

云南元阳菲莫铜钼多金属矿床成因及成矿模式

吴自成^{1,2}, 刘继顺¹, 董新¹, 欧阳玉飞¹, 刘文恒¹, 王天国¹, 于换涛¹

(1 中南大学地球科学与信息物理学院, 湖南 长沙 410083; 2 甘肃有色金属地质研究所, 甘肃 兰州 730000)

摘要 文章在矿床地质、地球化学及同位素年代学研究的基础上,总结了菲莫铜钼多金属矿床的成因及理想模式。矿床中岩、矿石 S、Pb 同位素组成显示,矿床成矿物质主要来源于深部地幔或下地壳古老基底,后混入部分上地壳物质;H、O 同位素特征显示,矿床成矿热液以上升的岩浆热液为主,结合部分变质热液及渗透淋滤的大气降水形成混合热液;Re-Os 同位素测年得出矿床形成时间为 (47.81 ± 0.71) Ma,矿化主要发生于大皮甲岩体岩浆侵位晚期的期后热液阶段。矿床成因类型属沉积-变质-岩浆热液叠加改造型铜钼多金属矿床。成矿作用具长期性、多次、多来源、多阶段、多成因的特征,大致经历了古元古代的沉积定位阶段→中新元古代的区域变质改造富集阶段→喜马拉雅期的颠覆性改造叠加富集成矿阶段。

关键词 地球化学;变基性火山岩;热液改造;成矿模式;菲莫铜钼多金属矿床;云南

中图分类号: P618.41; P618.65

文献标识码: A

Ore genesis and metallogenic model of Feimo Cu-Mo polymetallic deposit in Yuanyang, Yunnan Province

WU ZiCheng^{1,2}, LIU JiShun¹, DONG Xin¹, OUYANG YuFei¹, LIU WenHeng¹,
WANG TianGuo¹ and YU HuanTao¹

(1 School of Geosciences and Info-Physics, Central South University, Changsha 410083, Hunan, China;

2 Gansu Institute of Geology for Nonferrous Metals, Lanzhou 730000, Gansu, China)

Abstract

In this paper, the authors summarized the metallogenic model of the Feimo Cu-Mo polymetallic deposit on the basis of geological, geochemical and isotopic geochronological characteristics of the ore deposit. The S, Pb isotopes of rocks and ores show that the metallogenic material was derived from deep mantle source, with the addition of a certain amount of crust-derived material at the late stage. H, O isotope characteristics show that the ore-forming hydrothermal fluid originated from ascending magmatic hydrothermal solution in combination with mixed hydrothermal solutions dominated by permeable meteoric water. Statistic Re-Os isotope dating of the deposit yielded (47.81 ± 0.71) Ma. The main mineralization occurred in the post-magmatic hydrothermal stage of late Dapijia rock mass magmatic emplacement. The ore deposit genetically belongs to the sedimentation-metamorphism-magmatic hydrothermal solution superimposed deformation type Cu-Mo polymetallic deposit. The mineralization of the deposit was characterized by long period, multi-phase, poly-source, poly-stage and multi-genesis, and the ore-forming process experienced the sedimentary locating stage of Proterozoic, regional metamorphism-reformation-enrichment stage of middle-late Proterozoic, and subversive reformation superposition enrichment stage of Himalayan period.

Key words : geochemistry , meta-basic volcanic rocks , hydrothermal reformation , metallogenic model , Feimo Cu-Mo polymetallic deposit , Yunnan Province

菲莫铜钼多金属矿床位于特提斯成矿域哀牢山铜多金属成矿带中部,大红山大型(铁)铜矿床,龙脖河大型铜矿床,镇沅、墨江、大坪 3 个大型金矿床,金平铜厂铜钼多金属矿床等均产于此带,前人研究也多集中于此(沈远仁,1975;张志兰等,1987;唐尚鹑等,1991;李元,1992;莫宣学等,1993;韩润生等,1997;杨金富等,2000;秦德先等,2000;崔银亮等,2004)。由于缺乏对该矿床的系统研究,成因认识一直停留在与哀牢山群变质岩有关的沉积改造型薄层贫矿床的观点上。本文根据最新的勘探成果,系统地归纳整理了其地质特征,并通过成矿物质来源、成矿流体性质及成矿年代学研究,试图对矿床成因和成矿模式做一粗浅探讨,以充实哀牢山造山带铜钼多金属矿床的成矿研究。

1 地质背景

研究区位于扬子板块与印度板块聚合部位的地球化学急变带(Zhu,1990),处于哀牢山造山带内,北有红河剪性深大断裂,南为哀牢山深大断裂。该带构造样式为多期次紧密同斜褶皱,后期又遭受糜棱岩化改造(刘秉光等,2000)(图1)。区域出露地层主要为哀牢山群。区内构造、岩浆、变质活动强烈,晋宁运动、海西运动、印支运动、燕山运动及喜马拉雅运动等多期次构造变动,为该区的成矿活动提供了优越的地质条件;区域热动力变质作用和岩浆侵入活动,为矿床的形成提供了丰富的物质来源和迁移富集的驱动力,从而使该区带成为云南乃至中国铜金多金属成矿带的重要组成部分及重要找矿远景区。

2 矿床地质特征

2.1 矿区地质

矿区出露地层为元古界哀牢山群阿龙组,自下而上可分为 4 个岩性段:麻栗树段、下旧碑段、菲莫段及碧血关段,岩性主要为角闪长英变粒岩、斜长角闪变粒岩、黑云变粒岩、黑云斜长片岩、片麻岩、大理岩夹黑云斜长片岩、黑云斜长片麻岩、黑云角闪斜长片岩、大理岩,深色变质岩中混合岩化强烈。矿区所

处的元阳-新城背斜北翼,呈北西走向的单斜层状产出,倾向北东。受断层和小褶皱的影响,矿区地层有时南东倾、有时南西倾,倾角在 $15\sim 30^\circ$ 之间。矿区西侧出露中粒二云二长花岗岩(大皮甲岩体),见伟晶岩脉及长英质岩脉(图2)。何文举(1993)测得大皮甲岩体黑云母、钾长石的 K-Ar 年龄为 $49\sim 33$ Ma,张进江等(2006)测得其角闪石 Ar-Ar 年龄为 57.72 Ma,相当于喜马拉雅早期在地壳拉张环境下形成,物质来源具有深源性(高建国等,2000)。

2.2 矿体特征

矿体主要与北西向断裂构造和北北西向层间断裂构造有关。矿区内断裂构造较发育,矿体与断裂构造带关系密切。断裂破碎带为最重要的导矿和储矿构造。矿体主要呈似层状、透镜状、陡倾脉状平行或斜列式产出于哀牢山群阿龙组菲莫段(Pt_1a^2)透辉石化大理岩中断裂带及其与黑云斜长变粒岩、黑云角闪片麻岩等深色变质岩层接触的层间断裂带中(图3)。矿体在空间上具有膨大、收缩、分枝复合及尖灭再现等现象。矿体显示出构造与岩层双重控制的特性。

菲莫铜钼多金属矿的矿物组成比较复杂,主要为一套中-高温热液成因的矿物组合。根据主要矿石矿物的产出状态,矿石类型可分为氧化矿石和原生矿石。氧化矿石主要由孔雀石、硅孔雀石、蓝铜矿、铜蓝、斑铜矿和辉铜矿所组成。原生矿石可根据金属矿物组合分为 5 种类型:①斑铜矿矿石;②斑铜矿-黄铁矿矿石;③斑铜矿-辉铜矿-辉钼矿-黄铜矿矿石;④黄铜矿-黄铁矿矿石;⑤辉钼矿-斑铜矿-黄铜矿矿石。

矿石中 useful 矿物以中-细粒为主,部分为粗粒,主要结构有他形粒状结构、自形-半自形结构、熔蚀结构、反应边结构、交代残余结构和包裹结构等。矿石构造主要有浸染状、细脉-网脉状、星点状、角砾状、块状等。

矿床围岩蚀变强烈,表现出叠加和复合现象,蚀变主要有硅化、透辉石化、黄铁矿化、碳酸盐化、绿泥石化、绿帘石化、阳起石化、透闪石化、绢云母化等,其中透辉石化和黄铁矿化、硅化与成矿关系较为密切。

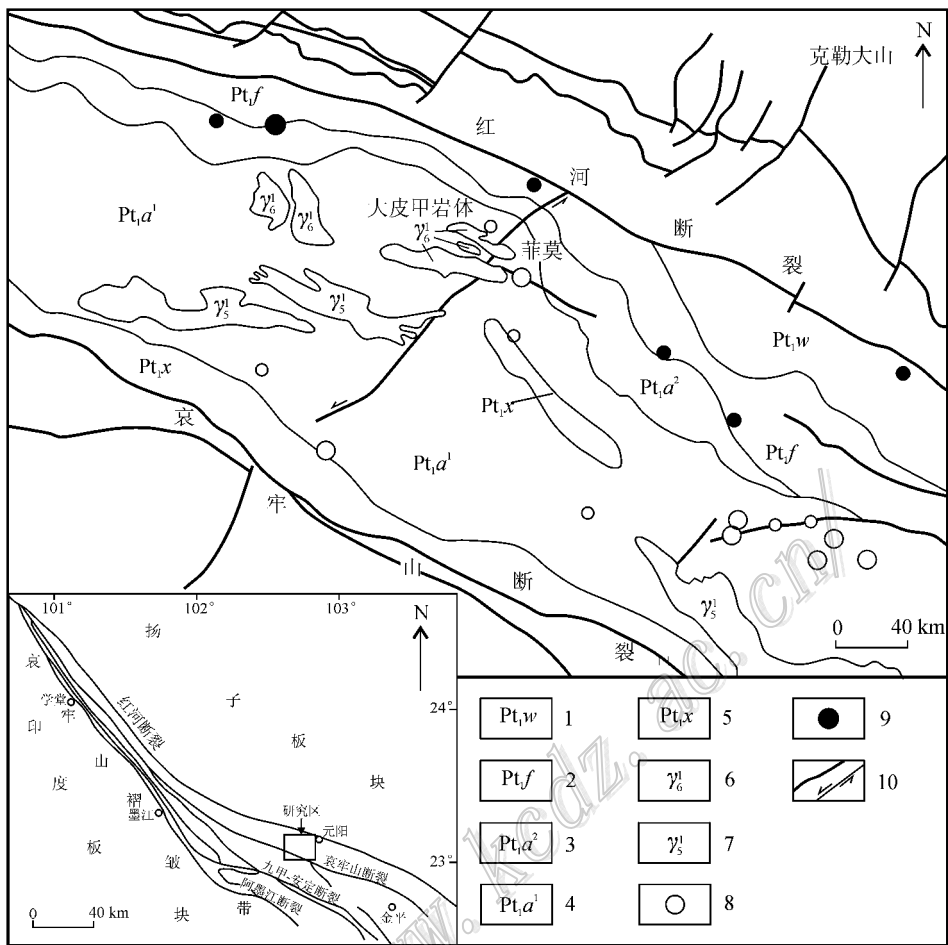


图 1 菲莫铜钼多金属矿床区域地质略图

1—下元古界哀牢山群乌都坑组片麻岩；2—下元古界哀牢山群凤港组片麻岩、变粒岩；3—下元古界哀牢山群阿龙组上亚组大理岩、片麻岩、变粒岩；4—下元古界哀牢山群阿龙组下亚组麻粒岩、片麻岩；5—下元古界哀牢山群小羊街组片麻岩；6—喜马拉雅期花岗岩；7—印支期花岗岩；8—铜矿；9—铁矿；10—断裂及走滑断裂

Fig. 1 Regional geological sketch map of the Feimo Cu—Mo polymetallic deposit

1—Wudukeng Formation of Paleoproterozoic Ailaoshan Group : gneiss ; 2—Fenggang Formation of Paleoproterozoic Ailaoshan Group : gneiss , leptynite ; 3—Upper Along Formation of Paleoproterozoic Ailaoshan Group : marble , gneiss , leptynite ; 4—Lower Along Formation of Paleoproterozoic Ailaoshan Group : granulite gneiss ; 5—Xiaoyangjie Formation of Paleoproterozoic Ailaoshan Group : gneiss ; 6—Himalayan granite ; 7—Indosinian granite ; 8—Cu deposit ; 9—Fe deposit ; 10—Fault and strike-slip fault

3 矿床成因

3.1 成矿流体来源

本次试验从菲莫铜钼多金属矿床多个中段选取了具有代表性的石英样品 3 件、方解石样品 2 件用于氢、氧同位素组成的测试,以研究矿床成矿流体来源。样品由国土资源部中南矿产资源监督检测中心同位素地球化学研究室利用 DZ/T0184. 19-1997 天然水中氢同位素锌还原法测定及 DZ/T0184. 13-1997 硅酸盐及氧化物矿物氧同位素组成的五氟化溴法测定。

菲莫铜钼多金属矿床氢、氧同位素组成测试结果(表 1)显示,其 δD_{SMOW} 值介于 $-96.8\text{‰} \sim -53.6\text{‰}$, $\delta^{18}O_{SMOW}$ 值介于 $14.8\text{‰} \sim 18.8\text{‰}$, 根据流体测温成矿温度计算的 $\delta^{18}O_{\text{水}}$ 值介于 $2.1\text{‰} \sim 8.8\text{‰}$ 。同时, δD_{SMOW} 和 $\delta^{18}O_{\text{水}}$ 关系图解(图 4)显示 5 件样品有 2 件落于原始岩浆水范围,1 件落于原生岩浆水和变质水重合的范围内,1 件落于大气降水线与原生岩浆水之间,另有 1 件落于紧靠原始岩浆水范围的下部,表明成矿流体以原生岩浆水为主,混合部分大气降水及变质成因水。综上表明,喜马拉雅期岩浆活动在其成矿过程中起着主导作用,而变质作用和天水的渗透淋滤作用亦不容忽视。

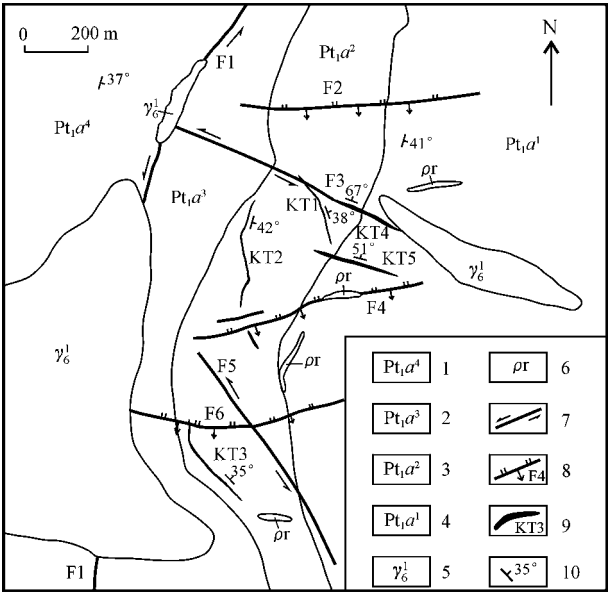


图 2 菲莫铜钼多金属矿区地质略图

1—下元古界哀牢山群阿龙组麻栗树段变粒岩；2—下元古界哀牢山群阿龙组下旧碑段片麻岩、变粒岩、片岩；3—下元古界哀牢山群阿龙组菲莫段大理岩、片麻岩、变粒岩；4—下元古界哀牢山群阿龙组碧血关段片麻岩、片岩；5—喜马拉雅期花岗岩体；6—花岗伟晶岩；7—走滑平移断层；8—实测逆冲断层及编号；9—矿体及编号；10—地层产状

Fig. 2 Geological sketch map of the Feimo Cu-Mo polymetallic ore district

1—Malishu member of Along Formation in Paleoproterozoic Ailaoshan Group : leptynite ; 2—Xiajiubei member of Along Formation in Paleoproterozoic Ailaoshan Group : gneiss, leptynite, schist ; 3—Feimo member of Along Formation in Paleoproterozoic Ailaoshan Group : marble, gneiss, leptynite ; 4—Bixueguan member of Along Formation in Paleoproterozoic Ailaoshan Group : gneiss, schist ; 5—Himalayan granite ; 6—Granitic pegmatite ; 7—Strike-slip fault ; 8—Measured thrust fault and its serial number ; 9—Ore body and its serial number ; 10—Attitude of strata

表 1 菲莫铜钼多金属矿氢、氧同位素测试结果
Table 1 Hydrogen and oxygen isotope compositions of the Feimo Cu-Mo polymetallic deposit

样品号	采样位置	测试对象	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ /‰	$\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}$ /‰	$\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$ /‰
OH-1	917 中段	石英单矿物	16.3	7.8	-74.8
OH-2	785 中段	石英单矿物	14.8	2.1	-74.0
OH-3	713 中段	石英单矿物	18.8	8.8	-53.6
OH-4	917 中段	方解石单矿物	16.6	8.5	-80.8
OH-5	886 中段	方解石单矿物	16.3	8.2	-96.8

测试仪器 MAT-253 型固体质谱计；测试单位：国土资源部中南矿产资源监督检测中心同位素地球化学研究室。

3.2 成矿物质来源

3.2.1 硫同位素

本次试验从矿石中挑选了黄铜矿、斑铜矿、辉钼矿及黄铁矿等主要硫化物进行了硫同位素测试(表 2)。矿石样品均采自不同中段铜钼多金属矿体。在金属硫化物矿物组合简单时,硫化物 $\delta^{34}\text{S}$ 的平均值可代表成矿热液的总硫值(Ohmoto et al., 1979),且该矿床硫化物中 95% 以上为黄铜矿、斑铜矿、辉钼矿及黄铁矿等,故可用这 4 种矿物的 $\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ 值分析其成矿流体的总硫同位素组成特征。从成矿流体中沉淀的各种金属硫化物的硫同位素组成,不仅取决于成矿溶液的总硫同位素组成,更主要的是取决于这些矿物沉淀时的物理、化学条件,如温度、氧逸度、酸碱度、硫逸度等的变化(沈渭洲, 1987)。另外,流体在中-高氧逸度条件下形成的金属硫化物比低氧逸度条件下形成相同的矿物更富 $\delta^{32}\text{S}$,而富集 $\delta^{32}\text{S}$ 则往往与成矿系统相对开放有关(Ohmoto et al., 1979)。菲莫铜钼多金属矿床硫化物矿石的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 $-13.52\text{‰} \sim 5.32\text{‰}$,极差为 18.84‰ ,均值 -4.412‰ (表 2),与陨硫硫 $\delta^{34}\text{S}$ 值差别明显,且变化范围大,表明矿床形成过程中,富集 $\delta^{32}\text{S}$,且没有发生硫同位素组成的均一化。矿床硫同位素分配图解(图 5)显示,其硫同位素组成特征既不同于典型的陨硫硫和基性岩床硫,也不同于典型的沉积硫,可能是由细菌还原引起,也可能是成矿流体的 $f(\text{O}_2)$ 值、pH 值及开放程度等因素导致,还可能由硫来源的不一致所造成;但图解显示其与变质岩型铜矿床和岩浆热液矿床硫具有较为相似的特征,同时,结合矿体产于哀牢山中-深变质岩带及与成矿作用有密切联系的大皮甲岩体旁侧等特征,说明矿石硫主要来源于深部地幔或下地壳,后期经受变质作用及岩浆活动改造,同时叠加了上地壳物质。因此,其代表了地幔硫遭受地壳物质混入的硫同位素组成特征, $\delta^{32}\text{S}$ 较富集则说明其形成于较开放且氧逸度较高的构造环境。

3.2.2 铅同位素

矿床铅同位素组成测试样品 5 件,采自不同中段铜钼多金属矿体,测试结果(表 3)显示, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值为 $18.510 \sim 18.706$,均值 18.598 ,极差 0.196 ; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值为 $15.606 \sim 15.683$,均值 15.654 ,极差 0.077 ; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值为 $38.841 \sim 39.122$,

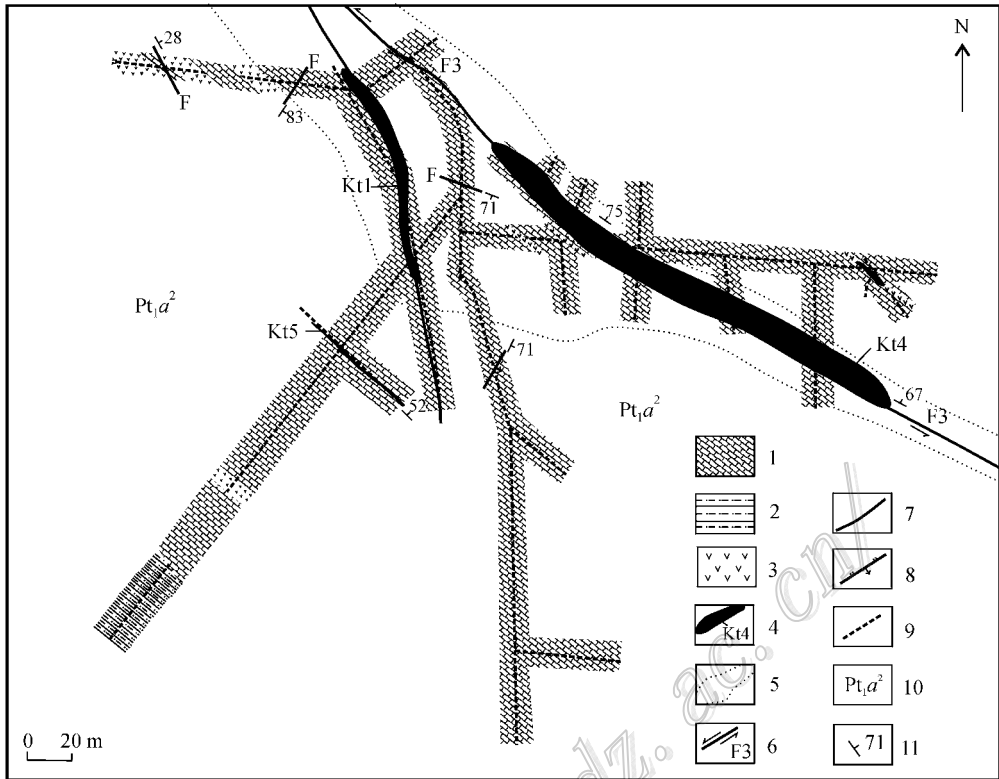


图 3 菲莫铜钼多金属矿中段地质平面图

1—下元古界哀牢山群阿龙组菲莫段透辉石大理岩；2—下元古界哀牢山群阿龙组菲莫段黑云斜长变粒岩、黑云母片麻岩；3—变基性岩；4—矿体及编号；5—具绿泥石化、绿帘石化、透辉石化蚀变带；6—平移断层及编号；7—性质不明断层；8—逆断层；9—坑道工程；10—哀牢山群阿龙组菲莫段；11—地层产状

Fig. 3 Geological plan view of middle segment of the Feimo Cu-Mo polymetallic deposit

1—Feimo member of Along Formation in Paleoproterozoic Ailaoshan Group : diopside marble ; 2—Feimo member of Along Formation in Paleoproterozoic Ailaoshan Group : biotite plagioclase leptynite , biotite gneiss ; 3—Metabasic rock ; 4—Ore body and its serial number ; 5—Chloritization , epidotization and diopsidization zone ; 6—Strike-slip fault and its serial number ; 7—Unclear fault ; 8—Thrust fault ; 9—Tunnel engineering ; 10—Feimo member of Along Formation in Ailaoshan Group ; 11—Attitude of strata

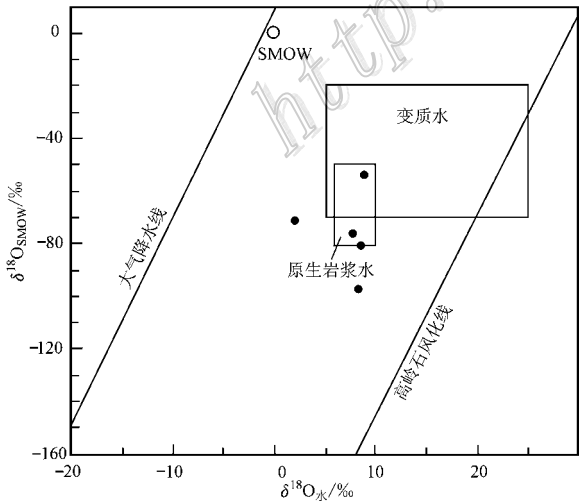


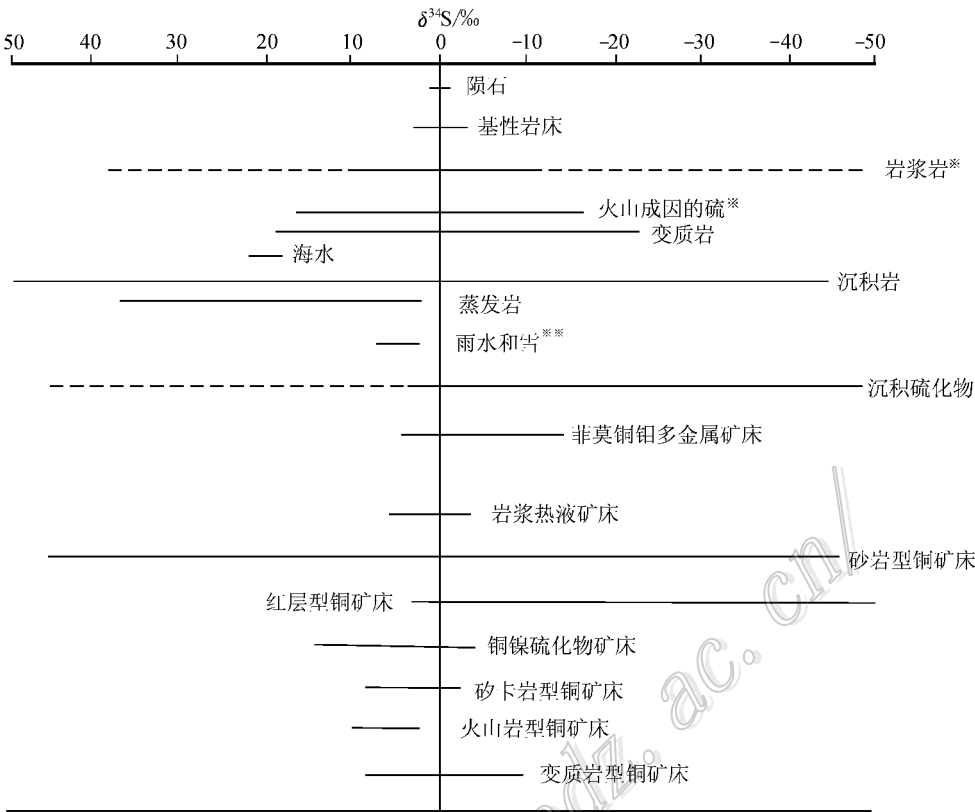
图 4 菲莫铜钼多金属矿床氢、氧同位素组成图解
(据 Taylor ,1974)

Fig. 4 Hydrogen and oxygen isotope compositions of the Feimo Cu-Mo polymetallic deposit (after Taylor ,1974)

均值 38.979 极差 0.281。铅同位素组成相对稳定，且较均匀，并且其变异性小，具正常铅特征。 Φ 值为 0.572~0.583，变化范围很窄，显示矿床具较单一的铅同位素来源特征。

在 Dox (1974) 矿石铅同位素构造模式图(图 6) 中，矿石铅同位素组成样点均落于造山带曲线附近，该特征印证了菲莫铜钼多金属矿床形成于沿哀牢山-红河构造带发生的印支板块与华夏古陆碰撞造山作用后发育的陆缘中深变质造山带的地质构造背景。

菲莫铜钼多金属矿床铅同位素测试数据中的 μ 值为 9.46~9.61，平均 9.54，Th/U 比值为 3.83~3.94。一般认为上地壳 Pb 的 μ 值大于 9.58，而上地幔 Pb 的 μ 值小于 9.58(张彩华, 2007)。菲莫铜钼多金属矿床 5 件样品的铅同位素中，2 件 μ 值大于 9.58，3 件小于 9.58，表明该矿床铅来源于上地幔和



注：*包括花岗岩化或改造后的沉积物；*** 不包括工业区的雨和雪。

图 5 菲莫铜钼多金属矿床硫同位素分配图解(据李嘉林,1988)

Fig. 5 Sulfur isotope distribution of the Feimo Cu-Mo polymetallic deposit(after Li , 1988)

表 2 菲莫铜钼多金属矿主要金属矿物硫同位素组成

Table 2 Sulfur isotope compositions of the Feimo Cu-Mo polymetallic deposit

样号	矿物名称	采样矿段	$\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}/\text{‰}$
S-1	辉钼矿	917 中段	-2.84
S-2	斑铜矿	723 中段	-4.7
S-3	黄铜矿	723 中段	-13.52
S-4	黄铜矿	886 中段	-6.23
S-5	黄铁矿	917 中段	5.32

测试仪器：MAT-251 型固体质谱计；测试单位：国土资源部中南矿产资源监督检测中心同位素地球化学研究室测定。

上地壳。根据铅同位素组成计算的模式年龄为 39.2~171 Ma ,虽然年龄的正确性在这里并不特别重要(由于地壳与地幔的不均一性和演化的复杂性,导致由矿石铅计算的成矿年龄常常不是很正确),但其多数成矿年龄值与辉钼矿 Re-Os 同位素成矿年龄基本相当,也从另一方面说明该矿床主要形成于喜马拉雅期。同时,利用铅同位素的模式年龄所作 $\Delta\beta$ - $\Delta\gamma$ (表 4)成因分类图(图 7)显示,样点投影于上地壳铅

和上地壳与地幔混合的俯冲带铅(岩浆作用)的范围内。综合前述,由铅同位素特征看出,矿床的成矿物质来源具多源性特点。

3.3 成矿年代

Re-Os 同位素测试结果见表 5,获得的辉钼矿 Re-Os 模式年龄为(39.61±0.58) Ma~(57.85±0.9) Ma,平均为(47.81±0.71) Ma。6 件辉钼矿样品中 NL-4 样品由于普通 Os 含量比较高,可能会造成 Re-Os 模式年龄偏高。

哀牢山群斜长角闪岩 Sm-Nd 等时线年龄为(1376±46) Ma(翟明国等,1990),该年龄解释为变质年龄。邹日等(1997)获得的小羊街组斜长角闪岩 Sm-Nd 等时线年龄为 814 Ma,大量 850~950 Ma 的 Rb-Sr 等时线年龄则代表晋宁运动。张进江等(2006)测得哀牢山造山带大皮甲花岗岩体 Ar-Ar 等时线年龄为 57.72 Ma。本研究获得的辉钼矿 Re-Os 模式年龄为(39.61±0.58) Ma~(57.85±0.9) Ma,平均为(47.81±0.71) Ma。模式年龄跨度较大可能反映了岩浆活动不同阶段造成成矿作用的多期次

表 3 菲莫铜钼多金属矿主要金属矿物铅同位素测试结果

Table 3 Lead isotope compositions of major metallic minerals in the Feimo Cu-Mo polymetallic deposit

样号	样品名称	同位素组成			模式年龄/Ma	特征参数		
		²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb		Φ 值	μ 值	Th/U
P-1	辉钼矿	18.510±0.006	15.641±0.003	38.862±0.002	146	0.581	9.53	3.87
P-2	斑铜矿	18.706±0.002	15.683±0.003	38.996±0.009	56.1	0.573	9.60	3.83
P-3	黄铜矿	18.540±0.006	15.606±0.006	38.841±0.014	79.5	0.575	9.46	3.83
P-4	黄铜矿	18.544±0.002	15.681±0.002	39.074±0.010	171	0.583	9.61	3.94
P-5	黄铜矿	18.689±0.001	15.660±0.001	39.122±0.002	39.2	0.572	9.55	3.88

测试仪器：MAT-251 型固体质谱计；测试单位：国土资源部中南矿产资源监督检测中心同位素地球化学研究室。

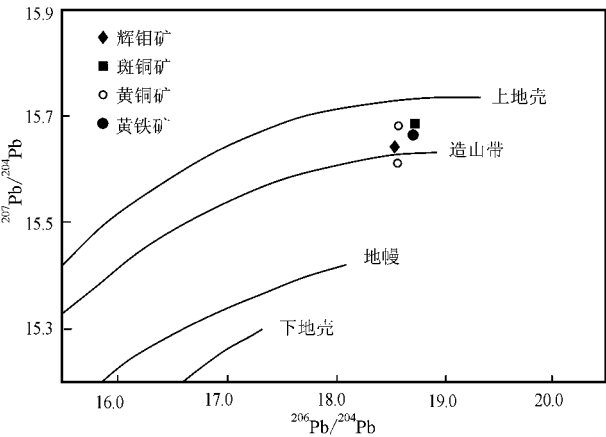


图 6 菲莫铜钼多金属矿矿石铅同位素构造环境演化图(据 Doe , 1974)

Fig. 6 Diagram showing evolutionary tectonic settings of lead isotope from major ores in the Feimo Cu-Mo polymetallic deposit(after Doe , 1974)

表 4 菲莫铜钼多金属矿主要金属矿物铅同位素特征参数
Table 4 Lead isotope parameters of major metallic minerals in the Feimo Cu-Mo polymetallic deposit

样号	样品名称	特征参数				
		²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	V1	V2	Δα	Δγ
P-1	辉钼矿	1.1834	73.26	54.54	77.64	20.62
P-2	斑铜矿	1.1928	74.91	59.25	82.09	23.00
P-3	黄铜矿	1.1880	68.65	52.25	74.27	18.07
P-4	黄铜矿	1.1826	81.09	55.98	81.58	23.34
P-5	黄铜矿	1.1934	76.25	55.70	79.81	21.43

注：数据处理采用路远发 Geokit 数据处理软件计算。

性。应用 ISOPLOT 程序求得的等时线年龄为(45.8 ± 1.6) Ma(图 8),与模式年龄基本吻合,其中¹⁸⁷Re、¹⁸⁷Os的相对误差均输入 2.0%(2σ),初始值(¹⁸⁷Os)₀=(0.3 ± 1.8) Ma ,平均权重方差 MSWD = 0.15。由此可见成矿作用与喜马拉雅期花岗岩活动关系

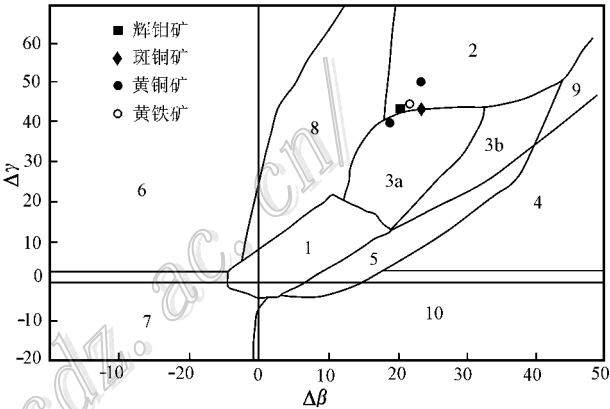


图 7 菲莫铜钼多金属矿矿石铅的 Δβ-Δγ 成因分类图
(据朱炳泉 ,1998)

1—地幔源铅；2—上地壳铅；3—上地壳与地幔混合的俯冲带铅（3a. 岩浆作用；3b. 沉积作用）；4—化学沉积型铅；5—海底热水作用铅；6—中深变质作用铅；7—深变质下地壳铅；8—造山带铅；9—古老页岩上地壳铅；10—退变质铅

Fig. 7 Δβ-Δγ diagram for genetic classification of ore lead isotopes from major ores in the Feimo Cu-Mo polymetallic deposit(after Zhu , 1998)

1—Mantle-derived lead；2—Upper crust lead；3—Mixed lead of the upper crust and mantle subduction zone（3a. Magmatism ,3b. Sedimentation）；4—Chemical sedimentary lead；5—Submarine hydrothermal lead；6—Medium-high grade metamorphism lead；7—Lower crust lead of high grade metamorphism；8—Orogenic belt lead；9—Upper crust lead of ancient shale；10—Retrograde metamorphism lead

密切,而不是由哀牢山变质岩带形成时的变质深熔作用引起。

4 矿床成因

基于以上特征分析,笔者认为菲莫铜钼多金属矿床属沉积-变质-岩浆热液叠加改造型铜钼多金属矿床。成矿作用具长期性、多期次、多来源、多阶段、

表 5 菲莫铜钼多金属矿 Re-Os 同位素含量及模式年龄

Table 5 Re-Os isotopic data and model ages of the Feimo Cu-Mo polymetallic deposit

样号	m/g	$\alpha(\text{Re})(\mu\text{g/g})$		$\alpha(\text{普 Os})(\text{ng/g})$		$\alpha(^{187}\text{Re})(\mu\text{g/g})$		$\alpha(^{187}\text{Os})(\text{ng/g})$		模式年龄/Ma	
		测定值	不确定度	测定值	不确定度	测定值	不确定度	测定值	不确定度	测定值	不确定度
NL-1	0.01509	14.24	0.13	2.667	0.102	8.950	0.079	7.358	0.073	56.03	0.83
NL-2	0.02018	112.7	1.0	0.510	0.036	69.84	0.63	46.76	0.40	39.61	0.58
NL-3	0.05060	15.40	0.15	0.090	0.004	9.676	0.091	7.678	0.064	47.61	0.71
NL-4	0.05080	40.46	0.39	20.47	0.19	25.43	0.24	20.52	0.23	57.85	0.90
NL-5	0.05018	80.68	0.62	2.794	0.031	50.71	0.39	36.42	0.30	43.10	0.59
NL-6	0.05088	30.29	0.29	0.055	0.009	19.04	0.18	14.54	0.11	42.67	0.64

测试单位：国家地质实验测试中心。表中 Re 和 Os 含量的计算误差包括稀释剂标定误差、质谱测量误差及质量分馏校正误差等。模式年龄的计算误差不仅包括稀释剂标定误差、质谱测量误差及质量分馏校正误差等，另外还包括¹⁸⁷Re 衰变常数 K 的不确定度(1.02%)。普 Os 是根据原子量表(Wieser, 2005)和同位素丰度表(Bohlkea et al., 2005)通过¹⁹²Os/¹⁹⁰Os 测量比计算得出。

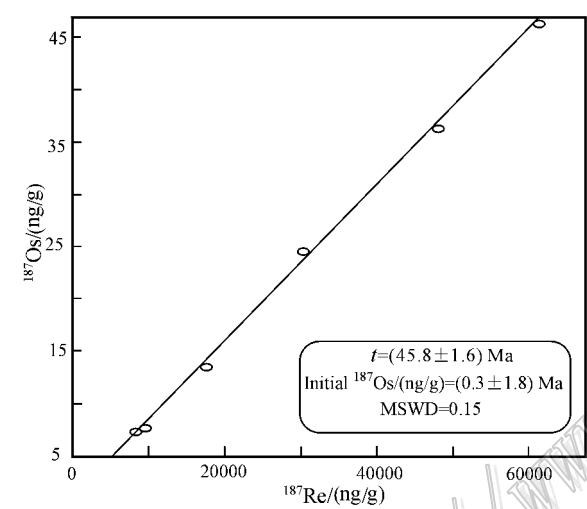


图 8 菲莫铜钼多金属矿 Re-Os 同位素等时线图
Fig. 8 Isochrone diagram of Re-Os isotope of the Feimo Cu-Mo polymetallic deposit

多成因的特征。矿床大致经历了古元古代的沉积定位阶段→中新元古代的区域变质改造富集阶段→喜马拉雅期的颠覆性改造叠加富集成矿阶段。其成矿模型如图 9 所示。

4.1 沉积定位阶段

陈国达等(2004)认为古元古代哀牢山带处于活动大陆边缘,平行这一活动大陆边缘带,形成了一系列隆凹相间的元古宇边缘裂谷型优地槽。这些凹盆走向略近东西,是裂谷底部的次级褶皱带,受哀牢山群结晶基底中的近东西向断裂控制。这些裂谷带底部凹盆中,形成多处海相拉斑玄武岩系的熔浆喷发,并阵发性产生多次活动,形成了基性火山凝灰质的含铜、铁沉积岩。张鸿翔等(2001)通过微量元素地球化学研究,认为古元古代前特提斯域的元古大洋

板块向东北方向俯冲,正是这种碰撞造就了俯冲带大陆边缘弧与弧后盆地,同时引发大规模的火山活动,长期持续地喷出了富含矿质的基性岩浆流体,形成了哀牢山群的含矿基性火山岩。另据矿床围岩及容矿岩石中的 Cu、Mo、Au、Ag 元素丰度值测试结果(见表 6)对比分析可知,Cu 主要来源于由基性火山岩变质而来的深色变质岩系,Mo、Au、Ag 则主要与变基性脉岩、二云二长花岗岩、伟晶花岗脉岩等岩浆岩有关。因此,陈国达等(2004)和张鸿翔等(2001)均认为在该时期本区存在基性火山喷发活动,在火山喷发和间歇的旋回过程中,含卤素、硫质、碳酸质的火山喷气(硫化剂)随同火山物质沿同生断层不断上升,它们分解活化岩浆硫化物中的 Cu、Fe 等成矿元素,并随着喷出过程温度的下降形成富含矿质的凝灰岩等中基性火山岩,为哀牢山铜金多金属成矿带多金属矿床的形成提供了直接的物源,这种喷发沉积过程形成了矿床的原始含矿层,是矿床形成的沉积定位阶段。

4.2 变质改造定位阶段

古元古代沉积的基性火山岩及沉积碳酸盐岩建造,经吕梁运动的变形变质作用改造后,形成了扬子板块的结晶基底——哀牢山群(李兴振等,2002)。在动力变质作用过程中,聚集大量热能,在高地热场作用下,发生混合岩化,产生大量变质流体,这些流体受构造运动的驱动而活化迁移,成为成矿物质的搬运介质。变质流体中的水主要来源于古海水和大气降水,少部分来源于深部岩浆水(李文等,2002)。本文硫、铅同位素分析结果均显示成矿物质来源具多源性特征,氢、氧同位素分析进一步显示变质水在成矿过程中起了重要的作用。由铅同位素分析来看,碰撞造山作用及其后期下渗的大气降水通过渗

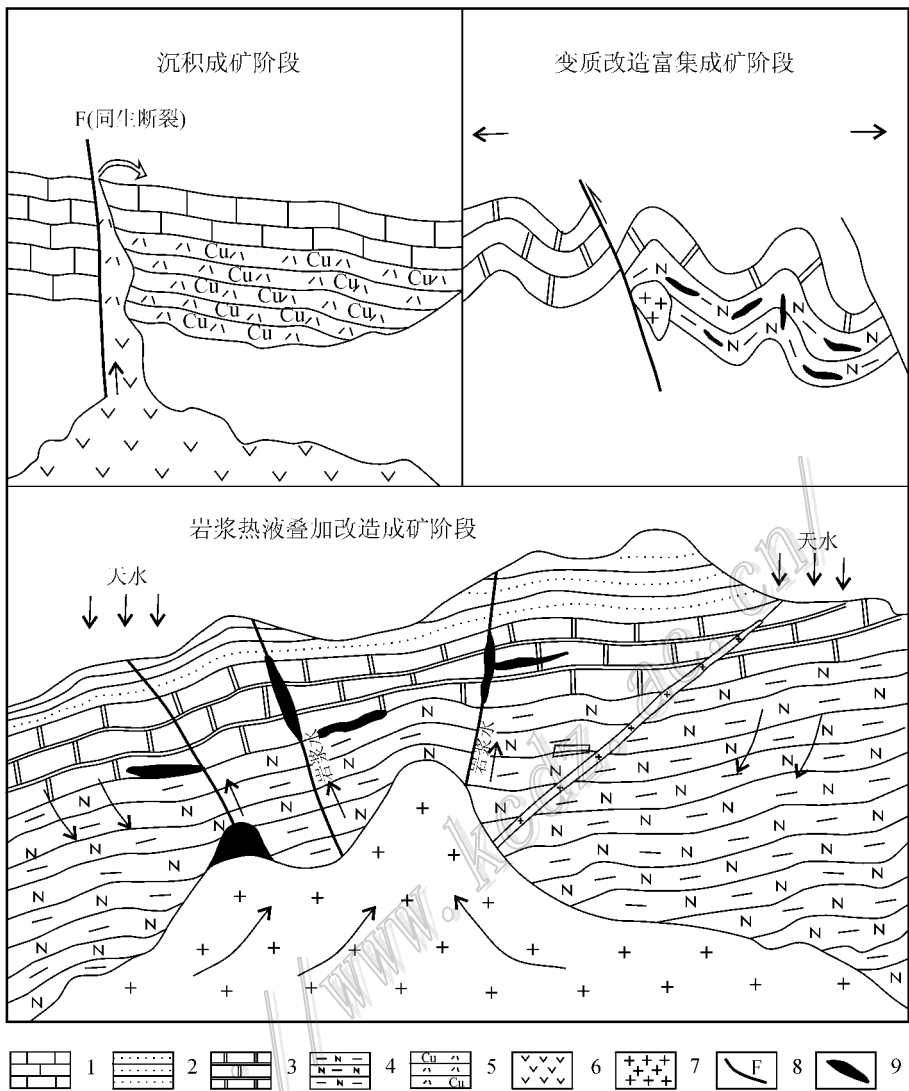


图 9 菲莫铜钼多金属矿床成矿模式图

1—灰岩；2—砂岩；3—哀牢山群阿龙组大理岩；4—哀牢山群阿龙组深色变质岩系；5—基性含铜凝灰岩；6—细碧角斑岩；7—花岗岩；8—断裂带；9—矿体

Fig. 9 Metallogenic model for the Feimo Cu-Mo polymetallic deposit

1—Limestone；2—Sandstone；3—Marble in Along Formation of Ailaoshan Group；4—Dark colored metamorphic rock sequence in Along Formation of Ailaoshan Group；5—Copper basic metamorphic tuff；6—Spilite keratophyre；7—Granite；8—Fractural zone；9—Ore body

滤富含 Cu 等成矿物质，在岩石中的低温水溶液被加热增温，同时汇入部分沿哀牢山等深大断裂向上运移的深部热液而形成变质流体，变质流体在活化迁移过程中萃取了大量成矿物质。当达到最高温度时，由于水体体积增大，密度变小，在地热梯度、压力梯度和活度梯度影响下，成矿物质沿次级断裂和其他脆弱部位上升，在合适部位沉积成矿，从而完成了对原矿化层的改造富集。同时，原来矿体受褶皱与断裂作用，经动力变形改造，其形态产生复杂变化，

厚度上出现膨胀狭缩，形态上出现分支复合，局部形成穿层小脉，矿物变晶加大明显，发生二次富集定位。

综上所述，有外来流体及成矿物质加入的变质流体对原始沉积含矿层进行了变质改造并二次富集定位，从而构成矿床形成的变质改造定位阶段。

4.3 岩浆叠加改造定位阶段

由于约 65 Ma 以来遭受了印度与欧亚大陆碰撞而引发的强烈陆内变形，印度-亚洲大陆碰撞形成的

表 6 菲莫铜钼多金属矿区岩石 Cu、Mo、Au、Ag 丰度值
Table 6 Mining area rock Cu, Mo, Au, Ag contents of the Feimo Cu-Mo polymetallic deposit

岩性	$\omega(B) \times 10^{-6}$			Au/ 10^{-9}	样品 数/个
	Cu	Mo	Ag		
二云二长花岗岩	16.9	1.51	0.14	5.92	4
透辉石化大理岩	21.35	1.06	0.054	33.1	2
黑云斜长变粒岩	11.8	<0.1	0.051	4.94	1
黑云斜长透辉岩	374	0.33	0.54	6.4	1
变基性脉岩	104	6.52	0.2	21.4	1
伟晶脉岩	10.3	3.83	0.37	10.5	1
中国玄武岩	52	0.6	0.046	4	
花岗岩	8	1	0.07	4.5	
地壳	24	0.65	0.052	1.21	

注：本矿床岩、矿石数据由国土资源部中南矿产资源监督检测中心测定。中国玄武岩和酸性火山岩丰度据鄯明才等(1996)。

青藏高原东缘地区,在构造上是吸纳和调节印度-亚洲大陆碰撞应力应变的构造转换带,该区先后经历了古生代古特提斯造山作用和喜马拉雅期大规模陆内变形,形成了一系列 NW-NNW 走向的走滑断裂体系和褶皱带,如哀牢山-红河断裂带、崇山断裂带、高黎贡-实皆断裂带等(祝向平,2010)。大规模陆内变形过程中发生了大规模的成岩、成矿作用。

哀牢山铜金多金属成矿带镇沅、墨江、大坪大型金矿及菲莫铜钼多金属矿床大约在同时期形成(50 Ma±),而这正值喜马拉雅造山期。喜马拉雅期哀牢山带成矿作用的同时大规模爆发,表明岩石圈减薄和构造转折有关的壳幔相互作用,引起了地球深部能量和物质向浅部的大规模传输,造成了成矿带构造-岩浆热事件,从而为成矿作用提供了必需的热、流体、挥发组分和成矿元素,形成了巨量金属堆积的独特地质背景(吴自成等,2010)。该时期由于印度板块向北碰撞,造成古特提斯洋消失,碰撞造山过程导致上地幔及下地壳等深部物质部分熔融,红河、哀牢山走滑挤压引起的热流值上升,造成了深熔作用导致地壳深部物质进一步熔融,促成了哀牢山带大规模的构造-岩浆热事件,大量上涌的含 Cu、Mo、Au、Ag 的含矿流体沿红河断裂的次级构造上升,结合了地壳中渗透淋滤形成的含矿天水,组成混合热液继续沿因红河断裂扭动形成的张性构造上升,又淋滤、浸取前期矿源层中成矿物质,在岩性和构造有利部位交代或沉积成矿。另外,矿体大都赋存于喜马拉雅期形成的大皮甲岩体内外接触带,少量见于岩体附近的岩脉中,也从另一方面佐证了该

时期岩浆热液叠加改造在成矿中的重要作用。因此,在成矿作用的岩浆叠加改造定位阶段,喜马拉雅期形成的大量含矿岩浆热液又对变质改造定位阶段形成的含矿层进行了剧烈的改造、叠加作用,为矿床的形成提供了大量的成矿物质和动力、热流条件,从而最终形成了铜钼多金属富矿体。

5 结 论

(1) 矿床成矿物质主要来源于哀牢山群中深变质岩系、喜马拉雅期花岗岩热液及岩浆侵入途经的围岩。

(2) 矿床成矿热液主要为上升的岩浆热液结合渗透淋滤的大气降水及变质水形成的混合热液。

(3) 矿床的成矿时间为(47.81±0.71) Ma,矿化主要发生于大皮甲岩体岩浆侵位晚期的期后热液阶段。

(4) 矿床成因类型应属沉积-变质-岩浆热液叠加改造型铜钼多金属矿床。成矿作用具长期性、多期次、多来源、多阶段、多成因的特征,大致经历了古元古代的沉积定位阶段→中新元古代的区域变质改造富集阶段→喜马拉雅期的颠覆性改造叠加富集成矿阶段。

参考文献/References

陈国达,彭省临,戴塔根,刘继顺,等. 2004. 云南铜-多金属壳体大地构造成矿学[M]. 长沙:中南大学出版社. 95-136.

崔银亮,秦德先,陈耀光. 2004. 云南省龙脖河铜矿区火山岩地质及岩石化学特征研究[J]. 矿产与地质,18(6):532-536.

高建国,夏既胜,陈昌勇. 2000. 滇西富碱斑岩地球化学特征与金(多金属)矿成矿分析[J]. 大地构造与成矿学,24(增刊):44-56.

韩润生,金世昌,雷 丽. 1997. 云南元阳大坪改造型金矿床的成矿热液系统地球化学[J]. 矿物学报,17(3):337-344.

何文举. 1993. 镇沅金矿田煌斑岩特征及其与金矿成矿关系[J]. 云南地质,12(2):148-158.

李嘉林. 1988. 地球化学导论[M]. 兰州:兰州大学出版社. 123-134.

李 文,李兆麟,石贵勇. 2002. 云南哀牢山变质流体特征[J]. 岩石学报,16(4):649-654.

李兴振,江新胜,孙志明,沈敢富,杜德勋. 2002. 西南三江地区碰撞造山过程[M]. 北京:地质出版社. 148-207.

李 元. 1992. 墨江金矿床的成矿物质来源探讨[J]. 云南地质,(2):130-143.

刘秉光,胡瑞忠,毕献武,丁奎首,汪道京. 2000. 川滇西三江地区

- Cu、Au、Ag、Ge 及多金属成矿远景区 [A]. 主编:涂光炽. 中国超大型矿床 [C]. 北京:科学出版社. 348-371.
- 莫宣学, 路凤香, 沈上越, 朱勤文, 侯增谦, 杨开辉. 1993. 三江特提斯火山作用与成矿 [M]. 北京:地质出版社. 1-267.
- 秦德先, 燕永锋, 田毓龙, 刘伟. 2000. 大红山铜矿床的地质特征及成矿作用演化 [J]. 地质科学, 35(2):129-139.
- 沈渭洲. 1987. 稳定同位素地质 [M]. 北京:原子能出版社. 1-425.
- 沈远仁. 1975. 大红山铁钼含矿岩系的特征与成因归属 [J]. 地质与勘探, 35(8):37-41.
- 唐尚鹑, 李经典, 何叔欣. 1991. 哀牢山北段金矿带成矿规律初探 [J]. 云南地质, (1):44-69.
- 吴自成, 刘继顺, 舒国文, 王伟, 马慧英. 2010. 南岭燕山期构造-岩浆热事件与锡田锡、钨成矿 [J]. 地质找矿论丛, 25(3):201-205.
- 鄢明才, 迟清华, 顾铁新. 1996. 中国火成岩化学元素的丰度与分布 [J]. 地球化学, 25(5):409-424.
- 杨金富, 刘继顺, 刘洪滔. 2000. 云南老新街铜矿床地质特征及成因探讨 [J]. 有色金属矿产与勘查, 8(6):470-475.
- 翟明国, 丛柏林, 乔广生, 张儒媛. 1990. 中国滇西南造山带变质岩的 Sm-Nd 和 Rb-Sr 同位素年代学 [J]. 岩石学报, (4):1-11.
- 张彩华. 2007. 澜沧江火山弧云县段铜矿床地质特征、成矿模式与找矿预测 [博士学位论文 [D]]. 导师:刘继顺. 长沙:中南大学. 83-84.
- 张鸿翔, 刘从强, 徐志方, 黄智龙. 2001. 扬子板块西缘古元古代俯冲体系的地球化学证据——有关变基性岩的微量元素地球化学研究 [J]. 矿物学报, 21(2):231-237.
- 张进江, 钟大赉, 桑海清, 周勇. 2006. 哀牢山-红河构造带古新世以来多期活动的构造和年代学证据 [J]. 地质科学, 41(2):291-310.
- 张志兰, 张树发, 袁海华, 何大伦. 1987. 云南墨江金厂金矿的同位素地质特征及成因探讨 [J]. 成都地质学院学报, 14(4):29-40.
- 朱炳泉. 1998. 地球科学中同位素体系理论与应用——兼论中国大陆壳幔演化 [M]. 北京:科学出版社. 216-230.
- 祝向平. 2010. 云南哈播斑岩型铜(钼-金)矿床地质特征与成矿作用研究 [博士学位论文 [D]]. 导师:莫宣学. 北京:中国地质大学. 19-23.
- 邹日, 朱炳泉, 孙大中, 常向阳. 1997. 红河成矿带壳幔演化与成矿作用的年代学研究 [J]. 地球化学, 26(2):46-56.
- Bohlkea J K, De Laeter J R, De Bièvre P, Peiser H S, Rosman K J R and Taylor P D P. 2005. Isotopic Compositions of the Elements [J]. J. Phys. Chem. Ref., 34(1):57-67.
- Doe B R. 1974. The application of the lead isotopes to the problems of ore genesis and prospect evolution: A review [J]. Econ. Geol., 69: 757-776.
- Ohmoto H and Rye R O. 1979. Isotopes of sulfur and carbon [A]. In: Geochemistry of hydrothermal ore deposits [M]. New York: John Wiley and Sons. 509-567.
- Taylor H P. 1974. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposit [J]. Econ. Geol., 69: 843-883.
- Wieser M E. 2005. Atomic weights of the elements (IUPAC technical report) [J]. Pure Appl. Chemistry, 78(11):2051-2066.
- Zhu B Q. 1990. Three-component mixing and four system recycling models for explaining Nd-Sr-Pb isotopic correlations of suboceanic and subcontinental mantle [J]. Science in China, 33: 757-768.