上部重晶石层为厚层块状构造,顶部显现冲刷面结构特征。

单元Ⅳ:由块状硫化物碎屑矿层和重晶石透镜体及薄层凝灰质板岩构成(图6)。块状硫化物矿层由下部角砾状矿石、中部含角砾碎屑状矿石(照片8)和上部斜层理块状矿石(徐明基等,1993)组成。其中,角砾状矿石之角砾和基质均为金属硫化物矿物,含角砾矿石之角砾以硅质角砾为主,硫化物角砾次之。重晶石岩呈似层状透镜体产出,与块状矿层互为斜交,显示斜坡淀积特征。

单元Ⅴ:由厚达15~20 m的碳酸盐沉积序列和呈夹层出现的块状矿构成(图6)。碳酸盐序列下部为化学沉积而成的结晶白云岩和白云质灰岩,上部为正常沉积而成的含生物碎屑灰岩。块状矿呈似层状透镜状矿体产出,含硅质角砾,具微鲕粒状构造。

上述5个喷气-沉积单元反映了5个硫化物-硫酸盐(含碳酸盐)沉积韵律旋回,多数韵律旋回均以硫化物堆积开始,硫酸盐淀积结束。第Ⅰ单元以重晶石和硅质岩为主,下伏的过渡型块状矿体,产出于古海底水/岩冷凝界面上(徐明基等,1993);第Ⅱ单元以块状多金属矿为主,暗色重晶石层覆于其上;第Ⅲ单元的块状黑矿与灰白色重晶石层近等量堆积,第Ⅳ单元的硫化物碎屑层与重晶石及凝灰岩交互产出,第Ⅴ单元则以碳酸盐化学沉积开始,硫化物堆积结束。

5 讨论

5.1 硫化物-硫酸盐堆积与成矿演变过程

VHMS矿床的硫化物堆积过程和金属分带机理,已有若干假想和模型。Eldridge等(1983)通过日本黑矿矿石结构构造和流体包裹体详细研究,提出了黑矿型矿床的动态成矿模型。Lydon(1988)基于古今VHMS矿床的详细对比,也提出了类似的矿床成因模型。他们认为:成矿热水系统是一个不断增温的流体系统,低温流体在海底和热水补给通道先后卸载形成“上层下筒”的矿床雏形后,其低温富铅锌矿物组合随即被后续的高温流体交代淋滤,其淋滤空间被高温富铜矿物组合充填,淋滤出来的铅锌物质随向外排泄的流体在块状矿体外层堆积,如此反复,块状矿体下部不断被淋漓充填,上部不断堆积增生,下部“黄矿”上部“黑矿”的金属分带由此而成。这种以丘体式(mound-style)矿床为基础建立起的模型虽已被人们广泛接受,但难以解释层状矿席+层控网脉状矿带式(layered sheet plus stratabound stockwork-style)矿床的成矿过

程。如呷村矿床,不存在“下黄上黑”的矿石分带,也不存在自内而外的递减温度分带。以重晶石和硅质岩为标志的低温水淀积产物,不是自块状矿带的内部向外层渐变或突变增多,而是与硫化物层构成“下矿上岩”的微结构单元,周而复始,旋回产出(图6)。此外,在三个重晶石层内,均稳定地产出薄层状流纹质凝灰岩和/或凝灰质板岩。上述事实说明,块状硫化物矿带的垂向增长,不是通过“高温淋滤充填、低温搬运沉积”方式来实现的,而是通过热流体的幕式排泄和卤水池的化学淀积过程来实现的。

基于上述分析,我们认为,呷村矿床块状矿带的5个硫化物-硫酸盐(含碳酸盐)沉积韵律旋回,实际上代表了5个不同阶段的热流体成矿作用产物,但不同阶段,流体活动强度和成矿作用方式不尽相同。

阶段Ⅰ:以第Ⅰ硫化物-硫酸盐微结构单元为代表。成矿作用过程十分类似于现代海底“黑烟囱”块状硫化物矿床(Lydon, 1988; Fouquet et al., 1993; Herzig et al., 1993; You et al., 1998)。受控于基底张性断裂、穿过流纹质火山岩系向上排泄的热流体,与冷海水大量混合导致氧化硅+重晶石+铁氧化物在海底快速堆积,形成似层状或丘体型固结结壳。在固结壳层的下部空间,伴随着热流体的大量积聚和传导冷凝,金属硫化物不断堆积(图7a),并大量包裹喷口附近的流纹质火山岩角砾或砾石,形成过渡型透镜状块状矿体。被封存于热水补给通道内的热流体沿渗透性的火山碎屑岩层“弥散式”侧向运移淀积,形成网脉状矿化带(图7a)。

阶段Ⅱ:以第Ⅱ硫化物-硫酸盐微结构单元为代表。成矿作用过程以稳定凹陷盆地环境下的硫化物化学沉积为主体。流体包裹体和矿床化学结构研究表明,大量的热流体可能排泄积聚于凹陷盆地,形成卤水池。随着流体系统温度降低,硫化物依次淀积,形成纹层状和条纹状块状硫化物矿层,并具粒序层理。经短暂间歇后,中低温流体再次向卤水池排泄积聚,被该流体活动冲碎的重晶石块体也随之向卤水池滑塌堆积,并被包裹在块状硫化物层内(图6)。同时,中低温流体的化学淀积作用,形成薄层状含硫化物暗色重晶石层(图7b)。

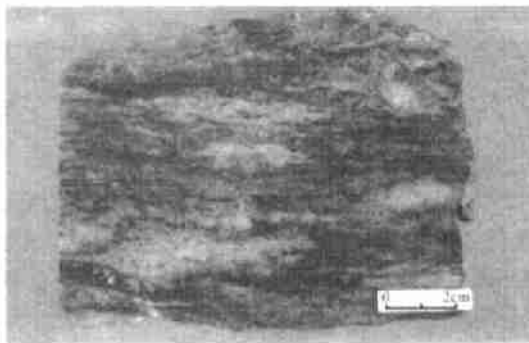
阶段Ⅲ:过程与阶段Ⅱ类似。阶段Ⅱ的暗色重晶石层被灰白色重晶石脉贯入和交代,阶段Ⅱ的块状矿石出现大量空洞和排气管道,出现黄铜矿、黄铁矿、闪锌矿和方铅矿等矿物组合,表明阶段Ⅲ与阶段Ⅱ的热流体可能共用了相同的补给通道,也在卤水池积聚成矿(图7c)。

阶段Ⅳ:以第Ⅳ硫化物-硫酸盐微结构单元为代表。成矿作用过程以硫化物的滑塌堆积为特征。硫化物矿层的独特结构构造表明,该阶段的成矿作用可能在凹陷盆地的局部“高地”发生,形成硫化物矿物堆积体后,因重力不稳定而向卤水池内滑塌堆积(图7d)。鉴于块状矿石所含角砾为硅质岩角砾而非重晶石角砾,故此,该阶段的成矿作用有别于前三阶段。

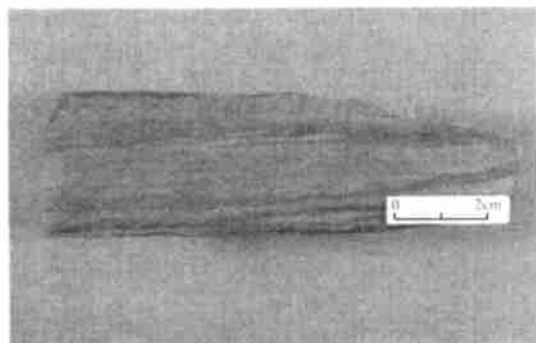
阶段Ⅴ:以第Ⅴ硫化物-碳酸盐微结构单元为代表。热水活动强度明显衰竭,成矿作用明显减弱。块状矿石的微鲕粒



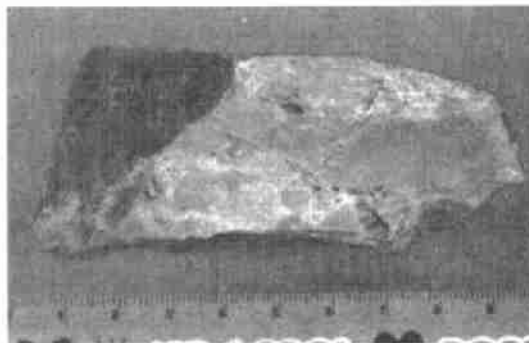
照片 1 角砾状重晶石岩。角砾为白色重晶石,胶结物为重晶石+硫化物



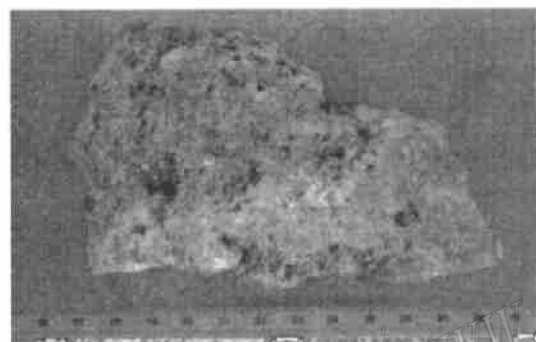
照片 2 条带状重晶石岩。重晶石层因含硫化物而呈暗色,其与硅质层构成明暗相间的条带



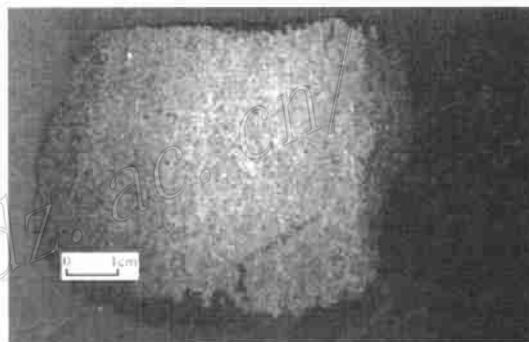
照片 3 灰白色重晶石岩。具纹层状或细条带状构造



照片 4 块状硅质岩。产于块状矿带底部,与“硅帽”具侧向相变关系



照片 5 多孔状硅质岩。产于块状矿带中上部,与灰白色重晶石层共生。含大量喷气孔洞



照片 6 层纹状块状矿石。产于块状矿带下部(M1),黄铁矿在块状铅锌矿石中相对集中,层纹状分布



照片 7 块状矿石,产于块状矿带的下部(M1),显示明显的粒序层理



照片 8 碎屑状硫化物矿石,产于块状矿带的 M3 层位,碎屑为硫化物角砾和岩屑,胶结物为细粒硫化物

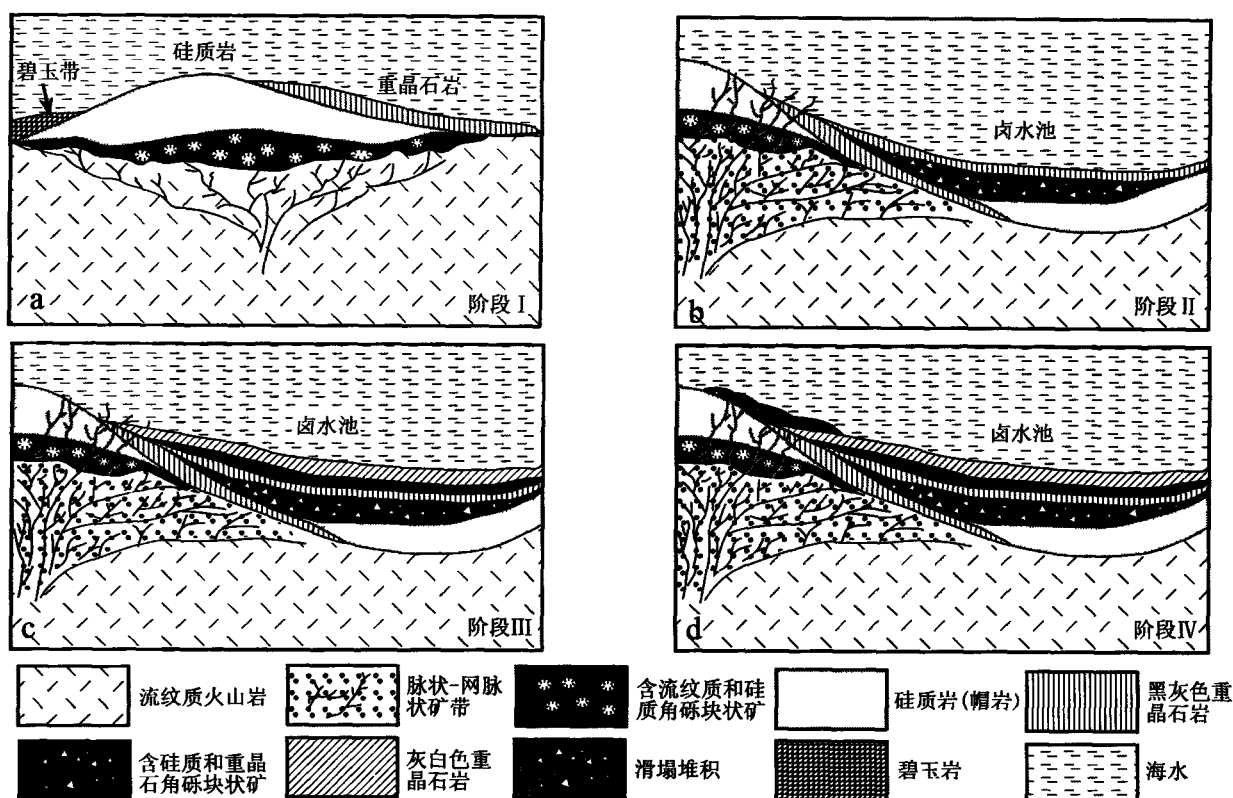


图7 呷村 VHMS 矿床成矿演变过程示意图

阶段 I—穿过火山岩向上排泄的热流体,在海底首先形成硅质岩+重晶石+碧玉岩堆积,形成丘状结壳,其下部封存大量流体,并堆积硫化物形成块状矿石,热水通道内的流体淀积硫化物形成脉状矿石(7a);阶段 II—排泄流体注入凹陷盆地,形成卤水池,下部沉积块状硫化物,上部形成含硫化物暗色重晶石层(7b);阶段 III—成矿作用过程类似阶段 II,灰白色重晶石层大量发育(7c);阶段 IV—硫化物发生滑塌堆积(7d)

Fig. 7 Evolution of ore-forming processes in the Gacun VHMS deposit

构造表明,成矿环境的水体变浅,水动力条件变强。

4.2 热水周期性活动与流体幕式排泄

热水的周期性活动通常需要两个重要条件:(1) 驱动流体对流循环的岩浆房发生周期性热涌动,(2) 主水/岩反应带集聚大量流体形成高压流体囊,并发生幕式排泄。地球物理观测表明,现代海底活动热水区下部 1~2 km 处通常存在浅位岩浆房(Urabe et al., 1995)。在呷村矿区,酸性火山岩系周期性喷发和流纹岩系的结构特征表明,矿区下部存在浅位岩浆房。根据矿区主水/岩反应带压力估计,该岩浆房顶部位于古海底之下 1~1.5 km 处(侯增谦等,1996)。岩浆房通过其顶部前缘破裂带为空隙流体提供热能,并驱动流体对流循环。岩浆房的周期性破裂和喷发,使对流循环的流体系统得以周期性地吸收热能,从而诱发流体周期性排泄。在呷村矿区,两个以上的流纹质火山岩层在块状矿带重晶石层内稳定产出(图 6),证实长英质岩浆周期性爆发诱发了热流体的周期性活动。硫化物-硫酸盐微结构单元在块状矿带韵律性重复,证实热流体的周期性活动均伴随有不同规模的成矿作用。然而,在块状矿带,热水流体活动频率之高,堆积的金属矿石

规模之大,仅用简单的岩浆周期性喷发原因是难以自圆其说的。呷村矿床热流体的周期性活动和成矿作用的周而复始进行,可能暗示着连通上部的深部流体曾大量积聚,并形成流体囊,伴随着流体内压的间歇性释放,发生幕式排泄。

油气盆地研究表明,当封闭的热流体系统内压超过静岩压力时,流体便受到内压的周期性驱动,穿过上覆封闭层,沿裂隙幕式排泄。类似的事件也发生在呷村矿床。Hou 等(1995)根据呷村矿区双层蚀变分带结构提出,供给大量热流体的主水/岩反应带大体上处于长英质火山岩系下部的镁铁质火山岩系部位,水/岩反应导致了玄武质火山岩系广泛发生绿帘石化和硅化,形成高温热卤水层,成为供应含矿流体和金属成矿物质的主要源区。徐明基等(1993)根据流体包裹体资料估算,呷村中部脉状-网脉状矿带的流体内压力变化于 $140 \times 10^5 \sim 215 \times 10^5$ Pa,相当于海水水深 1 400~2 150 m。部分流体内压($>120 \times 10^5$ Pa)远远超过海水压力($80 \times 10^5 \sim 120 \times 10^5$ Pa),甚至高于静岩压力。上述证据表明,在较强的流体内压驱动下,在基底断裂间歇性伸张下,来自深层的大量高温热流体沿张性断裂“批式”向上迁移,并发生幕式排泄。其

中,每幕排泄的热流体,高温阶段堆积硫化物,低温阶段淀积硫酸盐+氧化硅。

4.3 由观察到模型

(1) 发生于晚三叠世俯冲造山期的短暂弧间裂谷作用,诱发了沿火山弧的双峰式火山活动,并在弧间裂谷内发育了一系列的局限盆地或凹陷盆地以及走向近SN的基底断裂或裂隙系统(Hou, 1993; 侯增谦等, 1995),从根本上控制了成矿热水系统的发育和 VHMS 矿床的分布。

(2) 周期性破裂的长英质浅位岩浆房,通过其顶部的前缘破裂带,既提供了部分岩浆分凝的富金属流体(Yang et al., 1996),又供给了大量热能,驱动了孔隙流体(海水)的对流循环。这种浅位岩浆房一般位于海底之下 1~2 km,其顶部前缘破裂带往往成为主要的水/岩反应带。在反应带附近或者在良好的圈闭部位,流体常常大量积聚,甚至形成高压流体囊。在岩浆的周期性喷发或基底断裂的间歇性张裂作用下,内压很大的流体囊可能发生幕式排泄,沿基底断裂运移,在海底喷口处喷射。

(3) 热流体向上穿越的火山岩系的岩相学特征和热水迁移排泄的通道类型,决定了 VHMS 矿床网脉状矿带的结构形态。具有高度渗透性的火山碎屑岩层,常导致热流体在上升运移过程中发生侧向流动和顺层交代;多条同级别断层或断裂带同时作为热流体迁移通道(侯增谦等, 2001),可以诱导热流体在海底发生“弥散式”而非“聚焦式”排泄。在呷村矿床,流纹质碎屑岩层的大量发育,四条盆地基底断裂共同输导成矿热流体,是网脉状矿带成层产出并具层控特点的根本原因。

(4) VHMS 矿床块状硫化物矿体的形态,取决于热流体的物化性质和活动方式(Lydon, 1988; Large, 1992)。块状硫化物矿床,可以由多个海底热水喷口附近形成的丘状矿体联结而成(Huston, 1988),也可以由硫化物从卤水池中淀积形成(McDougall, 1984)。呷村矿床块状矿带的硫化物-硫酸盐微结构单元特征(图 6)和化学结构图像(侯增谦等, 2001)以及流体包裹体的高盐度资料(徐明基等, 1993; Hou et al., 2000),更支持卤水池模式。

(5) 块状硫化物矿带丘体式矿体的垂向加积和增生,通过“高温淋漓充填、低温搬运沉积”方式来完成(Lydon, 1988),而席式矿体的垂向加积和增生,则通过卤水池的化学淀积和机械堆积(滑塌)过程来实现。呷村矿床块状矿带的硫化物-硫酸盐微结构单元,是幕式排泄的热流体在卤水池周期性积聚和金属硫化物化学沉积-滑塌堆积的联合作用产物。“下矿上岩”的微结构反映了成矿热流体系统的冷凝方式和混合作用变化,热流体的传导冷凝过程导致硫化物沉积,热流体与冷海水的简单混合导致纯净硅质岩或/和重晶石淀积,传导冷凝与海水混合的联合作用导致含硫化物重晶石、硅质岩和红碧玉的形成(侯增谦等, 1996)。

致谢 研究工作得到四川省地矿局和中国地质科学院矿产资源研究所的同仁们的大力帮助,在此表示衷心感谢。

参考文献

- 徐明基,付德明,尹裕民,等. 1993 四川呷村银多金属矿床[M]. 成都:成都科学技术出版社 1~164.
- 叶庆同,石柱华,叶锦华,等. 1992. 三江地区铅锌矿床地质特征和成矿系列[M]. 北京:北京科学技术出版社 50~75
- 胡世华,罗再文,曾宜君,等. 1992 川西义敦岛弧火山—沉积作用[M]. 北京:地质出版社 142 页
- 侯增谦,莫宣学. 1990. 三江地区义敦岛弧演化及其对火山成因块状硫化物矿床的控制作用[J]. 地球科学, 16(2): 153~164
- 侯增谦,侯立伟,叶庆同,等. 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 185 页
- 侯增谦,吴世迎, T Urabe. 1996. 四川呷村黑矿型矿床硅质岩的硅、氧同位素组成及其与现代海底硅质烟囱比较研究[J]. 地质论评, 42(4): 531~540
- 侯增谦,蒲边澈郎. 1996 古代与现代海底黑矿型块状硫化物矿床矿石地球化学对比研究[J]. 地球化学, 25: 228~240
- 侯增谦,李佑国. 2001 中国呷村 VHMS 矿床:从矿石化学分析到地球化学模型[J]. 矿床地质, 20(2)(出版中)
- 侯增谦,曲晓明,杨岳清,等. 2001. 三江地区义敦岛弧碰撞造山过程:花岗岩记录[J]. 地质学报(出版中).
- Cathles L M, Guber A L, Lenagh T C, et al. 1983 Kuroko-type massive sulfide deposits of Japan: products of an aborted island-arc rift[J]. Econ Geol., 5(Mon.): 96~114
- Crawford A J and Berry R F. 1992. Geochemistry of the Cambrian volcanic-hosted massive sulfide-rich Mount Read Volcanics, Tasmania, and some tectonic implications[J]. Econ. Geol., 87: 597~619
- Eldridge C S, Barton P B, Ohmoto H. 1983 Mineral textures and their bearing on formation of the Kuroko orebodies[J]. Econ Geol., 5 (Mon.): 241~281
- Elderfield H and Schultz A. 1996 A Mid-ocean ridge hydrothermal fluxes and the chemical composition of the ocean[J]. Annu Rev Earth Planet Sci., 24: 191~224.
- Fouquet Y, Stackelberg U, Charlou J L, et al. 1993 Metallogenesis in back-arc environments: the Lau basin example[J]. Econ Geol., 88: 2154~2181.
- Franklin J M, Lydon J W, Sangster D F. 1981. Volcanic-associated massive sulfide deposits[J]. Econ Geol 75th Anniversary Volume, 485~627
- Halbach P, Nakamura K, Wahsner M, et al. 1989 Probable modern analogue of Kuroko type massive sulfide deposits in the Okinawa trough backarc basin[J]. Nature, 338: 496~499
- Halbach P, Pracejus B, Andreas M. 1993. Geology and mineralogy of massive sulfide ores from the central Okinawa trough, Japan[J]. Econ Geol., 88: 2210~2225
- Herzig P M, Hannington M D, Fouquet Y, et al. 1993 Gold-rich polymetallic sulfide from the Lau Backarc Basin and implication for the geochemistry of gold in seafloor hydrothermal systems of the Southwest Pacific[J]. Econ Geol., 88: 2182~2209.
- Hou Z Q. 1993. Tectono-magmatic evolution of the Yidun island-arc and

- geodynamic setting of Kuroko-type sulfide deposits in Sanjiang Region, China[J]. *Resource Geology, Special Issue*, 17: 336~350
- Hou Z Q, Mo, X X. 1993. Geology, geochemistry and genetic aspects of Kuroko-type volcanogenic massive sulfide deposits in Sanjiang Region, Southwestern China[J]. *Explor. Mining Geol.*, 2: 17~29.
- Hou Z Q, Mo, X X, Urabe, T. 1995. Double convective hydrothermal system beneath massive sulfide orebody in Gacun deposit, Southwestern China[J]. *Journal of China University of Geosciences*, 6 (2): 230~246.
- Huston, D L. 1988. Aspects of the geology of massive sulfide deposits from the Balcooma district, and northern Queensland and Rosebery, Australia: implications for ore genesis, Unpub[D] Ph.D thesis, Univ. Tasimaniya, 380
- Humphris S, Herzig P M, Miller D J. 1995 The internal structure of an active sea-floor massive sulfide deposit[J]. *Nature*, 377: 713~716.
- Large, R R. 1992. Australian volcanic-hosted massive sulfide deposits: features, styles and genetic models[J]. *Econ. Geol.*, 87: 469~470.
- Leistel J J, Marcoux E, Deschamps Y. 1998. Chert in the Iberian Pyrite Belt[J]. *Mineralium Deposits*, 33: 59~81
- Leistel J J, Marcoux E, Thieblemont D, et al. 1996. The volcanic-hosted massive sulfide deposits of the Iberian Pyrite Belt. Review and preface on the special issue[J]. *Mineralium Deposita*, 33: 2~30.
- Letouzey J, Kimura M. 1986. The Okinawa Trough: genesis of a back-arc basin developing along a continental margin[J]. *Tectonophysics*, 125: 209~230.
- Lydon J W. 1984. Volcanogenic massive sulfide deposits Part I: a descriptive model[J]. *Geoscience Canada*, 11: 195~202.
- Lydon J W. 1988. Ore deposit models # 14 Volcanogenic massive sulfide deposits Part 2: Genetic models[J]. *Geosci. Canada*, 15: 43~65.
- McDougall T J. 1984. Fluid dynamic implications for massive sulfide deposits of hot saline fluid flowing into a submarine depression from below[J]. *Deep-Sea Research*, 31: 145~170.
- Rona P A. 1984. Hydrothermal mineralization at seafloor spreading centers[J]. *Earth Sci. Rev.*, 20: 1~104.
- Rona P A, Scott S D. 1993. A special issue on seafloor hydrothermal mineralization: new perspectives-Preface[J]. *Econ. Geol.*, 88: 1933~1976.
- Sangster D F. 1972. Precambrian volcanogenic massive sulfide deposits in Canada[A] A review: *Canada Geol. Survey Paper*[C], 72~22, 44.
- Saez R, Almodovar G R, Pascual E. 1996. Geological constraints on massive sulfide genesis in the Iberian Pyrite Belt[J]. *Ore Geology Review*, 11: 429~451.
- Urabe T, Sato T. 1978. Kuroko deposits of the Kosaka mine, Northeast Honshu, Japan-products of submarine hot springs on Miocene seafloor[J]. *Econ. Geol.*, 73:161~179.
- Urabe T, Baker E T, Ishibashi J, et al. 1995. The effect of magmatic activity on hydrothermal venting along the super-spreading East Pacific Rise[J]. *Science*, 269: 1092~1095.
- You C F, Bickle M J. 1998. Evolution of an active seafloor massive sulphide deposit[J]. *Nature*, 394: 668~671.
- Yang K-H, Scott S D. 1996. Possible contribution of metal-rich magmatic fluid to a seafloor hydrothermal system[J]. *Nature*, 383:420~423.
- Zierenberg R A, Fouquet Y, Miller D J, et al. 1998. The deep structure of a seafloor hydrothermal deposit[J]. *Nature*, 392: 485~488.

The Gacun VHMS Deposit in Sichuan Province: from Field Observation to Genetic Model

Hou Zengqian¹, Qu Xiaoming¹, Xu Minggi², Fu Deming², Hua Lichen¹ and Yu Jinjie¹

(1 The Institute of Mineral resources, CAGS, Beijing 100037; 2 Sichuan Bureau of Geology and Mineral Resources, Chengdu 610082)

Key words: ore-bearing beds, mineralization zonation, texture and structure, ore-forming process, Gacun deposit

Abstract

The Gacun deposit is a typical massive sulfide deposit associated with Late Triassic seafloor calc-alkaline felsic volcanics (VHMS). The hydrothermal fluid system and base metallic mineralization were developed in inter-arc rift basins of Yidun arc-collision orogenic belt. The emplacement of orebodies was controlled by a series of restricted basins and SN-trending fault-fissure systems. The ore-bearing beds have a bimodal rock association and exhibit assembly characteristics of pyroclastic rock, orebody and exhalite. The sulfide deposits have three-dimen-

sional texture feature of "massive ore sheet plus stratabound network ore zone". Massive ore sheets show poly-cyclic rhythmicity of sulfide + sulphate, suggesting that the hydrothermal fluids were discharged episodically on seafloor, and sulfides and sulphate were both deposited chemically in brine pools and accumulated through collapse. The stratabound network ore zones occur in rhyolitic volcanics and are distributed in parallel with the massive ore sheets, indicating that the highly-permeable clastic rock and several same-order faults jointly controlled the hydrothermal fluid systems beneath the seafloor and caused diffused discharge and lateral metasomatism of ore-bearing fluids. Conduction cooling of ore-bearing fluids led to sulfide deposition; meanwhile simple mixing of hydrothermal fluid and cool seawater resulted in formation of silicate and barite rocks. The combined action of conduction cooling and seawater mixing would cause deposition of sulfide-bearing barite, silicate and jasper rocks.

“973”项目 2000 年度工作进展评估会议在贵阳召开

国家重点基础研究发展规划项目“大规模成矿作用与大型矿集区预测”2000 年度工作进展评估会议暨首次研究骨干全体会议于 2000 年 12 月 9~11 日在贵阳市召开,与会代表共 93 人。国土资源部寿嘉华副部长、科学技术部基础司邵立勤司长、国土资源部国际合作与科技司黄宗理司长、中国科学院资源环境局范蔚茗副局长、中国地质调查局刘连和副局长、中国地质科学院赵逊副院长、国家自然科学基金委员会地球化学学科郭进义主任等领导出席了会议。涂光炽院士、翟裕生院士等 9 位专家委员会成员以及裴荣富院士、欧阳自远院士等 7 位特邀专家到会指导。

会议由项目首席科学家毛景文研究员主持,寿嘉华副部长和邵立勤司长作了重要讲话,首席科学家胡瑞忠研究员对一年来的工作情况进行了总结汇报。会议按照大会发言、分组发言和项目评议等三个阶段进行。在大会发言中,涂光炽院士首先作了“突发事件与大规模成矿”的主题报告,15 位课题负责人随后汇报了各自课题的研究进展情况。分组发言由每一个研究骨干介绍各自工作所取得的成果和存在的问题。最后召开了专家组成员与课题负责人联席会议,对 15 个课题逐一进行了认真细致的评议。

经过评议,专家评估委员会一致认为,该项目在 2000 年度的执行过程中,通过全体研究人员的共同努力,取得了较好的成绩,绝大多数课题按计划完成了任务指标。项目在若干方面取得了重要研究进展:初步厘定中国东部大规模成矿作用的发生时限为 160~110 Ma,西南三江地区则为 50~30 Ma;新发现的富碱侵入体为探讨东部中生代下地壳拆沉和岩石圈减薄作用提供了重要依据;发现了 PGE 矿床新的成因机制;首次研制出快速、低成本、高灵敏活动态 Au、Pt、Pd 联测信息的提取与分析方法;初步建立了全国矿集区地、物、化、遥评价空间数据库;系统开展了地球化学边界加密填图研究等。一年来,参加该项目的成员在国内外刊物上发表论文 113 篇,其中 SCI 检索论文 24 篇;初步确定了 2 个找矿战略靶区,新发现了一批成矿异常区。在肯定成绩的同时,评估会议将重点集中于检查存在的问题上,针对不足之处提出了 9 条具体的意见和建议,以促进和保证项目今后更好的按计划运作。

本次会议是对项目实施一年来的首次全面检阅,全体与会代表通过这次会议总结成绩、查找问题、相互交流,进一步明确了今后的工作重点和目标,为下一年度项目的顺利执行和大批成果的产出奠定了坚实的基础,为展开新世纪充满希望的篇章开了一个好头!

(中国地质科学院矿产资源研究所王义天 孙文泓 供稿)