图书在版编目（CIP）数据

云南金平龙脖河铜矿成矿规律及综合信息研究／崔银亮等著．—昆明：云南科技出版社，2008.10
ISBN 978-7-5416-3031-6

Ⅰ.云… Ⅱ.崔… Ⅲ.铜矿—成矿规律—研究—云南省
Ⅳ.P618.410.1

中国版本图书馆 CIP 数据核字（2008）第 162175 号

云南出版集团公司
云南科技出版社出版发行
（昆明市环城西路 609 号云南新闻出版大楼　邮政编码：650034）
云南省地矿测绘院印刷厂印刷　全国新华书店经销
开本：889mm×1 194mm　1/16　印张：17.375　字数：502 千字
2008 年 10 月第 1 版　2008 年 10 月第 1 次印刷
印数：1～1 000 册　定价：46.00 元

内容简介

本书以“科技为先导、科研与实践相结合”为宗旨，在简述区域地质和矿区地质的基础上，较系统地阐述了矿床地质特征，综合应用地质、物探、化探找矿方法与手段，建立了地质、地质－地球化学、地质－地球物理、地质－遥感、地物化遥综合找矿模型。引入比较矿床学的概念，首次开展了与国内外同类典型矿床对比研究，指出了新的找矿类型和方向。应用新的找矿理念和新技术、新方法，研究了矿床成因和成矿规律，建立了成矿模式，并进行了成矿预测，所提出的找矿标志与优选的找矿靶区经工程验证取得了显著找矿成果，技术集成研究方法对同类矿床勘查与研究具有重要参考价值。

本书是基础理论应用于矿产勘查实践紧密结合的研究成果，可供从事地质学、矿床学、矿产资源勘查的科技人员及高等院校相关专业师生阅读参考。

序

龙脖河铜矿是云南省有色地质局（原西南有色地质勘查局）于20世纪90年代中后期发现的，目前是滇东南地区一个新的重要铜多金属矿基地。但对该矿床成因的认识还存在较大分歧，深部勘查找矿受阻；在矿区地层研究方面，根据区域地层资料对组段划分，野外地层剖面的测量、对比，个旧组第三段下部的一套浅变质火山岩系的归属等都存在着不同看法；对矿区火山成矿作用及综合成矿预测基本上未开展。这些都是关系到本区成矿理论和找矿方向的重大问题，很有必要进一步深入研究。现代海底热水喷流－沉积矿床的发现和对其逐渐完善起来的热水喷流－沉积成矿理论对解释许多矿床的成因和指导成矿预测发挥了很大的作用，为寻找铜多金属矿指出了更广阔的前景。

该书是作者从矿床成矿的不同认识和多学科综合运用于矿产勘查研究的发展中，对云南龙脖河铜矿床提出其在成矿学上的新观点和在矿产勘查地质学上的科学技术论证，以及在其多年研究工作的基础上，应用现代喷流－沉积成矿观点和火山成矿理论对该矿床地质特征、矿床成因和成矿规律进行的系统论证。并根据大量矿床地球化学资料率先把火山成矿和热水喷流沉积成矿理论引入到该地区的矿床研究中，提出的矿床成因的新认识具有科学依据，确定的成矿预测准则和靶区优选，对扩大矿区远景和成矿理论认识有新贡献。特别应提出的是，作者首次引入比较矿床学的概念，系统地开展了龙脖河铜矿与国内外同类典型矿床的对比研究，认为该区是寻找云南“大红山式”铁铜矿床和越南“生权式”铜矿的极有利地区，不但丰富了成矿理论，拓展了找矿思路，而且对区域找矿和科研工作有重要指导意义。我相信《云南金平龙脖河铜矿成矿规律及综合信息研究》专著的出版，无疑将对龙脖河铜矿成矿的基础理论研究、矿区远景评价和区域找矿勘查部署都具有重要意义，也是对龙脖河铜矿不同成矿观点的有益探索。在此，我推荐该书给矿床地质学界，共同讨论，不断深化认识，将为我国成矿学和矿产勘查事业作出新的贡献。

中国科学院院士

裴荣富

2008年9月8日

摘　要

随着经济建设的迅速发展，我国对矿产资源的需求量与日俱增，而目前我国主要矿种的资源保障程度低，矿产资源形势非常严峻。为了改变这种形势，我们必须依赖于科技进步，积极探索新的、更有效的现代成矿预测理论，提升我国矿产资源勘查水平和科学预测能力，以寻找和发现新的矿产资源品种和类型，增加矿产资源储备，为我国经济安全、高效、持续发展提供资源保证。

铜长期被列为我国的紧缺矿产，国家对紧缺矿产的找矿开发成为了矿业的热点。我国实施西部大开发战略，矿业是云南省的支柱产业之一，云南地质研究和矿产开发再次出现新热潮。龙脖河铜矿床位于滇东南地区，区域大地构造位置处于扬子板块与青藏滇板块之交接部位的红河缝合线上。矿区以红河断裂为界，可划分为东西两个矿带，东矿带矿化产在一套浅变质火山岩系中；西矿带矿化产于哀牢山群中深变质岩系中。在对前人勘查和研究成果充分借鉴和吸收的前提下，经过了广泛的野外地质调查和室内综合研究工作，取得了以下主要成果：

一、理论成果

1. 率先全面系统地对区域地质条件进行了总结，将该地区所产出的多种成因类型的矿床（点）联系起来，对成矿地质背景进行了综合性的整体研究，指出它们是在统一的大地构造背景下地质演化不同阶段的产物。

2. 龙脖河铜矿床东矿带浅变质火山岩系根据矿物组合可分为变安山岩、变次火山岩和变基性火山岩。在地球化学分类图解上，其样品主要位于碱性玄武岩区域，此套岩石绝大部分应为一套富钠质碱性玄武岩系列。不同构造环境玄武岩的判别图解显示其属于板内玄武岩环境。各种地球化学证据表明，它们为同源岩浆不同演化阶段的产物，其原始岩浆为大陆板内拉张构造环境交代富集地幔部分熔融的产物，结晶分异作用在岩浆演化过程中具有重要地位。它们的形成与板块俯冲岩浆上涌和拉张作用有关。同时，证实了此套浅变质火山岩系时代不是以往推定的三叠纪，而应为中晚元古代，初步确定其年龄为16亿年左右。

3. 本文详细地总结了矿床地质特征，对矿床进行了合理的、新的分类，研究了成矿类型，并建立了矿化模型。东矿带有四种矿化类型：变质基性火山岩型、变质火山－热液型、热水沉积型和构造破碎带型，它们具有“五楼一梯”的矿化模式。西矿带主要有3种矿化类型：含铜磁铁矿型、含铜黄铁矿沉积变质岩型、石英脉型。

4. 矿床稳定同位素研究表明：硫主要来源于火山岩；铅基本属正常铅范围；成矿物质来自上地壳与上地幔的混合源。成矿溶液是岩浆水、地下热卤水、变质水混合型。首次全面研究了矿床包裹体地球化学特征，认为成矿流体总体上具中温、中高盐度和中偏高密度特征，属高矿化度的 $Na^{+}-Ca^{2+}$ 氯化物型。火山沉积成矿期的温度、盐度、压力高于热液改造成矿期的温度、盐度、压力。

5. 首次引入比较矿床学的概念，系统地开展了龙脖河铜矿床与国内外同类典型矿床的对比研究，不但丰富了成矿理论，拓展了找矿思路，而且对区域找矿和科研工作有重要的战略指导意义。

①龙脖河铜矿东矿带与大红山铁铜矿的对比取得了显著的研究成果，拓宽了矿区及区域铁铜矿找矿思路。研究成果证明了大红山群含铁铜变钠质火山岩系在岩石组合特点、岩石学、岩石化

学、地球化学特征基本一致；在形成时代、岩石组合和主微量元素以及同位素体系特征上十分相似，这一相似性使该区成为寻找大红山式铁铜矿床的极有利地区。两个矿床矿化类型和构造环境也十分相似，同属变质火山块状硫化物型矿床。

②龙脖河铜矿西矿带地层岩性、构造、岩浆岩等地质特征与越南生权铜矿床地层岩性、构造、岩浆岩等地质特征具有诸多相似性，其矿化作用和特征相似，它们大致同时是异地同相产物。因此，在龙脖河铜矿西矿带具有寻找越南生权式大型铜矿的找矿前景，预测龙脖河铜矿西矿带深部有隐伏矿体存在的可能性。

6. 通过近几年来的勘查和科研工作，详细分析了控矿因素，基本查明了主、富、大矿体的矿化规律和赋存部位，全面总结了各种找矿标志，建立了矿床控矿模式、成矿模式。东矿带控矿模式是“两断夹一背”，两断为红河断裂、阿龙古—龙山断裂；一背为龙达背斜（南部）或老新街背斜（北部）。西矿带控矿模式是“变质地体＋两组断裂交汇＋层间破碎带”。龙脖河铜矿床成矿模式可概括为“裂陷槽环境—喷溢（流）沉积—热液叠加—改造富化”。

7. 率先把火山成矿理论和热水喷流沉积成矿理论引入到该地区的矿床研究中，提出了该矿床成因理论的新认识，认为龙脖河铜矿床属受变质的火山喷流（溢）－沉积＋热液叠加改造＋后期构造富化再造的中温多因复成矿床。成矿时代从中晚元古代延续到中生代，原生铜矿床的形成时代大致为1 650～1 750Ma，之后经历了以晋宁运动为主以及印支运动、燕山运动和喜山运动的改造富化。成矿作用具长期性、多期次、多来源、多阶段、多成因特征。

8. 通过勘查实践，提出了新的找矿技术思路。建立的东矿带找矿技术思路概括为：“追索层位岩性→识别火山机构→辨认含矿构造→找寻围岩蚀变→查证物化异常→实施工程验证”。西矿带的找矿技术思路概括为：“寻找有利地层（哀牢山群乌都坑组）→辨别最佳容矿构造（北西向逆断层）→圈定长英质脉岩→观察蚀变矿化迹象→开展物化探扫面（磁法＋电法）→进行有望异常查证→工程验证解剖”。

9. 明确提出了成矿预测区的确定原则与划分依据，系统地进行了矿区综合成矿预测，指明了找矿方向，优选了10个找矿靶区，其中Ⅰ级找矿靶区4个，Ⅱ级找矿靶区3个，Ⅲ级找矿靶区3个。最后，指出龙脖河铜矿是一个以铜为主，伴生铁、金的大型矿区，并给地质生产部门提出了下一步找矿工作部署建议。

10. 金矿体（化）和稀土矿化的发现是本文的创新点之一，应引起特别注意。

二、方法成果

通过综合运用各种方法与手段进行了系统研究，技术集成，取得了显著成果。率先建立了地质找矿模型、地质－地球化学找矿模型、地质－地球物理找矿模型、地质－遥感找矿模型，首次建立了地物化综合找矿模型，这些模型能为本区成矿预测提供科学依据，为寻找同类矿床提供方法指导。实践证明，地质、物探、化探、遥感、钻探等方法和手段有机组合是行之有效的找矿方法，可以找到工业矿体，同时，在组织和管理方面也积累了经验。

三、应用效果及储量成果

1. 本次所优选出的3个找矿靶区首期提供给生产部门使用，经采用坑探和钻探验证后，新发现铜矿产地1处、铁矿点2处、金矿化点1处，本次新增铜334_1资源量20.08万吨，取得了很好的找矿效果。另外，估算整个矿区333＋334_1类资源量已达100万吨。

2. 经中国地质调查局审查核实，龙脖河铜矿床东矿带共提交了333＋334_1类铜资源量41.283 8万吨，平均品位1.47w%。该矿床潜在经济价值超过280亿元。

Abstract

Demand of mineral resources grows increasingly in China, with the rapid development of economy. However, the guarantee of major minerals resources is quite low, and situation of supply for mineral resource is quite severe in China. In this case, in order to ensure economic safety, high – efficient, continuously developing of our country, we should discover more mineral resources of varieties and type, depending on the scientific and technological progress, with the effective modern mineralizing theory and prediction.

Copper resources has been lack as one of mineral resources of our country long-term. It has become a hotspot of the mining for our country to seek those mineral resources of lack. Since our country carried out the stratagem of west development, the mining has become the key industry of Yunnan province, and the new upsurge of geological research and mining exploitation have appeared again in Yunnan province. Longbohe copper deposit locates the southeast region of Yunnan, its region geo-structure position is in the Red River suture line connected with the Yangzi tectonic plate and the QingZangDian tectonic plate. The mining area may be divided into two ores zones bounded Red River fault. The mineralization of east ore zone lay in a suit of low metamorphism volcanic rock series, and the mineralization of west ore zone lay in the AilaoShan group deep metamorphism rock series.

Basing on the investigation and research results of the predecessor , the author has Carried out the widespread field geological investigation , inside synthetic research, and gained the following main achievements:

1 The theory achievement

1.1 To Summarize overall systematically regional geological condition first time, and study synthetically metallogenic geological background related with the many kinds of genesis deposits in this area, and point out that they are the product of the different stages geological evolution in the united geo – structure background.

1.2 By mineral compages, the low metamorphic volcanic rock series consist of the metamorphic andesite, metamorphic sub – volcanic rock and metamorphic base volcanic rock in east ore area of Longbohe copper deposit. In the categorised diagram of geochemistry, the samples of the low metamorphic volcanic rock series mainly lie in the area of alkaline basalt, so the rocks should be most a set of sodic – rich and alkaline basalt series. The discrimination diagram of the different tectonic environment basalt reveals that basalts belong to a intraplate basalt environment. Various geochemistry evidences indicate that the basalts are results of the homologous magma at different evolvement stages. Their primary magma is the result of metasomtic and enriched mantle melting in the tectonic environment of the continental intraplate setting. The fractional crystallization has important position during magma evolution. Their formation relate with plate dive, magma upwelling and draw function. We also proved the era of this low metamorphic volcanic rock series is not Triassic, but is Meso-Neoproterozoic, and confirm its age as 1 600 million years.

1.3 This article summarized the geological characteristic of the deposit in detail, classifieded rea-

sonably and newly the deposit, studied the metallogenic types, and established the metallogenic model. East ore zone includs four kinds of metallogenic types: the metamorphogenic base volcano rock type, the metamorphogenic volcano-hydrothermalism type, the hot water sediment deposit and the structure crushed zone type. They have the metallogenic model of 5 floors and a ladder. West ore-zone includes three kinds of metamorphogenic types: contains copperish magnetite type, copperish pyrite sediment and metamorphosed rock type, the quartz pulse type.

1.4 Stable isotope research of the deposit indicated : Sulfur mainly comes from volcanic rock; lead is basically in normal lead scope; metallogenic matter comes from the mix source of lithosphere and the upper mantle. The metallogenic solution is mixed flow of magma water, subterranean heat bittern, metamorphogenic water. Researching geochemistry characteristic of the fluid inclusion, metallogenic fluid is considered as middle temperature, middle-high salinity, and middle-high density which belongs to the high metallogenic $Na^{+} - Ca^{2+}$ chloride type. Temperature, salinity, pressure in volcanic and sediment metallogenic period is higher than that in hydrothermal and modified metallogenic period.

1.5 Concept of comparison deposit is handled first time to contrast with Longbohe copper deposit and some typical, similar domestic and foreign deposits. It not only enriches metallogenic theory, develop prospecting thinking, but also has important strategic significance to the regional prospecting and the researching.

①Contrasting between the east ore zone of Longbohe copper deposit and Dahongshan iron-copper deposit, remarkable research results are obtained, prospecting thinking of iron and copper is broadened in the ore area and the region. The research proves: the low metamorphic sodium volcanic rock series extend to north-west; the two deposits resemble each other in combined character of rock, lithology, petrochemistry, geochemistry, form era and character of main microelements and isotope. The comparability makes this area to become the most advantaged area to discover Dahongshan model iron-copper deposit. The two mineral deposits are also extremely similar in the mineralized types and the structure environments, and both belong to the metallogenic and volcanic massive sulphide deposit.

② The west ore zone of Longbohe copper mine is much similar to Shengquan copper mine (Vietnam) in character of lithology, structure, magma and mineralization. The two mines are considered as products of the different zone and the same lithofacies. So there is prospecting potential to explore big copper deposit of Vietnam shengquan model in the west ore zone in Longbohe copper mine, and it is possible to explore potential ore bodies in the depth of the west ore zone in Longbohe copper mine.

1.6 By the exploration and research recent years, we analysed ore - controlling factors, and basically found out metallogenetic law and places of occurrence of rich and big ore bodies. We general concluded all kinds of ore prospecting indicators, and established the controlling model and the metallogenetic model of deposit. The controlling model is two faults to nip one anticline in the east ore zone. The two faults are Honghe fault and Alonggu - Longshan fault, and one anticline is Longda (south) or Laoxinjie anticline (north). The controlling model in the west ore zone is the metallogenic geological bodies, the join of two faults, and the interlayer fracture zone. The metallogenetic model can be concluded as environment of taphrogeosyncline, sedex, hydrothermal superimposition and structure reworking.

1.7 At first, we introduce the volcanic metallogenetic theory and the hydrothermal sedex metallogenetic theory to the research of deposits in the ore area. We propounded a new academic cognition about deposit genesis. We consider Longbohe copper mine as a middle temperature , composite polygenetic deposit of the metallogenic volcanic sedex, hydrothermal superimposition and reworking, late tectonic re-

working. Metallogenetic time extended form Meso – Neoproterazoic to Mesozoic. Form time of the original copper deposit is approximate 1 650 ~ 1 750Ma, then the original copper deposit suffered from reworking of Jinning movement, Yinzhi movement, Yanshan movement and Xishan movement. Metallogeny has characters of the long term, multi – stages, multi – source, multi – phases, multi-genesis.

1.8 By exploration and the practice, we present a new prospecting technology thought. In the east ore – zone , it is generalized to trace stratum and lithology→ to identify volcanic organ →to distinguish ore – bearing structure→ to seek for wall – rock alteration →to check the anomaly of geophysical prospecting, geochemical prospecting→ to put engineering means in practice . In the western ore – zone , it is conclude to explore the advantaged stratam (Wudoukeng formation of Ailaoshan group) →to identify the best ore – containing structure (the north – west reverse fault) →to enclose the felsic dikes →to observe the mineralized and altered evidence →to carry out the geophysical and geochemical exploration (the magnetic method and the electrical method) →to evaluate anomaly →to verify.

1.9 Presenting circle principle and divisiory reason of metallogenic prognosis, we carried out the metallogenic prognosis with synthetic information in this ore area, and then pointed out prospecting direction, selected 10 prospecting targets. They are four Ⅰ level prospecting targets, three Ⅱ level targets and three Ⅲ level targets. Finally, we has pointed out that Longbohe copper deposit is a big copper deposit associated iron and gold, and put forward proposal for next step prospecting work deployment to the geological production department.

1.10 It is one of innovation for the article to discovered gold ore body (mineralization) and thulium mineralization in the study area, to which special attention should be caused.

2 Methods results

The outstanding achievements were obtained by applying various methods and means to carry out systematical research and integrated technologies to the topic . A comprehensive model of the geological exploration is built on the first time on the basis of synthesis of geological prospecting model, geological-geochemical prospecting model , geological-geophysical prospecting model and geological-remote sensing model, etc. These models can provide some scientific foundation for the metallogenetic forecast in this area and give methodological guide on searching for the same type of deposit. Practice has proved that the organic optimum of geology, geophysical prospecting, geochemical prospecting, remote sensing and drilling methods are effective on ore-prospecting, which can find more industrial ore-body. Simultaneously, experience on organization and management are gained in the process of study.

3 The appliance effective and reserves results

3.1 The three optimized prospecting targets obtained by applying the comprehensive model were firstly provided to the production department during the study. With certifications by pit and drilling test, one copper deposit, two iron deposits and one gold mineralized site are founded lately. The newly increased 334_1 copper resource are 200 800 tons, the prospecting results are very good. Furthermore, in the whole deposit area, $333 + 334_1$ copper resource can be estimated to 1 000 000tons.

3.2 In the eastern ore-belt of Longbohe copper deposit , $333 + 334_1$ copper resource are 412 838 tons totally with the 1.47w% average grade, the data has been investigated and checked by CGSB (China Geological Survey Bureau). The latent economical value of the deposit costs more than 28 000 000 000 RMB.

目 录

第一章 前 言 …… (1)
1 选题目的及研究意义 …… (1)
2 矿区勘查和研究现状 …… (2)
2.1 矿区勘查和研究现状 …… (2)
2.2 存在的主要问题及解决思路 …… (4)
3 主要工作量 …… (4)
第二章 区域地质 …… (7)
1 地 层 …… (9)
2 构 造 …… (11)
2.1 断 裂 …… (12)
2.2 褶 皱 …… (12)
3 岩浆岩 …… (12)
3.1 印支期岩浆活动及岩浆岩 …… (12)
3.2 燕山期岩浆活动及岩浆岩 …… (13)
4 变质作用 …… (13)
5 地球物理 …… (13)
5.1 磁力场特征 …… (13)
5.2 重力场特征 …… (16)
6 地球化学 …… (18)
6.1 地层和岩浆岩元素丰度 …… (18)
6.2 区域次生晕异常特征 …… (18)
6.3 地球化学区的划分及特征 …… (18)
7 遥感地质特征 …… (21)
8 矿 产 …… (23)
第三章 矿区地质 …… (25)
1 地 层 …… (25)
1.1 东矿带 …… (25)
1.2 西矿带 …… (26)
2 构 造 …… (27)
2.1 断 裂 …… (27)
2.2 褶 皱 …… (28)
3 岩浆岩 …… (30)
3.1 中－酸性侵入岩 …… (30)
3.2 基性－超基性岩 …… (30)
4 矿床地质特征及矿化模式 …… (31)
4.1 矿化类型及赋矿层位 …… (32)

4.2 矿石特征 …… (38)
4.3 围岩蚀变 …… (39)
第四章 变火山岩地球化学及成因 …… (40)
1 基本特征及岩相学 …… (41)
1.1 基本特征 …… (41)
1.2 岩相学研究 …… (41)
2 岩石地球化学特征 …… (46)
2.1 东矿带 …… (46)
2.2 西矿带 …… (72)
2.3 结 论 …… (74)
3 变火山岩系年代学研究 …… (75)
3.1 变火山岩系形成年代 …… (76)
3.2 哀牢山群和瑶山群的形成年代 …… (82)
3.3 结 论 …… (90)
4 变火山岩成因 …… (91)
4.1 成岩构造环境 …… (91)
4.2 地幔源区特征分析 …… (91)
4.3 岩浆演化与变火山岩成因 …… (92)
第五章 矿床地球化学 …… (93)
1 矿物包裹体地球化学 …… (93)
1.1 成矿流体包裹体特征 …… (93)
1.2 成矿流体包裹体成分 …… (101)
1.3 结 论 …… (104)
2 同位素地球化学 …… (104)
2.1 硫同位素 …… (104)
2.2 铅同位素 …… (104)
2.3 氢氧同位素 …… (110)
3 稀土元素地球化学 …… (111)
3.1 东矿带稀土含量及配分特征 …… (111)
3.2 西矿带稀土含量及配分特征 …… (112)
4 微量元素地球化学 …… (116)
4.1 地层及岩石中元素含量 …… (116)
4.2 构造单元微量元素分布 …… (118)
4.3 元素组合特征 …… (119)
第六章 矿床物、化、遥特征及异常模型 …… (121)
1 矿床地球物理特征及异常模型 …… (121)
1.1 磁性特征 …… (121)
1.2 电性特征 …… (123)
1.3 重力特征 …… (126)
1.4 矿床地球物理异常模型 …… (126)
2 矿床地球化学特征及异常模型 …… (126)
2.1 东矿带 …… (126)

2.2 西矿带 …… (134)
2.3 地球化学异常模型 …… (142)
3 矿床遥感影像特征及模型 …… (143)
3.1 遥感图像处理 …… (143)
3.2 遥感地质解译 …… (145)
3.3 成矿环境遥感地质分析 …… (149)
3.4 遥感找矿模型的建立 …… (150)
4 矿床综合信息模式 …… (150)
4.1 矿床综合信息模式的构建 …… (150)
4.2 矿床综合信息模式的应用 …… (154)
第七章 矿床成因与成矿模式 …… (156)
1 控矿因素分析 …… (156)
1.1 东矿带控矿因素 …… (156)
1.2 西矿带控矿因素 …… (160)
2 成矿规律的新认识 …… (160)
2.1 东矿带 …… (160)
2.2 西矿带 …… (163)
3 与国内外同类矿床的对比研究 …… (164)
3.1 东矿带与大红山铁铜矿对比研究 …… (164)
3.2 西矿带与越南生权铜矿对比研究 …… (172)
3.3 小 结 …… (176)
4 成矿时代讨论 …… (177)
4.1 晋宁期成矿作用 …… (177)
4.2 印支期成矿作用 …… (177)
4.3 燕山期成矿作用 …… (177)
4.4 喜山期成矿作用 …… (178)
5 矿床成因 …… (178)
5.1 成矿物质来源 …… (179)
5.2 流体演化及成矿机理 …… (180)
5.3 红河裂陷槽的形成与演化过程 …… (182)
5.4 成矿作用 …… (182)
5.5 成矿机制 …… (185)
6 成矿模式 …… (186)
7 找矿新思路 …… (187)
7.1 东矿带 …… (188)
7.2 西矿带 …… (189)
8 找矿标志 …… (189)
8.1 东矿带 …… (189)
8.2 西矿带 …… (192)
第八章 成矿预测与靶区优选 …… (193)
1 成矿预测方法 …… (193)
2 预测区级别确定及预测依据 …… (194)

2.1 预测区级别确定 …… (194)
2.2 成矿预测依据 …… (194)
3 靶区优选 …… (196)
3.1 铜矿潜在远景和找矿方向 …… (196)
3.2 靶区优选 …… (199)
第九章 结 论 …… (207)
1 主要成果及存在的主要问题 …… (207)
1.1 理论成果 …… (207)
1.2 方法成果 …… (209)
1.3 储量及经济成果 …… (210)
1.4 主要特色和创新点 …… (210)
1.5 问题及努力方向 …… (211)
2 找矿工作建议 …… (212)
2.1 找矿最佳类型 …… (212)
2.2 找矿技术方法 …… (213)
2.3 工程技术手段 …… (213)
2.4 科研找矿工作 …… (213)
参考文献 …… (214)
后 记 …… (232)
附 图
附录：照片及照片说明

第一章 前 言

1 选题目的及研究意义

龙脖河铜矿位于云南省红河哈尼族彝族自治州，金平县勐桥乡及河口县莲花滩乡，南西侧与越南社会主义共和国接壤。地理坐标：103°30′35″E～103°39′00″E；22°47′30″N～22°57′30″N，属哀牢山脉中国境内最南端。矿区呈北西向延伸，走向长40千米、宽2～6千米，矿区面积约120平方千米（图1－1）。按所处区域大地构造位置及成矿特征，矿区以红河断裂为界，划分为东、西两个矿带：①西矿带：位于红河断裂以南的哀牢山变质地体东缘，矿化发生在哀牢山群中深变质岩系中；②东矿带：位于红河断裂以北红河裂陷槽中，矿化发生于一套浅变质火山岩系中。矿区海拔100～450米，相对高差350米，属中等切割中低山区，交通便利，水电资源丰富，工业基础薄弱，地方经济不发达，属少数民族贫困地区。

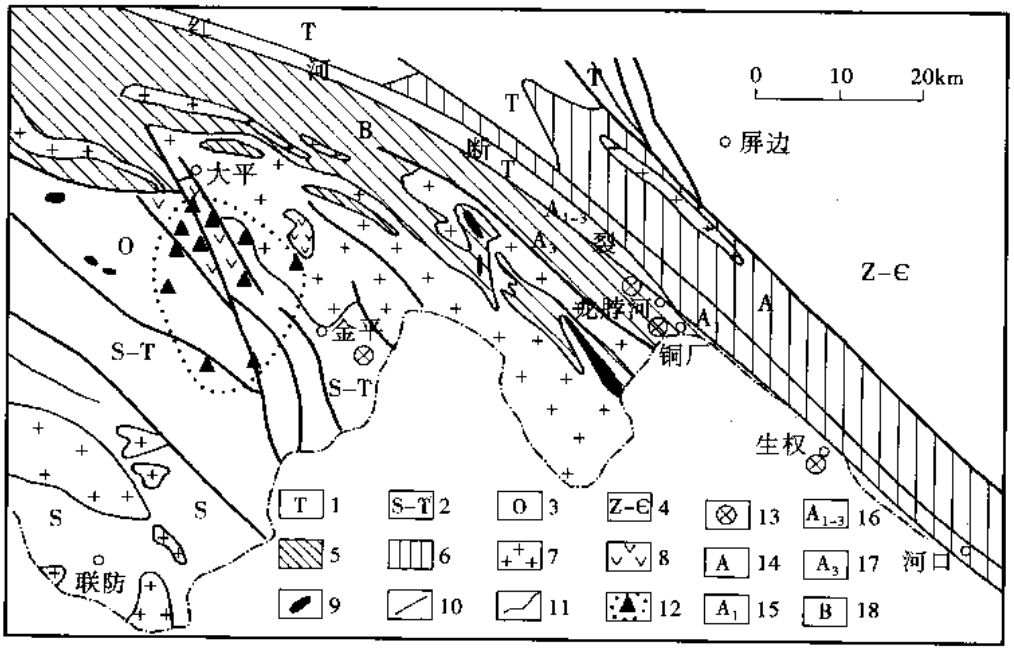


图1－1 云南龙脖河铜矿床地质简图（依朱炳泉，1998，略改）

Fig. 1－1 The Geological sketch map of Longbohe copper deposit, Yunnan

1. 三叠系 2. 志留系—三叠系 3. 奥陶系 4. 震旦—寒武系 5. 元古界哀牢山群
6. 元古界瑶山群 7. 花岗岩 8. 闪长岩 9. 超基性岩 10. 断层 11. 地层界线
12. 金矿 13. 铜矿 14. 扬子板块 15. 个旧—右江盆岭区 16. 红河裂陷槽
17. 哀牢山地体 18. 青藏滇板块

铜是既古老而又年轻的金属。说其古老，是因为铜作为一种金属被人类认识和开发利用的时间，比金略滞后，但比铁、锰、铝等早得多，应归功于地表自然铜、自然金和一些铜、金的天然合金等易被五六千年以前祖辈识别和利用，且比从坚硬的岩石中开采和冶炼铁、铝、锰等金属要

容易得多。说其年轻，是因为铜的新用途还在不断拓展，铜矿床新类型、新产地也层出不穷。随着国家经济建设迅速发展、重点向西转移，我国实施西部大开发战略，云南地质研究和矿产开发再次成为新的热潮，对铜的需求量和消耗量逐年增长，供求矛盾日益严峻，铜长期被列为我国最主要的急需、紧缺矿产，对紧缺资源的深勘更成了矿业热点。龙脖河铜矿是西南有色地质勘查局于20世纪90年代中后期发现的，研究工作相对薄弱。然而，作为红河缝合线上的典型矿床，进行基础研究无疑具有十分重要的意义。

笔者有幸主持完成地质调查局国土资源大调查项目《云南景谷—金平地区铜矿评价》（编号：200010200112）及云南省有色地质局“十五”重点区带项目《云南省金平—元阳—绿春地区金铜多金属矿找矿评价》（编号：2002－011）。为配合项目的实施，尽早取得好的找矿效果，针对该矿区地质研究的主要问题和不足，我们选取成矿条件优越、地质工作程度相对较低的龙脖河铜矿床作为研究对象和研究重点。在充分了解前人工作成果的基础上，笔者以现代成矿理论为指导，以区域大地构造环境及区域成矿地质背景为基础，系统归纳和总结矿床地质特征，且侧重于火山岩及其成矿作用研究。通过矿床学、矿床地球物理学、矿床地球化学、遥感地质学、同位素、包裹体、微量元素、稀土元素等综合研究手段或技术路线，旨在建立成矿与控矿模式，探讨矿床成因。据此，进行了综合成矿预测和靶区优选，提出工作建议和远景目标，为全面开展找矿勘探工作提供科学依据。

现代科学活动的重要特色就是“预测”、“创新”和“实践”。矿业是云南省支柱产业之一，铜既是云南的优势矿种，又是我国的紧缺矿种，开展龙脖河铜矿成矿预测工作，不仅对云南及我国铜矿资源的勘查找矿具有重要现实意义，也为西部大开发提供新的资源基地。另一方面，地处祖国边陲的云南，素有“有色金属王国”的美誉，但矿产资源的可持续发展状况不容乐观。响应西部大开发战略，探索矿产资源快速评价方法，摸清矿产资源潜力，科学研究对政府矿产资源产业政策的制定及实现找矿工作新突破具有重要意义。

2 矿区勘查和研究现状

2.1 矿区勘查和研究现状

20世纪50年代后期，云南开展正规而系统的区域地质调查和矿产地质普查工作，滇东南地区正是从那时起逐渐积累了丰富的基础地质资料和专项地质资料。资料表明：区内岩浆作用、沉积作用、变质作用、构造活动发育广泛，形成的矿产资源丰富多样：成因上，有外生矿产、内生矿产，还有变质矿产，更有介于三者之间的改造矿产；成矿作用上，有单一成矿作用形成的矿产，还有较多的两种或两种以上成矿作用共同形成的矿产；形成时代上，前寒武纪、古生代、中生代、新生代均有产出；矿种上，锡、铜、锑、镍、金、铅、锌等应有尽有；成矿组合规律上，有共生矿种，也有共生矿床类型。

2.1.1 矿区东矿带

矿区内系统的地质工作始于1970年。早在1898～1919年龙达矿段就先后有法国人莱考利（M. Leclere）、佛罗马格（J. Fromaget）等从越南高平到个旧、滇西等地进行地质矿产调查时，曾在老硐一带开采过铜矿。新中国成立前，冯景兰、曾庆民等曾对龙脖河铜矿南部王勇岛块状硫化物铜矿进行过调查。1970～1972年云南省地质局第二区域地质测量大队开展了1∶200 000金平幅、河口幅区域地质调查工作，对区域地层、构造、岩浆活动及矿产概况进行了基础调查，为后人研究成矿地质背景提供了丰富的基础资料。

矿床勘查工作集中在1990～1998年间。西南有色地质勘查局在该区开展大量地质物化探工

作。1991～1992 年西南有色地质勘查局物探队在该区开展 1∶100 000 分散流扫面及部分地段 1∶20 000化探次生晕详查。1990～1992 年西南有色地质勘查局地研所在矿区进行地质概查，同期，西南有色地质勘查局三〇六队在矿区开始踏勘。1992～1993 年西南有色地质勘查局物探队在本区开展激电、中精度磁法、放射性测量等物探工作。1992～1994 年西南有色地质勘查局三〇八队在龙达矿段开展概查找矿工作，同期，西南有色地质勘查局三〇六队在新街—二道河地段开展了概查找矿工作。1995 年西南有色地质勘查局三〇六队、三〇八队分别在区内开展 1∶ 50 000黑白航片地质解译、1∶50 000TM 卫片图像地质解译工作。1996～1998 年西南有色地质勘查局三〇八队在龙达矿段继续开展地质普查，同期西南有色地质勘查局三〇六队亦在新街—二道河地段开展地质普查。经过普查后，全矿区共求获 D＋E 级铜金属储量为 33.60 万吨，其中三〇八队工作的龙达矿段求获 D＋E 级铜金属储量为 20.04 万吨，Cu 平均品位 1.65w%；三〇六队工作的新街—二道河地段求获 D＋E 级铜金属储量为 13.56 万吨，Cu 平均品位 0.80w%。

开展上述勘查找矿的同时，1993～1994 年，桂林工学院隐伏矿床预测研究所在矿区北段分别开展了土壤离子电导率测量法、土壤吸附相态汞测量法、地电提取测量法、元素形势测量法等 4 种新方法的找矿研究，在新街、老新街矿化地段发现两个较好的地电化学异常靶区，并根据测出的异常种类、强度、规模等资料，将其划分为三类异常靶区，推测在Ⅰ类异常靶区的几种新方法异常重合性较好的部位是寻找隐伏铜矿的有利地段。1994～1996 年，中国科学院广州地球化学研究所与西南有色地质研究所共同承担完成“云南河口—金平县龙脖河与水源铜矿化集中区成矿远景评价”科研项目，认为龙脖河地区的浅变质火山岩系形成时代应为早二叠世，并经历绿片岩相区域变质作用；而深变质岩系为外来系统，是推覆作用的产物，包括哀牢山群和瑶山群，均推覆在晚古生代地层之上。认为浅变质火山岩系是一套完整的海相火山岩系，可能的产出环境为小洋盆岛弧环境，火山喷流作用明显。还认为龙脖河铜矿床控矿地层为中元古代钠质火山岩与大理岩，其深部有赋存大型铜矿床的可能性。朱炳泉等提出铅同位素三维空间拓扑投影特征的数据处理方法，根据滇中地区矿石铅同位素填图，龙脖河铜矿石铅同位素矢量 V_1 值大于 111，明显富 Th－Pb 和 U－Pb，属华南块体，即位于华南—扬子地球化学界线偏华南块体一侧；通过对中国大陆铅同位素填图和块体边界元古界基底地球化学特征研究认为，中国大陆超大型矿床以及著名的大型矿床产出与地球化学边界（急变带）（Zhu Bingquan，1996）的关系密切，龙脖河铜矿位于印支—扬子两大块体界线转折端部位，应是进一步发现超大型铜矿和银矿极有利地段（朱炳泉等，1993，1995，1998；Zhu Bingquan，1995，1998；常向阳等，1997）。邹日等（1997）认为北西向的红河成矿带属于印支块体，龙脖河铜矿属于在元古界形成的矿床，且受印支—扬子块体边缘的铅同位素地球化学场急变带制约。杨金富、刘继顺等（1999）研究云南老新街铜矿地质特征、矿床成因及找矿标志；冯开平（1998）研究地球物理地球化学异常模式；满昆良、赵嘉琪（1997）、杨昌华（2003）研究龙脖河矿区东矿带火山岩特征及含矿性；邹日等（1997）研究红河成矿带壳幔演化与成矿作用的年代学；常向阳等（1998）也对金平龙脖河铜矿区变钠质火山岩系地球化学与年代学进行过研究；曹以恒（1997）等探讨过 GPS 技术在龙脖河矿区的应用；崔银亮等（2004）、高俊等（2004）研究矿区火山岩地质及岩石化学特征及东矿带成矿条件、控矿规律；崔银亮等（2004，2005）、Cui Yinliang et al.（2005）将该铜矿与越南生权铜矿、新平大红山铁铜矿床进行对比研究。

2.1.2 矿区西矿带

西矿带勘查工作和研究程度均低，1960 年，红河州地质队对金平县茅草坪铁矿进行普查评价，同年云锡普查队亦对茅草坪铁矿进行过检查。1965 年，云南省地质局十五地质队对金平县六区茅草坪—龙脖河一带进行过地质踏勘。1970 年，云南省地质局第二区测队矿普分队开展金平县大坪台—金水、桥头—茅草坪地区的地质测量及铁、铜矿点普查。1972 年，云南省地矿局

完成金平、河口幅1:200 000区调工作。1992年，西南有色地质勘查局物探队开展1:100 000分散流扫面及部分地段1:25 000次生晕详查（详查仅限于茅草坪以南，1993年继续至公鸡山），同期，西南有色地质研究所开展对公鸡山、茅草坪地段的异常检查工作。1993～1994年，西南有色地质勘查局物探队在大梁子做磁法、电法工作。1995～1996年，西南有色地质勘查局三〇八队在大梁子开展地质概查，采用槽探和钻探（3个孔）对物化探异常进行了查证，但见矿效果不佳。

2.2 存在的主要问题及解决思路

历年开展的勘查和研究工作，从不同领域和不同角度对矿区矿床地质进行研究，但缺乏先进成矿理论指导，也不够全面系统，致使矿床成因类型存在较大分歧，深部勘查找矿受阻：多年来，有认为龙脖河铜矿受北西向的阿龙古—龙山压扭性深大断裂控制，沿断裂带贯入的基性岩墙形成了与之有关的热液交代型铜矿床或热液型矿床；也有认为产于个旧组碳酸盐岩中的铜矿床是沉积－改造型矿床，与火山岩有关的铜矿床属火山－沉积热液型矿床。工作中发现不少地质事实（如老新街河边出现大量的似层状硅质岩等）难以用上述成因理论解释。由此，亟须引入新的找矿思路和成矿理论打开找矿与科研工作局面。笔者经大量野外调查和室内资料研究分析后认为：区内存在火山成矿作用、热水喷流—沉积成矿作用、热水沉积成矿作用、后期叠加改造作用，这些都是关系到本区成矿理论和找矿方向的重大问题，很有必要进一步深入研究。然而，由于过去主要受“热液论或沉积—改造论”的束缚，对成矿综合研究认识不足，对矿床的火山—喷流成矿、热水沉积成矿、后期叠加改造富化缺乏研究。

近年来，国内外在铜矿研究方面特别重视成矿理论和成因研究，特别是关于火山岩型块状硫化物矿床成因方面的研究发生了明显的变化。现代海底热水喷流—沉积矿床（化）的发现，冲破了传统观念的禁区，逐渐完善起来的热水喷流—沉积成矿理论在解释许多矿床的成因研究和指导成矿预测方面发挥很大的作用，为寻找铜多金属矿展示了更广阔的前景。区内成矿地质背景优越，已知找矿信息较多，有一定的研究基础，前人积累了较丰富的资料。综合分析前人资料，可以看出本地区的研究还存在明显的薄弱部分：各种工作和所获得的资料、认识相对分散而零星；对矿床个别研究得多，整体研究得少；某一侧面研究得多，综合研究得少；分散和基础重复研究得多，系统和特色深入研究得少，致使成矿规律不清，找矿至今仍未有重大突破，尤其是富矿体赋存的空间位置及规律性有待探索。矿区地层研究方面，组段划分根据区域地层资料，野外进行了地层剖面的测量、对比和划分，对于在个旧组第三段下部所出露的一套浅变质火山岩系的归属问题不清楚，很有争议。由于它与区域地层难以对比而前人将其暂划为下中三叠统，原有的钻孔都未能揭穿其全厚，该地层是矿区矿体的主要赋存层位，并与矿床形成紧密相关，该套浅变质火山岩系地层时代及南北两区地层对比分析有待深入研究。矿区火山成矿作用及综合成矿预测工作基本上未开展。很多情况下，地勘单位由于对许多规律性的问题尚不明确，在矿区花了许多工程和经费，却见矿效果不佳。因此，进一步加强地质研究工作势在必行。

3 主要工作量

科研组历经5年的时间完成研究报告。其中，野外地质工作共21次296天。先后对滇东南几个主要矿床（点）进行调研，对龙脖河铜矿东西两个矿带开展综合研究和找矿工作，还对云南大红山铜矿和越南生权铜矿进行考察调研。开展1:25 000化探次生晕测量、1:10 000高精度磁法剖面测量、1:10 000中梯激发极化法（IP）剖面测量、野外采样、工程验证、槽坑钻编录等约3年多；室内分析、测试、数据整理及研究报告编写约2年。完成的主要工作量见（表1－

1)。研究工作紧密地结合了中国地质调查局国土资源大调查项目《云南景谷—金平地区铜矿评价》(项目编号:200010200112)及云南省有色地质局"十五"重点区带项目《云南金平—元阳—绿春地区金铜多金属矿找矿评价》(项目编号:2002-011),获得国土资源大调查项目基金支撑。

表1-1 本项研究完成的主要工作量

Table 1-1 The main amount of work having finished in the paper

内 容	数 量	内 容	数 量
野外调查次数及工作时间	21次;296天	槽 探	5 004立方米
1:2 000实测地质剖面	5条,9.37千米	1:25 000化探测量	30平方千米
1:10 000地质简测	32.2平方千米	1:10 000化探次生晕	7.0平方千米
1:2 000地质填图	6平方千米	岩石光谱分析	73件
1:1 000实测地质剖面	1条,2.6千米	金含量分析	29件
区域地质和矿区踏勘路线	52千米	Pb同位素分析	3件
矿床(点)和岩体检查	37个	S同位素分析	3件
1:10 000高精度磁法剖面测量	69.2千米	O、H同位素分析	2件
1:10 000中梯激电剖面测量	20.1千米	分选单矿物	21件
岩矿石标本	162件	包裹体测温、测盐	15件
刻槽采样	304件	单矿物分析	6件
各类地质编录	4 968.1米	包裹体薄片观察	15块
岩石化学全分析	18件	野外照相	857张
微量元素分析	26件	显微照相	92张
稀土元素分析	18件	光片磨制及鉴定	82件
包裹体成分测定	2件	薄片磨制及鉴定	60件
铜含量定量分析	299件	MPGIS编绘图件	54件

研究工作有计划分阶段进行:

2001年9月至2002年2月,准备阶段。查阅检索国内外相关专著、科研报告240余篇,收集研究区内各种资料33份,并进行综合分析和整理,明确研究方向和重点解决的问题,制定了室内外研究计划。

2002年3~12月,野外工作与室内研究交叉进行。其中3~5月及9~12月进行野外现场作业,对龙脖河铜矿已知矿段进行全面地质调查,实测典型剖面,系统采集各类岩矿样品,对以前施工的钻孔岩芯、坑道进行检查和编录。2002年6~9月完成了激发极化法和磁法测量、1:10 000化探次生晕(基本网度:100×40;采集化探样品3 157件)测量的野外工作。经过3个多月的室内资料整理、研究,电脑成图,地质与物探异常推断解释,于2002年10月下旬完成了物化探专题的全部工作,编写了该专题工作报告书。6月到北京国家图书馆、国土资源部中国地质调查局、中国地质大学(北京)进行调研,收集相关资料。

2003年1~8月,室内外交替进行,现场调研和剖析典型矿床,室内对野外采集的各种标本和样品按目的要求送样测试,为下一步进行综合研究作准备。重点剖析基性火山岩、典型矿床,对火山岩的空间分布、地球化学特征、喷发环境、活动旋回、控制火山喷发的基底因素等进行研

究。2003 年 5 ~ 7 月再次开展了 1∶10 000 高精度磁测工作（岩矿石地化参数样 76 件，岩矿石磁参数标本 60 件）。

2003 年 9 ~ 12 月，补充野外工作。重点是：9 ~ 11 月完成 1∶25 000 化探工作（基本网度：250 × 50；采集化探样品 3 604 件，重分析样品 422 件，样品加工3 604件）；对已有资料系统整理，进行综合分析研究，建立成矿模式，总结控矿规律和找矿标志，结合找矿最新资料，确定预测准则，进行找矿预测，提出找矿靶区，并开始对部分找矿靶区实施首批工程验证（设计钻探：2 000米，完成钻探：1 994.39米）；拟定研究报告编写提纲，进行研究报告编写的准备工作。

2004 年 1 ~ 4 月，重点是样品测试和研究成果初步整理。2004 年 4 月、7 月、11 月三次累计 27 天到北京，同年 5 月计 6 天到西北有色金属测试中心（西安），7 月计 10 天到中国科学院贵阳地球化学研究所送样测试。5 ~ 12 月，开始整理研究成果。

2005 年 1 ~ 12 月，以室内报告编写为主，并多次赴野外现场调研核实。4 月和 8 月计 14 天再次到中国地质科学院矿床地质研究所（北京）调研。对云南大红山铁铜矿、越南生权铜矿两个矿床进行考察调研。

2006 年 1 ~ 12 月，对云南大红山铜矿床、越南生权铜矿床再次调研。完成研究报告初稿。

2007 年 1 ~ 2 月，对初稿进行修改、完善、统编，3 月提交最终研究报告。

研究思路和方法概括：

第一，点面结合，以点为主，对研究区矿床（点）形成的区域地质条件进行全面调研、分析与总结，着重深入研究龙脖河铜矿床的成矿地质背景（地质、物探、化探、遥感、矿产资料）和成矿环境（地层、构造、岩性、岩相、蚀变等）。

第二，野外调研与室内研究结合。应用火山成矿理论，重点研究基性火山岩岩石学及火山成矿作用。研究内容有：对区内基性火山岩及其中多层铜矿体和喷流沉积岩进行重点解剖，测制典型剖面、确定地层层序和岩相、火山机构、火山旋回、火山作用的时空演化特征及其与成矿的关系、岩石地球化学特征与火山岩组合系列及火山活动环境等。

第三，宏观与微观相结合，应用热水喷流—沉积成矿理论，进行矿床学研究，建立矿床地质模型。研究内容有：各种矿床（点）地质特征；矿床地球物理特征；矿床地球化学研究，包括微量元素特征、稀土元素特征、同位素特征、矿物包裹体特征；成矿作用研究，包括金属和水介质及热动力来源、热液介质的物理化学条件、控矿条件、成矿环境、成矿类型、成矿规律等。

第四，以矿床地球物理特征为基础，运用地球物理原理和方法，建立矿床地质 - 地球物理找矿模型。

第五，以矿床地球化学特征为基础，运用地球化学原理和方法，建立矿床地质 - 地球化学找矿模型。

第六，以遥感影像特征研究为基础，运用矿床遥感地质的基本理论和方法，建立矿床地质 - 遥感找矿模型。

第七，在成矿地质背景、矿床特征综合研究的基础上，提出矿床成因新认识，建立控矿、成矿模式，建立地物化遥综合找矿模型。

第八，首次引入比较矿床学概念和相似类比理论，系统地开展与国内外同类典型矿床的对比研究工作。

第九，根据综合信息矿产预测理论和地质异常致矿理论，应用地、物、化、遥信息，进行矿床成矿预测，突出矿床主攻类型和最佳远景区段，优选重点找矿靶区。

第十，在充分研究、综合分析的基础上，提出工程验证方案和找矿工作建议。

第二章　区域地质

龙脖河铜矿位于滇东南地区，大地构造位置属特提斯—喜马拉雅构造域和环太平洋构造域的交接部位（黄汲清等，1977）。按板块构造观点，则位于扬子板块与青藏滇板块之交接部位的红河地缝合线上。滇东南地区，以红河断裂为界，东西两部分从志留纪到中三叠世分别处于S17.5°和N17°~32°的纬度带上，两者到晚二叠世才开始拼合（任治机，1989），形成以红河断裂为代表的缝合带，缝合带西部称青藏滇板块，东部为扬子板块，属一级构造单元（表2-1）。由于哀牢山地体是后来从扬子板块中边缘通过哀牢山断裂推覆而来，因而以哀牢山断裂为分界线，北东属个旧—右江盆岭区，南西为哀牢山地体，其间夹持部位为次级的红河裂陷槽（图2-1）。由于经历了多次长期地史发展演化过程，致使该区地质构造复杂，变质作用、岩浆活动强烈，成矿条件优越，矿床（点）分布较广，矿产资源极为丰富。受红河断裂及区域构造格架的控制，区内的主断裂、变质地体及矿化带均呈NW45°方向展布。

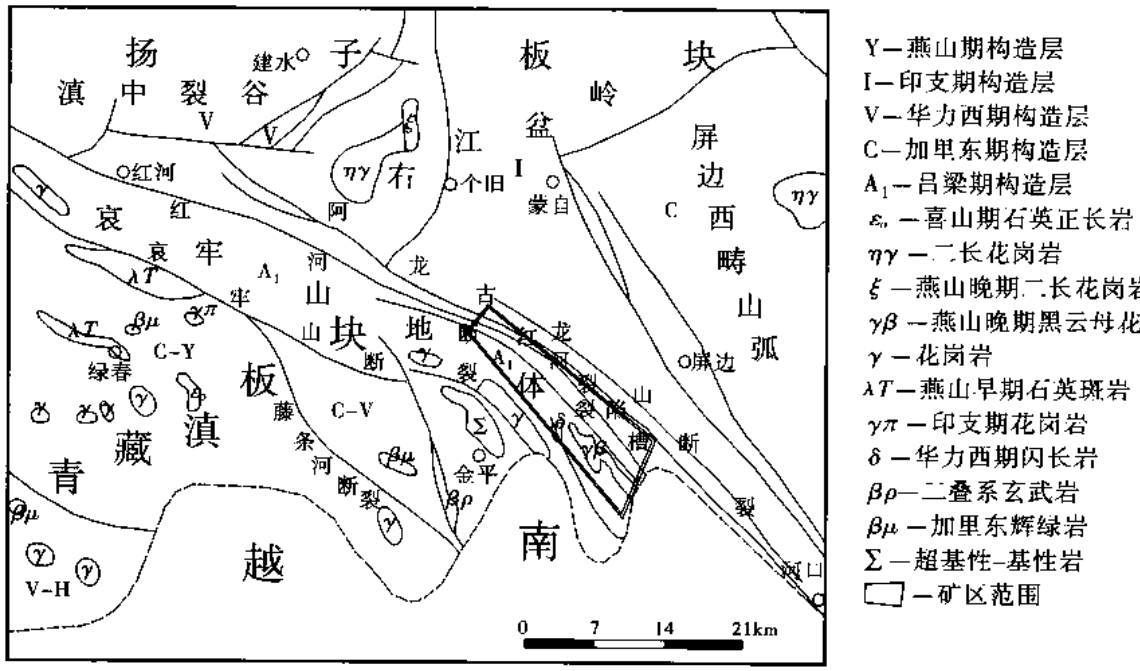


图2-1　龙脖河铜矿区域构造位置图

Fig. 2-1　The regional tectonic location map of Longbohe copper deposit

红河裂陷槽直接发育于早元古代结晶基底之上，并迅速封闭成型。印支前期，其沉积组合为低级变质含基性火山岩的非补偿型；燕山期伴随较强烈的岩浆活动和变质作用。龙脖河铜矿东矿带的铜矿化即发育在此构造背景之上；哀牢山地体则是消减碰撞带产物，是一个大型推覆地体，龙脖河铜矿西矿带就是该变质地体在区域变质和混合岩化等复合成因的基础之上形成。

表 2－1 滇东南板块构造分区表

Table 2－1 The different plate tectonic district of the southeast Yunnan

一级单元	二级单元	三级单元
青藏滇板块	金平板块缝合带	
扬子板块	屏边—西畴山弧（T）	
	个旧—右江盆岭区（D－E）	个旧—右江裂谷（$D-T_3^2$）
		广南—富宁裂陷槽（$D-T_3^2$）
	哀牢山地体（P－T）	红河裂陷槽（Pt_1-E）

依西南有色地质勘查局，1995。

上表中与矿区有关的三个单元：

（1）个旧—右江盆岭区。

北以弥勒—师宗断裂与滇东南地体为界；南为屏边—西畴山弧；西以红河断裂与哀牢山地体毗邻；东以黔南、桂西裂谷系相通。云南省内为：围绕屏边—西畴山弧展布的裂谷系，由个旧—右江裂谷、广南—富宁裂陷槽以及红河裂陷槽组成（图 2－2）。盆岭区结晶基底未出露，上、下古生界地层分布零星，中生界地层广泛分布。区内构造线仍具有向北凸出的弧形特征，较大的断裂有红河断裂、阿龙古—龙山断裂、弥勒—师宗断裂、南盘江断裂（图 2－3）。

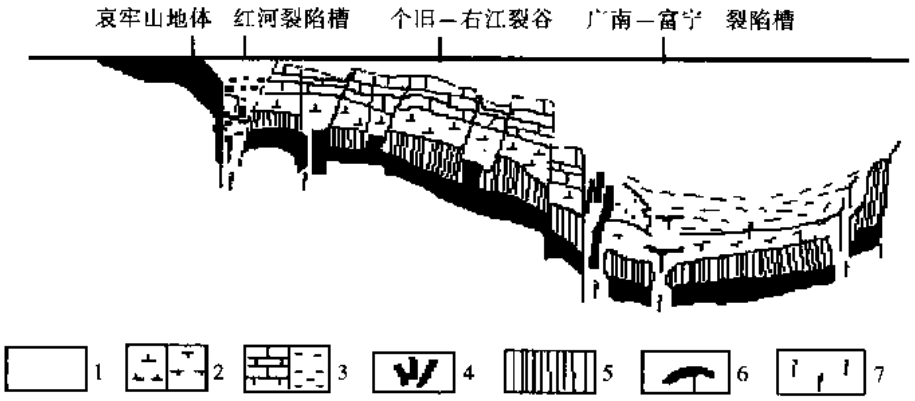


图 2－2 盆岭区内部结构图（依西南有色地质勘查局，1995，略改）

Fig. 2－2 The inner－structure map of basin and range province

1. 结晶基底（Pt_1） 2. 上古生界地层（Pz_2）台垒区/盆堑区 3. T_{1-3}沉积、台垒区/盆堑区 4. 镁铁质侵入岩 5. 褶皱基底（Pz_1） 6. 碱性玄武岩 7. 上升热流

（2）哀牢山地体。

夹持于红河与哀牢山大断裂之间的异源高级变质地体，宽数十千米，长数百千米，南端已延入越南。由下元古界哀牢山群组成，缺失中、上元古界以后的地层，后期有华力西、印支期超基性－酸性岩侵入，地体与其东、西两侧地质单元有完全不同的发育历史。哀牢山地体内构造线、变质岩产状均与红河、哀牢山大断裂平行，呈北西向延伸。

（3）红河裂陷槽。

夹持于红河大断裂与阿龙古大断裂之间的地堑式狭长盆地。宽仅数千米至十余千米，长达数百千米，向南延至越南。裂陷槽直接发育于早元古代结晶基底之上，从印支—喜山期，沉积组合

由低级变质的类复理石、基性火山岩的非补偿型沉积迅速变为海陆交互相－类磨拉石－膏盐超补偿型沉积，并迅速消亡（封闭）。裂陷槽内基性火山岩是龙脖河铜矿东矿带的成矿母岩，同时也是其容矿岩石，火山活动为成矿提供热源和物源。

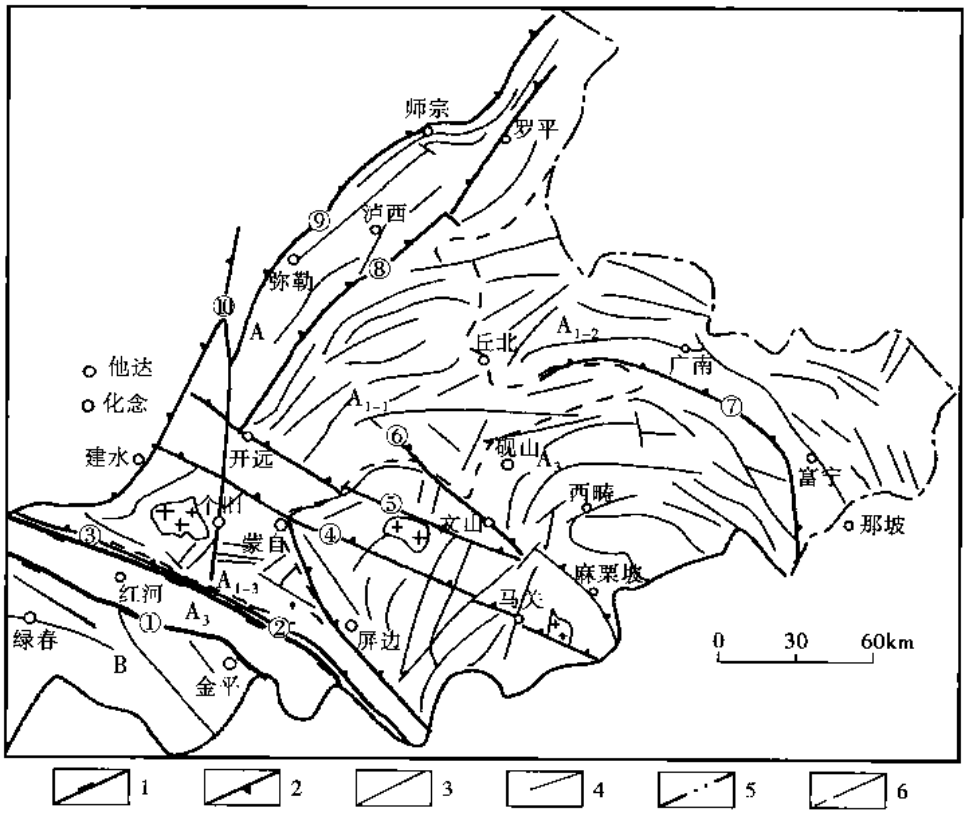


图 2－3　滇东南构造分区略图（依杨志翔，张泰身，1995）

Fig. 2－3　The tectonic district sketch map of the southeast Yunnan

1. 超壳断裂：①哀牢山断裂、②红河断裂　2. 地壳断裂：③阿龙古断裂、④化念—马关断裂、⑤他达—薄竹山断裂、⑥文山—麻栗坡断裂、⑦丘北—理达断裂、⑧南盘江断裂、⑨弥勒—师宗断裂、⑩小江断裂　3. 壳内断裂　4. 构造分区界线　5. 国界　6. 省界

构造单元 A 扬子板块：A_1 个旧—右江盆岭区，A_{1-1} 开远—罗平台垒，A_{1-2} 广南—富宁裂陷槽，A_{1-3} 红河裂陷槽，A_2 屏边—西畴山弧，A_3 哀牢山地体　B 青藏滇板块

1　地　层

区内地层可分基底及盖层两部分：基底哀牢山群、瑶山群分别出露于红河裂陷槽的东西两侧，其岩性组合、变质变形程度和地球化学特征都极为相似，属古元古界地层。盖层主要为一套浅变质岩系，岩石主要有中基性火山岩、基性侵入岩、碳酸盐岩及砂板岩，地层范围相当于中、上三叠统个旧组和火把冲组。其次为下三叠统洗马塘组、永宁镇组及下三叠统（?）变基性火山岩组。哀牢山群分布于红河大断裂南西，瑶山群及洗马塘组和永宁镇组分布于阿龙古—龙山大断裂北东。在两大断裂夹持地段为个旧组、火把冲组及下三叠统（?）变基性火山岩组（表 2－2）。

表 2－2 龙脖河铜矿区地层简表

Table 2－2 The regional stratum sketch table of Longbohe copper deposit field

地层					厚度（米）	岩性描述	矿产
界	系（群）	统	组	代号			
新生界	第四系			Q	0～20	冲积，残坡结构，亚砂土、黏土、局部地段见有含孔雀石铜矿化红色黏土	
中生界	三叠系	上统	火把冲组	T_3h	>700	中上部灰－褐黄色板岩、粉砂质板岩，局部夹硅化白云岩、变质砂岩；下部为千枚状板岩、钙质板岩、千枚岩、偶夹绢云片岩	
		中统	个旧组	T_2g	651	上部硅化细晶白云岩、大理岩化白云岩夹白云质灰岩板岩、绢云板岩夹炭质板岩；中部硅化白云岩夹泥质白云岩，局部还夹板岩；下部板岩、绢云板岩、细晶硅化白云岩夹泥质白云岩、片岩，是东矿带次要含矿层	Cu
		下统	变基性火山岩组	$T_1\beta$（?）	>500	暗灰色、灰绿色细碧质火山凝灰岩、凝灰岩，局部夹变质火山角砾岩、火山集块岩，间夹浅绿色变角碧质火山熔岩、大理岩透镜体，为东矿带主要赋矿层位	Cu、Fe
			永宁镇组	T_1y	>600	浅灰－灰色中厚层大理岩、含云母硅质条带大理岩，局部地段混合花岗岩、花岗伟晶岩侵入	
			洗马塘组	T_1x	>475	白云钠长片岩，均质－条纹状混合岩	
元古界	瑶山群			$Ptys^d$	>674	混合质矽线黑云片麻岩、黑云斜长片麻岩、黑云斜长变粒岩上部夹少量大理岩	
				$Ptys^c$	1 562	含石榴斑晶黑云斜长变粒岩夹黑云片岩，局部见有角闪岩	
				$Ptys^b$	>701	矽线斜长黑云片岩、混合质矽线黑云片麻岩、斜长角闪岩、条痕状黑云混合岩、大理岩	
				$Ptys^a$	>806	矽线黑云片岩、混合质矽线黑云片麻岩、斜长角闪岩	
	哀牢山群		乌都坑组	Ptw^n	>309	黑云质眼球状混合岩、条痕状混合岩夹少量白云质大理岩	
				Ptw^b	1 468	角闪斜长片麻岩、角闪质条带状混合岩夹黑云斜长片麻岩及少量黑云片岩、黑云斜长变粒岩，顶部为大理岩，该层具铜、铜铁矿化。是西矿带次要含矿层	Cu、Fe
				Ptw^a	1 418	黑云斜长片麻岩、角闪斜长片麻岩互层夹黑云斜长变粒岩、斜长角闪岩、二云片岩	
			风港组	Ptf	1 926	以黑云质和角闪质条带－条纹状混合层互层为主，部分为混合岩化（黑云）角闪斜长片麻岩、黑云斜长片麻岩，局部夹少量黑云斜长角闪岩，黑云斜长变粒岩，该层具铜矿化	Cu
			阿龙组	Pta	>1 927	黑云斜长片麻岩、角闪斜片麻岩、角闪斜长变粒岩、斜长角闪岩互层	
			小羊街组	Ptx	>800	二云片岩、二云斜长变粒岩、偶夹大理岩	

依西南有色地质三〇六队、三〇八队，1996，整理。

古元古界哀牢山群、瑶山群是一套深变质高级变质岩组合，岩性为片麻岩、混合岩、角闪

岩、片岩、变粒岩夹大理岩。推测其原岩为一套巨厚（>9 253 米）、含中基性火山岩的陆源碎屑岩夹碳酸盐岩复理石沉积组合，为扬子板块滇东南地区出露的最老的岩石，构成该区的结晶基底，应是吕梁构造运动阶段的产物。加里东、华力西构造运动阶段岩石缺失，印支构造运动阶段岩石直接发育于吕梁构造运动阶段的高级变质组合之上。印支构造运动阶段有两种岩石组合，其一是低级变质组合包括三叠纪岩石，受低绿片岩相变质，岩石组合为板岩、片岩、变粒岩、白云岩，其原岩为泥质岩、碎屑岩、碳酸岩夹基性火山岩。其二是镁铁岩组合，为沿层或不整合侵入的辉绿岩组合。孙大中等（1996）认为哀牢山群、瑶山群为华南—印支块体的元古宙增生地体，于晋宁期拼贴到扬子块体上。朱炳泉等（1998）研究认为哀牢山群与瑶山群地层属印支华夏块体，这些地层时代主要形成于 1.8～1.3Ga，缺少正常的地层系列，也无上下叠置关系。

2　构　造

区内构造总体呈北西向分布，近于平行，似“双轨式”展布的红河和阿龙古两条区域性深大断裂斜贯全区，形成 NW50°方向的主构造线，并对南北两区的地史发展和地层发育起主导和控制作用。东矿带夹持于红河断裂与阿龙古—龙山断裂之间，两大断裂夹持地段构造较为复杂，其外侧次级断裂较为发育，规模不一，主要为北西向纵断裂，其次北东向横断裂，多为陡倾角，长几百米，具平移性质的小断裂（图 2－4）。区内褶皱简单，由于频繁构造运动的影响，褶皱构造多数已经残缺不全。刘发刚（2003）将处于古元古代哀牢山群和瑶山群两套深变质基底的衔接部位称为红河构造区，认为该区实际上是一个两侧受断裂夹持的基底断块，但其变形变质特征又与哀牢山群和瑶山群均具有较大差异：构造区内现今构造格局表现为由一系列近于平行延伸的断裂所分割的断块构造，断块内部褶皱构造以小型褶皱为主，填图尺度的褶皱构造则发育较小；刘还认为区内红河一带并非为二叠—三叠纪时期的沉降盆地，而是受断裂夹持的基底断块。

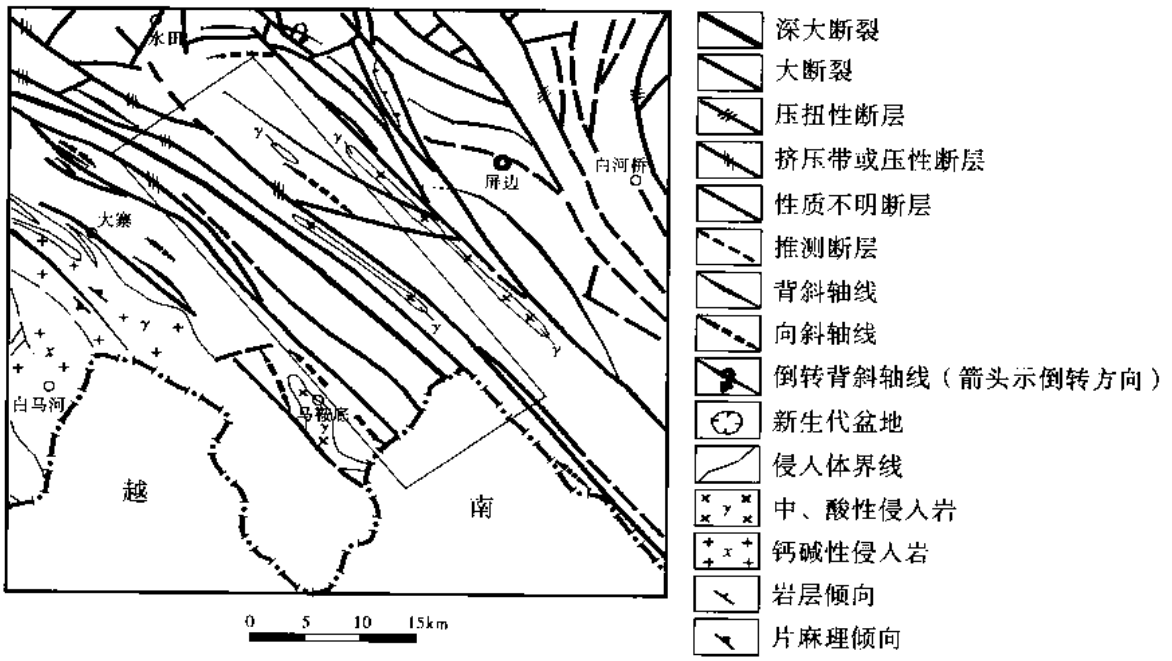


图 2－4　龙脖河铜矿区域构造纲要图（依西南有色地质勘查局三〇六队，1995）

Fig. 2－4　The regional tetonic outline map of Longbohe copper deposit area

2.1 断 裂

区域性断裂主要有红河断裂、阿龙古—龙山断裂，其次有龙古口—坝洒断裂、大坡头断裂、新寨—勐坪断裂、桥头街断裂、马鞍底断裂等。

红河断裂。据相关资料，红河断裂倾向极不稳定，属走滑压扭、交扭性质。由于红河断裂的多期次活动，早期构造形迹被后期活动破坏和改造，现保留的构造形迹多为喜山期产物。宏观及微观上均表现为左旋走滑性质；地貌上形成狭长的负地形和平台，在热水塘地区负地形带上有一系列温泉分布，说明断裂至今尚在活动。该区区域性深大断裂控制了区域上南北两区的地史发展和构造的发育，亦控制了岩浆活动及矿产的分布。断裂南西侧为哀牢山群深变质片麻岩、角闪斜长变粒岩及糜棱岩、混合岩；北东侧为上三叠统火把冲组浅变质的砂板岩、千枚岩、变质砂岩。物探资料反映该断裂呈狭长的重力正负异常并列带、狭长而幅度不大的磁力高带，成为东西矿带的分界线，属于矿区一级构造。红河断裂主要表现出两期断裂活动特点：早期为左行走滑脆韧性剪切带，断裂活动可能形成于燕山期；晚期断裂为脆性走滑断层及正断层，断裂作用应发生于中新世之前、白垩纪之后，可能形成于渐新世，在中新世末至上新世时期可能还存在正断层活动。另外，从断裂西缘脆韧性剪切带中具有早期挤压断裂变形特点看，该断裂可能在哀牢山造山带造山早期（印支期）已形成（刘发刚，2003）。

阿龙古—龙山断裂。区域资料认为“该断裂系为规模较大，活动期较长并具多期复活特征的压扭性断裂，它与基性侵入体一起控制了著名的龙脖河铜矿东矿带的分布”。在莲花滩地段产于断裂破碎带中的铜矿化（体）即受该断裂所控制，也属于矿区一级构造。

2.2 褶 皱

区域内较大的褶皱为绿水河背斜、龙达背斜、红河复式背斜、甘龙井向斜，其次有木梳坎—嘎马底向斜、棉花地向斜、大夫寨背斜。红河背斜大致沿红河河谷分布，背斜轴向与主构造线平行，轴线长大于25千米，宽1~3千米，两翼不对称。核部地层为中三叠统个旧组碳酸盐岩、下三叠统变基性火山岩组变火山碎屑岩、变玄武质火山凝灰岩夹辉绿辉长岩；西翼为上三叠统火把冲组砂岩、板岩，北东翼为中三叠统个旧组碳酸盐岩。因阿龙古—龙山断裂的破坏，火把冲组地层被断失，西翼复式褶皱较发育。

3 岩浆岩

基性火山岩遍及区内，主要分布于老新街、龙脖河、五道河等地，由变玄武岩、辉绿岩、变玄武质火山碎屑岩等组成，与个旧组地层呈整合或断层接触，是矿区主要赋矿层位。此外，分布于红河以南的草果湾、棉花地等岩体属基性-超基性岩体，一般规模较大。总体上看，岩浆岩较为发育，分布广泛，岩浆活动常沿断裂带或褶皱轴部侵入，尤其是与北西向断裂有关的侵入活动颇为活跃，以沿北西向断裂方向侵入的岩体规模较大，且大部分呈北西向延伸，与区域构造基本一致，它们与铜、镍、钒、钛、铁、石棉等矿产的形成有着密切的关系。由于岩浆活动的多期次，岩石种类的多样性，同时带来了与之相关的铜、镍、钒、钛、铁等成矿物质，并在有利的成矿空间形成矿床。

关于基性火山岩后有专门章节详细研究，这里仅叙述印支期和燕山期侵入岩的特征。

3.1 印支期岩浆活动及岩浆岩

本期存在中酸性侵入岩大面积出露，有两期侵入，以规模大、分布广、活动强和多期次为

特点。

第一期中酸性侵入岩——角闪花岗岩，仅分布于红河以南深变质岩区南东部，以勐坪岩体为代表。岩体规模较大，呈不规则长条状，延伸方向与围岩产状一致。岩体与围岩为突变接触，岩性互不过渡。

第二期中酸性侵入体——片麻状花岗岩，分布于红河两岸的深变质岩区，主要有拦河坝、老龙田、石板寨、大石头、马批邑等10余个岩体。一般呈北西向扁椭圆状、线状延伸，延长1千米至10余千米，宽为200～600米。岩体与围岩均为突变接触，界面明显。

3.2　燕山期岩浆活动及岩浆岩

燕山期主要为中酸性和基性侵入岩。中酸性侵入岩分布于大梁子、刃股水、苦竹寨等地。岩体均呈椭圆状沿主构造线方向延伸，为细－中粒黑云花岗岩。基性侵入岩有辉绿辉长岩、辉长岩两类，分布于下干塘、莲花滩、二道河、老新街、新街、乌龟滩、龙脖河等地。岩体呈岩床、岩脉产于个旧组及基性火山岩组中，规模较大。

4　变质作用

由于该区所处构造位置的特殊性，区内区域变质、接触变质和动力变质均发育，变质程度在不同地区存在差异。沿红河、哀牢山两大断裂发育有规模较大的糜棱岩带，说明动力变质强烈，与强大的剪切应力有关，属后期走滑产生的动力变质作用的叠加。在有利成矿区带中，由于后期多种地质作用的影响，特别是构造变动、区域变质和风化剥蚀的影响，块状硫化物矿床多已遭受变形变质，原来面貌大为改变。由此，对块状硫化物矿床的研究评价，不能仅看个别矿床矿点，必须注意整个成矿系列与矿化带特征。

东矿带，以基性火山岩系为主的地层遭受不同程度的变质，尤以下三叠统洗马塘组变质较深，个旧组和火把冲组次之，属低级浅变质岩组合——低绿片岩相至低角闪岩相变质的不均匀地层。原来的黏土岩、泥岩类大部分变成了千枚状板岩、千枚岩、绢云片岩、石墨化炭质板岩；碳酸盐岩因重结晶作用部分已大理岩化或进一步变质成大理岩；原来的基性火山岩和火山碎屑岩类经变质作用成为变粒岩或片岩等。但以上岩石经变质后大多仍保持有原来的原岩结构构造。

西矿带，古元古代哀牢山群和瑶山群是一套中深变质岩系，遭受较强烈区域变质及不同程度的混合岩化作用，经历了吕梁期、晋宁期、印支期、燕山期等多期变形和变质作用叠加改造，属高级变质岩组合——角闪岩相，发育多期（脆）韧性剪切带，岩石的原生层序已被彻底破坏，恢复原岩应是以黏土岩、杂砂岩、火山碎屑岩、火山岩为主夹钙质泥岩、灰岩等。

5　地球物理

研究区跨越哀牢山变质地体、屏边—西畴山弧区、红河裂陷槽三个次级构造单元，各构造单元重力场及磁力场特征有明显差异。

5.1　磁力场特征

在航磁 ΔT 异常平面图上（图2－5），区内可分为两大磁场，红河裂陷槽处于正负磁异常带分界线上；红河以西为正背景场上叠加哀牢山地体的北西向正磁异常（图2－6）；红河以东则为平静磁场区，以负磁场为背景，叠加北东东向局部正异常。异常强度由西向东减弱，两者反映出极为明显的差异。ΔT 化极上延20千米和上延40千米的成果显示（图2－7、图2－8），红河以

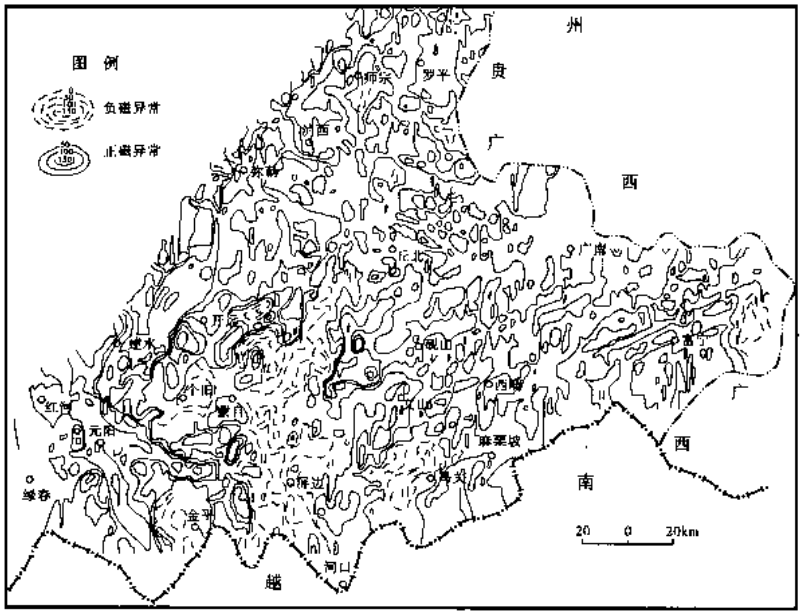


图 2－5 滇东南地区航磁化极等值线异常图（单位：nT）（依西南有色地勘局物探队，1993）

Fig. 2－5 The anomaly isogram reduced to the pole of aeromagnetic survey in Southeastern, Yunnan

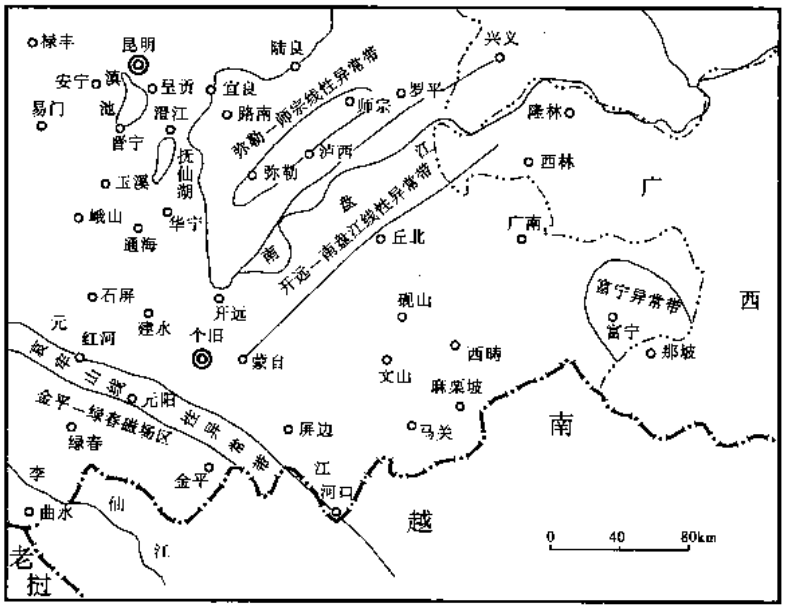


图 2－6 滇东南磁场划分图（依杨志翔，张泰身等，1995）

Fig. 2－6 The map of magnetic field in Southeastern, Yunnan

东叠加的正异常数量迅速减少，而红河以西的正背景和叠加的正异常依然存在。区内磁力场形态以北西向带状展布为总趋势，呈线性排列的航磁异常是哀牢山深变质岩系和红河裂陷槽变基性火山岩、侵入岩沿断裂侵入的综合反映。据云南省有色地质物探队对龙脖河地区岩（矿）石磁性参数进行测定：辉长辉绿岩的 X（$\times 10^{-2}$SI）综合值为 3.20，J（A/m、度）综合值为 7.45，ψr 为 210°，Qr 为 41°；火山碎屑岩的 X（$\times 10^{-2}$SI）的变化范围为 2.20～3.90，综合值为 3.10，J 值（A/m、度）的变化范围为 11.28～14.20，综合值为 12.64，ψr 为 85°～207°，Qr 为 11°～28°；变基性火山岩型铜矿的 X（$\times 10^{-2}$SI）的变化范围为 0.10～1.00，综合值为 0.55，J 值（A/m、度）的变化范围为 2.69～4.31，综合值为 3.5；石英脉、铜矿石、千枚岩、板岩等无磁

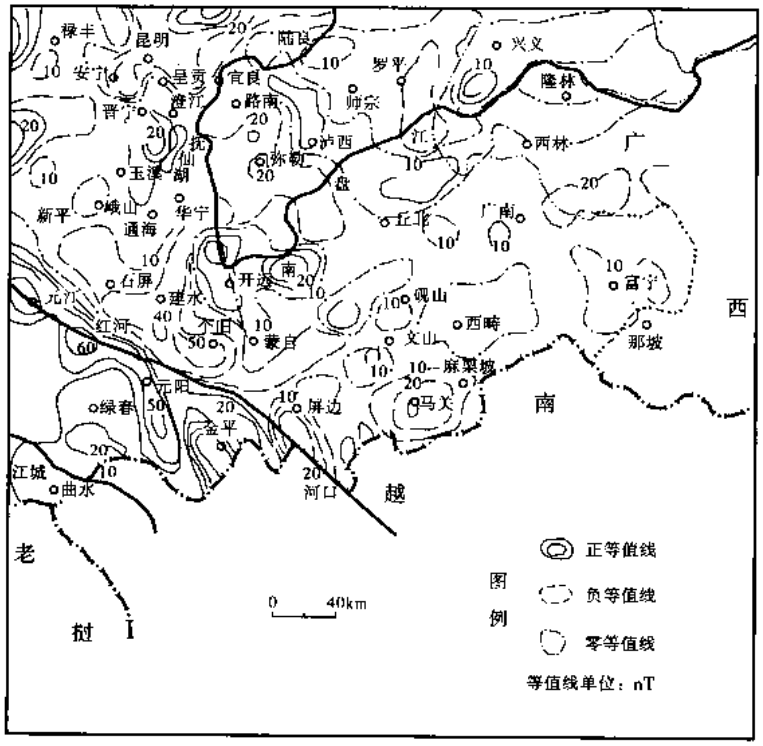


图 2－7　滇东南 ΔT 化极上延 20 千米等值线图（依杨志翔，张泰身等，1995）

Fig. 2－7　The anomaly isogram reduced to the pole superjacent to 20 km of ΔT aeromagnetic survey in Southeastern, Yunnan

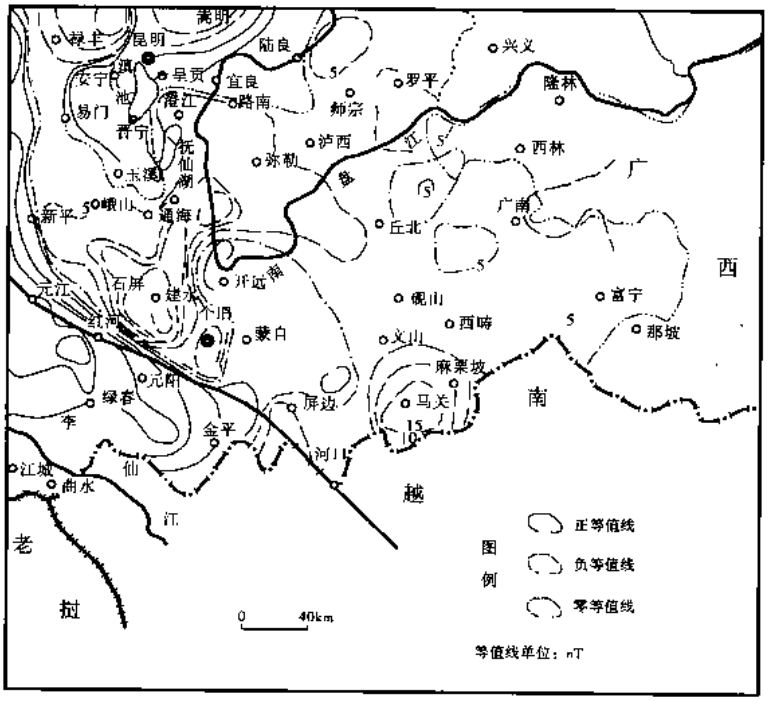


图 2－8　滇东南 ΔT 化极上延 40 千米等值线图（依杨志翔，张泰身等，1995）

Fig. 2－8　The anomaly isogram reduced to the pole superjacent to 40 km of ΔT aeromagnetic survey in Southeastern, Yunnan

性。时间域及频率域电参数（西南有色地质勘查局物探队，1993）在变基性火山岩型铜矿、辉绿岩型、白云岩型铜矿、含铜石英脉、炭质板岩有高激电率（η），高幅频率（F_S），低电阻率（ρ_S）显示，其他岩石与正常围岩幅频率低于3%，激电率低于0.5%，炭质板岩中幅频率最高可达23.5%，铜矿石幅频率差异不明显，电阻率白云岩最高，ρ_S 大于1 000Ω·m，其余均为低电阻率（301～883Ω·m）。含矿岩石与围岩及其他岩石有明显的电性差异，小规模的高幅频率、低电阻率异常由铜矿引起。

5.2 重力场特征

龙脖河铜矿处于红河断裂以南低重力区与断裂以北高重力区的梯级转换部位；裂陷槽内出露的基性火山岩、侵入岩正好是重力异常的综合反映。沿裂陷槽走向重力场等值线是密集的线状延伸部位，即为系红河断裂带的所在位置。

该区重力异常以红河为界，红河以东，反映为屏边北西向正异常及个旧近东西向负异常组成；红河以西，由北西向东、东高西低的两个异常带组成。哀牢山变质地体重力场则表现为负异常，正异常偏到地体的东侧。红河裂陷槽重力异常介于正负异常转换带上（图2－9），属屏边—河口地幔隆坳区的坳陷部分；哀牢山变质地体属红河—金平地幔隆坳区的隆起部分；瑶山群属屏边—河口地幔隆坳区的隆起部分（图2－10、图2－11）。

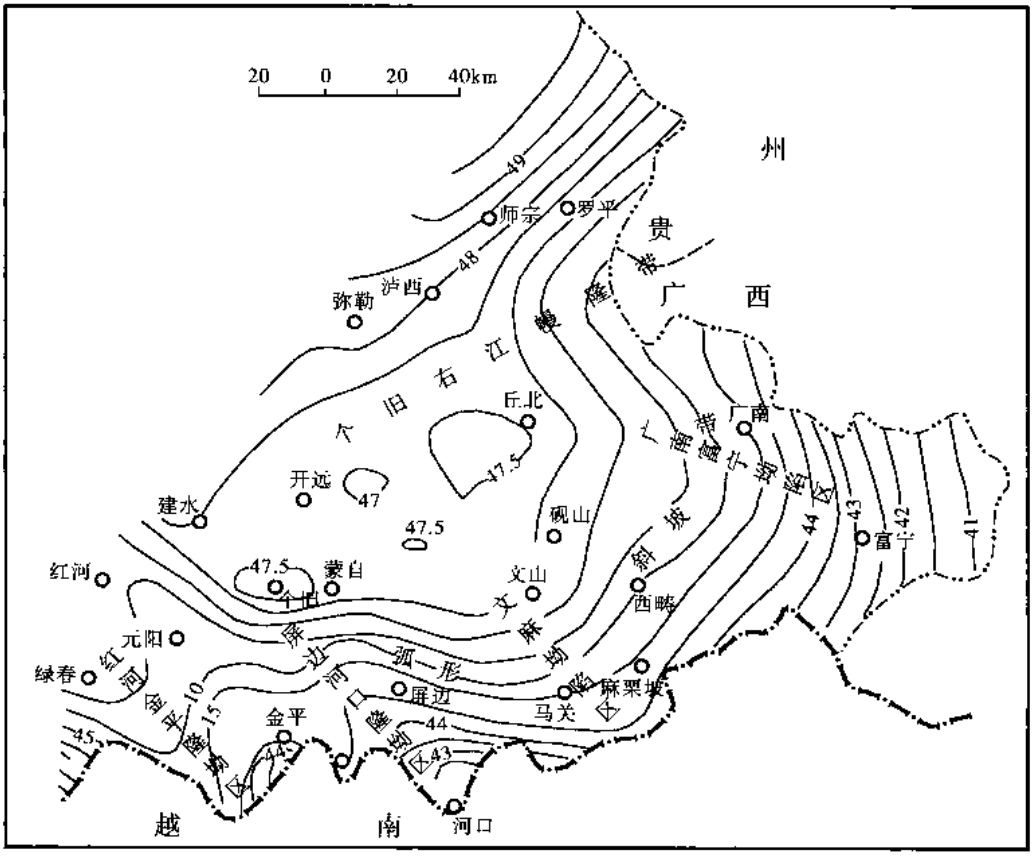


图2－9 滇东南布格重力反算莫霍面深度等值线图

（依西南有色地勘局物探队，1993）

Fig. 2－9 The isogram of Bouguer gravity anomaly correction with Moho depth in Southeastern, Yunnan

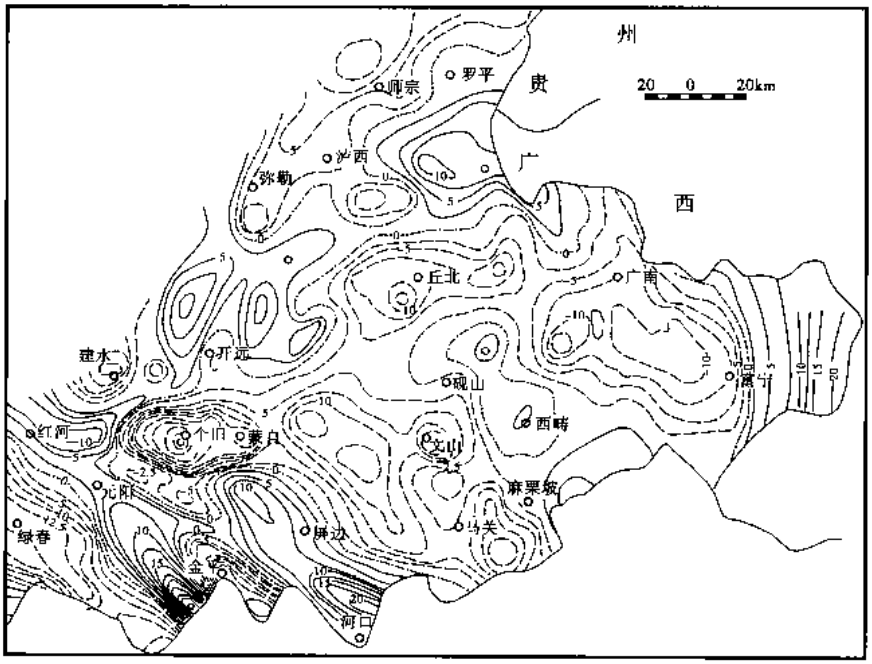


图 2－10　滇东南布格重力局部场(H=8km)等值线异常图

(单位:10gu)(依西南有色地勘局物探队,1993)

Fig. 2－10　The anomaly isogram of Bouguer gravity H=8km field in Southeastern, Yunnan

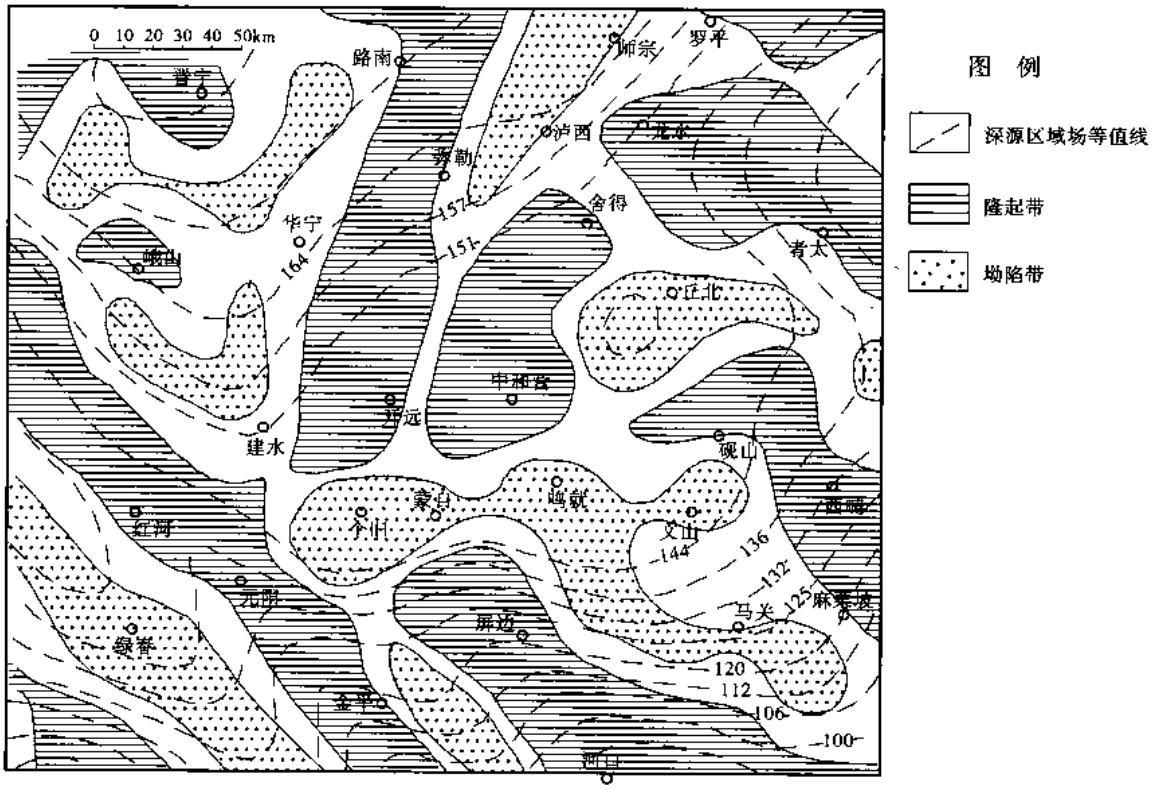


图 2－11　滇东南地区重力区域场深部构造推断图（依杨志翔，张泰身等，1995）

Fig. 2－11　The deep tectonic inferences map of gravity region field in Southeastern, Yunnan

区域重力场以北西向线性展布为特点，呈重力高与重力低的带状重力异常相间排列出现。金平大梁子一带出现重力异常低值区，在靠近哀牢山断裂带，出现重力异常低值区呈梯级转换现象，而在元阳一带出现重力高异常，显示哀牢山变质地体基底的梯级变化和坳陷，是沿哀牢山断裂带侵位的酸性岩及大梁子一带大面积分布的混合岩及花岗岩的综合反映。

在红河裂陷槽中，出露基性岩引起局部重力场正等值线扩展形变，航磁有中—强磁异常反映，推测红河裂陷槽中的基性侵入岩延伸较大。

6 地球化学

6.1 地层和岩浆岩元素丰度

从表2-3中可看出，不同时代地层和岩浆岩在元素富集的种类和富集程度上有较大差别。哀牢山群富集Au、Hg、Sn、W、Mo、Ti、V；瑶山群富集Au、Ag、Hg、Sn、W、Mo、Cu、Pb、Zn、Sb；二叠系玄武岩组富集Cu、Co、Ti、Cr、Ni、V（Zn、As、Pb）；洗马塘组富集Sn、W、Cu、Zn、Mn、As、Au；个旧组富集Pb、Cu（Sn因样品采自灰岩而偏低）；法郎组富集Au、Hg；鸟格组富集As、Sb、Pb、Sn、F；火把冲组富集Hg、Zn。辉绿辉长岩富集Au、Hg、V、Zn、Mn；基性-超基性岩富集Ag、As、Sb、Pb、Bi、Zn、Cu、Co、Ni。

6.2 区域次生晕异常特征

区域内次生晕异常分布广泛，形态多样，元素组合复杂，各元素异常分布特征（图2-12）表明，土壤、水系沉积物的物质来源于裸露的岩（矿）石风化剥蚀，并呈现出明显的规律性：

（1）在沉积岩区，元素异常组合与元素在基岩中的分布规律吻合，具“形影相随”的强烈依附性及元素组合在平面分布的不均一性，如中三叠统在个旧地区Sn、Cu、Pb、Zn、Ag多金属异常分布广泛；在丘北—广南地区，异常组合则为As、Hg、Sb、Au。在岩浆岩区，异常分布反映了岩浆岩成矿的专属性。

（2）异常分布与构造有关，反映了构造对成矿的控制作用和影响。

（3）地层、岩浆岩、构造相互叠加地区，次生晕异常则显示了综合影响所形成的丰富多彩的元素组合特征。

6.3 地球化学区的划分及特征

滇东南地区划分为5个地球化学区，8个地球化学分区，8个异常带（图2-13）。龙脖河铜矿区跨越3个地质构造单元，具有不同的地球化学特征和元素组合，进一步可细分为3个不同地球化学区，即：红河裂陷槽地球化学区（A_{1-3}），哀牢山地球化学区（A_3），阿龙古—龙山断裂以北的屏边—西畴地球化学区（A_2）。

红河裂陷槽地球化学区（A_{1-3}），出露地层为浅变质火山岩系，基性岩分布广泛，主要成矿元素为Cu，异常组合简单、规模大、连续性好，是寻找与基性火山岩、侵入岩有关铜矿床最有利地区。

哀牢山地球化学区（A_3），哀牢山变质岩系分布区，主要成矿元素为Cu、Ni、V、Ti、Au、Ag、Zr、Nb等，异常元素组合较简单。从龙脖河铜矿西矿带的大梁子、公鸡山等矿段分散流异常看，规模大，浓集中心明显，但连续性差，是寻找变质热液型铜矿床的有望地区。

屏边—西畴地球化学区（A_2），出露地层以寒武系为主，主要的岩浆岩为花岗岩，分散流异常元素组合复杂，在该区西缘分散流元素组合有Al、W、Ag、Pb、Zn、As、Sb、Hg等，且具有明显分带性。

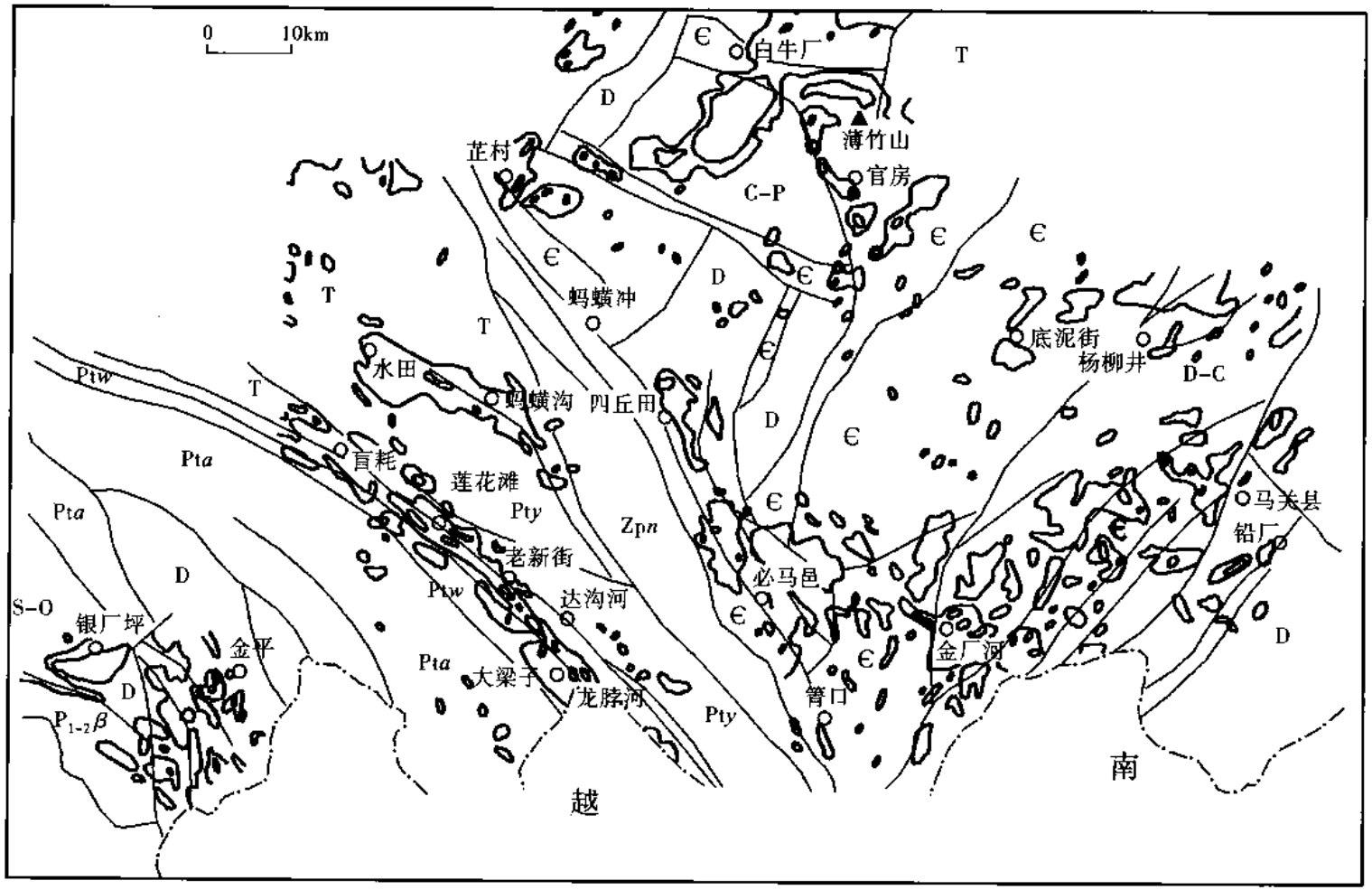


图 2-12　滇东南地区分散流铜元素异常图（原始数据来自西南有色地勘局物探队，1992）

Fig.2-12　The Cu anomaly map of dispersion train in Southeastern, Yunnan

图例：◎ 铜异常　T：三叠系　P：二叠系　$P_{1-2}\beta$：二叠系玄武岩　C：石炭系　D：泥盆系　S：志留系　O：奥陶系　∈：寒武系　Zp*n*：屏边群　Pt*y*：瑶山群　Pt*w*：哀牢山群乌都坑组　Pt*a*：哀牢山群阿龙组

表 2-3 滇东南区域地层微量元素含量（单位：Au $\times 10^{-9}$，其余元素 $\times 10^{-6}$）

Table 2-3 The trace element contents of regional stratum in southeast, Yunnan

地　层	代号	样数	Au	Ag	Hg	As	Sb	Bi	Zn	Cu	Ti	Mn	Co	Ni	Cr	Pb	V	Sn	F	W	Mo
火把冲组	T_3h	15	0.813	0.059	0.354	4.7	1.3	0.211	33	15	1 995	393	6	17	46	20	92	2	413	2	1.1
乌格组	T_3n	5	0.68	0.023	0.196	12.8	2.5	0.286	51	20	4 121	169	12	29	56	44	95	4	713	1.6	0.3
法郎组	T_2f	8	0.975	0.054	1.768	5.9	1.2	0.165	66	23	1 355	449	10	30	45	39	90	1.6	325	0.9	1.6
个旧组	T_2g	44	0.186	0.033	0.101	1.4	1.2	0.066	21	6	2 869	736	14	35	66	31	79	3.3	589	2.1	1.5
洗马塘组	T_1x	24	0.732	0.05	0.415	8.6	0.6	0.359	97	35	2 869	736	14	35	66	31	79	3.3	589	2.1	1.5
玄武岩组	$P_{1-2}\beta$	25	0.668	0.072	0.185	8.3	0.8	0.083	121	33	7 691	1 175	41	52	180	50	523	2.6	464	0.9	1.2
瑶山群第四段	$Ptys^d$	8	0.7	0.087	0.73	1.1	1	0.248	126	14	3 340	1 013	14	23	60	51	66	4.8	777	2.2	1.1
瑶山群第三段	$Ptys^c$	11	1.173	0.066	0.3	2.3	1	0.288	106	52	3 440	907	11	38	56	29	79	2.6	618	1.1	0.7
瑶山群第二段	$Ptys^b$	19	0.537	0.047	0.273	0.8	5.3	0.361	43	19	2 386	453	9	13	47	14	56	1.8	424	1.1	2.3
瑶山群第一段	$Ptys^a$	24	0.649	0.05	0.419	0.5	0.4	0.208	94	18	3 339	563	13	37	73	33	74	3.4	689	1.3	1.8
乌都坑组上段	Ptw^b	26	0.654	0.037	0.508	0.5	1.5	0.028	52	25	3 883	460	15	13	44	26	85	1.6	613	0.6	1.6
乌都坑组下段	Ptw^a	26	0.702	0.036	0.34	0.4	0.7	0.048	69	8	3 297	627	11	12	30	28	54	1.7	519	0.6	2.4
风港组	Ptf	26	0.438	0.041	0.511	0.4	0.5	0.141	96	15	3 826	847	10	11	27	18	35	2.6	434	0.6	3.1
阿龙组	Pta	23	0.533	0.034	0.945	0.3	0.5	0.057	72	15	3 094	741	11	9	32	24	55	1.9	489	0.5	2.9
小羊街组	Ptx	15	1.16	0.03	0.516	0.8	0.5	0.029	82	14	3 969	661	18	26	59	26	116	5.2	758	1.6	2.7
地壳丰度（黎彤）			4	0.08	0.089	2.2	0.6	0.004	92	63	6 400	1 300	25	89	110	12	140	1.7	450	1.1	1.3

依西南有色地质勘查局物探队，1992，整理。

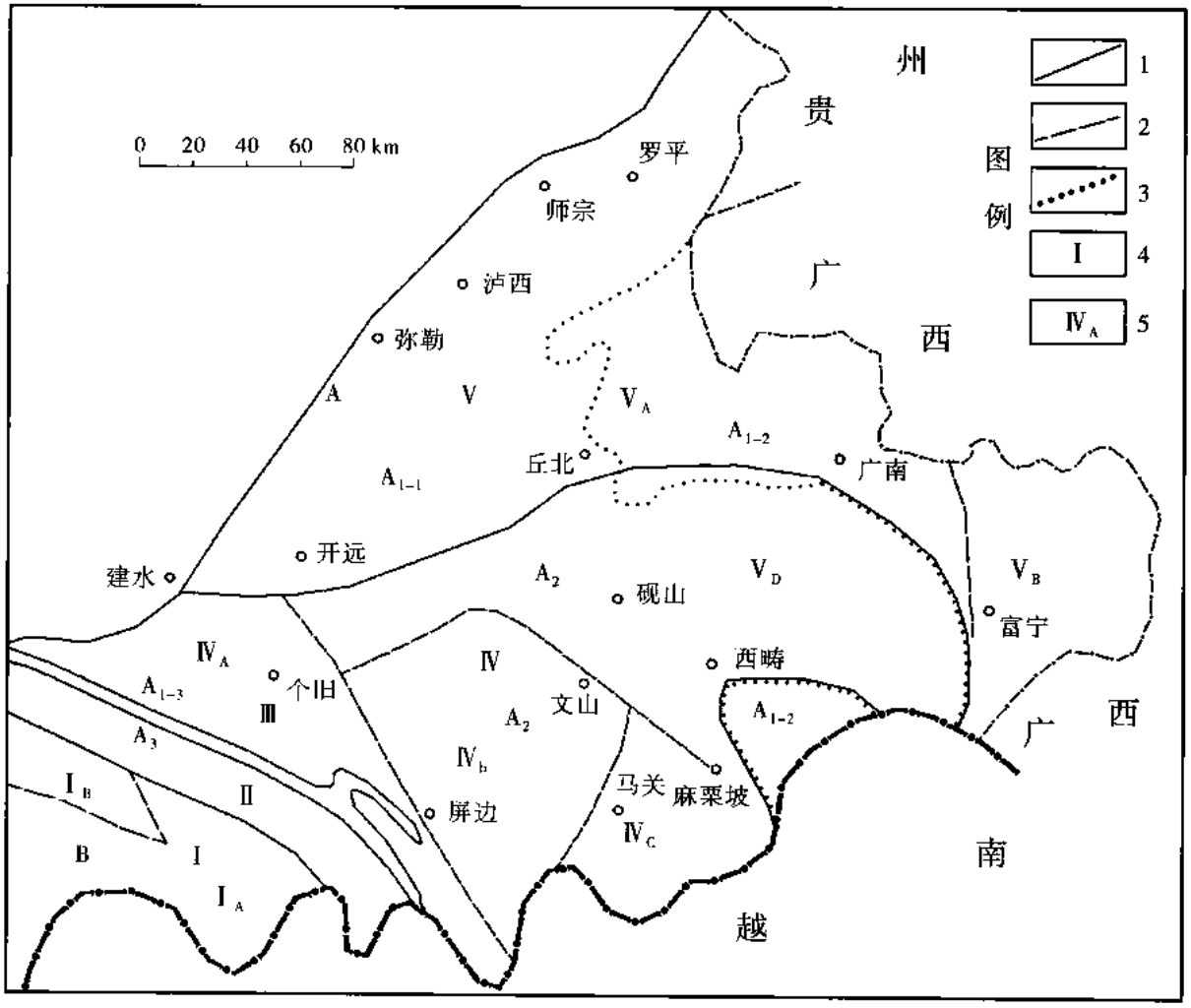


图 2－13　滇东南地球化学单位划分略图（依西南有色地勘局，1995）

Fig. 2－13　The sketch map of geochemistry unit in Southeastern, Yunnan

1. 地球化学区界线　2. 地球化学分区界线　3. 广南—富宁裂陷槽界线　4. 地球化学单元编号　5. 地球化学分区编号

区域上，不同构造单元显示不同的化探异常（图 2－14）。朱炳泉等（2001）研究地球化学省与地球化学边界时认为，地球化学急变带控制了中国大陆 90% 以上的超大型 Au、Cu、Sn、Ag、Ni、Pb－Zn、U、钾盐、B、Mg、P 等矿床（33 个）和 10 个以上的大型矿集区。指出滇东南红河矿集区：Sn、Ag、Cu、Au 的成矿时代为中元古代、晚元古代、二叠纪、中新生代，已出现了 2 个超大型矿床（个旧锡多金属矿、都龙锡多金属矿），仍有很大找矿潜力。

7　遥感地质特征

滇东南 1∶50 000 卫星遥感影像图（图 2－15）上，古元古代哀牢山群和瑶山群遥感影像呈带状，具梳状纹型、条块状结构，糙感强，羽状水系发育。其他地层遥感影像具典型花生壳状、麻点状、肋骨状、菱块状、环带状纹型结构，树枝状水系发育，细碎纹型景观。沿红河两岸极为醒目地分布有呈北西向展布的两条大型线状条纹影像带，北东岸线型影像带为阿龙古—龙山断裂，南西岸线型影像带为红河断裂，后者亦为大地构造单元分界线的标志。两条大型影像带斜贯

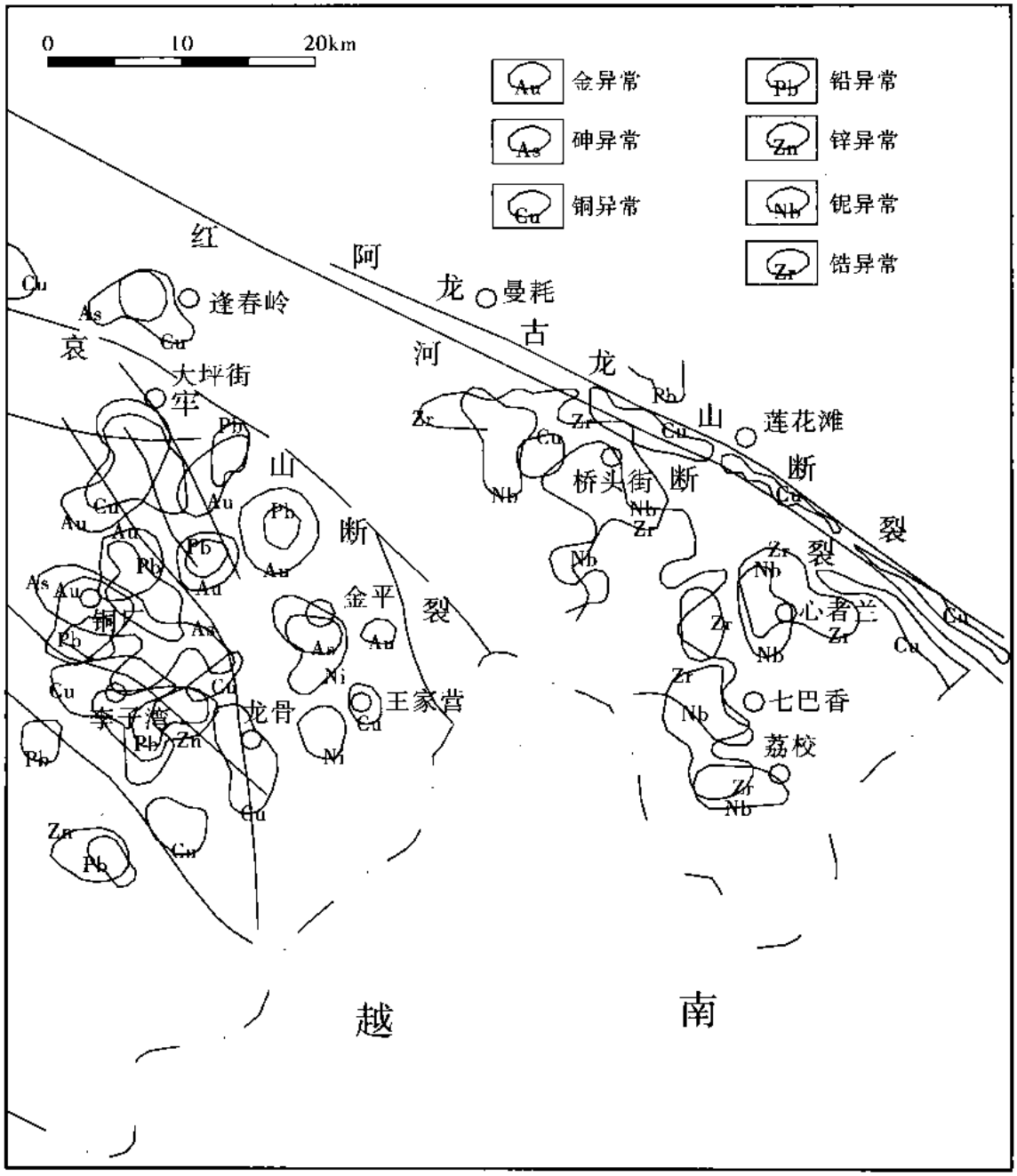


图 2－14 金平地区化探异常分布图（原始数据来自西南有色地勘局物探队，1992）

Fig. 2－14 The anomaly distribution map of geochemical exploration in Jinping area

全区，形成颇似“双轨式”的影像特征，而夹持于这两条大型影像带之间的浅色调异常带即为红河裂陷槽。上述“双轨式”影像即为本区构造格架的主体。在“双轨式”内外侧还发育有与之平行的规模较小的北西向和北东向线型构造。北西向构造形成时期相对较早，活动时间较长，构造强度也较大，所以它在区内的影像形迹具有明显地位。遥感图像显示了红河裂陷槽为一狭长条带状影像带，其内有小型环形影像和丘状、圆包状、条带状纹型结构，有不规则的环纹状、条带状色调、平行于红河断裂的次级断裂和劈理（平行影纹带）及挠曲构造发育。矿化集中于暗色条带状影纹及线性构造、小环形构造叠置部位，遥感信息反映龙脖河地区是一个极有利找矿远景区。

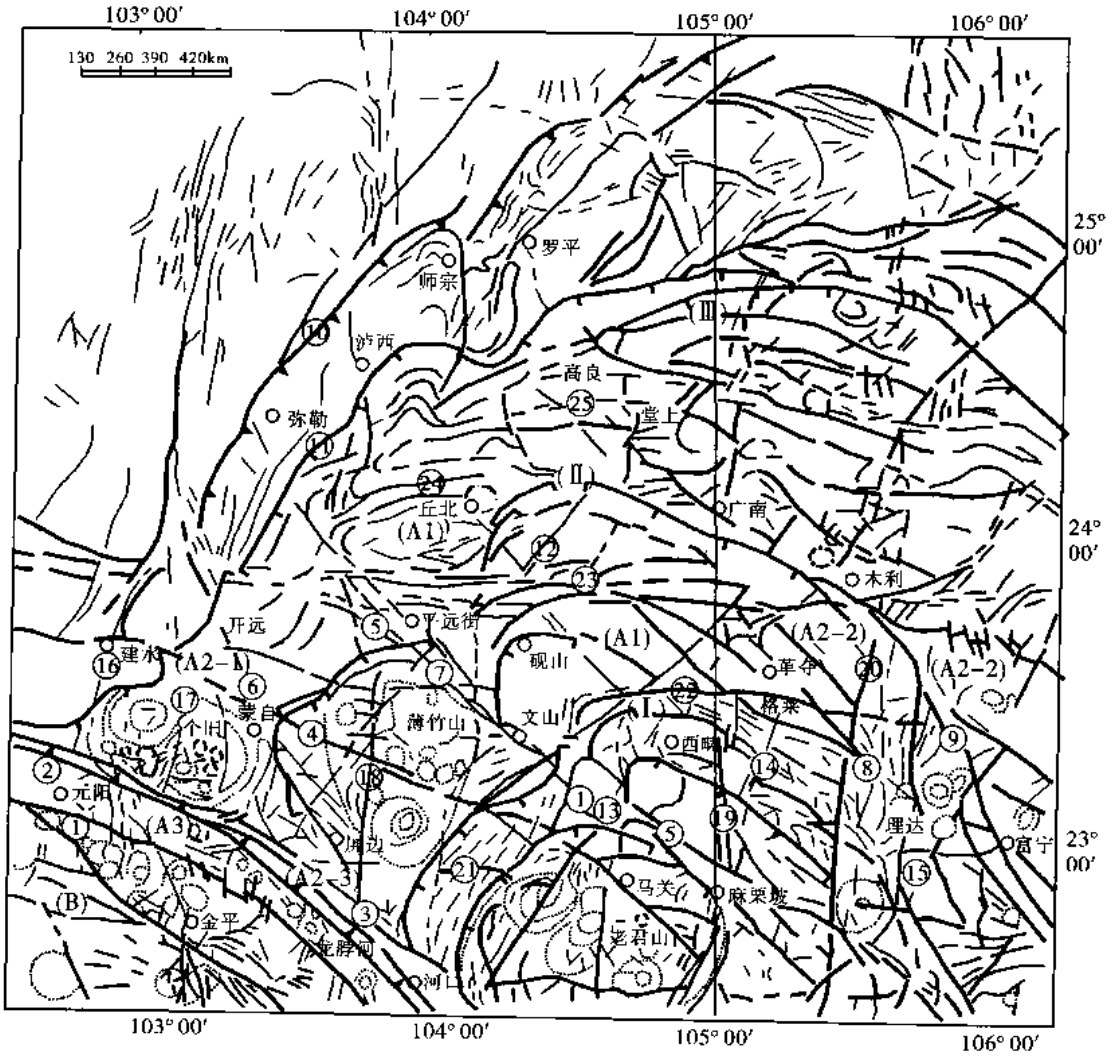


图 2－15　滇东南卫片构造解译图（依杨志翔、张泰身等，1995）

Fig. 2－15　The tectonic interpretative map of satellite photography in Southeastern, Yunnan

A. 扬子板块　B. 青藏滇板块　A_1. 屏边—西畴山弧区　A_2. 个旧—右江盆岭区　A_3. 哀牢山地体　A_{2-1}. 开远—罗平台垒　A_{2-2}. 广南—富宁裂陷槽　A_{2-3}. 红河裂陷槽

Ⅰ. 河口—西畴—里达弧形构造带　Ⅱ. 屏边—砚山—广南—富宁构造带　Ⅲ. 个旧—开远—泸西—南盘江弧形构造带

①哀牢山断裂　②红河断裂　③阿龙占断裂　④化念—马关断裂　⑤他达—薄竹山断裂　⑥开远—屏边断裂　⑦文麻断裂　⑧革夺—里达断裂　⑨堂上—富宁断裂　⑩师宗—弥勒断裂　⑪个旧—开远—罗平断裂　⑫屏边—砚山—堂上断裂　⑬马关—西畴断裂　⑭麻栗坡—革夺断裂　⑮里达断裂　⑯建水断裂　⑰个旧断裂　⑱泸西—薄竹山断裂　⑲广南—麻栗坡断裂　⑳木利—里达断裂　㉑屏边—马关—麻栗坡断裂　㉒蒙自—文山—革夺断裂　㉓平远街—木利断裂　㉔丘北—广南断裂　㉕弥勒—堂上断裂

8　矿　产

研究区内矿产以铜、铁为主，尚有镍、铅、钒、钛、水晶、石墨、大理岩等。已查明各类矿

床（点）30 多处，另有热泉 7 处。

（1）铜。

铜是区内主要和特色矿种。按其成因及赋存状态可分为三类：一是产于浅变质基性火山岩系中的块状硫化物型铜矿床，以龙脖河铜矿东矿带为代表；二是产于哀牢山群中深变质岩中的沉积变质型铜矿床，以龙脖河铜矿床西矿带为代表；三是热液型铜矿床（点），目前发现有 5 处，可细分为与基性岩有关的中温热液交代型铜矿、产于玄武岩中的低温热液型铜矿及热液脉状铜矿三个亚类型，铜矿点如腊哈迷、阿都吾、龙潭、湾河等。

（2）铁（钒、钛）。

区内铁矿床（点）14 余处。按其成因与矿床特征可分为岩浆晚期熔离型钒钛磁铁矿和热液充填型铁矿两类，属于前者如棉花地、大坡、湾河、马鞍山等地；属于后者如桥头街、岔河田、芒木树、乌都坑、茅草坪、热水塘、野猪冲、二道河、清水河、大滩等铁矿点，其特点是透镜状，规模小，品位富，以磁铁矿为主，多与基性岩脉有关。

（3）镍。

区内镍矿有湾河铜镍矿、三台坡铜镍矿 2 处，均属岩浆晚期熔离型铜镍矿，它们产于基性－超基性岩体中。

（4）铅。

目前，已发现铅矿点 1 个（金平交包寨），属中低温热液充填型矿床。

第三章　矿区地质

龙脖河铜矿床以红河断裂为界可分为东矿带和西矿带。东矿带又可划分为三个矿段：北部新（新街）—莲（莲花滩）矿段；中部新（新街）—卡（卡房）矿段；南部龙（龙脖河）—达（达沟河）矿段，各矿段之间以北东向横断裂为界（图3－1）。东矿带和西矿带在成矿环境、地层、构造、变质作用、矿床地质特征等方面有明显差异。

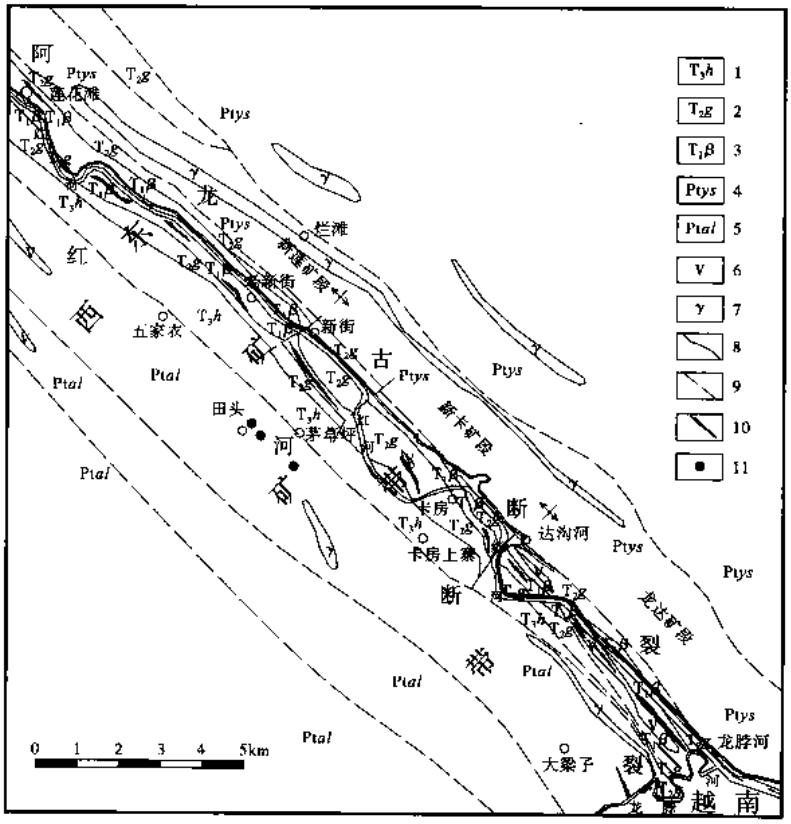


图3－1　云南龙脖河铜矿床地质平面图

Fig. 3－1　The geological plane figure of Longbohe copper deposit in Yunnan

1. 三叠系上统火把冲组板岩、炭质板岩、砂岩　2. 三叠系中统个旧组大理岩夹片岩、炭质板岩　3. 三叠系下统（?）变基性火山岩　4. 元古界瑶山群大理岩、糜棱岩、粗糜棱岩　5. 元古界哀牢山群大理岩、片麻岩及混合岩　6. 基性侵入岩　7. 花岗岩、片麻状花岗岩　8. 地层界线　9. 断裂　10. 铜矿体　11. 矿点

1　地　层

1.1　东矿带

龙脖河铜矿东矿带地表除第四系残坡物、冲积物外，出露地层以海相中基性火山岩、基性侵入岩、碳酸盐岩和火山碎屑岩为主的一套浅变质火山岩系，厚度大于1 350米，它们均分布在红

河裂陷槽内及邻近。矿区南东部出露有少量瑶山群深变质岩。整个地层展布方向与主构造线一致，呈北西向。

出露地层从下而上为：

（1）三叠系下统 洗马塘组（T_1x）：仅在新街以南、莲花滩以北、阿龙古—龙山断裂之北东的较小范围内出露，岩性为白云钠长片岩、斜长石英片岩、混合岩、角闪斜长变粒岩、大理岩等。变质程度属于低绿片岩相。与上覆地层整合接触。

厚度 >475 米

（2）三叠系下统 永宁镇组（T_1y）：分布于阿龙古—龙山断裂北东，岩性为浅灰－灰白色中厚层状大理岩，含黑云母硅质条带大理岩、大理岩化灰岩、白云质灰岩、斜长角闪岩等。变质程度属于低绿片岩相。与上覆地层断层接触。

厚度 >617 米

（3）变基性火山岩组（$T_1\beta$）：为东矿带最重要含矿层位。呈狭长条带状沿红河河谷分布。北部与南部比较，仅出露上部岩石，岩性组合较为复杂，原岩为一套海相变火山岩夹碳酸盐岩，后期遭受绿片岩相区域变质作用，变质变形特征明显，多表现为强烈褶曲、揉皱和片糜化。火山岩系岩石组合为火山碎屑岩－变凝灰岩、变凝灰质角砾岩、变火山角砾岩、细碧质凝灰岩；火山熔岩－变玄武岩、杏仁状玄武岩、细碧岩，其中上部夹少量石英白云石大理岩、大理岩化细晶白云岩、硅化细晶白云岩透镜体或条带。火山岩蚀变强烈，矿化以铁、铜为特征，伴有大量磁铁矿出现，存在多个火山作用旋回，由火山角砾岩→火山熔岩→火山凝灰岩组成单个旋回，后期有次火山岩－辉长辉绿岩侵入。与上覆地层为渐变整合接触。

厚度大于 610 米

（4）三叠系中统 个旧组（T_2g）：沿红河两岸分布，下部为灰白色硅化白云岩夹泥质白云岩，最底部见薄层状白云质或炭质灰岩，局部有少量铜矿化；中部为深灰－灰黑色板岩、炭质板岩夹千枚状板岩；上部为灰－深灰色硅化白云岩、大理岩、灰岩。在硅化白云石化大理岩中见黄铁矿、黄铜矿化，为东矿带次要含矿层位，多处见有辉绿岩、辉长岩侵入体，呈岩床或岩脉产出，局部地段在辉绿岩或辉长岩中见黄铁矿、黄铜矿化，也为东矿带次要含矿层，与上覆地层呈断层接触。

厚度 60～770 米

（5）三叠系上统 火把冲组（T_3h）：出露于矿区南西靠红河断裂一侧，由于阿龙古—龙山断裂的影响在龙达矿段仅有零星出露。其侧向变化明显，从龙达矿段的炭质泥质粉砂质板岩、云母片岩、细－粉砂岩夹灰岩渐变为新卡矿段及新莲矿段的炭质泥质板岩、变质砂岩、千枚状板岩、钙质板岩、千枚岩、绢云片岩等，为一套砂板岩建造。

厚度大于 700 米

（6）第四系 全新统：主要为残坡物、冲积物。上部为黑色、褐色腐殖土、泥沙质层；下部为残积物或坡积物、河床、河滩砂砾石层等。

厚度 0～20 米

1.2 西矿带

西矿带出露地层为三叠系上统火把冲组（岩性同东矿带，厚度为 257～605 米）及古元古界哀牢山群乌都坑组深变质岩。产状也呈北西向展布。哀牢山群从上至下由硅质或白云质大理岩、黑云斜长变粒岩、片麻岩、云母片岩、条痕状或眼球状混合岩、条痕状斜长角闪岩、黑云斜长片麻岩、条带（条纹）状黑云角闪斜长变粒岩组成。根据岩性差异进一步可细分为 8 层，即 Ptw^{b-8}、Ptw^{b-7}、Ptw^{b-6}、Ptw^{b-5}、Ptw^{b-4}、Ptw^{b-3}、Ptw^{b-2}、Ptw^{b-1}，总厚度2 312～2 641 米。其中 Ptw^{b-6} 主要岩性为云母片岩夹黑云斜长变粒岩，条痕状、眼球状混合岩透镜体，局部为斜长角

闪岩，是西矿带主要矿化层位，厚度约206米。

2 构　造

由于矿区经历了多期次构造运动，断裂及褶皱均发育，以断裂为主，褶皱及挠曲次之。总体上它们与主构造线方向一致，呈北西向展布（图3－1）。

2.1 断　裂

2.1.1 东矿带

红河裂陷槽为东矿带最主要的构造单元，是由红河断裂与阿龙古—龙山断裂张裂造成的北西向狭长槽状下陷带。矿区断裂主要为红河断裂、阿龙古—龙山断裂，其余断裂可分成北西向、北东向和北东东向三组。

（1）北西向断裂：为主要控岩、控矿构造，与矿区主构造线方向大体一致，与裂陷槽走向也近一致，又称“裂陷断层”，多为逆断层。

（2）北东向断裂：与矿区主构造线方向近垂直或大角度斜交，大多数具有平移性质，其规模一般较北西向断裂，属成矿期后的破矿构造。原认为北东向横断裂形成时间较晚，往往对矿体和地层起较大破坏作用，明显地错移矿体与地层（图3－2）。

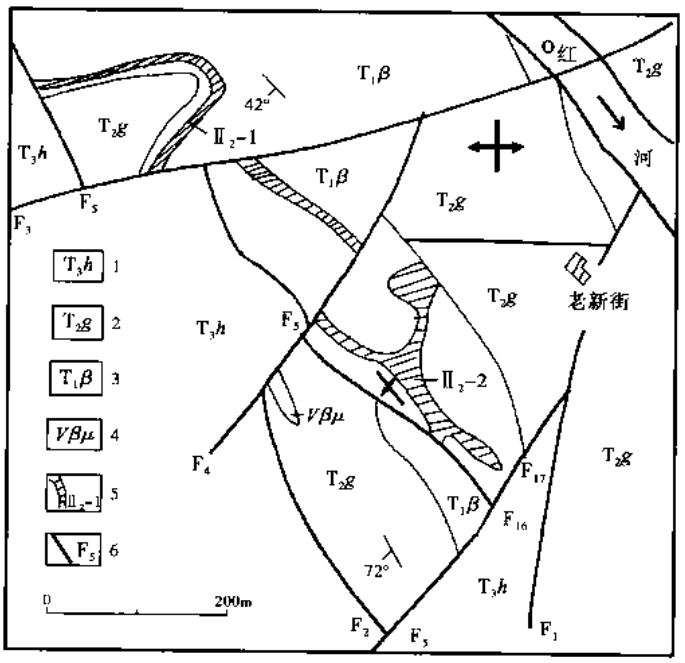


图3－2　老新街铜矿地质略图（依杨金富，1999）

Fig. 3－2　The geological sketch of Laoxinjie copper deposit

1. 上三叠统火把冲组　2. 中三叠统个旧组　3. 下三叠统（?）变基性火山岩组
4. 辉绿岩　5. 矿体及编号　6. 断层及编号

本次通过详细的野外地质调查后，对北东向断裂构造的破矿作用有新认识：经对Ⅲ_{1-4}号矿体的解剖发现，其产状NE 10°～15°，倾向NW（SE），倾角60°～80°，该矿体有破坏作用发生（矿体相对断距10～20米），矿体在断裂附近有明显变化，出现牵引现象，这是由于区域构造的走滑，纵向断裂错移牵引的结果。该组断裂在地貌上有明显标志，形成一些北东向或南北向冲沟

或凹地。但在其与北西向断裂交汇部位矿体明显有二次叠加改造作用，矿体有变厚变富的现象，这说明北东向断裂既破坏了矿体，又对矿体产生改造富集作用。

（3）北东东向断裂：它与主构造线斜交，多具平移性质。

2.1.2 西矿带

北西向断裂极为发育，以红河断裂为代表。红河断裂纵贯全区，控制区域变质及沉积建造，是该区岩浆活动的主要通道及控岩控矿构造，亦为西矿带与东矿带的分界线。总体走向 NW 40°～50°，倾向 NE（SW），倾角 40°～85°，断裂面呈舒缓波状，沿断面可见几米至几十米宽的糜棱岩带及构造透镜体，显压扭性断裂（图 3－3）。

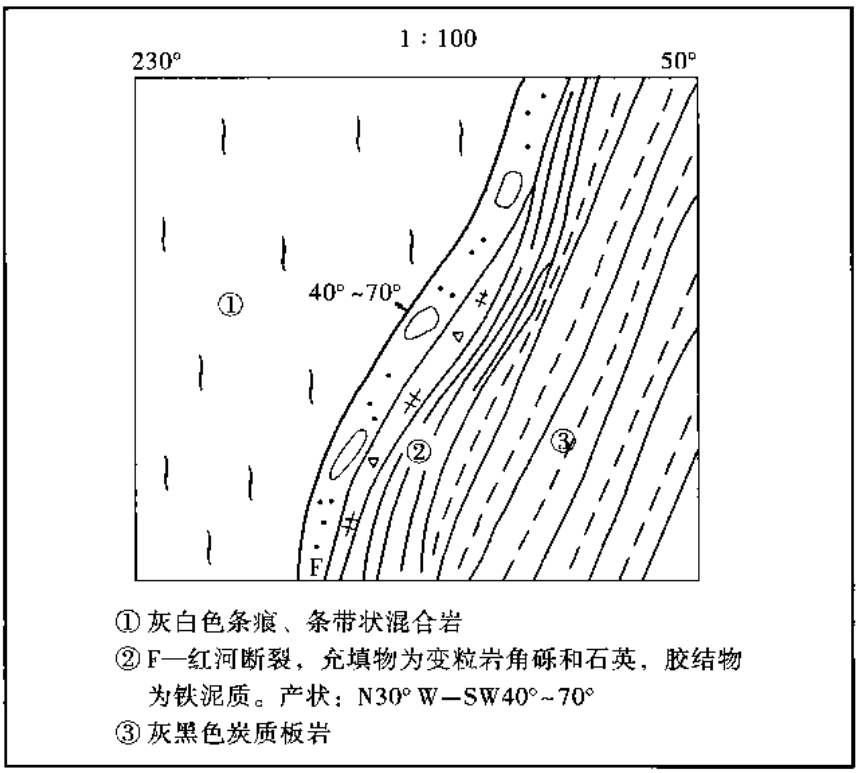


图 3－3 龙脖河河谷 D93－04 地质点红河断裂素描图

Fig. 3－3 The sketch of Honghe fault in D93－04geological spot, Longbohe river valley

2.2 褶 皱

2.2.1 东矿带

褶皱较为发育，规模较大者有红河背斜（前已论及），其两翼不对称，南西翼缓（倾角 24°～34°），北东翼陡（倾角 40°～55°），向北西倾伏，因而造成矿体沿走向往北埋深加大（图 3－4）；背斜两翼特别是南西翼次级褶皱及挠曲较发育，轴线长几十米至 200 米，两翼开阔平缓，少数紧闭陡倾，也呈不对称状展布。其次，有老新街背斜、选厂向斜、龙脖河—二道河背斜、龙达背斜等。龙达背斜是龙达矿段的主要构造，北西延伸至新街一带，南东延入越南境内，南东部两翼较开阔，呈倒转现象，北西部收敛紧闭，轴线与区域构造线一致，呈北西向，轴面总体向南西倾斜，剖面上呈斜歪背斜（图 3－5）。背斜之上同生纵向断裂较为发育，纵向断裂是本矿带铜矿的主要控矿断裂。

2.2.2 西矿带

为一个北西向强烈挤压单斜构造，各岩性层、分界线多为挤压构造面接触。北西向断裂发

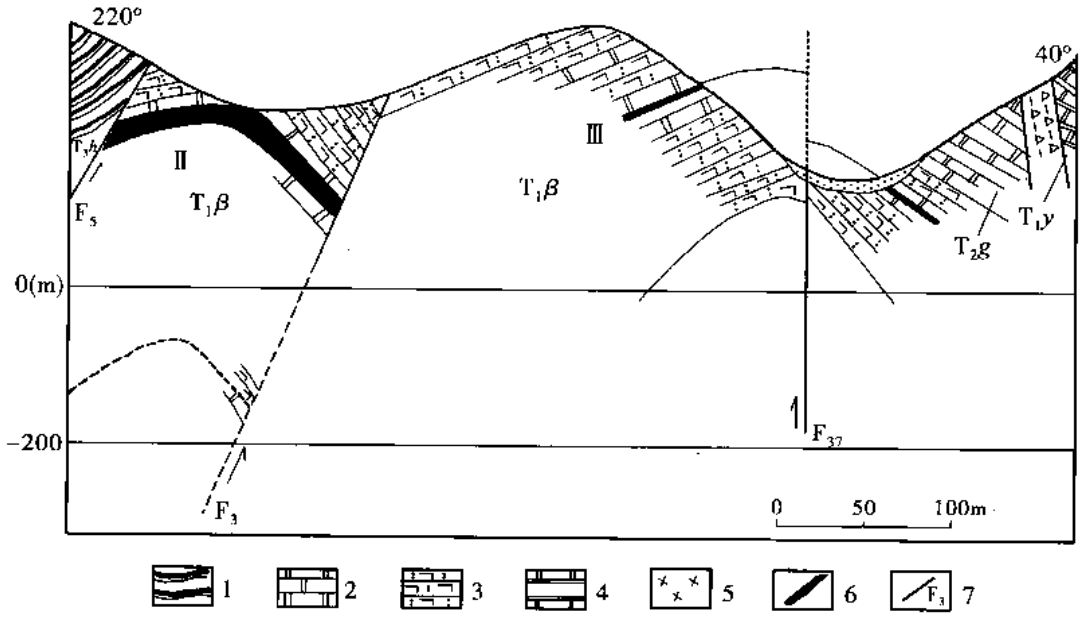


图 3－4　龙脖河铜矿 79 号剖面图（依西南有色地勘局三〇六队，1995，略改）

Fig. 3－4　The No. 79 section of Longbohe copper deposit

1. 上三叠统火把冲组板岩　2. 中三叠统个旧组白云岩　3. 下三叠统（?）变基性火山岩组细碧质凝灰岩　4. 下三叠统永宁镇组大理岩　5. 辉绿岩体　6. 矿体及编号　7. 断层及编号

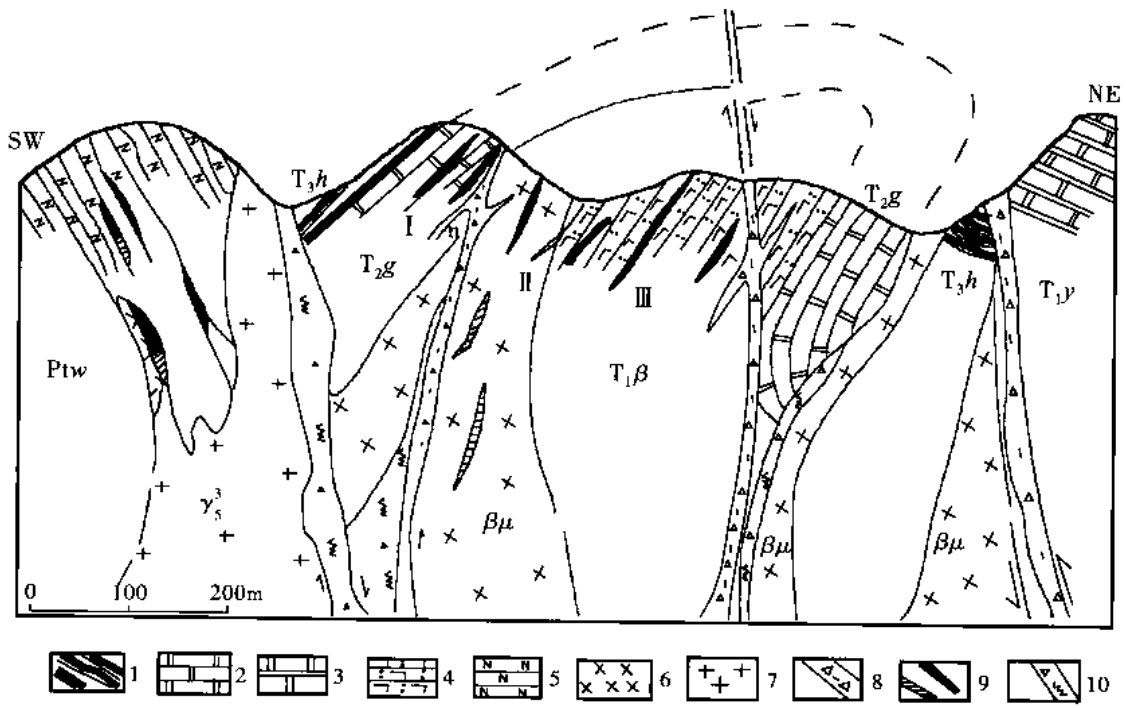


图 3－5　龙脖河矿床龙达背斜倒转剖面（依杨金富，1999，略改）

Fig. 3－5　The reverse section of Longda anticline in Longbohe copper deposit

1. 火把冲组板岩　2. 个旧组白云岩　3. 永宁镇组大理岩　4. 变基性火山岩组细碧质凝灰岩　5. 乌都坑组变粒岩及角闪岩　6. 辉长辉绿岩　7. 花岗岩　8. 断裂破碎带　9. 矿体　10. 长英质岩脉

育，岩石多具糜棱岩化，共同组成“红河断裂构造带”。

3 岩浆岩

矿区内岩浆岩发育且类型多，侵入岩－喷出岩均有，中酸性－基性、超基性岩都有，岩性较多；时间上呈多期性。红河裂陷槽中为一套浅变质火山岩系（后有详述），裂陷槽南北两侧则以中酸性和基性－超基性岩为主。

3.1 中－酸性侵入岩

分布广，岩体通常较大，形态和延伸方向与区域主构造线一致。西矿带以酸性侵入岩所占面积最大，主要沿红河断裂旁侧呈小岩株、岩墙侵入，向北西方向逐渐收敛尖灭，与围岩呈侵入式接触。岩性为片麻状中－细粒黑云母花岗岩，岩体出露长2 500米，宽500～200米，出露面积约0.43平方千米，接触带未见矿化。岩色灰白、浅灰，局部肉红色，具片麻状构造，糜棱结构及变余花岗结构，主要矿物为：钾长石30%～40%，呈眼球状残斑；钠长石25%～30%，呈糖粒状残斑；斜长石5%～10%，半自形板状；石英25%～35%，呈半颗粒状、拉丝状等；黑云母1%～5%，呈鳞片状。副矿物主要为：锆石、磁铁矿、褐帘石，少量磷灰石、榍石、钛铁矿。经岩石化学特征研究（表3－1），属铝过饱和的钙碱性系列Ⅰ型花岗岩。岩石糜棱岩化作用较强烈，经变形－变质作用的改造，化学成分具有不均一性特点，属板内花岗岩环境。

表3－1 龙脖河铜矿区岩浆岩化学成分

Table 3－1 The chemical composition of magmatic rock in Longbohe copper deposit

样 号	岩石	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5
PDVLb017	A	74.740	0.084	14.060	0.336	0.957	0.020	0.000	1.090	4.000	4.700	0.015
SD18Lb018	A	73.910	0.137	14.440	0.635	1.170	0.046	0.610	1.190	3.580	3.880	0.004
HK7－2534－1	B	73.48	0.13	13.27	0.86	1.52	0.42	0.27	0.95	3.17	4.85	0.05

备注：A—花岗糜棱岩；B—黑云二长花岗岩。资料来源：本文，测试单位：云南省地矿局中心实验室，2004。

侵入时期主要为中生代：第一期（$\gamma_5^{1(a)}$）、第二期（$\gamma_5^{1(b)}$）和第四期（$\gamma_5^{3(a)}$）（表3－2）。花岗岩从构造上可以分成两大类：片麻状花岗岩和无明显变形的角闪二长花岗岩。前者应为糜棱岩化前的产物，后者侵位时代晚于糜棱岩化时代。片麻状花岗岩中有明显的碎裂岩化现象，与围岩一起变质和变形，该花岗岩形成时代可能较早，推测其可能为晋宁期产物。侵位于哀牢山群中的无明显变形的角闪二长花岗岩为燕山期。矿区内出现多期次花岗岩侵位，说明该区经历了多期构造－岩浆事件的影响，对热水沉积成矿作用有利。

3.2 基性－超基性岩

矿区内基性－超基性岩分布广泛，主要有斜长角闪岩、辉长辉绿岩、玄武岩。岩性和矿化具明显的分区性；红河断裂南部以斜长角闪岩为主，矿化以铜、镍、钒、钛、铁为主；红河断裂北部以基性火山岩（后有详述）和辉长辉绿岩为主，矿化以铜为主。超基性岩出露较少，岩石多蚀变，大部分呈岩床、岩脉、岩墙产出，少数呈岩株、岩盆产出，岩体具明显的线性分布特征，常沿断裂带、褶皱轴部侵入，多呈北西向延伸，受构造控制十分明显，与主构造线方向基本一致。由于规模较小，单个岩体一般不具明显完整的岩石分带。东矿带印支—燕山晚期的基性岩分布广，规模大，多呈岩床或岩脉侵入于个旧组中，延伸方向与主构造线、地层走向一致，严格受

北西向区域构造控制。岩体规模和岩石种类见表3－3。

表3－2　龙脖河铜矿区北段中酸性岩体一览表

Table 3－2　The middle－acid rock in north of Longbohe copper deposit

岩体名称	产出位置	代号	出露面积（km^2）	岩石类型	围岩时代
拦河坝岩体	东矿带	$\gamma_5^{1(b)}$	0.45	黑云二长花岗岩	Pt_{ys}^{d}
金竹坪岩体	东矿带	$\gamma_5^{1(a)}$	1.70	细粒黑云花岗岩	Pt_{ys}^{d}
芭蕉洞岩体	东矿带	$\gamma_5^{1(a)}$	16.00	中粒黑云花岗岩	$T_1\gamma$
大黑山岩体	东矿带	$\gamma_5^{1(b)}$	0.50	黑云花岗岩	Pt_{ys}^{c}
老龙田岩体	东矿带	$\gamma_5^{1(b)}$	0.70	黑云花岗岩	Pt_{ys}^{c}
勐坪岩体	西矿带	$\gamma_5^{1(a)}$	>215	角闪花岗岩	Pt*a*、Pt*f*
马批邑岩体	西矿带	$\gamma_5^{1(b)}$	0.8	黑云花岗岩	Pt_w^{c}
刃股水岩体	西矿带	$\gamma_5^{3(a)}$	0.55	黑云花岗岩	Pt_w^{b}

依西南有色地勘局三〇六队，1994，整理。

表3－3　龙脖河铜矿区北段主要基性超基性岩一览表

Table 3－3　The main basic－ultrabasic rock in north of Longbohe copper deposit

岩体名称	分布位置	出露面积（km^2）	主要岩石	围岩时代	矿产（化）
新街岩体	东矿带	0.17	辉绿岩	T_2g^{c}	铜
老新街岩体	东矿带	0.04	辉绿岩	T_2g^{c}	铜
野猪冲岩体	东矿带	0.03	辉绿岩	T_2g^{c}	铜
棉花地岩体	西矿带	3.1	角闪岩、辉石岩	Pt*a*、Pt*f*	铜镍钒钛
四角田岩体	西矿带	0.13	斜长角闪岩	Pt_w^{wa}、Pt_w^{b}	
桥头街岩体	西矿带	0.5	斜长角闪岩	Pt*f*	
桥头街岩体	西矿带	0.15	斜长角闪岩	Pt_w^{wa}、Pt_w^{wb}	
麻栗寨岩体	西矿带	0.14	斜长角闪岩	Pt_w^{wb}	
李子冲岩体	西矿带	0.6	斜长角闪岩	Pt_w^{wb}	
马磨索岩体	西矿带	0.25	斜长角闪岩	Pt_w^{wb}	
朱大白岩体	西矿带	0.7	斜长角闪岩	Pt_w^{wb}	

依西南有色地勘局三〇六队，1994，整理。

4　矿床地质特征及矿化模式

东矿带按照矿体产出特征，从上而下可划分为5个走向上近于平行的矿群，5个含矿层位（垂向上），34个矿体，各矿层之间一般相距10～50米。在新莲矿段5个矿群都出现；新卡矿段以Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ号矿群为主；龙达矿段以Ⅱ号和Ⅲ号矿群为主。矿体一般长50～800米，倾斜延深250～300米，厚度5～15米，最厚达34.7米。在各含矿层中，矿体形态相对较为简单，多呈层状、似层状、部分为脉状和透镜状，矿体产出明显受层位、岩性和构造控制，沿层具多层矿化的特征，走向NW42°，矿体长轴的分布方向与矿区主构造线方向一致，倾向SW，局部地段（南段）倾向NE，倾角一般走向为20°～40°，主要赋存于细碧岩（照片1）、辉绿辉长岩和碳酸盐岩或大理岩中。

由于受红河复式背斜向北西倾伏和北东向横断裂切错影响，造成新莲矿段矿体沿走向往南东段出露较浅，往北西段埋深逐渐加大，因而矿体往北西方向找矿深度加大。在有利地层内的成矿断裂中有脉状、大脉状富铜矿体产出（图3－6）。

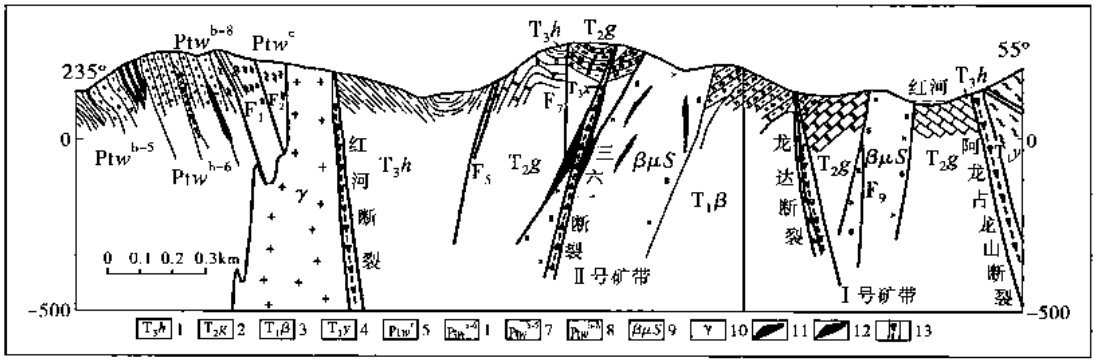


图3－6　龙脖河铜矿床Ⅰ－Ⅰ′地质剖面图

Fig. 3－6　The Ⅰ－Ⅰ′geological section of Longbohe copper deposit

1. 火把冲组板岩　2. 个旧组灰岩　3 变基性火山岩组细碧岩　4. 永宁镇组混合岩、大理岩互层　5. 条带状混合岩　6. 含硅白云质大理岩　7. 云母片岩夹角闪变粒岩　8. 斜长角闪变粒岩　9. 辉长－辉绿岩　10. 花岗岩　11. 含铜硫化物　12. 含铜氧化物　13. 断裂破碎带

西矿带南起大梁子，北至腊哈密、阿度吾，长约30余千米，矿化以铜、镍、铁、钒、钛、铌（钽）为主，铜矿化主要产于哀牢山群乌都坑组的深变质岩中，与东矿带有明显差异。

4.1　矿化类型及赋矿层位

4.1.1　东矿带

（1）矿化类型。

根据矿石特征、矿物组合、围岩蚀变等，东矿带可分为4种矿化类型（表3－4）：

表3－4　龙脖河铜矿东矿带矿化类型和特征

Table 3－4　The ore-forming type and characteristic of the east mining zone Longbohe copper deposit

矿床类型	变质基性火山岩型	变质火山－热液型	热水沉积型	构造破碎带型
主要控矿因素	火山旋回和火山机构	火山旋回和火山机构	地层、岩性	构造裂隙、岩性
围　岩	细碧岩	基性火山岩、碳酸盐岩、大理岩	白云岩	白云岩、辉绿岩
蚀　变	硅化、黄铁矿化、钠化	钠化、绿泥石化	硅化、黄铁矿化	硅化、绿泥石化
形　态	层状、似层状	透镜状、似层状	层状、似层状	似层状、透镜状、脉状
主要矿石矿物	黄铜矿、斑铜矿、黄铁矿	黄铜矿、斑铜矿、黄铁矿	方黄铜矿、辉铜矿、斑铜矿	黄铜矿、斑铜矿、黄铁矿、磁黄铁矿
矿石构造	浸染状、杏仁状、似角砾状	脉状、浸染状	浸染状、层纹状、细脉状	浸染状、网脉状、脉状
矿石类型	含铜细碧岩型、黄铜矿化细碧岩型	黄铁矿－黄铜矿型、含铜辉长辉绿岩型	硅化白云岩型	破碎带石英脉型
时　代	1 600Ma	260Ma	230Ma	燕山期（172～82Ma）

①变质火山－热液型。

产于下三叠统（?）变质基性火山岩上部所夹的碳酸盐岩或大理岩中的铜矿，呈层状、似层状沿红河背斜两翼沿层产出，矿体较富厚，局部矿体沿次级背斜变富。矿体呈弧形产出（图3－7），为新莲矿段的主要矿化类型，分布于新街、老新街、二道河。

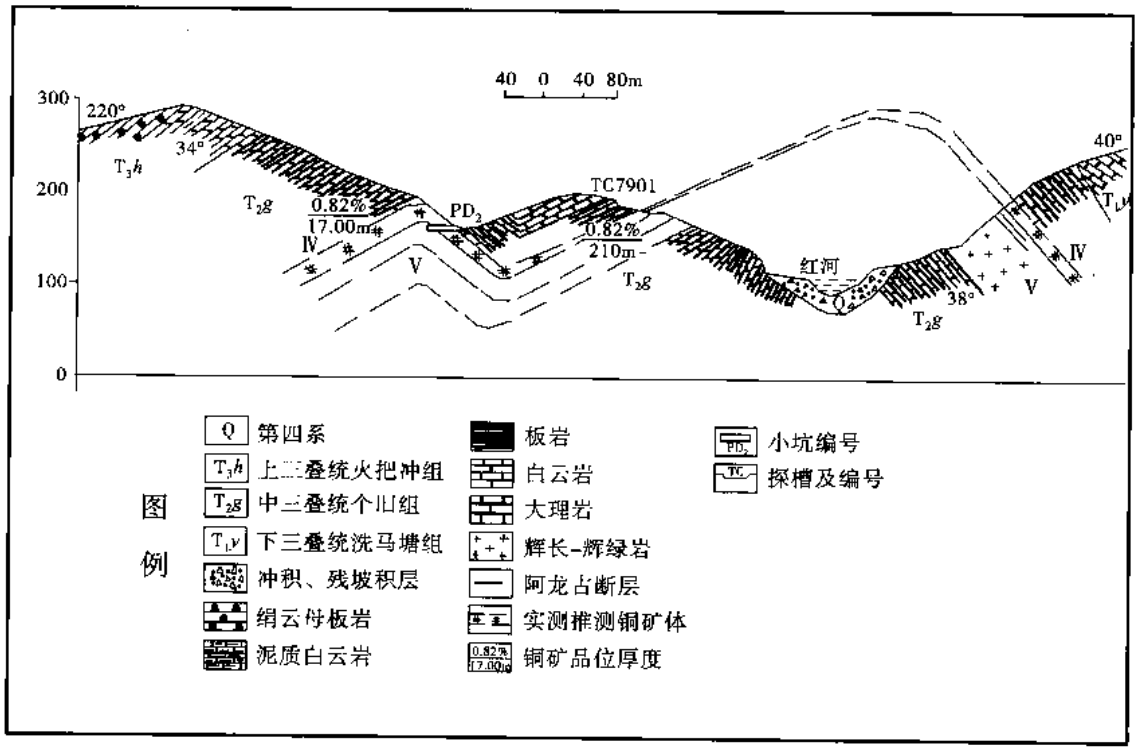


图3－7　龙脖河铜矿东矿带新莲矿段64号剖面图（依西南有色地勘局三〇六队，1995，略改）

Fig. 3－7　The No. 64 section of Longbohe copper deposit

②热水沉积型。

产于中三叠统个旧组碳酸盐岩中，为较平缓的层状、似层状铜矿化（照片12）。以长、薄、贫为特征，局部有较富厚的工业矿体存在，为矿区的次要矿化类型。分布于野猪冲—热水塘一带，矿体沿层产出，延伸大，但品位偏低。围岩为泥质白云岩或不纯大理岩，如Ⅰ号矿化层长500米，厚度5.53米，铜平均品位2.04w%，矿层严格受薄－中厚层状夹泥质条带的硅化细晶白云质大理岩控制，原生铜矿物为黄铜矿、斑铜矿、少量辉铜矿，呈浸染状、条带状和脉状产出。矿体走向与矿区主构造线方向一致。含矿大理岩韧性变形强烈，呈条纹状，有明显的塑性揉皱变形现象（照片55），部分含硅质条带的大理岩中硅质条带有多期塑性变形现象，且矿石矿物也沿变形条纹整合分布；镜下碳酸盐矿物彼此紧密镶嵌，呈缝合线结构，常见双晶，应代表塑性变形产物，推测应为同变形期成矿，应属热水沉积型铜矿。

③构造破碎带型。

赋存于成矿断裂、层间剥离带或构造破碎带中（照片5、图3－8），呈网脉状、脉状产出。矿化岩石复杂，多为破碎白云岩、细碧岩、砂板岩等。矿体延伸大，较富厚，但矿体变化较大，如Ⅱ－1号矿体长1 340米，厚度5.0米，铜平均品位0.83w%。含铜火山角砾岩中有片岩、中酸性和基性火山岩、电气石岩角砾等。含铜矿物主要为黄铜矿、斑铜矿，次为孔雀石。沿辉绿辉长岩层间剥离带中产出的透镜状、似层状铜矿是新莲矿段的主要矿化类型之一。

④变质基性火山岩型。

产于下三叠统（?）变质基性火山岩中、下部变火山碎屑岩、细碧岩及次火山岩－辉绿辉长岩中

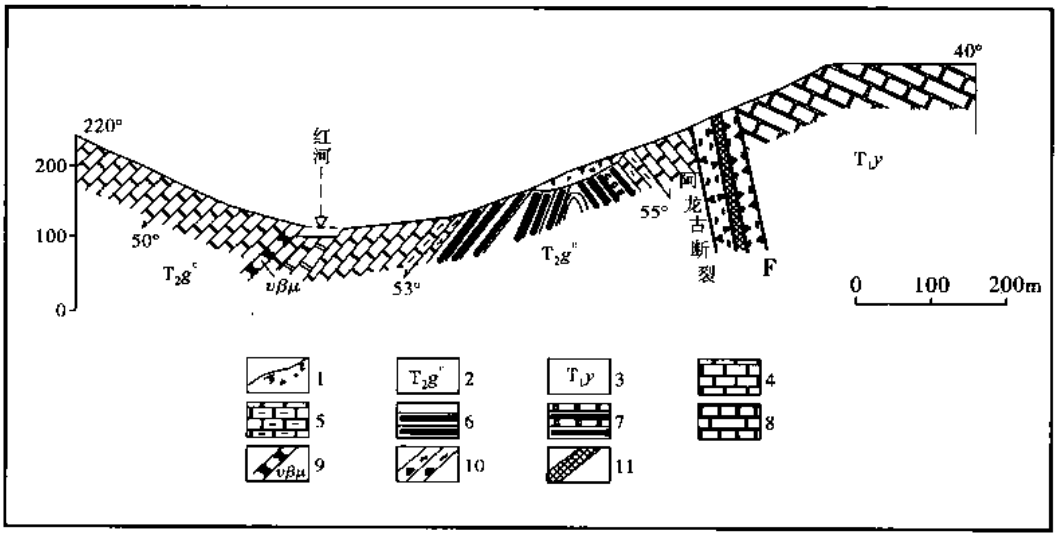


图3－8　龙脖河铜矿东矿带新莲矿段351号线剖面图（依西南有色地勘局三〇六队，1995，略改）

Fig. 3－8　The No. 351 section of xinlian part in east mining zone, Longbohe copper deposit

1. 第四系浮土　2. 中三叠统个旧组第三段　3. 下三叠统永宁镇组　4. 白云岩　5. 泥质白云岩　6. 板岩　7. 炭质板岩　8. 大理岩　9. 辉长－辉绿岩　10. 破碎带　11. 铜矿体

的铜矿（照片4、照片11）。矿体多呈缓倾斜层状、似层状及陡倾斜脉状，主要赋存于火山机构附近的凝灰质细碧岩和变火山碎屑岩中，次为硅化白云岩。细碧岩中的铜矿化往往为细脉浸染状和条纹状，含铜矿物主要为黄铜矿和斑铜矿。出现在次火山岩－辉绿辉长岩附近的铜矿化，往往与磁铁矿共生，受火山旋回和火山机构控制。由此推测，火山岩中铜矿化可能位于火山通道附近，应代表原生矿化。从目前掌握的资料看，在东矿带中有5个含矿层位，多层矿化中以第一、第三两层规模最大，矿石较富。此类型为矿区最主要的矿化类型，也是找矿的主攻类型（照片6）。

（2）赋矿层位。

由上至下分别为（图3－9）：

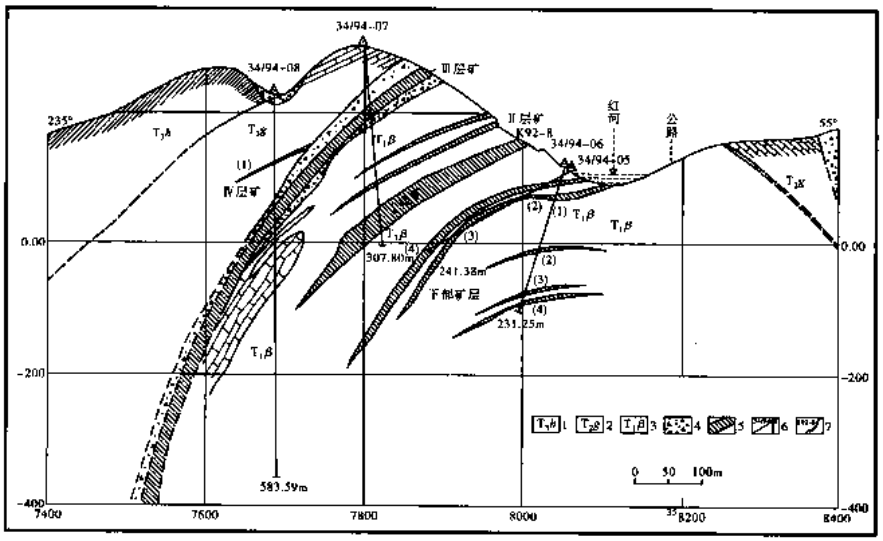


图3－9　龙脖河铜矿区龙达矿段34号地质剖面图（依西南有色地勘局三〇八队，1993，修改）

Fig. 3－9　The No. 34 geological section of Longda part in Longbohe copper deposit

1. 上三叠统火把冲组页岩　2. 中三叠统个旧组灰岩　3. 下三叠统（?）变基性火山岩组细碧岩　4. 破碎带　5. 矿体　6. 钻孔及编号　7. 槽探及编号

①Ⅰ号矿化层。

产于中三叠统个旧组硅化白云岩或白云石大理岩中，如$Ⅰ_2-1$、$Ⅰ_2-2$等矿体。矿化层走向北西，延伸约12千米，倾向南西，倾角24°～30°，局部倾向北东，倾角25°～39°。目前工程揭露矿体走向长250～760米，厚1.00～5.85米，延深50～150米，铜品位0.58w%～3.9w%。其主要特征为：矿体呈扁豆状、似层状、脉状，与围岩产状一致（图3－10），延伸长，厚度变化大，品位相对偏低，是具有一定规模的工业矿体，含铜矿物主要为黄铜矿及少量斑铜矿、孔雀石，铜矿化常与硅化相伴。该矿化层为东矿带次要含矿层，是新莲矿段最主要矿体，按其空间产出特征，本文称矿化“第五层楼”。

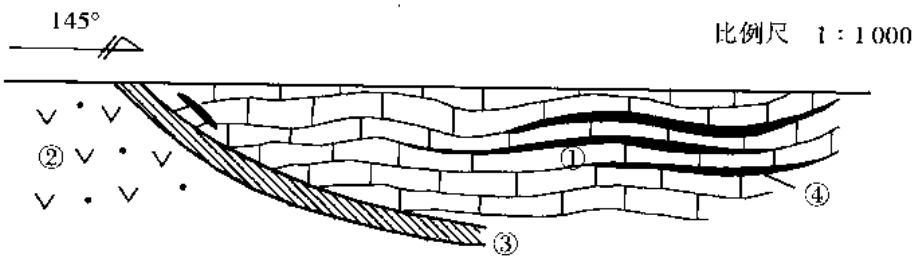


图3－10　新莲矿段老新街某坑道素描图（依孙大中，1996，修改）

Fig. 3－10　The sketch of the pit in the old Xinjie, xinlian mining part

1. 大理岩　2. 变钠质火山岩　3. 构造片岩　4. 铜矿体

②Ⅱ号矿化层。

赋存于下三叠统（?）变质基性火山岩上部的白云岩、灰岩夹层中或变辉绿辉长岩与个旧组白云岩接触带附近。围岩在龙达矿段主要为变辉绿辉长岩、在新莲矿段为硅化细晶白云岩，层间可见火山碎屑物。矿体呈似层状、层状，与围岩产状一致，走向北西，倾向南西，倾角20°～40°。已控制的铜矿体长20～1 950米，延深30～250米，厚度0.5～18.00米，平均厚度5米左右，铜品位0.39w%～19.48w%，平均品位2.00w%，主要铜矿物为黄铜矿、斑铜矿及少量辉铜矿、蓝铜矿、孔雀石等。此矿化层为东矿带主要含矿层，本文称矿化“第四层楼”。

③Ⅲ号矿化层。

赋存于下三叠统（?）变质基性火山岩中部的变凝灰岩、深灰色变斑状细碧岩、细碧质角斑岩中（图3－11、图3－12）。矿化层走向北西40°～50°，倾向南西，倾角15°～40°。矿体呈层状、似层状，多层产出，目前控制铜矿体长150～200米，走向延伸稳定，一般为50～600米，厚度0.8～34.07米，平均厚度8.29米，延深大于150米，铜品位一般0.42w%～2.01w%，平均品位0.91w%，以Ⅲ号矿群为代表。在老新街厚度为11.34～13.26米，铜品位为0.74w%～0.97w%。矿体沿走向从南东往北西埋深加大，厚度变化不大。矿物组合与Ⅱ号矿化层相似。此矿化层是矿区最主要含矿层，为东矿带主矿体，本文称矿化“第三层楼”。

④Ⅳ号矿化层。

赋存于下三叠统（?）变质基性火山岩中下部的灰色、灰绿色斑状细碧质凝灰岩、细碧岩中，位于Ⅲ号矿化层的下部，为新卡矿段和新莲矿段的主矿体。矿体在地表无露头，呈层状、似层状，新莲矿段已控制矿体长600米，走向北西，倾向南西，倾角15°～24°，且有上缓下陡的现象，厚度0.39～13.26米，铜品位0.74w%～10.31w%，主要矿物有黄铜矿、斑铜矿、磁铁矿，如$Ⅲ_{2-1}$号矿体（图3－13）。该矿化层中见有磁铁矿星点，南段磁铁矿含量较高，局部呈块状磁铁矿，含铁高达42.7%。本文称矿化“第二层楼”。

⑤Ⅴ号矿化层。

产于下三叠统（?）变质基性火山碎屑岩、绿泥石化细碧质凝灰岩中，位于Ⅳ号矿化层的下

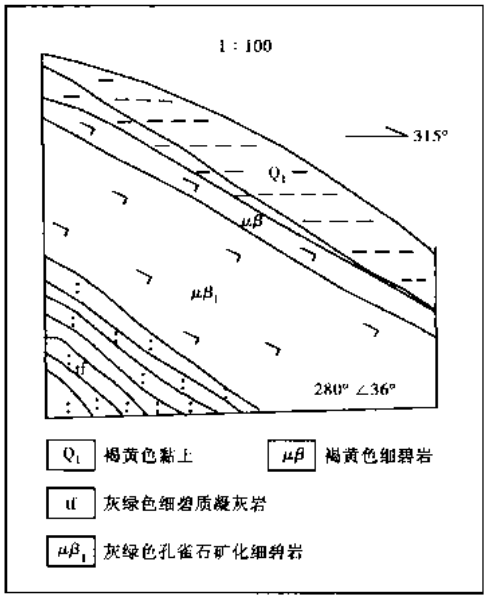


图 3-11 龙脖河铜矿东矿带 TC96-71 号槽矿体素描图（依西南有色地勘局三〇八队，1998，修改）

Fig.3-11 The sketch of orebody in No. TC96-71 trenching of the east mining zone,in Longbohe copper deposit

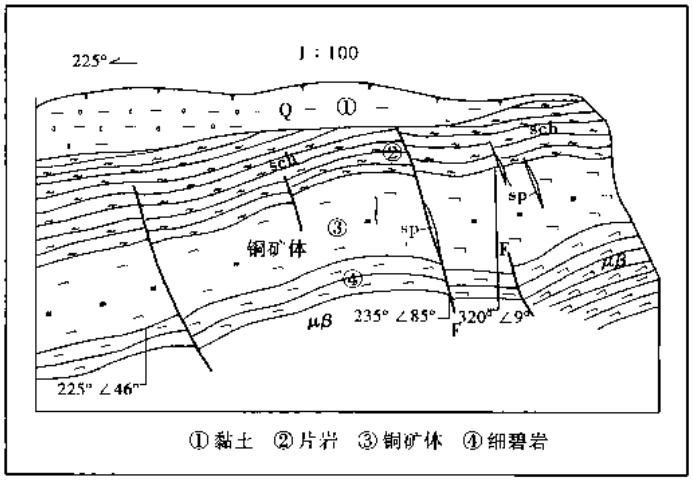


图 3-12 龙脖河铜矿东矿带 TC96-72 号槽露头矿体素描图（依西南有色地勘局三〇八队，1998，修改）

Fig.3-12 The sketch of orebody in No. TC96-72 trenching of the east mining zone,in Longbohe copper deposit

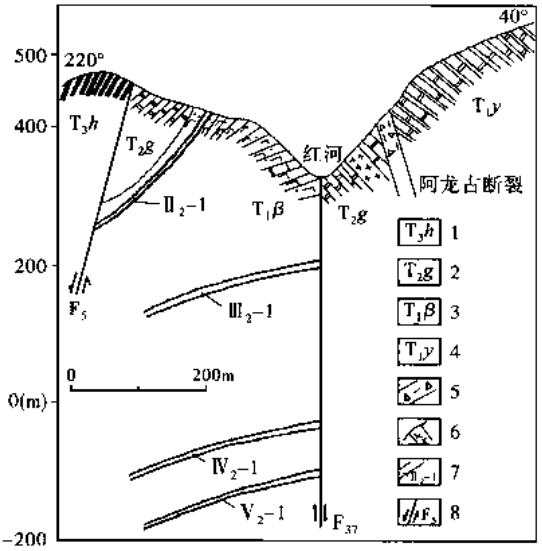


图 3-13 龙脖河铜矿新莲矿段某剖面图（依杨金富，1999）

Fig. 3-13 The long section of Xinjie section in Longbohecopper deposit

1. 火把冲组板岩 2. 个旧组白云岩 3. 下三叠统（?）变基性火山岩组凝灰岩
4. 永宁镇组大理岩 5. 断层破碎带 6. 辉绿岩 7. 铜矿体及编号 8. 断层及编号

部。矿体呈似层状、层状，走向长 250 米，延深大于 50 米，厚度 1.36～4.89 米，铜品位 0.30w%～0.53w%，主要矿物与Ⅳ号矿化层相似。目前仅有 ZK8702 控制的 V_{2-1} 号矿体，为单工程见矿，矿化层走向北西，倾向南西，倾角 23°～34°。该矿化层为最底部的一层，矿化强度较弱，说明在下三叠统早期的变质基性火山碎屑岩沉积过程中，成矿物质来源少，后期热液叠加

改造也弱，因而矿体贫而薄，走向上变化大，南段龙脖河一带以铁矿化为主。本文称矿化“第一层楼”。

⑥赋存于辉绿辉长岩岩体中的铜矿，为矿区的次要含矿层。矿体与岩床产状一致，分布在新街、新卡矿段五小厂冲、龙脖河一带，呈似层状、透镜状、大脉状缓倾斜石英脉型富铜矿产出（图 3－14）。矿石具角砾状、斑状、块状构造，铜矿物单一，以斑铜矿、黄铜矿为主。矿体含铜品位高，铜品位达 2w% ~10w% 以上，部分可达 40w% ~60w%，如龙达矿段的Ⅱ号矿群中的矿体走向延伸 30 ~80 米，厚度 0.2 ~1.7 米，倾斜延深 20 ~300 米（已有民采坑道证实矿体延深稳定，向下矿石品位变富），铜平均品位 3.61w%。本文称矿化“第一层梯”。

综上所述，由于红河背斜影响和含矿岩性之差异，造成同一矿体不同部位矿化强度不一样，且厚度、品位也有变化。但总体上 5 个矿化层中的矿体受构造和岩性控制明显，矿体沿走向由南东向北西，矿体埋深加大，品位变化不大。同一矿体沿走向存在分枝和差异：5 个矿化层中，中部矿体厚度大，品位高，而顶部和底部的矿体却相反，应与变质基性火山岩喷发强度和矿质来源有关。后期矿体因为后期火山活动带来较丰富矿质和热液，使初步富集的铜再发生活化转移成较富厚矿体；而早期形成的铜矿体由于矿质被迁移而导致早期矿体贫而薄。

本文总结得出东矿带矿化模式为：“五楼＋一梯”矿化模式（图 3－15）。

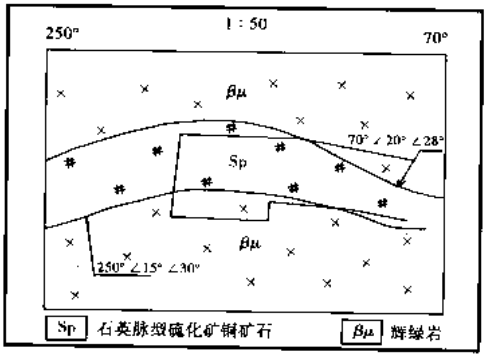


图 3－14　龙脖河铜矿东矿带 Ld38 号洞矿体素描图

（依西南有色地勘局二〇八队，1998，略改）

Fig.3－14 The sketch of orebody in No. Ld38 trenching of the east mining zone, in Longbohe copper deposit

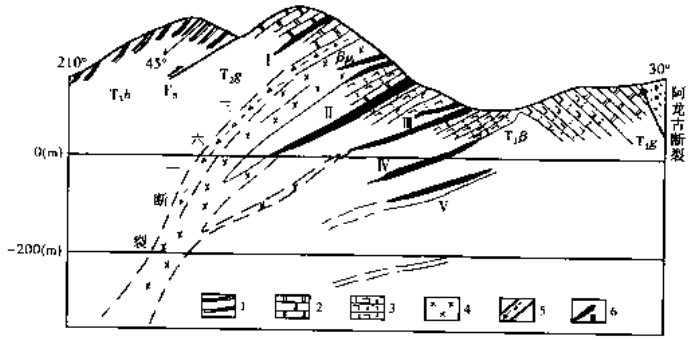


图 3－15　龙脖河铜矿床东矿带矿化模式图

Fig.3－15　The ore-forming type map of the east mining zone,Longbohe copper deposit

1. T_3h火把冲组板岩　2. T_{2g}个旧组白云岩　3. $T_1\beta$变基性火山岩组细碧质　凝灰岩　4. $\beta\mu$辉长辉绿岩　5. 断裂破碎带　6. 铜矿体及编号

4.1.2　西矿带

西矿带分为 3 个矿段，从北西至南东依次为公鸡山矿段、茅草坪矿段、大梁子矿段。有 5 种矿化类型：含铜磁铁矿型、含铜黄铁矿沉积变质岩型、石英脉型、与基性－超基性岩有关的硫化物型铜镍矿、花岗岩接触带型铜矿，其中又以含铜磁铁矿型和含铜黄铁矿沉积变质岩型为主。

（1）含铜磁铁矿型。

产于哀牢山群乌都坑组中亚段斜长片麻岩中，以茅草坪铁铜矿为代表。围岩为黑云角闪斜长片麻岩夹黑云斜长片岩。矿体风化后，垂向上分为三带：0 ~2 米为氧化带，以褐铁矿、赤铁矿为主，铜大多被淋失，TFe 63.75w%，Cu 0.12w%；2 ~10 米为半氧化带，以磁铁矿为主，铜有次生富集现象，TFe 66.39w%，Cu 0.44w%；原生带的磁铁矿占 90% 以上，形成致密块状矿石。矿物组合为磁铁矿、黄铁矿、黄铜矿、斑铜矿、赤铁矿、褐铁矿。矿物的生成顺序为磁铁矿→黄铁矿→黄铜矿→斑铜矿→赤铁矿→褐铁矿。成矿至少有两期三阶段，早期高、中温热液交代充填期以磁铁矿沿裂隙充填为主，晚期为中低温热液沿早期成矿裂隙及磁铁矿体中的微裂隙进行交代

和充填形成铜矿化（照片3），成矿以后地表经后期的氧化作用即生成赤铁矿、褐铁矿。从北西往南东已揭露和控制了三个铁铜矿体。

（2）含铜黄铁矿沉积变质岩型。

含矿层亦为哀牢山群乌都坑组中亚段，以大梁子铜矿为代表。按含矿岩性差异可细分为两亚类：其一，产于黑云斜长变粒岩、二云斜长变粒岩、角闪斜长片麻岩中；其二，产于大理岩与透辉变粒岩、长石石英岩中（照片79）。矿体呈似层状、条纹状、条带状，产状与地层一致，矿物组合为磁铁矿、钛磁铁矿、黄铁矿、黄铜矿，其生成顺序为磁铁矿→钛磁铁矿→黄铁矿→黄铜矿→黄铁矿，从金属矿物的溶蚀、交代、穿插关系上看，黄铁矿的形成至少有两期。成矿期也可分为两期：区域变质早期形成磁铁矿、钛磁铁矿、黄铁矿，在变质晚期的混合岩化阶段，混合岩化热液沿构造有利的空间充填交代形成黄铜矿、黄铁矿（照片2）。该类型铜矿在区域上地表矿化较弱，深部如果有酸性岩浆期后热液叠加，矿体则变富变好。在龙脖河西岸与生权铜矿对应的部位见矿化体自然露头（图3－16）：矿化体长50～150米，宽73.9米，厚度1.60～50米，铜品位0.91w%，走向北西45°，倾向北东（局部倾向南西或直立），倾角60°～70°。目前控制矿化体长2 100米，向北西继续延伸，工作程度很低，具有较好的找矿前景。

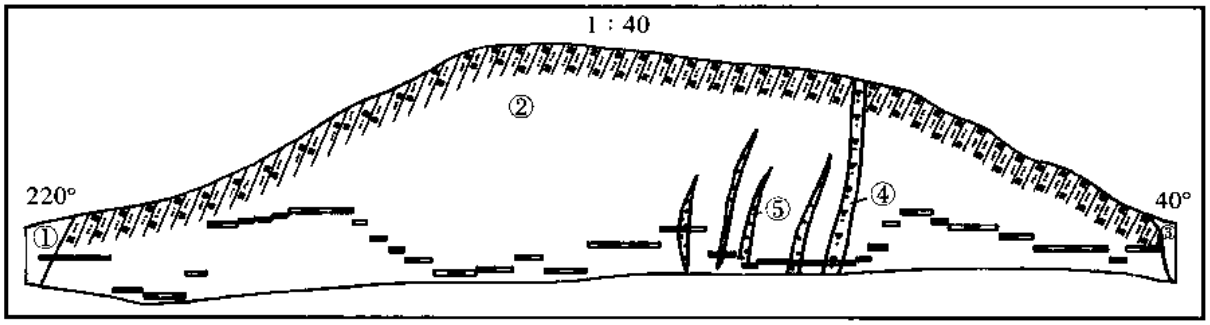


图3－16 龙脖河河谷Ⅰ－Ⅰ′线矿化露头素描图

Fig. 3－16 The sketch of the ground orebody in No. Ⅰ－Ⅰ′ line in Longbohe river valley

①浅灰色、灰白色二云电气变粒岩 ②灰色铜矿化黑云斜长变粒岩 ③浅灰色石英片岩及长英质糜棱岩 ④断裂破碎带 ⑤长英质岩脉

（3）石英脉型。

矿点有田头、腊哈密、阿度吾、金竹冲等，阿度吾铜矿点产于哀牢山群乌都坑组下亚段二云斜长片麻岩中；腊哈密铜矿点产于哀牢山群风港组黑云斜长片麻岩中，田头、金竹冲铜矿点产于哀牢山群乌都坑组中亚段斜长角闪岩中。

此外，与基性－超基性岩体有关的硫化物型铜镍矿和花岗岩接触带型铜矿，如大竹棚、湾河等矿点。

4.2 矿石特征

4.2.1 东矿带

（1）矿物组成。

矿物组成简单。原生矿物主要有黄铜矿、方黄铜矿、斑铜矿，其次为辉铜矿、黄铁矿、磁铁矿、钛磁铁矿等；次生矿物主要有孔雀石，其次为蓝铜矿、铜蓝、胆矾、褐铁矿等。脉石矿物：有白云石、方解石、石英、斜长石、阳起石、绿泥石、绿帘石、角闪石、黑云母和少量磷灰石、电气石等。

（2）矿石组构。

根据矿物结晶程度和嵌布特征等，矿石结构为：辉绿结构（照片23）、残余－假象结构（照片24）、莓粒结构、半自形－自形晶结构、他形晶结构、反映边结构、填隙结构、溶蚀结构、间粒间隐结构（照片26）、隐晶－放射状结构（照片27）、微粒结构（照片29）、变余砂状结构（照片30）、鳞片粒状变晶结构（照片31）、交代残余结构（照片32）等。矿石主要构造有：浸染状、细脉浸染状、星点状构造、团块状构造、脉状构造、散点状构造、杏仁状构造（照片25、照片28）、片麻状构造（照片33）、条纹条带状构造（照片34、照片35）、块状－次块状构造（照片9）、角砾状构造（照片18、照片36、照片37）、网脉状构造。

（3）矿石类型。

矿石自然类型以硫化矿为主（约占80%），氧化矿次之（约占20%）。氧化矿是由硫化矿在地表或近地表风化条件下形成的以孔雀石、蓝铜矿、铜蓝为主的矿石（照片10）。根据矿物共生组合特点，矿石类型可细分为：石英脉－斑铜矿型（照片16、照片17、照片21、照片73）、石英脉－黄铜矿－斑铜矿型（照片15、照片56）、黄铜矿化细碧岩型、含铜细碧岩型、黄铜矿化钠长岩型（照片14）、含铜辉长辉绿岩型（照片13）、黄铁矿－黄铜矿型。矿石铜品位按上述顺序逐渐降低。

4.2.2　西矿带

（1）矿物组成。

矿石矿物有磁黄铁矿、磁铁矿、黄铜矿、黄铁矿、蓝铜矿、孔雀石、钛磁铁矿、赤铁矿、褐铁矿等，局部见斑铜矿。脉石矿物为长石、角闪石、石英、石墨。不同类型的铜矿化，其矿物组合有所差异。

（2）矿石组构。

矿石结构主要为中细粒结构、糜粒结构（照片81、照片82）；矿石构造主要为块状构造、条带状（照片3）、片麻状、眼球状、条痕状构造。

（3）矿石类型。

主要有含铜磁铁矿型、含铜黄铁矿型（照片2）和含铜石英脉型、含铜长英岩脉型。自然类型都是硫化矿。野外工作期间，在龙脖河河边矿化露头发现了一种新的矿化类型，含矿岩石组合为变基性火山岩－阳起石岩－硅质岩－阳起黑云大理岩，变基性火山岩有明显的退变质现象。矿化体呈扁豆状，与围岩界线清楚，宽几十米，延深和延长不详，主要矿物为黄铜矿，呈细微浸染状，并伴有稀土矿化，代表一套热水沉积岩组合，铜矿化与变基性火山岩关系十分密切，可能为变质的火山－热水沉积型铜矿。

4.3　围岩蚀变

4.3.1　东矿带

围岩蚀变发育，从低温到高温蚀变均有，主要为硅化、绿泥石化、绿帘石化（照片7、照片20）、碳酸盐化、黄铁矿化、大理岩化；其次为绢云母化（照片8）、阳起石化、钠化、电气石化、钠黝帘石化、铁锰化（在矿体上、下盘均有一层厚薄不一的黑色锰质层分布，矿石品位普遍较高）、磁铁矿化、褐铁矿化等。同一蚀变可出现于不同的岩石中，而同一种岩石也可以同时存在几种蚀变。与矿化关系密切的蚀变有硅化、黄铁矿化、绿泥石化，它们均可作为直接找矿标志。钠化、磁铁矿化与铁铜矿关系密切。

4.3.2　西矿带

围岩蚀变亦较发育，主要有硅化、磁黄铁矿化、磁铁矿化、绿泥石化、金云母化、绿帘石－红帘石化、铁锰化、褐铁矿化。与矿化关系密切的蚀变主要为硅化、磁铁矿化、绿泥石化、磁黄铁矿化。

第四章 变火山岩地球化学及成因

龙脖河铜矿区东矿带，沿红河裂陷槽出露有一套浅变质火山岩系，岩石主要有砂板岩、碳酸盐岩、基性火山岩。其中基性火山岩又可分为变玄武岩、变辉绿辉长岩、变凝灰岩等。厚度大于500米，上覆个旧组碳酸盐岩夹板岩，下伏瑶山群斜长角闪岩夹大理岩，地表延伸可达20千米，在龙达矿段呈北西向狭长条带分布，该带北东侧为中深变质的瑶山群，南西侧为中深变质的哀牢山群（图3－1）。后期次火山岩－辉绿辉长岩呈岩床侵入于其中。此套浅变质火山岩系与该区的铜、铁矿化关系十分密切。关于此套浅变质火山岩系的时代目前有4种不同看法（表4－1），层位归属问题仍有待深入研究。

表4－1 龙脖河矿区浅变质火山岩系划分沿革表

Table 4－1 The division evolution of Meta-volcanic Rocks from the Longbohe copper deposit area

	三叠系上统	三叠系中统	三叠系下统	二叠系
1:20万金平幅、河口幅区域地质报告（1972）	火把冲组（T_3h）	个旧组第三段（T_2g^c）		玄武岩组（$P_{1-2}\beta$）
云南省区域地质志（1990）	火把冲组（T_3h）	个旧组（T_2g）		峨眉山玄武岩组（P_2e）
云南省岩石地层（1996）、赵嘉琪（1997）	火把冲组（T_3h）	个旧组（T_2g）		峨眉山玄武岩组（P_2e）
西南有色地勘局一〇六队、三〇八队、地研所（1992～1998）	三 叠 系			
朱炳泉、邹日、常向阳等（1995～1998）	元 古 宙			
本 文	中 晚 元 古 代			

矿区地处两大板块交接部位的红河地缝合线上，地质构造复杂，受后期造山和变质作用影响，使该区地质体更复杂化。前人迄今对与铜矿成矿密切相关的浅变质火山岩系及其形成构造环境研究甚少，加强对该区火山岩研究，无疑对该区和区域上的勘查找矿和靶区优选具有十分重要的意义。笔者在开展了大量野外调查和室内系统测试获得丰富资料的基础上，就此问题进行探讨。通过野外调研、室内综合研究以及近年来进一步的地球化学等研究，作者持后一种观点：认为此套浅变质火山岩系是一套中元古代形成的富钠贫钾细碧岩系，且可与云南大红山群含铁、铜变钠质火山岩系相对比，对扩大矿区及区域铜铁矿找矿远景，对铜矿及其他金属矿床的找矿选区和研究工作必将有指导意义。

1　基本特征及岩相学

1.1　基本特征

该变火山岩呈北西向狭长条带产出。岩性由细碧岩→致密块状火山熔岩→火山角砾凝灰岩→火山角砾岩→辉绿辉长岩→角斑岩→火山碎屑岩组成，之间存在过渡类型，粒度由细→粗，显示由远火山通道相凝灰岩、熔岩向近火山岩通道相过渡为火山角砾凝灰岩、火山角砾岩的特征，辉绿辉长岩在后期呈岩脉或岩床侵入。换言之，辉绿辉长岩脉所在位置可能是火山通道，该区火山活动为裂隙式喷发，次火山岩产出的部位可能为古火山活动中心。

该变火山岩系是矿区东矿带铜矿床的最主要赋存层位，岩石组合复杂，属细碧－角斑岩系列：上部以火山熔岩、火山碎屑岩夹碳酸盐岩为主，岩性为玄武岩、细碧岩、角斑岩、石英角斑岩、沉凝灰岩、凝灰质白云岩；中部为火山碎屑岩夹熔岩，岩性为细碧质凝灰岩、凝灰岩、沉凝灰岩、含火山砾凝灰岩、火山角砾岩、玄武岩；下部为玄武质熔岩，岩性为玄武岩、细碧岩、少量硅质岩，属裂隙式火山岩组合。

岩石具变斑状结构、间隙结构、交织结构、粒状变晶结构，块状构造。主要蚀变有绿泥石化、钠化、碳酸盐化、绿帘石化等。形态总体呈北西收敛南东撒开之趋势，与围岩的接触关系为断裂接触或似过渡渐变接触。岩石主要为暗灰色、灰绿色细粒或隐晶质细碧岩、钠长角斑岩、石英角斑岩、火山角砾岩、火山熔岩及凝灰岩等，多具斑状结构，中心具隐晶质辉绿结构。主要矿物为钠长石 30% ~60%、石英 5% ~20%、辉石 10% ~30%、绿泥石 1% ~70%、绿帘石 1% ~25%、阳起石 1% ~5%、角闪石 3% ~40%、电气石 1% ~30%；副矿物为磁铁矿 1% ~3%、榍石、磷灰石等，矿物微显定向。

根据大量野外调查和 142 块光薄片镜下鉴定，按火山岩产状、结构构造、矿物组合及岩石化学特征，可细分为火山熔岩类（玄武岩、安山玄武岩）、细碧－角斑岩类、火山碎屑岩类、动力变质岩类，其次是少量辉绿辉长岩和喷流岩。

1.2　岩相学研究

1.2.1　火山岩类型和组构

（1）变质玄武岩－细碧岩类（照片 47）。

岩石呈灰绿色、黑绿色，镜下呈变余间粒结构、变余间粒间隐结构、变余交织结构及隐晶、雏晶结构、镶嵌粒状变晶结构（照片 41），致密块状构造、杏仁状构造、气孔构造。有时其中存在暗色的绿泥石组成的扁豆体，扁豆体的长轴有定向，在风化面上，可见变余气孔状构造，镜下可见由绿帘石充填的杏仁体（照片 19），该特点与大红山地区的变钠质基性火山岩特点十分相似，在龙脖河地区沿红河有大量分布，易被误认为灰岩。主要矿物成分为斜长石（0.015 毫米 × 0.10 毫米 ~0.1 毫米 ×0.5 毫米，含量 70% ~80%），并以钠长石、更长石为主，中长石含量较少，见钠长石斑晶者为细碧角斑岩（照片 77）；次要矿物为磁铁矿（占 ±10%）。次生蚀变以碳酸盐化为主，绿泥石化次之。

①变质细碧岩：岩石呈灰绿色、黄绿色、深绿色，镜下具细碧结构（照片 89、照片 90、照片 98、照片 99）、斑状结构、微细晶结构、变余交织结构、隐晶－雏晶结构及粒状变晶结构（照片 40）、残余－假象结构（照片 43）等，枕状、块状构造。矿物成分主要由钠长石 35% ~48%、阳起石 40% ~55%、白钛石 1% ~8% 及少量的磁铁矿、绿泥石、黑云母、黝帘石、电气石、石英组成。钠长石呈板条状、边缘锯齿状，参差不齐、常见钠长石双晶，少数颗粒可见卡钠

双晶，具海相熔岩水底喷发急剧淬火特征结构（即中空骸晶结构），细条状钠长石晶体相互交切，表明其形成于淬冷条件，板条状长石搭成的格架间常被磁铁矿、绿泥石、黑云母、阳起石充填。是主要赋矿岩石之一。

②细碧质玄武岩：灰绿色，具间粒结构，杏仁状构造。杏仁体为圆形、椭圆形，$d=0.3$ 厘米×0.2 厘米～0.4 厘米×0.3 厘米，含量约 5%，杏仁体为长英质、绿帘石，基质为钠长石 40%、阳起石 45%、绿泥石、钛铁矿（10%）和少量磷灰石、榍石组成，见后期方解石脉穿插其中。

③细碧质玢岩：灰绿色，斑状结构，基质具间粒结构，杏仁状构造。杏仁体为长英质，含量小于 1%；斑晶为钠长石，含量小于 1%，基质主要为绿帘石、阳起石 25%、钠长石 38% 和少量磁铁矿、石英、榍石组成。

④变钠质玄武岩：呈薄层状与辉绿辉长岩、变火山碎屑岩相伴产出。岩石为灰绿、黑绿色，主要矿物成分为钠长石、角闪石和少量的钛磁铁矿等不透明矿物，镜下见变余间粒结构、间粒间隐结构、镶嵌粒状变晶结构、变余交织结构，角闪石呈定向排列，斜长石偶见自形－半自形板状，但大多数为镶嵌粒状结构。风化面上见变余气孔状构造，还可见由绿帘石充填的杏仁体或亮晶白云石构成的杏仁体，气孔壁残留有玻璃质。岩石具致密块状构造、杏仁状构造及气孔状构造。岩石有不同程度的绿泥石化、云母化、碳酸盐化（照片 53），有时可见由绿泥石组成的扁豆体呈长轴定向排列，多为矿体顶板。

⑤高钠质安山岩：呈灰绿色、灰白色，具镶嵌粒状变晶结构、变余交织结构，块状构造。主要由钠长石和磁铁矿组成，此外含有少量石英和暗色矿物。磁铁矿常聚集成圆豆状、浸染状分布，有时出现韵律构造，为交代成因。

（2）角斑岩类。

①角斑岩（照片 49）：灰绿色、浅绿色、浅褐色，具熔蚀斑状结构（照片 42），致密块状构造。斑晶主要为钠长石 30%，$d=1.5$ 毫米×0.4 毫米～4.7 毫米×3.5 毫米和石英组成，可见角闪石残留体，熔蚀作用强烈；基质为微细粒钠长石 22%、绿帘石 13%、角闪石 30%、磁铁矿 5% 和少量黄铜矿、电气石组成，构成霏细结构。

②石英角斑岩（照片 50）：灰白色、灰色、灰绿色，斑状结构（照片 91、照片 92），块状构造。斑晶主要为微斜条纹长石 30%～40%、钠长石 20%～30%，石英 25%～30%，基质由绿泥石、黑云母、黝帘石和少量磁铁矿、黄铜矿、钛铁矿、榍石、磷灰石组成。基质具显微花岗结构、显微嵌晶结构。岩石中常出现高温石英斑晶，其 {1011} 锥面发育，柱面短小，熔蚀现象显著。

（3）变质火山碎屑岩类。

火山碎屑岩类为区内主要岩石之一，常侵入辉长辉绿岩及玄武岩，构成一套复杂的岩石组合，并夹有多层碳酸盐岩与之互层状产出，也是本区变质程度较深、岩石类型复杂、鉴别较为困难而又常见的一类火山岩。主要为变细碧质凝灰岩、变质凝灰岩、沉凝灰岩及少量含火山角砾的凝灰岩、火山角砾岩等。

①变质凝灰岩（照片 48、照片 51）：是主要赋矿岩石之一。灰绿色、暗灰绿色，风化后呈褐黄色等，主要矿物成分为角闪石、钠长石，此外有少量的石英和云母、磁铁矿等。钠长石可见板状晶体，双晶发育，为交代成因。绿泥石化及白云石化、碳酸盐化发育，原岩结构除部分残留外，镜下多数具有特征的羽斑状结构，紧密镶嵌粒状变晶结构、鳞片变晶结构、充填交代结构（照片 44）、交代残余结构（照片 78）、变余晶屑凝灰结构（照片 96、照片 97）；块状构造、变余层理构造、片状构造、片麻状构造、条纹条带状构造、半定向构造等。因此，凝灰岩变质成为变粒岩、片岩等，变粒岩主要以较高的斜长石等粒状矿物为特征，包括斜长变粒岩、黑云斜长变

粒岩、角闪变粒岩、角闪斜长变粒岩（照片 93～95）；片岩则以黑云母、绿泥石等片状矿物含量较高为特征，包括黑云片岩、绿泥片岩、黑云斜长片岩、绿泥斜长片岩。岩石挤压揉皱现象普遍，变余层理清楚。

②细碧质凝灰岩：灰绿色，半风化。变余凝灰结构，块状构造。由微细粒状绿帘石、绿泥石和少量长石、黑云母、铁质组成，见后期钠长石脉分布。

③细碧质火山角砾岩：灰绿色，角砾成分为细碧岩类，由钠长石、角闪石、磁铁矿组成，呈次圆状、棱角状，d=2 毫米×2 毫米～30 毫米×15 毫米，胶结物由细粒钠长石、阳起石、方解石组成。隐晶－雏晶结构、镶嵌粒状变晶结构；变余角砾状构造、角砾状构造（照片 74）。

④火山集块岩：灰黄色，集块呈次棱角状，d=0.7 厘米×0.2 厘米～8 厘米×3 厘米，集块性质属角斑质岩类，胶结物为长石和石英晶屑、方解石、铁质、泥质、火山灰组成。目前仅见于矿区南段，有待进一步研究。

⑤变质火山角砾岩：灰绿色，变余砂状结构，角砾状构造、块状构造或略显变余层理构造。主要由变质基性岩屑和中性岩屑组成，基质由斜长石晶屑和部分同生角砾成分的细碎屑、石英、角闪石等组成。角砾常呈棱角状、次棱角状和不规则状，砾径 2～15 毫米，角砾成分复杂，一般基性岩屑为 2%～15%，中性岩屑为 0～10%（照片 38、照片 39），有基性火山岩角砾、中酸性火山岩角砾、片岩角砾、电气石岩角砾等，角砾形状不规则，大小不一，从几毫米到几十厘米，排列无方向性。一般基质中斜长石为 10%～50%、细碎屑（<2 毫米）为 5%～25%、石英为 0～10%，从其空间分布上看，火山角砾岩夹于火山熔岩和凝灰岩中，但分布并不依赖大的断裂而存在，证明它不是断裂角砾岩，而是火山角砾岩，岩层厚度仅几十厘米至 1 米，延伸较小，多呈透镜体产出，沿角砾间的裂隙可见含铜矿物充填（照片 46），说明铜矿可能是同生的。在粗火山角砾岩中除铜矿化外，还发现电气石岩，电气石岩呈不同大小的角砾状分布，镜下观察其主要由铁－镁系列黑电气石组成（黑电气石含量>80%），此外有少量的长石、石英和磁铁矿。从以往对电气石的研究成果看，黑电气石常与火山活动有关，应为富硼火山－热水沉积物经变质作用的结果，其存在表明此区域发生过喷气作用。蚀变多具绿泥石化、碳酸盐化、绢云母化等。

⑥糜棱岩化阳起钠长片岩（照片 80）：浅灰绿色，纤状粒状变晶结构，流纹状构造。长英质矿物多呈蝌蚪状，暗色矿物显示流动状特点。岩石主要由钠长石 45%、阳起石 40%、磁铁矿 8%、绿泥石 5%及少量绿帘石、榍石、磷灰石组成。

⑦石榴绿泥长英片岩（照片 83、照片 84）：灰绿色，变斑状结构、纤状粒状变晶结构，定向构造。斑晶为石榴石，含量约 1%～15%；基质为钠长石 35%、绿泥石 20%、石英 20%、磁铁矿 30%、绿帘石 2%及少量白钛石、黑云母组成。

⑧绿泥（绿帘）阳起斜长岩：灰绿色，纤状粒状变晶结构（照片 45）、变余斑状结构，略显定向构造。岩石主要由钠长石 40%～50%、阳起石 15%～40%、绿泥石 5%～10%或绿帘石 1%～10%及少量磁铁矿、磷灰石组成。

（4）碎裂钠长岩：灰白色、黄绿色，交代析出结构（照片 100），碎裂构造（照片 75、照片 76）。钠长石约占 83%，其余为铁泥质、石英等，为喷流沉积产物，应属喷流岩。

（5）次火山岩－辉绿辉长岩。

与变火山岩共生，呈不规则岩床或岩脉侵入，一般岩床规模较大，岩脉则较小。由于规模较小，单个岩体一般不具明显完整的岩石分带。岩石多为黄绿色，细粒斑状变余结构，致密块状构造。因岩石绿泥石化、阳起石化强烈，岩石一般都为带黄色调的绿色。斑晶主要由钠长石组成，自形、较粗，粒度一般为几毫米，个别可达 1～2 厘米，大多发生钠黝帘石化；基质为细晶质。主要矿物为：斜长石 40%～50%、阳起石（具辉石假象）30%～45%、绿泥石 1%～10%、绿帘石 1%～5%；副矿物：榍石 1%～10%、磁铁矿 1%～3%。岩体边部与个旧组碳酸盐岩接触带

附近有块状石英硫化物型似层状、脉状富铜矿产出，是龙脖河铜矿区东矿带重要的含矿层位之一。典型岩体有：野猪冲岩体、老新街岩体、新街岩体。野猪冲岩体沿红河南岸出露，长大于1 100余米，厚20～40米，走向大致为NW55°，沿层侵入于个旧组下部，与上下盘白云岩整合产出，局部出现穿层侵入现象。老新街岩体出露长700米，宽10～40米，走向NW50°，倾向NE，沿层侵入于个旧组碳酸盐岩中，岩体的上界与白云岩整合接触，下界由于浮土掩盖，接触关系不清。新街岩体出露长1 600米，厚30～80米，走向NW40°，倾向SW，倾角与围岩一致，约40°左右，岩体顺层侵入于个旧组灰岩中，与上盘白云岩和下盘板岩整合接触。该类岩石具有典型的辉长辉绿结构，并伴有工业铜矿化，为Ⅲ－1、Ⅲ－2矿体的赋存岩石。

①辉绿辉长岩：岩石一般呈灰绿色，具中粗粒状结构、变余辉绿结构、典型的辉长辉绿结构及变余斑状结构等，块状构造。矿物成分为斜长石（0.05毫米×0.15毫米～0.5毫米×2.5毫米，含量50%～70%），次要矿物为角闪石（0.1毫米×0.15毫米～0.5毫米×1.5毫米，含量20%～40%）。副矿物为磁（钛）铁矿和磷灰石等组成。

②钠长辉绿岩：岩石呈灰白色－灰黄色，具斑状结构，斑晶由钠长石组成，基质为细晶质。角闪石等暗色矿物往往被后期绿泥石和方解石交代而呈残留－假象产出。铜矿化表现为后期脉状黄铜矿和孔雀石。岩石常见碳酸岩化、钠黝帘石化。

从以上岩石类型和岩石组构特征、岩石学特点和含矿性分析，应与大红山群变钠质火山岩岩石组合十分相似（崔银亮等，2004）。

1.2.2 副矿物

采集人工重砂15件，经分析鉴定，常见的副矿物有磁铁矿（一般1%～5%，最高达30%）、钛铁矿（一般1%～8%，最高达35%）、榍石、磷灰石、电气石等（表4－2）。从赋存状态看，磁铁矿有时被包含于黄铜矿中；磷灰石、金红石为局部可见；石榴石局部偶见；金呈金黄色以包裹金形式赋存于黄铁矿中，片状或他形粒状，粒度$d=0.01$～0.1毫米×0.1毫米；锆石主要为无色，其次浅红色，均为晶面平滑明净、棱色清晰的柱锥状。从颗粒大小看，碎屑副矿物的颗粒大小与沉积物的分选性有关，而在火山成因的变质岩中则没有这种规律，上述变质凝灰岩及火山角砾岩中的副矿物的分选性一般不好，可见，变质原岩副矿物具基性火山岩副矿物组合特征。从标型特征看，分布在变质凝灰岩，特别是火山角砾岩中的榍石、磷灰石等副矿物常常保留次圆状或次棱角状碎屑轮廓，分选性较差，这些特征也表明具有火山－沉积成因特色。

1.2.3 蚀 变

火山岩蚀变普遍，主要有绿泥石化、磁铁矿化、碳酸盐化、绿帘石化（照片52）、硅化、大理岩化、黄铁矿化，次为绢云母化、钠黝帘石化、阳起石化、电气石化、钠化等。绿泥石化、磁铁矿化和硅化十分明显，与成矿关系十分密切。蚀变分带不明显，强蚀变岩石中的原岩结构可消失殆尽，形成绿泥石岩、石英岩，蚀变较弱的岩石中原岩结构保留较好。

（1）绿泥石化是变火山岩中常见的蚀变，表现为岩石呈绿色，黑云母、角闪石、辉石等暗色矿物被绿泥石交代而呈残留－假象产生，是主要近矿围岩蚀变。

（2）碳酸盐化是伴随绿泥石化的一种常见蚀变，表现为斜长石、辉石及角闪石等矿物被方解石或白云石交代，并构成微细脉状或充填状产出。

（3）硅化主要见于白云岩及部分变火山岩中，与矿化关系紧密相关，表现为岩石褪色成浅灰色或白色，石英呈他形不规则粒状及团脉状交代白云石等，构成条带、团斑或脉状产出。

（4）大理岩化主要见于白云岩中，常与硅化伴生，表现为白云石等重结晶，并出现少量新生的黑云母等矿物（照片85）。

（5）黄铁矿化为常见的一种蚀变形式，表现为黄铁矿呈星散、浸染状或细脉状分布于围岩及含矿层中，在白云岩中黄铁矿化与铜矿化呈负消长关系，在变火山岩中两者共生。

表 4－2　变火山岩副矿物组合及含量（wt%）

Table 4－2　The contents and constitute of accessory mineral in Meta－volcanic Rocks（wt%）

样　号		Rz1132	Rz1137	Rz1163	Rz1214	Rz1514	Rz1515	Rz1523	SDIXL 6001	SDIXL 6006	SDVL 6006	SD38L 608	SDVL 6002
原始重量		600	500	900	1 300	1 900	1 850	2 250	1 043	2 070	755	1 133	1 130
重砂重量		13.5	4	1.1	44.6	1.6	1.6	4.5	4	26.2	100	244.19	67.1
主要副矿物及其含量（克）	黄金	8 粒											
	黄铜矿	偶见	少见	0.001			少见						
	黄铁矿	0.65	0.003	少见	0.02	0.01	0.02	0.81	少见	偶见	偶见	偶见	少见
	磁铁矿		偶见		0.3	少见	0.01			24.53	22.09	51.06	0.06
	钛铁矿			少见					0.1				0.15
	孔雀石	偶见		偶见		偶见	偶见	偶见	偶见	偶见	偶见		偶见
	赤褐铁矿	12.66	3.79	1.05		少见	0.08	少见	0.003	少见	偶见		偶见
	金红石	少见	少见	少见	少见		少见		偶见	0.02	偶见		偶见
	榍石			偶见					偶见				
	白钛石	少见									0.88		8.12
	方铅矿								偶见			偶见	
	褐帘石					偶见	偶见				偶见		
	独居石						偶见						
	电气石				少见	少见			0.11	偶见			偶见
	磷灰石					少见	少见	<0.1	0.12	0.002	0.02	0.25	偶见
	锆石	少见	<1%	<1%	<1%	0.02	0.06	<1%	0.15	偶见	偶见	偶见	

（6）电气石化见于变火山岩中，表现为电气石呈散点或细脉条带状沿斜长石、角闪石隙间充填或交代产出，为晚期气液作用形成。

（7）钠长石化为变火山岩中较常见的蚀变，表现为钠长石取代斜长石等，呈糖粒状产出。

1.2.4　层　序

变火山岩层序由上而下可分为三段：

上部以火山熔岩为主夹火山碎屑岩，岩性为玄武岩、细碧岩、角斑岩、沉凝灰岩、含火山碎屑的凝灰质白云岩；中部以火山碎屑岩为主夹熔岩，岩性为细碧质凝灰岩、火山碎屑凝灰岩、沉凝灰岩、含火山角砾的凝灰岩、火山角砾岩、玄武岩；下部为玄武质熔岩，岩性为玄武岩、细碧质玄武岩、细碧岩。

1.2.5　结构构造

变火山岩常见细碧结构、辉绿结构、碎裂结构（照片 102）、变余岩屑凝灰结构（照片 103）、变余晶屑凝灰结构（照片 104、照片 105）、斑状结构、变余玻屑凝灰结构（照片 106）、粒状变晶结构（照片 107）、针柱状粒状变晶结构（照片 108）、熔结结构、包含结构、变余砂状结构（照片 79）等。构造以块状构造、片状构造、定向构造、揉皱变形构造（照片 22、照片 55、照片 101）、变余韵律层理构造（照片 88）、千枚状构造（照片 86、照片 87）、格架状构造

为常见。

2 岩石地球化学特征

龙脖河铜矿床是近年来在红河成矿带南段找矿取得重要进展且很有找矿前景的铜矿床，与该成矿带其他矿床（如新平县大红山铁铜矿床等）特征相似（崔银亮，2004）。矿区火山岩发育且与铜矿化密切共生（满昆良，1997；赵嘉琪，1997；朱炳泉等，1998；杨金富，1999；杨昌华，2003）。我们对矿区变火山岩进行主要元素、微量元素和稀土元素含量的系统分析，结合前人的研究成果，总结讨论岩石的地球化学特征，并探讨岩石成岩构造环境和岩浆演化过程。

2.1 东矿带

2.1.1 主要元素

表4－3为东矿带变火山岩主要元素组成。其中，除本次研获得的分析数据12个外，还收集列出前人分析结果共84个。选择代表性新鲜岩样作化学分析，主元素在云南省地矿局中心实验室用常规湿法分析。需要说明的是，以往对该区变火山岩做了大量主要元素分析测试，但由于岩石遭受了不同程度的蚀变或区域变质作用，多种蚀变类型并存，不同学者的分析数据有较大的差别。部分因采样地点不详、样品描述不全、氧化物总量太低（或太高）的分析数据未列出。总结表4－3成果，可以看出变火山岩主要元素有以下特征：

（1）岩石氧化物含量有较宽变化范围。此套浅变质火山岩系 SiO_2 含量主要集中于45%～52%之间；Na_2O 含量普遍较高，3.72%～7.18%，明显 $Na_2O > K_2O$，Na_2O/K_2O 为6～60（除个别蚀变辉长辉绿岩外），具备细碧岩的典型特征。Na_2O 含量较高，与蚀变作用有关。在 SiO_2－Na_2O+K_2O 图中，主要样品位于玄武岩区和粗面玄武岩区（图4－1）；少量样品 SiO_2 含量小于40%，其 CaO 或 FeO_t（$FeO+Fe_2O_3$；下同）明显高于其他样品，暗示遭受强烈的碳酸盐化或铁矿化，其原岩应为基性火山岩类，且以碱性（富钠）、低钾为特点。变玄武岩 SiO_2 含量为45%～49%。变安山岩 SiO_2 含量主要集中于57%～62%之间，安山质岩石的 Na_2O 含量（>6%）比玄武岩更高。由于熔岩与凝灰岩互层，使得交代流体易进入多孔隙的凝灰岩，因而发生的钠交代作用较强，其相对高的 SiO_2 含量也可能与交代作用有关，原岩也可能是玄武岩，在 $SiO_2-Na_2O+K_2O$ 图中主要位于粗面安山岩区。变次火山岩（辉绿－辉长岩）的 SiO_2 含量也集中在45%～52%之间，投入（Na_2O+K_2O）－SiO_2 图中可以发现，在图4－1中投影范围与本区变基性火山岩相近。图4－1同时显示，该区变基性火山岩、变安山岩和变次火山岩绝大部分样品位于碱性系列，在 AR 度率－SiO_2 图上，绝大部分样品也位于碱性和钙碱性岩系的分界线以上，且以碱性岩系列为主（图4－2、图4－3）。由于矿区遭受蚀变及区域变质作用，许多氧化物含量发生较大变化，SiO_2、Na_2O 和 K_2O 等氧化物含量与未变质或蚀变岩石相比存在差别，目前我们根据主要元素确定岩石属碱性系列仍有待进一步深入研究。

（2）除个别样品外，各种岩石具有富钠贫钾的特征。变基性火山岩的 Na_2O 含量主要分布于3%～7%之间，Na_2O/K_2O 主要在5～20之间，具有细碧岩的典型特征；变安山岩的 Na_2O 含量主要分布于5%～8%之间，大部分样品的 $Na_2O > K_2O$，Na_2O/K_2O 大于35；变次火山岩 Na_2O 含量及 Na_2O/K_2O 均与基性火山岩相近。在 Na_2O-K_2O 图中（图4－4），绝大部分岩石样品落于钠质岩石类型区域，因而本区变火山岩应为钠质火山岩，与大红山群中的火山岩的分布范围也十分相似（崔银亮等，2004）。图4－5显示，本区变基性火山岩和变次火山岩的 Na_2O 与 SiO_2、Al_2O_3 之间不具明显的线性关系，暗示细碧岩为钠质交代作用的产物。

表 4－3 龙脖河铜矿区东矿带变火山岩岩石化学成分（wt%）

Table 4－3 The major elements content（wt%）of meta－volcanic rocks from the Longbohe copper deposits in Eastern zone

样号	产地	岩石名称	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	烧失量	总量	Na_2O+K_2O	Na_2O/K_2O	资料来源
LBH－33	龙脖河剖面	钠质角斑岩	48.27	1.51	13.47	10.67	1.57	0.19	4.09	7.92	5.32	0.10	0.27	6.89	100.27	5.42	53.20	本文
LBH－34	龙脖河剖面	角砾状细碧岩	48.25	2.32	8.99	1.28	9.32	0.16	11.59	10.60	2.50	0.23	0.27	4.02	99.53	2.73	10.87	
LBH－35	龙脖河剖面	凝灰质细碧岩	61.18	1.50	13.25	12.56	1.32	0.07	0.45	1.09	6.93	0.17	0.23	1.16	99.91	7.10	40.76	
LBH－44	龙脖河剖面	绿帘石化细碧岩	36.96	1.20	15.11	10.92	1.21	0.37	3.70	22.56	0.52	0.61	0.23	7.12	100.51	11.13	0.85	
LBH－37	龙脖河剖面	细碧岩	49.66	1.14	15.72	11.04	1.29	0.27	1.54	13.86	2.03	0.45	0.17	3.05	100.22	2.48	4.51	
LBH－92	龙脖河剖面	细碧岩	46.37	1.42	13.28	10.73	2.65	0.58	4.10	6.38	6.22	0.29	0.25	7.94	100.21	6.51	21.45	
LBH－91	龙脖河剖面	细碧岩	48.43	1.45	15.86	11.61	3.27	0.39	4.13	7.27	5.25	0.21	0.27	1.87	100.01	5.46	25.00	
LBH－36	龙脖河剖面	火山岩型铜矿石	49.98	1.83	14.43	11.44	5.66	0.93	3.63	1.36	5.83	0.30	0.32	3.08	98.79	6.13	19.43	
LBH－90	龙脖河剖面	细碧岩	57.73	3.44	16.37	3.96	3.38	0.39	1.65	2.72	8.23	0.22	0.01	1.96	100.06	8.45	37.41	
LBH－52	龙脖河剖面	细碧岩	34.82	1.16	16.35	10.57	2.29	0.60	1.97	22.44	0.69	0.02	0.19	7.51	98.61	0.71	34.50	
LBH－49	龙脖河剖面	细碧岩	46.64	1.26	13.93	8.72	3.43	0.26	2.62	8.79	6.73	0.33	0.16	6.93	99.80	7.06	20.39	
LBH－28	铜选厂 LD2	辉绿岩	41.82	3.07	11.36	11.88	7.43	0.14	5.40	5.34	1.90	2.31	0.40	8.14	99.19	4.21	0.82	

续 表

样号	产地	岩石名称	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	烧失量	总量	Na_2O+K_2O	Na_2O/K_2O	资料来源
1	龙脖河Ⅶ号沟	辉长辉绿岩	48.70	5.46	10.07	6.38	8.25	0.23	7.46	6.80	3.18	1.24	1.99	0.23	99.99	4.42	2.56	滇东南区带中间报告，1993
2	龙脖河边	变基性火山岩	55.32	1.40	14.75	3.46	7.38	0.19	5.06	4.22	6.65	0.22	1.14	0.23	100.02	6.87	30.23	
3	龙脖河Ⅸ号沟	变基性火山岩	52.49	2.35	13.44	4.03	13.24	0.12	3.53	2.63	5.46	0.39	2.06	0.26	100.00	5.85	14.00	
4	龙脖河Ⅸ号沟	凝灰岩	51.53	1.70	13.42	3.84	9.62	0.25	4.93	11.31	0.53	0.22	2.27	0.37	99.99	0.75	2.41	
5	龙脖河边	沉凝灰岩	47.47	3.00	14.58	4.92	12.49	0.96	2.32	6.38	5.96	0.19	1.55	0.17	99.99	6.15	31.37	
6	龙脖河边	变玄武岩	48.90	2.24	14.24	3.95	8.99	0.21	8.14	6.56	1.87	0.80	3.74	0.35	99.99	2.67	2.34	
7	老新街河边	辉长辉绿岩	51.58	2.53	13.43	4.12	10.37	0.24	3.71	5.70	5.60	0.16	2.34	0.21	99.99	5.76	35.00	
8	新街河边	辉长岩	49.10	1.98	19.65	2.62	7.06	0.22	4.83	4.54	5.50	0.41	4.49	0.09	100.49	5.91	13.41	
9	老新街河边	基性火山岩	50.35	1.52	16.85	8.44	4.14	0.14	5.05	2.45	6.60	0.40	0.11	3.40	99.45	7.00	16.50	
10	二道河边	基性火山岩	53.75	2.06	16.11	6.78	5.12	0.10	3.88	2.25	5.55	0.60	0.14	3.52	99.86	6.15	9.25	
11	野猪冲河边	凝灰岩	51.69	3.19	11.16	2.45	9.42	0.15	7.74	7.74	0.80	0.00	0.24	5.21	99.79	0.80		杨金富，1999
12	TC7101	玄武岩	52.94	2.46	13.69	3.96	8.90	0.17	8.95	6.09	2.18	0.37	0.26		99.97	2.55	5.84	
13	PD2	变玄武岩	49.44	1.74	13.77	3.24	11.81	0.18	5.85	7.98	4.44	0.81	0.15		99.40	5.25	5.50	
14	龙脖河河边	变玄武岩	51.37	2.99	12.21	4.49	9.53	0.21	4.21	8.59	4.85	0.76	0.24		99.45	5.61	6.38	朱炳泉等，1998
		凝灰岩	51.33	1.76	12.82	6.97	3.53	0.30	3.51	5.76	6.06	0.34	0.33	6.54	99.25	6.40	17.82	
		细碧岩	50.19	2.52	14.03	6.75	3.88	0.12	5.37	2.84	5.90	0.45	0.38	6.87	99.30	6.35	13.11	
		玄武岩	48.32	3.25	15.46	5.22	6.89	0.37	7.13	6.26	1.57	0.44	0.22	5.20	100.33	2.01	3.57	
		辉绿岩	46.68	3.72	13.03	9.58	6.45	0.21	5.05	5.81	3.92	0.61	0.32	4.43	99.81	4.53	6.43	
YL-44		安山岩	58.13	1.66	14.61	8.18	3.03	0.37	2.81	2.79	6.25	0.16	0.08	1.91	99.98	6.41	39.06	
YL-53		安山岩	57.92	1.97	16.17	7.90	1.75	0.16	2.13	3.03	7.18	0.12	0.11	1.47	99.91	7.30	59.83	

续 表

样号	产地	岩石名称	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	烧失量	总量	Na_2O+K_2O	Na_2O/K_2O	资料来源
YL-49-1		电气石角砾岩	36.76	1.76	22.08	18.00	0.68	0.19	6.12	1.18	3.13	0.07	0.03	8.97	98.97	3.20	44.71	朱炳泉等，1998
YH-39		安山岩	62.04	1.43	14.02	8.31	3.35	0.07	0.93	0.83	5.55	1.51	0.32	1.81	100.17	7.06	3.68	
YH-61		安山岩	60.80	1.50	18.80	1.47	4.78	0.06	2.04	0.75	7.06	0.17	0.33	2.55	100.31	7.23	41.53	
YL-91		辉绿岩	50.70	1.53	12.69	10.64	5.58	0.13	1.93	6.11	6.72	0.10	0.08	3.73	99.94	6.82	67.20	
19YL-55		辉绿岩	47.87	2.93	11.93	4.59	10.45	0.26	5.12	9.07	3.96	0.55	0.11	2.71	99.55	4.51	7.20	
308-13		辉长岩	48.54	3.68	13.18	6.65	6.65	0.18	7.20	5.46	4.54	0.41	0.33	3.23	100.05	4.95	11.07	
YL-89		玄武岩	47.11	1.46	13.55	6.31	9.88	0.23	7.66	5.53	4.08	0.73	0.08	3.41	100.03	4.81	5.59	
308-2		玄武岩	45.22	2.13	11.49	9.60	6.90	0.16	5.49	9.26	4.07	0.87	0.30	4.42	99.91	4.94	4.68	
308-3		玄武岩	48.22	0.86	17.53	5.25	4.45	0.10	5.65	7.85	3.72	2.30	0.24	3.93	100.10	6.02	1.62	
308-8		玄武岩	46.24	0.95	17.11	5.24	5.35	0.11	6.95	10.81	3.49	0.48	0.22	2.32	99.27	3.97	7.27	
YH-43		玄武岩	48.75	2.09	12.28	20.48	6.65	0.05	0.66	1.18	5.81	0.35	0.49	0.93	99.72	6.16	16.60	
1	Ⅱ-Ⅱ′	基性火山岩	62.18	1.06	14.44	4.17	3.65	0.09	1.29	1.83	3.58	4.70	0.16	3.39	100.54	8.28	0.76	东区滇南带报告，1996
2	Ⅱ-Ⅱ′	基性火山岩	50.35	1.52	16.85	8.44	4.14	0.14	5.05	2.45	6.60	0.40	0.11	3.40	99.45	7.00	16.50	
3	Ⅱ-Ⅱ′	基性火山岩	53.75	2.06	16.11	6.78	5.12	0.10	3.88	2.25	5.55	0.60	0.14	3.52	99.86	6.15	9.25	
4	SD-VLb002	凝灰岩	51.69	3.19	11.16	2.45	9.42	0.15	7.74	7.74	0.80	0.00	0.24		94.58	0.80		
5	SD-VCb003	玄武岩	52.94	2.46	13.69	3.96	8.90	0.17	8.95	6.09	2.18	0.37	0.26		99.97	2.55	5.84	
6	SD-XILb007	变玄武岩	49.44	1.74	13.77	3.24	11.81	0.18	5.85	7.98	4.44	0.81	0.15		99.40	5.25	5.50	
7	SD-XILb008	变玄武岩	50.56	3.99	12.10	5.49	7.53	0.42	6.85	8.76	3.09	0.82	0.31		99.93	3.91	3.75	
8	SD-XILb010	变玄武岩	51.37	2.99	12.21	4.49	9.53	0.21	4.21	8.59	4.85	0.76	0.24		99.45	5.61	6.38	

续 表

样号	产地	岩石名称	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	烧失量	总量	Na_2O+K_2O	Na_2O/K_2O	资料来源
ZK7902-YQ1		玄武岩	44.64	0.42	13.32	9.66	5.22	0.12	7.84	3.01	4.17	0.22	0.46		89.08	4.39	18.95	三〇六队，1995
ZK7901-YQ1		玄武岩	43.14	0.25	12.94	3.34	5.50	0.15	7.08	4.89	4.48	1.64	0.16		83.58	6.12	2.73	
PD7103-YQ1		细碧岩	42.73	0.15	11.92	8.40	3.04	0.31	3.30	8.71	5.54	0.52	0.04		84.66	6.06	10.65	
PD1-2-YQ1		辉绿岩	43.18	4.09	11.59	10.90	7.74	0.27	5.49	5.12	2.82	1.14	0.41	4.39	97.14	3.96	2.47	
PD1-10-YQ1		辉绿岩	43.20	4.33	12.83	14.03	5.18	0.14	5.32	2.37	3.29	0.75	0.26	5.20	96.90	4.04	4.39	
PD1-10-YQ2		辉绿岩	46.72	3.47	13.46	5.60	9.29	0.19	4.18	8.08	4.31	0.29	0.29	3.14	99.02	4.60	14.86	
PD9502-YQ1		辉绿岩	39.95	2.64	11.11	3.47	7.14	0.19	2.99	16.76	4.01	0.26	0.29	10.64	99.45	4.27	15.42	
二道河-YQ1		辉绿岩	49.80	0.40	12.71	6.84	7.47	0.22	2.18	4.72	5.41	0.80	1.42		91.97	6.21	6.76	
ZK8701-YQ1		凝灰岩	48.92	0.13	14.74	3.87	6.42	0.17	4.88	5.64	4.97	0.65	0.21		90.61	5.62	7.65	
TC7906-YQ1		凝灰岩	41.05	0.26	13.34	9.11	4.05	0.44	5.02	7.75	3.17	0.79	0.19		85.17	3.96	4.01	
TC8704-YQ1		凝灰岩	42.27	0.24	13.30	12.22	2.42	0.30	9.06	1.08	0.17	0.18	0.11		81.35	0.35	0.94	
	PD94-12 坑	细碧岩	62.38	0.86	17.08	4.27	0.07	0.10	2.80	1.21	5.10	0.20	0.13		94.19	5.30	25.50	三〇八队，1998
	PD94-12 坑	辉绿岩	68.34	0.37	6.87	8.22	0.16	0.50	5.63	1.46	0.16	0.29	0.17		92.17	0.45	0.56	

续 表

样号	产地	岩石名称	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	烧失量	总量	Na_2O+K_2O	Na_2O/K_2O	资料来源
	11 - 11′线剖面	基性火山岩	62.18	1.06	14.44	4.17	3.65	0.00	1.29	1.83	3.58	4.70	0.16		97.06	8.28	0.76	〇三八队，1998
	11 - 11′线剖面	基性火山岩	50.35	1.52	16.85	8.44	4.14	0.14	5.05	2.45	6.60	0.40	0.10		96.04	7.00	16.50	
	11 - 11′线剖面	基性火山岩	53.75	2.06	16.11	6.78	5.12	0.10	3.88	2.25	5.55	0.60	0.14		96.34	6.15	9.25	
	11 - 11′线剖面	辉绿辉长岩	37.01	2.72	5.80	18.40	7.62	0.17	12.93	8.58	1.20	0.40	0.17		95.00	1.60	3.00	
	Ly - 9	基性火山岩	39.52	2.50	12.14	11.51	3.73	0.80	1.93	13.06	4.96	0.16	0.14		90.45	5.12	31.00	
	Ly - 14	基性火山岩	53.32	1.36	14.38	7.94	3.08	0.19	4.93	4.53	6.48	0.21	0.22		96.64	6.69	30.86	
	111 - 5	基性火山岩	51.80	2.32	13.26	9.99	7.66	0.12	3.48	3.05	5.39	0.38	0.26		97.71	5.77	14.18	
	山 74 - 1	辉绿辉长岩	48.15	5.40	9.96	8.44	6.24	0.23	7.88	6.72	3.14	1.23	0.23		97.62	4.37	2.55	
	SD - VLB002	凝灰岩	51.69	3.19	11.16	2.43	9.12	0.15	7.74	7.74	0.80	0.00	0.24		94.26	0.80		
	SD - VLB003	玄武岩	52.94	2.46	13.96	3.96	8.90	0.17	8.95	6.00	2.18	0.37	0.26		100.15	2.55	5.84	
	SD - IXB007	变玄武岩	49.44	1.74	13.77	3.24	11.81	0.18	5.85	7.98	4.44	0.81	0.15		99.40	5.25	5.50	
	SD - IXB008	变玄武岩	50.56	3.99	12.10	5.49	7.53	0.42	6.58	8.76	3.00	0.82	0.31		99.57	3.82	3.64	
	SD - IXB0010	变玄武岩	51.37	2.99	12.21	4.49	9.53	0.21	4.21	8.59	4.85	0.76	0.24		99.45	5.61	6.38	
	19 - 19′线剖面	基性火山岩	52.63	1.84	14.16	9.43	6.08	0.15	2.69	2.68	5.68	0.26	0.25		95.85	5.94	21.85	
	19 - 19′线剖面	辉绿岩	52.97	1.70	13.14	10.27	4.19	0.19	4.00	5.01	5.36	0.28	0.17		97.28	5.64	19.14	
	19 - 19′线剖面	基性火山熔岩	46.92	2.55	11.80	5.47	10.29	0.25	4.94	10.28	3.18	0.72	0.25		96.65	3.90	4.42	
	LD11 号老碉	基性火山熔岩	42.44	2.28	9.23	7.40	3.70	0.14	0.84	10.36	0.12	0.30	0.19		77.01	0.42	0.40	

续 表

样号	产地	岩石名称	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	烧失量	总量	Na_2O+K_2O	Na_2O/K_2O	资料来源
	1－1′线剖面	石英角斑岩	75.66	0.02	13.29	1.06	0.58	0.02	0.07	0.59	3.43	4.35	0.02		99.09	7.78	0.79	
	1－1′线剖面	细碧岩	53.34	1.64	11.43	6.42	10.49	0.17	3.57	3.54	1.38	0.68	0.31		92.97	2.06	2.04	
	1－1′线剖面	凝灰岩	46.88	3.96	11.82	6.62	6.35	0.18	5.33	9.78	1.13	2.45	0.39		94.89	3.58	0.46	
	1－1′线剖面	杏仁状细碧岩	50.04	1.42	17.70	9.31	2.39	0.24	4.58	8.85	4.30	0.43	0.16		99.42	4.73	10.12	
	1－1′线剖面	钠长岩	41.46	2.72	12.60	14.33	3.86	0.87	2.18	9.19	4.25	0.30	0.11		91.87	4.55	14.17	
	1－1′线剖面	角斑岩	51.12	1.13	18.47	8.82	3.32	0.35	3.94	5.22	5.00	0.33	0.22		97.91	5.33	15.15	
	1－1′线剖面	细碧岩	50.18	1.18	15.82	11.62	4.19	0.40	4.66	3.62	5.25	0.30	0.23		97.45	5.55	17.50	
	1－1′线剖面	绿泥钠长岩	57.96	1.47	17.34	3.36	6.20	0.35	3.33	1.94	3.55	1.15	0.21		96.86	4.70	3.09	
	1－1′线剖面	绿帘石岩	54.98	1.73	15.44	7.14	3.94	0.33	2.48	7.67	2.00	9.25	0.23		105.19	11.25	0.22	〇三八队，1998
	1－1′线剖面	阳起石岩	47.84	1.88	13.09	11.84	2.62	0.43	2.79	11.38	2.63	0.30	0.23		95.03	2.93	8.77	
	19－19′线剖面	碎裂纳长岩	67.34	1.31	14.95	4.95	0.16	0.26	0.07	1.60	5.60	0.48	0.49		97.20	6.08	11.79	
	19－19′线剖面	细碧岩	55.62	0.64	15.93	9.16	5.02	0.12	2.60	0.76	5.15	0.60	0.17		95.77	5.75	8.58	
	19－19′线剖面	火山角砾岩	49.62	2.01	13.58	8.02	5.40	0.22	5.51	11.40	1.55	0.60	0.15		98.05	2.15	2.58	
	19－19′线剖面	细碧玢岩	39.54	3.01	12.41	20.36	11.86	0.42	2.91	1.60	4.15	0.20	0.56		97.02	4.35	20.75	
	19－19′线剖面	细碧岩	46.98	1.87	14.31	5.54	1.06	0.22	4.58	8.34	3.90	0.63	0.10		87.52	4.53	6.24	

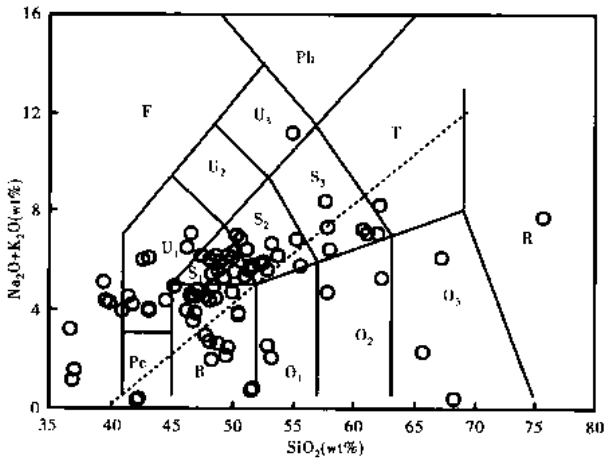


图 4-1　变火山岩 SiO_2–Na_2O+K_2O 图

（原图据 Le Bas 等，1986）

Fig.4-1　The SiO_2 vs Na_2O+K_2O diagram of meta-volcanic rocks

（Primary diagram after Le Bas etal.）

F：副长石岩　Pc：苦橄玄武岩　B：玄武岩

O_1：玄武安山岩　O_2：安山岩　O_3：英安岩

S_1：粗面玄武岩　S_2：玄武质粗面安山岩

S_3：粗面安山岩　T：粗面岩（粗面英安岩）

O：流纹岩　U_1：碱玄岩（碧玄岩）

U_2：响岩质碱玄岩　U_3：碱玄质响岩

Ph：响岩　虚线为碱性与钙碱性系列分界线；上为碱性系列，下为钙碱性系列

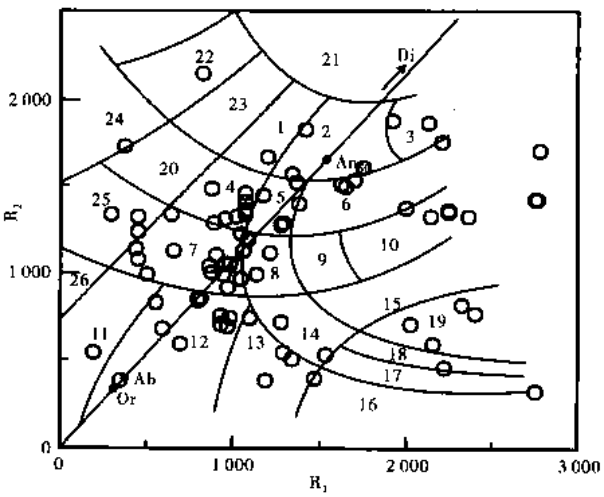


图 4-2　变火山岩 R_1–R_2 图解

Fig.4-2　The R_1–R_2 diagram of meta-volcanic rocks

1. 碱性玄武岩　2. 橄榄玄武岩　3. 拉斑玄武岩
4. 粗面玄武岩　5. 粗安玄武岩　6. 玄武岩
7. 橄榄安粗岩　8. 安粗岩　9. 粗安岩
10. 安山岩　11. 粗面质响岩　12. 粗面岩
13. 石英粗面岩　14. 石英安粗岩　15. 英安岩
16. 碱性流纹岩　17. 流纹岩　18. 英安流纹岩
19. 流纹英安岩　20. 碱玄岩　21. 苦杆岩
22. 苦橄霞玄岩　23. 碧玄岩　24. 霞石岩
25. 响岩质碱玄岩　26. 响岩　Or：钾长石
Ab：钠长石　An_{50}：50号斜长石　Di：透辉石

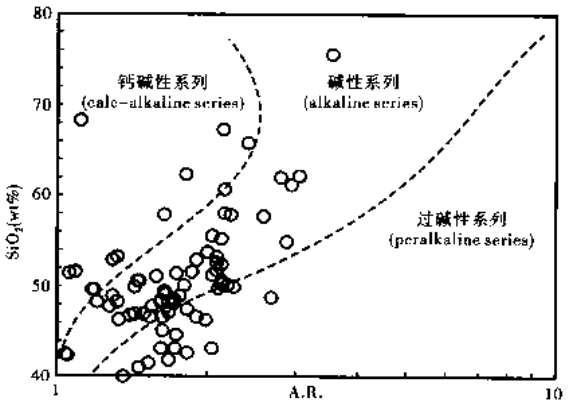


图 4-3　变火山岩 SiO_2–A. R. 图解

Fig.4-3　The SiO_2–A. R. diagram of meta-volcanic rocks

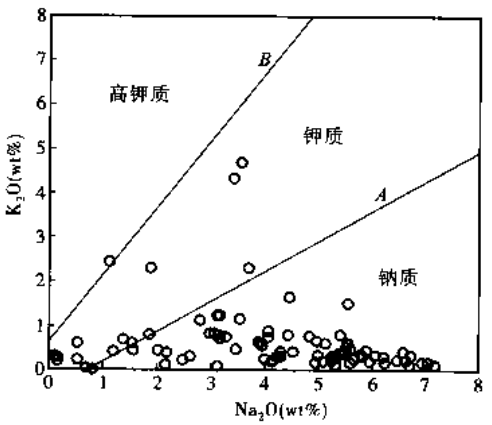


图 4-4　变火山岩 K_2O–Na_2O 图解

Fig.4-4　The K_2O–Na_2O diagram of meta-volcanic rocks

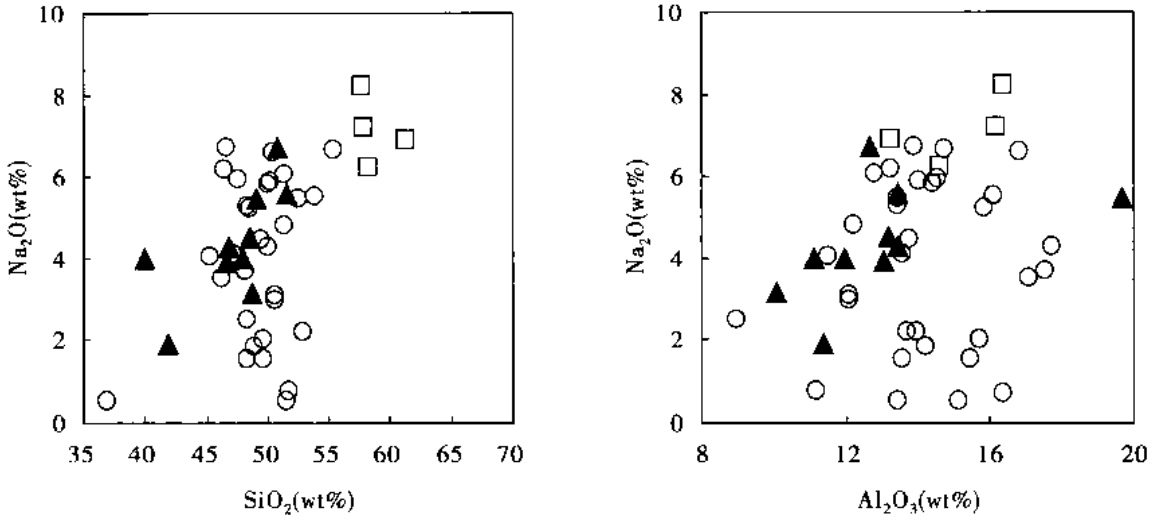


图 4-5 变火山岩 Na_2O-SiO_2 和 Al_2O_3 图

Fig. 4-5 The Na_2O-SiO_2 vs Al_2O_3 diagram of meta-volcanic rocks

□—变安山岩 ▲—变次火山岩 ○—变基性火山岩

(3) 虽然矿区变火山岩各种氧化物含量范围较宽，但岩石的 MgO 与 SiO_2、Al_2O_3、FeO_t、CaO、Na_2O 和 K_2O 之间均存在一定相关关系（图 4-6），如果考虑到各种岩石中橄榄石、辉石等含镁矿物大部分都已蚀变，上述相关关系可能会更明显，该特征表明，本区变火山岩原岩岩浆演化过程中存在结晶分异作用。岩石的 CaO 与 CaO/Al_2O_3 之间具有很好的线性相关关系（图 4-7），进一步说明岩浆演化过程中存在较明显的辉石的结晶分异作用。

(4) TiO_2 属惰性组分，是指示成岩构造环境的有效标志。矿区火山岩 TiO_2 含量普遍较低。它的低钾与低磷特征又使得在 $TiO_2-K_2O-P_2O_5$ 三角图（图 4-8）上落在大洋拉斑玄武岩范围内。在 SiO_2-FeO_t/MgO 和 FeO_t-FeO/MgO 图上（图 4-9），大红山群钠质火山岩和本矿区浅变质火山岩投点也主要落入拉斑系列范围内，哀牢山群的火山岩大多数也落在拉斑系列范围，但点较分散，个别落入钙碱性系列内（崔银亮等，2005）。图 4-10、图 4-11、图 4-12、图 4-13、图 4-14 也基本上反映了类似特征，但这些岩石分类图解投图结果均相互矛盾。可见，这已不是典型的岩浆岩，而是交代蚀变岩的特征，这与大红山矿区变钠质火山岩也完全一样（CuiYinliang，2005）。

总之，可以归结矿区变火山岩的岩石化学特征为：富碱（$Na_2O > K_2O$）、富钠、低硅、贫钾，与大红山矿区变钠质基性火山岩组合十分相似（崔银亮等，2004，2005）。

2.1.2 微量元素

玄武岩中微量元素的含量与其所形成的构造环境密切相关，根据其含量判断玄武岩的形成环境，是目前判断岩石成因及形成构造环境时最常用、最有效的方法。由于大离子亲石元素（LIL）在变质作用及蚀变过程中通常比较活泼，因此用它们来判断变质基性火山岩的成因及形成环境时往往得出不确定的、模糊的、甚至是完全错误的结论；但运用在风化、热水蚀变、绿片岩相到低角闪岩相变质作用过程中均不活泼的高场强元素（HFSE）和稀土元素（REE）来判断岩石成因比较成功（Zhao J. X.，1994）。Pharaoh and Pearce（1984）研究认为，像 Zr、Ti、Nb、Y 等不活泼的不相容元素之间的比值，即使在部分熔融和分离结晶过程中也仅发生很小变化（除非有富集这些元素的矿物相存在，如 Y 在石榴石中富集，Ti 在磁铁矿中富集等）。但在应用微量元素地球化学特征来解释元古代岩石形成的构造环境时，除了蚀变和变质作用活泼元素有影

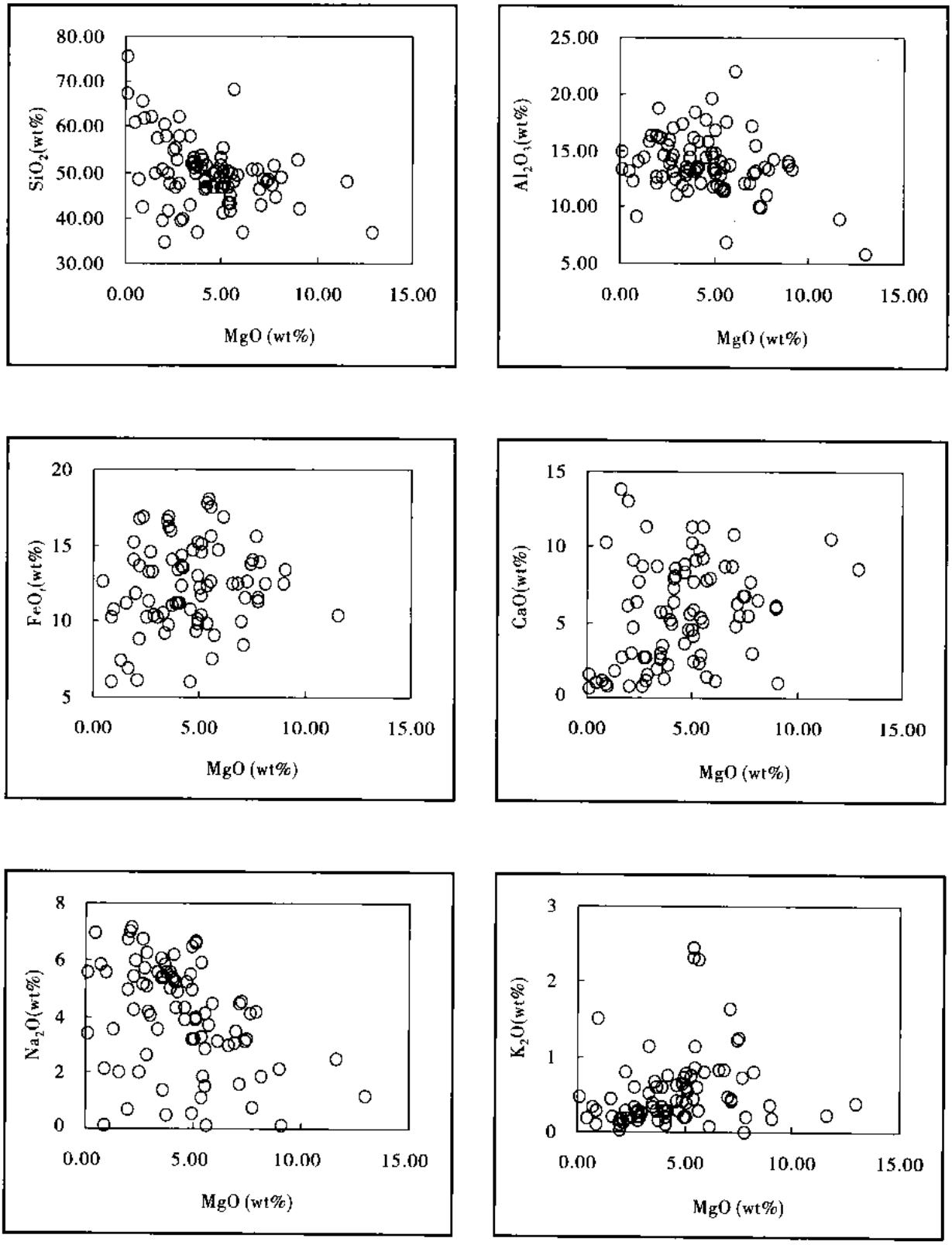


图 4-6　变火山岩 MgO- 氧化物相关图

Fig. 4-6　The MgO-oxide correlation diagram of meta-volcanic rocks

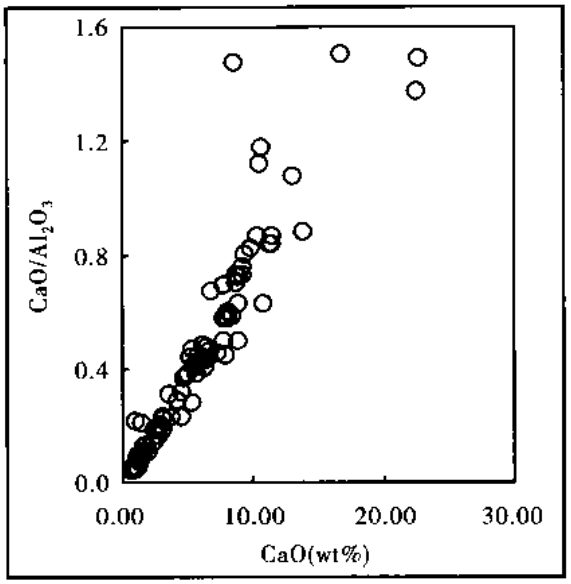


图 4-7 变火山岩 CaO/Al_2O_3–CaO 相关图

Fig.4-7 The CaO/Al_2O_3–CaO correlation diagram of meta-volcanic rocks

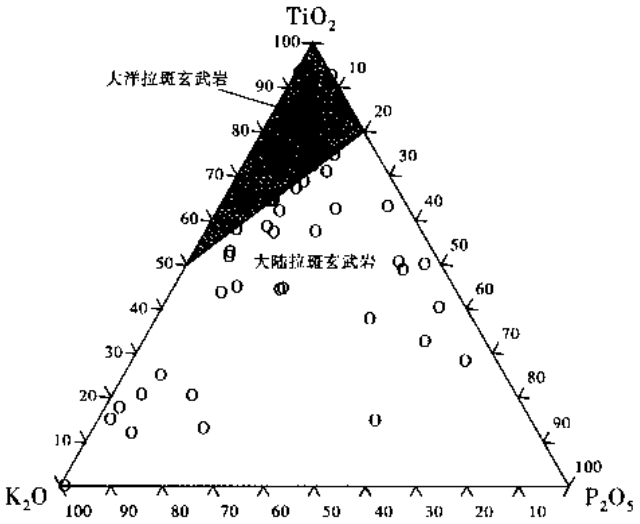


图 4-8 变火山岩 TiO_2–K_2O–P_2O_5 图解

Fig.4-8 The TiO_2–K_2O–P_2O_5 diagram of meta-volcanic rocks

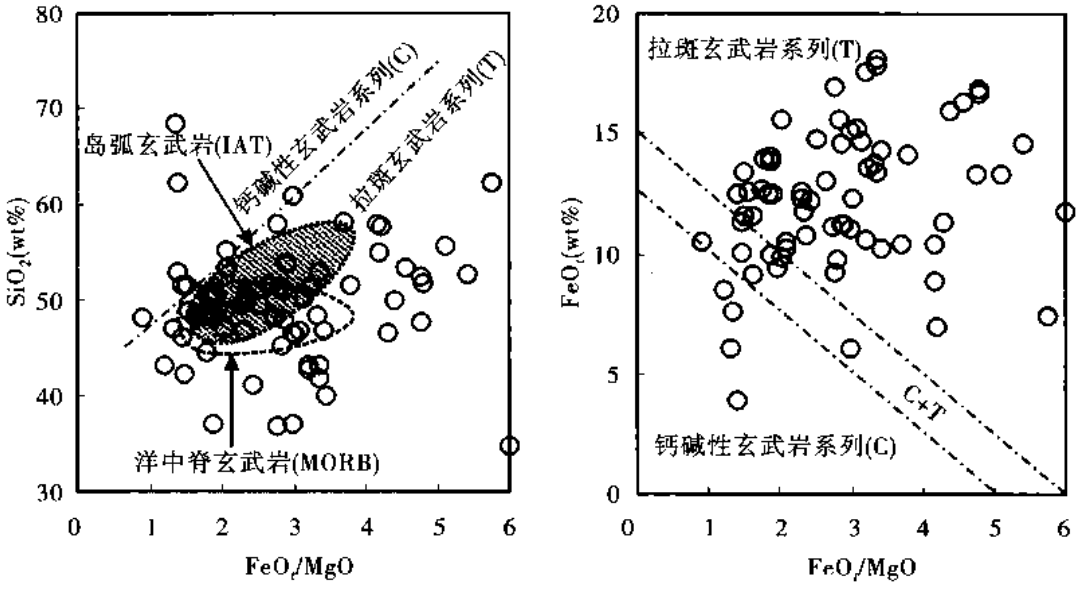


图 4-9 变火山岩 SiO_2 – FeO_t/MgO 及 FeO_t – FeO_t/MgO 岩石系列判别图解

Fig. 4-9 The SiO_2 – FeO_t/MgO vs FeO_t – FeO_t/MgO diagnostic diagram of meta-volcanic rocks for rocks series

响外，还应当考虑分离结晶和地壳混染等因素对岩石中微量元素配分模式的影响。

本次微量元素测定在云南省地矿局中心实验室电感耦合等离子质谱仪（ICP – MS）进行分析，用国际标样 BCVO – 1、BCR – 1、GSR – 3 作元素浓度校正标准，精度优于 5%。表 4 – 5 列出研究区变火山岩微量元素含量，可见三类岩石的各种微量元素含量均具有较宽的变化范围，除变安山岩的 Rb 含量相对较低外，其他微量元素含量变化范围相互重叠。与 Sun and McDoonough（1989）统计的不同构造环境玄武岩相比，除少数样品外，本区变火山岩的过渡元素（Cr、Co、Ni 等）含量明显偏低。这与本区火山岩遭受不同程度蚀变或区域变质作用有关：在蚀变或区域

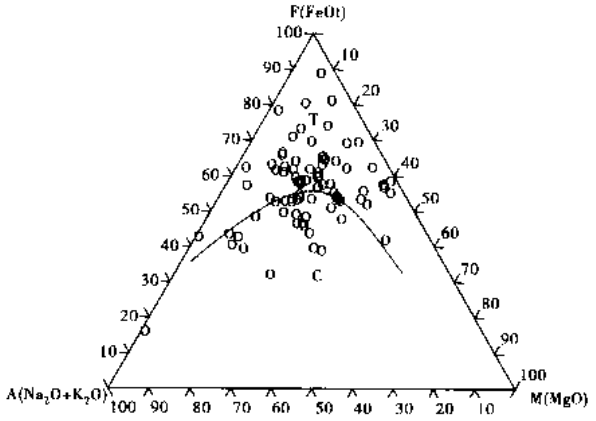


图 4－10　变火山岩 F－A－M 图解

Fig. 4－10　The F－A－M diagram of meta-volcanic rocks

T：拉斑玄武岩系列　C：钙碱性系列

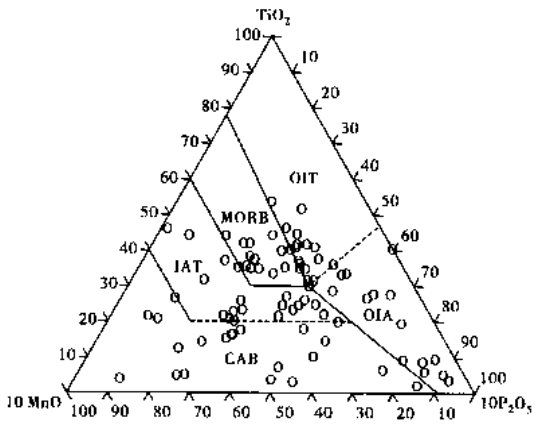


图 4－11　变火山岩 TiO_2－MnO－P_2O_5 图解

Fig. 4－11　The TiO_2－MnO－P_2O_5 diagram of meta-volcanic rocks

OIT：大洋岛屿拉斑玄武岩　OIA：大洋岛屿碱性玄武岩　MORB：洋中脊玄武岩　IAT：岛弧拉斑玄武岩　CAB：钙碱性玄武岩

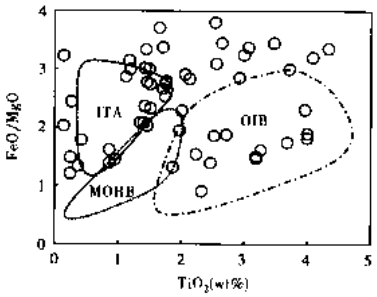


图 4－12　变火山岩 FeO_t/MgO－TiO_2 图解

Fig.4－12　The FeO_t/MgO－TiO_2 diagram of volcanic rocks

IAT：岛弧玄武岩
MORB：洋中脊玄武岩
OIB：洋岛玄武岩

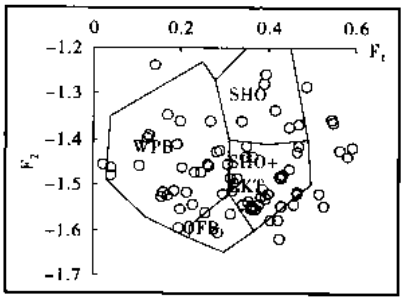


图 4－13　变火山岩 F_1－F_2 图解

（Pearce J A.，1984）

Fig.4－13　The F_1－F_2 diagram of volcanic rocks

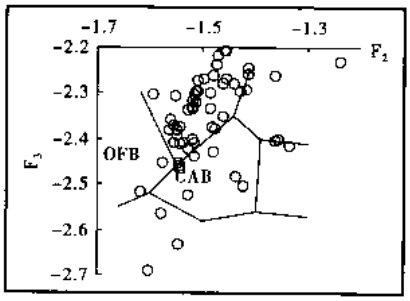


图 4－14　变火山岩 F_2－F_3 图解

Fig.4－14　The F_2－F_3 diagram of volcanic rocks

WPB：板内玄武岩　LKT：岛弧拉斑玄武岩　CAB：钙碱性玄武岩
SHO：钾玄岩　OFB：洋中脊玄武岩

变质作用过程中赋存过渡元素的橄榄石、辉石等矿物部分（或全部），被蛇纹石、绿泥石、碳酸盐等矿物替代，从而发生一定程度的迁移。

变质基性火山岩中高 MgO 伴随高 Cr、Ni 的岩石具有堆积成因的倾向，而高 FeO_t、TiO_2、V 和低 MgO、Cr、Ni 则是高度分异的拉斑玄武岩岩浆中铁辉石和钛铁氧化物沉淀的特征（Sivell，1988）。镁铁质岩石的 CaO 含量变化与岩浆中斜方辉石和橄榄石分离结晶的相对数量密切相关，Halden（1991）利用 Al_2O_3 和 TiO_2 作为变质火山岩演化历史的标尺，认为 MgO/CaO 比值变化相对较小，而 Al_2O_3 和 TiO_2 的含量变化相对较大的岩石以单斜辉石的分离结晶占主导，相反则以橄榄石分离结晶为主。Sun et al.（1979）认为，MORB 中 Al_2O_3/TiO_2 和 CaO/TiO_2 比值随部分熔融程度及源区被熔的特征变化而变化。该区火山岩的 MgO 平均含量为 4.28%，最高 11.59%，Cr 平均含量为 83.8×10^{-6}，最高 380×10^{-6}，Ni 平均含量为 58.5×10^{-6}，最高 131×10^{-6}，明显

低于原始地幔值，分别表明在岩浆上涌过程中经历了橄榄石分离结晶作用和尖晶石、单斜辉石分离结晶作用，类似于板内碱性玄武岩（Ni 50% ~90%，Cr 160%），而明显区别于洋中脊玄武岩（Ni 90% ~130%，Cr 251% ~411%）。图4-15为微量元素原始地幔标准化配分模式，为便于对比，图中同时给出了不同构造环境玄武岩微量元素平均值的配分曲线。可见，除Rb外，本区三类岩石的微量元素配分模式相似，与各种构造环境玄武岩微量元素配分模式均有较大差别，明显出现Sr、Ba负异常和Th、Nb、Zr正异常。火山岩在蚀变或区域变质作用过程中，Sr、Ba等大离子亲石元素（LILE）为活动较强的元素，变火山岩中的LILE不能反映其原岩性质（徐启东，1998），Th、Nb、Zr等高场强元素（HFSE）为不活动或活动性较小的元素，变火山岩中的HFSE能反映其原岩性质。因而本区变火山岩中的Sr、Ba含量低、配分模式出现负异常不是其原岩的特征。至于岩石中Th、Nb、Zr含量高、配分模式出现正异常，可能与其原岩中存在金红石有关，本区变火山岩TiO_2与Nb、Th和Zr之间存在正相关支持该推论（图4-16）。

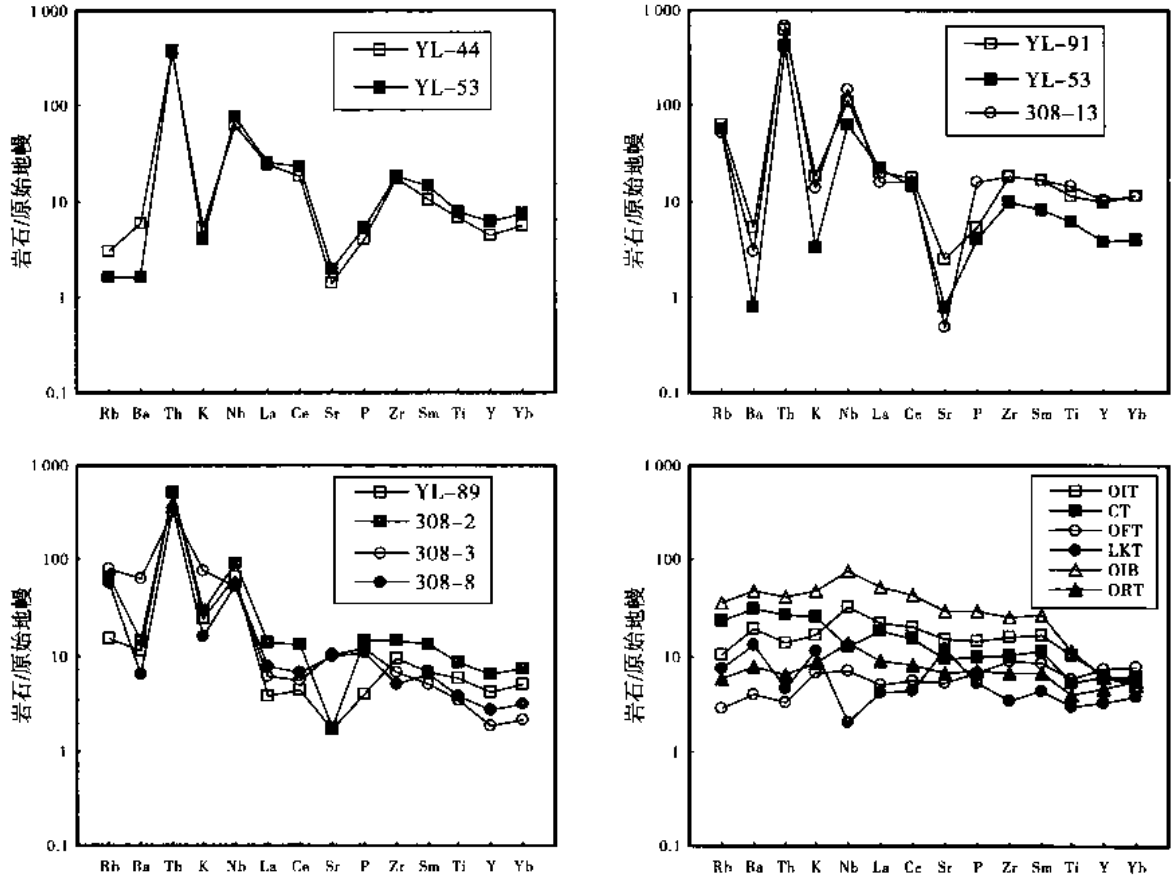


图4-15 变火山岩微量元素配分模式（原始地幔据Wood et al.，1979）

Fig. 4-15 The partitioning model diagram of microelement in meta-volcanic rocks

(primary mantle after Wood et al., 1979)

样品号同表4-3 OIT：洋岛拉斑玄武岩 CT：大陆拉斑玄武岩 OFT：洋中脊玄武岩（N-MORB） LKT：贝尼奥夫带低钾拉斑玄武岩 OIB：岛弧玄武岩 ORT：富集洋中脊玄武岩（E-MORB） OIT、CT、OFT和LKT转引赵振华（1997），OIB和ORT据Sun and McDoonough（1989）

近年，基于玄武岩的同位素和微量元素资料，部分学者对富集不相容元素的大陆溢流玄武岩和裂谷玄武岩形成过程中的软流圈地幔、岩石圈地幔和地壳的相对贡献进行广泛的研究，主要的争论是：亏损或富集的软流圈地幔熔体遭受地壳物质的混染，或是形成于软流圈地幔的低程度熔

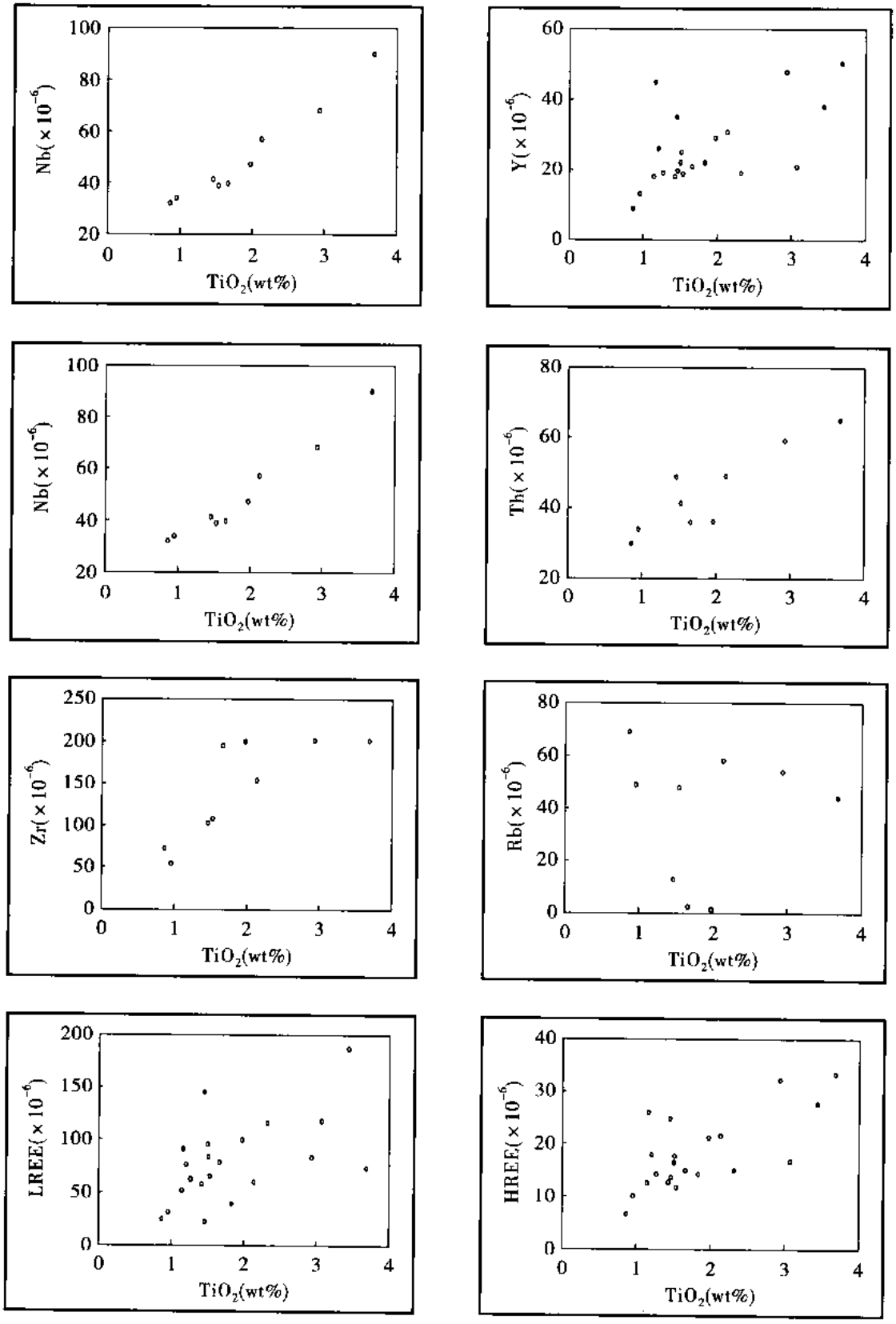


图 4-16　变火山岩稀土元素与 TiO_2 图解

Fig. 4-16　The REE vs TiO_2 diagram of meta-volcanic rocks

融？岩石圈地幔在其成因中所起的作用，要么是由其熔融形成玄武岩，要么是软流圈熔体通过岩石圈时遭受其混染。

龙脖河细碧岩的 Nb、Y、HREE、Th 和 V 等元素与 TiO_2 具有明显的正相关关系（后述），因此可以认为：钠质交代作用将改变其玄武岩的微量元素和 HREE 的组成，在构造判别图解尚有不确定性。

2.1.3 稀土元素

样品经室内显微镜挑选、分离，由西北有色地质测试中心用 ICP－MS 等离子体质谱仪进行稀土元素测定。表 4－4 为龙脖河铜矿东矿带火山岩主要元素、微量元素和稀土元素组成数据。由表可知，该区 REE 很有规律和意义（其中 YL－49－1 是电气石角砾岩，可能不是火山岩），从其含量及有关参数，可将该区岩石分成 5 类（表 4－5），其 REE 配分模式有较大差别，但又存在必然联系。第一类，“LREE 富集＋无明显 Eu 异常”包括样品 YL－41、YL－44、YL－53、308－3、308－8、LBH－28、LBH－37、LBH－44 和 LBH－91；第二类，“LREE 富集＋Eu 负异常”包括样品 LBH－33、LBH－34、LBH－35、LBH－36、LBH－49、LBH－90 和 LBH－92；第三类，“LREE 富集＋Eu 正异常”包括样品 YL－55、YL－90、YL－91 和 LBH－52；第四类，“LREE 平坦＋Eu 负异常”包括样品 308－2 和 308－13；第五类，“LREE 亏损”包括样品 YL－89（图 4－17）。原始地幔玄武质岩石的∑REE 通常是球粒陨石的 10 倍左右，该区变火山岩的稀土元素总量变化范围为在 $56.25\times10^{-6}\sim150.28\times10^{-6}$之间，是球粒陨石（$3.3\times10^{-6}$）的 17～45 倍。从球粒陨石标准化的稀土元素配分模式图上看（图 4－17），为微向右倾斜的轻稀土富集型，即轻稀土元素从略富集型到略亏损型，个别甚至轻稀土亏损。

近年，稀土元素在低温流体中有分馏的现象也已被愈来愈多的资料证实。如果在 250℃以上高温高压条件下，Eu 主要以二价形式存在，其他稀土元素均以三价状态存在；在相对低温条件下，Eu 以二价和三价两种形式共存（Michard，1989；涂光炽等，1998）；在火山－喷流系统中，岩浆气液与下渗海水混合后，首先形成 pH＜4 的强酸性热液，强酸性热液对围岩金属矿物和造岩矿物的溶解就生成了含金属和含卤水成分的含矿热液（陈福，1997）。成矿早期阶段热液流体呈酸性，不利于稀土元素进入固体矿物相。当酸性含矿流体被构造压力驱动带到开放或半开放的空间后，pH＞6.4 时，流体向中性、碱性演化，稀土元素容易发生共沉淀作用，进入固体矿物相。当然，Eu 在喷流成矿系统中的地球化学行为尚有许多待深入研究的问题。王中刚等（1989）研究，在还原条件下，Eu 以 Eu^{2+}形式存在，与其他稀土元素发生分馏；在氧化条件下，Eu 以 Eu^{3+}形式存在，不发生分馏。对于块状硫化物矿床，一般上部块状硫化物相对深部脉状硫化物富 Eu，原因可能有两个：一是块状硫化物形成时，出现对 Eu 有特殊亲和性的矿物相沉淀；二是喷溢到海底后的成矿热液，由于物化环境改变，使溶液有利于 Eu 优先进入沉淀矿物相（Klinkhammer，1994）。本区 LREE/HREE 比值稳定，各稀土元素谱线相互平行，只有位置高低的平移，显示轻稀土元素与重稀土元素分馏程度相当。其（La/Yb）n 比值为 0.84～6.43，且曲线比较复杂、相对较平滑，无明显的 Ce 和 Eu 异常（Ce 为 $0.86\times10^{-6}\sim1.10\times10^{-6}$，Eu 为 $0.81\times10^{-6}\sim1.39\times10^{-6}$）。图 4－18 显示除 YL－89 外，其他类型岩石的分布形式却非常相似，表明它们具有大致相同的成因、来源及演化历史，为同源岩浆；YL－89 可能是辉石岩，这种岩石可能为岩浆早期结晶产物，岩石以单斜辉石为主，其 REE 与其他岩石不协调。图 4－19 显示本区岩石在岩浆演化过程中既存在结晶分异作用，也存在部分熔融作用，看起来本区岩石形成相对复杂。图 4－20 显示 MgO 与 Cr 相关性不太好，但 MgO 与 Co 和 Ni，Ni 和 Co 之间都存在一定相关性，反映了岩石之间存在结晶分异作用。高场强元素（HFSE）Zr、Hf、Nb、Ta、Sm、P、Ti、Y、Yb 等活动性小，是研究岩浆成因及演化的可靠指标。该区基性火山岩的 Zr 含量为 $54\times10^{-6}\sim201\times10^{-6}$，平均值为 143×10^{-6}，与典型洋中脊玄武岩（MORB）完全不同，远大于岛弧拉斑

表 4－4　龙脖河矿区火山岩主要元素（wt%）、微量元素（$\times10^{-6}$）和稀土元素（$\times10^{-6}$）组成

Table 4－4　The major elements (wt%), trace elements ($\times10^{-6}$) and rare earth elements ($\times10^{-6}$) content of volcanic rocks from the Longbohe copper deposit

样品号	YL－41	YL－44	YL－53	YL－55	YL－89	YL－90	YL－91	308－2	308－3	308－8	308－13	LBH－28	LBH－33	LBH－34	LBH－35	LBH－36	LBH－37	LBH－44	LBH－49	LBH－52	LBH－90	LBH－91	LBH－92
SiO_2		58.13	57.92	47.87	47.11		50.7	45.22	48.22	46.24	48.54	41.82	48.27	48.25	61.18	49.98	49.66	36.96	46.64	34.82	57.73	48.43	46.37
TiO_2		1.66	1.97	2.93	1.46		1.53	2.13	0.86	0.95	3.68	3.07	1.51	2.32	1.50	1.83	1.14	1.20	1.26	1.16	3.44	1.45	1.42
Al_2O_3		14.61	16.17	11.93	13.55		12.69	11.49	17.53	17.11	13.18	11.36	13.47	8.99	13.25	14.43	15.72	15.11	13.93	16.35	16.37	15.86	13.28
Fe_2O_3		8.18	7.90	4.59	6.31		10.64	9.60	5.25	5.24	6.65	11.88	10.67	1.28	12.56	11.44	11.04	10.92	8.72	10.57	3.96	11.61	10.73
FeO		3.03	1.75	10.45	9.88		5.58	6.90	4.45	5.35	6.65	7.43	1.57	9.32	1.32	5.66	1.29	1.21	3.43	2.29	3.38	3.27	2.65
MnO		0.37	0.16	0.26	0.23		0.13	0.16	0.10	0.11	0.18	0.14	0.19	0.16	0.066	0.13	0.27	0.37	0.26	0.60	0.39	0.39	0.58
MgO		2.81	2.13	5.12	7.66		1.93	5.49	5.65	6.95	7.20	5.40	4.09	11.59	0.45	3.63	1.54	3.70	2.62	1.97	1.65	4.13	4.10
CaO		2.79	3.03	9.07	5.53		6.11	9.26	7.85	10.81	5.46	5.34	7.92	10.6	1.09	1.36	13.86	22.56	8.79	22.44	2.72	7.27	6.38
Na_2O		6.25	7.18	3.96	4.08		6.72	4.07	3.72	3.49	4.54	1.90	5.32	2.50	6.93	5.83	2.03	0.52	6.73	0.69	8.23	5.25	6.22
K_2O		0.16	0.12	0.55	0.73		0.10	0.87	2.30	0.48	0.41	2.31	0.10	0.23	0.17	0.30	0.45	0.61	0.33	0.02	0.22	0.21	0.29
P_2O_5		0.08	0.11	0.11	0.08		0.08	0.30	0.24	0.22	0.33	0.40	0.27	0.27	0.23	0.32	0.17	0.23	0.16	0.19	0.01	0.27	0.25
LOSS		1.91	1.47	2.71	3.41		3.73	4.42	3.93	2.32	3.23	8.14	6.89	4.02	1.16	3.08	3.05	7.12	6.93	7.51	1.96	1.87	7.94
TOTAL		99.98	100.17	100.03	100.03		99.91	99.91	100.10	99.27	100.10	99.19	100.27	99.53	99.906	97.99	100.22	100.51	99.8	98.61	100.06	100.01	100.21
V		291	305	633	411		278	437	244	255	699												
Cr		80.2	31.7	55.9	113		74.8	163	129	191	38.0	9.50	150	380	33.1	32.0	110	58.0	18.0	26.0	24.0	7.60	36.0
Co		23.1	20.5	38.1	33.9		24.5	28.0	26.0	28.0	46.0	78.7	32.4	46.8	5.00	54.8	12.4	20.2	32.5	20.8	23.6	35.4	28.4
Ni		62.5	35.5	74.8	89.5		26.5	69.0	63.0	83.0	80.0	121	131	79.1	7.40	54.2	36.0	55.2	43.1	26.5	9.00	24.3	56.8

续 表

样品号	YL－41	YL－44	YL－53	YL－55	YL－89	YL－90	YL－91	308－2	308－3	308－8	308－13	LBH－28	LBH－33	LBH－34	LBH－35	LBH－36	LBH－37	LBH－44	LBH－49	LBH－52	LBH－90	LBH－91	LBH－92
Cu		112	38.4	77.6	22.9		20.6	145	18.0	45.0	28.0	5860	3.20	9.60	18.0	17000	11.5	29.1	149	77.8	147	22.6	48.8
Zn		184	55.6	89.9	289		29.3	94.0	69.0	91.0	81.0	105	132	79.1	13.4	80.6	71.1	118	104	80.3	50.9	138	52.1
Rb		2.56	1.40	54.0	12.9		48.0	58.0	69.0	49.0	44.0												
Sr		32.5	43.3	56.6	38.3		18.3	41.0	231	228	11.0												
Ba		43.2	12.0	40.6	84.6		6.00	110	473	49.0	22.0												
Nb		39.7	47.2	68.1	41.3		38.8	57.0	32.0	34.0	90.0												
Th		36.0	36.2	59.0	48.7		41.2	49.0	30.0	34.0	65.0												
Zr		195	200	201	103		108	154	72.0	54.0	201												
Pb		30.9	27.4	26.0	24.8		27.9	33.0	21.0	20.0	25.0	6.10	7.20	6.30	5.90	6.90	30.7	92.7	55.8	30.2	7.80	23.7	5.60
La	10.09	17.49	18.4	13.98	2.67	4.54	15.47	9.73	4.26	5.48	11.3	23	14	21	18	6.9	9	13	11	18	33	27	10
Ce	22.87	34.19	43.32	32.66	8.3	8.59	27.71	24.18	10.65	12.71	29.4	52	35	50	42	17	22	32	27	38	84	63	25
Pr	3.12	4.55	5.69	4.75	1.22	1.17	3.68	3.41	1.39	1.73	4.15	6.3	4.7	6.4	5.2	2	2.9	4.2	3.5	4.7	10	7.7	3.2
Nd	13.9	17.64	25.21	22.38	7.22	4.31	13.06	16.64	6.56	8.01	20.5	29	23	31	24	10	14	21	17	22	48	37	16
Sm	3.21	3.98	5.54	6.34	2.51	1.22	3.05	5.03	1.91	2.43	6.47	5.9	5.4	6.4	5.3	2.9	3.2	4.8	3.8	5.3	10	8.1	3.5
Eu	1.12	1.19	1.74	3.4	0.91	0.99	2.32	1.51	0.6	0.95	1.83	1.8	1.3	1.4	1.2	0.7	0.9	1.6	0.8	3.1	2.1	2.2	0.8
Gd	3.48	4.19	6.03	8.76	3.59	1.37	3.56	6	2.11	3.2	8.48	5.2	4.9	5.3	4.6	3.2	3.1	4.8	3.4	6.2	9.5	7.7	3.3
Td	0.55	0.65	0.94	1.39	0.56	0.22	0.53	0.97	0.31	0.47	1.46	0.8	0.8	0.8	0.7	0.6	0.5	0.8	0.6	1.1	1.4	1.2	0.5
Dy	3.19	3.68	5.41	8.21	3.52	1.26	2.91	5.56	1.7	2.55	9.19	4.4	4.7	4.1	4.4	4.1	3.4	4.9	3.7	7.5	8	6.8	3.5
Ho	0.75	0.88	1.25	1.96	0.82	0.31	0.67	1.28	0.39	0.57	2.1	0.8	0.9	0.7	0.8	0.8	0.7	0.9	0.7	1.5	1.4	1.2	0.7

续 表

样品号	YL－41	YL－44	YL－53	YL－55	YL－89	YL－90	YL－91	308－2	308－3	308－8	308－13	LBH－28	LBH－33	LBH－34	LBH－35	LBH－36	LBH－37	LBH－44	LBH－49	LBH－52	LBH－90	LBH－91	LBH－92
Er	2.09	2.48	3.4	5.51	2.39	0.82	1.81	3.47	1.04	1.53	5.63	2.4	2.9	1.9	2.5	2.4	2.2	2.9	2.9	4.5	3.8	3.8	2
Tm	0.34	0.38	0.53	0.68	0.36	0.14	0.29	0.54	0.16	0.23	0.85	0.4	0.4	0.3	0.4	0.4	0.3	0.4	0.3	0.6	0.4	0.5	0.3
Yb	1.98	2.34	3.17	4.87	2.14	0.8	1.71	3.14	0.9	1.35	4.8	2.4	2.7	1.7	2.6	2.5	2.1	2.8	2.4	4	2.7	3.1	2.1
Lu	0.31	0.34	0.48	0.79	0.31	0.15	0.29	0.5	0.15	0.21	0.76	0.3	0.4	0.2	0.4	0.3	0.3	0.4	0.3	0.5	0.4	0.4	0.3
Y	17.94	20.98	29.17	47.73	19.73	7.53	18.75	30.91	8.89	13.05	50.45	21	25	19	22	22	18	26	19	45	38	35	18
∑REE	84.94	114.96	150.28	163.41	56.25	33.42	95.81	112.87	41.02	54.47	157.37	155.7	126.1	150.2	134.1	75.8	82.6	120.5	96.4	162	252.7	204.7	89.2
LREE	54.31	79.04	99.9	83.51	22.83	20.82	65.29	60.5	25.37	31.31	73.65	118	83.4	116.2	95.7	39.5	52	76.6	63.1	91.1	187.1	145	58.5
HREE	12.69	14.94	21.21	32.17	13.69	5.07	11.77	21.46	6.76	10.11	33.27	16.7	17.7	15	16.4	14.3	12.6	17.9	14.3	25.9	27.6	24.7	12.7
LREE/HREE	4.28	5.29	4.71	2.60	1.67	4.11	5.55	2.82	3.75	3.10	2.21	7.07	4.71	7.75	5.84	2.76	4.13	4.28	4.41	3.52	6.78	5.87	4.61
δEu	1.02	0.89	0.92	1.39	0.93	2.34	2.15	0.84	0.91	1.04	0.76	0.99	0.77	0.73	0.74	0.70	0.87	1.02	0.68	1.65	0.66	0.85	0.72
δCe	0.98	0.92	1.02	0.96	1.11	0.90	0.88	1.01	1.05	0.99	1.03	1.04	1.04	1.04	1.04	1.10	1.04	1.04	1.05	0.99	1.11	1.05	1.06
(La/Yb)n	3.44	5.04	3.91	1.94	0.84	3.83	6.10	2.09	3.19	2.74	1.59	6.46	3.50	8.33	4.67	1.86	2.89	3.13	3.09	3.03	8.24	5.87	3.21
(La/Sm)n	1.98	2.76	2.09	1.39	0.67	2.34	3.19	1.22	1.40	1.42	1.10	2.45	1.63	2.06	2.14	1.50	1.77	1.70	1.82	2.14	2.08	2.10	1.80
(Gd/Yb)n	1.42	1.44	1.53	1.45	1.35	1.38	1.68	1.54	1.89	1.91	1.43	1.75	1.46	2.52	1.43	1.03	1.19	1.38	1.14	1.25	2.84	2.00	1.27

备注：表中前11个样品原始数据来自邻日等（1996）、朱炳泉等（1998），其余12个样品数据为本文测定。测试单位：有色金属西北矿产地质测试中心。

表 4－5　不同 REE 类型岩石稀土元素地球化学特征对比

Table 4－5　The comparision of REE geochemistry characteristic in the different REE typical rocks

类　型	LREE 富集＋无明显 Eu 异常（9）		LREE 富集 ＋ Eu 负异常（7）		LREE 富集 ＋ Eu 正异常（4）		LREE 平坦 ＋ Eu 负异常（9）		LREE 亏损（1）
数值特征	范　围	均　值	范　围	均　值	范　围	均　值	范　围	均　值	
La	4.26～27.00	14.19	6.90～33.00	16.27	4.54～18.00	13.00	9.73～11.30	10.52	2.67
Ce	10.65～63.00	32.53	17.00～84.00	40.00	8.59～38.00	26.74	24.18～29.40	26.79	8.30
Pr	1.39～7.70	4.18	2.00～10.00	5.00	1.17～4.75	3.58	3.41～4.15	3.78	1.22
Nd	6.56～37.00	19.15	10.00～48.00	24.14	4.31～22.38	15.44	16.64～20.50	18.57	7.22
Sm	1.91～8.10	4.34	2.90～10.00	5.33	1.22～6.34	3.98	5.03～6.47	5.75	2.51
Eu	0.60～2.20	1.34	0.70～2.10	1.19	0.99～3.40	2.45	1.51～1.83	1.67	0.91
Gd	2.11～7.70	4.42	3.20～9.50	4.89	1.37～8.76	4.97	6.00～8.48	7.24	3.59
Td	0.31～1.20	0.69	0.50～1.40	0.77	0.22～1.39	0.81	0.97～1.46	1.22	0.56
Dy	1.70～6.80	4.00	3.50～8.00	4.64	1.26～8.21	4.97	5.56～9.19	7.38	3.52
Ho	0.39～1.25	0.83	0.70～1.40	0.86	0.31～1.96	1.11	1.28～2.10	1.69	0.82
Er	1.04～3.80	2.43	1.90～3.80	2.63	0.82～5.51	3.16	3.47～5.63	4.55	2.39
Tm	0.16～0.53	0.36	0.30～0.40	0.36	0.14～0.68	0.43	0.54～0.85	0.70	0.36
Yb	0.90～3.17	2.24	1.70～2.70	2.39	0.80～4.87	2.85	3.14～4.80	3.97	2.14
Lu	0.15～0.48	0.32	0.20～0.40	0.33	0.15～0.79	0.43	0.50～0.76	0.63	0.31
Y	8.89～35.00	21.11	18.00～38.00	23.29	7.53～47.73	29.75	30.91～50.45	40.68	19.73
∑REE	41.02～204.70	112.13	75.80～252.70	132.07	33.42～163.41	113.66	112.87～157.37	135.12	56.25

续 表

类 型	LREE 富集 + 无明显 Eu 异常（9）		LREE 富集 + Eu 负异常（7）		LREE 富集 + Eu 正异常（4）		LREE 平坦 + Eu 负异常（9）		LREE 亏损（1）
数值特征	范 围	均 值	范 围	均 值	范 围	均 值	范 围	均 值	
LREE	25.37 ~ 145.00	75.73	39.50 ~ 187.10	91.93	20.82 ~ 91.10	65.18	60.50 ~ 73.65	67.08	22.83
HREE	6.76 ~ 24.70	15.29	12.70 ~ 27.60	16.86	5.07 ~ 32.17	18.73	21.46 ~ 33.27	27.37	13.69
LREE/HREE	3.10 ~ 7.07	4.72	2.76 ~ 7.75	5.27	2.60 ~ 5.55	3.95	2.21 ~ 2.82	2.52	1.67
δEu	0.85 ~ 1.04	0.95	0.66 ~ 0.77	0.71	1.39 ~ 2.34	1.88	0.76 ~ 0.84	0.80	0.93
δCe	0.92 ~ 1.05	1.01	1.04 ~ 1.11	1.06	0.88 ~ 0.99	0.93	1.01 ~ 1.03	1.02	1.11
(La/Yb)n	2.74 ~ 6.46	4.07	1.86 ~ 8.33	4.70	1.94 ~ 6.10	3.73	1.59 ~ 2.09	1.84	0.84
(La/Sm)n	1.40 ~ 2.76	1.96	1.50 ~ 2.14	1.86	1.39 ~ 3.19	2.27	1.10 ~ 1.22	1.16	0.67
(Gd/Yb)n	1.19 ~ 2.00	1.61	1.03 ~ 2.84	1.67	1.25 ~ 1.68	1.44	1.43 ~ 1.54	1.49	1.35

注："LREE 富集 + 无明显 Eu 异常" 包括样品 YL - 41、YL - 44、YL - 53、308 - 3、308 - 8、LBH - 28、LBH - 37、LBH - 44 和 LBH - 91；"LREE 富集 + Eu 负异常" 包括样品 LBH - 33、LBH - 34、LBH - 35、LBH - 36、LBH - 49、LBH - 90 和 LBH - 92；"LREE 富集 + Eu 正异常" 包括样品 YL - 55、YL - 90、YL - 91 和 LBH - 52；"LREE 平坦 + Eu 负异常" 包括样品 308 - 2 和 308 - 13；"LREE 亏损" 包括样品 YL - 89；稀土元素含量单位是：$\times 10^{-6}$。

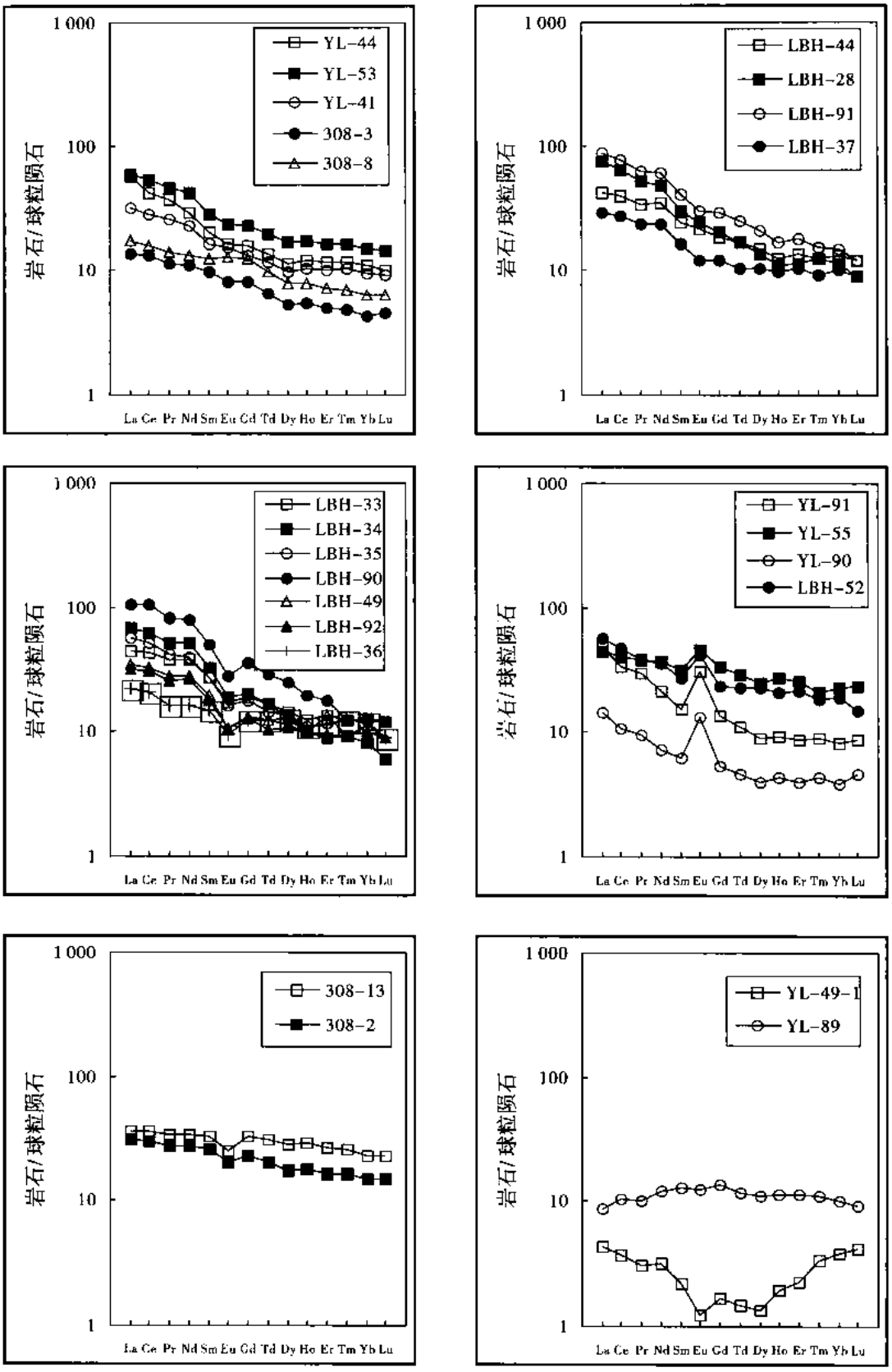


图 4-17 龙脖河铜矿东矿带火山岩稀土元素配分模式图（原图据 Boynton Wv.,1984）

Fig. 4-17 The REE partitioning model diagram in meta-volcanic rocks from the east zone of the Longbohe copper deposit

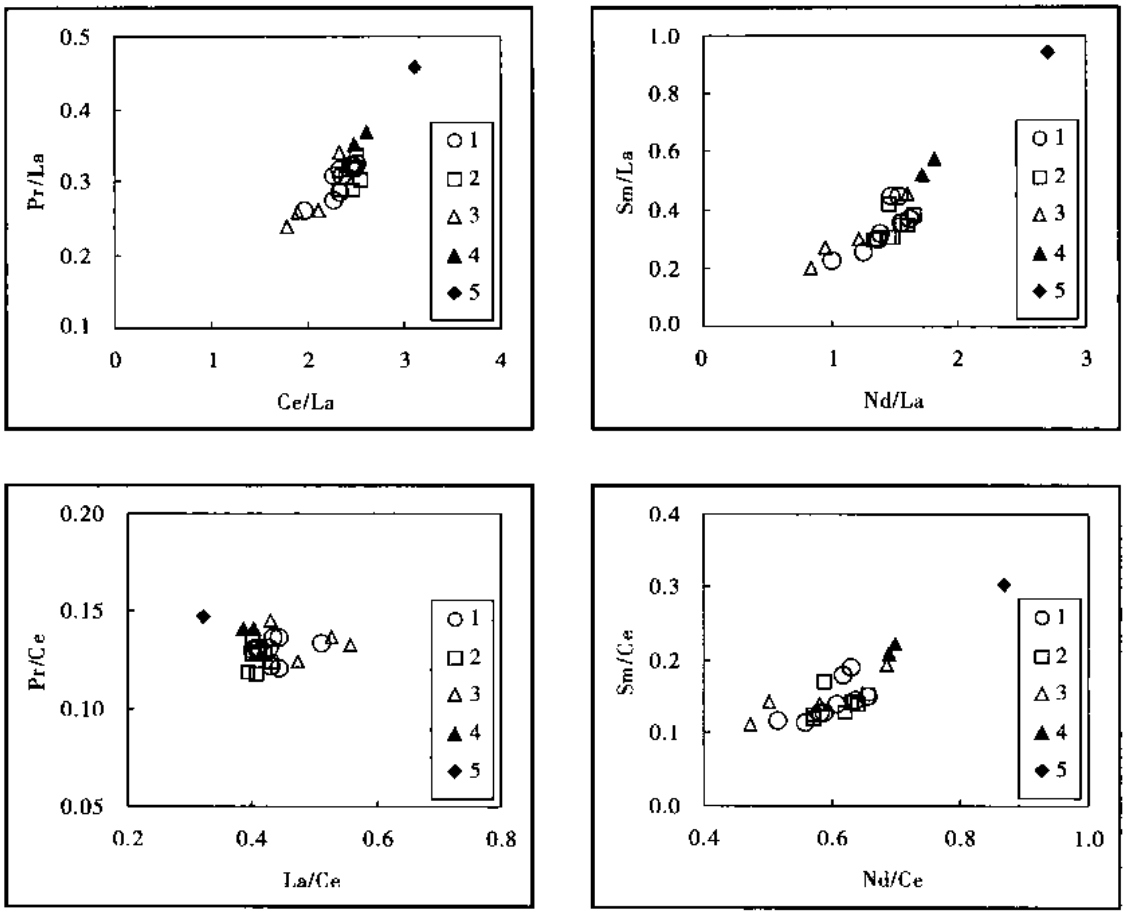


图 4－18　龙脖河铜矿东矿带火山岩稀土元素比值图解

Fig. 4－18　The REE ratio diagram in meta－volcanic rocks from the east zone of the Longbohe copper deposit

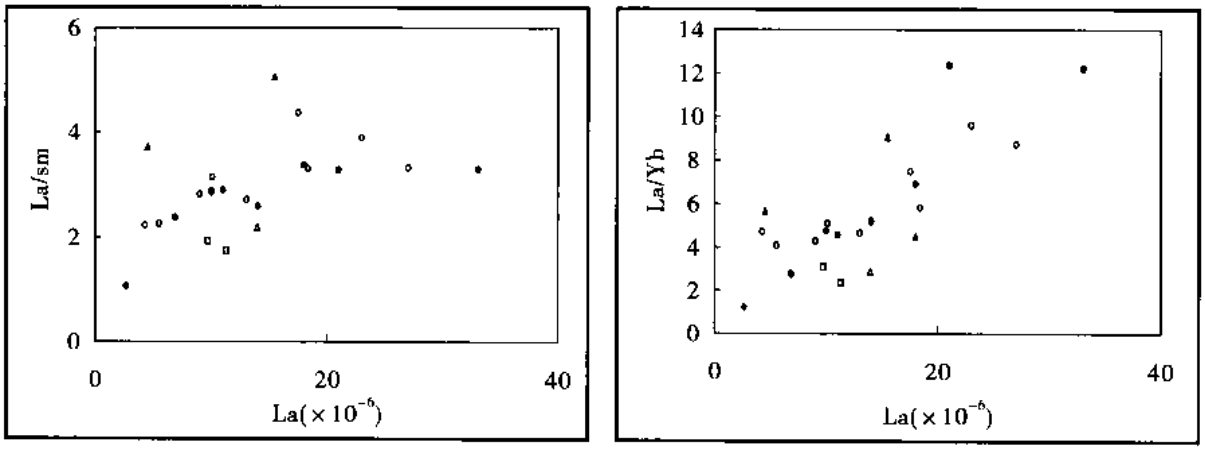


图 4－19　龙脖河铜矿东矿带火山岩 La/Sm、La/Yb 与 La 图解

Fig. 4－19　The La/Sm and La/Yb vs La diagram in meta－volcanic rocks from the east zone of the Longbohe copper deposit

玄武岩的 Zr 含量；Nb 含量为 $32\times10^{-6}\sim90\times10^{-6}$，平均值为 49×10^{-6}，远高于富集型洋中脊玄武岩（P－MORB）的 Nb 平均含量（8.0×10^{-6}），远大于岛弧拉斑玄武岩的 Nb 含量（0.7×10^{-6}），与板内拉斑玄武岩的平均含量（$Nb>12\times10^{-6}$，一般 50×10^{-6}左右）相当（Condie K C，1989）。Zr/Nb 比值是非常有效的环境判别指标，正常的洋中脊玄武岩（N－MORB）Zr/Nb 比值多大于 30，P－MORB 和洋岛拉斑玄武岩的 Zr/Nb 比值则约为 10（Wilson M，1989），而该区火山岩 Zr/Nb 比值变化范围在 1.7～2.2 之间。一般来说，Zr、Hf 亏损现象与俯冲带流体交代岩石圈地幔有关，但派生于被俯冲带流体交代的岩石圈地幔多出现明显的 Nb 负异常，而本区玄武岩 Nb 负异常不明显，似乎不应该归因于俯冲带流体交代作用。各种火山岩 TiO_2 与 Nb、Th、Y、重稀土元素之间存在好的正相关关系，稀土模式具有平移的特征均表明存在强的钠交代细碧岩化作用。钠交代作用与铁矿化同时发生。火山岩发生细碧岩化时，Nb、Th、Zr、Ti、V 与稀土等中等程度不相容元素也发生了明显迁移与富集，但稀土元素分布模式没有发生变化。因此在涉及使用 Zr、TiO_2、Nb 和 Y 等图解判别火山岩形成构造环境时应谨慎，而稀土元素配分模式应是主要的判别标志。图 4－16、图 4－20 和图 4－21 显示岩石 TiO_2 与 REE 和高场强元素（Nb、Th、Zr）之间均有相关性，与大离子亲石元素（Rb 等）相关性不明显，反映富钛矿物（金红石等）在岩石演化过程中起重要作用。

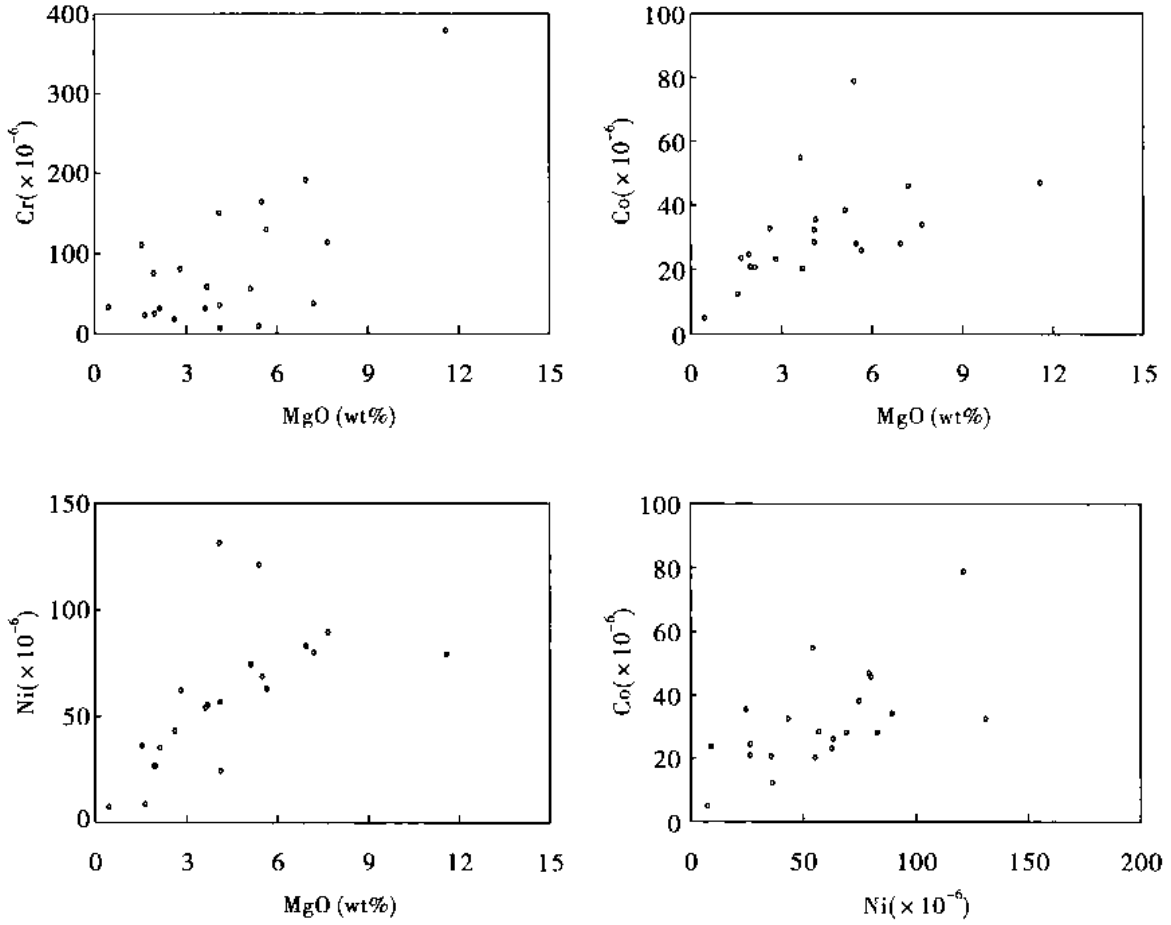


图 4－20 龙脖河铜矿东矿带火山岩 Cr、Co、Ni－MgO 及 Co－Ni 图解

Fig. 4－20 The Cr、Co、Ni－MgO and Co－Ni diagram in meta－volcanic rocks from the east zone of the Longbohe copper deposit

考虑到本区火山岩经历了复杂的构造变形和蚀变作用，K、Na 等活泼元素可能会有一定程

度的带出带入，考虑到交代作用对 Na_2O 和 K_2O 含量的影响，以高场强元素为基础的判别图解比全岩的硅碱图（TAS）更能反映蚀变岩石的本质特征，因此需选择在蚀变过程中不活泼的元素（Ti、Zr、Y 和 Nb）进行岩石分类。微量元素的组合特征是反映火山岩形成构造背景的有效途径。在多种不相容元素分配图（图 4－22）显示除样品 308－3 和 308－8 的 Sr 含量较高外，其他样品的微量元素配分模式基本相似，暗示岩石具有同源性。与原始地幔相比，岩石相对富集大离子亲石元素和高场强元素及其他不相容元素，表明岩石可能来源于富集型地幔。本区岩石的微量元素配分模式与不同环境的微量元素配分模式均不相同，这可能与岩石较强蚀变有关。

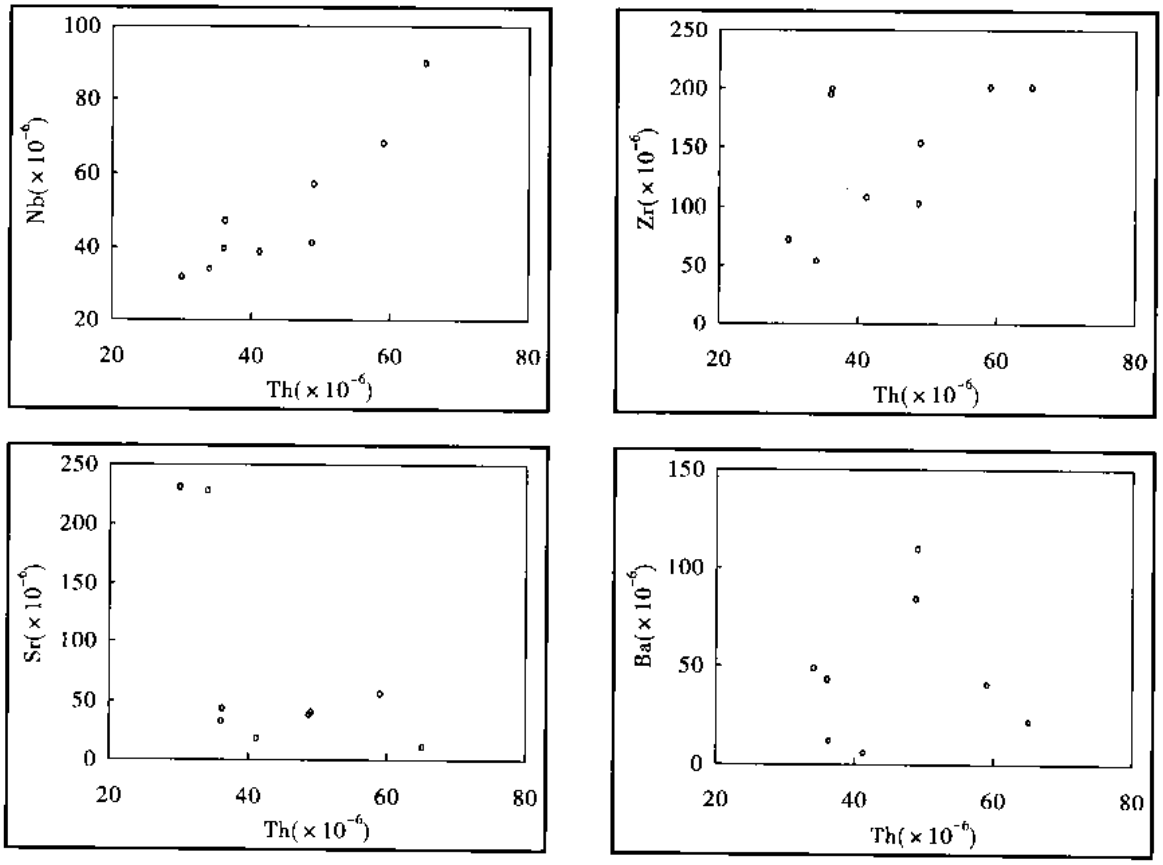
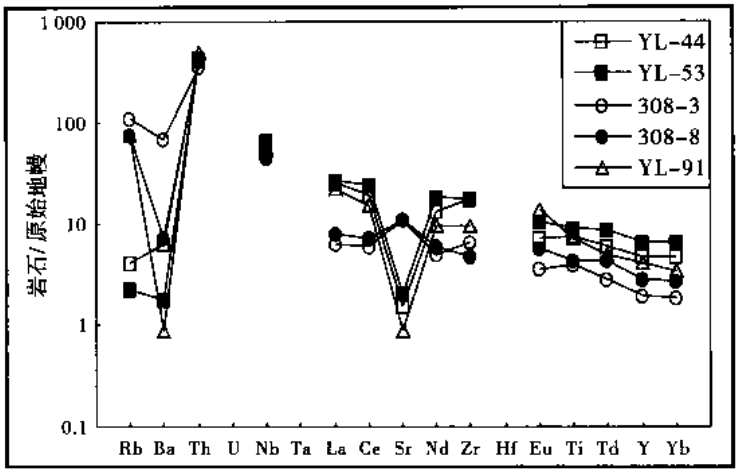
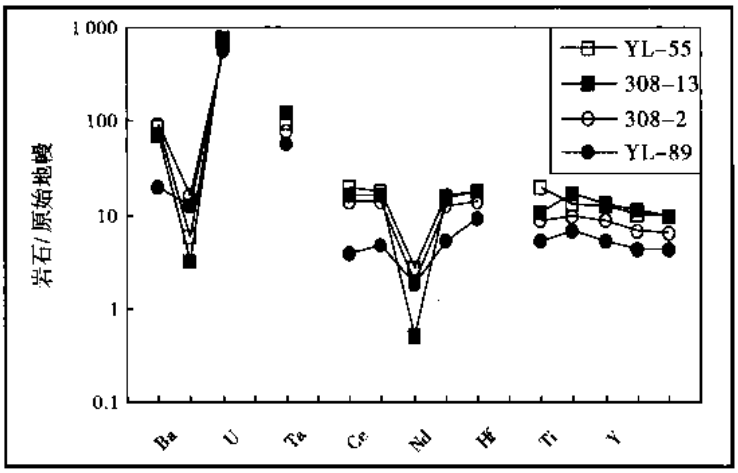


图 4－21　龙脖河铜矿东矿带火山岩稀土元素 Nb、Zr、Sr、Ba 与 Th 图解

Fig. 4－21　The Nb、Zr、Sr、Ba and Th diagram in meta－volcanic rocks from the east zone of the Longbohe copper deposit

恢复火山岩的构造环境，不仅有利于了解火山岩的形成演化，也是分析火山岩型块状硫化物矿床成矿机制和找矿方向的重要基础。考虑到矿区火山岩有不同程度的蚀变，在开展成岩构造环境研究时，除利用岩石化学主成分资料外，特别选用一些在蚀变和变质作用过程中十分稳定的微量元素作判别。由于目前用于判别玄武岩形成构造环境的各种图解很多，而各个图解却有其特定的使用范围，根据火山岩组合和化学成分特点本文选择了下列 4 个图解，对该区玄武岩的岩石系列及形成构造环境进行判别分析。对于蚀变强烈岩石，一般认为 TiO_2 及 Zr、Nb、Th 等元素相对稳定，用 Zr/TiO_2－Nb/Y 对岩石进行分类较好，因此，进一步利用在蚀变作用过程中不活泼元素比值的 Zr/TiO_2－Nb/Y 图解（图 4－23）来判别，本区岩石样品绝大多数落入碱性玄武岩范围，少数落入粗安岩范围，个别落入碧玄岩范围。图 4－24 和图 4－25 表明本区火山岩多数属板内碱性玄武岩。在图 4－26 上，本区火山岩落入陆－陆碰撞带玄武岩区。





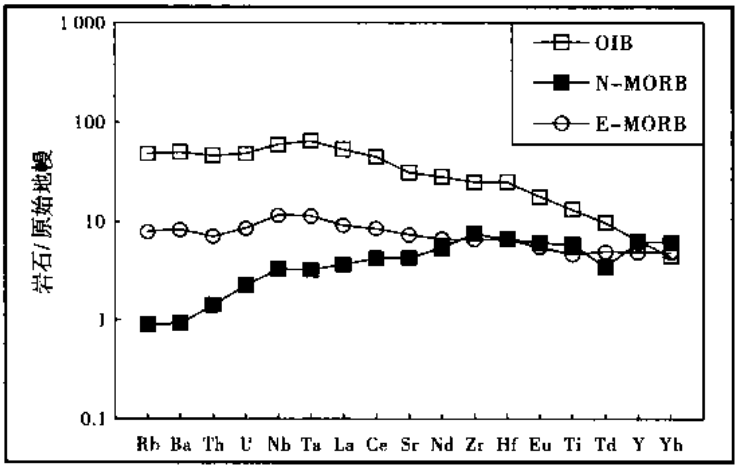


图 4-22 龙脖河铜矿东矿带火山岩微量元素配分模式图

Fig. 4-22 The partitioning model diagram of microelement in meta-volcanic rocks from the east zone of the Longbohe copper deposit

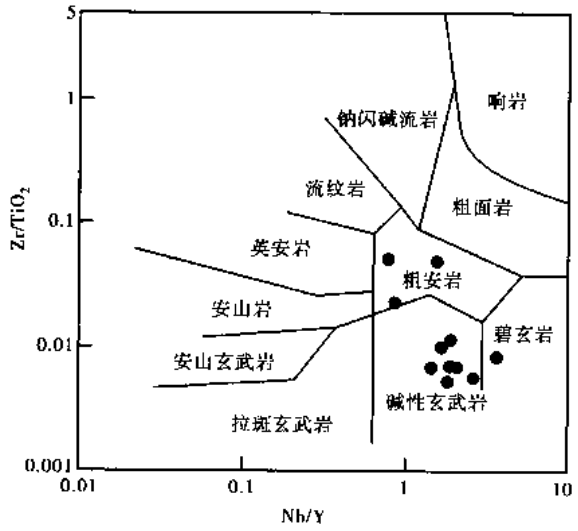


图 4-23　龙脖河铜矿东矿带火山岩 Zr/TiO_2-Nb/Y 图解（Winchester JA.，1976）

Fig.4-23 The $Zr/-TiO_2Nb/Y$ diagram in meta-volcanic rocks from the east zone of the Longbohe copper deposi

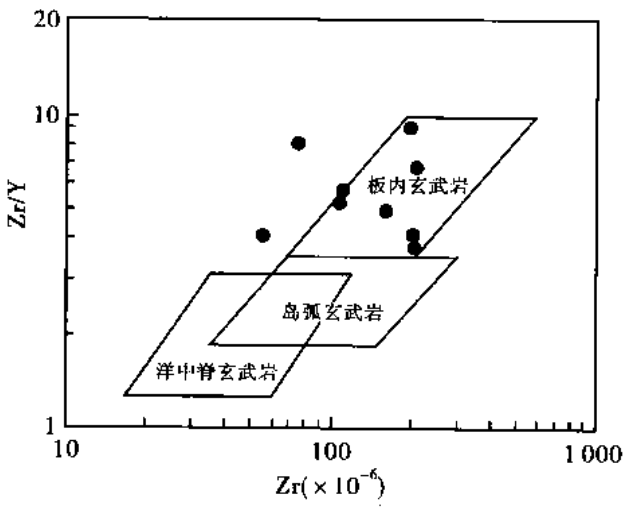


图 4-24　龙脖河铜矿东矿带火山岩 Zr/Y-Zr 图解（Pearce JA.，1982）

Fig.4-24 The Zr/Y-Zr diagram in meta-volcanic rocks from the east zone of the Longbohe copper deposit

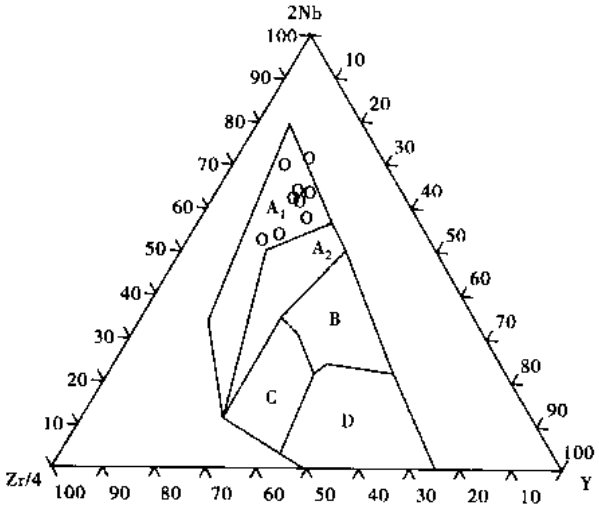


图 4-25　龙脖河铜矿东矿带火山岩 Nb-Zr-Y 图解（Meschede M.A，1986）

Fig.4-25 The Nb-Zr-Y diagram in meta-volcanic rocks from the east zone of the Longbohe copper deposit

A_1+A_2：板内碱性玄武岩　A_2+C：板内拉斑玄武岩　B：P-MORB　D：N-MORB　C+D：火山弧玄武岩

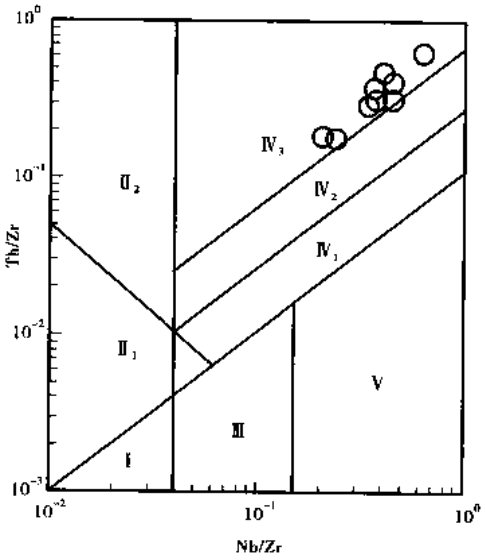


图 4-26　玄武岩大地构造环境 Th/Zr-Nb/Zr 双对数判别图（孙书勤等，2003）

Fig.4-26 The Th/Zr-Nb/Zr disymmetry discriminant diagram in basalt for geotectonic environment

Ⅰ—大洋板块发散边缘 N-MORB区　Ⅱ—板块汇聚边缘：$Ⅱ_1$—大洋岛弧玄武岩区，$Ⅱ_2$—陆缘岛弧及陆缘火山弧玄武岩区　Ⅲ—大洋板内（洋岛、海山玄武岩区、T-MORB、E-MORB区）　Ⅳ—大陆板内：$Ⅳ_1$—陆内裂谷及陆缘裂谷拉斑玄武岩区，$Ⅳ_2$—大陆拉张带（或初始裂谷）玄武岩区，$Ⅳ_3$—陆陆碰撞带玄武岩区　Ⅴ—地幔热柱玄武岩区

2.2 西矿带

西矿带出露哀牢山群乌都坑组地层，由变粒岩类、浅粒岩类、斜长角闪岩类、片岩类、黑云变粒岩－片麻岩类、大理岩类、糜棱岩和碎裂等岩类组成，并有多期次花岗岩侵入。

（1）黑云变粒岩－片麻岩类。

灰白色、灰色，粒度较细，较均一。镶嵌粒状变晶结构（照片40），块状构造。主要矿物为斜长石（80%±），以钠长石为主，聚片双晶发育；少量石英（10%±）、黑云母和角闪石（5%～10%）及不透明矿物（2%～5%）。黑云变粒岩中局部有明显的铜矿化。

（2）斜长角闪岩类。

黑绿色，有明显的定向组构，局部有混合岩化现象。主要矿物为角闪石和斜长石，少量石英、黑云母和磁铁矿。副矿物有磷灰石和锆石。镜下见紧密镶嵌粒状变晶结构，块状结构。少数蚀变强烈者为绿色，角闪石被蚀变成绿泥石和绿帘石，长石发生钠黝帘石化，但可见长石残留的板状晶形，伴有铜和稀土矿化。

（3）大理岩类。

灰白色，有明显的塑性揉皱现象（照片59）。鳞片粒状变晶结构、缝合线结构、有时碳酸盐矿物出现双晶，条纹、条带状构造。常与斜长角闪岩和变粒岩共生，常含有硅质条带，局部也见有铜矿化。

（4）片岩类。

岩石中发育塑性揉皱和皱纹线理（照片8），主要由白云母、石英和长石组成，此外有少量黑云母，其原岩可能为碎屑沉积岩。

（5）糜棱岩和碎裂岩类。

糜棱岩分深色和浅色两类。整体上，岩石较细，由长石眼球和基质组成，眼球从1～n毫米不等，常以钠长石为主，眼球体长轴平行劈理面，有旋转和拖尾现象（照片80、照片81），从眼球体的指向来看，为左旋剪切。浅色糜棱岩眼球占20%～30%，基质主要由长英质矿物和细粒的黏土质矿物组成。深色糜棱岩眼球占60%左右，有两种：一种是较细小的有拖尾发育的眼球，应为糜棱岩化过程同构造分异的产物；另一种是由较大的、有明显旋转的眼球组成，其钠长石的双晶发育，应为原岩中的板状长石晶体改造而成，基质主要为云母、绿泥石等组成。从矿物组成来看，其可能为变粒岩和浅粒岩经糜棱岩化作用的产物（照片83），原岩可能为中基性火山（成）岩。碎裂岩大多是由侵入地层中花岗岩经构造作用的产物。

龙脖河铜矿西矿带岩石化学成分见表4－6。变粒岩和浅粒岩一般SiO_2的含量高（>60%），且其SiO_2的含量变化大，从45%～75%，基本呈连续变化。Fe_2O_3、FeO、MgO、CaO含量低、富铝，Al_2O_3与（K_2O+Na_2O+CaO）比值一般大于1.3。在岩石化学成分图解中，变粒岩和浅粒岩大多数落入钙碱性系列，哀牢山群中的火山岩大多为中－高钾系列。利用Al_2O_3－（Na_2O+K_2O）图解对这套中深变质岩系中的糜棱岩、变粒岩、片岩进行原岩恢复，在图4－27上可以看出，除一个点落入火山碎屑岩（沉积岩区）区外，其他的变粒岩和浅粒岩均落入火山（成）岩区，说明其原岩主要应为火成岩。一个云母片岩样品落入碎屑岩区。糜棱岩中的碱质可能有带出带进，但总体上，碱质应减少，因此其原岩投点在图上可能更偏右侧，深色糜棱岩落入火成岩区。利用（$Al+\sum Fe+Ti$）－（$Ca+Mg$）图解对斜长角闪岩进行了原岩恢复，同时将浅变质火山岩系中的变基性火山岩一起投点，在图4－28中可以看到斜长角闪岩全部落入变基性火山岩和碎屑岩区，表明斜长角闪岩原岩为基性火山岩和及其相关碎屑岩。通过以上两个图解，根据野外观察和室内岩矿鉴定工作成果可以推断，这套中深变质岩系原岩为一套海相火山－沉积建造系列，包括基性、中基性、中酸性火山岩建造和陆源碎屑岩夹碳酸盐岩建造，结合沉积物的特征，

表 4－6　龙脖河铜矿区西矿带岩石化学成分（wt%）

Table 4－6　The elements contents (wt%) of rocks from the Longbohe copper deposits in Western zone

样品号	产地	岩石名称	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O^+	S	烧失量	总量	资料来源
Xkd－1	公鸡山矿段	斜长角闪岩	53.52	2.32	14.98	6.21	6.32	0.28	4.20	5.53	4.21	0.80	0.17	1.85			100.3	本　文
Xkd－2	茅草坪矿段	斜长角闪岩	49.47	0.35	15.14	2.94	6.03	0.16	9.91	9.07	3.27	1.92	0.09	1.38			99.73	
Xkd－3	大梁子矿段	黑云变粒岩	72.56	0.42	13.63	0.51	2.65	0.13	0.89	1.78	3.89	2.28	0.26	1.17			100.1	
Xkd－4	大梁子矿段	斜长角闪岩	50.85	2.61	14.67	2.43	10.50	0.34	4.83	7.97	0.63	0.98	0.65	3.84			100.3	
b5	大梁子矿段	花岗质糜棱岩	73.03	0.24	14.70	0.38	2.21	0.02	0.61	1.62	4.75	1.05	0.01		0.64	0.49		三〇八队，1998
b7	大梁子矿段	黑云斜长角闪岩	59.20	1.47	16.17	0.78	6.52	0.15	2.51	4.69	3.90	2.32	0.19		0.23	0.45		
b13	大梁子矿段	黑云角闪岩	47.15	2.04	10.63	2.04	11.12	0.22	10.49	9.98	1.92	1.42	0.11		0.07	0.44		
b49	大梁子矿段	糜棱岩	55.65	1.30	17.44	0.50	8.50	0.11	3.68	4.01	2.60	2.20	0.19		0.47	1.23		
b13	大梁子矿段	黑云斜长角闪岩	53.96	0.81	18.71	0.67	6.23	0.07	5.95	6.06	3.50	2.12	0.06		0.11	0.51		
b16	大梁子矿段	花岗质糜棱岩	72.38	0.25	14.96	0.25	1.55	0.02	0.98	2.27	4.55	0.85	0.04		0.37	0.31		
b19	大梁子矿段	斜长角闪岩	47.51	3.69	15.34	2.13	12.06	0.26	4.84	9.64	2.48	0.88	0.21		0.14	0.22		
b31	大梁子矿段	黑云糜棱岩	55.25	1.57	15.98	0.43	6.99	0.04	6.75	4.52	2.63	3.22	0.17		1.04	0.83		

反映当时的沉积环境为活动大陆边缘沉积环境。

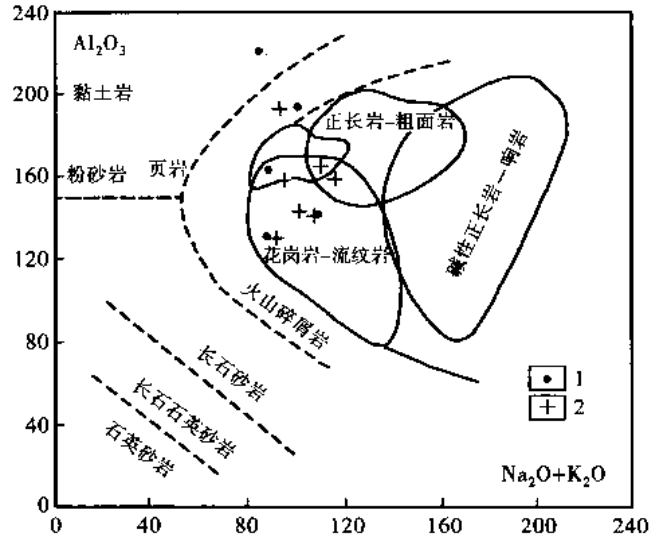


图 4－27　哀牢山群变粒岩 Al_2O_3 －（Na_2O+K_2O）图解（白瑾等，1986）

Fig. 4－27　The Al_2O_3 －（Na_2O+K_2O）diagram of metadolerite in Dahongshan Group

1. 深变质岩系　2. 浅变质火山岩系

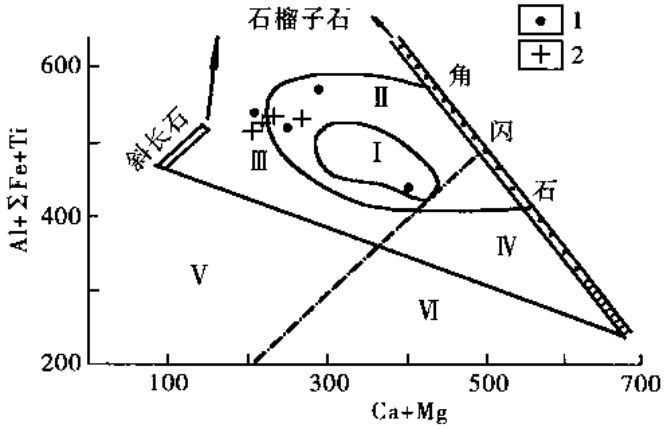


图 4－28　哀牢山群斜长角闪岩（$Al+\sum Fe+Ti$）－（$Ca+Mg$）图解（克列麦涅茨基，1979）

Fig. 4－28　The（$Al+\sum Fe+Ti$）－（$Ca+Mg$）diagram of amphibolites from Ailaoshan Group

Ⅰ. 基性火成岩　Ⅱ. 基性火成岩及其变种　Ⅲ. 中性火成岩、基性杂砂岩　Ⅳ. 凝灰岩区　Ⅴ. 碎屑岩区　Ⅵ. 泥灰岩区　1. 哀牢山群深变质岩系　2. 浅变质火山岩系

2.3　结　论

（1）变火山岩主要由变钠质玄武岩、高钠质安山岩、钠长辉绿岩、钠长角斑岩与火山碎屑岩夹大理岩组成，属浅变质火山岩系。岩石总体按细碧岩→细碧角斑岩→石英角斑岩→角斑岩和富硅方向演化。在显微镜下以安山质为主的细碧岩中出现羽斑状结构，应属绿片岩相区域变质，而从变钠质玄武岩中矿物组合为“角闪石＋绿帘石＋钠长石”来分析，应属高绿片岩相（或低角闪岩相）。此外，变火山岩大多强烈蚀变，无论熔岩还是火山碎屑岩，岩石均带绿色调，大多数呈绿色，其中常见大量磁铁矿，且广泛发育条纹状、细脉浸染状铜矿化，为龙脖河铜矿东矿带的代表岩石组合。变火山岩中具有达到工业品位的铜、铁矿体。这种铜、铁共生的特点与大红山

群变钠质火山岩的含矿性也十分相似。

（2）区内岩石原岩除砂泥质岩类、碳酸盐岩类外，基本上是火山岩的各种岩石组合，与云南新平大红山铁铜矿床比较，基本较为一致；龙达矿段火山岩岩石化学特征更接近大红山矿区，而新莲矿段则有所区别。与世界典型的细碧－角斑岩建造对比，其化学成分与世界细碧岩相近，矿区不论是细碧岩、角斑岩，还是石英角斑岩，普遍保留有细碧岩、角斑岩的 $Na_2O > K_2O$、高挥发分（烧失量高）和高镁及石英角斑岩的 $Na_2O > K_2O$、高挥发分的特点，该区火山岩属细碧－角斑岩系。根据其产状、矿物成分、结构构造及岩石化学成分特征，该浅变质火山岩系是一套变质中基性火山岩，系海底沉积－喷发（溢）的产物；从岩石学、岩石化学特征看，绝大部分应为一套富钠质碱性玄武岩系列。

（3）龙脖河铜矿区火山岩系发育，与铜矿化时空关系密切，且遭受不同程度的蚀变或区域变质作用。根据矿物组合可细分为变安山岩、变次火山岩和变基性火山岩。三类变火山岩均相对富钠，在地球化学分类图解上样品主要位于碱性玄武岩区域。

（4）不同构造环境玄武岩的判别图解显示属板内玄武岩环境，微量元素比值蛛网图显示与板内玄武岩曲线形态相似。因此，该区变火山岩系形成于滨海－半深海的板内环境。无论从岩石组合、岩石化学，还是从微量元素及稀土元素地球化学特征和判别标志，均指示矿区变火山岩形成于板内拉张环境。结合区域构造、古地理资料分析，它的形成与板块俯冲岩浆上涌和拉张作用有关。

（5）龙脖河铜矿区邻近的个旧卡房三叠纪火山岩（分布于三叠纪个旧组灰岩中）与铜矿化也明显相关。与龙脖河矿区变火山岩相比（崔银亮等，2004），明显相对低钠（2.74%）、高钾（1.37%）和高锶（759×10^{-6}），应为板内碱性玄武岩。因此，从侧面也表明龙脖河铜矿区火山岩不属三叠纪火山岩。

（6）除个别微量元素外，矿区三类岩石的微量元素含量相近，与各种构造环境玄武岩相比，本区变火山岩富集 HFSE（Th、Nb 等）、亏损 LILE（Sr、Ba 等），微量元素配分模式出现明显 Th、Nb 正异常和 Sr、Ba 负异常；三类岩石的 REE 含量范围相互重叠，除 Eu 异常外，其 REE 配分模式均为相似的 LREE 富集型；由于矿区火山岩遭受了不同程度的蚀变或区域变质作用，其 LILE 不能反映原岩性质，HFSE 和 REE 能反映原岩性质。从 REE 特征分析，与大西洋中脊 TAG 热液活动区表层沉积硫化物和黑烟囱流体等的稀土元素配分模式对比（曾志刚等，1999），并结合宏观地质条件及矿石结构构造特征，可以认为，龙脖河铜矿床形成于类似于黑烟囱式的海底火山期后喷流成矿热液系统，属典型的海底喷流沉积成因，成矿物质主要来源于下伏火山岩及更老的地层。

（7）各种地球化学证据表明，该矿区三类变火山岩为同源岩浆不同演化阶段的产物，其原始岩浆为大陆板内拉张构造环境交代富集地幔部分熔融的产物，结晶分异作用在岩浆演化过程中具有重要地位。

（8）大红山群含铁铜变钠质火山岩系呈北西向延伸，本研究证明龙脖河矿区的浅变质火山岩系可能与其对比，该结论对区域找矿工作有重要战略指导意义，从而扩大了龙脖河矿区及其北西地区乃至滇东南的铁铜矿找矿远景。

3　变火山岩系年代学研究

本区地处华南（印支）—扬子两大块体分界线及地球化学急变带的转折端，岩浆活动强烈，地质构造复杂，与大型、超大型矿床有密切关系的元古宇地层出露广泛，因此，区内大型－超大型矿床较多，如个旧铜锡多金属矿、蒙自白牛厂银多金属矿、哀牢山南延部分的越南生权铜矿、

哀牢山北延部分的老王寨金矿等。金平龙脖河地区为一个成矿密集区，区内具有远景的铜矿化较集中，铜矿床主要赋存于浅变质火山岩系中，该套变火山岩系呈狭长条带状分布，两侧为中深变质的哀牢山群和瑶山群（图3－1）。区域上，元古宇地层已有多套划分方案，如中深变质的哀牢山群乌都坑组、瑶山群以及沿红河河谷出露的浅变质火山岩系，但地层之间接触关系不清，年代学和古生物学研究不够充分，导致区域地层划分和对比有争议，又直接影响成矿地质格局和区域找矿布局。

3.1 变火山岩系形成年代

龙脖河地区沿红河河谷出露的浅变质火山岩系，地表延伸达20千米，与矿区铜、铁矿化关系十分密切，其两侧为中深变质的哀牢山群和瑶山群。该浅变质火山岩系与大红山群含铜铁变钠质火山岩在岩石组合和主微量元素特征上十分相似（崔银亮，2004）。有关变火山岩系的时代，有4种不同看法：第一，推定为三叠系火把冲组；第二，推定为三叠系个旧组，主要依据是1993年西南有色地勘局地质研究所测定其绝对年龄为230Ma，时代上归属为三叠纪（$T_1\beta$）；第三，认为属二叠纪，主要依据是中科院广州地化所孙大中等（1996）在该区变火山岩中采集样品，测获一组年龄为（263.67±3.87）Ma（细碧岩K－Ar）、265.72Ma（细碧岩中金云母K－Ar）、（266.84±5.34）Ma（细碧质岩石中金云母K－Ar），用U－Pb法测定年龄时代为265.0Ma，说明为二叠纪中晚期喷发（溢）的火山岩，这与云南大面积晚二叠世玄武岩浆活动有关，地层上可与个旧矿区上二叠统、三江分区聂尔刀组、中甸分区冈达概组、东坝组等类比，认为海相火山岩建造时代归于二叠纪较适宜（赵嘉琪，1997）；第四，中科院广州地化所（邹日等，1997；朱炳泉等，1998）根据岩石组合特点、地球化学和K－Ar同位素年代学研究认为，介于哀牢山群和瑶山群之间的浅变质火山岩系为前寒武纪火山岩与大理岩，并夹杂印支期洋中脊玄武岩（MORB）型火山岩，变火山岩的两个K－Ar年龄在1 500Ma左右，与变火山岩共生的黑云母大理岩中变质黑云母的年龄为（645.6±5.3）Ma，故初步推断该套变火山岩的形成时代应为元古宙，而非以往推定的三叠纪，认为原区调队填图划为三叠纪不正确。但由于前两个样品（电气石和角闪变粒岩）的钾含量较低，加上该套岩石受到钠交代作用和动力变质作用的影响，K－Ar年龄结果并不可靠，因此需要进一步工作的证实。为此，常向阳等（1998）对其进行了Sm－Nd、Rb－Sr、Pb－Pb等多种同位素体系进一步的地球化学特征和综合年代学研究，认为属中元古代。

作者通过大量实际资料和近年来进行岩石组合特点、岩石学、岩石化学和地球化学对比研究，并参阅前人相关同位素年代学研究成果后，发现如果这套浅变质火山岩系是三叠系地层，则认识上存在下列问题：① 区域上尚未见有二者连续沉积或直接接触的地层剖面，缺乏直接地质证据；② 没有系统、确切的同位素年代学证据支持该顺序关系；③ 上下地层的铜矿石铅同位素组成截然不同，反映铜质非同一来源。所以笔者认为这是一套中晚元古代形成的富钠质的细碧－角斑岩系，可与云南新平大红山含铁、铜钠质火山岩系对比，并提出以下综合依据。

3.1.1 岩石组合特点

变火山岩由变钠质基性火山岩夹大理岩组成，后期有辉长辉绿岩侵入，在变质程度上属浅变质岩系，岩石组合为由火山碎屑岩、变钠质玄武岩、高钠质安山岩、细碧岩、角斑岩组成。其中的以安山质为主的细碧岩中出现羽斑状结构说明浅变质岩系应属绿片岩相区域变质，结合变钠质玄武岩中矿物组合为“角闪石＋绿帘石＋钠长石”组合来分析，浅变质岩系应为高绿片岩相（或低角闪岩相）。变钠质火山岩大多强烈蚀变，无论熔岩还是火山碎屑岩，岩石均带绿色调，常有大量磁铁矿，且广泛发育条纹状、细脉浸染状铜矿化，为龙脖河铜矿东矿带的代表性岩石组合，火山岩中铁、铜均具有达到工业品位的矿体。这种铁、铜共生特点，与大红山群变钠质火山

岩的含矿性十分相似。龙脖河铜矿地质剖面图（图 4－29）上，可以看出该岩系以变质火山岩为主，夹有少量似层状、透镜状大理岩。在钻孔剖面示意图（图 4－30）中，可见到变火山岩中出

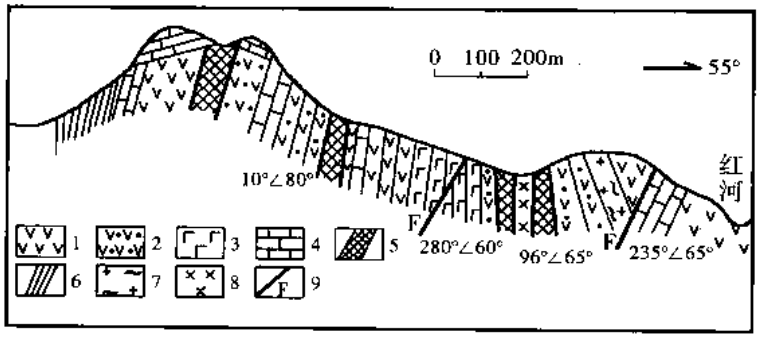


图 4－29　龙脖河铜矿变钠质火山岩地质剖面图（崔银亮等，2005）

Fig. 4－29　The geological section of meta－volcanic rocks in Longbohe copper deposit

1. 变钠质玄武岩　2. 火山碎屑岩　3. 高钠安山岩　4. 大理岩　5. 铜矿体　6. 板岩　7. 片麻状花岗岩　8. 电气石岩　9. 断层

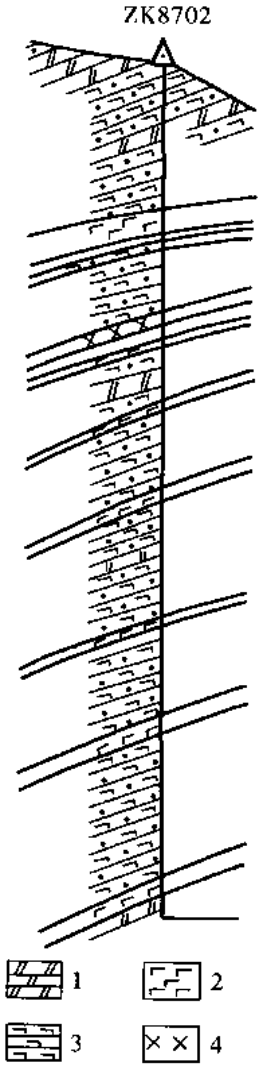


图 4－30　龙脖河铜矿 ZK8702 剖面示意图（邹日等，1997）

Fig. 4－30　The ZK8702 section sketch map of Longbohe copper deposit

1. 白云岩　2. 玄武岩　3. 细碧质凝灰岩　4. 变辉绿岩

现多个火山作用旋回，由火山熔岩→火山凝灰岩→火山角砾岩组成，并有斑状次火山岩侵入，次火山岩产出部位可大致代表火山通道部位。不仅岩石组合特征与大红山群含矿火山岩十分相似，而且，其高钛、低钾与低磷的岩石化学特征体现了交代蚀变岩的特征，与大红山变钠质火山岩完全一样；稀土元素配分模式也与大红山群含铁、铜变钠质火山岩十分相似。

3.1.2 变火山岩系同位素年代学

（1）中晚元古代年龄信息。

邹日等（1997）通过 K－Ar 同位素地质年代学研究，获得相关的年代学数据如：

①角闪变粒岩 K－Ar 年龄。

角闪变粒岩样品取自龙脖河剖面（Ⅰ－Ⅰ′），岩石深绿色，羽斑状结构，条纹条带状构造，其原岩应为凝灰岩。岩石裂隙较发育，沿裂隙有铁质析出。镜下还见镶嵌粒状变晶结构，角闪石与钠长石紧密镶嵌，角闪石有定向排列现象。岩石主要由角闪石和钠长石组成，此外，有很少量的黑云母。其全岩 K－Ar 年龄为（1 497 ±29）Ma（表 4－7），应大致代表成岩年龄。

表 4－7 龙脖河矿区 K－Ar 年龄（邹日等，1997）

Table 4－7 The K－Ar data in Longbohe copper deposit area

样 号	样 品	放射成因 Ar（%）	K_2O（%）	t（Ma）
YL－49	电气石	51.61	0.055	1 544 ±15
YL－46	角闪石	73.16	0.52	317.91 ±6.36
YL－44	角闪变粒岩	90.93	0.14	1 497 ±29
306－4	黑云母	99.99	9.72	654.6 ±5.3
YL－89	细碧岩	78.38	0.739	263.7 ±3.9
ZK6502	金云母	100.00	7.42	266.8 ±5.3
308－15－10	白云母	83.47	9.96	35.45 ±0.17

分析单位：中国科学院广州地球化学研究所同位素地球化学研究室。

②电气石岩 K－Ar 年龄。

电气石岩样品同样取自龙脖河剖面（Ⅰ－Ⅰ′），岩石黑色，粒度较细，块状构造。主要由电气石（70% ~80%）和磁铁矿（15% ~20%）组成，还有少量硫化物。从中选取电气石单矿物进行 K－Ar 法测年，年龄值为（1 543 ±15）Ma（表 4－7），应大致代表成岩年龄。

③含黑云母大理岩 K－Ar 年龄。

区内大理岩覆盖在浅变质火山岩系之上，区调填图认为是三叠纪个旧组灰岩。黑云母样品取自老新街个旧供电厂采场含黑云母大理岩中，该大理岩为铜矿围岩，条纹状构造，产状较平缓，塑性揉皱发育（照片 55）。镜下见鳞片粒状变晶结构，黑云母定向排列。黑云母 K_2O 为 9.72%，K－Ar 年龄测定为（654.6 ±13.09）Ma（表 4－7）。由于黑云母是变质形成的矿物，加之该样品的钾含量较高，且年代较老，有放射成因氩呈气体丢失，年龄可能偏小，因此其真实年龄可能代表了晋宁晚期的一次变质变形事件，大理岩形成时代应是前寒武纪，而不是三叠纪。上述三个老年龄，前两个样品年龄值吻合得较好。虽由于其钾含量较低，年龄可能有一定误差，尚需进一步工作证实，但结合大理岩中黑云母的年龄，则可以推断该浅变质岩系的形成时代应为中晚元古代。结合它的高钠含量与微量元素特征，基本上可与大红山群钠质火山岩系对比。

（2）印支早期构造事件的年代学证据。

①变钠质基性火山岩 K－Ar 年龄。

变钠质基性火山岩样品取自西南有色地勘局三〇八队 ZK34/94－05 岩芯 46～47 米处，岩石黑绿色，细粒致密块状，镜下见镶嵌粒状变晶结构，角闪石呈浅蓝—浅绿色，定向排列，含量大约 45%；斜长石偶见自形－半自形板状，但大多数为镶嵌粒状，含量约 50%，此外有约 5% 的不透明矿物。岩石样品较新鲜，全岩样品测得 K－Ar 年龄为（263.7±3.9）Ma（表 4－7）。该岩石在新街地段动力变质程度明显增加，而其中韧性剪切带中金云母的 K－Ar 年龄为 266.8Ma，二者十分相似，说明该年龄可能代表印支早期或海西运动晚期构造事件的年龄。

②中性火山岩锆石 U－Pb 年龄。

沿龙脖河河边产出的浅变质中性火山岩中选出的无色、透明、柱状锆石获得近于在一致线上的 U－Pb 年龄（表 4－8），误差最小的 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄为（265±2.0）Ma（图 4－31），反映了构造事件或成岩年龄。

表 4－8　哀牢山群与瑶山群中花岗岩与火山岩锆石 U－Pb 年龄数据（邹日等，1997）

Table 4－8　U－Pb data of zircons from granites and volcanic rocks in the Ailaoshan and Yaoshan Groups

样号	锆石晶体特征	U (μg/g)	Pb (μg/g)	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{235}U$	$^{207}Pb/^{206}Pb$	$t_{206/238}$	$t_{207/235}$	$t_{207/206}$
YL－26－1	无色透明短柱状	8 418	105	1 994	0.013 15	0.089 8	0.049 5	84.2	87.3	172.8
YL－26－2	无色透明长柱状	6 789	90	10 980	0.014 36	0.099 0	0.050 0	91.9	95.8	194.8
YL－26－3	无色透明短柱状	6 739	72	19 423	0.011 76	0.076 9	0.047 4	75.4	75.2	71.3
YL－53	无色透明柱状	294	16	329	0.041 96	0.299 8	0.051 8	265.0	266.2	277.4
YL－83	浅褐色透明柱状	1 163	23	648	0.017 95	0.119 8	0.048 4	114.7	114.9	117.8

分析单位：地质矿产部天津地质矿产研究所。

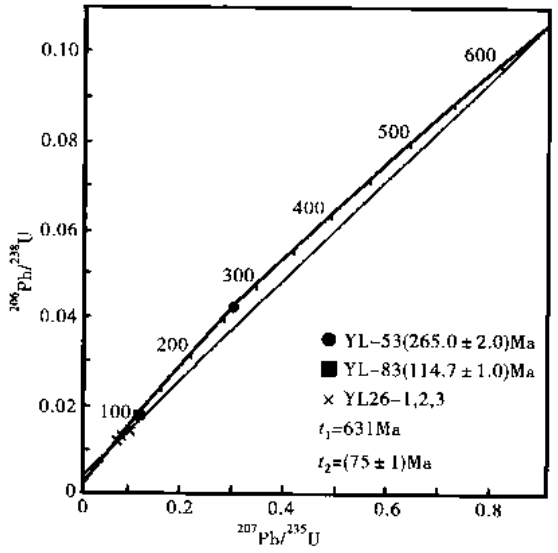


图 4－31　哀牢山群和瑶山群中酸性火山岩与侵位花岗岩锆石 U－Pb 年龄一致线图解（邹日等，1997）

Fig. 4－31　U－Pb concordia plot of zircons from medium acidic volcanic rocks and granites in Yaoshan and Ailaoshan Groups

根据以上年代学资料分析，这套变火山岩有三组年龄值：第一组 K－Ar 年龄为（1 497 ± 29）Ma，可与大红山群钠质火山岩对比；第二组 K－Ar 年龄为（654.6 ± 5.3）Ma（与火山岩共生的黑云母大理岩变质黑云母的年龄），可能为晋宁运动的反映；第三组 K－Ar 年龄为 265Ma，应是印支运动的反映。变钠质基性火山岩的 K－Ar 年龄和浅粒岩锆石 U－Pb 表面年龄均为 265Ma（表 4－7、表 4－8）。265Ma 年龄样品靠近红河一侧，岩性偏基性；具1 500Ma 年龄样品远离红河一侧，岩性上偏中基性。因此推断在红河边的基性熔岩有可能形成于 265Ma 左右，即可能存在二叠纪的火山岩；而远离红河边的浅变质火山岩系为中晚元古代。但从区域二叠系对比研究中发现，该浅变质火山岩系无法与周边二叠系地层对比，也就是说，周边二叠系火山岩无这种含铁、铜的细碧－角斑岩系。有人曾提出与个旧矿区的变辉绿岩型铜矿比较，但其相似性实在不多。从宏观特点和含矿性来分析，只能与大红山群含铁铜变钠质火山岩对比。特别是发现红河河边变钠质火山岩中韧性剪切带金云母的 K－Ar 年龄也为 265Ma，由于华南、印支与扬子块体的最后结合是在印支期，因此如果 265Ma 代表它们的成岩年龄，则当时应为拉张环境，这显然与反映挤压环境的剪切带年龄是相矛盾的，故该年龄应代表一次构造事件，而不代表火山岩的成岩年龄（邹日等，1997）。

3.1.3 Nd、Sr、Pb 同位素年代学

常向阳等（1998）对此套浅变质火山岩系的 Nd、Sr、Pb 同位素年代学进行了较系统的研究。Sm、Nd、Rb、Sr 和 Pb 同位素分析在中国科学院广州地球化学研究所同位素地球化学实验室完成。样品准确称重后，加入 Sm、Nd、Rb、Sr 稀释剂，在聚四氟乙烯溶样罐中加热，用 HF + HNO_3 溶解。采用阳离子树脂分离 Rb、Sr 和稀土元素；Sm 和 Nd 用 HDEHP 分离；Pb 用阴离子树脂分离。实验室全流程本底为：Sm 5×10^{-11}g，Nd 2×10^{-10}g，Rb 5×10^{-10}g，Sr 5×10^{-10}g，Pb2×10^{-10}g。Nd、Sr 同位素比值和含量采用 VG－354 质谱仪动态多接收法测量，Sm、Rb 含量和 Pb 同位素比值采用单接收法测量，仪器状态由国际标样监测。$^{87}Sr/^{86}Sr$ 和 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 比值分别用 $^{86}Sr/^{88}Sr=0.119\,4$ 和 $^{146}Nd/^{144}Nd=0.721\,9$ 标准化。在该样品分析期间，该仪器测定的 NBS－987 标样的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 平均值为 0.710 283 ± 20（1σ）；LaJolla 标样的 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 平均值为0.511 861 ± 10（1σ）；NBS－981 标样平均值为：$^{206}Pb/^{204}Pb=16.934\pm0.007$，$^{207}Pb/^{204}Pb=15.486\pm0.012$，$^{208}Pb/^{204}Pb=36.373\pm0.033$。元素分析精度优于 0.3%，铅同位素比值精度优于 0.07%。变火山岩样品的 Sm－Nd、Rb－Sr 和 Pb 同位素分析结果列于表 4－8、表 4－9，等时线年龄计算采用 ISOPLOT 软件。

（1）Sm－Nd 同位素体系。

变火山岩钕同位素组成均低于原始地幔值（表 4－9）。安山质岩石具有十分一致的钕同位素组成（0.512 03 左右）。样品 YL－89 虽具有轻稀土亏损型稀土配分曲线（朱炳泉等，1998），但钕同位素组成仍显出略富集。中性与基性火山岩和来自基性火山岩（2 个安山质火山岩、1 个玄武岩）中的磁铁矿及辉绿岩给出好的等时线关系（图 4－32）；等时年龄为（1 330 ± 150）Ma，$\varepsilon_{Nd}(t)$为 －1.1，MSWD＝4.48。这一年龄值与位于两侧的瑶山群和哀牢山群中大理岩的 Pb－Pb 等时年龄［（1 360 ± 60）Ma，邹日等，1997；（1 349 ± 140）Ma，常向阳等，1998］一致（图 4－33），也与哀牢山群已测得的斜长角闪岩 Sm－Nd 等时年龄［（1 367 ± 47）Ma，翟明国等，1990］十分接近。从其负的 $\varepsilon_{Nd}(t)$值和稀土元素配分曲线在交代作用中的位移来判断，这一 Sm－Nd 等时线年龄应代表了火山岩发生钠交代细碧岩化作用的时间，表明大理岩沉积和细碧岩化可能发生在同一时间。

（2）Rb－Sr 同位素体系。

龙脖河矿区变火山岩的 Rb－Sr 体系则更加复杂，不仅受细碧岩化作用的影响，而且受到更晚时期动力变质作用的影响，使得 Rb－Sr 同位素体系不能保持封闭，因此不能形成好的等时线

（图 4－34），由 4 个样品点所构成的等时线，并无年龄意义。

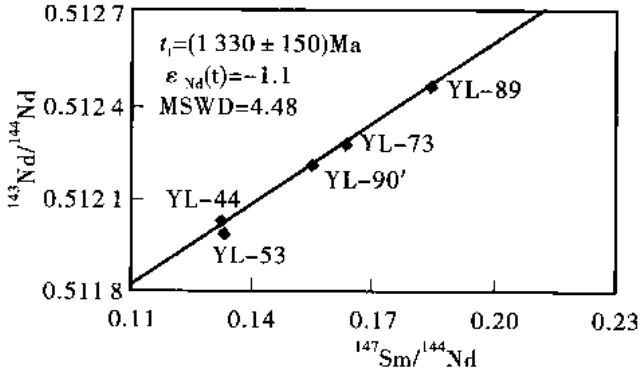


图 4－32　龙脖河钠质火山岩和磁铁矿 Sm－Nd 等时线（常向阳等，1998）

Fig. 4－32　Sm－Nd isochron of the sodium enriched volcanic rocks and magnetite from Longbohe area

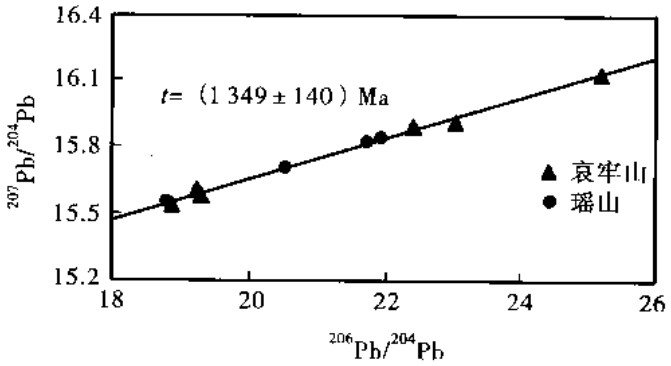


图 4－33　哀牢山群和瑶山群大理岩 Pb－Pb 等时线（朱炳泉等，1998）

Fig. 4－33　Pb－Pb isochron diagram for marbles from the Ailaoshan and Yaoshan Groups

（3）铅同位素体系。

铅同位素特征表明该区属南大陆印支块体（Zhu，1995）。为了得到可靠的 Pb－Pb 等时线年龄，常向阳等（1998）对不同钻孔与平硐中新鲜火山岩样品进行铅同位素分析，结果表明铅同位素组成具有较大的变化范围（详见铅同位素），而且具有好的等时线关系，等时年龄为（1 596 ± 140）Ma（MSWD = 2. 81）（图 4－35 中 t_1），进一步证实了龙脖河矿区浅变质火山岩系与大红山群时代相当（1 660Ma）（Hu et al，1991）。从火山岩中改造富集出的铜矿石铅同位素组成构成了（869 ± 38）Ma（图 4－35 中 t_2）一条很好的等时线。可见 Sm－Nd 和 Pb－Pb 同位素定年结果均表明，介于哀牢山群和瑶山群之间的变火山岩不是三叠系地层。（1 596 ± 140）Ma 的 Pb－Pb 等时年龄表明其形成时代应与大红山群变钠质火山岩相当，其中的主体岩石应形成于1 300～1 600Ma左右，属中晚元古代。同时，矿石铅同位素组成表明龙脖河铜矿与同属红河成矿带的大红山铁铜矿具有相似的成矿时代，均表现出强烈的晋宁期成矿年龄信息。

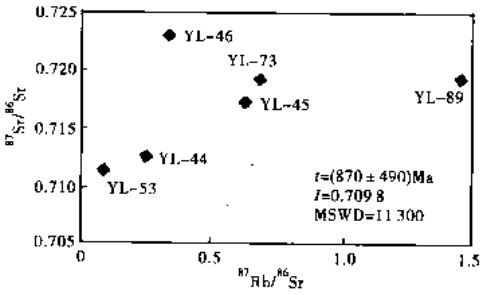


图 4－34　龙脖河钠质火山岩 Rb－Sr 等时线（邹日等，1997）

Fig. 4－34　Rb－Sr isochron of the sodium enriched volcanic rocks from longbohe area

由于成矿物质向上迁移过程中 U/Pb 不断增加，使矿石铅同位素组成偏离火山岩等时线，故两条等时线的交点应代表了铜迁移源区主矿体的铅同位素组成。如果铜迁移源区铅同位素组成变化较大，则改造矿石就不能形成等时线关系。因此，铜矿石的等时线关系也表明源区主矿体具有相对均一的同位素组成，交点表明深部主矿体同位素组成应为$^{206}Pb/^{204}Pb = 18.68$，$^{207}Pb/^{204}Pb = 15.62$，根据火山岩的$^{208}Pb/^{204}Pb - ^{206}Pb/^{204}Pb$ 相关性确定$^{208}Pb/^{204}Pb$ 应为 38.70 左右。瑶山群和哀牢山群大理岩的初始铅同位素比值与火山岩初始铅相当，为地幔铅（邹日等，1997）。因此，细碧岩化作用发生时，仍处于远离大陆的深海环境。

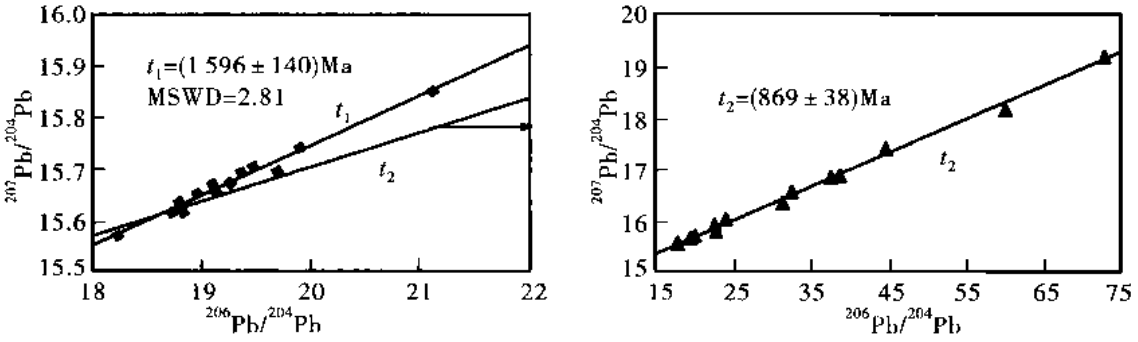


图 4－35 龙脖河变钠质火山岩（左，引自文献［60］）和铜矿石（右，引自文献［52］）Pb－Pb 等时线

Fig. 4－35 Pb－Pb isochron of the sodium enriched volcanic rocks and copper ores From Longbohe area

3.2 哀牢山群和瑶山群的形成年代

3.2.1 哀牢山群和瑶山群的关系与形成时代

哀牢山脉斜贯云南省中南部，由一套强烈混合岩化和糜棱岩化的中深变质岩系组成，北西—南东向条带状延伸，两侧分别为哀牢山大断裂和阿龙古—龙山大断裂所限，向北延至南涧县，两条大断裂相交而消失，向南延入越南。由于构造改造作用强烈，加之构造类型复杂，因此难以建立确切的地层层序，且无顶和底，无法恢复其原来的层位，只能称之为岩群。从目前的研究成果来看，哀牢山群由清水河组、小羊街组、阿龙组、风港组、乌都坑组组成。龙脖河矿区出露的乌都坑组与瑶山群毗邻，由黑云斜长变粒岩、斜长角闪岩、大理岩及糜棱岩、片岩和混合岩、片麻岩组成，并为多期次的花岗岩所侵入。斜长角闪岩中的变质矿物组合为“石榴石＋角闪石＋黑云母＋斜长石”，在岩石中普遍发现红柱石，说明曾经历了角闪岩相区域变质作用，并广泛发育混合岩化现象（照片 57）。构造样式为多期次紧密同斜褶皱，后期又遭受强烈的糜棱岩化作用，岩石普遍糜棱化。滇东南地区原来划分的瑶山群从岩石组合、变质变形特点、稀土配分型式（斜长角闪岩）等特征上均与哀牢山群相似，且与哀牢山群在空间上相邻，中间仅隔一狭长条浅变质火山岩系，说明两者可能为同一套地层，并经历了相同的演化历史，只是由于后期构造作用影响而彼此分离（孙大中等，1996）。邹日等（1997）年代学与钕模式年龄研究资料表明，红河成矿带中深变质的哀牢山群和瑶山群深变质岩系属同一地层系列，主体部分形成时代为 1.35～1.7Ga，但也存在晚元古代斜长角闪岩，认为该区不存在太古宙基底。

表 4－9　龙脖河矿区变火山岩 Sm－Nd、Rb－Sr 同位素数据（常向阳等，1998）

Table 4－9　The Sm－Nd and Rb－Sr isotopic data for enriched volcanic rocks from Longbohe copper deposit area

样　号	岩性	Rb (μg/g)	Sr (μg/g)	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$ (±1σ)	Sm (μg/g)	Nd (μg/g)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$ (±1σ)
YL－44	An	2.559	29.47	0.250 5	0.712 410 ± 16	3.890	17.64	0.133 4	0.512 040 ± 9
YL－53	An	1.404	47.35	0.085 6	0.711 318 ± 12	5.540	25.21	0.132 8	0.512 001 ± 16
YL－89	B	12.94	25.60	1.460	0.719 142 ± 19	2.716	8.890	0.184 5	0.512 470 ± 12
YL－73	D	44.43	187.4	0.684 4	0.719 058 ± 14	16.73	4.518	0.163 2	0.512 287 ± 17
YL－90	M					0.213 5	0.833 2	0.154 9	0.512 219 ± 32
YL－45	An	15.44	70.24	0.634 5	0.717 073 ± 17				
YL－46	An	15.22	130.3	0.337 3	0.722 880 ± 12				
308－17－3	CA				0.719 840 ± 21				
306－4	CA				0.747 968 ± 17				
YL－19－5	C	0.933	241.7	0.011 1	0.709 680 ± 12				
YL－61－3	C	0.342	47.96	0.020 6	0.709 391 ± 12				
YL－68	C				0.708 356 ± 13				
YL－72	C				0.708 583 ± 18				

注：An—安山质火山岩；B—玄武岩；M—玄武岩中磁铁矿；D—辉绿岩；CA—矿化区交代成因碳酸盐；C—外围沉积碳酸盐地层。

为解决二者关系，对两个岩群中的斜长角闪岩和黑云变粒岩分别进行了稀土元素分析和对比（表 4－10）。二者的稀土配分模式图（图 4－36）十分相似，均为轻稀土富集型，$(La/Yb)_N$ 4.32～7.53；具 Ce 和 Eu 负异常，Ce/Ce^* 为 0.89～0.96，Eu/Eu^* 为 0.74～0.93。这些稀土模式特征与大红山钠质熔岩、龙脖河矿区钠质熔岩的稀土模式也比较相似，反映一种增生构造环境。

对于元古宙变质基性火山岩来说，由于蚀变、变质等各种后期改造作用影响，使其成分受到一定的改变。因此，采用相对比较稳定的 Nd 同位素组成进行对比。哀牢山群和瑶山群中的斜长角闪岩、角闪变粒岩与后期侵位的花岗岩钕同位素组成为 0.512 04～0.512 75，模式年龄集中于中晚元古代（0.8～2.2Ga）（表 4－11），相似于大红山矿区，从表中可以看出龙脖河铜矿区与大红山矿区的变质基性火山岩 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 值均大于 0.512 00，显示该区的上地幔亏损相对较强，分异较晚。这也表明红河成矿带可能没有早元古代与太古宙的基底。

此外，为了进行年代学与同位素体系对比，对瑶山群大理岩（照片 58）和哀牢山群乌都坑组的大理岩进行了锶同位素体系对比研究。锶同位素样品采用纯净的大理岩。瑶山群和哀牢山群乌都坑组的大理岩的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值分别为 0.709 680 和 0.709 391，二者十分相似。根据 Burke 等（1982）所做的不同地史时期的海水锶同位素组成演化曲线结果对比表明，上述比值与前寒武纪海水的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值十分相似。从海水的锶同位素演化来看，侏罗纪和二叠纪锶同位素比值

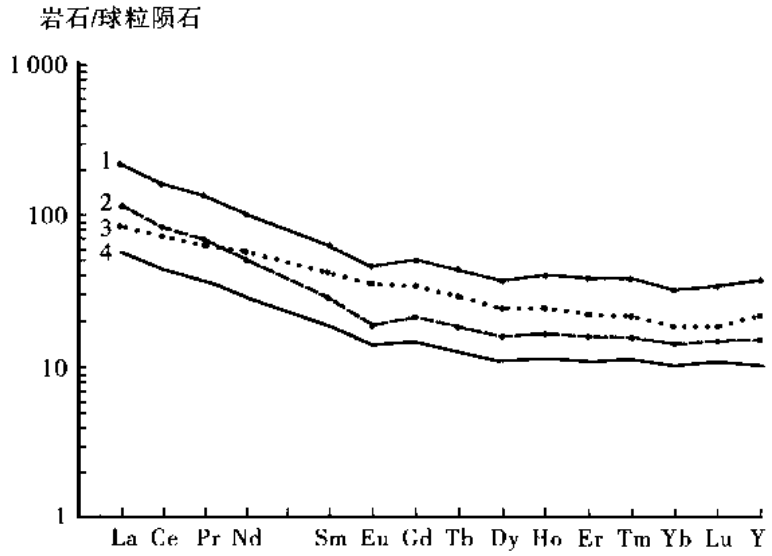


图 4－36 哀牢山群和瑶山群岩石球粒陨石标准化稀土配分模式(依孙大中等,1996)

Fig. 4－36 The standardized REE partitioning model diagram of chondrit From the Ailaoshan and Yaoshan Groups rocks

1. 瑶山群斜长角闪岩 2，3，4. 哀牢山群斜长角闪岩

最低，其值小于 0.707 0；前寒武纪海水的锶同位素比值大于 0.709 0。所以从大理岩的锶同位素组成来看，二者在形成时代上有相似性，应属前寒武纪产物，而不是前人所述的二叠纪。

哀牢山群岩石，近 20 年来进行大量的同位素年代学研究。对瑶山群的岩石，同位素年代资料极少，仅中科院广州地球化学研究所的邹日（1997）、朱炳泉（1998）等在五道河的瑶山群 b 岩段斜长角闪岩中获 Sm－Nd 模式年龄 1 090～1 790Ma。

瑶山群大理岩和哀牢山群乌都坑组大理岩（图版 59）都进行 Pb－Pb 等时线测年。Pb 同位素组成见表 4－12。瑶山群大理岩 4 个样品构成一条好的 Pb－Pb 等时线（图 4－37），其年龄为（1 360 ±60）Ma（邹日等，1997）。而哀牢山群 6 个样品所构成的 Pb－Pb 等时线基本上与其重合，应代表成岩年龄，说明瑶山群和哀牢山群可能为同一套地层，并经历了相同或相似的演化历史。与此年龄相近，哀牢山群已有斜长角闪岩的 Sm－Nd 法等时线年龄为（1 367 ±47）Ma（翟明国，1990），也与 Pb－Pb 等时线年龄十分相近，该年龄被解释为变质年龄，即变质作用时期为吕梁期。该样品的 $\varepsilon_{Nd}(t)=8\pm0.8$，已达到华南地幔的最高值，说明应为成岩年龄。因为如果将其解释为变质年龄，则其派生的地幔 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值则应要更高，从地幔 Sm－Nd 体系演化的角度来看似乎是不可能的。结合云南省区调队熊家镛（1993）获得的侵入于哀牢山群中的片麻状花岗岩的锆石（U－Pb）年龄值为 1 339.8Ma 分析，以上 13 亿年的年龄应代表一次构造热事件。

过去报道过哀牢山群中也有一些更老的或更年轻的年龄。如熊家镛获得混合岩中锆石（U－Pb）年龄值为 1 736.9Ma 和（1 018 ±12.7）Ma；翟明国（1990）等获得石榴子石单斜辉石岩（Ar－Ar）年龄为（1 710.3 ±2.4）Ma、（1 099 ±32.4）Ma，同一岩石的 Rb－Sr 等时线年龄为（1 070 ±13.6）Ma。结合新平大红山地区底巴都组混合岩的 1 706Ma 的 Rb－Sr 年龄分析，有理由认为上述 17 亿年的年龄应代表混合岩化年龄。这与大红山群获得的年龄 1 650～1 700Ma 相近；锆石 U－Pb 法定年：（1 665 ±12）Ma；选取钠质熔岩 Sm－Nd 法定年：（1 657 ±82）Ma。从其中斜长角闪岩和侵入其中的花岗岩的 Nd 模式年龄无一超出 22 亿年来看（表 4－11），22 亿年应代表混合岩的年龄下限，其成岩年龄可能为早晚元古代，初步排除了哀牢山群有太古宙年龄

的可能性。邹日等（1997）还获戛洒地区横穿哀牢山的恩乐公路旁小羊街岩组斜长角闪岩样品的 Sm－Nd 等时线年龄为 814Ma（图 4－38、表 4－11）。早期曾报道双沟附近的超基性岩年龄值为 910Ma（K－Ar 法），以及有大量 850～950Ma 的 Rb－Sr 等时线年龄，应为晋宁运动的反映。

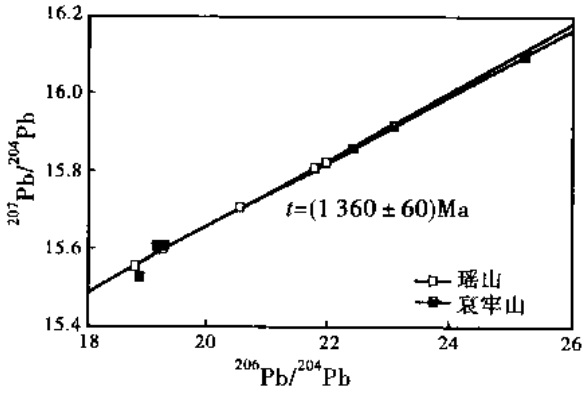


图 4－37　瑶山群与哀牢山群大理岩 Pb－Pb 等时线（邹日等，1997）

Fig. 4－37　Pb－Pb isochron diagram for marbles from the Ailaoshan and Yaoshan Groups

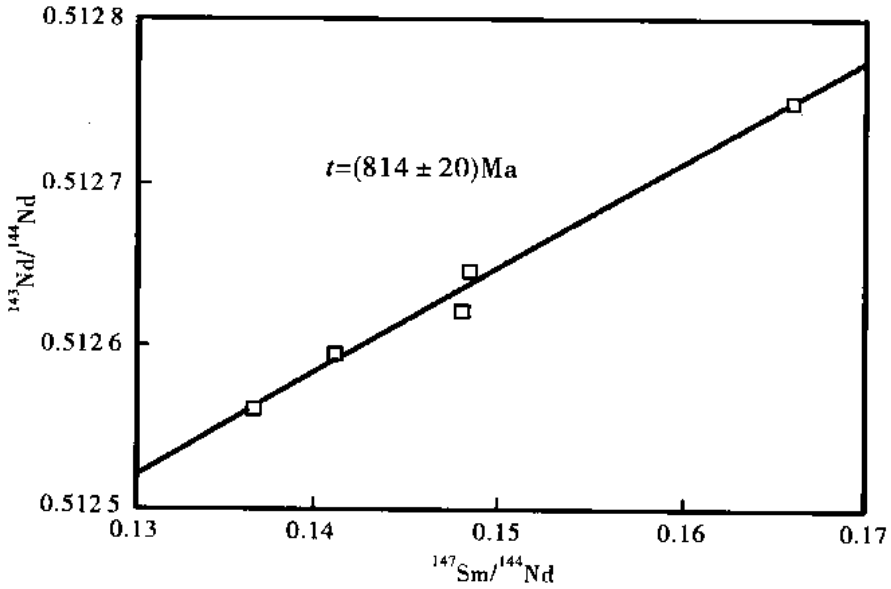


图 4－38　哀牢山群小羊街组斜长角闪岩 Sm－Nd 等时线（邹日等，1997）

Fig. 4－38　Sm－Nd isochron diagram for amphibolites From the Xiaoyangjie Formation of Ailaoshan Group

表 4－10　龙脖河矿区深、浅变质岩系元素分析结果（常量 wt%，微量 $\times 10^{-6}$）（孙大中等，1996）

Table 4－10　The major elements (wt%) and microelement contents ($\times 10^{-6}$) of plutonic and hypabyssal metamorphic series in Longbohe copper deposit area

	深变质岩系火山岩								浅变质岩系火山岩							
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO_2	53.52	49.47	72.56	50.85	58.13	32.41	44.00	50.70	47.87	57.92	47.11	62.04	48.75	60.80	55.38	41.55
Al_2O_3	14.98	15.14	13.63	14.67	14.61	10.38	13.10	12.69	11.93	16.17	13.55	14.02	12.28	18.80	13.76	10.32
Fe_2O_3	6.21	2.94	0.51	2.43	8.18	5.92	4.12	10.64	4.59	7.90	6.31	8.31	20.48	1.47	4.58	17.26
FeO	6.32	6.03	2.65	10.50	3.03	2.38	8.15	5.58	10.45	1.75	9.88	3.35	6.65	4.78	9.25	9.45
MgO	4.20	9.91	0.89	4.83	2.81	4.36	11.79	1.93	5.12	2.13	7.66	0.93	0.66	2.04	4.96	5.58
CaO	5.53	9.07	1.78	7.97	2.79	24.87	6.31	6.11	9.07	3.03	5.53	0.83	1.18	0.75	0.26	4.61
Na_2O	4.21	3.27	3.89	0.63	6.25	2.72	2.74	6.72	3.96	7.18	4.08	5.55	5.81	7.06	0.034	3.73
K_2O	0.80	1.92	2.28	0.98	0.16	0.14	1.37	0.10	0.55	0.12	0.73	1.51	0.35	0.17	2.05	0.58
TiO_2	2.32	0.35	0.42	2.61	1.66	1.10	2.52	1.53	2.93	1.97	1.46	1.43	2.09	1.50	3.56	2.27
P_2O_5	0.17	0.09	0.26	0.65	0.08	0.09	0.18	0.08	0.11	0.11	0.08	0.32	0.49	0.33	0.22	0.25
MnO	0.28	0.16	0.13	0.34	0.37	0.42	0.17	0.13	0.26	0.16	0.23	0.07	0.052	0.06	0.06	0.11
H_2O^+	1.85	1.38	1.17	3.84	1.91	15.36	6.01	3.73	2.71	1.47	3.41	1.81	0.93	2.55	6.28	4.76
Σ%	100.3	99.73	100.1	100.3	99.84	99.95	100.0	99.98	99.94	99.55	99.91	100.0	100.1	100.3	100.3	100.4
Sr	327	216	178	150	32.5	182	759	18.3	56.6	43.3	38.3	20.8	20.0	20.8	14.2	37.4
Ba	265	189	352	302	43.2	33.1	442	6.0	40.6	12.0	84.6	317	32.3	9.2	158	8.8
Cr	293	491	39.8	91.1	80.2	236	594	74.8	55.9	31.7	113	202	53.9	45.2	302	131
Zr	383	57.6	120	168	195	100	170	108	201	200	103	731	493	732	454	124
Zn	91.7	120	52.6	131	184	167	103	29.3	69.9	55.6	289	18.1	18.1	53.4	150	84.2
Nb	65.6	23.2	15.3	63.7	39.7	41.6	60.8	38.8	68.1	47.2	41.3	57.0	63.8	53.9	97.3	58.7
Th	47.0	32.4	8.0	50.8	36.0	30.2	61.1	41.2	59.0	36.2	48.7	33.2	58.6	28.8	66.7	68.6

续 表

	深变质岩系火山岩								浅变质岩系火山岩							
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Co	32.2	32.6	11.2	31.3	23.1	18.8	37.9	24.5	38.1	20.5	33.9	23.3	35.5	32.8	39.6	43.2
Ni	159	216	29.7	776.1	62.5	124	264	26.5	748	35.5	89.5	99.3	37.1	35.5	78.9	98.5
Pb	28.5	32.7	19.1	29.8	30.9	20.1	23.4	27.9	26.0	27.4	24.8	34.0	31.6	35.7	33.8	32.2
Cu	40.7	14.8	16.3	124	112	23.7	53.9	20.6	77.6	38.4	22.9	24.1	35.3	24.9	38.0	24.9
V	234	108	42.7	277	291	259	251	278	633	305	411	168	255	70.6	422	545
U	1.41	0.55	2.28	467	1.61	0.24	0.68	1.53	0.46	0.49	0.33	0.90	0.77	0.46	1.03	0.54
La	51.60	13.57	26.71	19.74	17.49	10.09	18.65	15.47	13.98	18.4	2.67	50.60	77.95	11.97	39.92	1.20
Ce	98.40	26.87	49.83	43.64	34.19	22.87	39.78	27.71	32.66	43.32	8.30	107.5	142.8	25.52	75.48	3.02
Pr	12.68	3.50	6.42	602	4.55	3.12	5.33	3.68	4.75	5.69	1.22	14.16	18.33	3.54	10.15	0.41
Nd	46.80	13.42	23.08	26.42	17.64	13.90	22.49	13.06	22.38	25.21	7.22	58.62	64.05	15.17	38.69	2.49
Sm	9.30	2.79	4.31	6.18	3.98	3.21	5.12	3.05	6.34	5.54	2.51	12.46	10.53	4.09	6.99	0.91
Eu	2.57	0.80	1.05	1.98	1.19	1.12	1.76	2.32	3.40	1.74	0.91	3.82	3.55	1.43	2.05	0.43
Gd	9.94	2.96	4.28	6.78	4.19	3.48	5.12	3.56	8.76	6.03	3.59	13.89	10.93	5.70	7.13	1.47
Tb	1.58	0.47	0.68	1.05	0.65	0.55	0.75	0.53	1.39	0.94	0.56	2.22	1.82	0.97	1.10	0.30
Dy	9.22	2.74	4.01	6.01	3.68	3.19	4.04	2.91	8.21	5.41	3.52	13.12	11.21	6.03	6.37	2.15
Ho	2.20	0.65	0.94	1.36	0.88	0.75	0.88	0.67	1.96	1.25	0.82	3.15	2.82	1.47	1.47	0.56
Er	6.15	1.80	2.61	3.03	2.48	2.09	2.23	1.81	5.51	3.40	2.39	8.91	8.34	4.32	3.95	1.71
Tm	0.95	0.29	0.40	0.55	0.38	0.34	0.32	0.29	0.68	0.53	0.36	1.38	1.37	0.72	0.61	0.30
Yb	5.41	1.71	2.93	3.08	2.34	1.98	1.66	1.71	4.87	3.17	2.14	7.86	8.30	4.35	3.44	1.92
Lu	0.84	0.27	0.37	0.46	0.34	0.31	0.23	0.29	0.79	0.48	0.31	1.23	1.24	0.73	0.56	0.31
Y	55.35	15.74	23.27	32.96	20.98	17.94	20.01	18.75	47.73	29.17	19.73	74.40	76.0	35.30	32.41	16.30

注：1. 斜长角闪岩；2. 斜长角闪岩；3. 黑云变粒岩；4. 石榴斜长角闪岩；5. 羽斑状角闪变粒岩；6. 蚀变基性火山岩；7. 卡房辉绿岩；8. 浅色变粒岩；9. 辉绿岩；10. 角闪浅粒岩；11. 变基性火山岩；12. 钠质熔岩；13. 变基性火山岩；14. 大红山钠质熔质；15. 大红山变基性火山岩；16. 大红山变基性火山岩。

表 4－11 龙脖河矿区 Sm－Nd 同位素数据（常向阳等，1998）

Table 4－11 The Sm－Nd isotopic data from Longbohe copper deposit area

样品	岩性	地点	Sm (μg/g)	Nd (μg/g)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$\varepsilon_{Nd}(t)$	t_{DM}(Ga)
YH－26－1	斜长角闪岩	哀牢山	8.444	37.29	0.136 6	0.512 580	5.17	1.05
YH－26－2	斜长角闪岩	哀牢山	7.936	36.69	0.144 6	0.512 563	4.01	1.20
YH－26－3	斜长角闪岩	哀牢山	6.286	22.52	0.145 8	0.512 728	7.11	0.80
YH－26－4	斜长角闪岩	哀牢山	10.82	46.37	0.141 0	0.512 594	4.99	1.07
YH－26－5	斜长角闪岩	哀牢山	5.975	24.34	0.148 2	0.521 644	5.22	1.04
YH－26－6	斜长角闪岩	哀牢山	8.906	36.41	0.147 9	0.512 620	4.78	1.10
YH－26－Gn	石榴子石	哀牢山	4.047	14.43	0.165 9	0.512 799	6.40	0.89
YH－44	角闪变粒岩	龙脖河	4.241	19.64	0.130 5	0.512 040	2.82	2.03
YH－27－1	斜长角闪岩	瑶　山	10.02	37.11	0.163 2	0.512 473	2.67	1.79
YH－27－2	斜长角闪岩	瑶　山	10.22	45.65	0.135 2	0.512 280	3.79	1.65
YH－27－3	斜长角闪岩	瑶　山	9.326	34.41	0.129 9	0.512 454	8.12	1.09
YH－7	片麻状花岗岩	哀牢山	2.119	8.210	0.155 9	0.512 595	－1.86	1.21
YH－14	片麻状花岗岩	哀牢山	6.442	42.83	0.090 9	0.512 353	－3.50	1.65
YH－83	角闪花岗岩	哀牢山	3.091	15.86	0.117 7	0.512 226	－6.84	2.05
YH－26	片麻状花岗岩	瑶　山	3.449	15.16	0.137 5	0.512 120	－4.02	2.21

表 4－12 龙脖河矿区大理岩铅同位素数据（孙大中等，1996）

Table 4－12 The Pb isotopic data of marbles in Longbohe copper deposit area

样品编号	地点与样品岩性	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$
YL－61－2	哀牢山岩群大理岩	18.880 ±0.029	15.527 ±0.030	38.988 ±0.083
YL－61－3	哀牢山岩群大理岩	19.186 ±0.013	15.619 ±0.010	39.361 ±0.024
YL－61－4	哀牢山岩群大理岩	19.243 ±0.019	15.568 ±0.015	39.338 ±0.040
YL－61－5	哀牢山岩群大理岩	19.232 ±0.016	15.603 ±0.017	39.372 ±0.033
YL－61－6	哀牢山岩群大理岩	19.675 ±0.139	15.729 ±0.124	39.626 ±0.041 5
YL－11	哀牢山岩群大理岩	25.167 ±0.010	16.094 ±0.013	40.141 ±0.048
YL－11－2	哀牢山岩群大理岩	22.380 ±0.054	15.863 ±0.037	39.564 ±0.123
YL－11－3	哀牢山岩群大理岩	23.030 ±0.013	15.919 ±0.011	39.527 ±0.027

续　表

样品编号	地点与样品岩性	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$
YL－19－2	瑶山群大理岩	21.757 ±0.008	15.813 ±0.005	38.472 ±0.016
YL－19－3	瑶山群大理岩	18.804 ±0.068	15.555 ±0.056	38.238 ±0.122
YL－19－4	瑶山群大理岩	20.527 ±0.025	15.709 ±0.019	38.365 ±0.068
YL－19－5	瑶山群大理岩	21.940 ±0.024	15.830 ±0.008	38.553 ±0.031

表 4－13　长英质糜棱岩中长石眼球的 Ar－Ar 年龄数据（邹日等，1997）

Table 4－13　Data of Ar－Ar plateau age for feldspar augen from felsic mylonites

温度（℃）	^{39}Ar（%）	$^{40}Ar^{*}$（%）	$^{40}Ar/^{36}Ar$	$^{39}Ar/^{36}Ar$	t（Ma）
520	1.40	64.54	837.238 9	242.395 2	54.32 ±6.93
750	14.60	67.78	927.716 4	578.393 9	26.77 ±0.67
890	13.63	71.66	1 056.322	627.308 3	29.68 ±1.46
1 030	11.01	76.71	1 292.737	836.598 5	29.18 ±0.95
1 130	15.28	74.59	1 182.689	768.231 9	28.27 ±1.32
1 240	38.68	79.72	1 490.262	972.161 9	30.07 ±0.54
1 340	5.40	79.10	1 446.250	981.204 5	28.71 ±1.98

分析单位：中国科学院广州地球化学研究所同位素地球化学研究室。

以上大量数据资料分析得出：哀牢山群的不同年龄值代表不同时代构造片岩的年龄，跨越了中晚元古代，可能形成于早元古代至中元古代，受到晚元古代以及显生宙的多期改造。因此，哀牢山群并非都是由区内最老的基底岩石组成的，而是一套由构造片岩组成的杂岩。根据 Sengor 等（1993）提出的俯冲增生杂岩构造模式和和杨巍然等（1991）提出的增生造山的新理论和模式，可能是华南和印支块体在元古宙地壳增生的产物，而后期的构造运动（晋宁期、印支期）使其碰贴在扬子古陆的边缘。

3.2.2　哀牢山群和瑶山群的演化历史

（1）燕山期花岗岩形成与改造的年代。

沿蛮耗—金平公路的哀牢山群中产出有燕山期花岗岩小岩体，没有受到动力变质影响。根据浅褐色透明柱状锆石获得的浅性一致的年龄为（114.7 ±1.0）Ma，应代表成岩年龄，也表明哀牢山群的强动力变质应发生在 115Ma 以前（表 4－8、图 4－31）。

从侵位于瑶山群中的片麻状含石榴子石花岗岩中选出无色透明锆石得到 U－Pb 数据位于一致线下交点，给出下交点年龄为（75 ±1）Ma 和可信度较差的上交点年龄为约 631Ma（图 4－31）。从岩体的产状看，花岗岩可能形成于晋宁晚期，在燕山晚期受到强烈的动力变质改造。

（2）喜山期构造事件。

喜山运动在区内为一次隆升事件，以脆性逆冲－推覆作用为特点。龙脖河矿区哀牢山群中逆冲断层带白云母的 K－Ar 年龄为 35.45Ma；邻近的长英质糜棱岩中钾长石眼球的 Ar－Ar 年龄为 28.37Ma（表 4－13、图 4－39），这些年龄反映哀牢山脉隆升时代是在喜山期。考虑到白云母的氩封闭温度为 400℃左右，而钾长石的为 120℃左右，所以上述结果表明这些岩石在 35～28Ma 期

间快速从中地壳上升到地表，隆升速率达到3毫米/年左右。

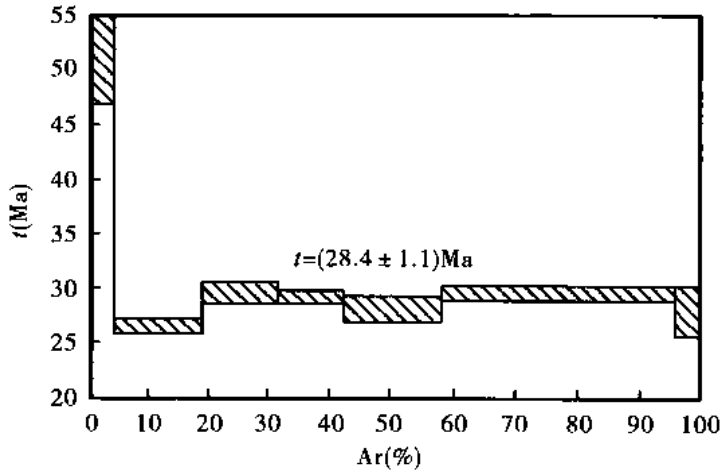


图4-39 哀牢山群长英糜棱岩中钾长石眼球Ar-Ar法坪年龄图（邹日等，1997）

Fig. 4-39 Plot of Ar-Ar plateau age for potassium feldspar augen from felsic mylonites in the Ailaoshan Group

3.3 结 论

3.3.1 哀牢山群时代

《云南省区域地质志》及越南1:1 000 000地质图将哀牢山群划归古元古代。哀牢山群已获得数十件测年数据，一组最老年龄值为1 367～1 972Ma，较多年龄值为新生代。刘发刚等（2003）获得一件斜长角闪岩中的角闪石$^{40}Ar/^{39}Ar$法坪年龄为（37.44±0.04）Ma。新生代的年龄值主要反映出区内喜马拉雅运动的强烈活动期，而老的年龄值可能是角闪岩相变质年龄。哀牢山群的南延部分，在越南范士坂混合岩化片麻岩中，曾获得K-Ar年龄值2 070～2 300Ma。哀牢山群$^{147}Sm/^{144}Nd$模式年龄为1 971.9 Ma，越南安沛附近混合岩K-Ar年龄为2 030～2 300Ma；U-Pb同位年龄1 339.8Ma。熊家镛（1993）获得的混合岩中锆石（U-Pb）年龄值为1 736.9Ma和（1 018±12.7）Ma。因此，将哀牢山群的原岩时代置于古元古代比较恰当。

3.3.2 瑶山群时代

《云南省区域地质志》将其划归古元古代，越南1:1 000 000地质图将其划归元古代。从岩石组合及原岩恢复看，瑶山群与哀牢山群有差异，但从变质强度及经历的变形变质历史看，两者有很大相似性，有可能是同一时期不同构造环境沉积的产物。瑶山群的同位素测年资料极少。刘发刚等（2003）对侵入瑶山群中的超镁铁岩的角闪石进行了$^{40}Ar/^{39}Ar$法测试，获得坪年龄（54.0±1.6）Ma，应该只是喜马拉雅期的一次构造事件的反映。从地层的叠置关系看，瑶山群向东依次叠覆震旦系屏边群、寒武系、奥陶系等，变质程度由强到弱，反映出瑶山群的时代应比震旦纪老。瑶山群大理岩中Pb-Pb同位素年龄（1 360±60）Ma（朱炳泉，1995；邹日，1997），因此，将瑶山群的原岩时代划归古元古代可能比较合适的。

3.3.3 浅变质火山岩系时代

该套岩系西界与古元古代哀牢山群为断层接触，东界与古元古代瑶山群呈韧性剪切接触。《云南省区域地质志》认为属二叠纪—晚三叠世，与变火山岩系下、中、上三岩段相对应分别划分为二叠系峨眉山玄武岩组、中三叠统个旧组和上三叠统火把冲组。越南1:1 000 000地质图将相当于下段的部分划归二叠系，将相当于中、上段的部分划归寒武系。邹日（1997）、朱炳泉

（1998）等在研究龙脖河铜矿床同位素年代时，在龙脖河剖面（Ⅳ）角闪变粒岩中获得全岩 K－Ar 法年龄（1 497 ±29）Ma，在五道河河口相当于下段的大理岩及新莲矿段相当于中段的大理岩获 Pb－Pb 等时年龄均为（1 360 ±60）Ma，认为该套地层为中新元古代，应划归哀牢山群。在老新街中三叠统个旧组测得全岩铅模式年龄为 185Ma，老新街黑云大理岩中黑云母 K－Ar 年龄为（654.6 ±5.3）Ma，但就其变质变形的程度来看，应该与大红山群上部肥味河组、坡头组进行比较。笔者认为：该套岩石组合特征、变形变质程度及变质矿物组合特征与古元古代哀牢山群、瑶山群及震旦系以上地层均有明显不同，其岩石组合、变质程度与大红山群曼岗河组、红山组、坡头组倒有不少相似之处，且出露位置与大红山群位于红河断裂的北东侧一致，上段中出现微层状磷灰石可能与区域上震旦纪晚期的成磷作用有关，结合上述前人同位素资料，将该套岩系置于哀牢山群之上，形成时代暂归为中晚元古代。更深一步的研究有待今后进行。

综合主、微量元素和同位素年代学各种资料，证实了龙脖河铜矿区介于哀牢山群与瑶山群之间的浅变质火山岩系不是三叠系地层。将哀牢山群及瑶山群的原岩时代划归古元古代、浅变质火山岩系的形成时代暂归为中晚元古代是较合适的，也可以初步推定龙脖河铜矿区浅变质火山岩系年龄大致为 16 亿年左右。

4　变火山岩成因

4.1　成岩构造环境

大陆岩石圈伸展减薄环境或缝合带（线）是大陆裂谷形成的前提条件和最本质的特征之一。早中元古代，由于地壳的伸展作用，扬子板块相对下沉，形成了一套浅海相火山－沉积建造，包括基性、中基性火山岩建造，砂泥质建造，碳酸盐岩建造。在玄武岩构造环境判别图解中多为板内玄武岩；碎屑岩中很少见长石、方解石、白云石，可能反映稳定浅水沉积环境。火山喷发活动形成铜的第一次富集。

早元古代中—晚期的晋宁运动，使处于中—浅部构造层次的这套浅变质火山岩系遭受区域动力热流变质作用，变质程度总体为绿片岩相，靠近红河断裂带出现低角闪岩相的变质特征。从新生矿物的分布及形成的变质岩石类型看，均反映变质强度不均匀性。从变斑状结构看，具低压变质的特征，十字石、硬绿泥石等矿物的出现反映中压变质环境，角闪石－斜长石矿物的出现反映的变质温度和压力较低，为中压相系高绿片岩相的温压条件。经过该期变形变质作用之后，龙脖河矿区此套浅变质火山岩系可能构成扬子板块的基底，区内红河河谷一带并非为二叠—三叠纪时期的沉降盆地，而是一个受断裂夹持的中晚元古代基底断块。结合该区的沉积特征，可以认为该浅变质火山岩系是形成于滨海－半深海的板内拉张环境，且与板块俯冲岩浆上涌和拉张作用相关。

4.2　地幔源区特征分析

强不相容元素的比值在地幔部分熔融过程及玄武质岩浆低压结晶分异过程中不发生明显变化，因此根据元素比值可以确定地幔端元组分及其变化特征。Nb、Ta 是一对地球化学性质相近的不相容元素，在岩浆演化过程中不发生分异。除个别微量元素外，矿区内的变安山岩、变次火山岩和变基性火山岩三类岩石的微量元素含量相近，与各种构造环境玄武岩相比，本区变火山岩富集 HFSE（Th、Nb 等）、亏损 LILE（Sr、Ba 等），微量元素配分模式出现明显 Th、Nb 正异常和 Sr、Ba 负异常。REE 含量范围相互重叠，除 Eu 异常外，其 REE 配分模式均为相似的 LREE 富集型。由于矿区火山岩遭受了不同程度的蚀变或区域变质作用，其 LILE 不能反映原岩性质，

而 HFSE 和 REE 则能反映原岩性质。与原始地幔相比，岩石相对富集大离子亲石元素、高场强元素以及其他不相容元素，表明岩石可能来源于富集型地幔。本区岩石微量元素配分模式不同环境均不相同，这可能与岩石较强蚀变有关。$\omega(Nb)/\omega(U)$值的特征可以对玄武岩的地壳物质混染问题进行判别。上地壳和下地壳的 $\omega(Nb)/\omega(U)$值分别为 9 和 21，洋中脊玄武岩（MORB）和大洋岛玄武岩（OIB）由于没有遭受地壳物质混染，其 $\omega(Nb)/\omega(U)$比值比较稳定地变化于 47 ± 10 之间。因此，遭受到地壳物质混染的玄武岩的 $\omega(Nb)/\omega(U)$值应介于 40 ~ 9 之间。龙脖河矿区玄武岩的 $\omega(Nb)/\omega(U)a$ 值介于 25 ~ 148 之间，平均值为 75，不同于上地壳和下地壳，也有别于洋中脊玄武岩（MORB）和大洋岛玄武岩、地壳物质混染的玄武岩，因此，该矿区的这三类岩石与深部地幔物质有关。

4.3 岩浆演化与变火山岩成因

龙脖河矿区变火山岩来源于富集的陆下岩石圈地幔源区。变基性火山岩为地幔部分熔融的玄武岩浆经结晶分异演化的产物，并经过强烈的钠化蚀变。变次火山岩是玄武岩岩浆经高度演化的结果。各种地球化学证据表明，矿区变安山岩、变次火山岩和变基性火山岩为同源岩浆不同演化阶段的产物，其原始岩浆为大陆板内拉张构造环境交代富集地幔部分熔融的产物，结晶分异作用在岩浆演化过程中具有重要地位。

第五章　矿床地球化学

1　矿物包裹体地球化学

龙脖河铜矿床，属哀牢山成矿带南段的一个重要矿床，近年来找矿取得重大突破，已探获333+334，类铜资源量约100万吨。以红河断裂为界，分为东西两个矿带：西矿带位于哀牢山变质地体东缘，岩石组合为各种变粒岩－角闪岩－片麻岩－片岩，矿体赋存于哀牢山群乌都坑组黑云斜长变粒岩中，勘查程度较低；东矿带处于红河裂陷槽内，岩石组合为浅变质火山岩系－大理岩－砂板岩－千枚岩，矿体赋存于一套浅变质火山岩系中，勘查程度较高。西矿带主要为沉积变质岩型，金属矿物主要有黄铜矿、磁铁矿、磁黄铁矿、黄铁矿等。东矿带有4种矿化类型：变质火山－热液型、热水沉积型、构造破碎带型和基性火山岩型。金属矿物有黄铜矿、斑铜矿，其次为黄铁矿、辉铜矿、磁铁矿等；矿床的地质工作除个别学者涉足矿床地球化学与成因讨论外，其他方面显得薄弱，矿床形成机制认识更欠深入。本书从矿物流体包裹体的角度阐明形成矿床的流体特征和性质，可以弥补矿床研究的空白，对矿床成因具有重要理论意义。

1.1　成矿流体包裹体特征

1.1.1　流体包裹体一般特征

对矿区东西两矿带火山沉积和热液改造成矿期岩石矿石进行系统采样，挑选其中15件样品，磨制成两面抛光的光片做流体包裹体研究。显微镜下观察表明：在15件样品中，除LBH－38（云母片岩）中未发育有流体包裹体外，其余14件样品中流体包裹体均普遍发育，数量多，且体积较细，大多数样品的石英、方解石中发育的流体包裹体大小为1～10微米，最大也仅达15～30微米。石英中流体包裹体常呈成群密集分布，方解石中常沿结晶面呈散点状分布。按照室温下相态关系包裹体分类方案（Bodnar RJ.，1980），样品发育5种包裹体（表5－1、表5－2）。

（1）液体包裹体。相态组合由液相（L）＋气相（V）两相组成。

此类包裹体在14件样品的石英、方解石中十分发育，分布最广，数量最多，是最主要的包裹体类型，也是用于测定成矿流体形成温度及成分盐度的主要对象。东、西两矿带包裹体鉴定结果表明，各矿带不同矿石类型的矿物中，液体包裹体发育特征和规律具有明显差异：

东矿带10件样品中，LBH－03（大理岩型铜矿石）样品的方解石的液体包裹体普遍不发育，气液比一般为5%～10%，少数气液比为15%，气相呈褐红色或小黑点，会激烈跳动，体积也非常小。液体包裹体大小多数1～8微米，含量可占各类包裹体总数的60%～75%。在LBH－08、LBH－17、LBH－43三件基性火山岩型铜矿石样品的石英、方解石中，液体包裹体非常发育，数量多，体积也较大，大多数为1～15微米，少数大小为16～25微米，气液比一般为10%～25%，少数气液比为30%～40%，含量可占各类包裹体总数的60%～70%，气相色较深，常呈深褐色，一般不会浮动。在LBH－37（绿帘石化基性火山岩）、LBH－42（基性火山角砾岩）、LBH－39、LBH－51（含方解石脉的基性火山岩）4件样品中的液体包裹体虽然比较发育，数量多，但体积比较小，大多数为1～10微米，少数为12～15微米，气液比多为5%～10%，少数气液比为15%～20%，气相呈褐红色或小黑点，多数会浮动，液体包裹体含量可占各类包裹体总数的70%。在LBH－04（构造破碎型铜矿石）样品的石英中，液体包裹体非常发育，数量多，呈深

表 5－1　龙脖河铜矿区东矿带流体包裹体特征

Table 5－1　The characteristics of fluid inclusions from the east mineralization zone of Longbohe copper ore district

样品编号	地质特征与采样位置	测定矿物	流体包裹体类型	含量（wt%）	气液比（wt%）	大小（μm）	相态组合	形态	分布
LBH－03	大理岩型铜矿石/新卡矿段 PD－2	方解石	液体包裹体	75	5～15	1～10	L＋V	圆形、长条形、椭圆形，不规则状	散点状分布
			纯液体包裹体	25	0	1～5	L		
LBH－04	构造破碎带型铜矿石/龙达矿段 2 号沟	石英	液体包裹体	60	5～20	3～15	L＋V	不规则状、长条状、圆形、椭圆形，NaCl 子矿物呈淡绿色立方体	成群密集或散点状分布
			纯液体包裹体	20	0	5～8	L		
			气体包裹体	6	60～70	3～10	V＋L		
			含液体 CO_2 包裹体	4	40～60	6～10	$V_{CO_2}+L_{CO_2}+L$		
			含 NaCl 子矿物包裹体	10	10～15	5～10	L＋V＋N		
LBH－08	基性火山岩型铜矿石/龙达矿段达沟河 18 号勘探线	方解石	液体包裹体	65	10～40	3～10	L＋V	负晶形、浑圆形、圆形、不规则状、长条状	成群或零星分布
			纯液体包裹体	20	0	1～6	L		
			气体包裹体	10	60～80	3～10	V＋L		
			含液体 CO_2 包裹体	5	40～70	5～10	$V_{CO_2}+L_{CO_2}+L$		
LBH－17	方解石－石英－斑铜矿致密块状矿石/龙达矿段 9 号沟	石英	液体包裹体	60	10～40	1～25	L＋V	不规则状、圆形、椭圆形、长条状、负晶形	成群密集分布、局部呈线性定向分布
			纯液体包裹体	20	0	1～10	L		
			气体包裹体	10	70～100	3～15	V＋L		
			含液体 CO_2 包裹体	5	40～70	3～14	$V_{CO_2}+L_{CO_2}+L$		
			含 NaCl 子矿物包裹体	5	10～15	5～15	L＋V＋N		
LBH－37	Ⅰ－Ⅰ′剖面/绿帘石化基性火山岩	石英	液体包裹体	70	10～15	3～10	L＋V	不规则状、浑圆形、圆形、长条状	成群密集分布
			纯液体包裹体	20	0	1～6	L		

续 表

样品编号	地质特征与采样位置	测定矿物	流体包裹体类型	含量(wt%)	气液比(wt%)	大小(μm)	相态组合	形态	分布
LBH-37	Ⅰ-Ⅰ′剖面/绿帘石化基性火山岩	石英	气体包裹体	7	60~80	3~10	V+L	不规则状、浑圆形、圆形、长条状	成群密集分布
			含液体 CO_2 包裹体	2	40~60	3~10	$V_{CO_2}+L_{CO_2}+L$		
			含 NaCl 子矿物包裹体	1	10~15	5~10	L+V+N		
LBH-39	Ⅰ-Ⅰ′剖面/基性火山岩中的方解石脉	方解石	液体包裹体	70	5~20	1~10	L+V	圆形、椭圆形、长条状、不规则状	成群或线性分布
			纯液体包裹体	30	0	1~8	L		
LBH-42	Ⅰ-Ⅰ′剖面/基性火山角砾岩	方解石	液体包裹体	70	15~20	1~10	L+V	不规则状、液滴状、圆形、椭圆形、负晶形	散点状分布或线性排列
			纯液体包裹体	15	0	1~5	L		
			气体包裹体	10	60~100	3~8	V+L		
			含液体 CO_2 包裹体	5	40~60	3~10	$V_{CO_2}+L_{CO_2}+L$		
LBH-43	Ⅰ-Ⅰ′剖面/基性火山岩型铜矿石	石英	液体包裹体	60	10~30	1~20	L+V	负晶形、圆形、浑圆状、长条状、不规则状	成群密集分布
			纯液体包裹体	15	0	3~8	L		
			气体包裹体	10	70~100	5~15	V+L		
			含液体 CO_2 包裹体	5	40~70	6~10	$V_{CO_2}+L_{CO_2}+L$		
			含 NaCl 子矿物包裹体	10	0~15	5~20	L+V+N		
LBH-45	Ⅰ-Ⅰ′剖面/硅化大理岩	方解石	液体包裹体	60	5~10	1~10	L+V	圆形、椭圆形、长条状、不规则状	零星或孤立状分布
			纯液体包裹体	40	0	1~8	L		
LBH-51	Ⅰ-Ⅰ′剖面/含方解石脉的基性火山岩	方解石	流体包裹体	70	5~20	3~10	L+V	长条状、圆形、浑圆形、不规则状、负晶形	成群密集分布
			纯液体包裹体	20	0	1~6	L		
			气体包裹体	7	60~90	5~8	V+L		
			含液体 CO_2 包裹体	3	40~70	3~10	$V_{CO_2}+L_{CO_2}+L$		

表 5－2　龙脖河铜矿区西矿带流体包裹体特征

Table 5－2　The characteristics of fluid inclusions from the west mineralization zone of Longbohe copper ore distric

样品编号	地质特征与采样位置	测定矿物	流体包裹体类型	含量（wt%）	气液比（wt%）	大小（μm）	相态组合	形态	分布
LBH－54	Ⅰ－Ⅰ′剖面/乌都坑组黑云斜长变粒岩	石英	液体包裹体	60	10～40	1～30	L＋V	圆形、椭圆形、不规则状、长条状、负晶形	成群密集分布
			纯液体包裹体	20	0	1～8	L		
			气体包裹体	13	70～100	3～15	V＋L		
			含液体 CO_2 包裹体	5	60～70	3～10	$V_{CO_2}+L_{CO_2}+L$		
			含 NaCl 子矿物包裹体	2	10～15	5～10	L＋V＋N		
LBH－59	Ⅰ－Ⅰ′剖面/网脉状铜矿石	石英	流体包裹体	70	5～15	3～10	L＋V	圆形、浑圆形、不规则状	散点状分布
			纯液体包裹体	30	0	1～8	L		
LBH－61	Ⅰ－Ⅰ′剖面/条带状铜矿石	石英	流体包裹体	70	10～15	1～10	L＋V	长条状、浑圆形、不规则状、圆形	散点状分布
			纯液体包裹体	25	0	1～8	L		
			气体包裹体	5	60～100	6～10	V＋L		
			含 NaCl 子矿物包裹体	5	0～15	5～15	L＋V＋N		
LBH－64	Ⅰ－Ⅰ′剖面/乌都坑组硅化大理岩	石英	液体包裹体	75	10～20	1～10	L＋V	椭圆形、不规则状、长条状、负晶形、圆形	零星或散点状分布
			纯液体包裹体	20	0	1～8	L		
			气体包裹体	5	60～70	6～10	V＋L		

褐色，体积大多数为3～15微米，气液比一般为5%～25%，含量可占各类包裹体总数的60%。

西矿带4件样品中，LBH－54（黑云斜长变粒岩）石英中的液体包裹体特别发育。数量多，含量可占各类包裹体总数的60%，气液比一般为10%～30%，少数为气液比40%，气相呈褐黑色，会浮动，包裹体也较大，一般为3～20微米，少数为25～30微米。LBH－59、LBH－61（条带状铜矿石）2件样品的石英中，液体包裹体虽然亦较发育，数量多，含量可占各类包裹体总数的60%～75%，但体积、气液比均较小，包裹体大小一般为1～10微米，气液比一般为5%～15%，少数为气液比20%，气相色较深，一般呈褐黑色，很少见气相会产生跳动和浮动现象。

（2）纯液体包裹体。为单相液体（L）组合。

此类包裹体在显微镜下观察体腔内无气相存在，但被纯盐水溶液充填。常呈淡红色、肉红色亮点，大小一般1～10微米，常伴随液体包裹体呈成群或散点状分布。此类包裹体在14件样品的石英、方解石中分布广，为主要包裹体类型，数量多，含量可占各类包裹体总数的15%～40%。

（3）气体包裹体。相态组合由气相（V）＋液相（L）两相组成。

矿区14件样品中，除LBH－03、LBH－39、LBH－45、LBH－59四件样品中未见气体包裹体发育外，其余10件样品的石英、方解石中均发育有气体包裹体。气液比一般为60%～90%，少数呈纯气体包裹体（包裹体体腔内全被气体所充满）。气相呈深褐色、深黑色，液相呈淡红色，大小一般为3～10微米，少数大小为12～15微米。但其发育的丰度在不同类型的岩矿石中具有明显差异。

（4）含液体CO_2多相包裹体。相态组合由气体CO_2相（V_{CO_2}）＋液体CO_2相（L_{CO_2}）＋盐水溶液相（L）三相组合。

矿区14件样品中，该类包裹体发育的程度常伴随气体包裹体的增加而增加。因此，在东矿带除了LBH－03、LBH－39、LBH－45三件样品的方解石中未见发育此类包裹体外，其余7件样品中发育有不同程度的含液体CO_2多相包裹体，含量可占各类包裹体总数的3%～5%。而在西矿带四件样品中，仅在LBH－54（黑云斜长变粒岩）的石英中发育有含液体CO_2多相包裹体，含量可占各类包裹体总数的5%，其余三件样品中未见明显的含液体CO_2多相包裹体。该类包裹体大小一般为3～10微米，少数大小为12～15微米。在东矿带含液体CO_2多相包裹体三相比值（$V_{CO_2}+L_{CO_2}/L$）一般为40%～70%，气相CO_2（V_{CO_2}）呈褐黑色，会激烈跳动；而在西矿带LBH－54样品中，含液体CO_2多相包裹体三相比值（$V_{CO_2}+L_{CO_2}/L$）一般为60%～70%，V_{CO_2}相常呈褐红色，会浮动，液体CO_2相（L_{CO_2}）呈灰褐色。

（5）含NaCl子矿物多相包裹体。相态组合为液相（L）＋气相（V）＋N（NaCl子晶）。

此类包裹体仅在LBH－04、LBH－17、LBH－37、LBH－43、LBH－54、LBH－61六件样品的石英中见有分布。发育丰度差异较大：LBH－04、LBH－43石英中数量较多，随处可见，大小一般为3～30微米。而含NaCl子矿物多相包裹体内无气相存在，气液比为0%～15%，这两件样品中含量可占各类包裹体总数的10%。在LBH－17、LBH－61样品的石英中含量可占各类包裹体总数的5%，而在LBH－37和LBH－54样品的石英中含量仅占各类包裹体总数的1%～2%，气液比一般为10%～15%，大小为3～15微米，子矿物呈浅绿色或淡绿色立方体（为NaCl子晶）。4件样品的石英中发育的含子矿物多相包裹体总体上类型极为单一，所见的该类包裹体体腔内只含一个立方体子矿物，未见到一个包裹体内同时含有两个或三个以上不同形态子矿物的现象，证明溶液性质比较单一，均以NaCl溶液体系为主。

东、西两矿带包裹体鉴定结果表明，液体包裹体十分发育，分布最广，数量最多，是最主要的包裹体类型，也是用于测定成矿流体形成温度及成分盐度的主要对象。在两矿带不同矿石类型中，气体包裹体和液体包裹体发育特征和规律具有明显差异。矿区除发育上述5类包裹体外，在石英、方解石中均未发现其他特殊类型包裹体。根据其发育特征及分布状态判断，均属原生包裹

体，未见次生包裹体，假次生包裹体特征也不明显。

1.1.2 流体包裹体均一温度及盐度

15 件样品中，除 LBH－38（云母片岩）中不发育流体包裹体而不能测温外，其余 14 件样品中广泛发育的液体包裹体，在 TRL－02 型冷热台、T1350 热台上采用均一法、冷冻法测定均一温度和盐度（表 5－3，表 5－4）。同时，采用均一法测定 LBH－04、LBH－17、LBH－43、LBH－54 等 4 件样品石英中含 NaCl 子矿物包裹体的 NaCl 子矿物溶解温度，并根据 H_2O－NaCl 体系冷冻温度（冰点）与 NaCl 浓度的关系（Potter，1978）获得相应的盐度结果（表 5－5）。结合流体包裹体特征，以及获得的大量温度和盐度资料表明：东、西两矿带流体包裹体形成的温度及盐度具有明显的差异。

表 5－3 龙脖河铜矿区液体包裹体均一温度

Table 5－3 The homogeneous temperature of fluid inclusions from Longbohe copper ore district

矿带	样品编号	测定矿物	包裹体类型	气液比（wt%）	大小（μm）	测定次数（N）	均一温度（℃）		备注
							范围	平均	
东矿带	LBH－03	方解石	液体包裹体	5～15	6～10	15	164～210	186	256℃大量包裹体爆裂
	LBH－04	石英	液体包裹体	10～40	10～20	20	177～265	232	243℃有少量包裹体爆裂
	LBH－08	方解石	液体包裹体	5～30	8～15	17	203～274	240	
	LBH－17	石英	液体包裹体	10～40	6～25	20	238～284	256	360℃大量包裹体爆裂
	LBH－37	石英	液体包裹体	5～10	6～8	15	179～231	205	
	LBH－39	方解石	液体包裹体	5～20	6～10	15	167～220	194	
	LBH－42	方解石	液体包裹体	5～20	6～10	10	201～275	228	
	LBH－43	石英	液体包裹体	10～40	8～30	22	194～282	237	
	LBH－45	方解石	液体包裹体	5～10	6～10	15	136～181	159	
	LBH－51	方解石	液体包裹体	5～20	6～10	11	221～259	233	
西矿带	LBH－54	石英	液体包裹体	10～40	8～30	20	216～266	241	
	LBH－59	石英	液体包裹体	10～15	6～10	15	188～261	225	596℃大量包裹体爆裂
	LBH－61	石英	液体包裹体	5～15	6～10	12	177～215	195	
	LBH－64	石英	液体包裹体	5～20	6～10	15	205～249	225	253℃大量包裹体爆裂

（1）东矿带。

①大理岩型铜矿石样品的液体包裹体均一温度绝大多数＜200℃，成矿流体盐度大多数＜6% NaCl，成矿溶液明显具低温－低盐度特征，这与该样品中仅发育液体包裹体和纯液体包裹体特征相吻合。低温实验中，液体包裹体一般在－39～－47℃就产生过冷却，溶液产生较细的灰黑色鱼鳞状 NaCl 水合物，获得该样品的液体包裹体的初熔温度为－20.3℃，证明溶液性质应以 NaCl－H_2O 体系为主。

②绿帘石化基性火山岩、基性火山角砾岩、含方解石脉的基性火山岩 4 件样品的液体包裹体均一温度在 200～240℃之间，但其形成的流体盐度绝大多数≤5% NaCl，平均盐度基本相同，明显证明流体的形成具有中温－低盐度特征，这与该 4 件样品不发育含 NaCl 子矿物多相包裹体特征相吻合。在低温实验中，该 4 件样品中液体包裹体一般在－42～53℃盐水溶液就产生过冷却，

溶液产生褐红色细鱼鳞状 NaCl 水合物，获得其液体包裹体的初熔温度为 -21.5℃，证明溶液性质仍以 NaCl - H_2O 体系为主。

表 5-4　龙脖河铜矿区液体包裹体盐度

Table 5-4　The salinity of fluid inclusions from Longbohe copper ore district

矿带	样品编号	测定矿物	包裹体类型	气液比（wt%）	大小（μm）	测定次数（N）	盐度（wt% NaCl）		初溶温度（℃）
							范围	平均	
东矿带	LBH-03	方解石	液体包裹体	5~15	6~10	15	3.9~7.1	5.5	-20.3
	LBH-04	石英	液体包裹体	10~40	10~20	12	9.6~13.6	11.5	-19.9
	LBH-08	方解石	液体包裹体	5~30	8~15	16	9.4~14.4	11.6	-26.5
	LBH-17	石英	液体包裹体	10~40	6~25	15	12~17.5	14.7	-23.3
	LBH-37	石英	液体包裹体	5~10	6~8	12	3.4~6.6	4.8	
	LBH-39	方解石	液体包裹体	5~20	6~10	10	2.4~5.5	4.1	
	LBH-42	方解石	液体包裹体	5~20	6~10	10	3.2~6.4	4.9	
	LBH-43	石英	液体包裹体	10~40	8~30	21	10.3~21.5	15.9	-20.8
	LBH-45	方解石	液体包裹体	5~10	6~10	12	2.2~5.6	4.4	
	LBH-51	方解石	液体包裹体	5~20	6~10	11	4.4~6.5	5.3	-21.5
西矿带	LBH-54	石英	液体包裹体	10~40	8~30	15	14.8~21.1	17.9	-19.1
	LBH-59	石英	液体包裹体	10~15	6~10	12	6~8	6.8	-20.7
	LBH-61	石英	液体包裹体	5~15	6~10	12	5.6~8.9	7.1	-23.1
	LBH-64	石英	液体包裹体	5~20	6~10	12	6.1~8.8	7.5	

表 5-5　龙脖河铜矿区含子矿物包裹体中 NaCl 子矿物溶解温度及盐度

Table 5-5　The salinity and the solution tenperature of daughter crystal of NaCl in daughter crystal-bearing inclusions from Longbohe copper ore district

矿　带	样品编号	测定矿物	测定次数（N）	NaCl 子矿物溶解温度（℃）	盐度（wt% NaCl）	
					范　围	平　均
东矿带	LBH-04	石英	3	223~293	32.7~36.9	35.2
	LBH-17	石英	1	245	33.8	33.8
	LBH-43	石英	6	168~259	30.3~34.6	32
西矿带	LBH-54	石英	1	256	34.5	34.5
	LBH-61	石英	3	194~238	31.5~32.8	32.1

③构造破碎带型铜矿石样品的液体包裹体均一温度范围为 177~265℃，绝大多数液体包裹体的均一温度在 225~250℃之间，平均温度为 232℃，平均盐度 11.51% NaCl，含 NaCl 子矿物包裹体中 NaCl 子矿物溶解温度为 223~293℃，获得最高盐度范围为 32.7%~36.9% NaCl，平均最高盐度为 35.17% NaCl，明显表明该样品中成矿流体的形成具中温-高盐度特征。

④3件基性火山岩型铜矿石样品中普遍发育气体－纯气体包裹体及含液体 CO_2 多相包裹体，气体成分富含 CO_2 等挥发性成分，包裹体内压较高，在加温实验中包裹体常出现未均一就产生爆裂的现象，一般加温到243～270℃就有部分包裹体产生爆裂，出现爆裂温度低于均一温度的现象，并且均一温度普遍随气液比的增大而增高，含 NaCl 子矿物包裹体中 NaCl 子矿物溶解温度也普遍随气液比的增大而增高，这种现象在 LBH－43 中最为突出：当含 NaCl 子矿物包裹体的气液比较小时，NaCl 子矿物溶解温度也比较低，其溶解温度一般在168～208℃，获得相应的盐度为30.3%～32% NaCl；而气液比较大时，NaCl 子矿物溶解温度为259℃，获得相应的盐度为34.6% NaCl。可见这3件样品中流体包裹体形成温度及溶液性质明显具中温－高盐度特征和中高温－高盐度特征。低温实验中，一般需在－75～－80℃盐水溶液才产生过冷却，溶液产生褐黑色粗网格状 NaCl 水合物，除了 LBH－08 方解石中液体包裹体的初熔温度比较低（－26.5℃）外，其余两件样品石英中液体包裹体的初熔温度为－19.9～－23.3℃，证明溶液性质仍以 $NaCl-H_2O$ 体系为主，溶液性质仍较单一，这与样品中只发育含 NaCl 子矿物包裹体而不发育含 KCl 子矿物或同时含 NaCl、KCl 子矿物等多相包裹体相吻合。总之，这3件样品成矿流体的形成温度及盐度高于本矿带中的其他样品，即火山沉积期的温度及盐度高于热液改造成矿期的温度及盐度。

（2）西矿带。

①黑云斜长变粒岩中大多数液体包裹体的均一温度在230～260℃之间，平均温度241℃，平均盐度17.9% NaCl，含 NaCl 子矿物包裹体中 NaCl 子矿物溶解温度为256℃，获得其最高盐度为34.5% NaCl，流体明显具中温－高盐度特征。在低温实验中，获得液体包裹体的初熔温度为－19.1℃，证明溶液性质仍以 $NaCl-H_2O$ 体系为主。

②2件条带状铜矿石样品均具低至中温、中等盐度特征。加温实验中，液体包裹体的均一温度虽不高，但其镜下爆裂温度却比较高，如 LBH－59 石英中液体包裹体需加温到596℃时才有大量包裹体爆裂，是由于流体中少 CO_2 等挥发成分而包裹体内压小所造成爆裂温度偏高的现象。低温实验中，该2件样品中液体包裹体一般在－45～－50℃盐水溶液就产生过冷却，气相消失，溶液产生褐红色细网格状 NaCl 水合物，获得其液体包裹体的初熔温度为－20.7～－23.1℃，证明溶液性质也主要以 $NaCl-H_2O$ 体系为主。

此外，硅化大理岩中的液体包裹体均一温度及盐度在各矿带样品中最低，但西矿带硅化大理岩的形成温度及盐度均远远高于东矿带硅化大理岩的形成温度及盐度，前者具中温－中等盐度特征，而后者具低温－低盐度特征。

1.1.3 成矿压力及流体密度

（1）成矿压力。

压力是控制成矿作用过程最重要却难以准确获得的参数之一，估算方法较多，常用有含 CO_2 包裹体的等值线（等比容）法、含 CO_2 包裹体浓度法、气体包裹体压力测定法等（卢焕章等，2004），分别适用于含 CO_2 包裹体、气成或沸腾条件。利用 ZhangY. G 等（1987）的 $NaCl-H_2O$ 体系的 P－T 等容式以及 BrownP. E 等（1989）对该 P－T 等容式的修正式，由均一温度和盐度计算求得各样品均一压力值，代表了该区成矿压力的最低值。本文采用低－中等盐度 $NaCl-H_2O$ 体系的包裹体压力测定法和 CO_2 包裹体压力测定法，测定结果见表5－6。由于缺乏其他独立地质温度计，因而难以从 $NaCl-H_2O$ 体系的 P－T－X 相图或 P－T 等容式获得真正的成矿压力值或捕获压力。但从所得到的均一压力数据仍可反映出成矿作用从早阶段到晚阶段是一个压力逐步降低的开放过程。

①东矿带10件样品中方解石、石英的形成压力为 436×10^5～725×10^5Pa，明显具中高压力特征，但其中 LBH－45 方解石的形成压力最低，仅 436×10^5Pa，具低等压力特征。东矿带成矿压力由早阶段的 702×10^5～725×10^5Pa（平均值：714×10^5Pa）下降到晚阶段的 506×10^5～684

$\times 10^5$Pa（平均值：608×10^5Pa）。

②西矿带4件样品中石英的形成压力为$564 \times 10^5 \sim 751 \times 10^5$Pa，也明显具中高压力特征。西矿带成矿压力由早阶段的751×10^5Pa下降到晚阶段的564×10^5Pa（平均值：646×10^5Pa）。

（2）流体密度。

就$NaCl-H_2O$体系而言，利用流体包裹体均一法温度与冷冻法盐度根据温度－盐度－密度图、Bodnar（1983）或Bischoff等（1991）的$T-\omega-\rho$图可以求得均一到液相体系的液体相密度，也可以查压力－温度－浓度－密度表获得密度资料，总体上，上述不同图解或查表法所获得的数值较接近。对各样品方解石、石英中发育的液体包裹体采用均一法和冷冻法同时测定其均一温度和盐度，利用盐度－均化温度－密度(3)ρ关系图，获得各样品的流体密度（ρ）结果见表5－6。由表5－6可知本矿区的成矿流体主要为中温－中高盐度和中偏高密度流体。

表5－6　龙脖河铜矿区液体包裹体均一压力和流体密度

Table 5－6　The density and homogeneous pressure of fluid inclusions from Longbohe copper ore district

矿　带	样品编号	测定矿物	包裹体类型	成矿压力（10^5Pa）	密度范围（ρ）	平均密度（ρ）
东矿带	LBH－03	方解石	液体包裹体	544	0.900～0.911	0.906
	LBH－04	石英	液体包裹体	684	0.904～0.927	0.914
	LBH－08	方解石	液体包裹体	702	0.884～0.926	0.907
	LBH－17	石英	液体包裹体	725	0.916～0.924	0.921
	LBH－37	石英	液体包裹体	582	0.875～0.894	0.885
	LBH－39	方解石	液体包裹体	506	0.871～0.897	0.884
	LBH－42	方解石	液体包裹体	637	0.847～0.863	0.856
	LBH－43	石英	液体包裹体	714	0.943～0.955	0.951
	LBH－45	方解石	液体包裹体	436	0.905～0.929	0.917
	LBH－51	方解石	液体包裹体	633	0.835～0.873	0.855
西矿带	LBH－54	石英	液体包裹体	751	0.935～0.979	0.966
	LBH－59	石英	液体包裹体	651	0.852～0.907	0.881
	LBH－61	石英	液体包裹体	564	0.901～0.920	0.913
	LBH－64	石英	液体包裹体	617	0.870～0.894	0.882

1.2　成矿流体包裹体成分

包裹体被喻为成矿溶液的原始样品，可以作为解译成矿作用的密码，数据被用来确定流体系统演化的特征（Vapnik Y.，2002）。通过破碎、分离和选纯东矿带火山沉积成矿期与火山热液改造成矿期同金属硫化物共生的石英单矿物，对其进行包裹体气液相成分分析以反演成矿溶液性状。矿物中的流体包裹体为原生包裹体，故其包裹体流体的液相和气相成分基本反映成矿流体的化学组成。据表5－7可知，无论是火山沉积成矿期还是火山热液改造成矿期，其成矿溶液性质应是含K^+、Na^+、Ca^{2+}、Mg^{2+}、Li^+、F^-、Cl^-、SO_4^{2-}等复杂成分的盐水溶液，含较多液态CO_2、$Na^+/K^+=4.38\sim9.33$，$Na^+/(Ca^{2+}+Mg^{2+})=0.61\sim1.96$，为层控热液（岩浆、地层、变质水混合型）；$F^-/Cl^-=0.004\sim0.01$，亦可能有热卤水成分。一般岩浆热液多为酸性－强酸性，

表 5-7 龙脖河铜矿区包裹体液相成分（$\times 10^{-6}$）及相关参数

Table 5-7 The composition and correlative parameters ($\times 10^{-6}$) of liquid phase of the fluid inclusions from Longbohe copper ore district

样 号	采样位置	矿化类型	分析矿物	K^+	Na^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Li^+	F^-	Cl^-	SO_4^{2-}
LI10	龙达矿段达沟河 18 号勘探线	层状、似层状基性火山岩型铜矿石	石英	0.24	2.24	1.125	0.018	0.013	0.039	3.929	0.051
Ⅲ1	龙达矿段 2 号沟	脉状、网脉状火山岩型矿石	石英	0.217	0.95	1.275	0.292	0.005	0.006	1.515	0.021
样 号	采样位置	矿化类型	分析矿物	Ca^{2+}/Na^+	Mg^{2+}/Na^+	Li^+/Na^+	F^-/Cl^-	SO_4^{2-}/Cl^-	Na^+/K^+	$Na^+/(Ca^{2+}+Mg^{2+})$	矿化度
LI10	龙达矿段达沟河 18 号勘探线	层状、似层状基性火山岩型矿石	石英	0.502	0.008	0.006	0.01	0.013	9.3	1.96	251.0
Ⅲ1	龙达矿段 2 号沟	脉状、网脉状火山岩型矿石	石英	1.34	0.006	0.005	0.004	0.014	4.4	0.61	137.3

表 5－8　龙脖河铜矿区包裹体气相成分（$\times 10^3$）及相关参数

Table 5－8　The composition and correlative parameters（$\times 10^3$）of gaseous phase of the fluid inclusions from Longbohe copper ore district

样　号	采样位置	矿化类型	分析矿物	CO_2	CO	CH_4	H_2	N_2	H_2O	$LgfCO_2$	LgfCO
LI10	龙达矿段达沟河 18 号勘探线	层状、似层状基性火山岩型铜矿石	石英	166.0	72.9	34.9	15.9	550.1	35 833.3	0.08	−0.17
Ⅲ1	龙达矿段 2 号沟	脉状、网脉状火山岩型铜矿石	石英	97.3	91.1	39.3	26.8	310.9	60 555.6	−0.36	−0.29
样　号	采样位置	矿化类型	分析矿物	$LgfCH_4$	$LgfH_2$	$LgfH_2O$	$LgfN_2$	fS_2	fO_2	pH（CO_2 法）	Eh
LI10	龙达矿段达沟河 18 号勘探线	层状、似层状基性火山岩型铜矿石	石英	−0.51	−0.84	1.69	0.71	1.99×10^{-13}	5×10^{-42}	6.2	−0.66
Ⅲ1	龙达矿段 2 号沟	脉状、网脉状火山岩型铜矿石	石英	−0.67	−0.84	1.58	0.23	1.58×10^{-12}	2.5×10^{-39}	6.9	−0.78

Na^+/K^+小于2，$Na^+/(Ca^{2+}+Mg^{2+})$大于4；热卤水：Na^+/K^+大于10，$Na^+/(Ca^{2+}+Mg^{2+})$小于1.5；混合层控热液：Na^+/K^+小于10，$Na^+/(Ca^{2+}+Mg^{2+})$=1.5~5。因此，成矿溶液应属富钠Na^+-Ca^{2+}氯化物型混合热液。包裹体气相成分简单，以H_2O、CO_2、N_2、CO为主，且$H_2O>N_2>CO_2>CO$，H_2O具绝对优势（表5-8）。H_2O/CO_2比值在火山沉积成矿期为215.86，小于火山热液改造成矿期H_2O/CO_2的比值622.36，可能表明火山沉积成矿期成矿作用更为剧烈，这与实际地质情况吻合。因为，H_2O/CO_2的比值的大小常可以反映成矿作用的强度和有利程度，其值越小，成矿作用的强度越强，成矿越有利。流体包裹体的气体成分如H_2O、CO_2、CO等之间存在各种化学反应，假定它们在包裹体被捕获时都达到了平衡，这样就可以利用各气体成分之间的平衡反应求pH、Eh等物化数据。本文计算获得的早期火山沉积成矿期与后期火山热液改造成矿期流体pH值分别为6.2和6.9，Eh值分别为-0.66和-0.78（表5-8）。可见，火山沉积成矿期相对于火山热液改造成矿期是为中性偏弱酸性更还原的环境条件，而晚期则酸性氧化性质更加明显，预示成矿作用开放性程度的增加。铜属弱碱性或两性元素，酸性环境下易活化，碱性环境沉淀，成矿溶液在地下深部高温时偏酸性，随着含矿流体上涌，温压降低，地球化学障及其他条件的叠加，如在浅部当含矿溶液与地层中的炭质层有机质产生的H_2S和岩浆水中的S^{2-}相遇时，可使溶液中的铜金属离子卸载还原形成金属硫化物。

1.3 结 论

（1）龙脖河铜矿床原生流体包裹体的研究结果表明该矿床成矿流体总体上具中温、中高盐度和中偏高密度特征。在两矿带不同矿石类型中，包裹体发育特征和[illegible]有明显差异；其流体包裹体形成的温度及盐度也具有明显的差异。火山沉积成矿期的温度[illegible]热液改造成矿期的温度及盐度。

（2）从火山沉积成矿期到热液改造成矿期成矿流体的温度、[illegible]降低，密度逐渐减少。总体上，成矿流体具中温、中高盐度和中

（3）东矿带成矿流体是高矿化度的Na^+-Ca^{2+}氯化物型。

（4）火山沉积成矿期相对于热液改造成矿期的成矿作用[illegible]而后者则酸性氧化性质更加明显，显示其氧化程度、开放程[illegible]

2 同位素地球化学

2.1 硫同位素

对东矿带主要矿石类型取3件测硫同位素，结果是：斑铜矿$\delta^{34}S=1.7‰$，黄铁矿、黄铜矿$\delta^{34}S=5.1‰$，黄铜矿$\delta^{34}S=3.9‰$。可见：东矿带中硫同位素组成都为正值，表明样品比标准陨石硫富集重硫^{34}S，$\delta^{34}S$变化范围在+1.7‰~+5.1‰，平均值为+3.6‰，离差为3.4‰，为均一硫。$^{32}S/^{34}S$平均值接近于陨石硫或幔源硫零点中心线，说明成矿物质具有深源性，矿石硫主要来源于上地幔深源岩浆。但随着矿体与个旧组白云岩接近，$\delta^{34}S$值有增大趋势（由+1.7‰到+5.1‰），显示有地层硫混合。将其与国内某些类型硫化物矿床的硫同位素$\delta^{34}S$值进行对比（图5-1），得知龙脖河铜矿东矿带硫同位素特征与甘肃白银厂、青海红沟铜矿相当，都属钠质较高的火山岩型块状硫化物铜矿床，同时也说明成矿物质硫主要来源于火山岩。

2.2 铅同位素

铅同位素研究不仅可用于模式年龄定年和成矿物质来源探讨，还可用于化探与找矿评价。矿区不同类型矿石和围岩的铅同位素组成见表5-9、表5-10。

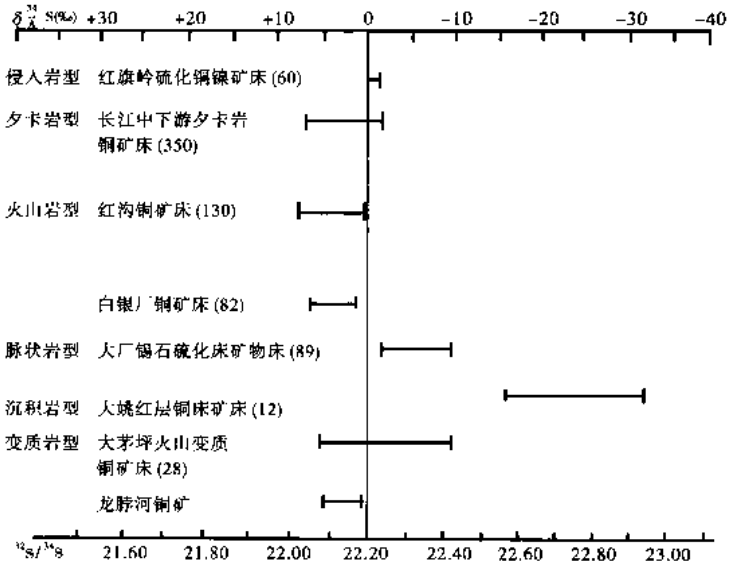


图 5－1　国内某些类型硫化物矿床的硫同位素组成及$^{32}S/^{34}S$比值（依赵嘉琪，1997）

Fig. 5－1　The ratio and sulfur isotope composition of the some sulphide typical deposit in domestic

表 5－9　龙脖河铜矿东矿带铅同位素分析数据

Table 5－9　The lead-isotope data of the eastern zone in longbohe copper doposit

样号	样数	岩矿石特征	采样地点	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	资料来源
PD2－1	2	斑铜矿矿石	PD2	20.346	15.731	41.131	常向阳等，2000
7903A－2	2	斑铜矿矿石	3 号钻孔	20.785	15.763	42.272	
7903A－1	1	斑铜矿矿石	3 号钻孔	19.799	15.671	40.758	
308－12#	1	含矿火山岩	34 线 9 号孔	19.927	15.745	40.084	
YL－4	1	破碎带型铜矿	34/94－10	19.466	15.737	40.291	
YL－59	1	大脉黄铜矿	34/94－05	19.221	15.667	40.122	
306－12－1	1	古生代页岩		18.498	15.744	38.896	
306－12－2	1	古生代页岩		18.498	15.752	38.895	
306－12－3	1	古生代页岩		18.513	15.806	39.104	
306－12－4	1	古生代页岩		18.435	15.707	38.847	
306－12－5	1	古生代页岩		18.430	15.701	38.774	
306－12－6	1	古生代页岩		18.548	15.722	38.909	
308－13	1	辉绿岩	9 号钻孔	19.396	15.697	40.670	
308－19－3	1	火山岩	9 号钻孔	18.833	15.619	39.409	
308－19－5	1	含铜火山岩	9 号钻孔	18.966	15.650	39.268	
306－7，8	1	基性火山岩	新街	18.740	15.622	39.077	
YL－55	1	基性火山岩	9 号沟	21.143	15.858	41.785	

续 表

样号	样数	岩矿石特征	采样地点	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	资料来源
YL－75	1	斑铜矿矿石	3 号钻孔＋148 米	20.818	15.776	41.649	
306－4	1	细晶碳酸盐岩		18.720	15.917	39.599	常向阳等，2000
306－5	1	粗晶大理岩		18.819	15.690	39.149	
306－6	1	含矿大理岩		18.571	15.698	38.883	
	1	斑铜矿	基性岩中石英脉	18.667	15.729	39.444	
	1	黄铜矿、黄铁矿	缓倾斜构造破碎带	18.720	15.915	39.461	本文
	1	黄铜矿	白云质灰岩与基性岩接触带	18.396	15.651	38.779	
YL－94	1	变钠质火山岩	5 号钻孔	19.275	15.677	40.564	
YL－89	1	变钠质火山岩	5 号钻孔	19.150	15.662	39.996	
YL－92	1	变钠质火山岩	5 号钻孔	19.498	15.708	42.621	
YL－95	1	变钠质火山岩	5 号钻孔	19.697	15.701	41.019	
YL－90	1	火山岩含矿层	34/94－05	20.475	15.856	40.846	
YL－91	1	变钠质火山岩		18.943	15.536	38.335	
7102－1	1	斑铜矿矿石	1 号钻孔	20.913	15.763	41.720	
8702－1	1	斑铜矿矿石	1 号钻孔	19.525	15.672	40.221	
8702－2	1	斑铜矿矿石	2 号钻孔	19.321	15.667	40.150	
308－10#	1	含大脉矿火山岩	34 线 7 号孔	19.141	15.668	40.268	
308－4	1	含细脉矿火山岩	7 号钻孔	18.218	15.576	38.745	
308－9	1	含细脉矿火山岩	7 号钻孔	18.832	15.632	39.540	
YL－90－0	1	细脉黄铜矿石		22.773	15.931	45.779	
YL－1	1	大脉矿石		19.228	15.656	40.129	邹日等，1996
YL－59－1	1	大脉型斑铜矿		19.233	15.679	40.130	
308－14	1	大脉型黄铜矿		19.128	15.606	39.962	
YL－59－2	1	大脉型黄铜矿		19.207	15.663	40.156	
YL－59－3	1	大脉型黄铜矿		19.195	15.623	40.039	
YL－59－4	1	大脉型黄铜矿		19.256	15.701	40.228	
YL－59－5	1	大脉型黄铜矿		19.216	15.670	40.166	
7903A－DF1	1	大脉状斑铜矿		19.799	15.671	40.758	
7902－DF2	1	大脉状黄铜矿		19.065	15.744	39.654	
YL－74	1	细脉黄铜矿石		20.050	15.708	40.544	
PD2－DF－1	1	细脉状斑铜矿		20.668	15.761	41.527	
PD2－DF－2	1	细脉状黄铜矿		20.023	15.701	40.734	
7903A－DF2	1	细脉状黄铜矿		20.752	15.749	42.894	
306－6#	1	条纹状斑铜矿		18.585	15.693	39.071	

表 5－10　龙脖河铜矿西矿带铅同位素分析数据

Table 5－10　The lead-isotope data of the western zone in longbohe copper doposit

序号	岩矿石名称	样品编号	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	资料来源
1	大理岩	18－5	19.311	15.655	39.250	
2	白云母片岩	18－9	19.544	15.643	39.981	
3	含铜大理岩	18－11	57.958	18.184	45.737	
4	含铜阳起石岩	18－12	44.861	17.402	40.668	
5	花岗岩细脉	18－13	37.608	16.892	43.569	
6	矿化阳起石岩	18－14	32.636	16.580	40.769	
7	硅质岩	18－15	38.551	16.899	40.458	
8	片状角闪石岩	18－16－1	31.090	16.392	45.655	
9	块状角闪石岩	18－16－2	24.011	16.055	39.768	
10	钙质片岩	18－17	19.842	15.653	39.691	
11	白云母片岩	18－18	22.774	15.827	41.991	
12	暗色糜棱岩	15－2	19.464	15.661	39.928	
13	细脉状斑铜矿	YL－7	19.737	15.733	39.352	
14	矿化带	15－8	22.772	15.848	43.371	邹日等，1996～1997
15	矿化带	15－9	23.903	15.937	42.162	
16	矿化带	15－10	25.247	16.002	43.210	
17	矿化带	15－11	30.581	16.410	44.951	
18	矿化带	15－13	23.327	15.908	42.814	
19	长英质糜棱岩	15－14	17.949	15.468	38.483	
20	构造岩	15－16	19.341	15.684	39.696	
21	透闪大理岩	15－17－1	19.159	15.713	39.696	
22	含炭质片岩	15－19－2	18.886	15.666	39.368	
23	越南生权铜矿石	S－1	72.805	19.216	42.649	
24	条纹状黄铜矿	15－12－1	18.549	15.563	39.145	
25	细脉状黄铜矿	15－12－2	22.235	15.799	42.877	
26	瑶山斜长角闪岩	YL－27	19.110	15.682	38.557	
27	哀牢山斜长角闪岩	YH－19	18.488	15.649	38.736	
28	哀牢山斜长角闪岩	YL－82	18.042	15.565	38.468	

备注：样品 1～16 取自龙脖河 KD94－16 号槽，+490mm；样品 17～22 取自龙脖河河边矿化露头，海拔 +130m。

分析单位：中国科学院广州地球化学研究所同位素地球化学研究室。

2.2.1　东矿带

东矿带 55 个矿石样品中，斑铜矿、黄铜矿、黄铁矿的铅同位素组成范围较小。$^{206}Pb/^{204}Pb$ = 18.218～22.773，平均值为 19.373；$^{207}Pb/^{204}Pb$ = 15.536～15.931，平均值为 15.708；$^{208}Pb/^{204}Pb$ = 38.335～45.779，平均值为 40.185。根据多伊尔（1979）的研究，目前一般以太平洋海泥中铅

同位素平均值为近代正常铅的代表，$^{206}Pb/^{204}Pb = 18.773$，$^{207}Pb/^{204}Pb = 15.681$，$^{208}Pb/^{204}Pb = 38.736$。东矿带铅同位素组成与此数据基本吻合，说明东矿带铅同位素组成基本属正常铅范围。

铅同位素也用作成矿物质来源的指示剂，铅同位素的源区特征值 u（$^{238}U/^{204}Pb$）可反映成矿物质的大致来源：u 值低的来自下地壳或上地幔；正常铅 u 值变化在 8～10 之间。龙脖河铜矿东矿带基性岩中斑铜矿石英脉型铜矿石、缓倾斜构造破碎带型铜矿石、白云岩与基性岩接触带型铜矿石及辉绿岩型铜矿石 u 值分别为 9.61、9.80、9.88、9.75（杨金富，1999），介于 9.61～9.88 之间，属正常铅。在 $^{208}Pb/^{204}Pb - ^{206}Pb/^{204}Pb$，$^{207}Pb/^{204}Pb - ^{206}Pb/^{204}Pb$ 图解上（图 5－2）分别落入加利福尼亚、俄勒冈和内华达中生代及新生代火成岩和矿床区。本矿区矿石铅和俄勒冈火山岩铅一致，属地幔和上地壳混合物。

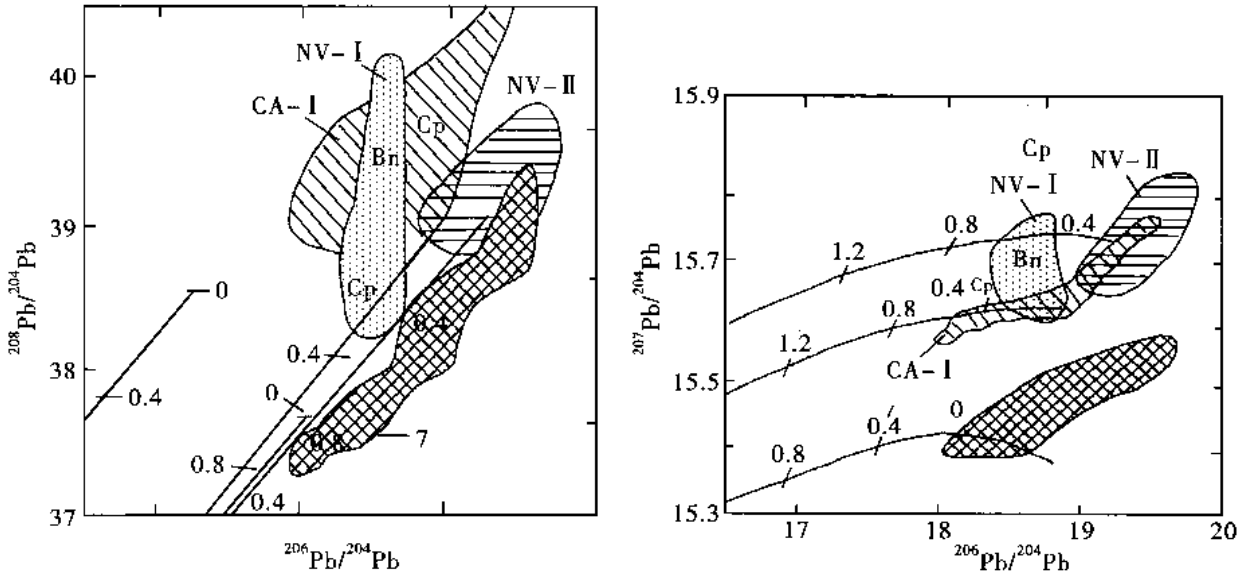


图 5－2 $^{208}Pb/^{204}Pb$、$^{207}Pb/^{204}Pb$、$^{206}Pb/^{204}Pb$ 图解（依杨金富，1999）

Fig. 5－2 The diagrams of $^{208}Pb/^{204}Pb$ and $^{207}Pb/^{204}Pb$ vs $^{206}Pb/^{204}Pb$

在 Zartman 范围Ⅱ之内的、包括加利福尼亚 Franeiscan 建造玄武岩数据的加利福尼亚（CA），俄勒冈和内华达（NV）中生代火成岩和矿床的 $^{208}Pb/^{204}Pb$ 和 $^{207}Pb/^{204}Pb$ 对 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 的图解

东矿带基性岩中，斑铜矿石英脉型铜矿石、缓倾斜构造破碎带型铜矿石、白云岩与基性岩接触带型铜矿石以及辉绿岩型铜矿石的模式年龄分别为 82Ma、172Ma、230Ma、153Ma，说明龙脖河铜矿的成矿作用存在印支—燕山多期次叠加富集，黄铜矿早于斑铜矿生成。采自个旧组底部白云岩型铜矿石铅同位素模式年龄值为 230Ma ±，近于该地层形成时代（中三叠世：240～230Ma）。采自构造破碎带中矿石铅同位素模式年龄值为 172Ma ±（燕山期）；而采自基性岩床内的石英脉型矿石铅同位素模式年龄值为 82Ma（燕山晚期）。野外观察得知：区内存在两次基性岩浆侵入活动，如若包括火山活动，则本区应有 3 次以上热事件，即火山沉积形成地层时期和两次以上火山－岩浆侵入时期，显示本区成矿作用具多阶段特征。因此，龙脖河铜矿东矿带中的铅是来自上地壳与上地幔的混合源铅。成矿物质以深源为主，可能有少量壳源铜质加入，且受火山作用旋回控制，并与喷气作用有关，所有这些都预示着东矿带有形成大矿的可能。

$^{207}Pb/^{204}Pb - ^{206}Pb/^{204}Pb$ 图上（图 5－3）看出：龙脖河矿区和大红山矿区的铜矿石与变钠质火山岩的分布范围基本一致（仅有少数矿石铅同位素样品含较富放射成因铅），二者都落在华南上地幔和上地壳之间，说明矿质与火山岩同源，来自受混染的上地幔，推测为壳幔相互作用的产物，不排除有部分壳源铜质的加入以及后期成矿作用的叠加。也正是这种壳幔相互作用，使得变

钠质火山岩和其中的铜矿在铅同位素组成上具明显区域富 Th－Pb 和 U－Pb 的特点，也是使矿质得以从上地幔中分异出来并成矿的重要控制因素。

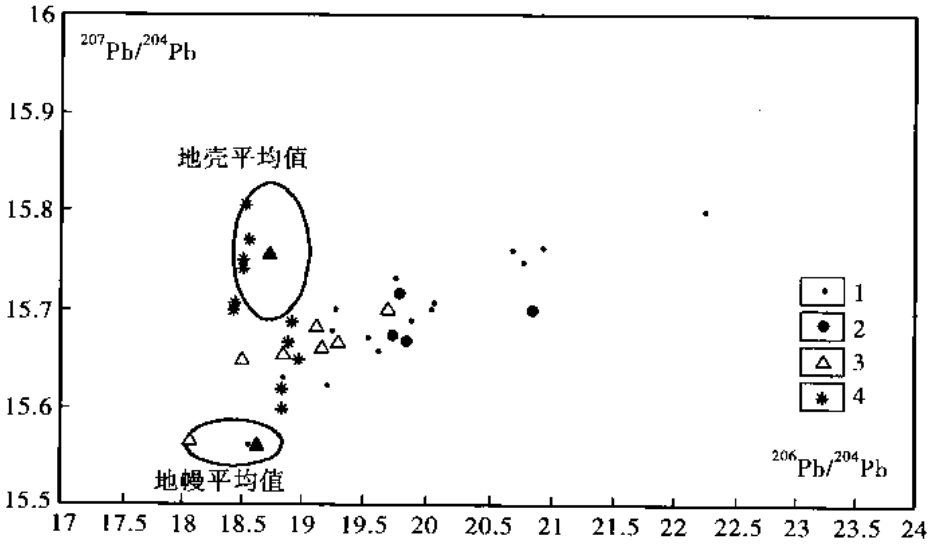


图 5－3　红河成矿带铜矿物源的铅同位素示踪（依邹日等，1997）

Fig. 5－3　The Pb isotopic trace to ore－forming material source of copper deposits in Honghe ore-forming zone

1. 龙脖河铜矿石　2. 大红山铜矿石　3. 变钠质火山岩　4. 沉积岩

（区域地壳和地幔平均值据朱炳泉，1995）

2.2.2　西矿带

西矿带 28 个矿石样品中，斑铜矿、黄铜矿、黄铁矿的铅同位素组成范围较大。$^{206}Pb/^{204}Pb$ = 17.949～72.805，平均值 27.063；$^{207}Pb/^{204}Pb$ = 15.468～19.216，平均值 16.167；$^{208}Pb/^{204}Pb$ = 38.468～45.737，平均值 41.107。此数据与太平洋海泥中铅同位素平均值也基本吻合，说明西矿带铅同位素组成基本属正常铅范围。从矿石铅同位素组成特征可看出：西矿带哀牢山群中铜矿化与越南生权大型铜矿床具有相同的物质来源，在 $^{207}Pb/^{204}Pb$－$^{206}Pb/^{204}Pb$ 图上（图 5－4），生权铜矿矿石刚好落在西矿带哀牢山群中铜矿化组成的等时线上，且富含放射成因铅。

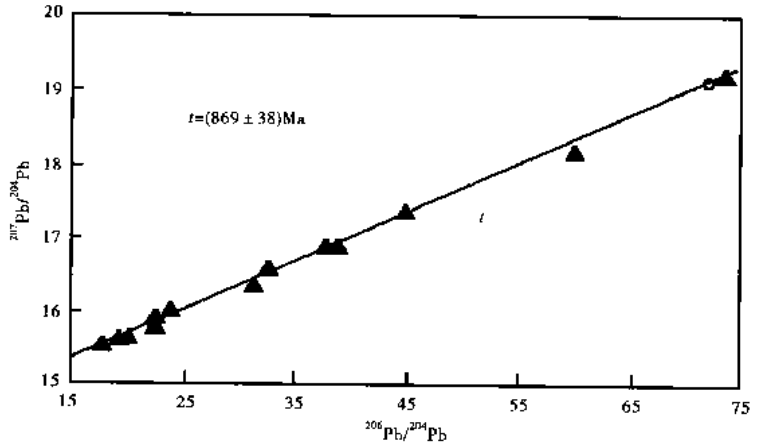


图 5－4　铜矿石 Pb/Pb 等时线图（据常向阳等，1998）

Fig. 5－4　The Pb/Pb isochron diagram of the copper ore

黑色三角形为龙脖河西矿带样品；小圆形为生权铜矿样品

图 5－5 说明，龙脖河铜矿东矿带和西矿带矿石、火山岩、地层围岩、哀牢山群和瑶山群同位素组成大致分布在较集中的区域，具有同源和继承性。

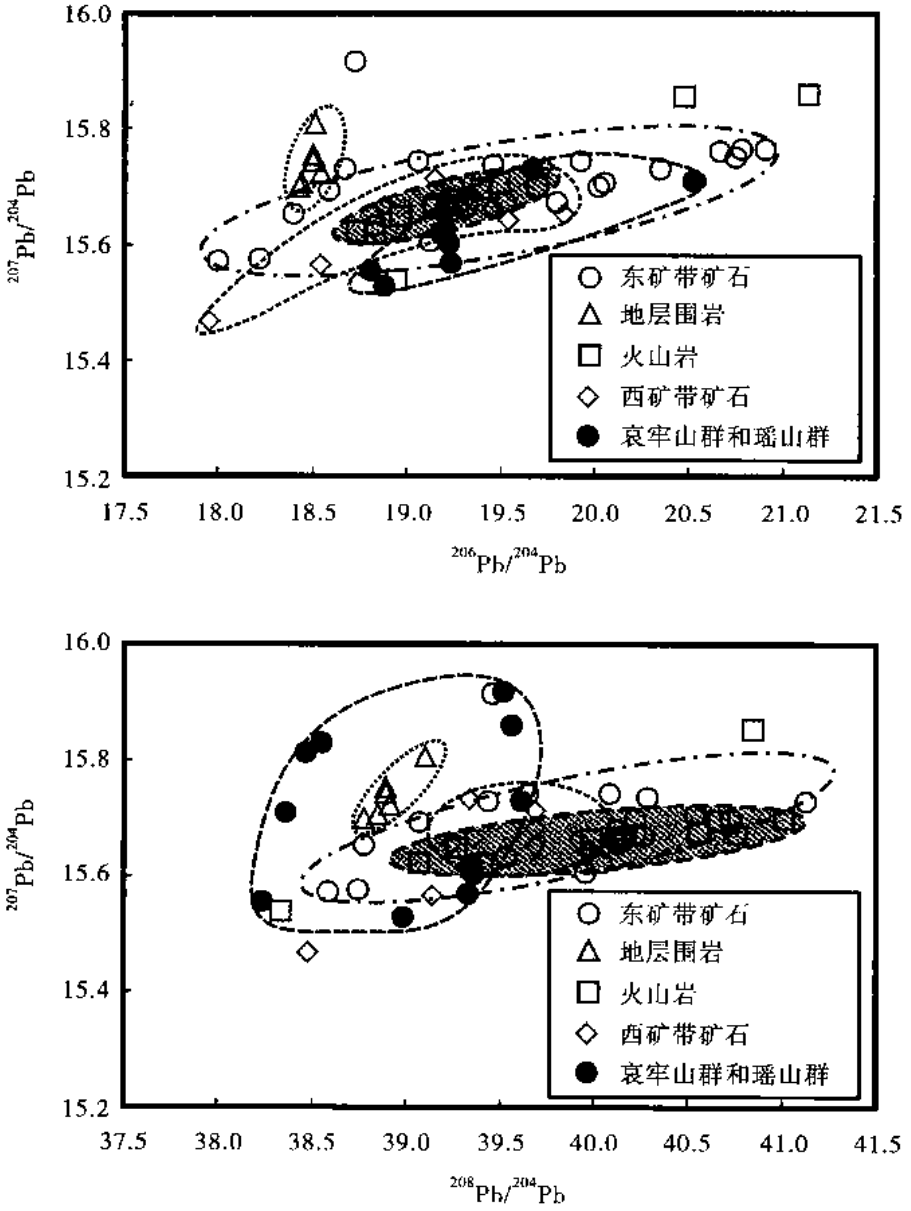


图 5－5 $^{208}Pb/^{204}Pb$、$^{207}Pb/^{204}Pb$、$^{206}Pb/^{204}Pb$ 图解

Fig. 5－5 The diagram of $^{208}Pb/^{204}Pb$ and $^{207}Pb/^{204}Pb$ vs $^{206}Pb/^{204}Pb$

2.3 氢氧同位素

成矿流体是矿床，尤其是热液矿床形成时最重要的含矿介质，在矿质活化、迁移和沉淀过程中起极重要的作用。因此，研究清楚热液流体的来源，对深入了解成矿作用机制，查明矿床成因，总结成矿规律具有十分重要的意义。

挑选东矿带火山沉积成矿期与火山热液改造期与金属硫化物共生的石英单矿物 2 件做氢氧同位素分析。氧同位素采用常规 BrF_5 法；而氢同位素则使用爆裂法取包裹体水，锌法制氢，再用 MAT251EM 质谱计测定。其中，氧同位素测试精度 ±0.2‰，氢同位素精度 ±2‰，测试结果列于表 5－11。由表可见，无论火山沉积成矿期还是火山热液改造期，流体 δD 值均小，不同于正

常岩浆水、海水和变质水范围，表明这三种水都不可能单独成为其主要来源。据佐佐木昭（1984）资料，岩浆水：$\delta D = -48‰ \sim -80‰$，$\delta^{18}O = +6‰ \sim +9‰$；变质水：$\delta D = -20‰ \sim -65‰$，$\delta^{18}O = +5‰ \sim +25‰$。将本矿带氢氧同位素组成与佐佐木昭资料对比，则 δD 值为 $-75.3‰ \sim -77.0‰$，相当于岩浆水范围；氧同位素 δO^{18} 值为 12.28‰～16.22‰，相当于变质水范围。将氧同位素数据、矿物形成温度代入矿物－水体系平衡分馏公式 $1\,000\ln\alpha_{石英-水} = 3.38\times10^{6}T^{-2} \sim 3.40\times10^{6}T^{-2}$，计算出与矿物同位素交换达到平衡时的成矿流体氧同位素组成，也列于表 5－11，$\delta^{18}O_{H_2O}$ 为 3.25‰～7.16‰，平均值为 5.20‰，相当于再生水、岩浆水（3‰～25‰），且与岩浆水低限（4‰～7‰；张理刚，1985）一致。另外，热卤水的 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 值为 $-1.83‰ \sim +6.93‰$。将本矿带氢氧同位素值投影在 $\delta D-\delta^{18}O$ 图解（图 5－6）上，样品分别落入原始岩浆水及接近岩浆水的地下热水区。可见，东矿带成矿溶液主要来源于岩浆水、地下热卤水和变质水的混合型水。

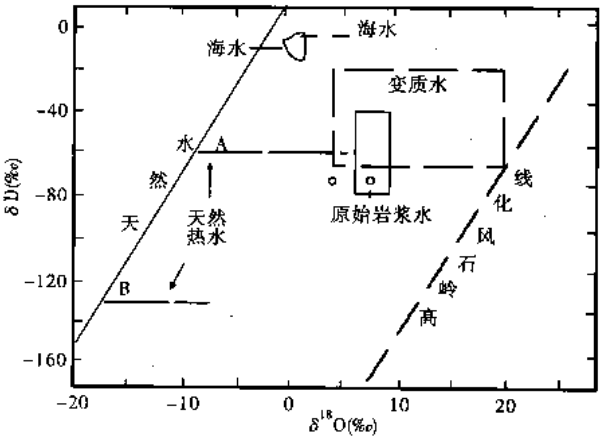


图 5－6　不同成因水的同位素组成简图

（Sheppard，1977）

Fig. 5－6　The sketch of isotope components from the different original water

表 5－11　龙脖河铜矿区氢氧同位素组成

Table 5－11　The components of hydrogen and oxygen isotopes of ores from Longbohe copper deposit

矿石类型	分析矿物	δD‰ SMOW	$\delta^{18}O$‰ SMOW	$\delta^{18}O_{H_2O}$‰ 计算值	成矿温度（℃）
黄铜矿、黄铁矿、石英脉	石英	－77.0	16.22	7.16	258
含黄铜矿石英脉	石英	－75.3	12.28	3.25	294

3　稀土元素地球化学

3.1　东矿带稀土含量及配分特征

A·G·赫尔曼（1974）认为，玄武岩中的稀土元素丰度，在温度达 400℃的低级变质作用时可基本保持不变，所以可用稀土元素来划分细碧岩的类型及判断矿床成矿物质来源。东矿带变火山岩样品稀土元素分析结果见表 4－5，23 件样品稀土元素总量 ∑REE 为 $33.42\times10^{-6} \sim 252.7\times10^{-6}$、LREE/HREE 为 1.67～7.75、（La/Yb）n 为 0.84～8.33、（La/Sm）n 为 0.67～3.19、（Gd/Yb）n 为 1.03～2.84、Eu/Sm 为 0.21～0.81，为轻稀土富集型，无明显 Ce、Eu 异常，与碱性玄武岩系列相当。矿石样品 $\delta Eu<1$ 为铕亏损型，Eu/Sm 低，说明分异程度较高，是基性火山岩演化的结果。钠长辉绿岩稀土元素分布模式和变化范围与变钠质火山岩相近，但具有明显的铕正异常。电气石火山角砾岩强烈富含 Cu、Zn、Co 和 Ni 等成矿元素，Zr、Nb 和 Th 等元素也明显富集，但稀土元素强烈亏损，证明其中硼质与下伏蒸发岩地层或古洋壳有关。从 Sm/Nd 比值为 0.20～0.35 分析，物源不完全来自地慢，应是壳幔混合来源，排除了为洋中脊火山岩组合的可能。再从 MgO 含量大多小于 7% 来判断，也不符合洋中脊火山岩特征（其 MgO 含量大于 7%）。

进一步从含矿岩系以中基性火山岩为主的组成特点且富 Na_2O 的情况来看，应排除其为大陆裂谷双峰式火山岩系的可能。

从球粒陨石标准化的稀土元素配分模式图上看，大部分岩石稀土分布曲线形态相似，只是略有上下相对位移，呈微向右倾斜的轻稀土富集型，即轻稀土元素从略富集型到略亏损型，个别甚至轻稀土亏损（图4－17）。大红山群变钠质火山岩、龙脖河矿区浅变钠质火山岩及哀牢山岩群中的火山岩主要为轻稀土富集型（图4－36），稀土元素配分模式与典型的大陆边缘的中基性火山岩的稀土配分模式极为相似，土元素配分模式也与大红山群含铁、铜变钠质火山岩系十分相似。稀土元素虽有较强的抗变质能力，但在变质交代作用中原矿物解体和新矿物形成可使稀土元素局部迁移。因此稀土元素分布曲线的上下位移也极有可能与交代、变质作用有关。此种现象在许多变基性岩中可观察到，如澳大利亚芒特艾萨（Mount Isa）与铜矿化有关的变基性火山岩的研究表明，稀土元素分布曲线的位移与绿泥石化明显相关。东矿带样品 YL－90 与 YL－91 相距2米左右，属同一火山旋回，稀土元素分布曲线十分相似。但样品 YL－91 的稀土元素含量是 YL－90 的2～3倍。由于样品 YL－90 位于铜矿体内，存在较强的交代作用，贫稀土元素的磁铁矿明显富集，使岩石稀土含量相对变低；而样品 YL－91 位于铜矿体外，稀土元素含量没有明显变化；这与 YL－89 相一致可以得到旁证。样品 308－2、308－3 与 308－8 也是同一钻孔相距较近的样品，稀土元素分布曲线也十分相似，但相对位移明显，其原因也是样品 308－2 与 308－3 靠近铜矿体，而样品 308－8 离矿体较远，应具有接近原岩的稀土元素含量。因此，在变基性火山岩，特别是细碧岩中，稀土元素分布曲线的形态和元素相对比值仍是判别原岩形成构造环境和成矿物质来源的重要标志，而（Na_2O+K_2O）－SiO_2、Zr/TiO_2－Nb/Y 等判别图则不甚可靠。

3.2 西矿带稀土含量及配分特征

（1）公鸡山矿段和茅草坪矿段。

采集5件岩矿石样品作稀土分析。其中，公鸡山矿段采集1件（乌都坑组斜长角闪变粒岩）；茅草坪矿段采集4件（1～3号样品分别在于北、中、南三个脉型含铜磁铁矿矿体上采集，4号样在大梁子铜矿体上采集）。公鸡山矿段样品可代表西矿带含矿围岩的稀土含量及配分特征；茅草坪矿段样品可代表两种不同类型铜矿（化）的稀土含量及配分特征。从表5－12、表5－13、图5－7分析认为：

①从矿化围岩到铜矿石稀土总量都较高。公鸡山矿段乌都坑组中的铜矿化围岩斜长角闪变粒岩的稀土总量（414.7×10^{-6}）与相当时代的元谋群最老的普登组中斜长角闪片岩稀土总量（344.54×10^{-6}）及大红山群底巴都组中的条带状混合岩稀土总量（293.36×10^{-6}）相比都还要高，表明本矿带岩石的稀土元素属高富集型。茅草坪矿段两种类型铜矿石的稀土总量都很高，与公鸡山矿段相比已高出3～7倍。若从云南相同矿石类型的昆阳群迤纳厂组铜磁铁矿稀土特征相比，迤纳厂总量为 $1\ 124.7\times10^{-6}$

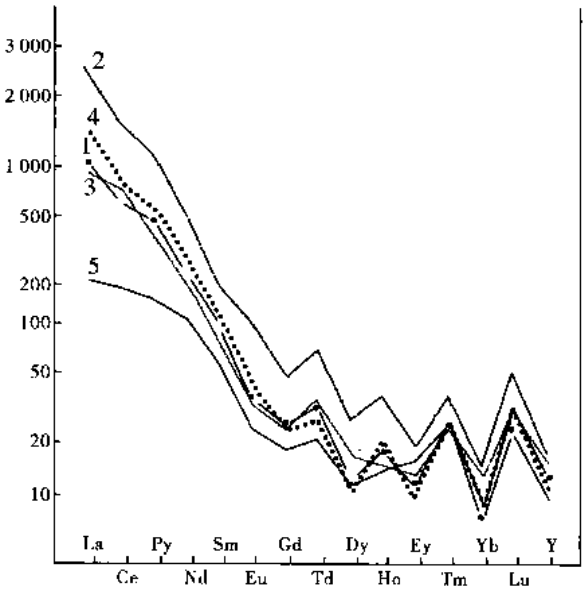


图5－7 龙脖河铜矿公鸡山—茅草坪矿段稀土元素配分模式图

（依西南有色地质勘查局，1995）

Fig. 5－7 The REE partitioning model diagram in the Gongjishan-maocaoping ore block from the Longbohe copper deposit

1，2，3. 茅草坪含铜磁铁矿矿石 4. 茅草坪混合岩化含铜变粒岩 5. 公鸡山斜长角闪变粒岩

表 5－12　公鸡山、茅草坪含矿岩石稀土元素含量（$\times 10^{-6}$）及标准化值

Table 5－12　The REE contents and standardized data in the Gongjishan and maocaoping ore

样号	数值	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y
M_1	A	395	612	62.8	153	18.8	4.07	7.96	1.90	4.67	1.53	2.89	1.01	1.27	0.896	15.7
	B	1 045	627	455.1	213.7	81.7	47	25.6	33.5	12.0	17.6	11.3	25.3	5.1	23.2	8.0
M_2	A	954	1 590	152	355	42.1	7.76	15.1	3.81	10.5	3.27	4.42	1.78	3.51	1.84	31.3
	B	2 523.8	1 629.1	1 101.4	495.8	183.0	89.6	48.6	67.1	26.9	37.7	17.3	44.6	14.1	47.5	16
M_3	A	376	697	61.3	141	17.2	3.05	7.96	1.90	6.44	1.24	3.11	0.952	3.03	1.12	30.0
	B	994.7	714.1	444.2	196.9	74.8	35.2	25.6	33.5	16.5	14.3	12.2	23.9	12.2	28.9	15.3
M_4	A	567	789	81.7	203	22.6	3.81	7.96	1.54	3.79	1.71	2.00	1.14	1.75	1.27	17.9
	B	1 500	808.4	592	283.5	98.3	44.0	25.6	27.1	9.7	19.7	7.8	28.6	7.0	32.8	9.1
G_1	A	82.2	178	21.7	73.6	13.0	2.16	5.70	1.19	4.52	1.26	3.89	1.01	1.75	1.12	23.6
	B	217.5	182.4	157.2	102.8	56.5	24.9	18.3	20.9	11.6	14.5	15.3	25.3	7.0	28.9	12.0

资料来源：西南有色地勘局地研所，1994。

表 5－13　稀土配分特征参数计算数据

Table 5－13　The REE partitioning characteristic parameter in the Gongjishan and maocaoping ore

样号	∑REE	LREE	HREE	LREE/HREE	∑Ce	∑Sm	∑Yb	δEu	δCe	Sm/Nb	La/Yb	La/Sm	Ce/Yb	∑Ce/∑Yb
M_1	1 283.50	1 245.67	37.83	32.93	1 222.8	38.93	21.77	0.876	0.996	0.123	311.024	21.011	481.890	56.180
M_2	3 176.39	3 100.86	75.53	41.05	3 051	82.54	42.85	0.774	1.079	0.119	271.794	22.660	452.992	71.202
M_3	1 351.30	1 295.55	55.75	23.24	1 275.3	37.79	92.5	0.701	1.199	0.122	124.092	21.861	230.033	13.787
M_4	1 706.17	1 667.11	39.06	42.68	1 640.7	41.41	24.06	0.710	0.907	0.111	324	25.089	450.857	68.192
G_1	414.70	370.66	44.04	8.42	355.5	27.83	31.37	0.666	1.139	0.177	46.971	6.323	101.714	11.323

备注：①∑REE—稀土元素总量；LREE—轻稀土元素量；HREE—重稀土元素量；LREE/HREE—轻稀土与重稀土的比值。②∑Ce—铈族稀土总量；∑Sm—中间过渡族稀土总量；∑Yb—钇族稀土总量；∑Ce/∑Yb—铈族与钇族稀土总量比值。③δEu—铕异常系数；当 $\delta Eu > 1$ 为铕富集型；$\delta Eu < 1$ 为铕亏损型；$\delta Eu \approx 1$ 为无铕异常。δCe—铈异常系数。④Sm/Nb、La/Yb、La/Sm、Ce/Yb—主要稀土分量的浓度比值。⑤M_1、M_2、M_3—茅草坪北部、中部、南部含铜磁铁矿；M_4—茅草坪铜矿化的黑云角闪斜长变粒岩（22 号地质点）；G_1—公鸡山老寨吃水沟含铜角闪斜长片岩、变粒岩组合样。A 为岩石测定值，B 为岩石测定值/黑德球粒陨石丰度值之比（西南有色地勘局地研所，1994）。

~3 776.7 × 10^{-6}，平均值2 070.88 × 10^{-6}，与茅草坪矿段的稀土总量非常相似，都属轻稀土富集型，其中∑Ce/∑Yb 在迤纳厂为 3.08 ~ 6.81，在茅草坪矿段为 13.78 ~ 71.20，表明后者的铈族稀土富集程度高得多。迤纳厂 δEu 铕异常系数为 1.47 ~ 2.82，茅草坪矿段为 0.701 ~ 0.876，两者特征相反，前者为铕富集型，后者为铕弱亏损型，表现出它们的稀土演化特征存在差异。

②从稀土元素配分模式图（图 5 - 7）看，本矿带稀土分布曲线形态都为向右陡倾的铈族富集型，且以 Tb - Lu 段折线的起伏幅度大为特点。若从曲线图变化的一致性看，公鸡山矿段稀土曲线在图的最下面，铜矿（化）石的稀土曲线都在上面，表明有继承性，即成矿物质来源于地层岩石，再从两种铜矿石类型的稀土总量来看，含铜磁铁矿脉型最高，2 号样品达 3 176.39 × 10^{-6}，可能与它至少有两次以上的矿化活动有关，而且后期的铜矿化又是叠加在早期的矿（化）体之上，叠加的结果必然使其富集程度相对增高。若从曲线形态与迤纳厂对比来看，都很近似，有人认为迤纳厂的铜铁物质来源与钠质基性火山岩有关，这与茅草坪矿段乌都坑组原岩存在大量基性火山物质也具类似的特征，都是矿源层改造的结果。

（2）大梁子矿段。

西南有色地勘局滇东南科研组（1995）共采集 4 件岩矿石样品做稀土元素分析，以及越南生权铜矿石 1 件样品（表 5 - 14）。大梁子矿段稀土元素配分模式图上所有曲线基本一致，呈向右倾斜的起伏波状（图 5 - 8），反映出西矿带大梁子矿段与越南生权铜矿、花岗岩、混合质岩脉、角闪岩有完全一致的稀土元素地球化学特征，同时显示了它们之间的成因联系。

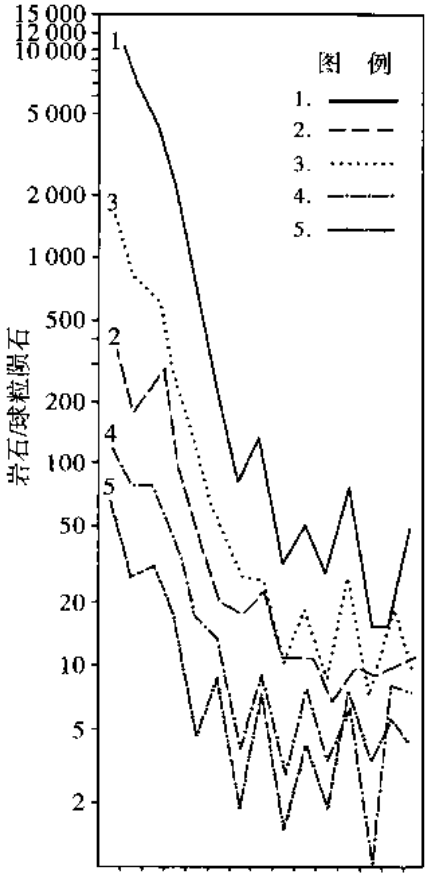


图 5 - 8　龙脖河铜矿大梁子矿段稀土元素配分模式图（依杨志翔，张泰身等，1995）

Fig. 5 - 8　The REE partitioning model diagram in the Daliangzi ore block from the Longbohe copper deposit

1. 生权铜矿矿石　2. 角闪岩　3. 大梁子矿段铜矿石　4. 花岗岩　5. 长英岩脉

从铜矿石稀土元素特征参数表（表5－15）中可以看出：

①西矿带大梁子矿段与生权铜矿矿石都富集稀土：ΣREE＝0.007 5w%～1.36w%，LREE/HREE＝42.7～146.8，特别富轻稀土。

②从5件样品的Sm/Nd及δEu等数值看，它们大体相同，反映了它们之间成因相似性，都属沉积变质型铜矿床，西矿带的主要地质特征与越南生权铜矿的地质特征基本相似，因此，西矿带具有寻找“生权式”铜矿的条件和前景。

表5－14　大梁子矿段和越南生权铜矿稀土元素含量（$\times10^{-6}$）及比值

Table 5－14　The REE contents（$\times10^{-6}$）and ratio in the Daliangzi ore block and the Shengquan coppper deposit，Vietnam

序号	岩（矿）石特征	元素	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb
1	生权铜矿石	分析值	4 640	6 710	598	1 420	121	19.5	23	7.2
		标准化值	12 275	6 875	4 333	1 983	526	225	74	0.27
2	角闪岩	分析值	120	186	41	67.5	9.70	1.76	5.47	1.31
		标准化值	317	190	297	94	42	20.3	17.6	23.10
3	大梁子铜矿石	分析值	567	789	81.7	203	22.6	3.81	7.96	1.54
		标准化值	1 500	808	592	284	98.3	44.0	25.6	27.1
4	花岗岩	分析值	47.0	72.8	10.4	29.2	3.88	1.12	1.15	0.50
		标准化值	124.3	74.6	75.4	40.8	16.9	12.9	3.70	8.8
5	长英脉体	分析值	24.6	26.4	4.25	11.7	0.94	0.78	0.56	0.44
		标准化值	65.1	27.0	30.8	16.3	4.1	9.1	1.80	7.7

序号	岩（矿）石特征	元素	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	
1	生权铜矿石	分析值	10.6	4.12	6.48	2.81	3.6	0.55	33.5	
		标准化值	27.2	47.5	25.4	70.4	14.6	14.3	17.1	
2	角闪岩	分析值	4.33	1.03	2.28	0.44	2.24	0.22	26.73	
		标准化值	11.1	11.9	8.9	11.0	8.99	5.68	13.6	
3	大梁子铜矿石	分析值	3.79	1.71	2.0	1.14	1.75	1.27	17.9	
		标准化值	9.7	19.7	7.8	28.6	7.0	32.8	9.1	
4	花岗岩	分析值	1.06	0.65	0.79	0.23	0.22	0.30	5.65	
		标准化值	2.7	7.1	3.1	5.9	0.88	7.7	2.9	
5	长英脉体	分析值	0.55	0.35	0.46	0.29	0.77	0.21	3.0	
		标准化值	1.42	4.1	1.82	7.3	3.1	5.3	1.5	

西南有色地质勘查局，滇东南区带科研报告，1996。

表 5－15 大梁子矿段和越南生权铜矿稀土元素特征参数

Table 5－15 The REE partitioning characteristic parameter in the Daliangzi ore block and the Shengquan coppper deposit, Vietnam

序号	岩矿石特征	ΣREE	LREE	HREE	LREE/HREE	δEu	δCe	Sm/Nd	La/Sm
1	生权铜矿石	13 600	13 508	91.90	146.8	0.75	0.96	0.09	38.3
2	角闪岩	469.96	125.91	44.02	9.67	0.68	0.92	1.76	12.44
3	大梁子铜矿石	1 706.2	1 667.1	39.06	42.7	0.71	0.91	0.11	25.09
4	花岗岩	174.9	164.4	10.54	15.60	1.25	0.90	0.13	12.1
5	长英脉体	75.31	68.67	6.64	10.3	3.08	0.66	0.08	26.2

西南有色地质勘查局，滇东南区带科研报告，1996。

4 微量元素地球化学

微量元素地球化学研究是解决矿床成因和物质来源的有效方法，能为物质源区、成矿物化学组态及可能的形成方式提供可靠的信息。

4.1 地层及岩石中元素含量

对龙脖河铜矿区主要地层及岩石中元素含量的以往测试成果作统计，以了解成矿元素背景。由表 5－16 可以看出，铜在辉绿辉长岩、变玄武岩中含量最高，为 $337\times10^{-6}\sim413.5\times10^{-6}$，是地壳维氏克拉克值的 7.2～8.8 倍；在变质基性火山岩中含量为 178×10^{-6}，为地壳维氏克拉克值的 3.8 倍；在白云岩中含量为 27×10^{-6}。变质基性火山岩铜含量高出地壳维氏克拉克值的 4 倍，显示出了矿源层特点，为铜矿床的形成奠定了物质基础。变粒岩、板岩、炭质板岩等岩石中铜含量 $17.6\times10^{-6}\sim125.0\times10^{-6}$，平均含量 34.8×10^{-6}，特别是在哀牢山群、瑶山群的片麻岩、片岩中铜含量仅为 $15.2\times10^{-6}\sim16.42\times10^{-6}$，均低于维氏值。斜长角闪岩、长英质岩脉大部分元素随变质程度的加深，含量逐渐贫化，可能原因是经深变质以后，大部分成矿元素转移分散到后期地层中的结果。铅在各类岩石中含量都高于维氏值：变粒岩、片岩、片麻岩中含量一般为 $16.55\times10^{-6}\sim35.4\times10^{-6}$，最高达 60.9×10^{-6}，为维氏值的 3.8 倍；个旧组板岩中含量高达 90×10^{-6}，为维氏值 5.6 倍；东矿带其他岩石中含量为 $10\times10^{-6}\sim40.5\times10^{-6}$，为维氏值 0.6～2.5 倍；在花岗岩中含量为 $39.5\times10^{-6}\sim40.5\times10^{-6}$，为维氏值 2.5 倍。锌在花岗岩中含量变化较大，为 $81.6\times10^{-6}\sim183\times10^{-6}$，是维氏值的 1～2.2 倍；而在深变质岩系中含量为 $73.3\times10^{-6}\sim84.5\times10^{-6}$，与维氏值接近；在东矿带其他岩石中含量均高于维氏值，一般为 $84\times10^{-6}\sim142\times10^{-6}$，是维氏值 1～1.7 倍，特别是在个旧组浅黄色板岩中含量高达 335×10^{-6}，为维氏值 4 倍。钴在花岗岩中含量均低于维氏值，为 $5.7\times10^{-6}\sim10.3\times10^{-6}$；而在深变质岩系中含量与维氏值相当，为 $15.8\times10^{-6}\sim18.27\times10^{-6}$；在东矿带其他岩石中含量均高出维氏值，一般为 $24.6\times10^{-6}\sim128\times10^{-6}$，为维氏值 1.4～7 倍。铬在东矿带其他沉积岩中含量为 $297\times10^{-6}\sim373\times10^{-6}$，为维氏值 3.6～4.5 倍，而在变质基性火山岩与辉绿辉长岩中含量仅为 $10\times10^{-6}\sim19\times10^{-6}$；在其他岩石中含量为 $111\times10^{-6}\sim323.5\times10^{-6}$，为维氏值 1.3～3.9 倍。

龙脖河铜矿区东矿带地层岩石的铜含量高出同类岩石地壳丰度值 1～6.8 倍，特别是变质基性火山岩和次火山岩－辉长辉绿岩，高出同类岩石地壳丰度值 3.9～4.7 倍。个旧组白云岩高出碳酸盐岩地壳丰度值的 6.8 倍，在变质基性火山岩中铜明显富集。西矿带哀牢山群变粒岩铜含量

表 5－16　龙脖河铜矿主要地层和岩石中微量元素的平均含量（$\times 10^{-6}$）

Table 5－16　The average content（$\times 10^{-6}$）of microelement in the major strata nd rocks from the Longbohe copper deposit

地层	代号	岩石名称	件数	Cu	Pb	Zn	Be	Ti	Mn	Co	Ni	Cr	V
瑶山群	Ptys	片麻岩	4	33.85	17.85	108.02	1.25	461.0	60.0	22.5	41.62	332.7	114.9
		变粒岩	4	41.3	18.0	56.77	1.02	200.4	28.8	8.44	12.5	255.5	66.4
		片岩	12	77.2	28.7	107.0	0.41	357.0	77.4	20.5	41.6	501	129
		斜长角闪岩	4	24.17	60.9	77.6	0.58	563.7	69.2	25.1	59.2	218.6	83.7
		长英质脉体	3	27.3	21.8	90.5	1.10	315.8	46.3	13.3	36.7	464	71.6
		平均		34.8	29.5	84.5	0.95	387.8	60.0	17.8	37.8	323.5	74.3
哀牢山群	Ptal	片麻岩	6	16.42	16.55	53.3	0.1	107.7	43.0	12.85	11.1	121.9	96.83
		变粒岩	3	125.0	25.4	56.6	0	373.3	33.8	18.14	18.1	134.8	137.2
		片岩	2	15.2	35.3	159.2	1.7	491	72.8	21.1	42.9	351	161
		平均		37.9	22.4	73.3	0.37	108.2	45.9	15.8	19.55	167.1	124.7
下三叠统	$T_1\beta$	变基性火山岩	12	178	10	100		5 667	792	128	37	10	179
大梁子岩体	$\gamma_5^{3(n)}$	花岗岩	13	11.9	39.5	81.6	0.9	118	24.1	5.7	6.8	126	22.6
茅草坪岩体	$\gamma_5^{3(x)}$	花岗岩	14	46.1	40.5	183	0.2	220	34.2	10.3	14.6	111	30.0
中三叠统	T_2g	浅黄色板岩	15	86	90	335		10 000	4 453	69	177	297	140
		变玄武岩	2	413.5	43.3	142.6	2.75	12 070	1 280	46.8	68.7	88.3	283
上三叠统	T_3h	炭质板岩	3	46.1	28.1	100	1.0	617	43.4	24.6	54.4	373	118.4
印支—燕山期		辉绿－辉长岩	17	337	10	84		4 824	571	82	51	19	288
克拉克值（维氏，1962）				47	16	83	3.8	4 500	1 000	18	58	83	90
克拉克值（黎彤，1976）				63	12	94	1.3	6 400	1 300	25	89	110	140

注：据原西南有色地质勘查局资料综合。

高于地壳元素丰度值。矿源层的存在是寻找铁铜矿床有利的地球化学背景，为龙脖河铜矿成矿奠定了物质基础。

4.2 构造单元微量元素分布

（1）红河裂陷槽。

出露地层下部是一套变基性火山岩、辉长辉绿岩夹碳酸盐岩；上部为碳酸盐岩和陆源碎屑岩、泥质岩。从表5－17中可以看出，11个元素与克拉克值比较，Ag、Cu、As、Pb、Co、Ni、V等7元素均高出克拉克值几倍至十几倍。Cu、Co、V在变基性火山岩及辉长辉绿岩中高值背景明显，而在沉积变的砂板岩内Pb、Zn、Ti、Ag的高背景；Mn在海相沉积的白云岩中富集。特别在变基性火山岩的辉长辉绿岩中，铜含量$128\times10^{-6}\sim337\times10^{-6}$，为克拉克值2.0～5.3倍，是所有岩石中含量最高者，应为矿源层。

红河裂陷槽是在元古宙—早古生代基底之上由特提斯裂陷作用形成，发育一套巨厚基性火山－沉积岩系，具有极高的Nb（$32\times10^{-6}\sim90\times10^{-6}$）、Zr（$54\times10^{-6}\sim201\times10^{-6}$）、Pb（$20\times10^{-6}\sim33\times10^{-6}$）与Th（$30\times10^{-6}\sim65\times10^{-6}$）含量，部分可达到原始地幔值的500～1 000倍。在Zr/4－2Nb－Y（图4－27）、Zr－Ti/100－3Y（略）和Zr/Y－Zr（略）图解上，明显具有板内碱性玄武岩特征，低Rb（$1.4\times10^{-6}\sim69\times10^{-6}$）、Sr（$11\times10^{-6}\sim231\times10^{-6}$）特征也与板内碱性玄武岩（$Sr>400\times10^{-6}$，$Rb>20\times10^{-6}$）不相称，进一步证实后期交代蚀变干扰作用。岩石中的Nb、Y、重稀土元素、Th、V等中低程度不相容元素与TiO_2明显的正相关（图4－16），表明这些微量元素极可能赋存在金红石等富稀土与铌的含钛矿物中。基性岩浆结晶时钛主要进入辉石、磁铁矿与钛铁矿等矿物中，而稀土元素则不易进入这些矿物晶格，因此上述元素的正相关性似不应出现在正常未经蚀变的新鲜基性火山岩中，这些事实表明赋存稀土的钛矿物有可能是后期交代作用形成。

表5－17 龙脖河铜矿床各地层微量元素含量（Au为$\times10^{-9}$；其余为$\times10^{-6}$）

Table 5－17 The contents（Au：$\times10^{-9}$；others：$\times10^{-6}$）**of microelement in the each stratum from the Longbohe copper deposit**

构造单元	地层			件数	Au	Ag	Cu	As	Sb	Bi	Zn	Pb	Ni
	时代	岩性	代号										
红河裂陷槽	三叠系	片岩	T_3h	30		0.136	60.50	50			182.50	59.50	98.5
		白云岩	T_2g	14		0.11	27	/			/	21	15
		变质火山岩	$T_1\beta$	18		0.10	128	50			71	10	68.50
		砂、板岩	T_3h	25		0.10	77	66			83.5	10	48
		辉绿岩	T	17		0.10	339	50			82	10	51
	平均值					0.11	126.3	52.5			91.35	22.10	55.20
哀牢山变质带	哀牢山群	乌都坑组	Ptw	52	0.678	0.036 5	16	0.45	1.20	0.038	60.50	27	12.5
		风港组	Ptf	36	0.488	0.041	15	0.40	0.50	0.141	96	18	11
		阿龙组	Pta	23	0.533	0.034	15	0.30	0.50	0.057	72	24	9
		小羊街组	Ptx	15	1.160	0.030	14	0.80	0.50	0.029	82	26	26
	平均值				0.70	0.040	15.0	0.49	0.65	0.070	77.63	23.75	14.63
维氏克拉克值（1962）					3.4	0.07	47	1.7	0.50	0.009	83	16	58

续　表

构造单元	地层 时代	地层 岩性	地层 代号	件数	Cr	Co	Mn	Ti	V	Sn	W	Mo	Hg
红河裂陷槽	三叠系	片岩	T_3h	30	157	89.50	2 376.5	5 684	95				
		白云岩	T_2g	14	14	13	>10 000	886	61				
		变质火山岩	$T_1\beta$	18	26	110	606	5 434	215				
		砂、板岩	T_3h	25	89.50	24	23	8 500	161.5				
		辉绿岩	T	17	19	82	571	4 824	288				
	平均值				62.10	53.70	3 159.8	5 065.5	164.1				
哀牢山变质带	哀牢山群	乌都坑组	Ptw	52	37	13	53.5	3 590	69.5	1.65	0.60	2.0	0.424
		风港组	Ptf	36	27	10	84.7	3 826	35	2.60	0.60	3.10	0.511
		阿龙组	Pta	23	32	11	741	3 094	55	1.90	0.50	2.90	0.945
		小羊街组	Ptx	15	59	18	661	3 969	116	5.20	1.60	2.70	0.516
	平均值				38.75	13.00	507.55	3 619.75	68.88	2.84	0.89	2.68	0.60
维氏克拉克值（1962）					83	18.00	1 000	1.7	90	2.5	1.3	1.10	58

注：据云南省有色地质物探队、华东有色地勘局八一四队资料综合。

（2）哀牢山地体。

出露地层是哀牢山群深变质岩系。从表5－17可看出，微量元素分布有如下特征：

19个元素与克拉克值比较，多数元素贫化，只有Bi、Hg、F富集，其中Bi是克拉克值的15倍，Hg是克拉克值的6.3倍，F是克拉克值的1.2倍。各地层元素含量与全区平均值比较，除小羊街组富集元素较多外，其余各组基本相当，铜、金等成矿元素均低于克拉克值，可能是经历了多期构造变质以后，与铜、金等元素的密集矿化有关，为大部分元素转移分散的反映。

4.3　元素组合特征

表5－18表明：东矿带变基性火山岩型铜矿、辉绿岩型铜矿、白云岩型铜矿元素组合差异不大。不同类型铜矿其元素组合特征基本相似，原生晕元素组合为Cu、Ag（Au）；次生晕元素组合分带明显，表现为Cu、Pb、Zn、Ag、Ni、Co为主的多元素组合。岩矿石以富Ni、Co、Cr为特征。

表5－18　龙脖河铜矿床不同矿石类型元素含量（$\times10^{-6}$）

Table 5－18　The element contents（$\times10^{-6}$）of the different typical ores from the Longbohe copper deposit

矿石类型	件数	Cu	Pb	Zn	Ag	Ni	Co	V	Mn	Ti	Cr	Au	备注
含铜变基性火山岩	147	5 923	15	89	1.0	86	72	182	477	3 093	46	838	Au样为40件
辉绿岩铜矿	24	8 892	10	41	15	19	30	194	703	5 417	13	1 073	Au样为13件
含铜白云岩	10	12 800	11	86	5	27	35	125	2 270	4 550	15		

注：据云南省有色地质局地质研究所资料综合。

西矿带沉积变质型铜矿元素组合特征：原生晕元素组合为 Cu、Ni、Co；次生晕表现为 Cu、Ni、Co、Ag、Au 为主的多元素组合。岩矿石富含 Cu－Co－Ni 和 REE。

从矿物包裹体、稳定同位素、稀土元素、微量元素等地球化学特征综合分析认为：成矿流体为来自于岩浆水、地下热卤水、变质水的混合型，铅来自上地壳与上地幔混合型，硫也是来自基性岩浆及部分地层硫的混合型。

第六章　矿床物、化、遥特征及异常模型

1　矿床地球物理特征及异常模型

1.1　磁性特征

据西南有色地勘局物探队资料（1993），矿区内可分为两大磁场：红河裂陷槽处于正负磁异常带分界线上，红河断裂以东为负磁场为背景，局部叠加北东东向正异常，异常强度由西向东减弱；红河断裂以西为正磁场上叠加哀牢山变质地体的正磁异常，两者具有明显差异。区内磁场形态以北西向带状展布为总体趋势，线性磁异常是哀牢山群深变质岩系和红河裂陷槽内浅变质火山岩系、基性侵入岩的综合反映。

1.1.1　东矿带

根据西南有色地勘局物探队（1993）岩矿石磁参数测定结果及本次工作新采集岩矿石磁参数测定数据（表6－1、表6－2），矿区各地层和岩矿石磁性特征为：具有磁性的地质体主要为磁铁矿（剩磁 $J_r=0.76$A/m）、细碧岩、基性火山熔岩、变粒岩（凝灰岩）、辉绿辉长岩及相应类型的铜矿（化）体。其中磁铁矿具强磁性，变粒岩（凝灰岩）、辉绿辉长岩及相应类型的铜矿呈中－中弱磁性，剩、感磁相当，为与地质体正常的斜交磁化；其他岩石磁性极为微弱或无磁性。由表6－1、表6－2可知，辉绿辉长岩、变粒岩及其中赋存的铜矿体具有较高的磁化率、中强磁性，与围岩有较大的磁性差异，而花岗片麻岩是磁异常的干扰因素。矿区处于低纬度地带，正常地磁场为倾斜磁化，河口县1992年6月1日的正常地磁场各要素分别为：$To=35.8$A/m，$Ho=12.5$A/m，$Zo=18$A/m，$Do=0°47'$，$Io=30°30'$。

由表6－2得知，辉绿辉长岩及细碧质凝灰岩铜矿、辉绿辉长岩铜矿具有磁性，强度中等，其他岩（矿）石无磁性。磁性强度由强至弱依次为辉绿辉长岩铜矿→辉绿辉长岩→凝灰岩→细碧质凝灰岩铜矿，但差异不大，说明龙脖河铜矿东矿带变质基性火山岩、辉绿辉长岩及其中赋存的铜矿体，是引起磁异常的主要场源体。矿区岩（矿）石磁性差异既为找矿提供了基础信息，又可对隐伏岩体等地质问题做出推断，磁异常规模较大，表明基性物质越多，找矿越有利。因此，磁异常可间接指导找矿。

表6－1　龙脖河铜矿床岩矿石物性参数

Table　6－1　The physical property parameters of rocks and ores in Longbohe copper deposit

岩矿石名称	件数	磁化率（χ）（$4\pi\times10^{-6}$SI）	极化率（η%）	电阻率（Ω·m）
辉绿辉长岩		176	0.6	525
变粒岩		271.1	0.8	377
含铜变粒岩		293.4	3.6	138
花岗片麻岩		427	0.8	216
石英脉		20.1	0.3	1 135

续 表

岩矿石名称	件数	磁化率（χ）($4\pi\times10^{-6}$SI)	极化率（η%）	电阻率（Ω·m）
灰 岩		无磁性	0.5	1 034
生权铜矿石		106 123	5.4	48
含铜灰岩		265	3.4	429
板 岩		17.8	0.3	461
炭质板岩		42.1	3.1	793
磁铁矿	15	352 416		
板 岩	10	无磁性		
硅化白云岩	8	无磁性		
灰 岩	6	无磁性		
细碧角斑岩	10	微磁性		

备注：据西南有色地勘局物探队（1993）资料整理。

表 6－2 龙脖河铜矿东矿带磁参数

Table 6－2 The magnetic measurement parameters data of the eastern zone in Longbohe copper deposit

岩矿石名称	采集地点	件数	K ($4\pi\times10^{-6}$SI)		J_r ($\times10^{-3}$A/m)		Φ	θ	J_r/J_i (Q)
			变化范围	平均值	变化范围	平均值			
变质凝灰岩	龙脖河	10	0～7 957	1 751	0～7 890	1 128	207°	28°	1.43
沉凝灰岩	老新街	7	318～6 287	2 387	720～3 280	1 400	85°	11°	1.30
辉绿辉长岩	龙脖河	31	398～26 261	2 546	150～10 880	745	210°	41°	0.65
细碧质凝灰岩铜矿	龙脖河	13	557～1 035	796	290～790	431			1.2
辉绿辉长岩铜矿	龙脖河	15	696～11 061	5 411	690～5 620	2 524			1.04
白云岩铜矿	龙脖河	10		0		0			
白云岩	龙达地段	30		0		0			

备注：据西南有色地勘局物探队（1993）资料整理。

1.1.2 西矿带

本区处于低纬度带，正常地磁场为倾斜磁化，1994 年 6 月的正常地磁场各要素为：To = 36.6A/m，Ho = 30.6A/m，Zo = 19.5A/m，Do = 0°47′，Io = 32°30′。据航磁资料，本区位于一低缓负异常区内。磁参数测定结果见表 6－3，磁性体为越南生权铜矿石和西矿带的铜矿化黑云斜长变粒岩，尤以生权铜矿石磁性最强，且以感磁为主；哀牢山群中的花岗片麻岩、片麻状花岗岩及风化土具微弱磁性。西南有色地勘局物探队（1993）1∶20 000 高精度磁测工作成果在大梁子矿段获得磁异常 4 个（编号为 M_1、M_2、M_3、M_4），各异常特征见表 6－4，且以中等强度的正异常为主，呈带状连续出现，铜矿化黑云斜长变粒岩引起的异常最大值为 180nT；生权铜矿石引起的异常最大值为 21 845nT，但因其埋深较大，故引起的磁异常在地表为一低缓磁异常，推测异常是矿致异常。后来经西南有色地勘局三〇八队（1994）剖面检查和综合分析认为：磁异常为铜矿化黑云斜长变粒岩引起，并定量解释为磁性板状体，厚 50 米，近似直立，向下延深 400 多米。

我们在野外调查时，发现磁异常与矿化范围分布一致，既与实际观测到的矿化体厚度相当，与理论模拟曲线相吻合。

可见，在龙脖河铜矿区采用高精度磁法寻找具有一定深度的铁铜矿体是具备物性前提的，亦是有效方法。

1.2　电性特征

1.2.1　东矿带

由时间域及频率域电参数测定结果（表6-5）得出龙脖河铜矿东矿带的岩（矿）石电性：铜矿化的辉绿辉长岩、变基性火山岩、白云岩、含铜石英脉及炭质板岩与正常围岩有明显的电性差异，前者特征为高极化率（η）、高视幅频率（F_S）（一般3%～10%，最高达26.3%）及低视电阻率（ρ_S）（一般200～1 000Ω·m，最低为6Ω·m），但氧化矿，特别是氧化程度较高的矿石，视幅频率不太明显。正常围岩视幅频率一般低于3%，视电阻率大于1 000Ω·m，极化率低于0.5%；而炭质板岩上视幅频率最高可达23.5%；各铜矿石视幅频率差异不明显，灰岩、白云岩、石英脉的视电阻率最高，ρ_S 大于1 000Ω·m，炭质板岩、板岩、辉绿辉长岩次之，其余视电阻率较低（301～883Ω·m），铜矿石、含铜变粒岩的视电阻率最低。铜矿石、含铜灰岩、炭质板岩、含铜变粒岩具较高的极化率，围岩极化率较低。含矿岩石与正常围岩有明显的电性差异，高视幅频率、高极化率、低视电阻率综合异常通常由铜矿化引起，这为电法寻找矿体提供了物性条件。

表6-3　龙脖河铜矿西矿带磁参数（ΔT）统计表

Table 6-3　The magnetic measurement parameters（ΔT）data of the western zone in Longbohe copper deposit

岩矿石名称	采集地点	件数	K（$4\pi \cdot 10^{-6}$SI）		J_r（10^{-3}A/m）		Q
			变化范围	几何均值	变化范围	几何均值	
条带状混合岩	南区	3	39.6～81	63.4	15.3～34.4	25.4	0.8
铜矿化黑长变粒岩	南区	15	57.5～57 907.8	293.4	22.9～23 676.5	220.5	1.6
白云斜长混合岩	南区	9	0～97.4	25.8	7.2～85.5	21.2	1.8
花岗质混合岩	南区	2	46.2～55.4	50.6	11.7～23.9	16.7	0.7
变粒岩	南区	15	23.8～177.2	71.1	7.8～43.3	16.4	0.5
云英岩化细晶岩	南区	2	9.7～30.4	17.2	20.3～25.1	22.8	2.9
生权铜矿石	生权	3	104 289.7～109 510	106 123.9	7 052.2～12 077.3	8 296.6	0.2
斜长角闪变粒岩	北区	7	35.1～1 073.8	326.5	17.4～339.5	100.4	0.7
混合岩	北区	23	17.6～399.8	129.5	7.4～200.3	54.8	0.9
长英岩	北区	7	0～79.8	79.8	0～58.0	58.0	1.6

备注：据西南有色地勘局物探队（1993）资料整理。

表 6－4　龙脖河铜矿西矿带磁异常一览表

Table 6－4　The magnetic anomaly data of the western zone in Longbohe copper deposit

方法			异常编号	异常位置	地层及断裂	异常特征			异常规模		备注
						一般值	最小值	最大值	长（千米）	宽（千米）	
高精度磁法（ΔT）			M_1	卡房上寨南西 1.5 千米	Ptw^{b-4}	50～100	－94.2	106.2	>0.6	0.3	（nT）
			M_2	石头寨北 1.5 千米	Ptw^{b-4}	20～100	－281.2	118.2	1.5	0.2	
			M_3	大梁子西 1.0 千米	Ptw^{b-4}	300	－168.1	372.8	0.2	0.1	
			M_4	测区东部	Ptw^{b-5} Ptw^{b-7} 断裂 F_1	50～100	－252.8	263.5	>5	0.4	
电法	$N=1$	ρ_S	E_1	测区西部	Ptw^{b-4}	几～几十	>5		>5	1	ρ_S（Ω·m）
		F_S				6～10	>5				
	$N=2$	ρ_S				几～几十	5				
		F_S				6～12	1.2				
	$N=1$	ρ_S	E_2	测区东部	Ptw^{b-5}	几十	0.5		>5	0.2	F_S（%）
		F_S				4～8	1				
	$N=2$	ρ_S				几十	2				
		F_S				4～10		16.1			

资料来源：据西南有色地勘局物探队（1993）数据整理。

表 6－5　龙脖河铜矿东矿带电参数（时间域，频率域）

Table 6－5　The electrical survey parameters data of the eastern zone in Longbohe copper deposit

岩矿石名称	件数	η（%）		F_S（%）		ρ_S（Ω·m）	
		变化范围	平均值	变化范围	平均值	变化范围	平均值
辉绿辉长岩	20	0～1.9	0.06	0.2～4.3	2.1	98～2 043	841
火山岩	19			0.5～3	2.4	103～597	384
白云岩、灰岩	14	0～1.2	0.5	1.3～3.2	2.3	684～3 001	1 510
板 岩	9	0～1.2	0.3	1.5～2.4	2.1	723～650	687
含炭质板岩	8	2.3～4.7	3.1	3.6～23.5	7.2	421～922	885
石英脉	3	909.5	0.3	1.7～2.5	2.0	621～957	827
火山岩型铜矿	13	4.8～5.4	5.2	3.5～13.7	6.2	77～1 176	543
辉绿岩型铜矿	13	3.9～5.7	4.6	4.3～10.7	6.9	76～655	301
白云岩型铜矿	7	0.6～7.3	3.4	4.3～11.5	6.7	388～1 682	516
含铜石英脉	5	0.5～9.1	4.6	2.4～6.3	4.9	510～1 185	882
火山岩铜矿（氧化矿）	7	0～2.3	0.08	1.4～4	2.8	153～1 044	404

备注：据西南有色地勘局物探队资料（1993）整理。

1.2.2　西矿带

电参数见表 6－6。由此表可知，龙脖河西矿带大梁子铜矿化的黑云斜长变粒岩和炭质混合岩、炭质板岩的电性具低视电阻率、高视幅频率特征，与其余岩石相比有明显的电性差异，尤以炭质混合岩的视幅频率最高。

表 6－6　龙脖河铜矿西矿带电参数统计表

Table 6－6　The electrical survey parameters data of the western zone in Longbohe copper deposit

岩矿石名称	采集地点	件数	F_S（%）		ρ_S（Ω·m）	
			变化范围	平均值	变化范围	平均值
花岗质混合岩	南区	2	0.9～4.1	2.5	142～646	394
花岗片麻岩	南区	2	5.2～5.8	5.5	206～225	216
炭质板岩	南区	7	2.8～12.2	7.9	36～609	285
变粒岩	南区	13	1.6～6.4	3.6	106～1 125	339
铜矿化黑云斜长变粒岩	南区	13	3.5～20.2	11.6	17～471	162
生权铜矿石	生权	5	0.5～26.3	11.7	2 377	48
含炭质混合岩	北区	10	19.3～62.6	40.2	13～463	155
混合岩	北区	12	0～9.7	2.2	129～2 885	898
片岩	北区	2	2.9～3.0	3.0	94～124	109
长英脉	北区	7	0～1.1	0.7	323～2 139	1 113
斜长角闪变粒岩	北区	7	0.1～1.4	0.7	191～1 393	652

备注：据西南有色地勘局物探队资料（1993）整理。

从以上岩矿石的电性参数和特征看，在龙脖河矿区采用激发极化法寻找具有一定深度的铜矿体是具备物性前提的。

1.3 重力特征

区域重力场以北西向线性展布为特点，且重力高与重力低的带状重力异常相间排列出现（图6－1）：红河以东反映为屏边北西向正异常及个旧东西向负异常；红河以西由北西存在东高西低的两个负异常。哀牢山地体重力场表现为负异常，正异常偏至地体东侧。金平及大梁子一带出现重力异常低值区，而靠近哀牢山断裂带出现重力低区，呈梯级转换现象；而在元阳一带出现重力高值区，显示哀牢山地体基底的梯级变化和坳陷，是沿哀牢山断裂带侵位的酸性岩及大梁子一带大面积分布的混合质花岗岩的综合反映。

矿区处于红河断裂南的低重力区与断裂北重力高值区的梯级转换部位：红河裂陷槽内出露的变质基性火山岩、侵入岩正好是重力异常的综合反映，沿红河裂陷槽走向重力场等值线呈密集的线状延伸，线性延伸指明红河断裂带所在位置。

1.4 矿床地球物理异常模型

模型可用于区域化探或新区异常评价以及中小比例尺矿产预测，特别是对主要矿种和成矿类型的预测。而模式来自于实测资料，保留全部个性特征。模型是模式的归纳、提高和扩展，反映共性特征和理性的认识，二者的结合，构成一个矿床类型的模式－模型系统。

异常模型是对一个具体矿体、矿床、矿田乃至成矿带地球化学异常的形态、结构、元素组合、含量变化等各种特征，以图件、文字、表格等形式作出的描绘和表征，是对其全部特征现象的客观反映。根据矿区地质及上述地球物理异常形态、结构、元素组合、含量变化等特征，我们初步总结得出龙脖河铜矿床地球物理异常模型可以概括为："高视幅频率、中等强度磁异常、低视电阻率"（图6－2）。

2 矿床地球化学特征及异常模型

2.1 东矿带

2.1.1 表生（景观）地球化学特征

东矿带处于低纬度，属热带－亚热带雨林气候。海拔120～1 000米，相对高差较大，最大高差300米，山坡陡峻，为中等切割山区地貌。气候炎热，年均气温22℃，极端气温达40℃以上。雨量充沛，水系发育，植被茂密，各种物理化学风化作用强烈，土壤A、B、C层发育，雨水冲刷及渗滤作用使矿化元素发生迁移和富集。表生作用下，各元素的富集贫化趋势有较明显的差异，铅、锌、银元素富集系数小于1，表现为贫化流失；而亲铁元素钒、镍、钴、锰、钛、铬的富集系数大于2.5，表现为相对富集（表6－7），这说明矿区为基性的表生环境。

表6－7 龙脖河东矿带残坡积物和基岩中的元素含量表（$\times 10^{-6}$）

Table 6－7 The content of elements in residual materials and bedrocks of the eastern zone in Longbobe copper deposit

	Cu	Pb	Zn	Ag	Ni	Co	Mn	Ti	V	Cr	Mo
残坡积物	402	18	160	0.12	51	74	1 590	7 561	176	58	1.43
基岩	336	50	193	0.29	17	23	2 234	2 645	100	23	1.03
富集系数	1.19	0.36	0.83	0.41	3.00	3.22	0.71	2.86	1.76	2.52	1.38

备注：据西南有色地研所（1995）资料统计。

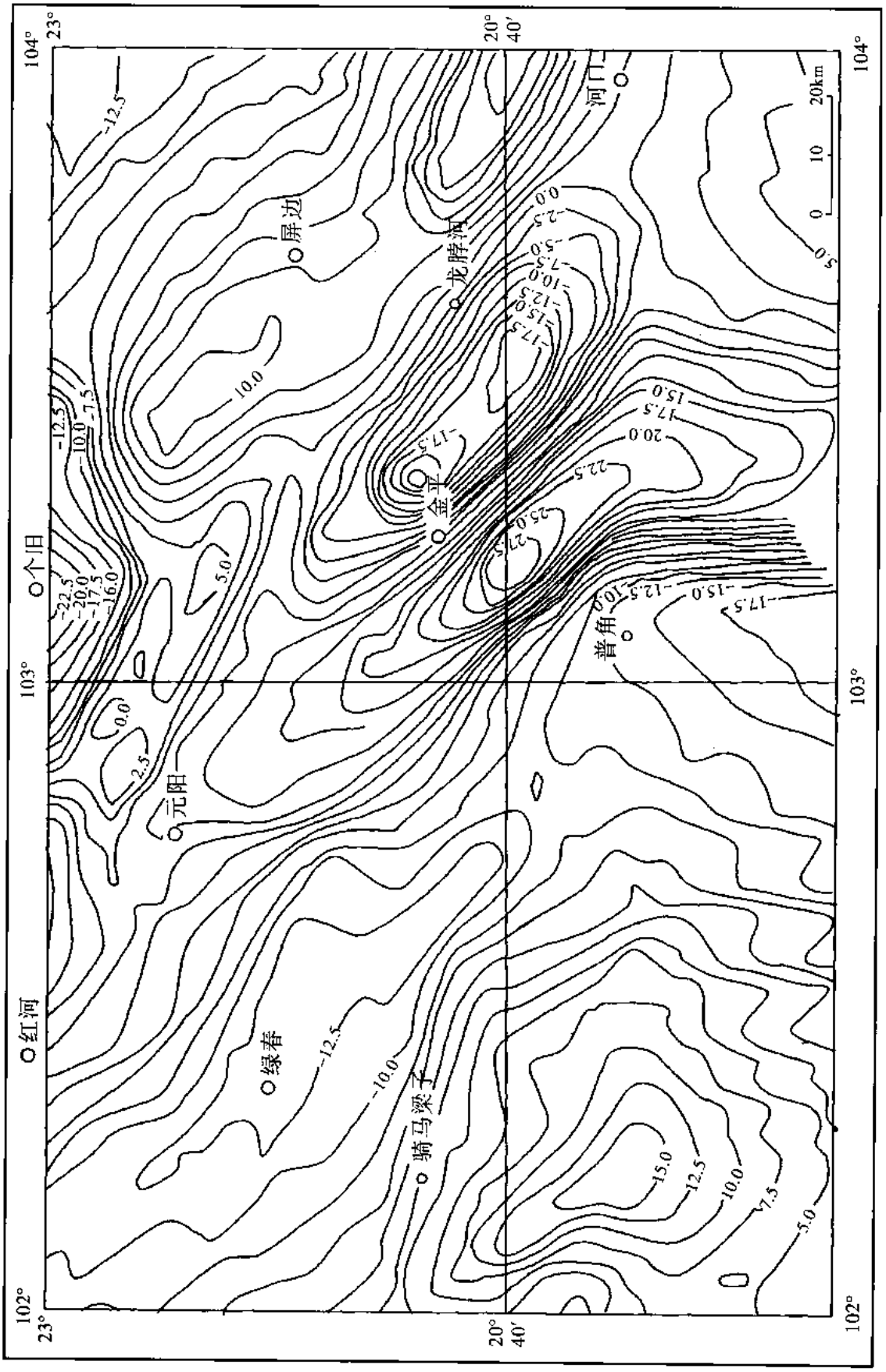


图 6-1　龙脖河地区重力局部场平面图（杨金富，1999）

Fig. 6-1　The plan of local gravity map in Longbohe

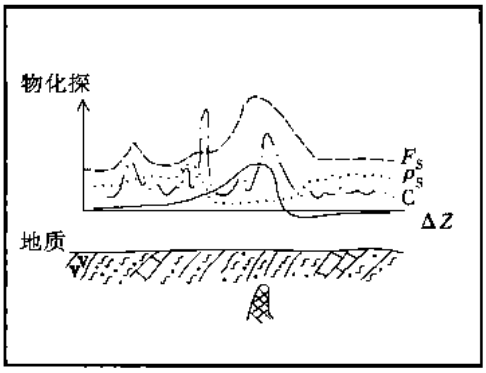


图 6－2 金平县龙脖河铜矿地物化模型图

Fig 6－2 The model graph of geology, geophysical prospecting, geochemical exploration from Longbohe copper deposit, Jinpin County

2.1.2 岩（矿）石含量特征

龙脖河铜矿区东矿带主要岩石铜含量高出同类岩石地壳丰度值的 1～6.8 倍，特别是辉绿辉长岩、变基性火山岩高出同类岩石丰度值的 3.9～4.7 倍，个旧组白云岩高出碳酸盐岩丰度值的 6.8 倍，反映出这些岩石富集铜元素的特征，为主要含矿层或矿源的供给层，初始矿源层的存在为铜矿形成奠定了物质基础（表 6－8）。

表 6－8 龙脖河铜矿东矿带岩、矿石元素含量统计表（$\times 10^{-6}$）

Table 6－8 The content data of elements in ores and rocks of the eastern zone in Longbohe copper deposit

岩(矿)石名称	件数	Cu	Pb	Zn	Ag	Ni	Co	V	Mn	Ti	Cr	Au
白云质灰岩	14	17	21	8	0.11	15	13	61	>10 000	886	14	
板岩	15	38	10	37	0.1	23	21	133	220	7 000	88	
粉砂岩	10	116	10	130	0.1	73	27	190	266	>10 000	91	
花岗岩	15	38	28	24	0.1	10	10	50	207	1 000	10	
辉绿辉长岩	17	339	10	82	0.1	51	82	288	571	4 824	19	
基性火山岩	12	178	10	1 000	0.1	37	128	179	792	5 667	10	
火山岩型矿石	17	<10 000	15	89	1.0	86	72	182	477	3 093	46	838
辉绿岩型矿石	24	>10 000	10	41	15	19	30	194	703	5 417	13	107
白云岩型矿石	24	12 800	11	86	5	27	35	125	2 270	4 550	15	
丰度值（泰勒）		55	12.5	70	0.07	75	25					

备注：据西南有色地勘局物探队（1993）资料数据统计。

由表 6－8 可知，铜含量在变基性火山岩、辉绿辉长岩、白云岩中含量较高，以变基性火山岩、辉绿辉长岩铜含量最高；板岩、灰岩、花岗岩等其他岩石中则与克拉克值相当，趋于平稳，含量变化不明显。铅在花岗岩、变基性火山岩及辉绿辉长岩中有不同程度的富集。锌在粉砂岩中富集，其他岩石中都表现为贫化。银在各类岩石中无明显富集。镍、钴在辉绿辉长岩、变基性火山岩、粉砂岩中有不同程度的富集。锰在灰岩中有高含量显示，大于克拉克值的 5～10 倍，在其

他岩石中均低于克拉克值。钛在黑云片岩、粉砂岩中有高含量显示，大于克拉克值的2～3倍，在其他岩性中均低于克拉克值。钒在变基性火山岩、辉绿辉长岩及粉砂岩中有高含量显示，大于克拉克值的1～2倍，在其他岩石中均低于克拉克值。

2.1.3　分散流和次生晕异常特征

区内化探异常成带分布，浓集中心明显，铜峰值都比较高，这是由于普遍铜矿化所致。东矿带内已知的5种层位不同类型铜矿的元素组合特征基本相似，次生晕异常元素组合为Cu、Pb、Zn（Ag）、Ni、Co、Mn（Ti、V、Cr）等。以往及本次工作成果反映出龙脖河矿区土壤地球化学异常具有明显的水平分带特征：红河断裂以东与阿龙古—龙山断裂之间为Cu、Pb、Zn、Ag、Ni、Co为主的元素组合异常带；阿龙古—龙山断裂以东为Pb、Zn为主的元素组合异常带。

西南有色地勘局物探队1992年1:100 000万分散流扫面获得了较好的Cu、Pb、Zn、Ag、Ni、Co元素为主的组合异常带（图6－3）。分散流异常沿红河断裂两侧呈北西向展布，按4×10^{-6}等值线，异常全长57千米，宽1～10千米，以铜为主，伴有银、金、铅、镍、铬等元素组合。其中在龙达矿段有龙脖河异常、达沟河异常。龙脖河异常以铜为主，伴生有铅、锌、银等多元素组合异常，铜最高520×10^{-6}，浓集中心明显，长2.5千米，宽0.5～1.5千米，经地质工作及工程验证，为铜矿体引起异常；达沟河异常也以铜为主，伴生有铅、锌、银元素组合，铜最高361×10^{-6}，一般200×10^{-6}，长1.5千米，宽0.5千米，经地质工作和工程验证，为铜矿体引起异常。

1:20 000次生晕详查成果（图6－4）显示，次生晕异常与分散流异常具有相似性，也主要分布于变质基性火山岩中，元素组合为铜、铅、锌、银、镍、钴。

龙达矿段Ⅰ类异常有：

（1）龙脖河—乌龟滩异常：以铜、铅、锌、镍、钴、银等元素组合异常，铜峰值$4\ 000\times10^{-6}$，平均326×10^{-6}；镍最高200×10^{-6}，平均112×10^{-6}；钴最高300×10^{-6}，平均113×10^{-6}；银最高0.8×10^{-6}，平均0.5×10^{-6}，总体呈北西向，长4.5千米，宽0.5～0.6千米，已被工程验证异常为致矿异常。

（2）达沟河—新街异常：走向北西，长8.75千米，宽1～1.2千米，为铜、铅、锌、镍、钴等元素组合异常，铜峰值高达$2\ 000\times10^{-6}$，平均218×10^{-6}；铅最高200×10^{-6}，平均52×10^{-6}；锌最高$1\ 060\times10^{-6}$，平均253×10^{-6}；镍最高250×10^{-6}，平均118×10^{-6}；钴最高200×10^{-6}，平均112×10^{-6}，已被工程验证是铜矿体引起的异常。化探剖面检查显示：龙脖河34号勘探线铜峰值为$10\ 000\times10^{-6}$；达沟河59号勘探线铜峰值为$10\ 000\times10^{-6}$。

新莲矿段获Ⅰ类异常3个，分别为：新街异常，老新街—热水塘异常和莲花滩异常。铜含量出现近矿值或较好的内带值，并伴有其他指示元素异常。经地表工程揭露，新街异常与矿体的产出部分较吻合。新卡矿段获得了一些Ⅰ类异常，但目前尚未开展查证工作。

2.1.4　原生晕异常特征

东矿带内，原生晕元素组合为Cu、Ag（Au）。选择34号勘探线进行原生晕异常圈定，所分析的22个元素均发现异常，其中钒、钛、锌、铬、镍、钴、金、银、铜、砷、铅、硼异常规模大，强度较高，连续性好，具有明显的浓集中心；砷、铅、硼异常主要发育在矿体上部较远处的断裂和层间剥离带部位；锡、铍、镉晕主要在矿体上盘发育；硼、钛、锌、金、银、铜晕主要在矿体部位发育；铬、镍、钴晕主要在矿体和矿体的下盘发育。

根据元素晕发育特征，获得原生晕垂直分带，自上而下为：砷、铅、硼→锡、铍、镉→钒、钛、锌、铜、银、金→铬、镍、钴。矿体部位的原生晕元素组合为：铜、金、银、钒、钛、锌、铬、镍、钴。

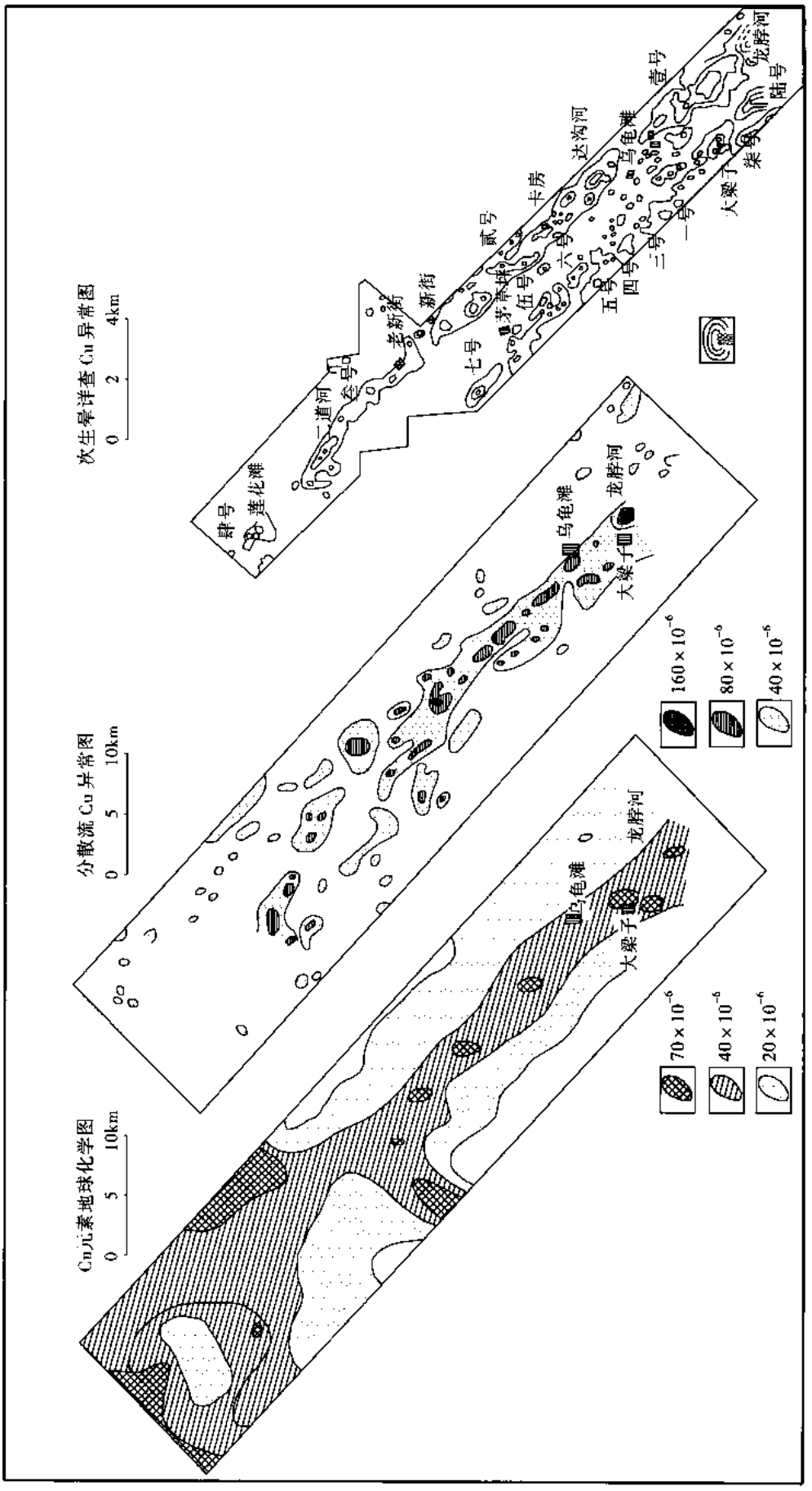


图 6-3 龙脖河地区铜地球化学图及异常图（依西南有色地勘局物探队，1991，修编）

Fig. 6-3 The geochemistry and anomaly graph of Cu in Longbohe area

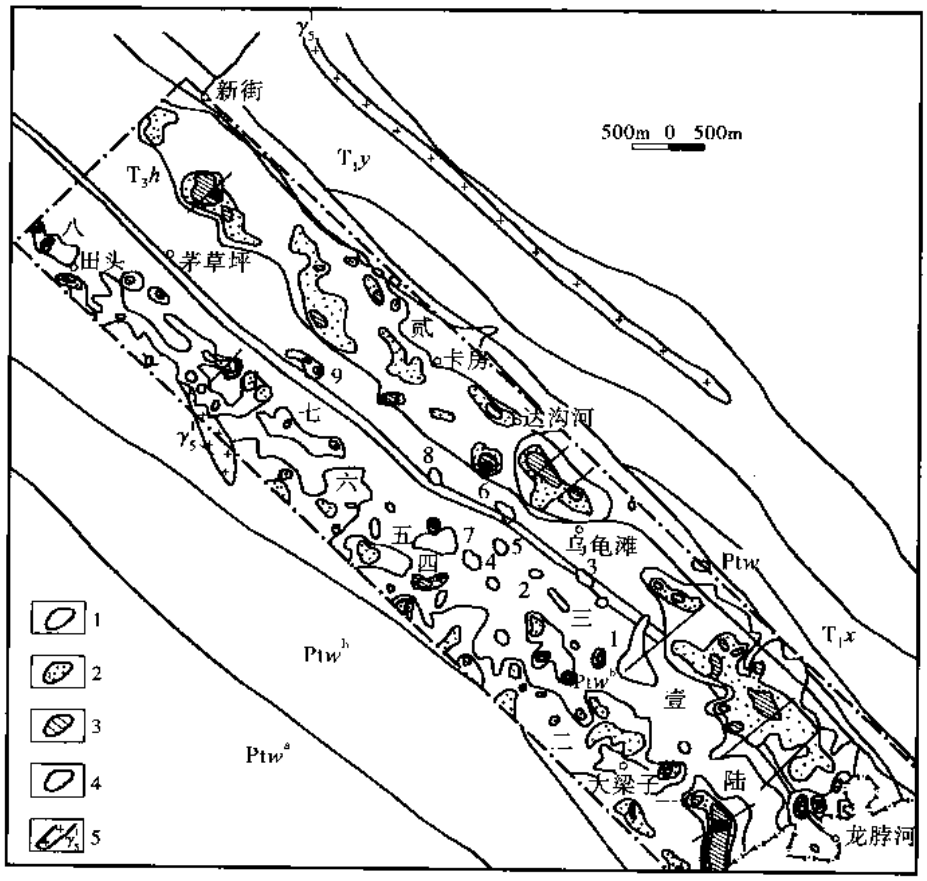


图 6－4　龙脖河铜矿东矿带新卡矿段和龙达矿段次生晕铜异常平面图

（依西南有色地勘局物探队，1992）

Fig. 6－4　The Cu anomaly plan of secondary halo in Longda and Xinka ore blocks of the eastern zone from Longbohe copper deposit

1. Cu 100×10^{-6}　2. Cu 200×10^{-6}　3. Cu 400×10^{-6}　4. Cu 800×10^{-6}　5. 花岗岩体

龙达矿段主要元素异常极大值与一般值（单位：$\times10^{-6}$）为：铜（10 000，1 000～1 500）；金（190×10^{-9}，40×10^{-9}～80×10^{-9}）；银（36，3～7）；钛（>10 000，9 000～10 000）；锌（3 000，500～1 000）；钒（1 500，450～550）；铬（1 000，160～300）；镍（4 000，160～250）；钴（140，40～70）。

（1）元素分布与分配特征。

通过对龙达矿段 11 个钻孔岩芯所取 22 个元素的背景值（Co）、方差（δ）、变化系数统计分析，并与邻区金平营盘、水源的化探原生晕工作统计成果（表 6－9）对比，可看出该矿段主要成矿元素铜、金、银、锰、钒、钛、锌、铋的背景值均比营盘、水源高，其中铜高达 7 倍，说明该区为较好的以铜为主的高背景成矿区。

矿段内铜、金、银、砷、钨、铅、硼、铍元素的变化系数均大于 100，表明这些元素在岩石中的浓度变化很不均匀，有利于形成以铜为主的多金属矿床。据表 6－10，铜、金、锌、锰、钒、钛、镍主要富集在细碧－角斑岩和辉绿辉长岩中。主要成矿元素铜在细碧岩和辉绿辉长岩中的含量高出其他地质体 8～12 倍；金 5～10 倍；锌 2～3 倍；钒 5 倍。经工程揭露表明上述两个岩层为主要含矿层位。

表 6－9　金平县不同测区地化元素参数对比表

Table 6－9　The comparision of the parameter about geochemical elements in the different area, Jinping County

测区	元素 / 参数	Sn	W	Mo	As	Sb	Mn	Ag	Au	Cd	Ba	Be	B	Pb	Bi	Cr	Ni	Co	V	Ti	Li	Zn	Cu
营盘	Co	9.4	0.81	1.8	4.6	1	462	0.09	0.7	0.4	576	1.1	31.6	31	0.14	155	55.7	10.5	96	2 370	16.8	182	41
	δ	2.2	0.82	0.8	10.7	1	468	0.14	1.5	1.0	646	3.3	20	41	0.39	119	84.1	18.6	72	1 383	6.2	83	62
	Ca	15	3	5	20	3	1 000	0.3	5	2	1 500	5	50	100	3	300	200	40	200	4 000	20	300	100
	n	486	498	494	492	139	492	4 969	495	496	481	494	485	494	498	450	477	484	443	330	496	487	492
水源	Co	8.4	0.35	1.7	1.3	0.35	830	0.05	0.3	0.19	703	1.4	9.2	13	0.55	305	96.2	24.6	90.8	1 899	15.7	114	44.2
	δ	3.4	0.27	1.2	3.8	0.27	565	0.19	0.4	0.14	967	2.7	3.0	6.6	5.21	347	135.5	28.2	83.9	1 327	5.9	75	43.7
	Ca	15	2	3	10	2	1 000	0.3	3	2	2 000	5	15	20	10	866	300	50	300	4 000	50	300	100
	n	318	318	318	317	318	303	318	315	318	276	318	318	318	317	310	302	312	286	166	301	200	315
龙脖河	Co	8.8	1.4	1.8	2.1	1.8	1 722	0.26	6.5	0.35	221	0.23	31.6	17	1.6	56.4	63.3	17.9	223	4 566	19	231	292
	δ	2.6	2.4	1.01	2.7	1.2	966	1.07	17.2	0.25	108	0.25	63.6	18	1.0	52.2	46.1	11.4	130	2 579	7	153	477
	V %	29	176	56	128	66	56	419	266	71	49	109	202	108	64	93	73	64	58	57	37	66	160
	Ca	15	7	4	8	5	3 500	2.5	40	1	400	0.8	150	55	4	160	160	40	450	9 000	35	500	1 000
	n	438	432	435	433	436	434	436	438	438	428	432	432	428	432	435	431	433	432	409	432	427	377

备注：Co：背景值；δ：方差；V%：变化系数；Ca：异常下限值；n：统计样品数；Au：ppb（$\times 10^{-9}$）；其余元素：ppm（$\times 10^{-6}$）。

资料来源：西南有色地勘局三〇八队，1998。

表 6－10 各地质体中元素含量分配表

Table 6－10 The distribution of elements content in the different geological body

地质体	元素 / 参数	Sn	W	Mo	As	Sb	Mn	Ag	Au	Cd	Ba	Be	B	Pb	Bi	Cr	Ni	Co	V	Ti	Li	Zn	Cu	n
T_3h	X			2.3			672		0.4		500					170	17.7	7.4	92	2 960	20	134	25.4	20
	δ			0.8			824		0.2		397					152	14.5	10.5	90	3 344	20	109	19.8	
	V%			36			123		58		80					89	82	141	98	113	100	81	78	
$T_1\beta$	X	9.5	3.3	1.6	1.6	1.8	1 914	0.09	3.9	0.3	272	0.3	35.3	17.5	<2	60.6	69.2	17.8	227	4 655	22	229	276	74
	δ	2.1	6.5	0.7	1.3	0.8	718	0.15	5.1	0.7	153	0.3	64.3	18.1	0	55.6	35.3	7.1	103	2 074	10.5	119	1 168	
	V%	22	199	45	80	44	38	161	131	212	56	100	182	103	0	92	51	40	45	45	48	52	423	
Ⅱ_1	X	7.3	1.1	2.4	1.3	1.7	1 520	0.09	2.4	<0.4	189	<0.3	21	17.8	<2	48.8	84.6	25.5	254	5 172	22	202	254	22
	δ	1.1	1.5	1.3	0.4	0.6	635	0.19	3.5	0	43	0	65.2	9.7	0	29.4	63.7	11.3	80	1 283	8.8	58	276	
	V%	16	130	56	31	39	42	206	145	0	23	0	305	54	0	60	75	44	32	25	39	29	108	
Ⅲ_1	X	8	3.6	1.1	1.4	2.8	2 331	0.2	7.8	0.3	199	<0.3	57	14.6	<2	54.9	87	20.9	280	5 941	16.2	282	364	39
	δ	2.2	8.1	0.4	1	1.7	1 020	0.4	14.7	0.02	49	0	2 363	15.1	0	464	53	15.5	111	3 351	2.9	208	617	
	V%	27	223	40	68	61	44	200	189	7	25	0	418	103	0	85	61	74	40	56	18	74	169	
T_2g	X	7.5	1.1	2.6	4.2	1.8	1 666	0.16	0.8	0.4	231	0.3	51.3	35.7	<2	31.5	14.9	13.4	33.1	658	<20	59	26.5	32
	δ	3.1	0.8	2.1	5.3	2.4	1 838	0.15	1.1	0.8	115	0.6	114.6	44.4	0	27.4	11.8	8.5	28.1	917	0	69	70.1	
	V%	42	74	81	127	135	110	94	128	200	50	200	224	124	0	87	79	63	85	139	0	117	264	
	X			2.6			334		0.5		1 457					185	12.8	11.7	51.3	3 495	27.9	111	35.3	19
	δ			0.4			405		0.8		2 336					124	14.8	21.5	59.1	2 666	14.4	92	34.9	
	V%			17			122		156		160					67	116	184	115	76	52	82	99	

备注：X 地质体中元素含量平均值；δ 方差；V% 变化系数；n 参加统计样品数。资料来源：西南有色地勘局三〇八队，1998。

（2）元素含量变化特征。

对6、18、34、59四条勘探线钻孔岩芯获得的大理岩、细碧岩、辉绿辉长岩的地化参数统计（表6-11）可知，在同一地质体不同勘探线上的含量变化特征：大理岩中铜的含量变化系数大于100；细碧岩中铜在各线含量均较高；辉绿辉长岩中铜在18线最高，往南往北其含量逐渐降低。说明铜在各勘探线富集程度是不均匀的。

（3）元素相关性特征。

龙达矿段Ⅱ、Ⅲ矿群元素组合特征基本相似。在辉绿辉长岩、基性火山岩中的铜矿石，铜与银相关，与其他元素相关性差。

西南有色地勘局三〇八队（1998）分别对$Ⅱ_1$、$Ⅲ_1$号矿群进行了R型聚类分析（图6-5、图6-6），在F：5%，R：0.325的相似水平上，$Ⅱ_1$号矿群元素可分为6组；$Ⅲ_1$号矿群元素可分为7组。从中可以看出铜在$Ⅱ_1$、$Ⅲ_1$号矿群中与其他元素的共生关系不一样，在$Ⅱ_1$号矿群中铜与金、银、铋密切共生，在$Ⅲ_1$号矿群中铜与锡、铍、镉、钒关系密切。

从图6-5可知，龙达矿段在F：5%，R：0.325的相似水平上，元素可分为5组。铜与金、银、锡、铍、镉共生关系密切，与$Ⅱ_1$、$Ⅲ_1$号矿群所反映的结果一致。针对上述分组，结合元素地化特性和亲合性特征可知，铜、金、银、锡为亲硫元素组合；钒、钛、锰为亲氧性元素组合；铬、镍、钴为基性、超基性元素组合。可见，变质基性火山岩型、辉绿辉长岩型铜矿石中，铜与银相关（相关系数大于0.5），与铅、锌、镍、钴等呈负相关，与其他元素相关性差；白云岩型铜矿中，铜与银相关，与铅、锌、钴呈负相关，与其他元素相关性差。

（4）矿体轴向分带序列特征。

34号勘探线，针对$Ⅳ_{1-1}$号矿体，参照C·B格里戈良和近年陈正福介绍的计算方法（见表6-12），所得轴向分带序列从上而下为：镉—铬—锌—铜—银—锰—锡—钒—钛—金—镍—铍—钴—硼—砷。π·H奥弗钦尼科夫和C·B格里戈良在总结了47个不同地区热液矿床原生晕资料的基础上，得出热液矿床典型分带序列自上而下为钡—（锑、砷1、汞）—铜1—镉—银—铅—锌—锡1—金—铜2—铋—镍—钴—锰—钒—锡2—砷2—铍—钨。分析对比上述两个序列，除个别元素（铬、硼）位置有所变化（可能与元素赋存形式有关）以外，序列总体吻合性较好，显示该矿体具有热液成矿的特征。

（5）因子分析。

因子分析结果与R型聚类分析结果基本一致（表6-13）。获得8个主因子：F_1：铜、锡、铍。F_2：金、银、铋、钡。F_3：镉、铅。F_4：砷、钨、铬、-锰。F_5：镍、钛、锌。F_6：硼、-锂。F_7：锑、-钴。F_8：-钒。可以看出：铜在第F_1因子出现，金、银在第F_2因子出现，说明本区铜和金、银的富集期次可能不同期。而锰在F_3、F_4因子出现；钼在F_2、F_8因子；锑在F_1和F_7；钒在F_1和F_8因子均不同程度的析出，说明这些元素的富集亦不同期，而是多期成矿作用的产物。

2.2 西矿带

2.2.1 主要元素在地层岩石中的分配特征

（1）不同地层岩石中元素平均含量不同。

表6-14和表6-15分别统计了不同地层层位和岩石主要元素的平均含量。可以看出：在区内不同地层中元素的分布很不均匀，而具有较明显层控特征，且不同元素富集层位不同；哀牢山群乌都坑组上段（Ptw^c）特征元素组合为：Cu、Pb、Zn；哀牢山群乌都坑组中段（Ptw^b）特征元素组合为：Cu、Pb、Ni、Co、Cr、Be；哀牢山群乌都坑组下段（Ptw^a）特征元素组合为：Cu、Ni、Co、Cr，故本区Cu、Ni、Co、Cr、Pb、Zn、Be、Cd是区域的富集元素，亦反映出Ptw^a和Ptw^b层位其原岩建造普遍具有基性火山成分的微量元素组合特征，而Ptw^c则是更偏重于中酸性岩浆成分微量元素的特征组合。

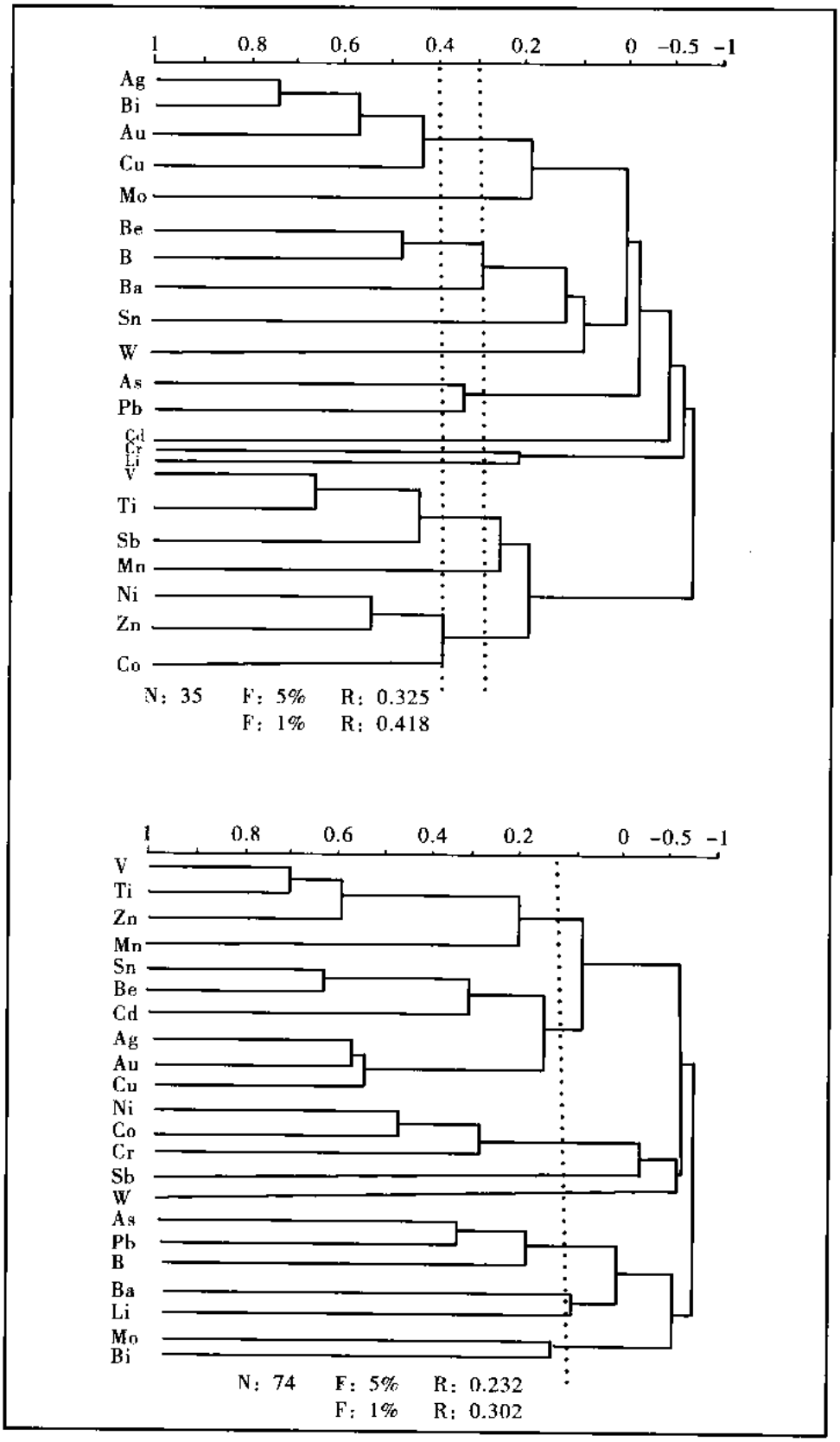


图 6-5　龙脖河铜矿床东矿带Ⅱ$_1$号矿群 R 型聚类图（依西南有色地勘局三〇八队，1998）

Fig. 6-5　The R-cluster analysis graph of No. Ⅱ$_1$ ore cluster in the eastern zone from Longbohe copper deposit

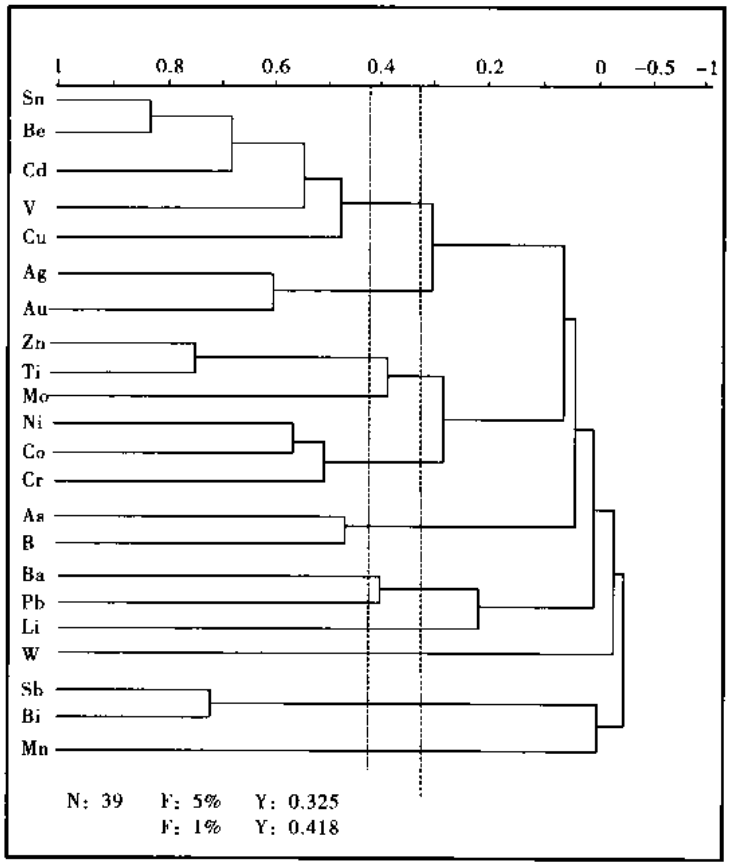


图 6－6 龙脖河铜矿床东矿带Ⅲ$_1$号矿群 Y 型聚类图

（依西南有色地勘局三〇八队，1998）

Fig. 6－6 The Y－cluster analysis graph of No. Ⅲ$_1$ ore cluster in the eastern zone from Longbohe copper deposit

变质岩中 Cu、Co、Ni、Cr 含量较高，总体上：Cr > Ni，Cr > 170×10^{-6}，而其他类型岩石中此规律不明显。本区 Cu 在角闪岩、斜长角闪岩、片岩中有较高含量。这些变化表明：本区乌都坑组变质岩，其原岩建造很可能为基性火山碎屑物质。

区内混合岩化片岩及混合岩化片麻岩、条带状顺层混合岩，片岩及变粒岩等的元素平均含量明显较高。Cu 在乌都坑组中段含量最高，不仅表现出明显的矿化，而且在成矿过程中有迁移和富集现象。Pb 在碳酸盐岩中含量较大，趋于富集现象，在其他岩性中贫化。Zn、Be 仅在 Ptw^b 中含量较高，而在其他层位皆很低，表明它参与了成矿活动。Mn、Ti 的活动性弱，是比较稳定的元素。

（2）地区不同，元素含量相差甚大。

茅草坪矿段各地层层位元素含量平均值普遍高于公鸡山矿段，特别是 Cu，反映出两个矿段初始元素含量的差异，造成了两矿段矿化不同（表 6－16）。西矿带元素在区域变质－混合岩化过程中有迁移富集现象，从而也是促使茅草坪矿段成为较好的铜矿化区的重要因素；而公鸡山矿段则不然，目前只发现一些零星铁铜矿化点，且矿化强度较弱。

表 6－11 元素在同一地质体不同勘探线上含量变化特征表

Table 6－11 The variable features of elementary content in the different expioration line of the same geological body

勘探线	地质体	元素 / 参数	Sn	W	Mo	Mn	As	Sb	Ag	Au	Cd	Ba	Be	B	Pb	Cu	Cr	Ni	Co	Bi	Ti	V	Li	Zn	n
59	$T_1\beta$	X	12.07	0.94	20.9	1 677.3	2.02	0.67	0.12	7.87	0.43	457.1	0.51	76.4	16.8	171.3	87.4	85.7	17.1	0.7	4 250	325.1	30	287.5	14
		δ	1.39	0.58	1.27	602.1	2.5	0.35	0.12	10.74	0.11	352.4	0.3	98.4	14.9	206.1	74.2	51.8	5.8	0	8.771	203.2	24.3	74.4	
		V%	11.5	61.5	60.8	35.9	123.6	52.5	100	136.6	24.9	77.1	59.1	128.7	88.7	120.3	85	60.5	33.8	0	206.4	62.5	81.1	25.9	
	$Ⅲ_1$	X	13.1	0.8	2.2	2 114.1	0.62	0.44	0.83	20.9	0.4	200	0.43	87.6	10	4 457	32.1	55.3	15	0.7	3 752	70.1	19.3	855.7	7
		δ	3.55	0.17	75.9	1 132.1	0.23	0.15	0.55	27.9	0	0	0.19	105.4	0	2 472	9.9	32.8	6.5	0	44.2	16.1	9.3	586.9	
	T_2g	X	11.4	1.95	4.2	5 182.3	2.47	0.4	0.3	1.44	0.45	341.7	0.37	230.5	11.17	88.7	82.5	27	13.8	1	2 000	74	23.7	160	6
		δ	1.97	1.38	4.62	1 599.2	1.87	0	0.25	1.26	0.05	168.6	0.08	190.8	2.04	153.6	24.9	13.7	4.5	0	1 144	24	2.2	104.9	
		V%	17.3	70.9	109	30.9	75.5	0	85.8	87.6	12.2	49.3	22.2	82.8	18.3	173.2	30.1	50.7	32.5	0	59.2	32	9.1	65.5	
34	$T_1\beta$	X	7.1	4.3	1.4	1 008.6	0.9	1.22	0.02	2.03	<0.4	207.1	<0.3	14	11	23.1	60.7	89.8	20.4	<2	4 478	158.6	22.9	198.8	14
		δ	0.6	7.2	0.3	246.8	0.6	0.45	0.01	3.38	0	64.6	0	21.1	11.1	50.3	34	30.1	7.96	0	3 377	50.1	8.7	233.4	
		V%	8.5	167.6	20	24.5	66.5	37	50	166.3	0	31.2	0	150.8	101	218.2	56	33.5	39.1	0	75.4	31.6	38.1	117.5	
	$Ⅱ_1$	X	6.45	<1	1.31	1 127	1.23	0.75	0.04	1.57	<0.4	1.57	<0.3	7.75	<10	145	38.8	145	20	<2	7 000	282.5	22.5	230	4
		δ	1.09	0	0.14	219.1	0.39	0.17	0.02	1.02	0	28.9	0	1.5	0	152	28.4	25.2	0	0	1 414	59.1	8.7	54.8	
		V%	16.9	0	10.9	19.4	31.9	23.1	60.5	64.6	0	16.5	0	19.4	0	104.8	73.3	17.4	0	0	20.2	20.9	38.5	23.8	
	$Ⅲ_1$	X	9.4	2.13	1.49	2 077	0.74	1.72	0.24	13.1	0.34	196.7	<0.3	<10	36.2	650.7	66.3	81.7	29.2	<2	9 055	321.7	<20	537	15
		δ	2.5	4.2	0.16	1 019	0.72	0.74	0.37	22.3	0.15	61.1	0	0	60.8	789.7	39.3	36.4	26.4	0	4 588	100.2	0	263.7	
		V%	26.5	197	10.8	52.5	96.2	43.1	151	170	45.6	31.1	0	0	168	121	59.2	44.6	90.4	0	50.7	31.1	0	49.1	
	T_2g	X	5.91	0.8	2.25	865.5	4.12	2.08	0.15	0.8	0.33	180	0.44	9.55	43	12.9	19.5	12.7	15	<2	353.8	24.7	19	31.6	20
		δ	2.38	0.24	0.73	448.8	5.39	2.97	0.14	1.15	0.11	63.7	1.07	5.68	52.8	23.3	8.87	10.6	10.1	0	588.8	22.3	5.3	22.7	
		V%	40.2	30.3	32.6	51.9	130	142.8	90	143	34.2	35.4	243.9	59.5	123	181.6	45.5	83.3	67	0	166.4	90.2	27.8	72	

续 表

勘探线	地质体	元素 / 参数	Sn	W	Mo	Mn	As	Sb	Ag	Au	Cd	Ba	Be	B	Pb	Cu	Cr	Ni	Co	Bi	Ti	V	Li	Zn	n
18	$T_1\beta$	X	9.1	4.45	1.01	2 629.9	2	2.27	0.13	4.25	<0.4	231	<0.3	9.29	15.6	205.8	49.6	50.7	17.9	<2	4 978	206	18.1	262	29
		δ	2.44	11.4	0.74	1 057.6	1.55	0.7	0.22	5.36	0	150.3	0	6.49	19.8	346.2	48	34	9.9	0	3 047	111.5	5.2	119	
		V%	26.8	256	72.9	40.2	77.3	30.9	170	126	0	65	0	69.8	126.8	168	96.8	67	55.2	0	61.2	54.2	29	45.3	
	II_1	X	7.68	1.27	2.62	1 562	1.42	1.92	0.14	3.58	<0.4	184	<0.3	26.6	20.9	379	41.84	47.3	25.6	<2	5 318	239.6	22.2	235.5	16
		δ	2.28	1.73	1.48	726	0.68	0.62	0.24	4.41	0	43.7	0	78.3	10.4	447	27.69	24.4	12.8	0	1 576	74.5	10	85.5	
		V%	29.8	136.7	56.4	46.5	47.7	32.3	170	123	0	23.7	0	295	51.9	118	66.2	51.6	49.8	0	29.6	31.1	45	36.3	
	III_1	X	8.75	6.38	0.58	2 574	1.98	2.22	0.36	5.94	<0.4	229.4	<0.3	24.12	18.24	393	40.29	53.3	19.9	<2	4 688	222.4	17.35	185	17
		δ	0.94	13.2	0.23	1 221	1.07	0.56	0.61	6.68	0	63.9	0	48.74	12.12	571	50.29	40.16	10.2	0	1 713	56.6	5.34	84	
		V%	10.7	207.4	40.3	47.4	54	25.4	171	112.4	0	27.8	0	202	66.5	146	124.8	75.3	51.1	0	36.5	25.5	30.8	45	
	T_2g	X	8.71	<1	1.97	821.8	6.88	2.18	0.12	0.37	0.58	283	<0.3	10.5	35.8	10	20.67	10	<10	<2	2 398	20.33	17.5	49.2	6
		δ	2.48	0	0.63	212.4	7.78	0.96	0.08	0.41	0.69	116.9	0	5.65	33	10.3	7.66	7.34	0	0	300	10.8	2.74	46.9	
		V%	28.5	0	32.1	25.8	113	44	64.6	111.3	119	41.3	0	53.8	92.1	103	37.1	73.5	0	0	91.1	53.1	15.6	95.4	
6	$T_1\beta$	X	9.52	3.37	1.94	2 342	1.35	2.92	0.1	1.44	<0.4	194.1	<0.3	41.7	26.4	113.6	44.59	50.7	15.6	<2	4 912	219.5	16.8	170	17
		δ	3.86	6.67	0.61	966	0.52	1.58	0.26	0.98	0	46.4	0	131.1	26.6	240	66.5	25.3	4.64	0	993	46.6	3.9	51.9	
		V%	40.6	198	31.5	41.2	74.2	54.1	260	68.2	0	23.9	0	314.4	100.8	211.5	149.2	49.9	29.8	0	20.2	21.2	23.4	30.5	
	II_1	X	7.69	0.85	1.8	1 306	1.4	1.72	0.04	0.79	<0.4	211.1	<0.3	< 10	15.67	203.3	51.83	88	17.4	<2	7 933	274.4	18.9	210.8	9
		δ	1.86	0.3	0.23	456	0.53	0.33	0.02	0.52	0	33.3	0	0	9.5	133.7	38.52	85	7.2	0	4 391	101.2	4.9	76	
		V%	24.1	35.7	12.8	35	38	19.1	50	66.3	0	15.8	0	0	60.6	65.8	74.3	97	41	0	55.3	36.9	25.7	36.1	
	III_1	X	6.27	8.82	1.29	2 444	1.33	3.65	0.07	5.54	<0.4	217.5	<0.3	90.1	8.68	124.6	87.25	133.5	21.8	<2	5 745	322	16.25	287	20
		δ	1.64	24.4	0.24	1 167	0.42	1.93	0.1	6.86	0	54.5	0	222.64	3.01	348	96.69	71.8	10.4	0	3 306	200.3	2.75	306	
		V%	26.1	277	18.6	47.7	31.5	52.9	142.9	124	0	25	0	247	34.7	279	110.8	53.8	47.9	0	58	62.2	16.9	107	

备注：X 元素的平均含量；δ 方差；V% 变化系数；n 统计样品数。资料来源：西南有色地勘局三〇八队，1998。

表 6－12 34 勘探线Ⅳ1－1 号矿体轴向分带序列计算表

Table 6－12 The succession of the axial zoning about No. Ⅳ1－1 orebody in the No. 34 exploration line

元素线金属量标准化计算表(米%)

孔号	高程	Sn	As	Mn	Ag	Au	Cd	Be	B	Pb	Cr	Ni	Co	V	Ti	Zn	Cu
3402	+70	0.008 6	0.000 46	0.52	0.000 47	3.8×10^{-6}	0.022	0.000 1	0.004 3	0.33	1.13	0.014	0.56	0.007 3	26.7	0.46	1.69
3401	0	0.057	0.15	12.66	0.015	5.8×10^{-4}	0.000 15	0.000 1	1.78	0.003 5	1.63	1.31	0.06	2.69	371.97	1.09	95.4
3404	-300	0.005 6	0.079	0.42	0.000 07	1.8×10^{-5}	0.000 07	0.002	0.7	0.006	0.69	0.79	0.51	0.5	30.51	0.52	0.18

元素线金属量标准化计算表(米%)

孔号/高程	Sn	As	Mn	Ag	Au	Cd	Be	B	Pb	Cr	Ni	Co	V	Ti	Zn	Cu	线金属总量 Σ
3402/+70	86	0.46	5.2	4.7	3.8	220	10	0.43	330	113	1.4	7.3	56	26.7	4.6	16.9	886.5
3401/0	570	150	126.6	150	580	1.5	10	178	3.5	163	131	60	269	372	10.9	954	3 729.5
3404/-300	56	79	4.2	0.7	18	0.7	200	70	6	69	79	510	50	30.5	5.2	1.8	1 180.1

元素线金属量标准化计算表(米%)

孔号	高程	Sn	As	Mn	Ag	Au	Cd	Be	B	Pb	Cr	Ni	Co	V	Ti	Zn	Cu
3402	+70	0.097	0.000 52	0.005 9	0.005 3	0.004 3	0.25	0.011	0.000 49	0.37	0.13	0.001 6	0.008 2	0.063	0.03	0.005 2	0.019
3401	0	0.15	0.04	0.034	0.04	0.16	0.000 4	0.002 7	0.048	0.000 94	0.044	0.035	0.016	0.072	0.1	0.029	0.26
3404	-300	0.047	0.067	0.003 6	0.000 59	0.015	0.000 59	0.17	0.059	0.005 1	0.058	0.067	0.43	0.04	0.026	0.004 4	0.001 5

资料来源：西南有色地勘局三〇八队，1998。

表 6－13 正交因子载荷矩阵

Table 6－13 The matrix under load of quadrature component factor

	F_1	F_2	F_3	F_4	F_5	F_6	F_7	F_8
Sn	0.760	0.158	−0.085	0.074	−0.330	0.017	0.357	0.167
W	0.072	−0.042	0.006	0.860	−0.100	−0.126	−0.132	−0.219
Mo	0.086	0.519	−0.040	0.071	−0.151	0.145	−0.060	0.688
As	−0.077	−0.101	0.066	0.835	−0.013	0.103	−0.051	0.271
Sb	−0.457	−0.265	0.268	0.102	0.065	−0.071	0.550	0.320
Mn	0.123	−0.251	−0.401	−0.429	0.293	−0.374	0.131	−0.095
Ag	−0.074	0.952	−0.025	−0.035	−0.120	−0.042	0.055	0.075
Au	0.002	0.808	0.114	−0.085	−0.021	0.080	−0.191	0.142
Cd	−0.029	−0.116	−0.925	−0.043	−0.133	−0.009	0.005	0.058
Ba	−0.182	0.578	−0.528	−0.255	0.158	−0.169	0.075	−0.107
Be	0.926	−0.094	0.061	−0.105	0.045	−0.124	−0.039	−0.002
B	0.064	−0.132	0.134	−0.040	−0.044	0.903	−0.037	0.130
Pb	−0.015	0.035	−0.941	−0.078	−0.230	−0.053	0.013	0.036
Bi	−0.079	0.936	0.008	−0.023	−0.220	−0.058	0.045	0.043
Cr	−0.339	−0.267	0.205	0.606	0.146	0.258	0.064	0.362
Ni	−0.402	−0.154	0.026	0.092	0.742	0.012	−0.319	−0.039
Co	−0.225	−0.041	0.144	0.420	0.076	−0.036	−0.693	0.162
V	0.488	−0.233	0.379	−0.256	−0.001	−0.046	0.042	−0.558
Ti	−0.009	−0.230	0.382	−0.039	0.774	0.029	0.206	0.018
Li	0.375	−0.257	0.224	−0.285	−0.267	−0.568	−0.185	0.135
Zn	0.486	−0.077	0.102	−0.167	0.811	−0.029	−0.034	−0.093
Cu	0.929	0.005	0.051	−0.019	0.148	0.060	−0.023	0.035
特征值	3.533	3.525	2.719	2.467	2.323	1.465	1.187	1.292
累计百分比	20.491	39.401	51.691	62.692	69.708	75.885	80.207	84.136

资料来源：西南有色地勘局三〇八队，1998。

表 6－14　龙脖河铜矿西矿带不同层位元素含量（$\times 10^{-6}$）

Table 6－14　The content of elements in the different horizon of the western zone in Longbohe copper deposit

层位	样数	Cu	Pb	Zn	Ni	Co	Cr	Ti	Mn	V	Be	Cd
Ptw^a	14	23.43	34.22	34.13	27.05	14.35	131.21	343.16	30.74	72.43	0.59	0.58
Ptw^b	143	258.87	52.56	110.60	154.40	65.70	447.23	774.23	75.58	193.63	3.22	2.17
Ptw^c	6	39.41	34.12	54.23	9.24	5.68	96.18	124.31	45.21	19.27	0.73	0.86
T_3h	4	111.73	38.26	52.65	33.22	17.12	179.10	271.46	40.99	73.47	1.15	0.63

备注：Ptw^a—乌都坑组下段；Ptw^b—乌都坑组中段；Ptw^c—乌都坑组上段；T_3h—火把冲组。原始数据来自西南有色地研所，1998。

表 6－15　龙脖河铜矿西矿带不同岩石元素含量（$\times 10^{-6}$）

Table 6－15　The content of elements in the different rocks of the western zone in Longbohe copper deposit

岩性	样数	Cu	Pb	Zn	Ni	Co	Cr	Ti	Mn	V	Be	Cd
角闪岩	6	1 257.17	31.20	118.40	749.32	263.43	1 617.35	994.67	143.12	196.17	3.58	2.11
片麻岩	119	111.77	18.17	68.40	189.90	28.03	163.97	339.67	33.23	93.83	3.58	2.28
片岩	119	89.43	14.22	51.10	43.98	21.37	255.02	330.88	44.24	94.56	1.85	2.26
白云质大理岩	1	209.30	48.65	49.00	25.07	13.27	69.57	153.40	53.00	54.65	0.62	1.30
长英岩脉	1	81.82	18.88	36.20	39.04	218.79	182.44	100.64	11.33	55.99	1.15	4.02
砂岩	1	79.80	49.10	4.30	21.40	12.00	349.00	146.00	25.90	32.30	1.19	1.16
大理岩	2	80.81	33.99	20.25	30.22	115.40	265.72	123.32	18.62	44.15	1.17	2.59
板岩	2	80.31	41.55	12.28	25.81	63.70	307.36	134.66	22.26	38.22	1.18	1.88
斜长角闪岩	5	106.41	38.43	24.41	28.31	84.63	234.82	131.60	26.22	45.06	1.06	2.19
混合岩	5	85.83	36.39	19.49	28.96	98.90	267.87	127.24	20.86	43.14	1.15	2.37
花岗岩	124	85.83	36.39	19.49	28.96	98.90	267.87	127.24	20.86	43.14	1.15	2.37
片麻岩	6	86.50	39.31	16.70	27.27	78.92	282.11	131.68	22.45	41.00	1.15	2.09
变粒岩	124	87.61	37.68	18.77	28.25	90.07	270.96	129.29	21.88	42.45	1.14	2.25
片岩	9	86.10	36.86	19.10	28.69	95.70	269.79	127.96	21.15	42.83	1.15	2.32

资料来源：据西南有色地研所（1994）统计。

表 6－16　龙脖河铜矿西矿带不同地区元素含量（$\times 10^{-6}$）

Table 6－16　The content of elements in the different area of the western zone in Longbohe copper deposit

地区代号	Cu	Pb	Zn	Co	Ni	Cr	Mn	Ti	V	Cd	Be
M	32.86	19.91	40.80	12.53	19.85	104.8	31.26	201.8	55.23	0.19	0.835
G	18.54	18.11	39.60	11.96	21.70	87.31	37.53	214.9	58.37	0.06	0.807

M—茅草坪矿段；G—公鸡山矿段。资料来源：据西南有色地研所（1994）统计。

（3）同一层位不同岩类富集程度不同。

本区元素岩类专属性较明显，无论茅草坪矿段，还是公鸡山矿段，都表现为 Cu、Ni、Co、Cr、Be、Cd 等在乌都坑组中段的黑云斜长变粒岩、斜长角闪岩、混合岩化片岩中富集，而 Pb、Zn、Ag、Mn 含量则极低。

2.2.2 变质过程中成矿元素活动规律

变质－混合岩化作用过程中，总会伴随成矿元素的变化。随着混合岩化作用的增强，不同地层或岩性中都表现为上述元素含量有增加的趋势。事实表明，在变质作用过程中存在着成矿元素和主要伴生元素的迁出和转移，成为后来变质岩区矿化的物质来源。而进一步的富集成矿，则要通过混合交代作用才能完成。

西矿带变质岩的原岩建造可能为一套以中基性为主的火山碎屑物质及少量碳酸盐物质，成矿与变质－混合交代作用有关，其原岩建造的含矿性是成矿的物质基础；而变质作用，特别是混合岩化作用是富集成矿最主要因素。

2.2.3 次生晕异常特征

残坡积及水系沉积物属次生地球化学场范畴，可保留基岩地球化学场的某些基本特征。从区域化探异常图看出，次生晕异常的展布规律与地层地球化学场的分布密切关联，主要分布在地层高浓集区段内。西南有色地勘局物探队（1993）于西矿带大梁子矿段在1∶100 000 分散流扫面的基础上，经1∶20 000化探详查显示：有较好的次生晕异常反映，走向北西，以六、七号异常为代表，属以铜为主，伴有镍、钴元素的异常；六号异常长 1.7 千米，宽 300～700 米，面积约 0.85 平方千米，铜含量 100×10^{-6}～$2\,000\times10^{-6}$，平均 375×10^{-6}；七号异常长 1.6 千米，宽 300 米，面积约 0.7 平方千米，铜含量 100×10^{-6}～600×10^{-6}，平均 270×10^{-6}。二者都有明显的铜异常浓集中心及较好的内带异常，推断为矿致异常（附图 1）。

（1）异常多以单元素形式形成浓集中心；在变质岩、长英质岩脉背景上形成局部 Cu、Ni、Co、Cr 组合异常；而仅在碳酸盐岩背景上形成零星的 Pb、Zn、Ag 简单组合异常，Mn 含量极低。

（2）异常实际对应的地质体多数是在变质岩、花岗岩接触带以及大理岩附近，与矿体或地层高背景地段基本一致。

（3）次生晕异常的展布与控岩控矿断裂分布一致。

2.2.4 原生晕异常特征

原生晕测量结果显示：西矿带有较好的 Cu、Ni、Co 等元素组合异常带，特别是 Cu 异常连续性好，异常带轴向与矿化带一致，浓集中心明显，铜峰值 $1\,826\times10^{-6}$，均值 374×10^{-6}，推断为矿致异常，主要指示元素是 Cu、Zn、Au、Be、Cd 和 TR 等，其次是 Ni、Co、Cr 等。

2.3 地球化学异常模型

中文地质文献中常用的模型或模式，均译自英文的“model”。近年来，地质学家为了避免词意的混淆，趋向于统一采用“模式”一词，而地球物理学家则多采用“模型”。勘查地球化学中，普遍见于国外文献的还有“pattern”一词，该词除有与“model”类似含义外，更具有式样、花样、图形等含义，且多与地球化学分散、异常等连用。因此，勘查地球化学中，将“模式”与“模型”加以区分很有必要，即：“模式”对应于“pattern”，用于地球化学异常模式（Geochemical anomaly pattern）简称异常模式；“模型”对应于“model”，用于地球化学勘查概念模型（Conceptual model of Geochemical exploration）或简称模型。

综合地质及地球化学特征，建立龙脖河铜矿床东西两个矿带的地球化学异常模型（图 6－2），主要内容提要：

①矿体上方存在原生晕异常铜内带，次生晕异常为以铜为主的多元素组合异常。

②铜多元素异常组合为 Cu、Pb、Zn、Ni、Co、Mn，明显受断裂及层位控制，异常形态呈带状、串珠状分布。

③水平分带（内→外）：Cu、Zn、Ag、Au 出现较好的内带异常，Pb、Ni、Mn、Co 出现外带异常。

④垂直分带（上→下）：Ba→Cu、Zn、Pb、Ag→Cu、Ag，一般不很明显，有时具韵律性重复。Cu：$n\times100\sim n\times1\,000$，Pb：$n\times10\sim n\times100$，Zn：$n\times100\sim n\times1\,000$，Ag：$0.n\sim n$，As：$n\times10\sim>100$，Mo：$n\times1$，Ba：$n\times100\sim n\times1\,000$（单位：$\times10^{-6}$）。

⑤在表生作用下，铜元素次生富集明显，异常范围比矿化范围大几倍至几十倍，当地形较陡时，范围更大，异常中心发生明显的位移。

3　矿床遥感影像特征及模型

矿产资源勘查是一项综合性的系统科学工程，当找矿勘查已进入到深部隐伏矿床的普查和预测阶段，更需要地质、遥感、物探、化探等综合方法和有效技术手段配合。通过遥感地质技术识别古构造、识别深层构造、识别隐伏构造、判别复合构造，可为矿产成矿预测提供构造控矿地质信息。杨世瑜等（2003）研究云南铜矿成矿区带展布的遥感影像线－环组合特征，认为云南火山岩型铜矿床多展布于北西向和南北向区域性、贯穿性、线性构造、线－环相互交切部位，环－线切接结构和环－线交切结构为矿化集中域展布部位，并指出金平—元江地区是云南省线－环结构区域性最佳矿化集中域之一。

本项研究主要开展以下三个方面遥感地质工作，并取得进展。

①在 PCI 软件平台开展 LANDSAT－ETM 数据处理，通过多波段数据分析处理，获取地质矿产遥感图像；

②结合野外地质实践，开展成矿带遥感控矿构造分析，查明遥感构造类型及展布规律，研究矿产分布与遥感构造关系，建立遥感构造找矿或成矿预测模型；

③依据所建立的遥感－地质成矿预测模型，开展遥感地质层面的成矿预测，为圈定找矿靶区提供遥感地质方面的依据。

3.1　遥感图像处理

3.1.1　数据处理

图像处理是在加拿大专业遥感图像处理软件 PCI Geomatica8.0 平台上进行。遥感数据处理的主要流程包括数据镶嵌、几何校正、图像生成、图像增强等过程。

（1）数据镶嵌。

龙脖河铜矿区涉及 128－44（2002 年 9 月 1 日）及 129－44（2002 年 4 月 7 日）两景数据，两景图像左右镶嵌选择 15 个 GCP，精度达到规范要求。由于两景数据时相差别较大，图像进行了色彩匹配，使镶嵌后图像的色彩在镶嵌线两侧柔和过渡，达到无缝效果。

（2）几何校正。

卫星地面站提供的卫星数据已经根据卫星轨道的各种参数将图像进行粗略的校正，但粗校正后的图像仍存在几何变形。用户需要利用地面控制点和多项式纠正模型做进一步的几何纠正。

本次工作地面控制点在1∶50 000地形图上采集，共采集 GCP 点 50 余个，校正后图像几何精度达到1∶50 000需求。

（3）彩色合成。

色彩丰富、信息量大的彩色图像，有利于地质解译，为达到最佳的彩色合成效果，参加合成的波段一般遵循以下原则：

①参加合成的单波段有较大的方差，即波段本身具有较大的信息量。

②参加合成的各波段间相关系数较小，避免信息的重复和冗余。

③参加合成的三波段图像的均值要相近，避免合成图像产生严重偏色。

④选择目标物体显示较为突出的波段。

（4）图像增强。

图像增强的目的是为了突出相关的主题信息。图像增强的方法可以分为光谱增强和空间增强。工作图像采用了光谱增强－直方图均衡化的方法，理论上使图像中的各种亮度值均衡分布。

（5）图像融合。

将高分辨率的全色波段与参加彩色合成的多光谱波段进行融合处理，融合后的图像可以发挥多光谱图像与高分辨率图像各自的优势，弥补不足，改善遥感图像目标识别效果，提高遥感图像的综合分析精度。常用的融合方法有 IHS 变换法、PCA 变换法、HPF 变换法与小波变换法等。本次工作中选择了 IHS 变换方法。

3.1.2 工作区影像数据特征

为使图像处理及解译工作更加准确，有定量性的标准，通过分析获得以下影像数据特征，详见表 6－17、表 6－18、表 6－19，各波段直方图见图 6－7。

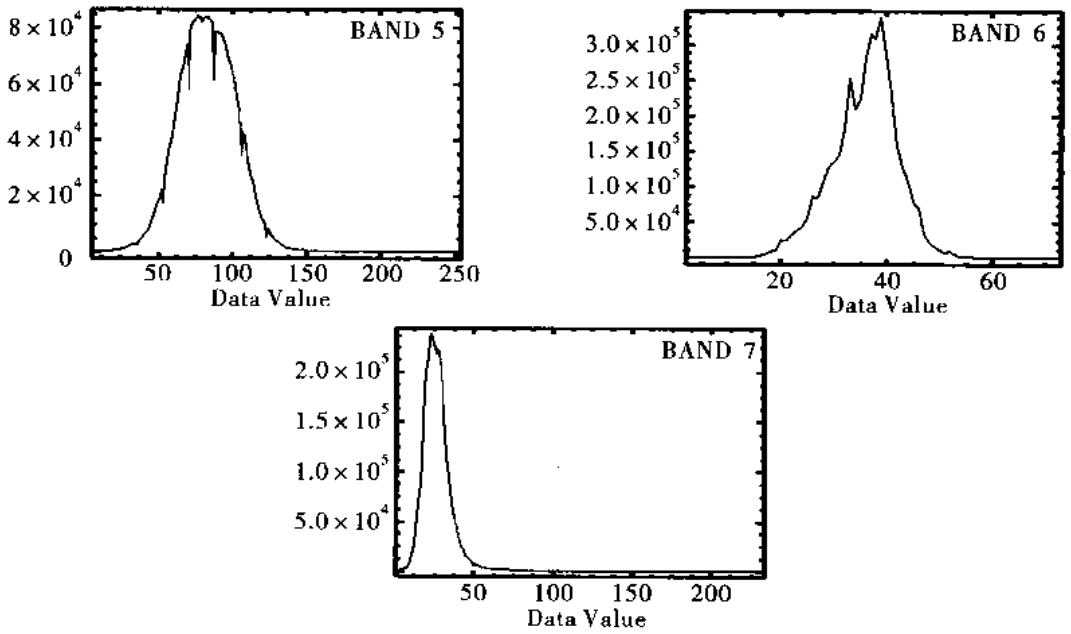


图 6－7 工作区 ETM 数据各波段直方图

Fig. 6－7 The histogram in the each band of ETM data in work area

表 6－17 工作区 ETM 数据基本统计特征

Table 6－17 The basic statistical feature of ETM data in work area

波段	最小值	最大值	均值	标准差
1	54	254	78.959 145	7.491 306
2	7	215	34.491 912	5.127 787
3	1	254	30.780 756	6.735 534
4	10	254	106.681 281	20.603 764
5	6	254	83.208 042	19.031 559
6	2	73	35.867 817	6.190 549
7	1	233	26.337 132	8.109 980

表 6－18　工作区 ETM 数据波段间协方差矩阵

Table 6－18　The covariance matrix between the band of ETM data in work area

波段	1	2	3	4	5	6	7
1	56.119 6	34.305 9	42.217 6	34.965 4	69.322 7	21.602 6	35.136 7
2	34.305 9	26.294 2	31.206 9	40.293 0	65.550 0	17.123 0	30.344 8
3	42.217 6	31.206 9	45.367 4	20.549 2	73.432 6	19.542 7	40.055 1
4	34.965 4	40.293 0	20.549 2	424.515 0	282.297 7	38.940 0	72.406 9
5	69.322 7	65.550 0	73.432 6	282.297 7	362.200 2	60.970 8	139.675 9
6	21.602 6	17.123 0	19.542 7	38.940 0	60.970 8	38.322 8	26.167 8
7	35.136 7	30.344 8	40.055 1	72.406 9	139.675 9	26.167 8	65.771 7

表 6－19　工作区 ETM 数据波段间相关系数矩阵

Table 6－19　The correlation coefficient matrix between the band of ETM data in work area

波段	1	2	3	4	5	6	7
1	1.000 000	0.893 061	0.836 690	0.226 535	0.486 232	0.465 823	0.578 341
2	0.893 061	1.000 000	0.903 545	0.381 376	0.671 690	0.539 412	0.729 684
3	0.836 690	0.903 545	1.000 000	0.148 074	0.572 853	0.468 689	0.733 275
4	0.226 535	0.381 376	0.148 074	1.000 000	0.719 924	0.305 295	0.433 325
5	0.486 232	0.671 690	0.572 853	0.719 924	1.000 000	0.517 510	0.904 956
6	0.465 823	0.539 412	0.468 689	0.305 295	0.517 510	1.000 000	0.521 217
7	0.578 341	0.729 684	0.733 275	0.433 325	0.904 956	0.521 217	1.000 000

从以上统计参数可看出：4、5 波段的标准差较大，表明在 4、5 波段像元的亮度值离散程度大，对地物反映的层次相对就会多些，这在直方图中也能看出。就相关系数而言，R12、R23、R13、R57 相对较大，其余相关系数均中等或较小，有利于彩色减少假彩色合成图像中冗余信息。

通过对各种数据特征分析和对比，最终选择 741 合成为基础图像方案。基础图像上色彩信息较丰富，纹理清晰，可以满足宏观分析及构造解译的要求。同时，为了更好地反映不同岩性的特征，在假彩色合成过程中，加入了比值图像，选择 4R＋5/1G＋7B 的合成方案，附图 2 为最终结果图像，可以看出，图像纹理清晰、色彩更加丰富，岩性界线更加明显，能够较准确满足进一步解译的需要。

3.2　遥感地质解译

遥感影像是自然景观的立体模型，是地表地质体波谱特征的反映，能全面、客观、真实地记录综合景观特征和各种地物的个体特征，因而可应用这些特征建立地质体的遥感解译标志，进行遥感影像地质解释。

3.2.1　岩石地层单元解译

区内出露的地层有古元古界哀牢山群、瑶山群和浅变质火山岩系及三叠系。哀牢山群和瑶山群分布于区内南北两侧，岩石组合为片麻岩、混合岩、角闪岩、片岩、变粒岩夹大理岩。红河河

谷分布有浅变质火山岩系，岩石组合主要为一套基性火山岩、火山碎屑岩夹大理岩、辉绿辉长岩。由于特定的岩性，形成不同的特征影像单元。依据 ETM 卫星影像特征，结合地质资料及野外地质踏勘，建立本区岩石地层单元遥感解释标志（表 6－20），借此初步圈定区内各地层单元的界线。

表 6－20 岩石地层遥感解译标志一览表

Table 6－20 The key of interpretation of remote sensing in rocks and stratum

地层（代号）	分布范围	岩性特征	影像标志
上三叠统火把冲组（T_3h）	沿红河两岸分布	粉砂质－泥质－炭质板岩，变质砂岩，云母片岩，千枚岩	色彩为褐黄色，垄状、脊状山形，浑圆状山包，影纹细，水系不发育，植被稀疏，多密集于沟谷
中三叠统个旧组第三段（T_2g^c）	沿红河两岸紧邻火把冲组分布	硅化灰岩，大理岩化白云质灰岩，泥质条带的硅化细晶白云岩，白云质灰岩，炭质灰岩，夹砂质－炭质板岩	色彩为浅褐夹杂黄、绿色，以肾状、豆状、桔皮状影纹为特征，垄状山形为主，一般呈浑圆状、圆丘状，常毗连成带，溶蚀凹地、残山、漏斗等岩溶地貌可见，沟谷开阔，蜿蜒曲折
中三叠统个旧组第二段（T_2g^b）	分布于北西部	为岩性单一，白云岩	黄绿色彩，以肾状纹型结构为特征，典型的岩溶地貌，峰林密布
中三叠统个旧组第一段（T_2g^a）	分布于北西部	灰岩夹白云质灰岩，泥质灰岩，钙质泥岩，钙质片岩	呈果绿夹杂黄绿色彩，麻点状、斑点状影纹，不规则状及条带状之影像
变火山岩组（$T_1\beta$）	分布在红河河谷	基性火山岩，火山碎屑岩夹大理岩，辉绿辉长岩	呈暗褐色彩、形状为长椭圆状、条状、蚯蚓状，纹型为斑纹状、瘤状、豆状等
下三叠统永宁镇组（T_1Y）	沿阿龙古—龙山断裂以北	灰岩夹板岩，凝灰质砂岩，大理岩，斜长角闪岩夹少量云母片岩，局部出现混合花岗岩，花岗伟晶岩	色彩为褐红色，块状、条块状纹形，影纹较细、山体高大，山脊圆滑，边坡较陡，主体山脊常毗连成起伏不大的垄状山脊，以树枝状水系为主，植被不发育
下三叠统洗马塘组（T_1X）	依附于永宁镇组分布	黑云斜长片麻岩，变粒岩，斜长黑云片岩，二云斜长片麻岩，片岩夹大理岩	色彩为褐红色，条块状图形，山脊圆滑，与永宁镇组接触部位地形变陡，水系及植被不发育
变基性火山岩组（$T_1\beta$）	分布于南东部	基性火山岩，火山碎屑岩夹少量大理岩	黄褐色与黄绿色组成的杂色，具束状、丘状结构之带状影像
下元古界瑶山群（Ptys）	分布于红河以北	混合质矽线黑云片岩，黑云斜长片麻岩，黑云斜长变粒岩，夹少量斜长角闪岩、大理岩	色彩为褐红色带有黄绿色斑纹的杂色，块状结构，影像表面粗糙，羽状水系
下元古界哀牢山群（Ptal）	分布于红河南西侧	斜长片麻岩为主，夹黑云斜长变粒岩、斜长角闪岩，少量云母片岩、大理岩、透辉石岩、角闪斜长变粒岩	色彩为褐红色嵌布少量绿色，以梳状水系发育为特征，与邻区相比，影像特征醒目

3.2.2 岩浆岩解译

区内岩浆岩主要发育基性火山岩、印支期和燕山期中酸性侵入岩。由于两期同类岩石无明显影像差异，本文按基性、中酸性侵入岩叙述其影像特征。

基性岩：包括晋宁期的变玄武岩、细碧岩、玄武质火山凝灰岩和印支、燕山期的辉绿辉长

岩。影像中呈暗褐色彩、形状为长椭圆状、条状、蚯蚓状，纹型为斑纹状、瘤状、豆状等。水系无明显类型可辨，植被多发育灌木丛杂草。

中酸性岩：有印支期的角闪花岗片麻岩、片麻状花岗岩和燕山晚期的黑云花岗岩。卫星影像呈棕色、斑杂色，形状为椭圆状、条状及不规则状，纹型为网纹状、条块状、圆丘状、斑杂状，结构为粗棱块状，有些岩体周边具明显的齿状纹型并出现浅色晕圈。水系不发育，少数岩体为平行状水系，植被疏密不等。

3.2.3　遥感构造特征

（1）区域遥感构造格架及影像分区。

纵观全区卫星影像图，红河谷地呈略带弧形的北西向浅色带状展布，与其相伴，发育有一系列北西向线性条纹影像带，其中北东岸与南西岸分别存在一条规模巨大的断裂构造带，前者为阿龙古—龙山断裂带，后者为红河断裂带，十分醒目。两条大型构造带斜贯全区，断裂两侧纹形、色调具有明显的差异，具有分区特征。构成了颇似“双轨式”的影像格局，而夹持于这两条大型构造影像带之间的浅色调影像带即为红河裂陷槽。上述“双轨式”影像即为本区构造格架的主体。以红河断裂带及阿龙古—龙山断裂带为界，可划分为南、中、北三个影像区，遥感影像分别反映出各区主要岩石地层和构造的展布特征。

南区：红河断裂影像带以南的地域，显示褐红色嵌少量绿色，树枝状水系，反差强烈的尖棱条块状纹型，结构粗糙、束状线性构造为其基本特征，该区主要为一套强烈混合岩化深变质岩系。

中区：红河、阿龙古—龙山两条断裂影像带夹持的狭长条带，以黄绿色为主、带内发育次级北西向和北东向线性构造，肋状、梳状影纹结构，局部地段略显细碎零乱，近于平行的脊状山形，角状水系，少量丘包状地貌。该区主要为碳酸盐岩、火山碎屑岩及基性火山岩。

北区：阿龙古—龙山断裂影像带以北的地域，以深褐红色为主，条块状图案，梳状水系，脊状山形为其特征。该区为下三叠统地层和瑶山群的变质岩系。

（2）遥感线性构造。

①解译标志。

区内线性影像发育，大多数与区内已知的断裂吻合，这些与断裂要素有成生联系的线性影像在卫星影像图上主要解译标志为：

a. 深或浅的色调异常线（带），色调异常界面等呈连续的或断续的分布，一般都与正常的背景色调有较明显的差异。

b. 两种不同的自然景观或影纹图案呈直线或平滑的曲线接触。

c. 地质体（地质界线）明显错位，山脊被扭曲。

d. 地形上的陡坎、陡崖、平台呈线性分布并有一定的延伸和明显的方向性。

e. 呈线状展布的负地形及平直而深切的沟谷。

f. 平直河谷的河曲段或折线状的河谷段、多条河流的拐点或汇流点线状排列。

在遥感图像中，大型线性影像带是区域性大断裂或深大断裂的影像标志，次级线性影像线与中小断裂或破碎带、大型节理的成生有关。

②展布特征。

区内主要断裂－线性构造为北西向，其次是北东向。根据卫星影像的解译和野外调绘，对区内主要断裂构造及其影像特征，按其展布方向分述如下：

北西向线性构造组。

区内该组方向的线性构造红河南西岸有红河、大坡头、新寨—勐坪，桥头街等线性构造，北东岸有阿龙古—龙山，龙古井—坝洒线性构造。延伸方向均北西向，延长大于几十千米，与之平

行的长十几千米的次级线性构造还有龙达、三六一、乌龟滩等。该组线性构造是本区构造格架的主体，严格控制本区地层、岩浆岩、矿产及地形地貌水系的分布，在卫星影像图上该组线性构造反映极为醒目，由深或浅的色调异常带（线）和不同色调界面呈线状展布，形迹呈舒缓波状延伸。该组线性构造内有大小不一的菱形或透镜状构造岩块，河谷及小断陷盆地也都与该组线性构造的方向一致，显示压性构造特征，反映区域应力场为南西向与北东向挤压。野外调绘时见到该组线性构造往往挤压破碎强烈，岩层较陡，菱形构造透镜体较发育。石英脉、劈理、片理化带、糜棱岩或糜棱岩化带、小褶皱、小滑动面、摩擦镜面及擦痕等也发育，在其两侧岩层中还发育次一级褶被和断裂。该组线性构造的断面产状极不稳定，如红河断裂，在大长滩一带，倾向210°，倾角45°~70°，在蔓耗附近倾向30°，倾角50°，在茅草坪矿段，地表倾向南西，倾角50°~70°，局部直立，而其地下则倾向北东30°~50°，倾角约50°，断层面具交扭性质。此外，在该组线性构造中，还有多期基性及酸性岩侵入，这都反映该组构造具多期活动的特点，并且控制区内铜矿的分布，为导矿和储矿构造。

北东向线性构造。

区内北东向线性构造在1:200 000区测资料中，仅在马堵山一带少量发育。经卫星图像的解释及野外调绘，发现区内北东向线性构造还是较发育，影像很明显。在卫星影像图上，多呈短而平直隐约出现，断续分布的北东向线性影纹且受北西向线性构造的限制，地貌上表现为短而平的线状沟谷，可能是受强大的北西向构造的影响，而使其影像表现得比较隐晦的缘故。该组线性构造形成时间较北西向线性构造晚，规模较小，对早期构造具改造作用和对矿化带具破坏作用。

综上所述，南西与北东向挤压应力场作用下形成的北西向基底断裂是区内活动最早的构造，后期仍有活动，与区域岩浆活动及矿产的关系最为密切，往往为岩浆的侵入及矿液的运移提供通道。而后期的北东向构造是在构造运动中，由于局部应力场的作用及岩石的不均一性，在一些脆性岩石地段而产生的张性断裂往往破坏了矿体的连续性。

（3）遥感环形构造。

通过卫星影像解译，区内有大小环形影像数十个，环形影像直径多为1~3千米，环形影像的单个形态有圆形、椭圆形、半圆形，它们通过色调略深或略浅的色环、色斑、环状山脊、沟谷，圆形山丘，盆地，环状、放射状水系等形式表现出来。它们的边界有的清楚，有的模糊，它们组合形态复杂，多以相交环、相切环等形式表现出来。环形影像的上述特征在很大程度上反映了它们的形成机制和地质意义。根据环形影像的形成机制、产出部位和构造特征等，可将区内的环形影像分为三种类型：

①与岩浆侵入作用有关的环形影像。

这类环形影像多与岩浆侵入作用有关，受北西向区域构造控制，成群成串出现。其影像特点是：具较清晰的环形及放射状水系，圆形、浑圆形的轮廓，对应环形体往往形成色调均匀、与背景影像差异明显的“晕色调”。其成因是岩浆在构造薄弱带上侵过程中，热动力条件对围岩作用所形成的侵入构造和热液蚀变，该类环形影像与成矿关系极为密切，特别是基性隐伏岩体形成的环形往往具有很好的成矿条件。

②与褶皱和断裂成因有关的环形影像。

这类环形影像往往分布在有短轴背、向斜或褶皱转折端，或强烈挤压带中的构造透镜体，几组断裂相交的构造集中区，环形、弧形断裂等部位。该类环形影像与成矿的关系尚不清楚，有待研究。

③性质不明的环形影像。

除上述成因的环形影像外，还有相当数量、暂时无法定性的环形影像，它们与成矿的关系有待进一步查明。

龙脖河地区遥感解译略图（附图3）清楚地显示了遥感断裂-线性构造与环形影像构造展布

特征及相互之间关系，并共同控制着铜矿的分布。

3.3　成矿环境遥感地质分析

龙脖河铜矿东、西两矿带在遥感影像特征上存在差异。

3.3.1　东矿带

东矿带位于由红河、阿龙古—龙山两条断裂带构成“双轨式”构造骨架中。经野外调研及成矿条件分析，“双轨式”断裂构造为该矿带成矿物质的运移或聚集提供了通道或场所，为导矿或储矿构造。而夹持于“双轨式”断裂内与之近平行的次级断裂或破碎带往往起容矿作用。

“双轨式”断裂构造内暗褐色，呈瘤状、豆状图案的影像斑块为基性岩体的反映，它富含铜、铅、锌等成矿元素，为成矿物质的供给者，相伴发育的环形影像往往由隐伏岩体和热液活动所致，为矿液再度运移和富集提供热动力。“双轨式”断裂构造夹持的呈浅褐夹杂黄绿色彩、花生壳状影纹斑块为中三叠统个旧组碳酸盐岩的显示，它具备良好的成矿岩性条件，成矿物质往往在有利的碳酸盐岩岩性段以及与基性岩体的接触部位富集成矿。

东矿带各矿段遥感影像特征如下：

（1）龙达矿段。

处于“双轨式”断裂内与之近平行的次级断裂较为密集发育部位，串珠状环形影像沿北西向分布。区内主要出露中上三叠统碳酸盐岩和碎屑岩、中晚元古代变基性火山岩组。本区发育“五层楼＋一梯”矿化中的三种类型：一是变钠质火山凝灰岩中的脉状、透镜状、似层状铜矿；二是辉绿辉长岩状内似层透镜状缓倾斜铜矿；三是辉绿辉长岩顶板接触带铜矿。

（2）新卡矿段。

发育有两种矿化类型：即辉绿辉长岩内似层状、透镜状缓倾斜铜矿和产于辉绿辉长岩顶板接触带的铜矿。卫星影像显示：由黄褐色嵌布暗绿色组成色彩影像特征，北东侧有阿龙古—龙山线性构造通过，不规则状排列的肾状、豆状纹型结构之影像中分布有暗绿色北西向细脉状之影像；南东侧有3个环形影像沿北西向排列分布，北西侧有相交环分布。

（3）新莲矿段。

处于阿龙古—龙山断裂南侧的具花生皮状影像的个旧组第三段地层，区内分布有呈暗绿色扁豆状影像的基性岩体，集中发育环形影像，且以相交环出现。老新街—二道河地段发育个旧组白云岩、白云质灰岩中似层状、扁豆状铜矿。卫星影像显示为：浅褐黄绿色彩，带状影像，肾状影纹内夹暗绿色细条纹或扁豆体，局部地段集中发育少量次级北东向线性构造，环形影像呈单体环、相交环、相切环分布。莲花滩地段铜矿化产于阿龙古—龙山断裂破碎带内，含矿岩石主要为个旧组破碎的白云质灰岩，铜矿沿破碎岩石的节理、裂隙充填，形成网脉状、浸染状矿石。卫星影像显示：处于中区与北区两个影像特征分区接触部位的阿龙古—龙山线性影像带内，其南侧分布有肾状影纹之带状影像，其内发育三条呈平行近等距的北东向线性构造及呈暗绿色细脉状或豆状之形态的基性岩，北侧有4个环形影像呈北西向的相交环分布。

3.3.2　西矿带

西矿带地处红河断裂带之南侧的哀牢山变质地体，带内广布哀牢山群的各种混合岩、片麻岩、变粒岩、片岩及大理岩等，岩浆活动强烈，有中酸性、基性－超基性岩多期侵入，发育一系列与红河线性影像带近平行的线性构造。遥感影像上，矿化与红河线性影像带近平行的线性构造夹持的粗糙斜条块尖棱状纹型结构的深色影像带，即：与哀牢山群乌都坑组、风港组地层和暗色蚕豆状、细条状影纹的基性－超基性岩体关系密切，前者往往形成含铜磁铁矿石英岩型（即“大梁子式”）矿化和含铜黄铁矿长英脉型矿化，后者主要形成与基性－超基性岩有关的铜镍矿。区内分布的环形影像往往指示隐伏岩体和岩浆侵入活动及热源体，矿化与环形影像关系密切。西

矿带各矿段遥感影像特征如下：

（1）大梁子矿段。

矿体赋存于哀牢山群乌都坑组中亚组黑云（角闪）斜长变粒岩、条痕状或眼球状混合岩中，矿化沿变质岩层理呈条带状产出，总体呈北窄南宽之形态，矿化强度也具北弱南强的趋势。卫星影像显示：与红河线性影像带近平行的次级北西向线性构造密集分布，次级北西向线性构造夹持的为粗糙斜条块、尖棱状纹型结构的深色影像带，红河影像带之南侧还分布呈棕色、斑杂色条带状的花岗岩，该区北西方向还发育有单体、相交环形影像。

（2）茅草坪矿段。

矿体产于乌都坑组中亚组眼球状、条带状混合岩中。卫星影像显示，北西向红河线性影像带在其北侧通过，北东向的次级线性构造密集发育，分布有两个与岩体侵入作用有关的环形影像，糙感强横条块尖棱状纹型结构的褐红色北西向影像带为背景。

（3）公鸡山矿段。

矿体分布于哀牢山群乌都坑组中下亚组和风港组中。产于乌都坑组中下亚组中的矿点有公鸡山、阿渡苴、金竹冲等；而产于风港组的矿点有腊哈迷和龙潭。它们影像特征显现北西向次级线性构造平行且等间距展布区内，环形影像密集发育，呈相交环、相切环、单体环分布。

3.4 遥感找矿模型的建立

遥感构造模型是成矿预测的找矿手段之一。其建模方法是以遥感线－环构造的成矿地质环境分析为背景，从已知矿区的色－线－环构造模式入手，建立区域成矿带及矿区的遥感构造概念模型，并用区域类比法从概念模型中导出遥感找矿模型，进行找矿靶区预测。

在总结该矿床遥感地质特征的基础上，通过与国内外火山岩型铜矿对比，建立本区铜矿“断裂＋热晕复合环”的综合遥感地质找矿模型，文字描述概括为：

“带”——北西向区域性线性构造带和分布其中的铜矿床、矿（化）点及异常共同组成的北西向构造－成矿带，是成矿的基础和找矿的前提条件。

“区”——南北向线性构造密集带与北西向构造－成矿带交汇形成的铜矿化富集区。

“环”——矿化富集区中与基性和中酸性岩体、火山机构相关的环形构造，常构成找矿目标区。

“色”——在环形构造上叠加的、由热液活动所形成的色异常（热晕），往往是与铜矿相关的围岩蚀变的反映，具有重要的找矿意义。

“线”——与成矿和控矿作用相关的断裂构造信息，是找矿的重要标志。

在具备“带”、“区”成矿背景和前提下，“线”－“环”－“色”的组合形式，既“断裂＋热晕复合环”，便构成本区遥感找矿预测的最佳模型。

总之，经对全区卫星数据的图像解译和影像特征的划分，获得了常规方法难以获得的遥感信息及解译标志，为该区的构造格架构建、构造运动的生成演化、铜矿的形成及控矿规律等研究提出了一些新认识。

4 矿床综合信息模式

4.1 矿床综合信息模式的构建

建模研究，对我国铜多金属矿产找矿和预测水平的提高有着重要作用。利用模式指导找矿，是近二三十年来矿产勘查领域的一项重要进展，特别是在找矿难度日益增大的形势下，建模研究更受到矿床地质学家、勘查地球物理学家和勘查地球化学家的重视，并成为当今矿产勘查研究的

热门课题。

矿床综合信息模型是从早期（20 世纪 60 年代末）的地质－磁法模型、地质－电法模型、地质－地球物理模型、地质－地球化学模型发展起来的，最为全面系统，又具最强的客观性和实用性，可有效地用于矿区的找矿工作。综合信息模型的基本内容应包括地质模型、地球化学模型、地球物理模型和综合标志集合以及综合数据集的观测和分析系统的优化组合。本文对龙脖河铜矿床进行探索性研究。

东矿带。西南有色地勘局物探队（1993）开展 6 条化探、高精度磁法、双频激电综合剖面测量工作（比例尺：1∶10 000）。成果显示：不同剖面均有较好的化探异常铜峰值，较好的磁力异常（ΔZ）及视幅频率（F_S）、视电阻率（ρ_S）异常，一般 ΔZ：－1 841～3 286nT；F_S：2%～28.5%。除 1 号剖面线（图 6－8）外，龙达矿段 34 号剖面线和 59 号剖面线也具有很好的化探、磁力、双频激电异常：34 号线化探异常铜峰值 $10\,000\times10^{-6}$，ΔZ：－150～350nT，F_S：2%～6%；59 号线化探异常铜峰值 $10\,000\times10^{-6}$，ΔZ：－150～1 450nT，F_S：2%～7%。区内的化探异常铜峰值都比较高，这是由于铜矿化较普遍所致；磁力异常的差异较大，反映了与铜矿化有成因联系的基性火山岩；视幅频率（F_S）的差异较大，可用来划分铜矿化范围，F_S 异常特征还反映深部铜矿化有增强的趋势。

西矿带。西南有色地勘局物探队（1993）开展比例尺1∶20 000，网度 200 米×20 米，面积 10 平方千米的高精度磁测和双频激电（偶极装置）工作。2 个磁力异常 ΔT 分别与两个 Cu（Ni、Co）化探原生晕异常相对应，以正异常为主，走向北西，ΔT 和 Cu 为主的综合异常所处的地段出现了双频偶极激电异常，相应显示出两组高极化低视电阻率带，$F_S=6\sim33.5$，$\rho_S=0\sim100$（即高精度磁法显示在化探原生晕异常对应部位有中强磁异常，$\Delta T=-683\sim65$nT；电法显示视幅频率达 17%，低视电阻率：5～100Ω·m）。在陆号以 Cu（Ni、Co）为主的化探原生晕异常中心地段，时间域中梯法、近场源、TEM 方法实验结果（TEM 异常特征亦反映为直立厚板状体）有较好的激电异常相对应。经剖面（图 6－9、图 6－10）检查和综合分析认为：Cu（Ni、Co）及激电异常属浅部的含铜混合岩及深部的铜矿化黑云斜长变粒岩所致。在野外调查发现其磁异常、双频激电异常与矿化范围分布一致，推测异常是由矿体引起的。

西南有色地勘局物探队（1993）在大梁子矿段获得 2 个物探综合异常带，其中包括激电异常 2 个（编号为 E_1、E_2），磁法异常 4 个（编号为 M_1、M_2、M_3、M_4），各异常特征见表 6－4。其一位于测区西部乌都坑组中亚段第四层黑云斜长变粒岩、混合岩上，为电、磁、化（次生晕详查异常以铜为主，伴有镍、钴）综合异常，走向与岩层一致，沿北西向展布，总长度大于 7.4 千米，宽约 1 千米，异常带由激电异常 E_1 和磁法异常 M_1、M_2、M_3 组成，激电异常规模大，强度高，具明显的低视电阻率、高视幅频率特征，为高背景异常；磁异常较零星，只在局部地段出现，规模小，强度低。其二位于测区东部的乌都坑组中亚段第五、六、七层黑云斜长变粒岩、片麻岩、片岩和混合岩上，为电、磁、化（次生晕详查异常主要为铜，呈串珠状展布）综合异常，走向与岩层一致，也呈北西向，总长度大于 7.4 千米，宽 0.4 千米，异常带由激电异常 E_2 和磁法异常 M_4 组成，激电异常为中等规模和中等强度的条带状异常，具低视电阻率、高视幅频率特征；磁异常规模较大，呈带状展布，主体为低缓异常。

由于西矿带工作程度尚低和研究有限，本次未能总结出其地球物理地球化学异常模式，有待今后继续深入工作。

综合东矿带的地质及上述物化特征，归纳出龙脖河铜矿床东矿带地球物理地球化学异常模式（图 6－11）有如下特征：

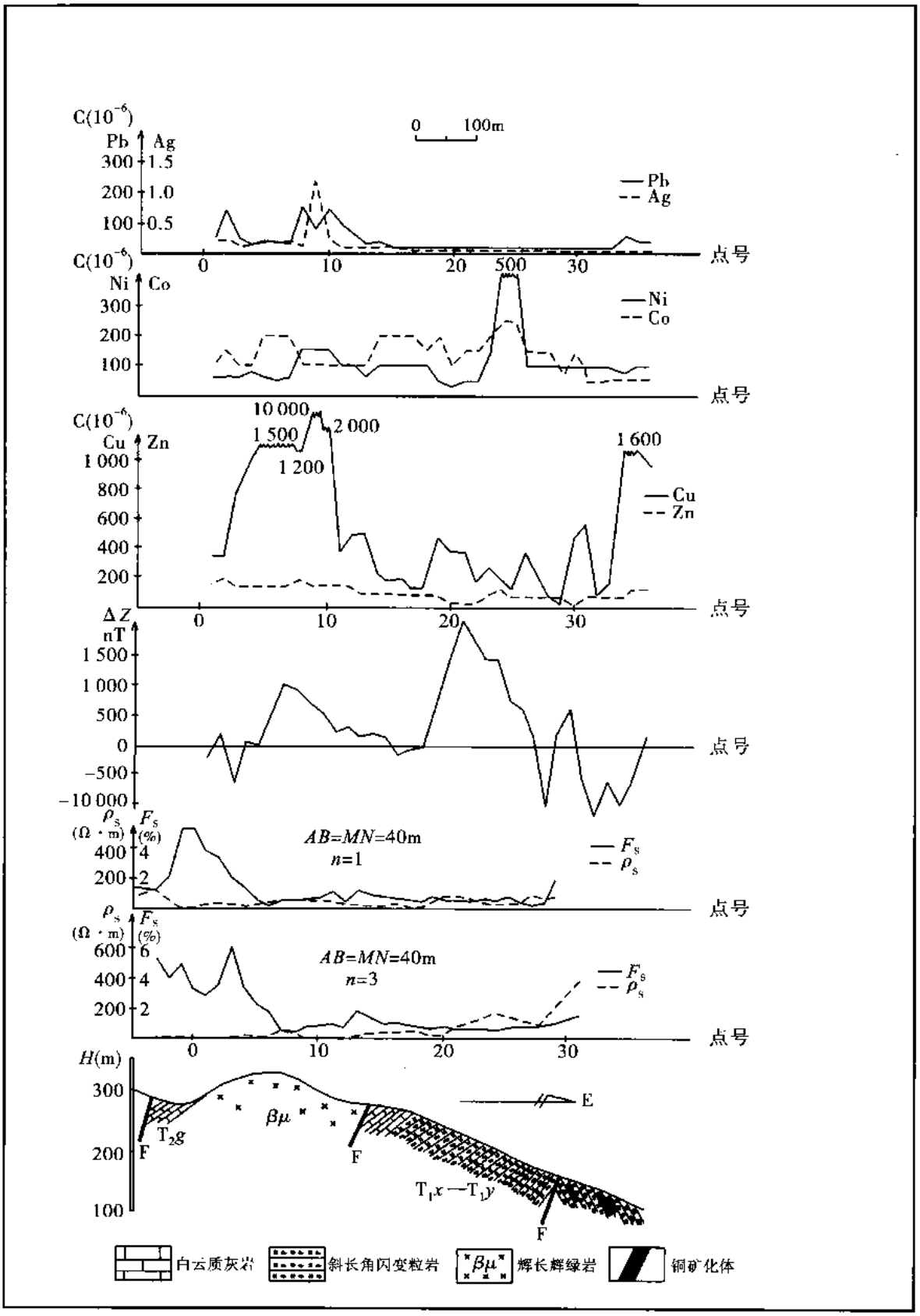


图 6-8 龙脖河铜矿东矿带 1 号地质物化探综合剖面图（依西南有色地勘局物探队，1993，修改）

Fig. 6-8 The No.1 generalized profile of geology, geophysical prospecting, and geochemical exploration in the eastern zone from Longbohe copper deposit

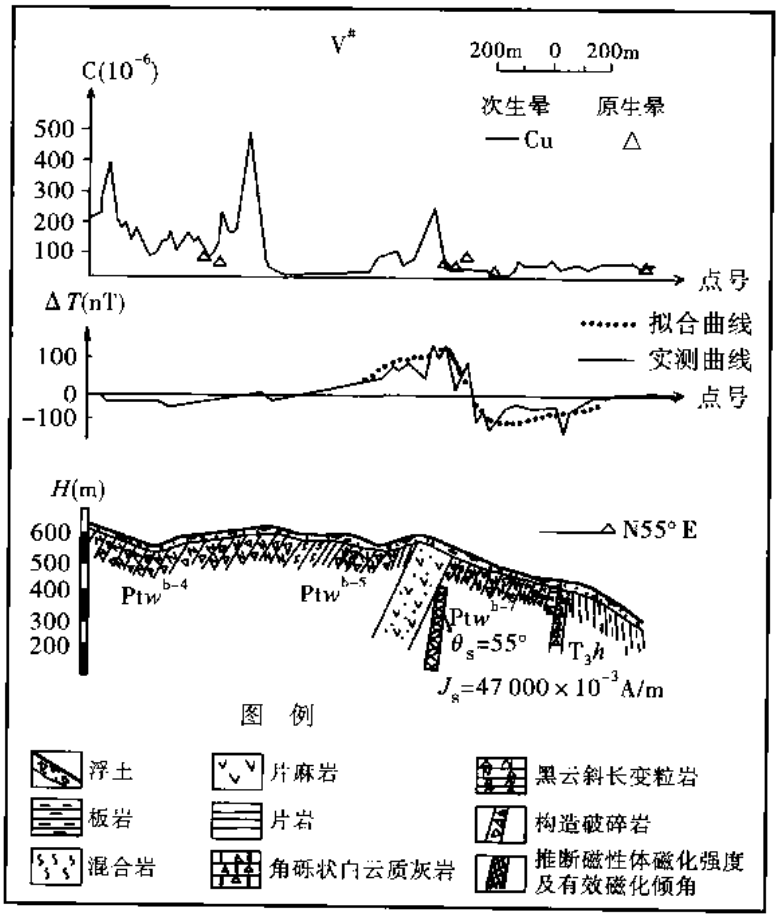


图 6－9　龙脖河铜矿西矿带地物化 V*综合剖面图

（依西南有色地勘局物探队，1993，修改）

Fig. 6－9　The No. V* generalized profile of geology, geophysical prospecting, and geochemical exploration in the western zone from Longbohe copper deposit

（1）晋宁期红河裂陷槽张裂、下沉，海水侵入，地幔基性岩浆上涌，形成早期富含铜、铅、锌等成矿元素的基性火山熔岩及火山凝灰岩；以后又多次上涌，形成晚期的基性岩岩浆活动带入了丰富的铜质，后期的变质作用及燕山期酸性岩浆侵入也提供了矿质及卤水环境，使铜再度富集，形成以基性火山岩为主的“五楼＋一梯”矿化模式。

（2）各矿化层的次生晕异常元素组合基本相似，以 Cu、Pb、Zn、Ni、Co、Mn 为主，Cu、Ag 为直接找矿指示元素，Cu、Ag 出现较好的内带异常，Ni、Co（Pb、Zn）出现外带异常（变基性火山岩型出现 Ni、Co，辉绿辉长岩型出现 Mn，构造破碎带型及白云岩型 Cu 外带上出现 Pb、Zn、Mn）。

（3）铜多元素异常明显受断裂及层位控制，成带状分布。

（4）第Ⅱ、Ⅲ、Ⅳ、Ⅴ矿化层，构成了磁异常的多级场源，磁异常表现为复杂的叠加特征。变基性火山岩型铜矿磁性强于辉绿辉长岩型铜矿，异常强度为 2～4 倍。第Ⅰ矿化层与Ⅱ、Ⅲ、Ⅳ、Ⅴ矿化层物化异常组合特征的最大差别是无磁异常。

（5）各矿化体相应的激电异常特征为：在矿体的上方有高视幅频度、低视电阻率异常。当矿体氧化程度较高时激电异常不明显。

综上所述，龙脖河铜矿床东矿带的物化探异常特征为：在矿体的上方有高视幅频率异常、中

弱磁异常、低视电阻率异常及铜内带异常，结合前述的成矿成晕机理，总结为："一高、一中、一低、一多（铜多元素组合）"的地球物理地球化学异常综合模式。

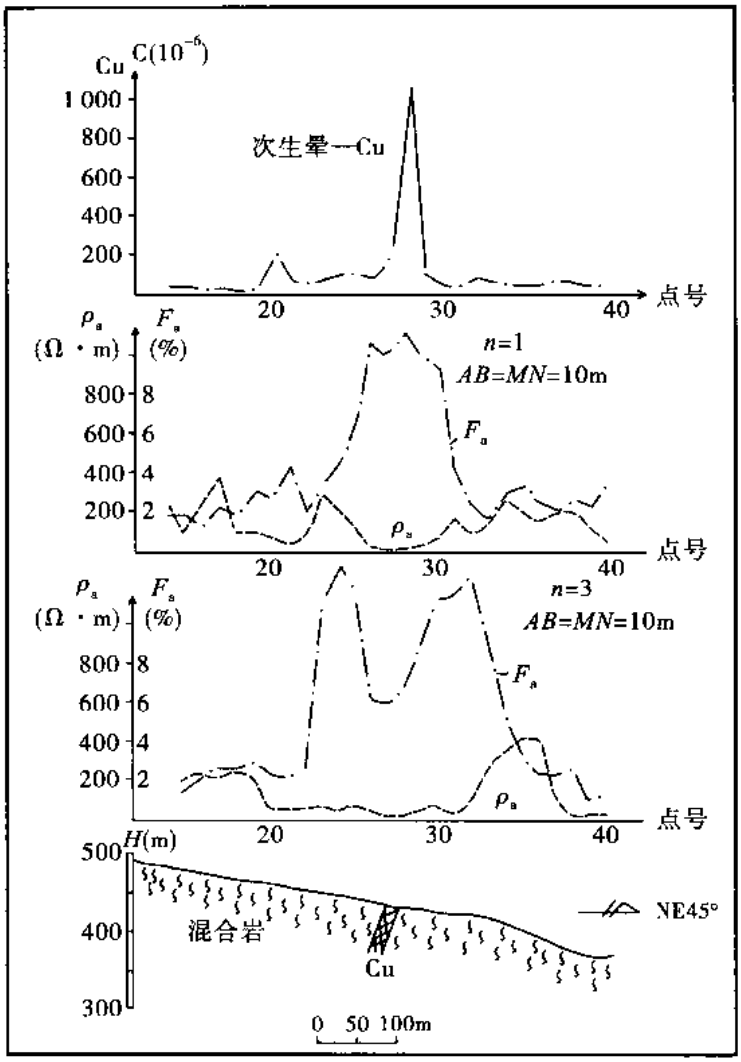


图 6－10　龙脖河铜矿西矿带 10 号地物化综合剖面图

（依西南有色地勘局物探队，1993，修改）

Fig. 6－10　The No. 10 generalized profile of geology, geophysical prospecting, and geochemical exploration in the western zone from Longbohe copper deposit

4.2　矿床综合信息模式的应用

图 6－11 表示地质地球物理地球化学异常综合模式建立后，在龙脖河矿区找矿工作中进行的应用研究，获得较好效果：预测龙脖河东矿带 1 号异常西侧、新街南、二道河及二道河北等个旧组地层白云岩中的异常地段有第Ⅰ层铜矿存在；卡房个旧组地层异常地段深部有第Ⅲ层铜矿存在。

目前，经野外调研及工作证实：老新街个旧组地层中已发现第Ⅰ层铜矿，卡房、二道河、二道河北经浅部工程揭露见矿；老新街经钻探工程证实，深部见变质基性火山岩及其铜矿体。模式在具体实践中应用，取得了较好的效果，对龙脖河铜矿区的进一步找矿具有重要的指导意义。

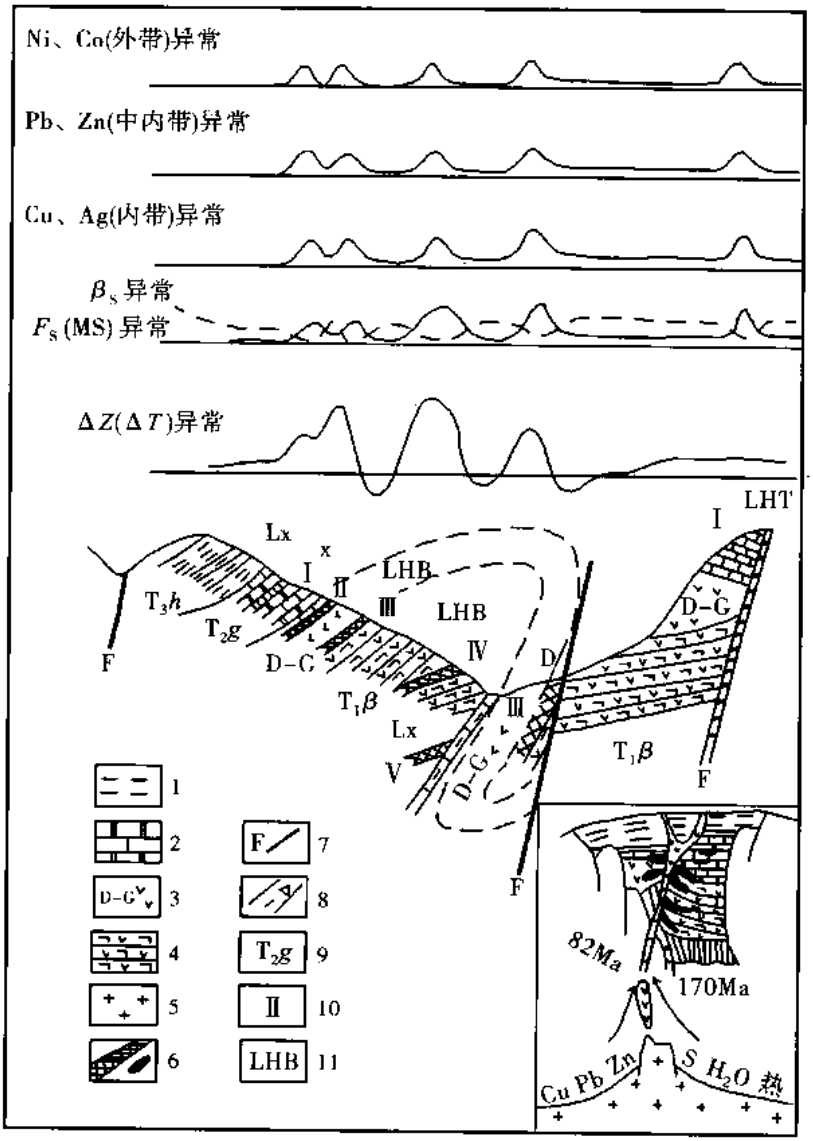


图 6－11　龙脖河东矿带铜矿床地球物理、地球化学异常概念模式图

Fig. 6－11　Geophysical and geochemical model of the eastern part of the longbohe copper deposit

1. 砂岩、板岩　2. 白云岩灰岩　3. 辉绿辉长岩　4. 基性火山岩
5. 花岗岩　6. 铜矿体　7. 断裂　8. 矿液通道　9. 地层代号
10. 矿层代号　11. 矿化段代号

第七章 矿床成因与成矿模式

1 控矿因素分析

1.1 东矿带控矿因素

1.1.1 构造控矿

深大断裂是深部岩浆、气体、热液等向浅表排放的通道和出口，也是地表大气降水等下渗的主要通路，对不同类型、不同来源、不同深度的多种流体具有沟通、汇合和纽带、混合功能，是造成成矿物质积淀的重要要素。深大断裂具有长期性、脉动性、继承性、多发性，提供丰富的矿源、水源、能源，是深部的和浅部物质和能量交换的重要渠道和通道；既具有导矿、驱矿（驱动矿液）、运矿、储矿的作用，又具有贯通矿源场、中介场和储矿场的能力，有利于在同一有限空间中发生成矿物质的反复浓集和成矿作用的多次叠加、多重富集。区域构造格架控制矿区构造演化，青藏滇板块向扬子板块俯冲，造就了一系列北西向地块及深大断裂；区域性深大断裂——红河断裂与阿龙古—龙山断裂（照片 66、照片 69）共同决定了红河裂陷槽的发展和演化、空间展布及一系列与主构造线大致平行的断裂和褶皱的分布，同时控制了海底火山喷发、基性火山岩和矿床的成带分布。

矿区所处于大地构造特殊位置（图 7－1）。东矿带铜矿就分布在红河断裂与阿龙古—龙山断裂夹持的三级构造单元红河裂陷槽内，且严格受这两条区域性深大断裂控制，规模大，贯通性强，活动时间长，延长延深大，具有广阔的构造应力场和构造变形变质域，是含矿流体大规模存留空间和运输通道，提供物源、热源，加热含矿流体，可构成巨大的热液对流系统的“中轴”和“骨架”，具有“输导”和“驱动”功能，从而使两矿带展布方向均呈北西向的纵向断裂或层间滑动带成为主要的控矿、容矿构造。其中，北西—北西西向缓倾斜逆断裂或层间破碎带为容（储）矿断裂，是富铜矿体的赋矿部位；横向断裂，即晚期次级北东—北东东断裂（多具平移性质）则为矿床破矿构造，如老新街 F_3，走向 NE80°，倾向 NW，倾角 65°，明显错移了 $Ⅱ_2$－2 号矿体与地层（图 3－2）。红河复式背斜轴向北西 40°～50°，两翼在红河两岸碳酸盐岩中都见有铜矿化，核部被 F_{37}裂陷断裂错断。由于该背斜向北西倾伏，因而造成矿体沿走向往北埋深增大。龙达背斜轴部附近或其层间剥离滑动构造控制了矿体的产出形态与规模（图 7－2）。因此，背斜轴部附近及次级断裂、层间剥离滑动带及其选加部位是矿化富集的最佳场所（照片 54）、就位地点。矿体常沿层间剥离滑动带及次级断裂产出，形态多呈缓倾斜层状、似层状、透镜状或陡倾斜脉状，具多层斜列式展布特征，在空间分布上，含矿层受背斜控制明显，多产于背斜南西翼，每个矿层一般相距约 50～200 米的垂直深度。

1.1.2 火山机构控矿

红河裂陷槽生成和发展过程中，伴随着广泛的海底火山活动，沿裂陷槽喷溢、积淀了一套基性火山岩，经历了喷溢（流）火山碎屑岩、熔岩（玄武岩、细碧岩）至沉凝灰岩和正常沉积的碎屑岩－碳酸盐岩阶段，具备由喷溢（流）到沉积的多期性、多旋回性。每一旋回中又包含多个喷发间歇，岩性上呈现火山沉积－碳酸盐岩沉积的多沉积韵律。

按火山构造控矿理论，由于火山活动多期，因而火山构造中的矿化也应是多期的，形成多层

矿体，晚期火山岩之下经常有多层隐伏矿存在。

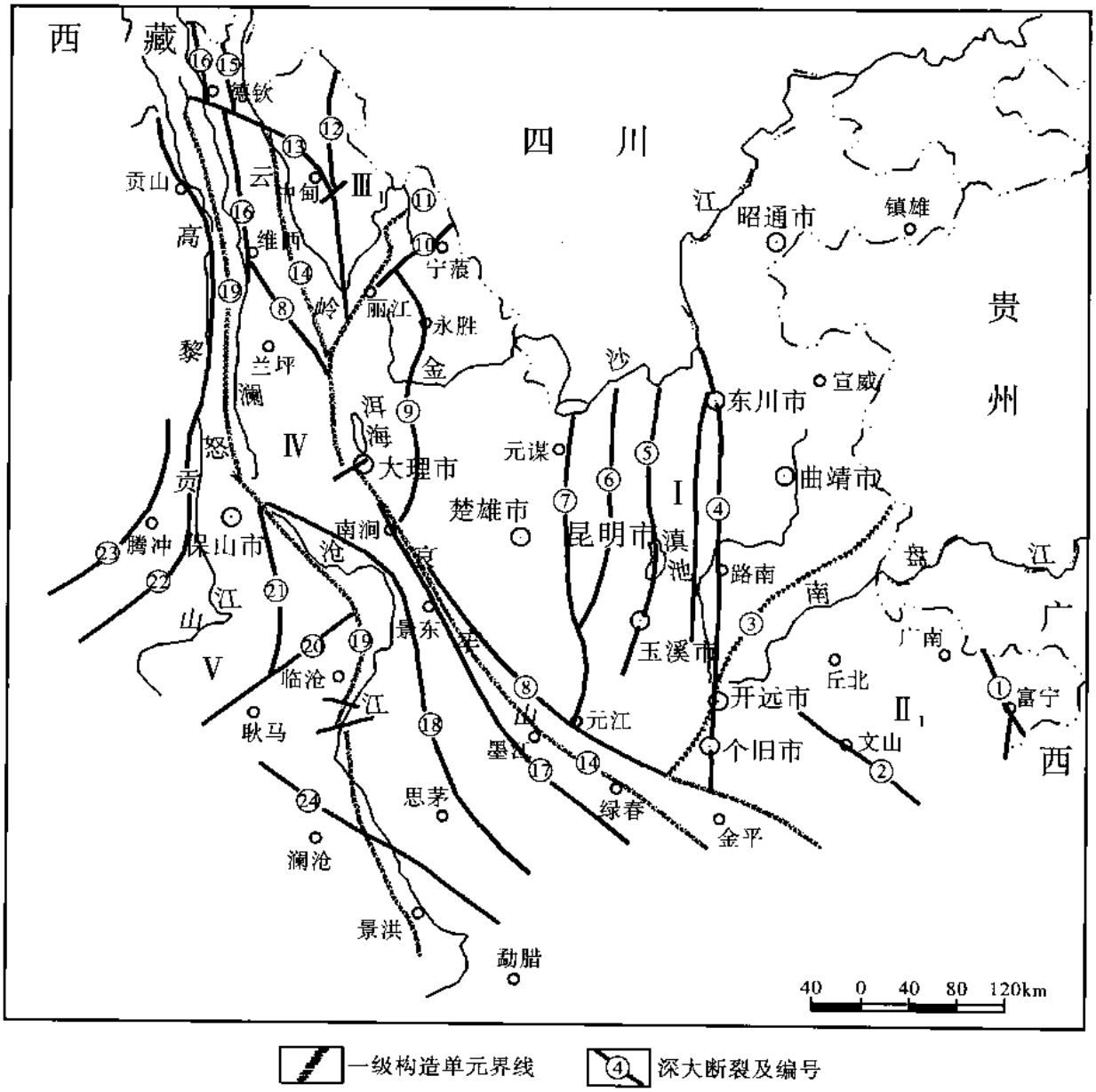


图 7－1　云南省构造单元及深大断裂分布略图（依云南省地质矿产局，1990，简化）

Fig. 7－1　The sketch map of deep and large fault distribution and tectonic unit in Yunnan

构造单元：Ⅰ. 扬子准地台；$Ⅱ_1$. 华南褶皱系滇东南褶皱带；$Ⅲ_1$. 松潘—甘孜褶皱系中甸褶皱带；Ⅳ. 唐古拉—昌都—兰坪—思茅褶皱带；Ⅴ. 冈底斯—念青唐古拉褶皱系

深大断裂：①富宁断裂；②文山—麻栗坡断裂；③弥勒—师宗断裂；④小江断裂；⑤普渡河断裂；⑥罗茨断裂；⑦元谋—绿汁江断裂；⑧维西—乔后—红河断裂；⑨程海—宾川断裂；⑩箐河断裂；⑪小金河断裂；⑫格咱河断裂；⑬中甸—维西断裂；⑭金沙江—哀牢山断裂；⑮羊拉断裂；⑯德钦—雷龙山断裂；⑰阿墨江断裂；⑱无量山—营盘山断裂；⑲澜沧江断裂；⑳南汀河断裂；㉑柯街断裂；㉒怒江断裂；㉓大盈江断裂；㉔黑河断裂

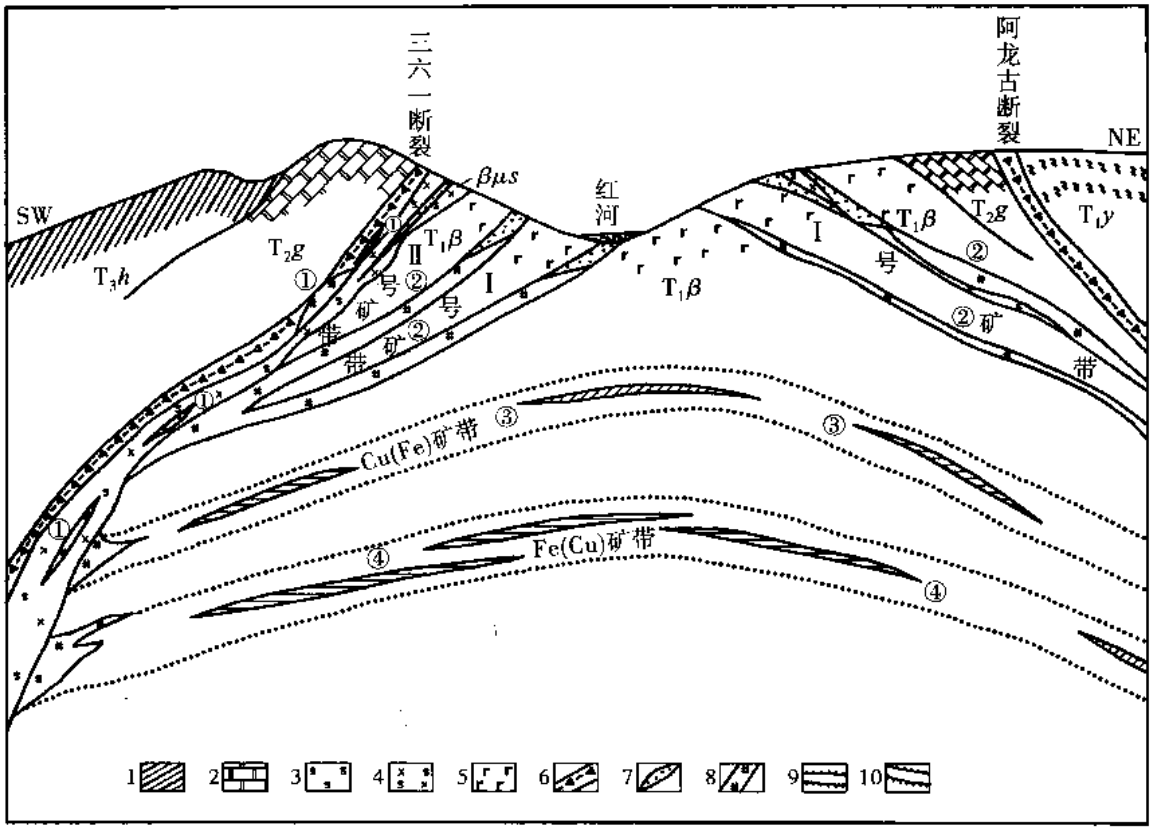


图 7－2 龙脖河铜矿东矿带控矿模式图（依西南有色地质三〇八队，1998，修改）

Fig. 7－2 The ore－control model map of the eastern ore zone from Longbohe copper deposit

1. T_3h 火把冲组板岩 2. T_2g 个旧组灰岩 3. T_1y 永宁镇组各种类型混合岩 4. $\beta\mu s$ 辉绿－辉长岩
5. $T_1\beta$ 变基性火山岩 6. 断裂破碎带 7. 铜氧化矿体 8. 铜硫化矿体 9. 铜铁矿体 10. 铁铜矿体

①产于个旧组碳酸盐岩与辉绿辉长岩接触界面及附近的似层状、透镜状铜矿体

②产于基性火山岩中及剥离构造带中的似层状、层状铜矿体

③产于富钠铁质基性火山岩及凝灰岩顶部的似层状、层状铜铁矿体

④产于富钠铁质基性熔岩中凝灰岩上部的似层状、层铁铜矿体

区内铜矿床主要受海底火山喷溢（流）－沉积建造控制，矿体的空间分布受火山机构所控制，矿体分布在不同旋回韵律中。对 ZK8702 揭露的变基性火山岩研究，可以看到两个不完整旋回；在已知的 5 个矿化层中，下四层均与火山活动有关，工程揭露矿体主要产于火山喷溢（流）的后几个旋回中。铜矿成矿作用发生于火山旋回的晚期，是间歇性喷发与正常沉积期产物。

综上所述，火山机构和喷发－沉积旋回是东矿带的主要控矿因素，识别这些火山构造（岩相、火山旋回、火山机制等）对在火山岩地区勘查矿床具有特殊意义。

火山成矿是极其重要的成矿因素，而火山岩的展布又受断裂控制，矿区火山岩主要夹持于北西向的阿龙古—龙山断裂与个旧组大理岩、火把冲组炭质板岩的分界断裂（F_5）约 1～2 千米宽的范围内，形成一个北西向的背斜构造。其间北东向断裂比较发育，往往在北东向断裂与北西向断裂交汇部位，有厚大的浸染状矿体出现，如最近发现的五小厂冲铜矿体。

1.1.3 地层岩性控矿

区内矿化地层和岩性有：中晚元古代［即本文前述的下三叠统（?），下同］变基性火山岩组、中三叠统个旧组碳酸盐岩及次火山岩－辉绿辉长岩。前已述及，变基性火山岩、辉绿辉长岩和碳酸盐岩铜背景值高，因而中晚元古代变基性火山岩和碳酸盐岩既是矿源层，亦是储（贮）

矿层。变基性火山岩主要由火山凝灰岩、火山碎屑凝灰岩、火山熔岩（玄武岩、细碧岩）、火山角砾岩、角斑岩等组成。产于变基性火山岩中的浸染状含铜细碧－角斑岩系列岩石组合是成矿母岩。酸盐岩化学性质活泼，性脆，易产生裂隙，易被含矿热液交代，有利于矿液运移和沉淀；火山碎屑岩是较好屏蔽层和遮挡层，因而火山岩－碳酸盐岩－火山碎屑岩是有利赋矿岩性组合，形成了Ⅰ号厚大的似层状－层状热水沉积型铜矿体和Ⅲ、Ⅳ、Ⅴ号变质基性火山岩型铜矿体。以前认为次火山岩－辉绿辉长岩为富铜矿体的主要赋存层位，但经本次大量观察和研究，新发现大理岩－变质基性火山岩才是大规模富铜矿体的主要赋存层位（图7－3），是找矿的主攻方向。到目前为止，在大理岩中发现了一层铜矿化，在大理岩与变基性火山岩的接触带发现了一层铜矿化，在变质基性火山岩中发现了三层铜矿化，共计5个含矿层，其中以Ⅱ号及Ⅲ号含矿层矿化最好，规模最大，连续性较稳定，且已探获多个矿体。

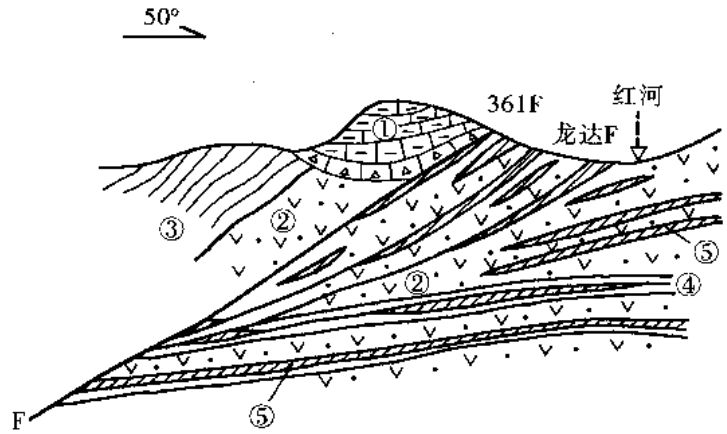


图7－3　龙达矿段变钠质火山岩铜矿剖面示意图（依孙大中等，1996）

Fig. 7－3　The constructed profile of copper deposit of meta－volcanic rocks type from the Longda ore block

①硅质大理岩飞来峰　②变钠质火山岩　③炭质板岩　④大理岩　⑤铜矿体

1.1.4　侵入岩控矿

带内见有不同程度的酸性和基性岩侵入，可能带来一定铜质，对成矿起到改造、再造、叠加再度富集的作用。多期次岩脉交错产出地段是找矿有望区。据辉绿辉长岩化分析成果，铜含量高出地壳同类岩石丰度值3.9倍，对成矿提供了矿质来源。岩体顶部、边部及与碳酸盐岩接触带、层间破碎带往往有似层状、透镜状、脉状缓倾斜富铜矿体产出（图7－4），辉绿辉长岩中的铜矿化较强，矿石较富，铜品位一般0.94w%～5.20w%之间，因此，辉绿辉长岩也是本区重要的含矿岩石之一。

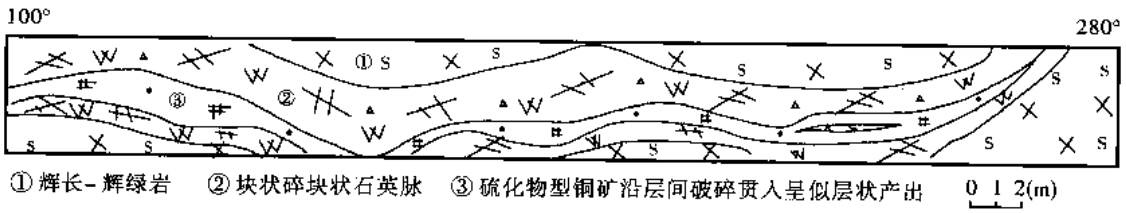


图7－4　龙达矿段Ⅱ号矿带旁侧PD2左壁素描（依西南有色地质二〇八队，1993）

Fig. 7－4　The sketch of No. PD2 gallery in the left side from the Longda ore block

除上述控矿因素外，区内岩石普遍经历了区域性变质，对成矿物质进一步富集也起一定促进作用。

控矿因素的最佳组合，是指在一定时空域中的、动态的、四维的最佳组合，即“大型构造＋巨量矿质来源＋更大数量的流体＋足够的热动力能源＋有利的岩石建造＋相应的地球化学动力学因素＋足够的储矿空间＋特定的时间段”等。东矿带的控矿模式是“两断夹一背”：两断为红河断裂、阿龙古—龙山断裂；一背为龙达（南部）或老新街背斜（北部）（图7－2）。

1.2 西矿带控矿因素

1.2.1 构造控矿

西矿带处于哀牢山变质地体中。带内发育一系列北西向断裂，可成为矿液上升的通道或贮矿场所。西矿带Cu、Fe、Au、稀土成矿主要受断裂和裂隙控制。北西、北东向断裂为其主要构造格架，不但控制了晚元古代的变质－混合岩化带，也控制了后期的热液活动。无论茅草坪矿段、还是公鸡山矿段，矿化都受北西向断裂控制，北西向断裂与北东向断裂交汇处控制含矿岩体或矿体的产出，而次一级构造－层间破碎带或断裂则控制矿体定位。

1.2.2 地层岩性控矿

西矿带含矿层位多：哀牢山群乌都坑组中段（Pt_2w^b）、下段（Pt_2w^a），风港组（Pt_1f）中都有铜矿化（照片59、照片60、照片61），但有一定工业价值的铁铜矿体目前多见于哀牢山群乌都坑组中段（Pt_2w^b）。

1.2.3 岩浆岩控矿

西矿带见有基性超基性岩体产出，还有黑云母花岗岩侵入。基性超基性岩体中常有铜镍矿化，局部达到工业矿体要求，也发现了铜铁矿点。混合岩化作用对各种矿化起富集、富化作用。

西矿带的控矿模式是“变质地体＋两断交汇＋层间破碎带”，两断即北西向断裂、北东向断裂。

2 成矿规律的新认识

2.1 东矿带

（1）空间上，东矿带地处欧亚板块扬子地台与青藏滇板块交接部位——红河地缝合线上。浅部拉张应力状态和深部地幔上涌两者的结合，使来自地幔的以镁铁质为主的岩浆活动极为活跃，这种早期以火山活动为主的裂陷环境中，极利于各种岩浆矿床、火山矿床的形成。铜矿的形成在空间、时间和成因上均与海底火山作用有关，在其演化发展过程中，经历了多期构造运动和火山活动，形成了一套浅变质火山岩系及与之有关的铁铜矿。

（2）红河裂陷槽的成生、演化与成矿关系密切，浅变质火山岩系（照片62、照片67、照片68）是成矿母岩。

中晚元古代，由于红河裂陷槽拉张下沉，海水随之入侵。同时发生的基性岩浆上涌和强烈的火山活动，出现了多次火山喷发（喷溢）和岩浆侵入。老新街地表及ZK8701、ZK8702等钻孔所出现的变火山碎屑岩夹多层碳酸盐岩的岩石组合，就反映了火山活动多期次特征。同时，基性岩浆活动带入了大量的铜质，结晶基底中的铜质也被渗入的热水循环而活化、萃取和迁移。这些含铜热液沿火山热水系统上升而进入裂陷槽内沉积环境，在有利部位富集成矿，形成了一些规模大，品位低的层状、似层状铜矿体：如34/94－07号钻孔，在火山凝灰岩中揭露的Ⅰ号矿化带上层矿厚34.07米（铜品位0.56w%，图3－9）。随着火山活动的减弱，裂陷槽逐渐转入以碳酸盐岩为主的正常沉积阶段，由于热液活动的减弱和铜质来源的衰减，中三叠统个旧组第三段碳酸盐岩中的铜矿体以长、薄、贫为特征。

（3）印支晚期—燕山期间，由于次火山岩－辉绿辉长岩的侵入及后期构造活动、热液叠加改造、卤水环流，使浸染状铜矿石（铜质）再度富集，形成一些规模小、品位高的铜矿体。如产于新街辉长辉绿岩及上部碳酸盐岩中的铜矿体就是此种叠加改造的产物。

（4）变基性火山岩及辉绿辉长岩既是矿源层又是贮矿层。北西向纵断裂是导矿、容矿构造，层间剥离滑动带及层间破碎带是主要容矿构造。北东向横断裂则多是破矿构造。背斜轴部、北西向断裂、层间剥离构造带相互造叠加部位是矿化富集的最佳场所。

（5）特定的岩石组合与铜矿化密切联系。富钠质细碧－角斑岩石系列及次火山岩－辉绿辉长岩组合是主要赋矿岩石。细碧－角斑岩系列中主要赋存层状、似层状、低品位的浸染状铜矿体，如Ⅲ$_1$号矿群中的铜矿体；辉绿辉长岩中主要赋存层状、似层状、透镜状、脉状等多层产出的块状、浸染状、高品位铜矿体，如Ⅱ$_1$号矿群中产出的矿体（图7－5）。

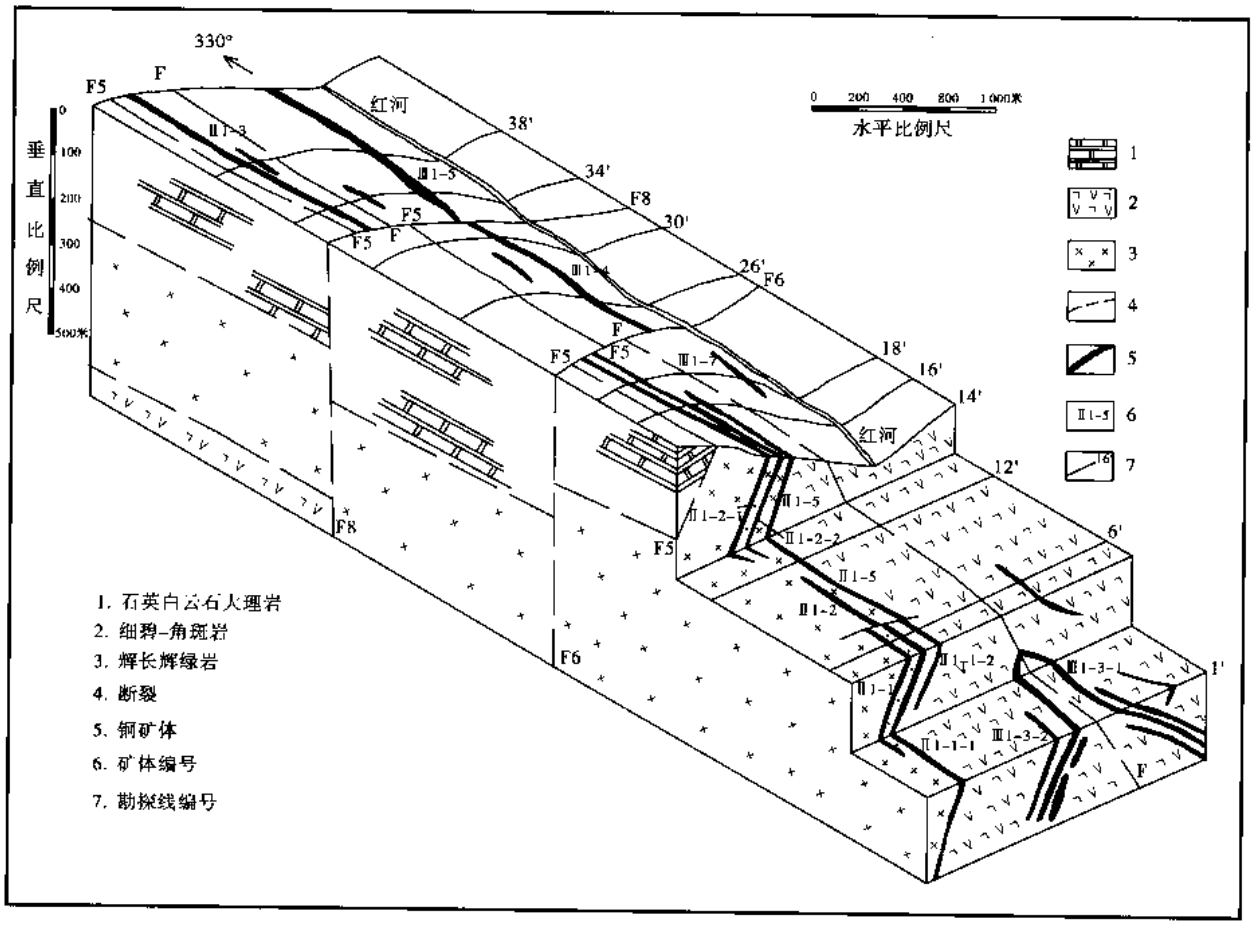


图7－5　金平龙脖河铜矿龙达矿段主要矿体三维空间分布图

Fig. 7－5　The outline map of spatial distribution from the major ore－body in the Longda ore block of Longbohe copper deposit, Jinping

（6）关于主、大、富矿体的矿化特征、分布规律和具体赋存空间部位。

通过近几年的勘查和科研，基本查明主、富、大矿体的具体赋存空间部位：Ⅱ$_1$号矿群主要分布于6线～18线之间；Ⅲ$_1$号矿群主要赋存于18线～38线之间，且沿走向往北西方向有继续延伸趋势。矿体沿层间构造破碎带及次级北西向断裂呈缓倾斜似层状、层状、透镜状或陡倾斜脉状等产出，具多层斜列式展布特征。矿体主要分布在当地最低侵蚀基准面（即红河水面）以上，产出标高在180～300米之间。

①Ⅱ$_1$号矿群矿体特征及成矿期次的新认识。

长度大于4 500米，出露标高250～300米。矿体形态复杂，呈层状、似层状、透镜状、脉状产出，但以缓倾斜层状、似层状为主。矿体多层产出，一般为5～9层，单矿体厚度0.2～3米，矿层之间间距为5～30米，形成密集矿化带（图7－5）。矿体连续性差，规模小，品位较富，无论沿走向或倾向，延长或延深约20～120米，均有膨大缩小、尖灭再现特征。矿体上、下盘大多有一层厚薄不一的黑色锰质层分布。通过对矿石结构构造研究，发现Ⅱ$_1$号矿群成矿期最少有三期：早期为细碧岩中不均匀的浸染状铜矿化，中期为石英脉状硫化物型铜矿化，晚期为北东向或南北向断裂中的脉状矿化。杨志翔（1993）把该矿带与澳大利亚火山岩容矿块状硫化物矿床对比，认为属于不对称矿堆型和多层型矿床类型。

②Ⅲ$_1$号矿群矿体特征及成矿期次的新认识。

通过野外大量观察及工程揭露证实：矿体形态简单，呈缓倾斜层状、似层状产出，厚度变化不大，一般5～15米，铜品位0.5w%～2w%，平均1w%，走向NW50°，倾向SW，倾角40°。连续性好，沿走向及倾向延长、延深较稳定，可形成较大的规模。矿体产出2～3层，矿层之间间距约5～10米。具明显的找矿标志，即：在矿体上盘均有一层浅色凝灰岩分布，厚2～5米，局部为云母片岩；下盘有一层1～3米厚的云母片岩或角斑岩分布。围岩具明显的钠化、硅化、绿泥石化、绿帘石化。Ⅲ$_1$号矿群是主、大、富矿体的赋存地段，是具有代表性和最重要的矿群（图7－5），亦是今后矿区增储的主要地段之一。

（7）东矿带矿体主要受火山机构（喷发、喷溢－沉积旋回）控制。火山活动与成矿作用明显一致，铜矿化的多层相与火山活动周期相吻合。经历喷溢火山碎屑岩、火山熔岩至沉积凝灰岩阶段、正常沉积碎屑－碳酸盐岩阶段，也就是经历了不完整的多个由喷发（溢）至沉积的火山旋回，每个火山旋回中存在喷发间歇，火山熔岩和火山碎屑岩互层出现，岩性上呈现了火山沉积－碳酸盐岩沉积的多个沉积韵律，矿体分布在不同旋回的韵律层中。从目前已掌握的资料看，矿体主要富集在后面几个火山旋回中。根据火山喷发特征及喷发强度，结合地表剖面和钻孔ZK8701揭露的变火山岩岩性组合特征，可划分出两个不完整火山旋回（图7－6）。5个矿化层中，下三层均与火山机构有关。

（8）矿区以北有著名的大红山大型铁铜矿床产出，而与本矿带属同一成矿构造带——红河成矿带。本矿带出露的含铁铜变火山岩与大红山铁铜矿床含矿岩系有很多相似特征。其中，龙达矿段变火山岩岩石化学特征更接近大红山矿区，而新莲矿段则有差异。矿区北部原岩除砂泥质类、碳酸盐类岩石外，基本上是变火山岩岩石组合，即细碧－角斑岩系列，与大红山铁铜矿床比较，较为一致；其火山构造环境与大红山矿区也基本相似，矿化均有富铁、铜特征。

（9）找矿范围、空间广阔：该区是滇东南找铜最有利远景区。

北段从新街—黑冲，长35千米范围内均有火山岩断续出露，具备找寻火山岩型铜矿的先决条件。局部地段见火山角砾岩，可能距喷发（溢）中心较近，火山喷发（溢）－沉积是成矿的重要因素。

北部新莲矿段至曼耗，存在有与龙达矿段相似的成矿地质条件（照片72），目前仅做过地表工作，深部没有工程，有较大的找矿前景，找矿标志是基性火山岩及其铁帽、地球化学异常、激电、磁异常等。

南部龙达矿段、中部新卡矿段均发现角斑质火山角砾岩中有电气石角砾存在，考虑到这种角砾作为岩屑是从下伏地层中喷出带入，说明区内曾发生过喷流作用，因此，其深部存在形成大型喷流型矿床的可能性。

目前矿区发现的火山岩型铜矿主要是破碎带型和应力集中区的细脉浸染型，为构造活化产物，加之矿床铅同位素组成稳定，与周围哀牢山群、瑶山群地层中活化出的矿石铅同位素组成不

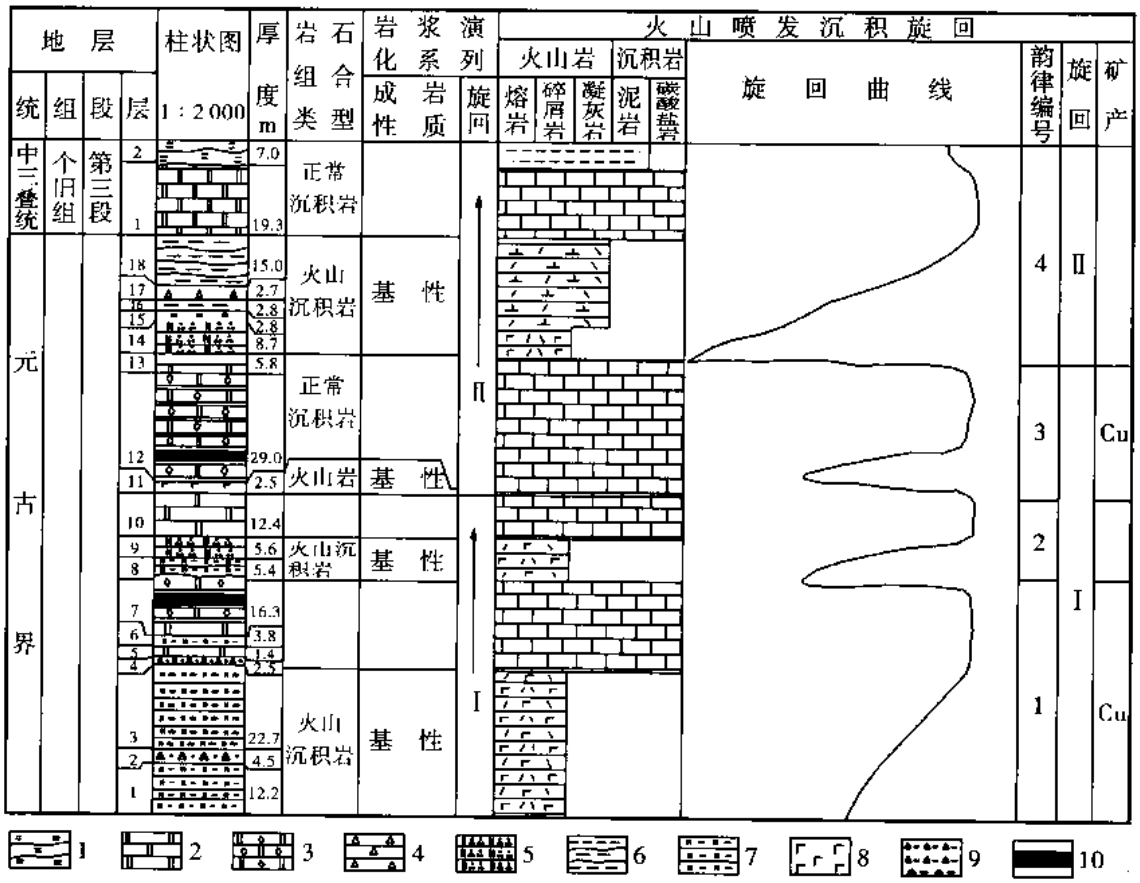


图 7－6　龙脖河铜矿东矿带新莲矿段上部火山喷发沉积旋回示意图

（依西南有色地质勘查局，1995，修改）

Fig. 7－6　The outline map of the upper in volcano－sedimentary cycle from the Xinlian ore block of the eastern ore zone, Longbohe copper deposit

1. 绢云千枚岩　2. 白云岩　3. 白云石大理岩　4. 同生角砾岩　5. 长石石英岩　6. 黑云片岩　7. 变粒岩　8. 玄武岩　9. 破碎带　10. 铜矿化体

同，说明其深部应另有稳定矿源体存在。从国外多年的勘探实践来看，地表浅部活化型矿（化）床之下发现大的隐伏块状硫化物矿床的实例不胜枚举。所以，在龙脖河铜矿区东矿带深部可能也还有隐伏块状硫化物型铁铜矿床存在。

我们曾做过磁法剖面勘查，在新卡矿段发现有较好的中低磁异常，异常总体沿浅变质火山岩系呈 NW 向展布，类比推测 4 个异常应为含铜基性岩引起，其深部赋存铁铜矿的可能性相当大。

目前矿区勘查工作程度较浅，找矿深度不够，最深仅 610 米，未揭穿变火山岩层，在变火山岩与构造有利部位，找到铁铜矿的可能性很大。

（10）过去认为东矿带铜矿化主要与辉绿辉长岩有关，曾提出以辉绿辉长岩为纲的找矿思路。现在我们认为矿化应以火山喷发（喷溢）－沉积、改造成因为主，辉绿辉长岩可能属沿火山机构的侵入体，找矿应以找变质基性火山岩型为主导类型。

2.2　西矿带

西矿带南东延入越南境内（照片 70），与越南生权铜矿、铜厂铜矿处于同一构造单元和同一大型铜（铁）成矿带上，矿地层相同，具有相似的成矿地质背景、成矿条件、矿化特征、成矿

作用、隐伏花岗岩等因素。主要金属矿物均为黄铜矿、磁黄铁矿、黄铁矿、磁铁矿；蚀变同为硅化、绿泥石化、绿帘石化。从铜矿化强度看，目前龙脖河铜矿西矿带比越南生权铜矿化弱，因此整个矿化带的成矿中心部位有待查明。近年来，在茅草坪矿段、公鸡山矿段新发现了具有一定规模的铁铜工业矿体，逐步显现出巨大的找矿潜力。生权大型铜矿成矿规律：地表铜含量低，主要工业矿体位于200米以下，富集轻稀土；茅草坪矿段地表铜矿化亦弱，铜含量0.37w%～0.51w%，稀土总量为1 706.17×10^{-6}，轻稀土含量为1 667.11×10^{-6}，轻重稀土比值为42.68，具较高富集轻稀土的特点，且在矿体附近见有与酸性岩浆活动有关的长英质岩脉、花岗岩脉、伟晶岩脉等分布，表明深部可能存在隐伏花岗岩体。大梁子矿段为含铜磁铁矿脉型矿体，地表揭露规模虽小，但所见三条铁矿体均产于紧临红河大断裂旁侧的一条平行断裂带上，该含矿断裂断续延长已大于2千米，且具先扭后张多次活动的特点，它所控制的矿体应有一定的延长和延深。红河断裂的多期次活动（挤压、拉张、走滑），为成矿创造了有利条件。野外工程揭露此种类型的含铜磁铁矿，铜矿化晚于铁矿化，侧向及垂向上铜矿化均较铁矿有所扩大，铁、铜矿体不完全重合，在有利的部位，有可能形成单一的铜矿体。因此，就这种矿化类型来看，找铜比找铁会更有前景。

3 与国内外同类矿床的对比研究

比较矿床学概念由赫英教授1996年最早提出，是矿床学的一个分支，着重从对比角度出发，包括各种不同宏观和微观侧面，研究不同成矿作用、成矿地质体和成矿演化（涂光炽，李朝阳，2006）。目前，国内外对比较矿床学尚未引起足够重视，资料、理论和研究都比较零散、薄弱、系统性不足。进行对比时，往往是对比其相同或相似，从而得出矿体形成演化具有相似性和可比性，进而进行推测与预测。即便这样，这种比较无疑也是很需要的。比较矿床学研究方法有：①文献调研和野外观察相结合；②综合分析法；③宏观与微观有机结合。比较矿床学可以促进矿床学的发展，对拓展找矿思路和基础研究都有好处。本文试图引入比较矿床学概念，对龙脖河铜矿床进行相同或相似类型矿床密集区对比研究，以及同一成矿带不同地段的对比研究，旨在揭示成矿规律，拓宽找矿思路，开展成矿预测，也可充实和丰富比较矿床学内容。

龙脖河铜矿床与日本、芬兰、挪威、南非、美国等国典型的别子型矿床有许多相似之处，这些共性归纳如下：①矿体赋存于变基性火山岩与变火山碎屑岩之中；②矿体多呈层状或似层状，厚度小（0.5～5米），延深大（大于350米）；③主要矿石矿物组合为黄铜矿＋黄铁矿＋闪锌矿＋磁铁矿，主要脉石矿物为石英＋绿泥石；④矿石条带状构造发育，围岩蚀变以绿泥石化最为常见；⑤硫同位素组成变化范围较小，以幔源硫为主；⑥铅同位素组成变化范围较大，投影点较分散，模式年龄值大多比主岩年龄年轻；⑦变基性火山岩主岩稀土元素配分模式为平缓型或右倾平缓型曲线，δEu为0.65～0.83，δCe为1左右；⑧矿床成带出现，但单个矿床规模较小。鉴于龙脖河铜矿床与典型的别子型矿床相似，故此，笔者首次尝试提出归为别子型矿床，是云南省别子型矿床之首例。下面详细叙述龙脖河铜矿床与云南新平大红山大型铁铜矿床、越南生权大型铜矿床对比研究的成果。

3.1 东矿带与大红山铁铜矿对比研究

东矿带与大红山铁铜矿区同处于北西向红河成矿带上，两者均产于华南—扬子块体边缘的地球化学急变带附近（图7－7）。2000～2004年期间，笔者主持完成了国土资源大调查项目——云南景谷—金平地区铜矿评价，在东矿带获得了新认识和新成果，在新卡矿段新增333＋334_1铜资源量20.08万吨，新发现铜矿产地1处；在新莲矿段新发现铁（铜）矿点7处，进一步肯定了

找矿前景。大红山铁铜矿床探明储量超过大型规模（铁约5亿吨，铜约3万吨）；东矿带经本次系统评价后规模也达到了大型。以往也有人提及两者可对比的想法（任治机，2002），但无实质性进展。本文重点从区域成矿地质背景入手，探讨龙脖河铜矿东矿带与大红山铁铜矿床之异同。

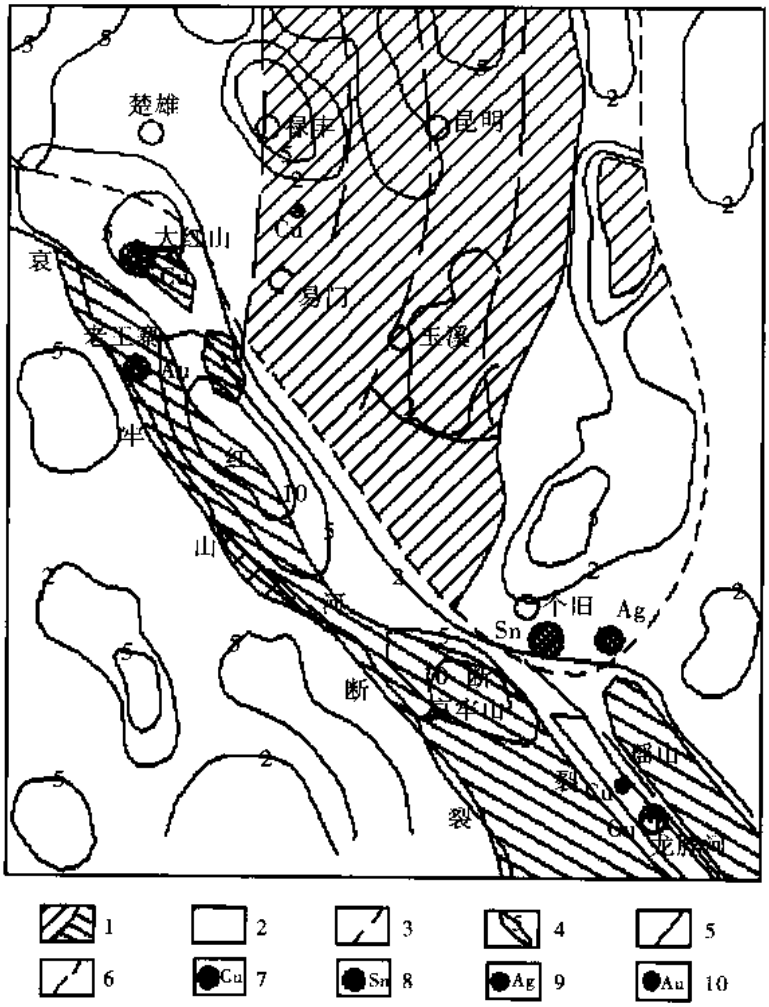


图7－7　云南金平—新平地区区域地质构造略图

（依高俊，崔银亮，2004，修改）

Fig. 7－7　The regional geological and tectonic sketch of Jinping to Xinping area in Yunnan

1. 元古宙地层　2. 显生宙地层　3. 地球化学急变带　4. 重力异常线
5. 断裂　6. 推测断裂　7. 铜矿床　8. 锡矿床　9. 银矿床　10. 金矿床

3.1.1　地层对比

（1）大红山矿区。

大红山铁铜矿床地处川滇南北向构造带西南缘与北西向哀牢山构造带交切部位。矿区地层为前震旦纪基底和中生代盖层，两者为不整合接触。基底由大红山群及其下伏底巴都组组成，两者为假整合接触。底巴都组为眼球状混合岩，属深变质的角闪岩－麻粒岩相，原岩为基性火山沉积，与哀牢山群上部乌都坑组层位相当，为区域上最下部的结晶基底（古陆核），同位素年龄25～26Ga（钱锦和等，1990；杨应选等，1988），属太古宙原地槽产物。矿区出露大片上三叠统及侏罗系地层，大红山群在中生代盖层中呈“天窗”出露，为矿区重要的赋矿层位。大红山群由一套富含铁铜的中等变质（绿帘－角闪岩相）钠质火山－沉积岩系组成，自上而下分为坡头组、

肥味河组、红山组、曼岗河组及老厂河组5个组，主要岩性为各种片岩、石英岩、硅质岩、大理岩及变粒岩，其中富钠质基性火山岩（细碧岩）建造发育，次火山－侵入岩以钠质辉绿岩－钠长斑岩为主，与下伏底巴都组眼球状混合岩连续过渡，后者按其岩性和变质程度可与哀牢山群对比。

（2）龙脖河矿区。

出露地层为上三叠统火把冲组砂泥质碎屑岩、中三叠统个旧组碳酸盐岩及中晚元古代浅变质火山岩系，基底为深变质的哀牢山群和瑶山群。哀牢山群乌都坑组和浅变质火山岩系为主要含矿层位。原来将F_5断裂以西至红河断裂之间的砂泥质碎屑岩组合划归为上三叠统火把冲组，分3个岩性段；将F_5断裂以东至阿龙古—龙山断裂之间出露的碳酸盐岩划归为中三叠统个旧组，分5个岩性段；将隐伏于个旧组之下和在龙达矿段大面积出露的细碧－角斑岩系划归为上三叠统变基性火山岩组。邹日等曾提出瑶山群与哀牢山群可能为同一套地层，获Pb－Pb等时线年龄为（1 360±60）Ma，推测其形成时代可能为古元古代晚期至中元古代（邹日等，1993，1995）。

以往工作都曾将龙脖河矿区内的这套浅变质火山岩系推定为三叠系或二叠系地层，但随着工作的不断深入，发现该浅变质火山岩系无法与区域和周边地区之地层来对比，无此相似地层岩性剖面可供对比，亦即周边三叠系或二叠系火山岩中无此种含铁、铜的细碧－角斑岩系存在。因此，以往的推定划分方案明显缺乏较为可靠的依据和说服力，对矿区地层必须重新研究划分方案。笔者根据岩石组合特点、岩石学、岩石化学和地球化学对比以及同位素年代学研究，确定其应属中晚元古代形成的富钠贫钾细碧－角斑岩系，并可与大红山含铁铜钠质火山岩系对比（见第四章第三节），提出地层对比方案如下：

①龙脖河矿区火把冲组（T_3h）一套未变质－浅变质的砂泥质碎屑岩、砾岩－炭质板岩地层组合与变质火山岩系明显不协调，相当于大红山矿区不整合于大红山群之上的上三叠统干海子组和舍资组砂页岩（含炭质的黑色页岩）即T_3s—T_3g地层；原T_3h^3对应大红山矿区的T_3s（舍资组）地层，而T_3h^2—T_3h^1可与T_3g（干海子组）对比。

②龙脖河矿区个旧组（T_2g）地层可与大红山矿区大红山群上部的坡头组和肥味河组对比，其中的T_2g^5—T_2g^2可与坡头组（Pt_1p）对比，而T_2g^1相当于肥味河组（Pt_1f）。

③龙脖河矿区中晚元古代变基性火山岩组地层则可与红山组及曼岗河组比较。上部地层可与红山组（Pt_1h）对应，下部地层可与曼岗河组（Pt_1m）对应。

④大红山矿区大红山群老厂河组（Pt_1l）在龙脖河矿区未一见。

⑤大红山矿区哀牢山群底巴都组可与龙脖河矿区的哀牢山群乌都坑组对应。任治机（2002）也曾提出这种可比性。

3.1.2 含矿火山岩系对比

（1）龙脖河矿区。

沿红河河谷出露一套浅变质火山岩系，厚度大于500米，地表延伸可达20千米，与铜、铁矿化关系十分密切。龙达矿段呈一狭长条带状分布，两侧为中深变质的哀牢山群和瑶山群（图7－8），岩性为变钠质基性火山岩、钠质熔岩和火山碎屑岩夹大理岩，后期有次火山岩－辉绿辉长岩侵入。发现有多个火山旋回，由火山角砾岩→火山凝灰岩→火山熔岩→大理岩组成喷发旋回，斑状次火山岩产出部位大致代表火山通道。由于构造推覆作用，东矿带北部老新街—莲花滩地区地表无此变质基性火山岩出露。通过近年来野外工作，发现在新街阿龙古—龙山断裂中有变钠质基性火山岩的透镜体，与浅变质火山岩系中的变钠质基性火山岩相似，西南有色地勘局三〇六队1995年施工的ZK8701钻孔岩芯159米处发现了变钠质基性火山岩。该区钻孔3个，见到厚20米、品位约1w%的变钠质火山岩型铜矿，扩大了该地区的成矿远景。从宏观产出特点看，上部以火山熔岩为主夹火山碎屑岩，岩性为玄武岩、细碧岩、角斑岩、火山凝灰岩；中部以火山碎

屑岩为主夹熔岩，岩性为细碧质凝灰岩、沉凝灰岩、含火山砾凝灰岩、火山角砾岩、玄武岩；中上部夹多层薄层凝灰质碳酸盐岩或大理岩；下部为玄武质熔岩，岩性为玄武岩、细碧岩。

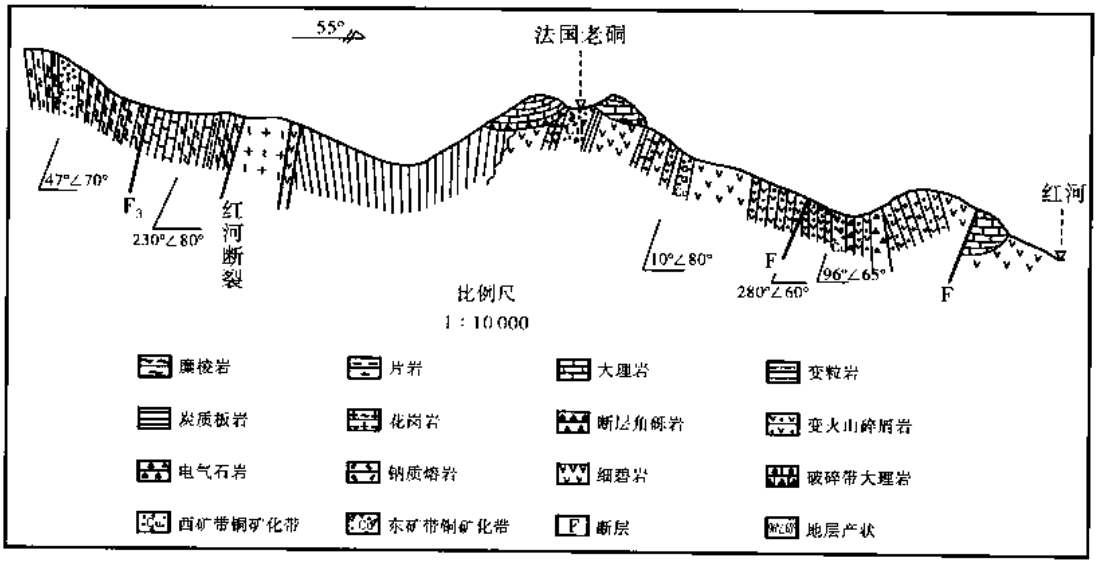


图 7－8　金平龙脖河铜矿区地质剖面图（依孙大中等，1996）

Fig. 7－8　The Geological profile of Longbohe copper area of Jinping

岩石组合为火山碎屑岩－变凝灰岩，变凝灰质角砾岩、变火山角砾岩、细碧质凝灰岩、火山熔岩－变玄武岩、杏仁状玄武岩、细碧岩，与大红山群变钠质基性火山岩岩石组合十分相似（表 7－1）。岩石化学成分具有明显的富钠贫钾（$Na_2O > K_2O$）特点，与世界典型细碧岩相近，属细碧－角斑岩建造。变火山岩中常见大量磁铁矿，且广泛发育条纹状、细脉浸染状铜矿化，具有达到工业品位的铜、铁矿体。这种铜、铁共生的特点与大红山群变钠质火山岩的含矿性十分相似。变钠质基性火山岩呈黑绿色，致密块状，有时其中有暗色的绿泥石组成的扁豆体，扁豆体的长轴有定向。风化面上，可见变余气孔状构造，镜下可见由绿帘石充填的杏仁体，该特点与大红山矿区的变钠质基性火山岩特点十分相似。在新卡矿段 ZK71201 号钻孔揭露的变钠质基性火山岩中，岩石塑性变形强烈，构造样式为多期次紧密同斜褶皱，且明显遭受了后期糜棱岩化，其岩性特征也与大红山群含铁、铜变钠质火山岩系基本一致，有较好的可比性。从目前工程揭露的情况看，龙达矿段火山岩岩石化学特征更接近大红山矿区。

（2）大红山矿区。

大红山群变质火山岩系，岩石类型众多，主要有基性变质火山一次火山岩、角闪质变质岩、大理岩、云母质变质岩、钠长浅粒岩和硅质岩 6 类。根据各类岩石的化学成分，结合产状、结构构造及矿物组合等，其原岩前 1 类为基性火山一次火山侵入岩，后 2 类为喷流热液沉积岩，其余 3 类为副变质的碎屑岩和碳酸盐岩。变质基性火山岩主要产于曼岗河组下段，其次是中段，暗色矿物全变为角闪石，斜长石为钠长石取代，岩石结构构造可辨。变质基性次火山岩前人划分为“红山组”细碧－角斑岩，实际上是次火山一侵入体，为角闪钠长辉绿岩和磁铁钠长辉绿岩。根据岩石化学成分，本区火山一次火山岩属细碧岩，与世界细碧岩对比，以富铁（锰）、钠、钛、铝，而贫钾、钙、镁为其特点。

将两者含矿岩系典型特征总结于表 7－1。从表中可以看出，龙脖河铜矿区含铁铜变钠质火山岩系可与大红山铜矿区大红山群含铁铜变钠质火山岩系对比。

表 7－1 龙脖河铜矿变钠质火山岩系与大红山群变钠质火山岩系特征对比

Table 7－1 The characteristics of sodium enriched volcanic rock in the area of Longbohe copper deposit and Dahongshan Group

矿 区	龙脖河铜矿区东矿带	大红山铁铜矿区
分布形态	沿红河呈北西向狭长条带	沿红河呈北西向断续分布
变质成度	高绿片岩相－低角闪岩相	高绿片岩相－低角闪岩相
岩石组合	变钠质火山岩系	变钠质火山岩系
岩石类型	变质火山碎屑岩、变基性熔岩	变质火山碎屑岩、变基性熔岩
	变钠质熔岩、变斑状次火山岩夹大理岩	变钠质熔岩、变斑状次火山岩夹大理岩
岩石组构	变钠质熔岩有变余交织结构	变钠质熔岩有变余交织结构
	变钠质熔岩有变余豆状构造	变钠质熔岩有变余豆状构造
	变基性火山岩具变余气孔和绿帘石充填的变余杏仁构造	变基性火山岩具变余气孔和绿帘石充填的变余杏仁构造
化学成分	中基性岩石为主（$SiO_2$45%～52%）	中基性岩石为主（$SiO_2$42%～58%）
	富钠 Na_2O：3.72w%～7.18w%	富钠 Na_2O 平均 5.68w%
	Na_2O/K_2O：6～60，应为细碧岩	Na_2O/K_2O 大于 10，应为细碧岩
地层时代	1 500Ma ±	1 660Ma ±
含矿性	铁和铜共生	铁和铜共生
控矿因素	火山旋回和火山机构	火山旋回和火山机构
铜质来源	幔源为主，富 Th－Pb 和 U－Pb	幔源为主，富 Th－Pb 和 U－Pb
改造时代	矿石 Pb－Pb 等时线 869Ma ±	矿石 Pb－Pb 等时线 1 040Ma ±
盖层	含砾杂砂岩和炭质板岩	上三叠纪干海子组和舍资组
	有轻微动力变质叠加	杂砂岩和炭质砂页岩
	?	不整合接触
下伏地层	哀牢山群乌都坑组	老厂河组和底巴都组
	片岩和硅质大理岩（含铜矿）	片岩和硅质大理岩（含铜矿）
	下部为混合岩	混合岩
	与上覆地层构造接触	与上覆地层整合接触（?）
侵入岩	辉长辉绿岩、时代?	辉长辉绿岩、晋宁期

3.1.3 矿床地质特征对比

两者地质特征总结于表 7－2，由表可见龙脖河铜矿床与大红山铁铜矿床地质特征十分相似，

亦可对比。

表 7－2　龙脖河铜矿东矿带与大红山铁铜矿床地质特征对比

Table 7－2　The geological characteristics of Longbohe copper deposit and Dahongshan copper－iron deposit

	龙脖河铜矿区东矿带	大红山铁铜矿床
成矿地质背景	扬子板块与青藏滇板块交接部位的红河缝合线上，东矿带处于红河断裂和阿龙古—龙山断裂之间的红河裂陷槽内。变质基性火山岩是主要含矿层，次火山岩－辉长辉绿岩是重要含矿层	扬子地台西缘康滇地轴最南端，夹持于哀牢山构造带东侧的红河断裂与绿汁江断裂间的滇中台坳内，早元古代为边缘海海脊火山岩盆地。铜铁矿床主要赋存在深海相海底火山沉积建造和次火山岩中
容矿岩石	白色石英白云石大理岩、辉长辉绿岩、硅化细碧岩、细碧质凝灰岩及碳酸盐岩夹层、绿泥石化凝灰岩	石榴黑云变钠质凝灰岩、石榴黑云白云石大理岩、石榴钠长黑云片岩、黑云片岩、钠长片岩、白云石大理岩、石榴白云石大理岩
矿体规模与形态	长 50～800 米，倾斜延伸 250～300 米，厚 5～15 米，最厚达 34.7 米，多呈层状、似层状、有部分为脉状和透镜状	长度大于 7 000 米，倾向宽 200～1 500 米，平均厚 8.65～11.42 米，呈层状和似层状产出
矿石矿物	黄铜矿、方黄铜矿、斑铜矿，其次为辉铜矿、黄铁矿、磁铁矿等	以磁铁矿、黄铜矿为主，黄铁矿、斑铜矿、赤铁矿次之，极少量辉钼矿、辉钴矿、辉铜矿
矿石结构构造	主要为微粒、溶蚀、他形晶、半自形－自形晶、反应边结构；矿石有条纹条带状、浸染状、块状、脉状、网脉状、角砾状等构造	他形细粒不等粒结构为主，交代残余结构、细脉或网脉交代结构次之。矿石构造主要是浸染状和条带状
矿石主要有益成分	以铜、铁为主，铜品位 0.5w%～13.94w%，平均 1.18w%，个别样品可高达 50.20w%。铁含量较高，北西部地表已有铁矿产出，品位 42.22w%。伴生金，局部金达 1.17g/t	以铜、铁为主，伴生金、银、铂、钯
围岩蚀变	与矿化关系密切蚀变有硅化、黄铁矿化、绿泥石化，其他蚀变还有碳酸盐化、大理岩化、钠化、电气石化、阳起石化、钠黝帘石化和褐铁矿化等	与矿化关系密切蚀变有硅化、绿泥石化、黑云母化、碳酸盐化、钠长石化、电气石化、绢云母化等
区域变质作用	变质岩石组合为片岩、变粒岩、浅粒岩、大理岩等，为高绿片岩相	变质岩石组合为片岩、变粒岩、大理岩，达低角闪岩相，其下部遭受混合岩化

3.1.4　矿床地球物理特征对比

龙脖河铜矿床东矿带与航磁异常分布基本对应，地面磁测极大值为 4 346nT，极小值为 544nT，面积约 20 平方千米。异常总体沿浅变质火山岩系呈北西向展布。大红山铁铜矿床的发现是检查1∶200 000航空磁测的结果，地面磁测核实最高值达 7 500nT，最小值为 1 000nT，面积 45 平方千米，经钻探验证显示主异常由巨厚的铁铜矿体引起。

3.1.5 矿床地球化学特征和成矿环境分析

从化学成分看，大红山群钠质火山岩和东矿带浅变质火山岩化学特征上都属碱性岩石系列。在（Na_2O+K_2O）－SiO_2 图和 SiO_2-K_2O 图解上发现东矿带浅变质火山岩与大红山群火山岩的分布范围十分相似。在 SiO_2-FeO^*/MgO 和 FeO^*-FeO/MgO 图上，大红山群钠质火山岩和东矿带浅变质火山岩投点主要落入拉斑系列范围内；在 TiO_2-Zr 图解中，龙脖河铜矿区东矿带浅变质钠质火山岩绝大多数落入 MORB 范围内；在 $TiO_2-K_2O-P_2O_5$ 图解中，大红山群钠质火山岩和龙脖河铜矿区东矿带浅变质火山岩投点主要落入大洋拉斑玄武岩范围内。龙脖河铜矿区东矿带浅变质火山岩从各种岩石化学分类图解可得出互相不同的判别结果，可见这已不是典型的岩浆岩，而是交代蚀变岩的特征，与大红山变钠质火山岩完全一样。

大红山群钠质火山岩和龙脖河铜矿区浅变质钠质火山岩以及哀牢山群中的火山岩，主要为轻稀土富集型，稀土元素配分模式与典型的岛弧地区及大陆边缘的中基性火山岩的球粒陨石标准化稀土配分模式极为相似：轻稀土从略富集到略亏损的分配模式及低的 Rb、Sr 含量表明具有从洋中脊至岛弧拉斑玄武岩过渡的特征。各种火山岩 TiO_2 与 Nb、Th、Y、重稀土元素之间存在较好的正相关关系，稀土元素配分模式具平移的特征表明均存在强的钠交代细碧岩化作用，钠交代作用与铁矿化同时发生，而与碱性玄武岩不同。从 Sm/Nd 比值为 0.20～0.35（只有一个样品的比值为 0.47）来看，其物质不完全由地幔物质所组成，而应是壳幔混合来源，排除了为洋中脊火山岩组合的可能。且从其 MgO 含量大多数小于 7% 来看，也不符合洋中脊火山岩特征（MgO 含量大于 7w%）。从该浅变质火山岩系以基性火山岩为主且富 Na_2O 的特点来看，应排除其为大陆裂谷双峰式火山岩的可能。在 ΣCe/ΣY－Sm/Nd 图解中，上述火山岩几乎都投入岛弧及活动大陆边缘的范围内，说明大红山群钠质火山岩和龙脖河铜矿区浅变质钠质火山岩与哀牢山群中的火山岩均可能形成于岛弧及弧后盆地的板内构造环境，不排除部分岩石形成于大陆边缘的可能性。但其形成的构造部位可能不同：前者可能形成于靠洋一侧，更接近于洋壳；后者可能形成于靠陆一侧，且二者形成后经历了不同的演化历史。

根据区域矿石 Pb 同位素组成研究，大红山铁铜矿床与龙脖河铜矿床的铅同位素 V_1 值几乎都大于 111。对于元古宙变质的基性火山岩来说，由于蚀变、变质等各种后期改造作用影响，使其成分受到一定的改造。因此，采用相对比较稳定的 Nd 同位素组成进行对比。龙脖河矿区和大红山矿区的变质基性火山岩 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 值均大于 0.512 00，具有相似的成矿时代。

3.1.6 区域年代成矿构造格架讨论

所谓年代成矿构造格架就是用详细的同位素年代学资料综合表示某一地区的构造格局、成矿作用和其他地质作用的时间、空间上的演化过程。目前在龙脖河铜矿区东矿带浅变质火山岩系中获得三组年龄值：

第一组在主要由角闪石、钠长石及少量云母组成的角闪变粒岩中获全岩 K－Ar 年龄为（1 497.22 ±29.94）Ma；在由电气石（70%～80%）和磁铁矿（15%～20%）组成的电气石岩中选取单矿物电气石测试获 K－Ar 年龄为（1 543 ±15）Ma，可与大红山群钠质火山岩系对比。

第二组在老新街黑云大理岩（铜矿围岩）中取单矿物黑云母测试获 K－Ar 年龄为（654.57 ±13.09）Ma。

第三组为变钠质基性火山岩的 K－Ar 年龄为（263.67 ±3.87）Ma，其中韧性剪切带金云母的 K－Ar 年龄为（266.84 ±5.34）Ma，浅粒岩锆石 U－Pb 年龄表面为 265Ma。

第一组年龄值 1 500Ma 左右，大致推断为成岩年龄，第二组年龄值 654Ma 左右，可能为晋宁运动的反映，第三组年龄值 265Ma，应是印支运动的反映。由于 265Ma 年龄的样品均靠近红河一侧，岩性上偏基性；而具 1 500Ma 年龄的样品远离红河一侧，岩性上偏中基性。因此在红河边可能存在二叠纪火山岩，而远离红河的浅变质火山岩系为中晚元古代。但随工作不断深入，在

区域二叠系对比研究中发现：龙脖河铜矿区东矿带浅变质火山岩系无法与周边二叠系地层对比，也就是说在龙脖河矿区周边地区二叠系火山岩中缺失无这种含铁、铜的细碧－角斑岩系存在，从宏观产出特点和含矿性来分析，只能与大红山群含铁铜变钠质火山岩系对比。

曾有人提出龙脖河铜矿区变钠质火山岩型铜矿与个旧矿区的变辉绿岩型铜矿比较，然其相似性实在不多。该区邻近的个旧卡房三叠纪火山岩（分布于中三叠统个旧组灰岩中）与铜矿化也明显相关，这一岩石与龙脖河铜矿区变钠质火山岩系相比，相对于低钠（2.74%）、高钾（1.37%）和高锶（759×10^{-6}），应为板内碱性玄武岩，因此，岩石化学证据也表明龙脖河铜矿区火山岩不属三叠纪火山岩。结合成矿时代和矿质来源研究，将构造运动演化及成矿作用的关系总结于表7－3，初步建立了区域年代成矿构造格架。

表7－3　红河成矿带构造及铜矿成矿年代

Table 7－3　The ore－forming age of tectonics and copper deposit in Honghe ore－forming zone

哀牢山（瑶山）—龙脖河矿区	大红山矿区	同位素年代（Ma）
喜山运动 隆升运动	喜山运动 影响较弱	10～35
燕山运动 燕山花岗岩侵入 铜矿热液改造	燕山运动 影响较弱	80～160
印支运动 走滑－推覆作用 糜棱岩化阶段 铜矿剪切改造	印支运动 区域下沉 （铜矿改造作用 不明显）	260
晋宁运动 基性－超基性岩侵入 花岗岩侵入 主要改造成矿阶段	晋宁运动 基性－超基性岩侵入 主要改造成矿阶段	地体碰帖 800～900
哀牢山（瑶山） 中—晚元古代 增生杂岩（含铜、铁原生矿）	（？） 大红山式含铁铜钠质火山－沉积岩系	地壳生长阶段 900～1 600 原生矿化阶段 1 600～1 800
红山运动	龙川运动	1 800
片岩和大理岩混合岩	老厂河组—底巴都组	早期地壳 1 800～2 500

备注：据孙大中等，1996，修改。

$^{206}Pb/^{204}Pb-^{207}Pb/^{204}Pb$ 图上可看出（图5－3），龙脖河铜矿区和大红山矿区的铜矿石与变钠质火山岩的分布范围基本一致，只是少数矿石铅同位素样品较富放射成因铅，且二者共同落在华南上地幔和地壳之间，说明矿质与火山岩同源，来自受混染的上地幔，推测为壳幔相互作用的产物，不排除有部分壳源铜质加入，以及后期成矿作用的叠加。正是这种壳幔相互作用，使得含矿火山岩系和其中的铜矿在铅同位素组成上具有明显的区域富 Th－Pb 和 U－Pb 特点，也是使铜矿得以从上地幔中分异出来的重要因素。前述矿石铅同位素组成研究也表明，大红山铁铜矿、龙脖河矿区铜矿具有相似的成矿时代。

可见，两个矿床在成矿物质来源及成矿时代上有明显的相似性，成矿作用均具多阶段、多来源、多期次、多成因、持续长的特征。

3.2 西矿带与越南生权铜矿对比研究

西矿带南延大约20千米至越南生权铜矿（图7-9）。生权铜矿为一个大型铜矿，据越南地质矿山总局1990年公布，探明其金属储量：铜55.1万吨（品位0.5w%～11.58w%，平均品位1.03w%），稀土矿33.3万吨，金34.42吨，银25.3吨，硫84.3万吨；矿化元素组合为Cu-Co-Ni-REE。

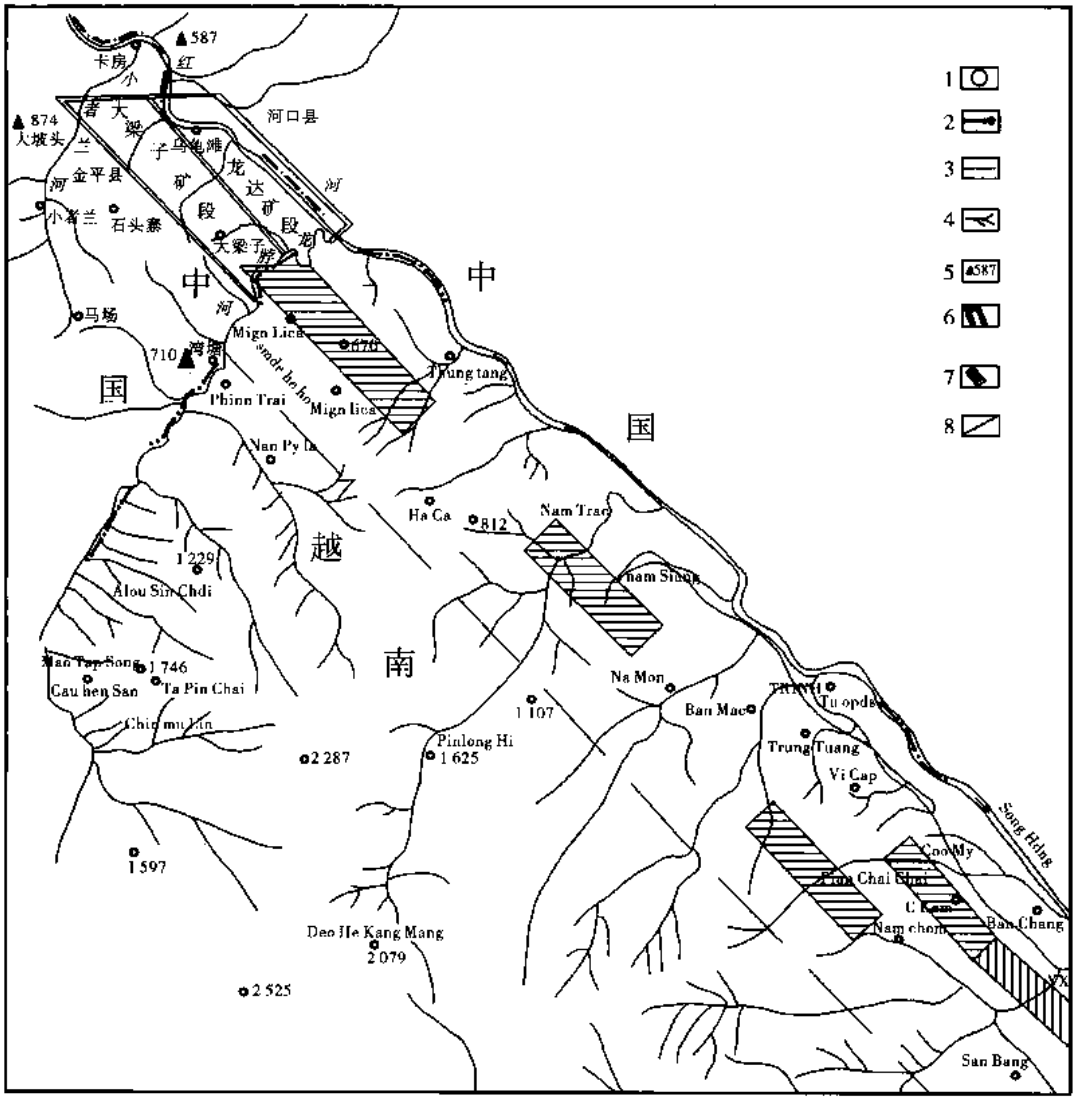


图7-9 金平县龙脖河铜矿与越南生权铜矿对应位置图（依西南有色地勘局三〇八队，1996）

Fig. 7-9 The location map of the Shengquan copper deposit, Viet Nam and Longbohe copper deposit, Jinping county, Yunnan

1. 居民点 2. 国界线 3. 县界 4. 河流水系 5. 标高点
6. 龙脖河矿区勘查范围 7. 越南生权铜矿区 8. 勘探线

西矿带的化探异常元素组合亦为 Cu－Co－Ni 和 REE。在大梁子、公鸡山、茅草坪、龙脖河河边有多处矿化露头，其中大梁子矿段经西南有色地勘局物探队（1992）1∶100 000分散流扫面，化探异常呈北西向成群成带分布，具有良好的铜、镍、钴组合异常，铜异常连续性好，浓集中心明显，具一定规模和规律性，铜峰值：$1\,826\times10^{-6}$，均值：374×10^{-6}。特别是1995 年西南有色地质勘查局物探队对西矿带进行电法和磁法工作后，圈出长 7 000 米、宽 50 米、延深 400 米的板状异常体，认为是评价大型铁铜矿的十分重要靶区。从生权铜矿矿体形态和哀牢山群的变形特点来分析，该板状异常体可能是由一系列雁行排列的含铜铁矿化透镜体组成。常向阳、朱炳泉等（1996，2000）做了铅同位素化探评价，根据不同高程的铅同位素化探剖面资料，提出深部可能有大隐伏矿体存在，推测主矿体中心大致位于海拔－400 米左右。但目前其地质勘查程度很低，综合研究更显薄弱，深部是否存在品质好、规模大的矿体还有待进一步研究。因此，加强与生权铜矿的对比研究对于指导区内铜矿找矿工作具有重要意义。

3.2.1　成矿地质背景对比

西矿带位于扬子板块西南缘哀牢山变质地体最南段，主要含矿地层为元古宙哀牢山群乌都坑组中深变质岩系，岩性为云母片岩、大理岩、浅粒岩、黑云斜长变粒岩、混合岩、长英质糜棱岩、片麻岩 7 种类型。该区为一北西向强烈挤压褶被的单斜构造。北西组断裂构造发育，岩石多显糜棱岩化。区内岩浆岩主要沿红河断裂呈长条状岩墙侵入，岩石为黑云母花岗岩，热液叠加使部分岩石混合岩化，局部岩石呈眼球状混合岩，岩石具片麻状构造，糜棱结构及变余花岗结构。区内出现多期花岗岩侵位，说明该区经历越南多期构造－岩浆事件的影响，对热水沉积成矿作用有利。

生权铜矿分布在中越边境老街及其以西地带，是范士坂铁、铜、稀土金属成矿亚带内的主要成矿系列，分布于黑水河结合带黄连山复背斜带中。据广西地矿局情报调研资料，老街—范士坂铜矿带探明铜矿储量达数百万吨。生权铜矿赋存在元古宙片麻状花岗岩、结晶片岩及变粒岩组成的变质岩带（图 7－10）中，多数矿体与围岩片理一致，而在交代岩中的矿体则呈细脉状或浸染状。矿带内见有晚期花岗岩分布，生权铜矿是此成矿带的典型矿床，也是越南已知最大的富铜矿。

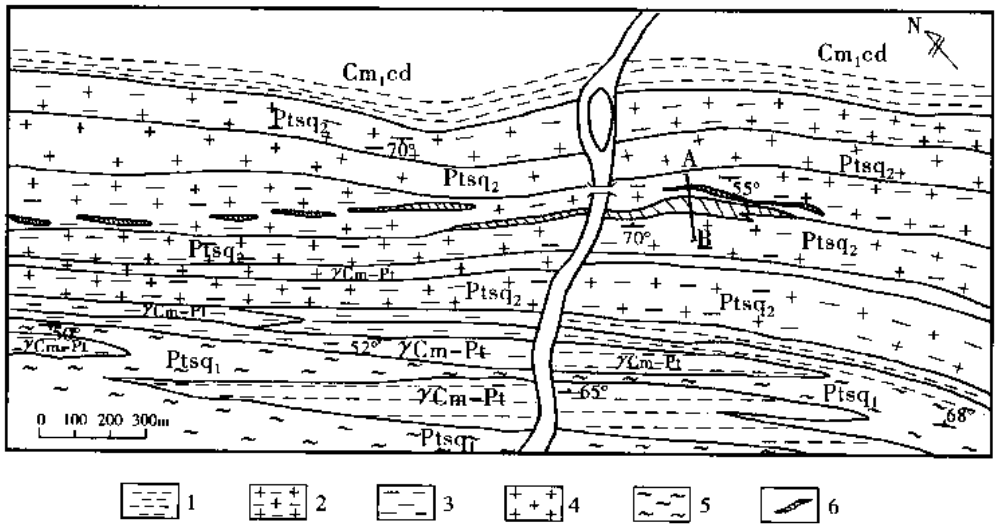


图 7－10　越南生权铜矿地质图（依李方夏，1995）

Fig. 7－10　The geological map of the Shengquan copper deposit, Viet Nam

1. 寒武纪含磷变质岩　2. 片麻岩　3. 云母片岩、交代岩　4. 片麻状花岗岩　5. 压碎带　6. 铜矿体

3.2.2　矿化特征对比

（1）龙脖河铜矿。

根据云南省有色地质三〇六队和三〇八队提供的地质剖面资料，结合多次野外地质观察，西矿带目前经少量工程揭露，控制矿化带长度为 2 100 米，铜矿体厚度 1.60～24.5 米，品位 0.54w%～0.909w%。矿化带总体产状北西 40°～45°，倾向北东（局部倾向南西），倾角 60°～70°，南东宽，北西窄，矿化体呈透镜体，沿区域构造线呈雁行状排列的趋势，透镜体的延深大于延长。金属矿物有：黄铜矿、磁铁矿、磁黄铁矿、黄铁矿、蓝铜矿、孔雀石等。铜矿化赋存于黑云斜长变粒岩、混合岩、云母片岩和蚀变岩（退变质的火山～热水沉积岩）中。西矿带龙脖河边所见的矿化露头铜矿赋存于磁铁矿化的黑云斜长变粒岩中，见有两种矿化类型：第一种铜矿物呈条纹状，与片理面大致平行，有塑性变形现象，应为同生矿化；第二种为细脉状，细脉由黄铜矿组成，沿一组平直的节理面产出，应为后期叠加之产物。

（2）生权铜矿。

位于老街西北 25 千米。1973 年进行详勘，并向北在邻近云南边境一带进行了详查。生权铜矿及其外围共圈定出 3 条矿化带（东、中、西带），矿带总长 40 千米。探明的储量主要位于中矿化带中，该矿带走向 293°～298°，倾向北西，倾角 70°～80°，共圈定出 17 个脉状、串珠状复合矿体，产于黑云斜长变粒岩中，主要矿物有磁铁矿、黄铜矿、磁黄铁矿、黄铁矿等。矿体亦由一系列雁行状排列的延深大于延长的透镜体组成（图 7－11），其形态特征与龙脖河铜矿西矿带十分相似。生权铜矿矿石有明显的塑性变形现象，应代表变质变形作用产物。其直接容矿岩石也是这种黑云斜长变粒岩和蚀变岩，在薄片中可以见到较多的绿泥石和长石。长石虽经蚀变，但仍能看到其残留板条状晶形和双晶，说明其应为正变质岩。因此可以推测该铜矿为火山沉积变质型矿床。从变质变形特点和赋矿围岩上看，龙脖河铜矿西矿带与其十分相似。

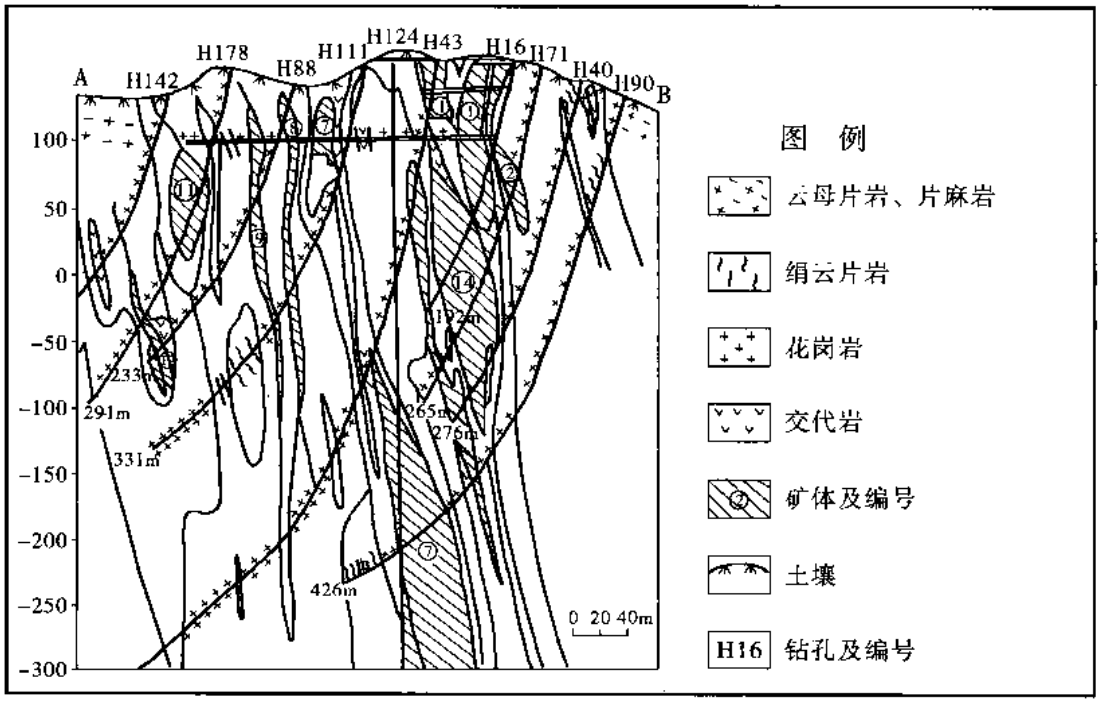


图 7－11　越南生权铜矿 A－B 横剖面图（依李方夏，1995）

Fig. 7－11　The A－B transverse profile of the Shengquan copper deposit, Viet Nam

可见，龙脖河铜矿西矿带与生权铜矿处于同一构造单元和同一大铜（铁）成矿带上，且属同一含矿地层，首尾相接，关系密切。两者矿化极为相似，主要金属矿物均为黄铜矿、磁黄铁矿、黄铁矿、磁铁矿。蚀变同为硅化、绿泥石化、绿帘石化。从铜矿化强度看，目前龙脖河铜矿西矿带比生权铜矿弱，因此整个矿化带的成矿中心部位可能尚未搞清，而近年来在茅草坪、公鸡山矿段新发现了具有一定规模的铁铜工业矿体，才逐步显现出其巨大的找矿潜力。

3.2.3　地球物理特征对比

西南有色地勘局物探队（1995）在西矿带开展比例尺为1:20 000，网度为200米×20米，面积10平方千米的高精度磁法、放射性和偶极装置双频激电测量工作，在铜化探异常明显的对应部位，磁法显示中强磁异常明显，电法幅频率为17%，低电阻（5Ω·m），时间域中梯激化率为28.5%。样品采自龙脖河铜矿西矿带大梁子矿段和生权铜矿，其磁参数测定结果见表7-4、表7-5。磁性体为生权铜矿石和龙脖河铜矿西矿带铜矿化的黑云斜长变粒岩，尤以生权铜矿石磁性最强，且以感磁为主。哀牢山群中的花岗片麻岩、片麻状花岗岩及风化土具微弱磁性或无磁性。

据上述参数统计结果推断，铜矿化的黑云斜长变粒岩引起的磁异常最大值为180nT；生权铜矿石引起的磁异常最大值为21 845nT，但因龙脖河铜矿西矿带埋深较大，因此它引起的磁异常在地表为一低缓磁异常。

由表7-5可见，龙脖河铜矿西矿带12件铜矿化的黑云斜长变粒岩具中弱磁性：F_S=11.6%，ρ_S=162Ω·m；而生权铜矿4件铜矿化的黑云斜长变粒岩具中强磁性：F_S=11.7%，ρ_S=48Ω·m。龙脖河铜矿西矿带矿化的黑云斜长变粒岩和炭质混合岩、炭质板岩的激电异常具低电阻率、高幅频率特征，与其余岩石相比有明显的电性差异，尤以炭质混合岩的幅频率最高。可见，龙脖河铜矿西矿带磁性、电性等参数特征与越南生权铜矿较为相似。

表7-4　龙脖河铜矿和生权铜矿铜矿磁性参数（ΔT）特征统计表

Table 7-4　The statistical data of the magnetic parameter（ΔT）from the Shengquan copper deposit, Viet Nam and Longbohe copper deposit, Jinping county, Yunnan

矿区	岩性特征	样数	K（$4\pi\cdot10^{-6}$SI）		J_r（10^{-3}A/m）		Q
			变化范围	几何均值	变化范围	几何均值	
龙脖河铜矿西矿带	条带状混合岩	3	39.6～81	63.4	15.3～34.4	25.4	0.8
	铜矿化黑云斜长变粒岩	15	57.5～57 907.8	293.4	22.9～23 676.5	220.5	1.6
	白云斜长混合岩	9	0～97.4	25.8	7.2～85.5	21.2	8
	花岗质混合岩	2	46.2～55.4	50.6	11.7～23.9	16.7	0.7
	变粒岩	15	23.8～177.2	71.1	7.8～43.3	16.4	0.5
	云英岩化细晶岩	2	9.7～30.4	17.2	20.3～25.1	22.8	2.9
	斜长角闪变粒岩	7	35.1～1 073.8	326.5	17.4～339.5	100.4	0.7
	混合岩	23	17.6～399.8	129.5	7.4～200.3	54.8	0.9
	长英岩	7	0～79.8	79.8	0～58.0	58.0	1.6
生权铜矿	条带状变粒岩铜矿石	3	104 289.7～109 510	106 123.9	7 052.2～12 077.3	8 296.6	0.2

样品由西南有色地勘局物探队测定。

表 7－5 龙脖河铜矿和生权铜矿铜矿电参数特征统计表

Table 7－5 The statistical data of the electrical parameter (ΔT) from the Shengquan copper deposit, Viet Nam and Longbohe copper deposit, Jinping county, Yunnan

矿区	岩性特征	样数	F_m（%）		ρ_m（Ω·m）	
			变化范围	平均值	变化范围	平均值
龙脖河铜矿西矿带	花岗质混合岩	2	0.9～4.1	2.5	142～646	394
	花岗片麻岩	2	5.2～5.8	5.5	206～225	216
	炭质板岩	7	2.8～12.2	7.9	36～609	285
	变粒岩	13	1.6～6.4	3.6	106～1 125	339
	铜矿化黑云斜长变粒岩	13	3.5～20.2	11.6	17～471	162
	含炭质混合岩	10	19.3～62.6	40.2	13～463	155
	混合岩	12	0～9.7	2.2	129～2 885	898
	片岩	2	2.9～3.0	3.0	94～124	109
	长英岩脉	7	0～1.1	0.7	323～2 139	1 113
	斜长角闪变粒岩	7	0.1～1.4	0.7	191～1 393	652
生权铜矿	条带状变粒岩铜矿石	5	0.5～26.3	11.7	2 377	48

样品由西南有色地勘局物探队测定。

3.2.4 稀土元素特征对比

在稀土元素配分模式图上，所有曲线基本一致，呈向右倾斜的起伏波状（图 5－8），反映了龙脖河铜矿西矿带矿石与生权铜矿、花岗岩、长英岩脉、角闪岩有完全一致的稀土元素地球化学特征，同时显示了它们相互之间的成因联系。

另外，从表 5－15 中可以看出：龙脖河铜矿西矿带与生权铜矿同属富稀土型，ΣREE = 0.007 5w% ～1.36w%，特别富轻稀土（LREE/HREE）=42～146。从 5 件样品的 Sm/Nd 及 δEu 等数值看，它们也大体相同或相近，反映了它们之间成因相似，都属沉积变质成因。

3.2.5 成矿物质来源对比

铅同位素研究成果（孙大中等，1996）得知：铜矿石 Pb－Pb、$^{206}Pb/^{204}Pb-^{207}Pb/^{204}Pb$ 等时线图（图 5－4）上，生权铜矿矿石刚好落在龙脖河铜矿西矿带铜矿化组成等时线上，且富含放射成因铅。因此，西矿带与生权大型铜矿床具有相同的物质来源。

3.3 小 结

3.3.1 东矿带与大红山铁铜矿床对比

（1）龙脖河铜矿区东矿带与大红山铁铜矿床含矿变火山－沉积岩系在岩石组合特点、岩石学、岩石化学、地球化学特征基本一致。

（2）龙脖河矿区东矿带变钠质火山岩系呈北西向延伸，与大红山矿区大红山群含铁铜变钠质火山岩系在形成时代、岩石组合和主微量元素以及同位素体系特征上十分相似。这一相似性使该带成为寻找“大红山式”铁铜矿床的极有利地区。

（3）大红山矿区火山岩仅出露在 2 平方千米范围内，形成了超大型铁铜矿床。龙脖河矿区东矿带变钠质火山岩系呈北西向延伸达 20 千米，目前铜矿已勘探区已达到大型规模，因此该带及其以北地区仍具有较好的找矿前景。

（4）建议在龙脖河矿区东矿带北部适当位置打深钻，验证有无上铁下铜之规律，并了解变

钠质火山岩系下部地层情况，这对区域构造格局和式样的研究有重要指导作用，即探索该带变钠质火山岩下部是否存在类似于大红山群曼岗河组中的“大红山式”的铁铜矿。

（5）研究工作对滇东南区域找矿评价具有重要的战略意义和实用价值。

3.3.2　西矿带与越南生权铜矿床对比

（1）哀牢山变质地体南端地层岩性、构造、岩浆岩等地质特征与越南北部的地层岩性、构造、岩浆岩等地质特征具有诸多相似性，其矿化作用也具有相似性和连续性，它们应是同时、异地、同相产物，成矿作用有长时间持续性，两者地质特征和成矿作用均可以对比。

（2）龙脖河铜矿西矿带的矿化特征与生权铜矿的矿化特征相似，预测西矿带深部有隐伏矿体存在的可能性。因此，在西矿带具有寻找越南“生权式”铜矿的条件和前景。该结论对区域找矿工作有借鉴和指导意义，从而拓展了滇东南地区铜矿找矿思路。

4　成矿时代讨论

4.1　晋宁期成矿作用

晋宁期（800～900Ma）是区内最重要的一次构造、岩浆事件，也是十分重要的成矿时代。大约在1 350Ma前，龙脖河矿区变火山岩仍处于深海环境，（1 330±150）Ma的Sm－Nd等时线年龄应代表了这套火山岩在热卤水作用下发生钠交代细碧岩化作用的时间。中晚元古代由于海底火山喷流（溢）发生，在热卤水作用下产生强烈钠交代作用和热水沉积，形成了富含钠长石和磁铁矿的细碧岩，铜也在这一热水作用过程中从火山岩迁移出来并沉积产生初步的铜矿化（初始矿源层）。

变火山岩的Rb－Sr年龄和铜矿石的Pb－Pb年龄记录了晋宁期强烈动力变质和铜的强烈改造成矿事件。矿石铅同位素组成研究表明，大红山铁铜矿床与龙脖河铜矿床有相似的成矿时代，龙脖河铜矿各种类型岩矿石样品的铅同位素组成有很大的铅同位素变化范围，构成了一条很好的等时线，等时线年龄为（869±38）Ma（邹日等，1997）；大红山铜矿石铅同位素等时线年龄为1 040Ma，与此相似，以上年龄值反映晋宁期应是十分重要的铜成矿时代。中元古代地层中热水沉积型铜矿在晋宁期则改造富化成富矿。

4.2　印支期成矿作用

区内影响较大的另一次构造运动是为印支运动，表现为一次重要的动力变质事件，也是细脉矿的形成时代。印支运动的年代，从目前研究结果来看应为260Ma左右，基性侵入岩可能是该事件的产物（基性侵入岩的形成时代为二叠纪）。印支运动以沿红河断裂带的强烈走滑－剪切为特点，受影响最大的是哀牢山群，使其部分地层发生强烈糜棱岩化和碎裂岩化，从糜棱岩中长石眼球和长石斑晶的旋转指向来看，应为左旋走滑构造机制。龙脖河矿区变钠质基性火山岩全岩K－Ar年龄为263.67Ma，而其中韧性剪切带金云母的K－Ar年龄为266.8Ma，二者十分相似。从哀牢山断裂西侧古生代地层发生强烈糜棱岩化来分析，糜棱岩化的下限为晚古生代。获得侵入于哀牢山群中的未变形角闪花岗岩的浅褐色透明锆石U－Pb表面年龄为114.7Ma（邹日等，1997），可作为糜棱岩化的上限。伴随着强烈的剪切作用，铜矿发生了活化迁移，形成细脉状矿和浸染状矿石。

4.3　燕山期成矿作用

燕山运动时限大致为80～160Ma，在本区主要反映为一次热事件，区内有大量燕山期花岗岩

侵入，花岗岩基本未变形，对铜矿的动力变质、热活化改造成矿起重要作用。个旧锡－铜多金属矿就是一个典型例子，与此有关的铜矿化主要为矽卡岩型。

4.4 喜山期成矿作用

喜山运动在区内以脆性逆冲－推覆作用为主，时限大致为28～65Ma。哀牢山群中逆冲断层断面上的绢云母K－Ar年龄为35.45Ma；长英质糜棱岩中长石眼球的Ar－Ar年龄为28.37Ma。糜棱岩中白云母与钾长石的时差是喜山运动的反映，使哀牢山脉隆升。由于温度的改变，上述Ar－Ar坪年龄记录的是喜山运动时代，而不是糜棱岩化时代。根据白云母与钾长石封闭温度差计算，隆升速率在2～3毫米/年左右。龙脖河铜矿东矿带中的大脉矿与后期断层推覆面破碎带具有十分均一的铅同位素组成，反映出是条纹状、浸染状矿石与细脉矿的均一混合，因此，大脉矿应形成于燕山晚期至喜山期。哀牢山地区部分金矿也是在这一时期形成，如老王寨金矿床含金石英脉的电子顺磁共振（ESR）测定年龄为37.9～54.2Ma，墨江金矿床为29.0～66.4Ma，大坪金矿床为41.3～58.0Ma。这些结果都反映哀牢山南段发生的一次重要成矿事件，成矿应与喜山期的深部地壳逆冲上升、表壳岩系挤压和拉张构造运动有关。虽然喜山期表面上看只是一次大的构造抬升事件，但从大量混合岩化和糜棱岩化中地壳物质逆冲到地表来分析，一定伴随有大量的深源流体活动，使原来的成矿物质进一步活化、迁移和富集。这种深源流体应以富SiO_2、Na_2O、CO_2、Au和Ag为特点，与该运动有关的矿化为Au－Ag，伴生Cu，如老王寨金矿、白牛厂银多金属矿。龙脖河地区也有破碎带石英脉型铜矿产出，并伴生金矿化。

表7－3综合反映区域构造运动特点、成矿作用的时间及空间演化过程。铜成矿作用主要发生在中晚元古代火山喷流（溢）－沉积成矿期，而印支期、燕山期和喜山期促进铜矿进一步富集作用。成矿作用长时间持续，成矿时代从中晚元古代一直延续到中生代，成矿物质为壳幔相互作用的产物。原生铜矿形成的时代大致为1 650～1 750Ma，后经历了以晋宁运动为主以及印支运动、燕山运动和喜山运动的后期改造。

5 矿床成因

成因机制研究对寻找大型－超大型块状硫化物矿床有重要作用。20世纪岩浆热液成因观点占上风，现在多数地质工作者都倾向于海底火山喷发沉积成因。由于对成因认识的不同，所提出的找矿准则和标志也不同，找矿效果也不一样。加拿大在20世纪以前，岩浆热液说占统治地位，找矿工作常限于花岗岩体附近和断裂带，找到矿床不多；20世纪以后，运用火山成因说以地层岩性岩相、火山构造为准则，则找到不少矿。西班牙、葡萄牙矿带自1960年开始抛弃了后生热液成因模式，转向同生沉积火山成因模式，认识到矿床受一定的地层层位控制，因此在勘查中突出了火山构造、岩相的地质填图工作，同时采用适合该矿带的物探方法，使有3 000年开发史的老矿带储量几乎增加了一倍。通过多年来对块状硫化物矿床的研究，特别是近10多年来对现代海底喷气成矿作用现象的考察，对黄铁矿型块状硫化物矿床的成因机制与成矿模式有了深刻变化和认识。

从大地构造背景和成矿环境分析，块状硫化物矿床既可以发生在大洋环境（如大洋中脊、海沟、岛弧、弧后海盆边），也可以发生在大陆裂谷环境。成因与成矿模式可概括为三种：一是洋脊海水环流成矿模式；二是海底破火山口沉积成矿模式；三是同源岩浆热液交代－后期变质改造成矿模式。

以往对龙脖河铜矿床成因与成矿模式有不同认识，曾提出岩浆热液与裂谷海水对流循环成矿观点（三〇八队，1998）、海底火山作用形成的热液沉积－充填交代成因观点（三〇六队，

1995）、海底多期火山活动叠加并经后期变质作用和构造变动观点（杨金富，1999；崔银亮，2000）、火山喷气－沉积成因观点（邹日，1997）、火山活动旋回末期熔岩喷发结束时矿液运移至火山管道内或附近层间裂隙内成矿观点（高俊，2001）、火山喷发沉积观点及复合成因观点（崔银亮，2002），早期晋宁期对元古代钠质火山岩热水沉积改造、后期辉绿岩侵入形成接触变质热液混合型铜矿、晚期构造作用使铜矿再次富集成热液脉状铜矿（刘发刚，2003）等。这些观点的共同点是：①成矿与海底火山活动有关（火山热液或火山喷气）；②成矿后有热液改造和构造变动；③矿体呈层状、似层状；④有矿石类型和元素组合分带。不同观点的主要差异是富矿的形成：是成矿热液充填火山管道的产物，还是火山喷气或成矿热液海底沉积形成。

本区铜矿化与火山活动及后期的侵入岩、变质作用紧密相关，铜矿体主要赋存于浅变质火山岩系中，成群成带呈层状、似层状产出；后期次火山岩－辉绿辉长岩呈岩床（墙）侵入，在辉绿辉长岩中部及顶部与火山岩接触部位及附近产有似层状、透镜状、脉状富铜矿体。对浅变质火山岩系据室内薄片鉴定研究，海相沉积特征明显，钠化及变形强烈，并以出现大量钠长岩和钠长片岩为明显特征。副矿物中常见电气石，说明区内曾发生过海底喷流作用。Ⅱ号矿化层中，产出的矿石多以致密块状、角砾状矿石为主，品位较富，金属矿物主要为黄铜矿、斑铜矿和黄铁矿，脉石矿物常见石英、方解石和火山碎屑，矿体产出部位具明显的火山通道特征。笔者认为：龙脖河铜矿床属于受变质火山喷流（溢）－沉积＋热液叠加富化＋后期构造改造的块状硫化物型矿床。成矿作用具长期性、多期性、多来源、多阶段、多成因的特征。

铜矿床形成的最基本条件有三个方面：一是成矿物质来源，二是成矿物质迁移及迁移方式，三是淀积环境。丰富的成矿物质来源是铜矿床形成的最重要的基本条件。现就这些问题作一些探讨。

5.1　成矿物质来源

矿床形成，成矿物质是第一位的。成矿物质的丰富程度是形成不同规模矿化的决定性因素（当然要形成工业矿床还需具备其他的必要条件），铜矿床的形成，必须要有足够丰富的铜质来源。除岩浆铜镍矿床外，对斑岩型、矽卡岩型、海相火山岩型以及沉积变质型铜矿的研究结果表明：铜主要来自（直接或间接）地幔或壳幔混熔的深部岩浆源，铜矿的形成（砂岩铜矿除外）都直接或间接与富铜岩浆或其他富铜热流体有关（朱训等，1983；唐仁鲤等，1995；马鸿文，1990；杜琦等，1988；常印佛等，1991；翟裕生等，1992；宋叔和等，1982；李福东等，1993；梅友松，王之田等，1993）。

（1）金属源和硫源。

①龙脖河矿区变基性火山岩含 Cu 413.5×10^{-6}、Pb 43.3×10^{-6}、Zn 146.6×10^{-6}，分别为基性岩（Cu 87×10^{-6}、Pb 6×10^{-6}、Zn 105×10^{-6}，涂和费，下同）丰度值的4.7、7.7、1.4倍；次火山岩－辉绿辉长岩含 Cu 339×10^{-6}、Pb 30×10^{-6}、Zn 82×10^{-6}，分别为同类岩石丰度值的3.9、1.6、0.8倍。岩（矿）石以富 Ni、Co、Cr 为特征，基性侵入岩含 Ni $196\times10^{-6}\sim776.2\times10^{-6}$、Co $95\times10^{-6}\sim371.9\times10^{-6}$，分别为同类岩石丰度值的1.5～5.9、2.0～7.7倍；灰岩含 Ni $126\times10^{-6}\sim204\times10^{-6}$、Co $12.4\times10^{-6}\sim13.8\times10^{-6}$、Cr $14\times10^{-6}\sim297\times10^{-6}$分别比同类岩石丰度值高6.3～10.2、124～138、1.3～27倍。这些都可视为初始矿源层（岩）。

②龙脖河矿区铅同位素研究结果表明：成矿物质主要来自于基性火山岩及次火山岩，部分可能来源于三叠系地层；反映其是地幔和上地壳混合源。

③龙脖河矿区硫同位素研究结果表明：硫来源于幔源，也来自于围岩。

可见，龙脖河铜矿床成矿作用经历了喷发到正常沉积过程，其成矿物质主要来自基性火山岩及三叠系地层，可能与成岩物质同源且以地幔为主的混合源。

（2）成矿溶液。

矿物包裹体化学成分测定结果，液相组分中 $Na^+/K^+ = 4.38 \sim 9.33$，$Na^+/(Ca^{2+} + Mg^{2+}) = 0.61 \sim 1.96$，具有火山热液及变质水特征；$F^-/Cl^- = 0.004 \sim 0.01$，与原始沉积水或地下热卤水成分相当。均一温度为 258 ~ 294℃，盐度为 4.8% ~ 16.86%，pH 值为 6.2 ~ 6.9，Eh 值为 -0.66 ~ -0.78，说明成矿溶液具有高盐度、高矿化度、中性偏酸性、还原条件下的 $\delta^{18}O_{H_2O} = 3.25‰ \sim 7.16‰$，在 $\delta D - \delta^{18}O$ 图上，样品落入原始岩浆水及接近岩浆水的地下热水区，显示火山热液和海水的混合特征。因此，成矿溶液来源于岩浆水、地下热卤水、变质水混合型，属高盐度及高矿化度，为中性偏酸性的还原环境。

5.2 流体演化及成矿机理

（1）成矿溶液中铜配合物的稳定性。

配合物对金属成矿元素的溶解和迁移作用早已得到了人们共识（Cerar，1976；Barnes，1979），热液中的阴离子（团）与金属元素形成配合物是大多数成矿金属元素随热液迁移的主要方式。龙脖河铜矿床成矿溶液相对富硫，并含有大量的 SO_4^{2-}、Cl^-、HCO_3^-、HS^- 等阴离子，因此可以与溶液形成多种配合物进行迁移。

据研究，二价铜的氯配合物、硫酸配合物的平衡常数值随温度增大而增大（Ruaya，1988；谭凯旋，1994）一价铜的氟配合物、二价铜的氯配合物、氢氧配合物、碳酸配合物在 150 ~ 360℃的温度范围内随温度增高，平衡常数值也明显地增大（Steefel，1992；谭凯旋，1994）。因此，可以认为较高温度的成矿热液体系，配合物的稳定性越大，越有利于铜在成矿流体中的活化迁移。

（2）铜的溶解与活化迁移形式。

龙脖河铜矿变基性火山岩为主要的矿源层（岩），火山喷发（溢）-沉积作用为铜矿的形成提供了大量的金属物质和硫源。由于亲硫金属元素的硫化物/硅酸盐熔浆分配系数高达 3×10^{-4}（Spooner，1993），因此理论上在岩浆结晶分异演化过程中，铜、铁及其他亲硫元素可从正常背景岩浆中分离，并在岩浆硫化物中相对富集。由于偏碱性的熔岩铜的含量较高，火山喷发过程中随着富含铜的岩浆的逐渐冷却，铜与硅酸盐相发生分离，可形成富金属矿质的火山热液流体。

Sangster（1976）在地质观察和实验研究的基础上指出，块状硫化物矿床成矿溶液在偏碱性条件下，硫的存在形式应为 S^{2-} 的配合物，铜、锌等以 HS^- 形式迁移，而在偏酸性条件下，硫以 H_2S 形式出现，成矿物质则以氯配合物形式活化迁移。颜文（1993）的成矿地球化学实验模拟结果认为，温度较低时（≤200℃），铜在碳酸盐岩溶液中较易活化，温度较高时（>200℃），主要以氯化物形式迁移。谭凯旋（1994）的分析资料表明，在成矿的主要 pH 值条件范围内，均以 $CuCl^0$、$CuCl_2^-$、$CuCl_3^{2-}$ 三种配合物的活度最大，甚至比其他组分高出几个数量级，且随着溶液中 Cl^- 浓度的增高，溶液中铜的总铜活度显著增加，因此，虽然铜可以有多种形式进行溶解-迁移，但根据自然界常见的配合物配位体的稳定性差异以及本矿床成矿流体的物理化学性质，可以认为热液流体在早期偏碱性的条件下，热液中铜的迁移方式主要为 $Cu(HS)_3^-$、$Cu(HS)_2^-$、$Cu(HS)_2(H_2S)^-$ 等硫氢配合物，随着流体的逐渐演化，中性偏酸性环境下则主要以 $CuCl_4^{2-}$、$CuCl^0$、$CuCl_2^-$、$CuCl_3^{2-}$、$CuCl^+$、$CuCl_2^0$ 等氯配合物形式迁移成矿物质。在成矿流体物理化学条件影响环境中，$CuCl^0$、$CuCl_2^-$、$CuCl_3^{2-}$ 等氯配合物对矿质（铜、铁）运载和迁移起着主导作用（Sangster，1976）。

铜的硫化物溶解度主要受以铜氯配合物存在的离子浓度（Crerar & Barnes，1976；Barnes，1979）和溶液 pH 值控制，从获得的热液流体组分及其物理化学条件，还可以进一步探讨铜在热液中溶解和搬运的机制。实验研究表明，在块状硫化物矿床形成的物理化学条件范围内氯化物活

度的增大使所有成矿金属的溶解度都得以增大，同时氯化物溶液中矿质的溶解度亦随温度的增高而增大（Sangster，1976）。Crerar 和 Barnes（1976）通过实验也证明了高盐度溶液对铜、铁的溶解和搬运有利，这种观点和本区中－高温的高盐度成矿流体环境是非常和谐的，它可以合理地解释海底火山喷发沉积到富含成矿元素热液迁移、活化的成矿机制。Crerar 和 Barnes（1976）估计，Cu 和 Fe 在热液中的溶解度必须 $>10\times10^{-6}$，流体携带搬运的矿质才会对成矿作用有意义。为了定量了解本区成矿热液中 Cu 的溶解度，利用 Haynes 和 Schrijver（1991）的资料来大致确定热液中的总硫量（ΣS），矿区内普遍存在黄铜矿＋黄铁矿＋斑铜矿矿物组合要求体系 H_2S 活度超过 10^{-1}，在活度更低条件下，黄铜矿则会解体为斑铜矿和磁铁矿或赤铁矿。成矿环境处于还原状态，液态硫主要应以 H_2S 存在，溶液中 H_2S 摩尔数与总硫量完全相等，如果假设不带电荷的 H_2S 分子活度系数为 1，因此，H_2S 活度这个最小值将等于最小总硫量（0.1mol）（Helgeson，1981），这样就可以粗略定量龙脖河铜矿床成矿温度 $T=270℃\pm$，pH＝6 ± 和总硫浓度为 0.1～1.0mol/L 条件下的 NaCl 溶液搬运和溶解的能力。龙脖河铜矿床主要矿物组合以黄铜矿＋黄铁矿＋斑铜矿为特征，与 Crerar 等（1976）的实验体系。非常吻合。因此，可以得出 Cl^- 活度为 1.0 的还原溶液与黄铜矿＋黄铁矿＋斑铜矿平衡时，流体最多可溶解和搬运 600×10^{-6} 的 Cu；还可以看出在本区成矿温度较高（270℃ ±）、成矿热液中性偏酸性条件下，硫氢配合物无疑也是一种重要的迁移搬运成矿物质的运载体，硫氢配合物溶解和搬运 Cu 的能力甚至可以高达 $400\times10^{-6}\sim500\times10^{-6}$。

（3）流体演化与铜沉淀机理。

龙脖河铜矿床成矿流体具有高盐度和高矿化剂（H_2S、CO_2、CH_4 等）Na^+-Ca^{2+} 型特征，流体的形成和演化清晰地折射出铁、铜等金属物质沉淀、富集的成矿机理。目前火山理论及对现代地热的研究表明，不同来源流体的混合－不混溶作用（相分离）、水－岩相互作用、物理化学条件及其联合效应等是大多数热液矿床极为有效的成矿机理。流体包裹体、稳定同位素研究表明，火山喷发－沉积成矿期并不存在不同来源流体混合和流体沸腾－不混溶现象，流体的演化主要受成矿环境的物理化学条件的控制，当然也不可避免地受到水－岩相互作用的影响，应该说物理化学条件变化及水－岩相互作用是沉积成矿期流体演化的重要途径，其中流体演化过程中 T、pH、fO_2、ΣS 及盐度等物化参数的改变是引起成矿溶液 Cu 等金属元素迁移形式变化、氯配合物及硫氢配合物稳定性显著降低、最后沉淀聚集成矿的主要机理。Crerar 等（1976）的实验工作指出，氯配合物为主要迁移形式的成矿流体中，热液释放、pH 或 ΣS 的增加、温度或 fO_2 的降低都会引起 Cu、Fe 硫化物的沉淀，成矿温度从 300℃ ± 下降到 250℃ ±，成矿热液中 Cu 的溶解度从 $n\times100\times10^{-6}$ 锐减到 $n\times10^{-6}$。Crerar 和 Barnes（1976）所完成的 Cp＋Py＋Bn 组合中的溶解度实验表明，温度为 300℃ ± 及中偏酸性的 NaCl 溶液可以溶解迁移超过 $1\ 000\times10^{-6}$ 的 Cu 和 Fe，当温度降低到 250°C ±，分别可沉淀出被溶解的 99% Cu 和 90% Fe，这进一步佐证了流体演化中高温度等物化条件对 Cu、Fe 沉淀所起的控制作用，而且温度对 Cu 成矿的影响要比 Fe 更明显。当然，氯化物溶液进入相对封闭还原的高 ΣS 的环境以及由于流体演化过程中大气降水引起的 Cl^- 活度和 fO_2 氧逸度的变化都是引起 Cu 硫化物卸载就位的影响因素（Lovering，1961），但从成矿流体 pH 值的弱碱性—偏酸性演化趋势来看，可以认为流体酸碱度的变化并不是成矿机制的重要控制因素，因为流体的酸化从理论上来讲与 Cu、Fe 沉淀趋向并不一致。

龙脖河矿区主要为一套海相钠质基性火山岩系，元古宙末期约 900Ma 以前发生的晋宁运动，使含矿层普遍遭受不同的区域变质作用，崔银亮等（2002～2003）从该矿区普遍存在退变质矿物组合的宏、微观依据出发，认为区域变质作用对龙脖河铜矿的再造作用，主要与变质后期阶段的退变质作用过程有关。改造富化期的流体特征则进一步表明了晚期退变质作用对流体演化的影响。Haynes 和 Schrijver（1991）对 Labrador 地槽中部 Dunphy 白云岩退变质期间流体包裹体的研究也得到了高达 36w%～42w% 的 $NaCl+CaCl_2$ 等当量的包裹体盐度。退变质流体中盐度以及石

盐子矿物和 $CaCl_2$ 含量增加是普遍的，退变质阶段水化作用会明显影响变质流体的盐度。由于退变质水化反应引起水的去除，从而导致流体盐度的增加，这种现象可以非常合理地解释成龙脖河矿区流体演化的机制。

在成矿和后期改造过程中，大气降水对流体的影响也是明显的。理论上，低盐度大气降水的混合－稀释不仅是导致成矿温度逐步下降的有效途径，也会引起流体盐度的降低。流体演化过程中溶液的盐度不仅没有降低，反而存在逐渐增高的趋势，这种演化过程中的系统变化与变质环境中退变质水化作用息息相关，正是水化反应引起水的去除，从而抑制了大气降水的混合－稀释作用的影响，并使流体演化过程中的盐度趋向增高。因此，可以认为改造期高盐度的流体应属退变质流体的范畴，后期流体的活化改造并不是在变质高峰条件下完成的，而是退变质作用过程中的产物，并且可能是在发生重要的去荷作用（压力降低）和温度下降（大气降水）以后发生的。在低－中级变质区，退化期间经常形成不整合石英－碳酸盐脉（Crawford，1981），这和矿区实际情况（图版 51）也是非常吻合的。

火山作用不仅是促进含矿流体运移的重要因素，而且还可造成高热流环境，有利于热液的对流循环以萃取成矿物质，也是成矿物质的直接提供者。矿区火山喷发（溢）活动具有裂隙式多旋回的特点，火山机构为成矿提供了富集堆积的就位空间。由于该区沉积盖层较厚，上地幔基性岩浆上升缓慢，岩浆与四周沉积物中对流循环的热卤水发生混染，对流循环的渗透热卤水对火山岩四周的沉积物及火山岩本身产生淋滤作用，淋滤出 Cu^{2+}、Pb^{2+}、Zn^{2+}、SiO_2、SO_4^{2-} 等，在合适的物理化学条件下，在有利部位沉淀富集形成星点状、浸染状、脉状硫化矿床。

5.3 红河裂陷槽的形成与演化过程

红河裂陷槽的形成与演化始于元古代并一直持续至新生代，其形成与演化过程可归纳为：元古代扬子板块西侧为洋壳，其基底是早、中元古代的哀牢山群，元古代中期约 900Ma 以前发生的晋宁运动拉开了裂陷槽形成的序幕，使其西侧洋壳沿南澜沧江断裂向东俯冲，同时使哀牢山断裂的东侧板块基底的哀牢山群提升，形成大陆板内边缘海岸脉雏形——缝合线；扬子板块西侧海沟有海槽沉积，其中包括了洋壳碎片等杂乱堆积。元古代中晚期—印支早期由于青藏滇板块向扬子板块俯冲，加之地壳的伸展作用，扬子板块相对下沉，在元古界哀牢山群古老结晶基底之上形成了夹持于红河断裂与阿龙古—龙山断裂之间的狭长走滑盆地——红河裂陷槽。印支中晚期又由于特提斯裂解和地幔柱上涌作用，红河裂陷槽又出现了张裂、拗陷、下沉。晚三叠世时扬子板块西侧向南漂移并向扬子板块再次俯冲碰撞，红河缝合线已向西迁移至哀牢山断裂；东侧抬升的基底沿红河缝合线向西逆冲推覆，伴有区域变质及混合岩化。扬子板块东侧抬升的基底前端仰冲，后侧沿红河断裂进一步张裂，并持续到燕山期，沿裂陷槽有基性岩浆活动及次火山岩－辉绿辉长岩侵入，晚期还有酸性花岗岩侵入。喜山期沿断裂带发生平移剪切，红河裂陷槽内局部出现新生代膏盐及含煤沉积建造。在红河裂陷槽形成过程中，火山喷发后期和间歇期的岩浆活动引起了高地热场的持续存在。

5.4 成矿作用

总的趋势是由活动转化为稳定，由稳定转化为活动时期成矿。但在具体成矿过程中，特别是形成大矿时，应是相对稳定的（这也是符合地球化学位守恒理论的）。成矿是建立在矿源层的基础上，经后期热液或构造改造、叠加等使其进一步富集定位。海相火山岩型块状硫化物矿床是在大规模火山喷发减弱转向沉积作用为主的过程中形成，在此过程中含矿热液喷流－沉积增强，火山沉积环境相对宁静，在块状硫化物矿体上面，常沉积有薄层硅质、铁质、锰质岩层。

5.4.1　东矿带成矿作用

（1）元古代末期的晋宁运动，使扬子板块边缘受到南北向拉张力作用，正是这种裂谷作用造就了本区初生型裂陷海槽环境，同时引发大规模的海底火山活动，长期持续地喷出了富含矿质的岩浆流体。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）是其持久活动的主要因素，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基性火山岩。元古代中晚期—印支早期在红河裂陷槽张裂下沉过程中，海水入侵，一方面沉积了以泥质和化学沉积为特征的补偿型地层（T_1x-T_1y）（图 7－12），两侧及基底都为古老结晶基底（Pt_1），组成了富含铜、铅、锌等成矿元素的陆源剥蚀区，可提供部分成矿物质；另一方面，红河裂陷槽中的活动性断裂或其他脆弱部位，由于深部富含铜、铅、锌等成矿元素的岩浆上涌、喷溢（流），发生了线状或带状多期海底火山喷发活动。

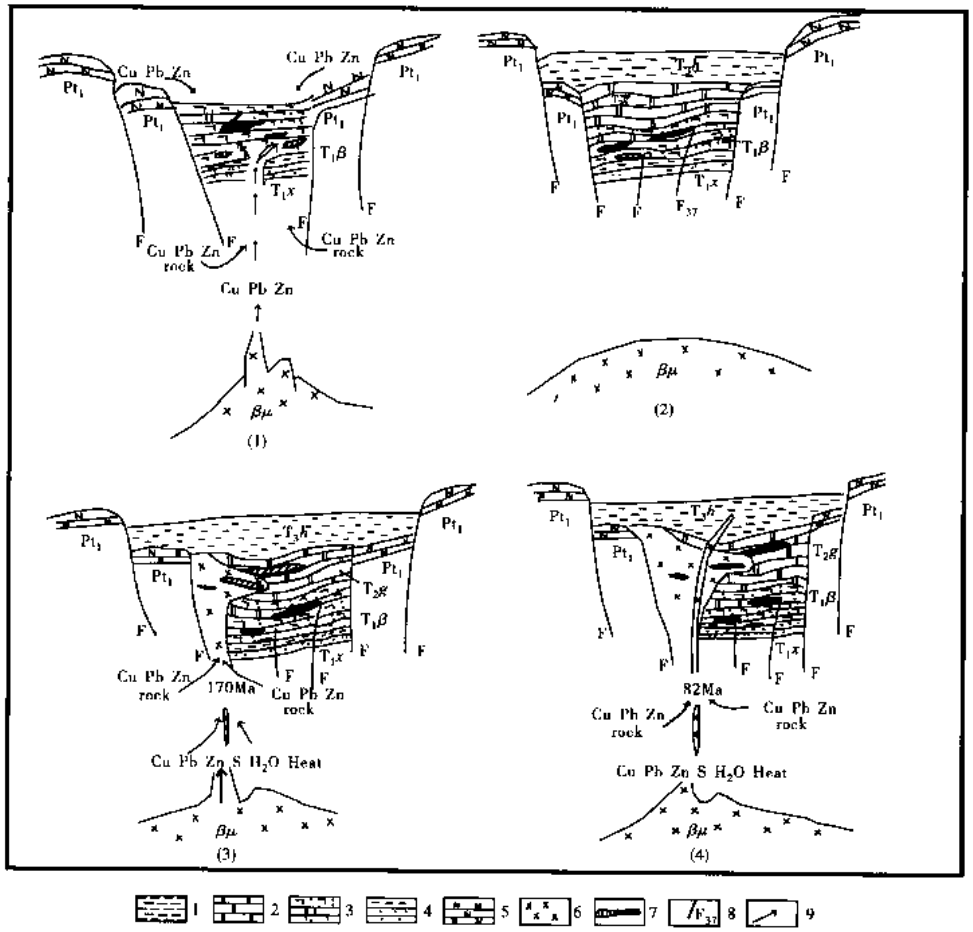


图 7－12　龙脖河铜矿床成矿作用演化图（依杨金富，1999，修改）

Fig. 7－12　The evolutionary graph of ore－forming process in Longbohe copper deposit

（1）第一阶段　（2）第二阶段　（3）第三阶段　（4）第四阶段

1. 火把冲组泥岩　2. 个旧组白云岩　3. 变火山岩组细碧质凝灰岩夹白云岩

4. 洗马塘组泥砂岩　5. 哀牢山群变粒岩　6. 辉绿辉长岩　7. 胚胎矿及层状矿

8. 断层及编号　9. 矿液运移方向

每次海底火山喷发都从地幔深部带来大量碎屑及热液，火山热液携带大量成矿物质及 HCl、H_2S、NH_3、F、CO_2 等成分；火山碎屑吸附大量金属离子也进入水体，使海水金属浓度增高，形成了多个富含铜、铅、锌等金属元素的巨厚层火山凝灰岩－基性熔岩，相伴有同期火山热液成矿

物质叠加。每次火山活动也带来了热能和化学能，热能必然会烘热海水，使海水温度急剧上升，形成海底热流循环，加速溶解结晶基底及火山－沉积岩系中的一些金属元素；同时化学能会改变海水酸碱度。在成矿物质的带出和沉淀过程中，火山喷发末期热液和间歇期的岩浆活动也起重要作用。由于是间歇性喷发，使得成矿就显示出多阶段性。在每次火山喷发末期的高地热场作用下，下渗到海底富铜、锌、铅等成矿物质和岩石中的低温水溶液被加热增温，还可汇入部分沿同生断裂向上运移的深部流体，大大增强了水溶液对成矿物质的萃取能力。当达到最高温度时，由于水体体积增大，密度变轻，在地热梯度、压力梯度和活度梯度影响下，成矿物质沿红河裂陷槽中同生断裂和其他脆弱部位上升，同时，随着沉积作用的不断进行，沉积厚度增大后，其上覆压力使底部沉积物压实固结成岩，从而排放出孔隙水。这种孔隙水无疑会含有一些成矿物质，沿薄弱构造带中迁移排放到海底。地热系统驱动海底沉积物及基岩中水溶液不断对流循环，源源不断地萃取红河裂陷槽基底及火山－沉积岩系中的成矿物质，它们与火山热液一起构成了成矿溶液，沿红河裂陷槽中的同生断裂上升、喷流到海底，这些含矿流体的比重比海水大，在重力作用下逐渐移向海底洼地而富集起来。由于成矿溶液与海水的交换反应，其温度和压力急剧下降，Eh 值和 pH 值升高，同时海水的物理化学条件发生了很大的变化。当大量 H_2S 进入海水时，使铜、铅、锌等金属元素与硫结合形成金属硫化物而一起沉淀。据研究，水体中的 Eh 值和 pH 值是控制沉积分异的重要因素，在偏碱性还原条件下，沉积黄铁矿及铅、锌、铜硫化物；当缺氧的火山热液进入海水时，还会局部减少海水中氧含量，降低 Eh 值形成还原环境，亦有利于金属硫化物沉淀成矿。

成矿溶液经历了从封闭环境向开放环境突然变化的过程，矿石常形成于导致物理化学条件突变的部位，这种部位以裂陷拉张的构造背景最为常见。从Ⅱ、Ⅲ、Ⅳ、Ⅴ四个矿群规模看，中间矿体厚度大，品位高，延长稳定，而顶部和底部矿体恰好相反，显然间歇性火山活动强度与矿质来源有关。早元古代早期形成的铜矿体，由于后期构造与火山活动而使先成矿体被后期岩浆热液萃取、活化迁移到上部，导致早期矿体贫而薄。早元古代中期，火山活动强度最大，火山喷发间歇期的地热场规模大且持久，水溶液对流循环的规模和强度最大，带来丰富矿质和热液使初步富集铜质再发生活化迁移而富集成富厚工业矿体，因而此阶段形成的矿体不但连续性好，而且规模也大，品位也高，如$Ⅳ_{2-1}$号矿体，厚 11.34～13.26 米，铜品位 0.74w%～11.97w%。早元古代晚期随着火山活动的减弱，红河裂陷槽内逐渐变得平静，由于热液和水溶液对流减弱，形成的铜矿体也较贫、较薄，沿走向变化大，如$Ⅲ_{2-1}$号铜矿体，在 87 号勘探线厚度为 7.77 米，平均品位 0.95w%，到 103 号勘探线矿体厚度变为 1.84 米，平均品位也下降到 0.42w%。

（2）印支晚期海水逐渐退落，沉积环境向浅水转变，形成了个旧组碳酸盐岩夹泥质岩地层，随着海水退却，出现海陆交互相火把冲组碎屑岩及含煤沉积建造，同时生成了一些与红河裂陷槽方向一致的裂陷断裂，这些断裂往往成为成矿物质停集、富聚的场所。

（3）燕山期岩浆又多次上涌，辉绿辉长岩侵入于基性火山岩与碳酸盐岩之间及底部，也带入了较丰富的铜质。后期的区域变质及火山活动，促使岩浆水、变质水及地热水产生卤水环流，水溶液萃取区内高背景岩性段内的铜质，向区域压力相对减弱的张性裂陷槽内富集，形成了一些较高品位的铜矿（如辉绿辉长岩内破碎带及其内、外接触带的铜矿）。基性岩脉侵入和红河裂陷槽关闭时所致的区域变质作用促使先成矿体活化迁移，叠加改造，局部还形成富厚矿体，如$Ⅱ_{2-2}$号矿体等就是在这种叠加改造的基础上形成。

（4）喜山期构造活动使得铜矿沿断裂及有利部位再度富集化。

综上所述，笔者认为龙脖河铜矿为一个多因复成矿床，经历了正常沉积→火山喷流－沉积→热液叠加富化→后期构造改造→次生富集等成矿阶段，各阶段矿物的生成顺序见表 7－6。

5.4.2 西矿带成矿作用

西矿带矿化是在沉积—区域变质—混合岩化漫长的地质过程中逐步富集形成，具有多成因、

多期次和叠加成矿的特点。哀牢山群及其所含基性岩变质而成的斜长角闪岩都富含铜、铅、锌等成矿元素，在这些成矿元素初始分配基础上，经过区域变质改造及混合岩化作用，热水溶液从中汲取成矿物质迁移到压力较低的地段达到初步富集。富含铁、铜、金、稀土元素等成矿热液，在应力驱动下，形成似层状铜矿及金、稀土矿化；而后期中酸性岩侵入，则提供了成矿物质进一步活化、富集的动力。当变质强烈时，长英质岩浆演化形成了主要含硅及铜、金、稀土元素等的混合热液，由于受构造脉动性的影响，可以叠加于原来的矿床之上，使其进一步富化，也可以沿次级断裂、构造破碎带、层间破碎带发生充填或交代，形成透镜状或脉状铁铜矿。

表 7－6　矿物生成顺序表

Table 7－6　The sequence table of mineral formation

成矿阶段	矿物组合顺序	矿石结构构造	蚀变类型	矿化时间
正常沉积－火山喷流沉积	莓粒状黄铁矿、微粒（<0.005 毫米）黄铜矿、辉铜矿	散点浸染状构造；微粒结构、莓粒结构	钠化、炭化	1 650～1 750Ma
↓ 火山热液（黄铜矿）	↓ 主要：黄铜矿 次要：斑铜矿、黄铁矿	角砾状构造、块状构造；填隙结构、反映边结构	硅化、绿泥石化、钠化、赤铁矿化	230Ma
↓ 岩浆及变质地热水热液（斑铜矿）	↓ 主要：斑铜矿 次要：黄铜矿、黄铁矿	角砾状构造、斑块－块状构造、脉状构造；固溶体分解结构	硅化、绿泥石化、绿帘石化、磁铁矿化	170～82Ma
↓ 次生富集（孔雀石）	↓ 主要：孔雀石 次要：蓝辉铜矿、铜蓝、蓝铜矿	次生角砾构造、次生网状构造；脉状结构、反映边结构	褐铁矿化、碳酸盐化	

备注：依西南有色地勘局，1995，修改。

5.5　成矿机制

根据成矿作用和控矿因素研究分析，龙脖河铜矿床成矿机制总结如下：

（1）海底火山喷流（溢）－热水沉积成岩成矿就位。

中晚元古代随着红河裂陷槽持续演化和发展，局部地段继续下陷，基底张裂，下陷强烈和构造活动频繁地段又发生裂隙式火山活动。由于元古代末期发生的晋宁运动，海底火山喷流（溢）、深部地幔物质上涌，在水下裂陷槽中的活动性断裂或其他脆弱部位出现了多个线状或带状的喷流（溢）口，形成了火山碎屑岩－熔岩－火山凝灰岩－含火山碎屑碳酸盐岩构成的多个喷流（溢）至沉积的火山旋回和火山岩系，岩石以钠质基性岩为主，富含铜、铁、铅、锌等成矿元素。每次海底火山喷发、岩浆喷流（溢）都从地幔深部带来大量火山碎屑及火山热液。火山热液携带大量成矿物质及挥发成分 HCl、H_2S、NH_3、F、CO_2 等气体，在相应的地层岩性中积淀，并有钠化和草莓状黄铁矿微粒（<0.005 毫米）生成，造就了多层位成层矿化的基础；火山碎屑大量吸附金属阳离子进入水体，使海水金属浓度增高；以及地下水溶液对流循环从古老结晶基底中萃取出来的成矿物质共同构成成矿流体；同时，海水中 SO_4^{2-} 离子还原作用也可以产生 H_2S，它与金属离子反应。从而形成呈浸染状、细脉状沿层分布的草莓状黄铁矿、微粒黄铜矿、

辉铜矿，在有利构造部位赋存有似层状、层状矿体。由于火山间歇性多期次喷发，导致物质成分及酸碱度周期性变化，因而反复沉积黄铁矿－黄铜矿，在空间上构成多个矿化层位。

（2）同生沉积成岩成矿就位。

中三叠世晚期—晚三叠世早期，红河裂陷槽内沉积由非补偿型向浅水补偿型转变，火山活动减弱，形成了个旧组以碳酸盐岩为主夹有铜、铅、锌高背景的热水沉积岩（照片63、64、65）、泥质岩及薄层状火山凝灰岩。该期有与红河裂陷槽方向一致的一系列北西向的裂陷断裂（如龙达断裂、三六一断裂）生成。随着裂陷盆地的淤积变浅，出现了火把冲组海陆交互相含煤沉积建造，其成矿元素含量接近维氏克拉克值。

（3）后期岩浆热液叠加改造。

印支期造山活动使晋宁期的铜矿化进一步迁移富集，形成浸染状、细脉状矿石。印支晚期—燕山早期地幔异常后期基性岩（辉绿辉长岩）沿火山通道或断裂侵入于个旧组和早期基性火山岩中，岩浆侵位、成矿元素活化初始就位形成了辉绿辉长岩型和其与碳酸盐岩接触带中脉状、似层状、透镜状矿化。该区印支期与东部的盆岭区相伴封闭，强大走滑作用使本区发生低绿片岩相变质，在含矿变基性火山岩中见到绿泥石化，应属于与矿石沉积作用有关的Fe－Mg交代变质作用产物。燕山期发生了富含成矿元素的第二期花岗岩（82Ma）侵入活动，裂陷断裂成为了导矿及储矿构造，对先期形成于基性火山岩、热水沉积岩、碳酸盐岩及辉绿辉长岩和其与碳酸盐岩接触带中的矿体改造和富集，该区矿床最终形成。

（4）构造动热变质作用。

最后，矿床遭受走滑断裂所产生的动热变质改造作用，使铜矿层进一步活化、转移、再富集，局部沿断裂形成了富矿体。

6 成矿模式

矿床成矿模式是矿床赋存的地质环境、控制因素、内外部特征、矿化时空演化规律和显示、成矿物质来源、成矿机制和找矿标志的系统描述和解释，是当代成矿理论的表达式，对发展矿床学理论和指导找矿预测工作有着重要的意义和作用，受到矿床学家的高度重视（D·P考克斯，D·A·辛格，1996；朱裕生，1992；陈毓川，朱裕生，1993；彭礼贵，任有祥等，1995；彭礼贵，李向民等，1998），近些年来有着重要的发展。陈毓川等（1993）指出“矿床成矿模式是对矿床的产出与周围地质环境关系的总结，矿化作用随时间和空间变化而产生的各种特征和成矿物质来源、迁移及富集机理等矿床要素进行的概括性描述和解释”。总的来说，成矿模式对矿田和矿床范围内的异常评价与大比例尺矿产预测，特别是深部盲矿预测具有重要意义。由于成因上存在多种来源与多种方式，加之成矿的地质背景与成矿环境也存在差异，因此块状硫化物矿床的成矿模式也多种多样，目前对块状硫化物矿床的成矿模式研究主要依赖于对大洋底部喷流现象的观测对比、依赖于对红海海底热卤水塘的观测对比、依赖于成矿模拟实验，也依赖于矿床中系统的包裹体研究和稳定同位素的研究。比较流行的成矿模式是火山气液与海水下渗对流成矿模式。

笔者结合本矿床控矿因素和矿体就位机制，在前面各章，特别是矿床学及矿床地球化学研究的基础上，基于以下主要方面来认识和构建本矿床的成矿模式：

（1）区域构造环境上，该矿床位于红河地缝合线上的裂陷槽环境。裂谷作用造就了本区初生型裂陷槽，为元古宙早期海底火山喷流沉积成矿作用提供了良好的相对封闭的还原成矿环境。

（2）海底火山喷溢（流）活动带来丰富的矿质和气液，它们又萃取了裂陷槽基底及火山－沉积岩系中成矿物质，形成含矿溶液，在有利构造部位沉淀成矿。火山喷发为该矿床形成提供了足够的热源，提供了充沛的深部或幔源成矿物质，当然含矿溶液中大量的硫源也部分来自海水硫

酸盐的还原。

（3）矿体产状、矿石组构、稳定同位素等成果表明，龙脖河铜矿床主要为火山沉积－喷溢（流）作用成矿；燕山期发生了基性岩浆侵入活动，对先成矿体及矿源层起到叠加改造作用，并形成晚期的似层状、透镜状矿体；当然也还得益于后期构造和退变质作用对铜矿的改造、富化。

由此，笔者将龙脖河铜矿床的成矿模式（图 7－13）概括为“裂陷槽环境－喷溢（流）沉积－热液叠加－改造富化”。

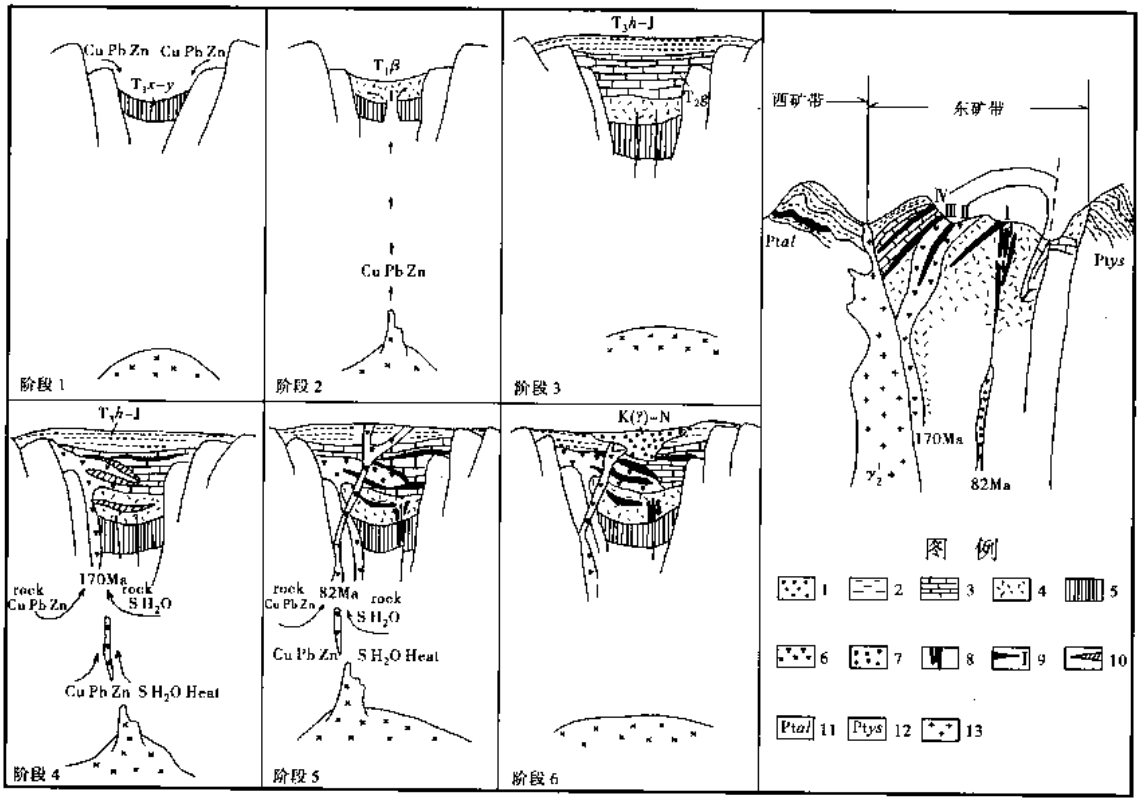


图 7－13　龙脖河铜矿床成矿模式综合图（依杨志翔，张泰身等，1995，修改）

Fig. 7－13　The generalized graph of ore－forming model in Longbohe copper deposit

1. 白垩（?）—第三系　2. 侏罗系—上三叠统火把冲组　3. 中三叠统个旧组碳酸盐岩
4. 变基性火山岩　5. 下三叠统洗马塘组—永宁镇组　6. 第一期辉绿岩（170Ma±）
7. 第二期辉绿－辉长岩（180Ma±）　8. 脉状矿　9. 似层状矿及编号　10. 胚胎矿
11. 下元古界哀牢山群　12. 下元古界瑶山群　13. 吕梁期交代花岗岩

7　找矿新思路

随着找矿主体对象由地表、浅部、易识别矿向隐伏矿、深部矿、难识别矿的转移，隐伏矿和矿床深部矿体定位预测理论与方法研究已成为当前成矿学与成矿预测学领域的前沿与热点，从而引起国内外学者对找矿模式研究的重视（张均等，1998）。前已述及的矿床成矿模式为建立该区矿床找矿模式奠定了基础。矿床找矿模式是矿床地质学家以该类矿床的最新成矿理论为指导，在一定阶段研究该类矿床形成的主要控制因素和特征所获得的认识，再应用于找矿预测时的概括反映，也是在研究矿床赋存条件、成矿规律、产出特征和物化探异常特征过程中提炼出的行之有效的找矿标志的综合表达。

7.1 东矿带

经多年来在龙脖河铜矿东矿带找矿科研实践，综合出地质、物化探、遥感找矿模型（图7－14）。本文建立的东矿带找矿新思路为："追索层位岩性—识别火山机构—辨认含矿构造—找寻围岩蚀变—查证物化异常—实施工程验证"。

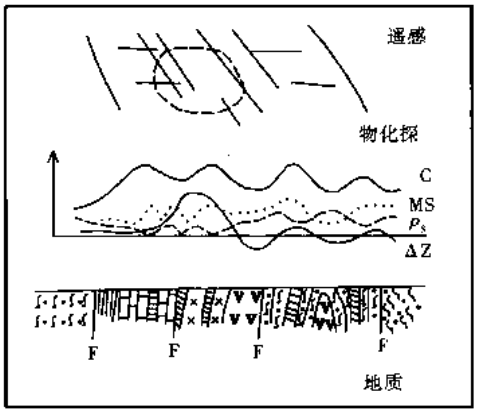


图7－14 龙脖河铜矿地物化找矿模型图

（依西南有色地勘局，1995）

Fig 7－14 The prospecting pattern graph of geology, geophysical prospecting, geochemical exploration in Longbohe copper deposit

追索层位岩性：铜矿沿一定时代地层层位形成。主要受变基性火山岩组中的细碧质凝灰岩、绿泥石化细碧岩、火山碎屑凝灰岩和中三叠统个旧组（T_2g）中的硅化白云岩及基性侵入岩－辉绿辉长岩控制。寻找上述特定的地层和有利的岩性组合地段是找矿的关键。层状铜矿体严格受特殊岩性控制，圈定出上述特定的矿化岩性，在不同的岩性组合中寻找不同类型的铜矿化。

识别火山机构：火山活动带来矿质及热液，成矿作用与火山喷溢（流）－沉积及火山旋回密切相关。矿床受火山机构及火山岩相控制，常与同生断裂、火山角砾岩相伴。铜矿体产于火山口、火山通道附近的凝灰岩中，在近火山口的沉凝灰岩中矿化最富。在火山盆地坳陷部位还原环境中，火山岩层数多，厚度大，含矿层厚，矿体规模大，品位富。因而沿一定层位寻找和研究出露及隐伏的可能成串的火山喷发中心、火山通道，就有可能找到铜矿体的富集部位，即能找到铜矿床。

辨识含矿构造：红河断裂与阿龙古—龙山断裂控制了龙脖河铜矿床基性火山岩及侵入岩的分布。首先，与之平行的次级裂陷断裂成了导矿与储矿构造，同生断裂是矿源上升和运移通道。其次，背斜轴部倾没或两翼褶曲所形成的层间剥离空间及辉绿辉长岩内层间破碎带是形成富厚矿体的有利场所。

找寻围岩蚀变：在野外，准确确定近矿围岩蚀变，如硅化、黄铁矿化、绿泥石化等是找矿直接路径。

查证物化异常：重力磁异常带或其梯度带以及电法高视幅频率、视电阻率异常往往是该类矿床物探异常特征反映；区域性化探 Cu、Pb、Zn、Ag、Ni、Co 为主的元素组合异常，Cu、Ag 为直接找矿指示元素；线性影像及线环影像密集地段是寻找该类矿床有利地段。因而，筛选物化探、遥感异常，寻求最佳的物化探、遥感异常组合特征，择优进行异常查证，可发现铁铜矿体。

实施工程验证：通过上述工作优选的有远景的预测区，采用探矿工程进行解剖验证，可发现铜矿体。

7.2　西矿带

找矿思路是对矿床成矿模式的标志化，是对找矿标志的具体化；而找矿模型是资源定量评价的基础，是资源评价变量选择和优化的依据（Taylor R. B. and Steven T. A.，1983）。根据上述研究，西矿带的找矿新思路概括如下："寻找有利地层（哀牢山群乌都坑组）→辨别最佳容矿构造（北西向逆断层）→圈定长英质脉岩→观察蚀变矿化迹象→开展物化探扫面（磁法＋电法）→进行有望异常查证→工程验证解剖"。

上述找矿模式的建立为该区进一步开展找矿靶区的圈定和评价奠定了基础。

8　找矿标志

8.1　东矿带

8.1.1　地质标志

（1）大地构造区位。

东矿带处于特殊的大地构造环境——扬子板块和青藏滇板块之交接部位的地缝合线上，巨大的板块俯冲形成了一系列的北西向次级构造，控制铜矿床的成带成群分布，东矿带铜矿就产在此二级构造单元的红河裂陷槽中。北西向红河断裂是大地构造单元的边界构造，又是区内成矿构造和矿化单元的分界线。

（2）构造标志。

红河裂陷槽内的北西向深大断裂、裂陷断层或区域性主干断裂是导矿构造和容矿构造。东矿带矿体分布于红河断裂与阿龙古—龙山断裂夹持的狭长地带及红河背斜两翼、近轴部的层间剥离空间中；平行于此两条深大断裂的次级北西—北西西向陡倾或缓倾斜断裂或及其旁侧缓倾斜的层间破碎带为容矿断裂或储矿断裂（即矿体定位的有利空间）；晚期近东西向横断裂一般起破矿作用，但有的地段却使矿体叠加富化。在背斜轴部及附近，层间剥离滑动构造发育，是矿体最主要的赋存部位。

（3）地层岩性标志。

无论何种构造环境，形成块状硫化物矿床最有利的环境，都应具成矿期拉伸作用期长（一般为两个地质纪以上）、火山旋回次数多、火山沉积岩系中火山岩占的比例大（厚度达几千米，最大厚度达几万米）等特征。

火山岩系的基性程度和分异程度均较高，主要为分异明显的细碧角斑岩建造或拉斑玄武岩－流纹岩建造，其次为拉斑玄武岩－英安岩建造。

沉积岩主要为碎屑岩、泥质岩、硅质岩、炭质岩及碳酸盐岩。经回返褶皱后，除洋脊环境外、板块边缘及板内裂谷均具有强烈的带状褶皱和线状褶皱，沿构造断裂带常出现角砾岩带、片理化带、流动构造及胶状构造。

含矿火山岩系在化学成分上以富碱质为特点，尤其以较大厚度钠质细碧岩对成矿最为有利。通常，细碧岩 Na_2O+K_2O 为 5.13% ~7.75%，Na_2O/K_2O 为 1.0 ~10.3；角斑岩 Na_2O+K_2O 为 5.72% ~7.84%，Na_2O/K_2O 为 3.7 ~34.7。由于喷发旋回多，故成矿作用复杂，常具有多期次、多阶段的特点。

根据海相火山岩中火山建造的岩浆分异演化程度，可以分为三类：①分异程度高的，对成矿最有利，如双峰式火山建造主要由玄武岩－流纹岩或细碧岩－角斑岩两种端元岩石组成，块状硫化物矿床常与偏酸性端元火山旋回末期的火山建造有关；②渐变式火山建造（玄武岩－安山岩

－流纹岩）有时也能形成较富较大的含铜黄铁矿矿床；③火山岩建造岩性单一、分异程度差或未分异的建造（单一玄武岩、单一流纹岩等）其含矿性均较差，几乎不能形成具工业价值的大中型矿床。

东矿带从南到北近30千米沿红河裂陷槽普遍出露个旧组、变基性火山岩组，存在一套变质基性火山岩夹碳酸盐岩地层。在五层铜矿化中，下部四层矿与这套地层岩性直接有关，在这四层矿中又以下部基性火山岩中铜矿为最佳类型，变基性火山岩组为东矿带主要的地层标志，变钠质火山碎屑岩及其含火山碎屑的白云岩也是区内的主要赋矿岩性之一，其层位稳定、品位富、厚度大、延伸大，可找到Ⅱ、Ⅲ、Ⅳ、Ⅴ号似层状、层状铜矿。在变质基性火山岩夹薄层碳酸盐岩组合中，多层矿化、层位稳定、延伸大，铜矿体主要产于深灰色绿泥石化细碧岩、细碧质凝灰岩及硅化白云岩夹层中，富铜矿体与钠化及硅化关系密切。

中三叠统个旧组第三段灰白色薄至中层状硅化白云岩及具热水沉积特征夹炭泥质条带状硅化细晶白云岩赋存有Ⅰ号层状、似层状铜矿，其层位稳定，走向延长大，是区内的又一含矿层。

围岩岩性对块状硫化物矿床的控制作用十分明显，富矿体常产于变钠质基性火山岩系内，近矿围岩主要为基性火山岩－细碧岩（如青海红沟），其次为中性火山岩－安山凝灰岩（如甘肃皂矾沟）。围岩的物理化学性质对块状硫化物矿床的形成，也有一定的影响，如细粒火山碎屑岩，泥质、硅质、炭质岩，碳酸盐岩有利于矿液运移和沉淀，常为该类铜矿床的有利围岩，细粒火山碎屑岩有适宜的孔隙度和透水性，易于使成矿物质聚集贮存，而炭质岩是一种还原介质，有利于Cu、Pb、Zn硫化物的沉淀，同时炭对Cu、Pb、Zn等元素也有一定的吸附作用。变基性火山岩组既是矿区内矿源层，又是铜矿体的赋矿层位，它的存在是寻找龙脖河铜矿的先决条件。

火山碎屑岩是较好屏蔽层和遮挡层，因而基性火山岩＋火山碎屑岩＋碳酸盐岩是有利赋矿岩性组合。

野外要注意火山岩旋回结构和岩性组合：在火山－沉积旋回剖面中，块状硫化物矿床的分布不均匀。矿层多位于火山沉积旋回的顶部或者赋存于每个旋回的岩性变化部位，通常主要层状、似层状矿体多产于不同岩性、岩相的变化部位或巨厚火山熔岩、火山碎屑岩以及其与沉积岩的接触过渡部位。因此含矿岩组与其上下的非含矿岩组主要区别在于含矿岩组岩性岩相变化剧烈、各种不同类型的岩石常交替出现。

（4）岩体标志。

印支期基性侵入岩，在其顶部、边部与个旧组碳酸盐岩之间接触破碎带中见有铜矿化，岩体内层间破碎带是良好的储矿空间，如新卡矿段Ⅱ号矿群。因此，可把次火山岩－辉绿辉长岩作为直接找矿标志。

（5）围岩蚀变标志。

围岩蚀变是判别隐伏矿化的重要标志。大型块状硫化物矿床常伴有两种明显的围岩蚀变，可以作为判别是否存在隐伏矿床的重要标志，其一是石英绢云母交代岩，其二是铁锰－钙质交代岩。绿泥石化、硅化、钠化、黄铁矿化、褐铁矿化、磁铁矿化、碳酸盐化是与矿化关系密切蚀变，在东矿带内较发育，它们可作为直接找矿标志。

①绿泥石化、碳酸盐化是具有指示意义的蚀变，这套岩性野外普遍呈现绿色色调，东矿带内铜矿主要产在这套灰绿－深绿色变质基性火山岩中，是主要的近矿围岩蚀变；

②硅化在该矿带内凡含铜的碳酸盐岩均可见到硅化和褪色，岩石呈白色色调，为找碳酸盐岩型铜矿重要的近矿围岩蚀变；

③黄铁矿化在矿体和围岩中普遍存在，在碳酸盐岩中矿体富厚部位，黄铁矿化减弱，贫薄部位黄铁矿化增强，它指示矿化的减弱与近尖灭。但在变基性火山岩中，黄铁矿与黄铜矿共生，则是矿体富厚部位，黄铁矿化也强；黄铁矿化与铜矿化呈正相关关系；

④褐铁矿化为在表生作用下，含铜的铁矿物被氧化，地表常出现铁帽等，是地表找矿的直接标志。

（6）火山机构标志。

东矿带内的铜矿，有火山喷溢（流）－沉积特征，从火山熔岩（细碧岩－角斑岩）－火山角砾岩、火山碎屑岩、火山凝灰岩、沉凝灰岩等，火山活动带来了丰富的成矿物质及火山热液，形成了初始矿源层，成矿与火山喷溢（流）－沉积有密切关系。一般在火山机构附近，火山岩厚度大，分布广，而相应的无论是铁矿或铜矿厚度就会较大，层位多，质量佳，矿质来源较丰富；远离火山机构，矿石品位变薄，品位低，当为正常沉积取代时，矿化随之尖灭。铁铜矿与火山岩密切共生，铜矿赋存于绿泥石化细碧岩及细碧质凝灰岩中，而铁矿则赋存于中酸性角斑岩及凝灰质岩石中。铜矿体明显受火山喷溢（流）－沉积韵律的控制，每一韵律都可能形成相应铜矿化（体）。

8.1.2　物化探标志

（1）重力标志。

东矿带处于红河断裂南的重力低值区与断裂北重力高值区的梯级转换部位，局部重力高正异常指示隐伏辉绿辉长岩体、变基性火山岩及相应矿石的存在。

（2）磁法异常标志。

矿区内的辉绿辉长岩、变质基性火山岩及其铜矿石普遍具磁性，但磁性极不均匀，且与围岩均有磁性明显差异，地面磁异常呈现正负伴随板状体异常特征，磁性强度中等，以正异常为主，一般异常值为500～1 000nT；而其他地层岩矿石均无磁性。据现有资料，铜矿体多与磁性较强的辉绿辉长岩、角斑岩、细碧岩关系密切（共生或伴生）。地面磁异常分布总体沿基性火山岩及大理岩、炭质板岩地层呈北西向展布，与航磁异常分布基本对应，极大值4 346nT，极小值－544nT，常见值200～300nT。磁异常总体反映了基底基性岩及相应矿体的分布。本区火山活动具海底裂隙式多期喷发特征，局部地段磁性矿物与铜矿石伴生或共生，在有利构造部位形成工业矿体。因而，地面磁异常可反映变质基性火山岩、基性侵入岩及其相应类型的铜矿，可间接找矿。磁异常规模越大，表明基性物质多，找矿越有利。实践证明磁法对辉绿辉长岩型铜矿及变质基性火山岩型铜矿勘查有效，一般可推断下延150米。

（3）电法异常标志。

双频激电测量成果表明，在龙脖河铜矿东矿带变质基性火山岩及辉绿辉长岩中的铜矿体就具有相对高视幅频率（F_S），低视电阻率（ρ_S）特征，F_S一般为3%～10%，最高达23.5%，而围岩视幅频率（F_S）仅为2%左右；视电阻率异常（ρ_S）一般200～400Ω·m，而围岩视电阻率（ρ_S）则大于1 000Ω·m。在双频激电综合剖面中只要出现激电高频、低阻的异常就指示可能找到隐伏的铜矿体，成带的激电异常，且浓集中心明显的地段是找矿的又一明显标志。

（4）化探异常标志。

异常的元素组合可以指示原生矿床的类型和特点，异常的高值浓集中心一般指示矿体的具体部位，元素展布一般具分带性。在龙脖河铜矿东矿带中，各种矿化岩石的元素组合不尽相同，变基性火山岩的元素组合为Cu、Ni、Co；辉绿辉长岩的元素组合为Cu、Zn、Ag、Au等；辉绿辉长岩与白云岩接触带型铜矿石及白云岩型铜矿石中的元素组合为Cu、Ag、Co等，这显示了纵向上的元素组合差异。变基性火山岩及辉绿辉长岩本身是矿源层又是赋矿层。东矿带元素具有由西向东的横向分带性：Zn（Pb）→Cu→Ni→Co；以红河断裂为界又表现西矿带是Cu、Ni、Co为主元素组合异常，东矿带是Cu、Pb、Zn、Ag、Ni、Co为主的组合异常。就东矿带5个矿化层位的次生晕异常特征看，各矿化层元素组合基本相似，Cu、Ag为直接找矿指示元素，呈现较好内带异常，Ni、Co、（Pb、Zn）为外带异常。

区内成带的以铜为主的次生晕异常，浓集中心明显、峰值高、连续性好。以铜、铅、锌为主

多元素组合出现的地段是指导找矿的有利地段。呈带状的原生晕异常，浓集中心明显，晕的形态、大小和空间位置往往与某些特定的构造、岩石的接触界线及矿体产出等相一致，矿化与异常吻合较好，铜异常高值区是重要的找矿区段。次生晕规模一般比原生晕规模较大，只要有以铜为主的多金属元素组合原生晕异常出现，就预示矿源已在附近了。

由此，物化探找矿标志可总结为：高视幅频率－中等强度磁异常－低视电阻率－铜多元素异常组合。

8.1.3 遥感影像标志

铜矿受地层、岩性、火山活动、岩体及构造等因素联合控制，遥感图像上为带、环、线等影像特征组合，有反映基性岩与构造关系的环形影像；红河断裂与阿龙古—龙山断裂反映“双轨式”的线性影像带；有具复杂结构的北西向断裂线性影像；有反映控矿地层的带状影像；有反映含矿层位、岩体及构造的带状影像、环形影像、线性构造的交叠复合，同时环形构造影像显示热液矿化叠加富集区。

8.1.4 其他找矿标志

矿化露头、民采遗迹和民采坑均可作为直接找矿标志。

8.2 西矿带

8.2.1 地质标志

西矿带位于二级构造单元哀牢山变质地体上。矿点较多，哀牢山群乌都坑组是铜矿赋矿层。围岩普遍具有硅化、黄铁矿化、绿帘石－红帘石化、绢云母化、绿泥石化、磁铁矿化，其中硅化、黄铁矿化、磁铁矿化是找矿的近矿围岩蚀变标志。地表偶见含铜石英脉或长英脉及构造破碎带，也是找矿重要标志。变质基性－超基性岩多与铜镍矿化有关，是寻找铜镍矿的重要标志。目前，已知铜矿化主要产在哀牢山群乌都坑组中，下亚段斜长角闪变粒岩中，斜长角闪变粒岩、混合岩、斜长片麻岩是找矿的主要岩性标志。

8.2.2 物化探标志

（1）物探异常标志。

铜矿体、铜镍矿体具有相对高视幅频率，低视电阻率异常特征。含铜镍矿的橄榄辉石岩、角闪辉石岩－钛辉辉石岩与围岩均有磁性差异，呈现正负伴随板状体异常特征，磁性强度中等。磁异常是发现和判别有否辉绿辉长岩、斜长角闪变粒岩或含铜磁铁矿存在的标志，通过磁异常可大致推断其产状及向下延伸情况。

（2）化探异常标志。

西矿带经过次生晕测量圈出了以铜、镍、钴元素组合的带状异常，异常以铜为主，浓集中心明显，峰值高，连续性好。南起大梁子，北至腊哈迷，断续长 30 余千米，宽 4 千米的范围内有各类异常 20 余个，部分地段经地表踏勘检查，证实化探异常与矿化较吻合，因此，化探方法和化探异常是指导找矿的有效方法和重要标志。

8.2.3 遥感影像标志

在遥感图像上，区内铜矿反映为带—环—线影像特征组合，因此西矿带遥感影像找矿标志为：北西向线性构造夹持的粗糙斜块尖棱状纹表结构的深色带状影像，并有平行的和归并的次级线性构造及环形影像叠加组合。

8.2.4 其他找矿标志

近年来，当地村民在很多铁铜矿（化）点进行过不同程度的探采，这些采矿遗址和老坑、老硐是找矿的直接标志。

笔者归纳总结的龙脖河铜矿床地、物、化、遥感找矿标志组合模式图见附图 4。

第八章　成矿预测与靶区优选

矿产资源是国家经济建设重要物质基础，当前新型工业化建设对矿产资源的需求，尤其是对紧缺矿产的需求迅速增长。而另一方面，地勘投入相对不足，找矿发现率有所降低。这要求我们创新找矿理念，重视、加强成矿预测研究。预测理论的基础是事物发展变化过程中所具有的普遍规律，无论何种矿产，都是空间、时间和复杂介质中发生、发展的地质作用的产物，因而，它是受系统性或规律性变化因素与局部性或偶然性变化因素影响的综合叠加结果，由此决定了找矿预测难度大、综合性强，是具极强探索性的综合研究工作。

1　成矿预测方法

成矿预测是本项研究中一项重中之重的工作，其关键是选好找矿靶区，为进一步勘查指明找矿方向。

成矿预测是在对目标区进行综合研究分析成矿条件和控矿因素，特别是成矿规律研究的基础上，运用成矿理论或假说，采取合理有效的途径和方法，作出定性和定量的预测评价，提出进一步勘查验证建议。预测的基础是成矿理论和成矿规律研究，预测的目的是指明成矿远景区或找矿靶区（靶位），预测矿床（体）空间位置、延长延深和矿体分布的趋向，提出普查勘探工作的技术方法、手段、方案。本文采用的成矿预测方法有：

（1）归纳总结法：在充分收集并利用已有的矿床、矿化及区域地质勘探资料、民采资料和前人成果基础上，认真分析，综合研究，总结成矿条件、成矿规律、找矿标志，选出最佳找矿靶区，进一步根据矿化强度和矿化范围，对目标区作出评价，预测远景储量。总体思路是从大局着眼，以区域成矿理论为指导，重视成矿环境研究，抓住技术关键问题；从具体着手，对地质、物化探、遥感等成矿信息总结分析，优化找矿方法和找矿手段，进行小范围内的矿区中大比例尺的成矿预测。

（2）综合信息法：进行成矿预测研究时，简单地考虑任何一方面的因素都不可能取得较好效果，因为单一信息很难全面反映客观事实，只有将多方面的信息进行有机、合理的综合，用综合信息量法来思考、表示才能取得好的效果。尤其在露天矿已被基本发现完的今天，只有利用综合信息进行矿产资源预测才能较好地发现地下隐伏矿。综合信息矿产资源预测近 20 年来，我国已有许多地质学者在开展研究和实践，赵鹏大、王世称、朱裕生等在这方面做了大量卓有成效的工作，特别是小比例尺大范围研究，积累了许多有效方法、经验和教训。结合龙脖河矿区，在小范围内用大比例尺进行矿床预测尝试，将大量地质、物化探（磁法、电法、化探）、遥感等信息，通过综合图件编制，把多元信息反映在一张综合性图件上，直观地、全面研究矿化规律，开展成矿预测，实践已证实了这种思路和方法的有效性。

（3）趋势外推法：对矿床不同矿段之间、深部、走向、倾向延伸（深）进行预测，包括工作程度较高的已知矿段扩大远景和工作程度较低的新区找矿前景的判断分析。

（4）多成因类型矿床预测法：对整个矿区东西两矿带不同类型矿床进行界定，整体预测。

前苏联的雅可夫列夫曾指出：不同火山构造对块状硫化物矿床的控制作用，以及火山旋回结构、火山岩熔岩、碎屑岩、次火山岩岩性对矿化分布的影响，也应注意并加以分析。成矿预测方面，除物化探标志外，强调围岩蚀变是判别隐伏矿体的重要标志，若与矿床分带规律相结合，对预测隐伏矿体可以发挥很好效果。

（5）类比法：我们将目标矿床与国内外相同类型矿床、同一成矿带上的矿床进行对比研究，开展成矿预测。类比大致遵循了同时代、同岩性和同成因的原则。

2 预测区级别确定及预测依据

2.1 预测区级别确定

根据成矿条件（构造、地层岩性、岩浆岩等）有利程度、矿化标志和已知的矿床（点）分布规律、物化遥特征和现有工作程度等，按照三个级别划分预测区：

Ⅰ级预测区：大体相当于旧资源储量标准的 D + E 级，新标准的 332 + 333，以 333 为主。

预测准则：成矿地质条件十分优越，有配套的很好的化探异常分布，且浓集中心明显，连续性好，异常值高，矿化标志十分明显，控矿规律和矿床（体）赋存规律清楚；在成矿“带”、“区”背景下，具备很好的“断裂 + 热晕复合环”遥感构造样式；预测地段地表已发现露头矿，尚有矿化带分布，浅部有少量工程控制见矿。已知矿体的延长（伸）和延深或侧伏的部位；已有一定规模的矿床存在，工作程度高，深部及外围找矿潜力大，即可供直接开展普查或深部揭露可增长储量的地段。

Ⅱ级预测区：大体相当于旧资源储量标准的 E + F 级；新标准的 332 + 333 + 334？，以 333 + 334？为主。

预测准则：具有比较优越的成矿地质条件，较好的物化探异常分布，且浓集中心明显，连续性好，异常值较高，部分预测地段内已有普查钻探工程，已发现矿体或矿化体，地表有较多的矿（化）点分布。在成矿“带”、“区”背景下，具备较好的“断裂 + 热晕复合环”遥感构造样式；预测地段内多数为隐伏矿床或矿体，即使有局部露头矿，但与预测目标之间没有明显的直接关系。经地质物化探综合成果分析，预测深部有隐伏矿体，有较大的找矿潜力，即可供普查或预查的地段。

Ⅲ级预测区：大体相当于旧标准的 F ~ G 级；新标准的 334？。

预测准则：根据地质、遥感、物化探等资料和与已知矿床的综合对比研究，从一般成矿、控矿规律分析，预测该区具有良好的成矿条件和找矿前景，遥感影像显示较好的成矿影像环境及遥感找矿标志组合，有化探异常和矿化信息，有少量的矿点分布，工作程度低，靶区范围或界线不十分明确，找矿靶位不能确定，有可能发现资源，资源潜力目前较小，是可供今后进一步开展预查和地质科研找矿工作的重点地段。

2.2 成矿预测依据

成矿预测的目的是优选靶区，对矿床资源总量或找矿潜力作出预测和估量，为勘查工程验证提供科学依据。对龙脖河矿带进行成矿预测的主要依据有：

2.2.1 地质依据

东矿带：晋宁期基性火山岩和次火山岩 - 辉绿辉长岩是贮矿层；中三叠统个旧组灰白色硅化

白云岩、泥质白云岩是区内的又一含矿层。北西向区域性主干断裂是导矿构造；与之平行的北西向次级断裂是配矿构造；背斜轴部附近或层间破碎带、断裂破碎带是容矿构造。近矿围岩蚀变是硅化、黄铁矿化、碳酸盐化等。

西矿带：哀牢山群乌都坑组中段是铜矿化层位，斜长角闪变粒岩、混合岩、片麻岩是赋矿岩石。近矿围岩蚀变是磁铁矿化、硅化、绿泥石化、绿帘石－红帘石化、绢云母化。地表偶见含铜石英脉或长英岩脉及次级构造破碎带。

2.2.2　地球物理依据

（1）重力法。

各类地质体具有一定的密度差异，区域重力场特征表现为等值线由陡变缓的转折部位，而区域场二导等值线则为梯度密集带或零值线。多金属矿床一般分布于局部重力低或等值线密集部位，重力异常可用来预测隐伏岩体，圈定矿化集中区。龙脖河铜矿处于重力局部低异常与重力高异常的梯度带上。

（2）磁法。

某些地质体具有一定的磁性差异，利用这一特性进行数据处理，提取有意义的信息，可以获得成矿地质背景信息、直接或间接的找矿信息。基性－超基性岩一般具有中－强磁性，在航磁场中会有与规模相应的航磁异常反映，规模小的航磁异常仅能影响背景场变化，可作为间接找矿信息。含铜辉绿辉长岩、含铜镍的苏长辉长岩、角闪橄榄岩等与围岩均有磁性差异，呈现正负伴随板状体异常特征，强度一般 $n\cdot100$nT，异常连续性较好，有一定规模，如金平营盘街磁异常面积比岩体大 4 倍。龙脖河铜矿内辉绿辉长岩、火山凝灰岩及其中铜矿石都具磁性，构成磁异常的场源体，磁性强度中等，一般异常值为 500 ~ 1 000 nT，而其他岩石却无磁性。实践证实，高精度磁法是矿区找矿的有效手段之一，运用高精度磁法还能提供岩（矿）体延深方面的理论依据。

（3）电法。

铜矿体、铜镍矿体上出现相对高视幅频率、低视电阻率异常。龙脖河铜矿区火山凝灰岩及辉绿辉长岩中的铜矿体就具有高视幅频率、低视电阻率特征，火山凝灰岩及辉绿辉长岩中铜矿体视幅频率 F_S 一般为 3% ~10%，最高 28.5%，而围岩视幅频率 F_S 一般仅为 2% ±；火山凝灰岩及辉绿辉长岩中铜矿体 ρ_S 一般 200 ~400Ω · m，最低 200Ω · m，而围岩视电阻率 ρ_S >1 000Ω · m。另外，运用电法还能提供岩（矿）体延深方面的理论依据。

2.2.3　地球化学依据

化探方法在区域找矿中居首要地位，是一种有效而快速的找矿方法。龙脖河铜矿被列为 1992 年中国重大发现矿床之一，其中很重要的因素是由于西南有色地勘局物探队 1991 年选用 1∶100 000分散流扫面，采样密度为 2 ~3 点/平方千米，当年就圈出长 57 千米的矿化带，得出 15 个分散流异常、10 个异常浓集中心。之后，在异常区又进一步开展了随机测网次生晕详查，即每平方千米按较正规的 64 个点采样，样品尽量在微沟系或地形相对低凹处，有利于发现异常的部位采集，以此取代过去的正规测网法，比例尺相当于1∶20 000，事实证明它是快速、有效的好方法，元素组合及其分带性可以指示原生矿床的类型特点和展布特征，异常高值、浓集中心一般指示矿体可能的产出位置。西矿带呈 Cu、Ni、Co 为主的元素组合异常带，东矿带呈 Cu、Pb、Zn、Ag 为主的元素组合异常带。Cu、Ag 为直接找矿指示元素，呈现较好的内带异常，Ni、Co（Pb、Zn）为外带异常。

2.2.4　遥感依据

遥感地质成矿预测是在矿床遥感地质特征、遥感图像解译标志、矿床遥感地质模式研究的基

础上，应用矿床遥感地质的原理和方法进行成矿预测（杨世瑜等，2003）。区内铜矿受地层、岩性、岩体、构造、火山机构等控制，这些成矿地质条件反映在遥感图像上为“带—环—线”等特征影像组合。

东矿带具有反映岩体与构造有关的环形影像，反映“双轨式”影像带具复杂结构的北西向线性影像，反映控矿地层的带状影像，反映层位及构造双重控制的带、线影像组合，反映层位、岩体及构造的带状、环状、线性影像的组合。

西矿带具有北西向线性构造夹持的粗糙斜块尖棱状纹表结构的深色带状影像，并有平行的和归并的次级线性构造及环形影像叠加组合。

2.2.5 综合矿化信息依据

分为区域成矿信息和矿区靶区成矿信息，区域成矿信息主要来自龙脖河矿区及外围的航卫片、区域地球物理场、区域地球化学场等资料（前已详细介绍），矿区靶区成矿信息的提取主要是基于地球物理和地球化学勘探成果，并联系找矿标志、成矿地质条件，结合现有的矿产开发实际资料，采用综合信息方法进行筛选，开展成矿预测。如磁异常能指示该类矿化或基性－超基性岩体的分布范围，高磁异常可能反映铜铁矿体存在，可寻找与基性－超基性岩体有关的含铜磁铁矿。化探异常对缩小靶区有很好的效果，铜次生晕异常能显示铜矿化的分布范围，可提供找矿目标。

3 靶区优选

3.1 铜矿潜在远景和找矿方向

3.1.1 铜矿潜在远景分析

矿区处于有利的成矿地质背景上，形成了东矿带 4 种矿化类型及西矿带 5 种矿化类型。1:100 000分散流扫面测量成果显示全区由 10 个异常浓集中心，15 个铜异常组成；1:25 000次生晕详查在龙达矿段、新莲矿段获得了 22 个铜异常，上述异常大部分未开展异常查证。东矿带北延尚有莲花滩、嘎拉西、马鹿底、三湾田等分散流和次生晕异常分布，沿红河河谷有很大地表空间，存在有与龙脖河铜矿相似的成矿地质条件；新卡矿段分布有卡房、马鹿塘两个异常，此空白地段尚有找矿远景。西矿带分布有 20 个铜异常，也未进行查证工作；1:10 000高精度磁法测量成果表明大梁子矿段深部存在陡倾斜的板状磁性体，推测由铁铜矿体引起；近年来，在茅草坪、公鸡山、金竹冲、龙潭、腊哈迷、阿渡吾及湾河等地找矿工作获得许多新信息，部分矿点勘查还取得了一些实质性进展。

为进一步缩小找矿靶区，评价水系沉积物地球化学异常，笔者主持科研组在莲花滩地段开展了1:10 000比例尺，网度 100 米×20 米，面积 7 平方千米的土壤地球化学测量工作，共采集土壤地球化学样品 3 661 件，岩（矿）石参数样品 60 件。各元素背景值及异常下限采用中国地质调查局 GeoMDIS2000 计算，异常下限为：Cu：120，Pb：50，Zn：200，Ag：0.3，Ni：120，Co：50（各元素含量单位为 $\times 10^{-6}$）。各元素异常展布差异很大（附图 5），Cu 异常主要出现在测区的西南部，呈 NW45°方向展布，异常范围很大，几乎占据测区的一半面积；Zn 异常主要出现在测区的西南部及中部，呈 NW45°方向展布，其异常范围较 Cu 异常稍小，其异常中心与 Cu 异常中心有一定错位；Pb 异常在测区内分布较零散，主要出现在测区的西北角及东南角；Ag 异常分布情况与 Pb 异常类似；范围较之更小；Ni 异常在测区内分布范围较大，但异常零散；Co 异常在测区内以零星分布，异常范围最小。元素异常的分布规律是：Cu 异常受阿龙古—龙山断裂及

其旁侧的次级断裂夹持，沿目前铜矿化带产出方向展布，其他元素异常与之均有一定的错位，Ag 与 Pb 异常分布基本一致。

（1）根据异常分布规律，结合地质条件，共圈定 4 个多元素组合异常，其中Ⅰ类异常 2 个（H_2、H_3），推断为矿致异常，认为 H_3 异常是寻找隐伏铜矿体的最佳地段；Ⅱ类异常 2 个（H_1、H_4），认为它们具备寻找铅锌矿的条件：

①H_2 异常：属一类异常。该异常中心位于上干塘北西 2 千米处。异常地段出露地层为个旧组第三段地层，处于阿龙古—龙山断裂及其旁侧北西向次级断裂夹持部位，异常中心部位对应于目前铜矿化带，异常长 800 米，宽 280～500 米，面积约 0.27 平方千米，元素组合以铜锌为主，但铜锌异常中心有一定的错位，铜异常有 5 个明显的浓集中心，极大值为 $1\ 143\times10^{-6}$，由于该异常对应于矿化体，并且处于本区找矿地质条件有利地段（深大断裂及北西向次级断裂夹持带），推断此异常为铜矿引起。

②H_3 异常：属一类异常。该异常中心位于下干塘北东 150 米处。异常地段出露地层为个旧组三段，位于北西向次级断裂旁侧，异常规模较大，长 >1 500 米，平均宽 500 米，面积约 0.8 平方千米，异常呈北西向展布，异常中心地段吻合于与 H_2 异常对应的矿化带的延长部位，异常地段多出露有辉绿辉长岩侵入体，元素组合为 Cu、Zn、Pb、Ag、Ni，以 Cu、Zn 为主，有 8 个浓集中心，其中 3 个浓集中心较为明显，Cu 含量极大值为 $3\ 450\times10^{-6}$，该异常位于成矿有利地段，地质条件十分优越，推断此异常为矿致异常。

③H_1 异常：属二类异常。该异常中心位于测区西北角。长 600 米，宽 200～400 米，面积约 0.18 平方千米，元素组合复杂，Cu、Pb、Zn、Ag 均有多个浓集中心，Cu 异常较弱，极大值为 762.8×10^{-6}，Pb、Zn、Ag 异常较强，Pb 极大值为 $4\ 400\times10^{-6}$，Zn 极大值为 $2\ 621\times10^{-6}$，Ag 极大值为 4.07×10^{-6}，推断此异常为 Cu 矿体外带异常，属于寻找 Pb、Zn、Cu 有望区段。

④H_4 异常：属二类异常。该异常中心位于上干塘南东 600～700 米处。长 650 米，平均宽 200 米，面积约 0.13 平方千米，元素主要为 Zn、Pb、Ag、Cu 组合，Zn、Pb、Ag 均有多个含量较高的浓集中心，Cu 异常较弱，极大值为 987.4×10^{-6}，Zn 极大值为 $2\ 810.9\times10^{-6}$，Pb 极大值为 971×10^{-6}，Ag 极大值为 1.56×10^{-6}，与 H_1 异常类似，推断此异常为 Cu 矿体外带异常，属于寻找 Pb、Zn、Cu 有望区段。

（2）铅同位素用于远景分析。

铅同位素研究，除用于模式年龄定年和成矿物质来源探讨以外，还可用于化探与找矿评价。常向阳等（1993，1997）利用同位素体系多维空间的拓扑分析方法在研究地球的垂向与横向不均一性以及成岩成矿物质研究等方面发挥了重要作用，为进一步完善了铅同位素打靶法，提出铅同位素系统剖面化探法，并引入隐伏系数概念，建立了隐伏矿深部预测的铅同位素化探方法。常向阳等通过对本区页岩（可代表区域地壳平均组成）和基性火山岩（代表区域地幔平均值）所确定的深部主矿体铅同位素组成约为 $^{206}Pb/^{204}Pb=18.68$，$^{207}Pb/^{204}Pb=15.62$，$^{208}Pb/^{204}Pb=38.70$，相应的 V_1 和 V_2 值分别为 65 和 55 左右。基于这一基础，本文提出两矿带深部预测思路：

①东矿带深部预测：常向阳等研究表明，东矿带北部剖面、平硐在海拔 200 米到 120 米的范围内具有十分明显的正异常，V 值随海拔下降；南部钻孔从海拔 230 米到 16 米，出现了品位较高（>10%）的大脉矿，仍有明显正异常，但 V 值变化与北部海拔 -50 米到 -182 米的变化水平相近，表明北部矿体的埋深相应要比南部深 200 米左右。总的来说，观察到的矿石 V 值均具有明显正异常，深部仍有相当的潜力。东矿带十几条剖面的综合结果表明从 -100 米到 -500 米均可能出现大规模的工业矿体。而目前所发现的矿体属迁移型的浅源矿。8702 孔加深钻探证实其

预测，在－50 米到－300 米范围内共发现了三段总厚近 28 米的与火山岩有关的矿层（其中 11 米品位在 1% 以上）。由于不同海拔剖面数据较少，同时矿体可能受构造位移的影响，隐伏矿深度的定量预测误差还较大，但龙脖河铜矿的研究（图 8－1a），特别是 8702 孔的验证仍表明，铅同位素系统剖面化探方法是对隐伏矿进行定量预测的新途径。从目前观察到的极少量的原生矿显然不足以提供矿源与细脉矿均一混合形成同位素组成稳定的大脉矿，因此应存在一个储量较大的深部原生矿体。根据同位素质量平衡方程估算隐伏系数在 7 左右，以目前浅源矿储量在 30 万～80 万吨计算，认为龙脖河铜矿东矿带的深部预测储量可达 200 万～500 万吨。龙脖河铜矿床东矿带隐伏矿主矿体预测深度出现在－50 米到－400 米左右，值得进一步加大投入。

②西矿带深部预测：常向阳等（1997）在西矿带海拔 490 米的剖面上发现了铅同位素极高正异常（V 值最高均超过 1 000），在异常带上铜的矿化也增强；而在海拔 130 米的剖面上出现了高正异常（V 值下降了近一半），矿化带变宽。如此高的正异常，预示主矿体还有相当的埋深。铜矿化主要产在白云母片岩与糜棱岩化带中。两个剖面上未发现其他与矿化无关的铅同位素异常，可排除无矿异常干扰。根据西矿带两个海拔剖面 V 值作图（图 8－1b）进行外推所获得的主矿体中心大致应在海拔－400 米左右。因剖面处于矿化前峰区，加之地势陡峻，只能从两个剖面的工作做判断，故误差相应较大。深部可能存在品质好、规模大的矿体，还有待进一步研究。该结论与物探方法得出的结论基本一致。西南有色地勘局物探队 1995 年利用生权铜矿作为对比，将高精度磁法资料用计算机拟合，也曾得出该矿化体呈板状，向地下延伸 400 米左右的结论。

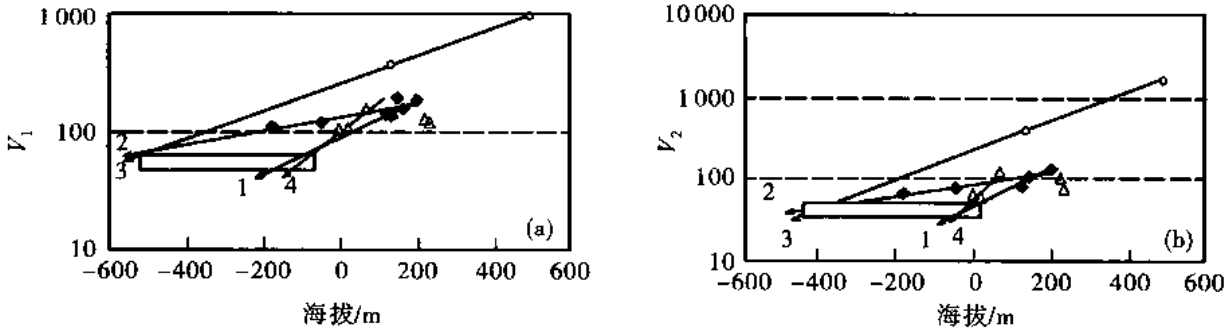


图 8－1 龙脖河铜矿不同海拔样品 $\lg V_1$ 对高度 H 作图（常向阳等，1997）

Fig. 8－1 The $\lg V_1$ vs H graph in the different elevation samplesfrom Longbohe copper deposit

箭头 1 为东矿带新莲矿段海拔 120 米以上样品点趋势；箭头 2 为东矿带 34/94－05，8702 钻孔以及海拔 120 米以下样品点趋势；箭头 3 为西矿带两个标高剖面样品点趋势；箭头 4 为东矿带龙达矿段 34/94－07、34/94－09 和 34/94－10 钻孔样品点趋势

笔者深入分析全区地质勘查、物化探及遥感资料，认为在已知矿床深部和北部存在较大的找矿空间，特别在变基性火山岩与构造有利部位，尚有很大的找矿潜力：

①矿区南部龙达矿段、中部新卡矿段均发现角斑质火山角砾岩中有电气石岩角砾存在，考虑到这种角砾作为岩屑是从下伏地层中喷出带入，说明区内曾发生过喷流作用。

②目前矿区勘查发现的基性火山岩型铜矿床主要是层间破碎带型和应力集中区的细脉浸染型矿床，为构造活化的产物，矿床铅同位素组成稳定，与周围哀牢山群、瑶山群的地层和矿石铅同位素组成不同，说明其深部应另有稳定矿源层存在。

③从国外多年的勘探实践来看，在地表浅部活化型矿（化）床之下发现大的隐伏块状硫化物型矿床的实例不胜枚举。龙脖河铜矿区东矿带铜矿资源量已达大型规模，目前矿区勘探工作程度较浅，找矿深度不大，最深 610 米尚未揭穿变基性火山岩层，深部可能应该还赋存有块状硫化

物型铁铜矿床。遥感图像显示全区在已知矿体的外围及深部尚存在有与已知矿体影像特征相类似的影像地段。

3.1.2　找矿方向

（1）东矿带。

①变基性火山岩地层为找矿重点，以火山凝灰岩中的层状、似层状铜矿为主攻类型，其次为辉绿辉长岩内似层状、透镜状缓倾斜铜矿、个旧组硅化白云岩中似层状或脉状铜矿。

②找矿方向为：龙脖河、老新街—二道河、新街—卡房地段深部及近外围。此外，对本矿带之北延的莲花滩、下干塘至黑冲等地段也应积极开展地质科研工作，查明成矿地质条件，特别是深部构造。

（2）西矿带。

①哀牢山群乌都坑组中、下亚段为重点，以含铜磁铁矿石英岩型（即“大梁子式”或越南“生权式”）为主攻类型，其次为与基性－超基性岩体有关的铜镍矿、含黄铜矿－黄铁矿长英脉型铜矿。

②找矿方向为：大梁子南段、茅草坪矿段为重点，在其深部有望找到越南“生权式”铜矿，同时还应对湾河、三台坡等地铜镍矿，金竹冲、龙潭、腊哈迷、阿渡吾等地含黄铜矿－黄铁矿长英脉型铜矿进行预查或普查工作。

3.2　靶区优选

根据板块构造理论和火山成矿理论，遵循预测依据和预测区划分原则，结合前面已建立的矿床成矿模式、提出的找矿思路和方向，本文共提出10个找矿靶区：

Ⅰ级找矿靶区4个，Ⅱ级找矿靶区3个，Ⅲ级找矿靶区3个（附图6）。

①东矿带提出Ⅰ级找矿靶区3个（龙脖河—达沟河、新街—卡房、老新街—热水塘）；Ⅱ级找矿靶区1个（下干塘—莲花滩）；Ⅲ级找矿靶区1个（黑冲—大长滩）（表8－1）；

表8－1　龙脖河铜矿东矿带成矿预测综合表

Table 8－1　The generalized table of metallogenic prognosis in the eastern zone from Longbohe copper deposit

	龙脖河—达沟河（Ⅰ－1）	新街—卡房（Ⅰ－2）	老新街—热水塘（Ⅰ－3）	下干塘—莲花滩（Ⅱ－1）	黑冲—大长滩（Ⅲ－1）
预测区级别	Ⅰ	Ⅰ	Ⅰ	Ⅱ	Ⅲ
构造环境	红河断裂与阿龙古—龙山断裂夹持的红河裂陷槽	红河断裂与阿龙古—龙山断裂夹持的红河裂陷槽	红河断裂与阿龙古龙山断裂夹持的红河裂陷槽	红河断裂与阿龙古龙山断裂夹持的红河裂陷槽	红河断裂与阿龙古龙山断裂夹持的红河裂陷槽
含矿地层主要岩性	$T_1\beta$ 变质基性火山岩、辉绿辉长岩	$T_1\beta$ 变质基性火山岩、辉绿辉长岩及 T_2g^c 碳酸盐岩夹层	$T_1\beta$ 变质基性火山岩，变质基性火山岩夹碳酸盐岩；T_2g^c 碳酸盐岩	T_2g^c 碳酸盐岩，阿龙古—龙山断裂破碎带	T_2g^c 碳酸盐岩

续 表

	龙脖河—达沟河（Ⅰ-1）	新街—卡房（Ⅰ-2）	老新街—热水塘（Ⅰ-3）	下干塘—莲花滩（Ⅱ-1）	黑冲—大长滩（Ⅲ-1）
容矿构造	火山机构、辉绿辉长岩破碎带	火山机构、辉绿辉长岩破碎带	火山机构、次级背斜	层状碳酸盐岩断裂破碎带	
围岩蚀变	硅化、绿泥石化、碳酸盐化、黄铁矿化	硅化、绿泥石化、碳酸盐化、黄铁矿化	硅化、绿泥石化、碳酸盐化、黄铁矿化	硅化、绿泥石化、碳酸盐化、黄铁矿化、褐铁矿化	硅化、黄铁矿化、绿泥石化
矿床类型	似层状、层状变基性火山岩型；透镜状辉绿辉长岩型	似层状、层状变基性火山岩型；似层白云岩型；透镜状辉绿辉长岩型	似层状、层状变基性火山岩型；似层状扁豆状白云岩型	似层状白云岩型；破碎带型，深部可能存在火山岩型铜矿	似层状白云岩型
次生晕异常	Cu、Pb、Zn、Ni、Co、Ag	Cu、Pb、Zn、Ni、Co、Ag	Cu、Pb、Zn、Ni、Co、Ag	Cu、Pb、Zn、Ni、Co、Ag	Cu、Sn、Ti、Ag、Au、W
原生晕异常	Cu、Ag	Cu、Ag	Cu、Ag	Cu、Ag	

②西矿带提出Ⅰ级找矿靶区1个（大梁子找矿靶区）；Ⅱ级找矿靶区2个（茅草坪、棉花地），Ⅲ级找矿靶区2个（阿渡吾—腊哈迷、蜜蜂窝—公鸡坡）（表8-2）。

表8-2 龙脖河铜矿西矿带成矿预测综合表

Table 8-2 The generalized table of metallogenic prognosis in the western zone from Longbohe copper deposit

	大梁子（Ⅰ-4）	茅草坪（Ⅱ-2）	棉花地（Ⅱ-3）	阿渡吾—腊哈迷（Ⅲ-2）	蜜蜂窝—公鸡坡（Ⅲ-3）
预测区级别	Ⅰ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅲ	Ⅲ
构造环境	哀牢山地体	哀牢山地体 次级北西向断裂	哀牢山地体 断裂破碎带	哀牢山地体 断层破碎带	哀牢山地体
含矿岩性	斜长片麻岩	斜长片麻岩	基性－超基性岩	断层破碎带	斜长角闪岩 斜长片麻岩
容矿构造	层间破碎带	层间破碎带 层间裂隙	破碎带	构造破碎带	沿层理、片理
围岩蚀变	磁铁矿化	磁铁矿化、硅化、绿泥石化	黄铁矿化 磁黄铁矿化	硅化	硅化、黄铁矿化
矿床类型	含铜磁铁矿型	含铜磁铁矿型 沉积变质型	基性岩浆 晚期热液型	热液脉型	沉积变质型

续　表

	大梁子 （Ⅰ-4）	茅草坪 （Ⅱ-2）	棉花地 （Ⅱ-3）	阿渡吾—腊哈迷 （Ⅲ-2）	蜜蜂窝—公鸡坡 （Ⅲ-3）
预测矿种	Cu	Cu	Cu、Ni	Cu	Cu
次生晕异常	Cu、Ni、Co	Cu、Ni、Co			Cu、Ni、Co
工作程度	化探详查 地质预查	矿点检查 化探详查	矿点踏勘	矿点踏勘	化探详查 矿点踏勘

3.2.1　Ⅰ级找矿靶区

（1）龙脖河—达沟河之间及深部找矿靶区（编号：Ⅰ-1）。

位于东矿带南东端龙脖河之北西侧，面积约9平方千米。

预测依据：北西向次级线性构造发育，近平行排列，肾状影纹之带状影像内夹扁豆状、蚯蚓状影像，串珠状环形影像沿北西向展布。分布有两个浓集中心明显、连续性好的化探异常，铜异常值高达320×10^{-6}。该区具最佳成矿地质条件，控矿规律、矿床赋存规律清楚，存在“五楼+一梯”矿化之“第一、二、三层楼”矿化类型，各层楼矿化规模较大，预测该区深部存在更大的铜矿体。在2~4勘探线、8~10勘探线之间，现在均有稀疏矿点分布，进一步工作可寻找到类似$Ⅱ_1$号矿群中赋存的铜矿体；在18~26勘探线之间，地表尚有零星的槽探揭露已见铜矿化，继续加密工程控制可寻找到类似$Ⅲ_1$号矿群中赋存的铜矿体；在38勘探线以北至59勘探线的空白地段，深部工程验证有铜矿体存在，显示该地段有较好找矿前景；42~58勘探线均见工业矿化的铜矿点分布，应继续开展普查工作。

（2）新街—卡房找矿靶区（编号：Ⅰ-2）。

位于东矿带中段，面积约5平方千米。

预测依据：北西向阿龙古—龙山线性影像带在区内北东边通过，不规则状排列的肾状、豆状纹型结构的带状影像嵌布细脉状影像，在该区旁侧有环状影像分布。达沟河—卡房具备很好的成矿地质条件，地表及工程揭露发现“五楼+一梯”矿化模式之辉绿辉长岩与个旧组地层接触带矿化，南部有达沟河已知矿体，北部有新街辉绿辉长岩体中工业矿体（Ⅲ号）。化探详查成果显示本区内分布有2个浓集中心明显、连续性好、峰值较高的铜异常，与达沟河铜异常同属Ⅰ类2号异常，异常长3千米，宽1千米，出现Cu、Pb、Zn、Ni、Co组合异常，其中Cu、Pb异常呈现东矿带内最高值$1\ 000\times10^{-6}$，在菠萝厂见到铜矿化，并有高精度磁法、双频激电异常，尚无工程验证，预测该区深部可找到“五楼+一梯”矿化之“第一、二层楼”矿化类型的铜矿体。

①磁法工作成果。

笔者及其科研组在新街—卡房矿段开展1:10 000高精度磁法剖面测量工作（24.2千米）。剖面布置原则是布设在次生晕异常及成矿条件好的地段，为了使工作达到最好的效果，剖面布设是按照等间距100米布置的，点距20米，使用G-856质子磁力仪观测，共获得较好的磁异常带18个（附图7）（编号为：1~18；单位为nT），推断大多数磁异常带属矿致异常，除11号被工程验证外，其余17个磁异常带均未解剖，均沿阿龙古—龙山断裂以及旁侧北西向断裂夹持带展布，与Cu异常相吻合，并且地表已见多处矿化露头，初步判定异常是由矿体引起的，为验证工程的布置提供一定的物探依据。11号磁异常带ΔZ：-120~588nT，推测深部有较厚铜矿体，经ZK71201号钻孔揭露见到两层工业矿体，第一层矿厚5.94米，铜平均品位1.11w%，第二层矿厚8.76米，铜平均品位1.65w%，含金0.98g/t（厚3.26米）。2号磁异常带又可细分K_1、K_2、K_3三个磁异常（附图8），推测其深部有铜矿体，3个磁异常特征及推断解释如下：

a. K_1异常：正负异常相伴，正异常极值为450nT，负异常极值为-617nT，异常向西未封

闭，异常对应个旧组第三段地层，并与次生晕铜异常浓集中心对应，此异常强度高，对应地表有矿化露头，推测为与矿有关的异常。

b. K_2 异常：正负异常相伴，正异常极值为 4 027nT，负异常极值为 -1 375nT，异常对应变基性火山岩组地层，并与次生晕铜异常浓集中心对应，此异常强度高，成矿地质条件均较好，推测为与矿有关的异常。

c. K_3 异常：正负异常相伴，正异常极值为 139nT，负异常极值为 -418nT，异常对应变基性火山岩组地层，并与次生晕铜异常浓集中心对应，成矿条件较好，推测为与矿有关的异常。

②电法工作成果。

笔者及其科研组此次研究中在新街—卡房矿段开展1∶1万激发极化法（IP）剖面测量工作，寻找新的铜矿（化）信息。共完成剖面测量 21 条，长 20.1 千米，采用 WDFZ-1 大功率智能发射机供电，中梯装置，AB=600～760 米，供电电流大于 800 毫安，最大达 2.6 安；采用 WDJS-1 数字直流激电接收机观测，延时=150 毫秒，周期=8 秒，叠加 2 次，MN=40 米，观测数据当日传输到电脑，同时成图。综合所有测线的视极化率异常分布情况，共获得 5 条激电视极化率（η_S）异常带，其中Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ和Ⅳ号激电异常带为北西向，Ⅴ号激电异常带为东西向（附图 9）。结合有关地质情况，推测与找矿有望的异常带有 3 条（Ⅱ、Ⅲ和Ⅳ号），为铜矿（化）体引起，经工程验证有 2 处异常已揭露到铜矿体；干扰引起的异常带有 2 条（Ⅰ和Ⅴ号）。各激电异常带推断解释情况如下：

a. Ⅰ号激电异常带位于 10～18/1→10～20/2→10～18/3→10～30/4→10～34/5→15～21/6→12～20/7→10～25/8，长约 1 200 米，宽 120～460 米，异常带视极化率幅值较高，多数点的视极化率（η_S）大于 3%，最高达 9.5%，且异常宽度很大。该异常对应地段视电阻率 ρ_S 相对较低。在实地观测过程中，已发现在该地段出露了很多炭质板岩。另外，在该异常范围内，化探 Cu 异常不明显，推测Ⅰ号激电异常带是由炭质板岩所引起的。

b. Ⅱ号激电异常带位于 26～28/1→31～35/2→29～45/3→38～50/4→40～50/5→32～39/6→34～40/7→36～39/8，长约 1 200 米，宽 40～300 米。其中 1 号线的 26～28 号点的异常与已知矿（化）体对应，异常带在 1、2、6、7 和 8 号线宽度不大，在 3、4 和 5 号线变得很宽，且幅值都较高，视极化率（η_S）最高达 8.4%。该异常对应地段视电阻率 ρ_S 相对也较低。另外，在该异常带范围内的 1、2 号线和 6、7、8 号线以及 8 号线的南东延伸方向有 Cu 次生晕异常分布，推测Ⅱ号激电异常带是由矿（化）体和炭质板岩共同引起。

c. Ⅲ号激电异常带位于 43～44/6→44～46/7→45/8，长约 240 米，宽 20～40 米。此异常带视极化率幅值不高，视极化率（η_S）在 4%～5% 左右，且宽度窄。另外，在该异常带范围内有 Cu 次生晕异常分布，推测Ⅲ号激电异常带是由铜矿（化）体引起。

d. Ⅳ号激电异常带位于 36～37/9→38～42/10→39～43/11→44～50/12→45～47/13→45～48/14→41～45/15，长约 1 100 米，宽 40～120 米，其中 13 号线的 45～47 号点的异常与已知矿（化）体对应。另外，在该异常带范围内有 Cu 次生晕异常分布，推测Ⅳ号激电异常带是由铜矿（化）体引起。

e. Ⅴ号激电异常带位于 30～40/12→34～41/13→23～34/14→27～36/15→10～26/16→10～30/17→10～34/18，长约 1 300 米，宽 140～480 米，异常带视极化率幅值较高，多数点的视极化率（η_S）大于 4%，最高达 8.6%，且宽度很大。该异常对应地段视电阻率 ρ_S 相对较低。在实地观测过程中，已发现在该地段出露了很多炭质板岩。另外，在该异常范围内，化探 Cu 异常不明显，推测Ⅴ号激电异常带是由炭质板岩引起的。

（3）老新街—热水塘找矿靶区（编号：Ⅰ-3）。

位于东矿带中至北段，面积约 7.3 平方千米。

预测依据：北西向线性影像带上叠加北东向线性构造，带状影像内夹细条纹和环形影像之组合。成矿地质条件优越，地表工作已揭露多条矿化带和矿体，并见有“五楼＋一梯”矿化之“第四层楼”含矿岩石出露，区内分布1个浓集中心明显、连续性好、异常值达320×10^{-6}的Ⅰ类2号化探铜异常（图8－2），其南部新街辉绿辉长岩体中已具工业矿体（Ⅲ号），其上部接触带也见工业矿体；硅化白云岩中“第四层楼”矿化也见3条矿体。地表有一定间距进行了槽探工程控制，仅有少量小坑了解矿体（化）的浅部延伸，矿体仍继续向下延深，预测该区深部存在“五楼＋一梯”矿化之“第一、二层楼”矿（化）体。

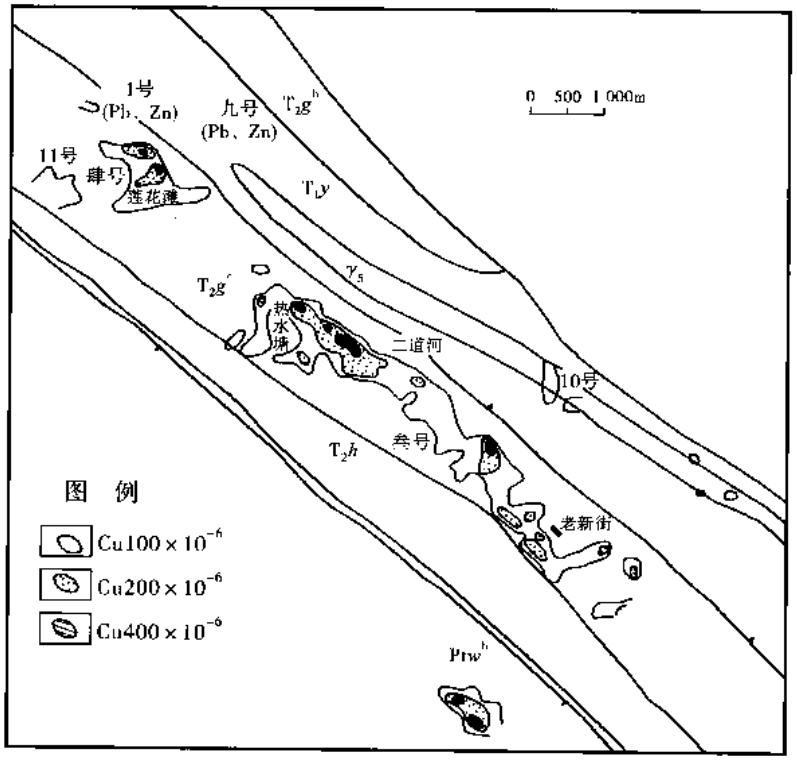


图8－2　龙脖河铜矿东矿带新莲矿段次生晕铜异常平面图

（依西南有色地勘局物探队，1993）

Fig. 8－2　The Cu secondary halo anomaly plan of Xinlian section in the eastern zone from Longbohe copper deposit

笔者及其科研组此次研究中在莲花滩—二道河地段开展1∶10 000高精度磁法剖面测量工作（45千米），磁测剖面原则是布设在次生晕异常及成矿条件好的地段，为了使工作达到最好的效果，剖面布设是按照等间距100米布置的，点距20米，使用C－856质子磁力仪观测，共获得7个（附图10）磁异常（单位为nT），它们沿阿龙古—龙山断裂以及旁侧北西向断裂夹持带展布，与化探Cu异常相吻合，为验证工程的布置提供了一定的物探依据。磁异常特征及推断解释如下：

①L_1异常位于4、5、6线中段，异常特征为正负异常相伴，正异常极值为339nT，负异常极值为－621nT，常见值为－100nT，异常对应阿龙古—龙山断裂及其两侧地层，并与次生晕铜异常浓集中心对应，推测为与矿有关的异常。

②L_2异常位于8、9线南西段，异常特征为正异常，正异常极值为347nT，异常对应个旧组第三段地层，与次生晕铜异常浓集中心对应，地表有磁铁矿体出露，推测异常可能是由磁铁矿引起的。

③L_3异常位于21、22、23、24、25线南西段，异常均为正异常，正异常极值为292nT，常见值为100nT，异常对应个旧组第三段地层，无次生晕铜异常对应，此异常范围较大，异常值较

低，推测为含磁性地层所引起。

④L_4 异常位于热水塘地段 29、30、31 线，正负异常相伴，正异常极值为 1 189nT，负异常极值为 -1 269nT，异常强度高，范围大，对应个旧组第三段地层，并与次生晕铜、铅异常浓集中心对应，推测为与矿有关的异常。

⑤L_5 异常位于热水塘地段 35、36、37 线，异常均为正异常，极值为 372nT，常见值为 100nT，异常强度较弱，对应个旧组第三段地层，并与次生晕铜铅异常浓集中心对应，推测为与矿有关的异常。

⑥L_6 异常位于 29、30 线南西段，正负异常相伴，正异常极值为 4 675nT，负异常极值为 -344nT，异常范围较小，异常对应个旧组第三段地层，并与次生晕铜异常浓集中心对应，地表有民采磁铁矿，推测可能是由磁铁矿引起的异常。

⑦L_7 异常位于 40 线南西段，正负异常相伴，正异常极值为 2 997nT，负异常极值为 -471nT，异常向东未封闭，异常对应个旧组第三段地层，并与次生晕铜异常浓集中心对应，此异常强度高，推测异常可能是由含磁铁矿的铁铜矿体引起的。

（4）大梁子找矿靶区（编号：Ⅰ-4）。

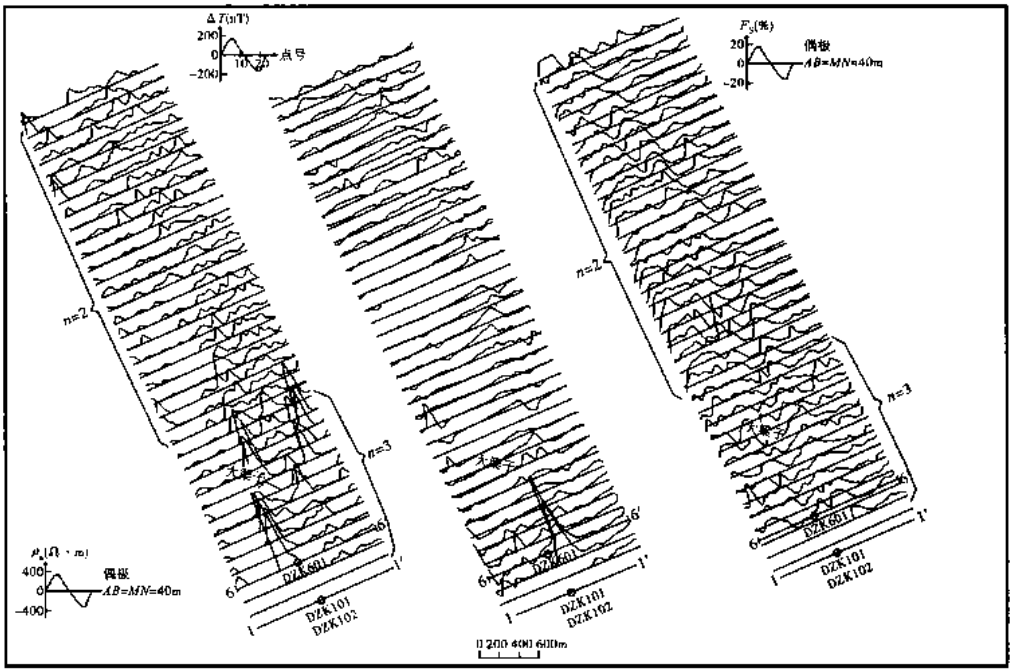


图 8-3 龙脖河铜矿西矿带 ρ_s、ΔT、F_S（滤波）平面及剖面图

Fig 8-3 The plan and profile of ρ_s, ΔT, F_S in the western zone from Longbohe copper deposit

位于西矿带南东端的龙脖河边至其北西方向延长段，面积约 12 平方千米。

预测依据：北西向线性构造及其夹持粗糙斜条块尖棱状纹型结构的带状影像，其北西侧还发育有单体、相交环形影像。成矿地质条件好，并有矿化带分布及矿体产出。次生晕详查成果显示大梁子矿段有Ⅰ类异常 2 个，Ⅱ类异常 8 个，Ⅲ类异常 10 个，异常带呈北西向，长 15.5 千米，宽 100～700 米，元素组合为 Cu、Ni、Co，异常有一定规模，有明显的浓集中心，Cu 一般为 100×10^{-6}～$2\,000\times10^{-6}$，平均值可达 381×10^{-6}。南段已见宽 52.8 米的矿化露头，北延在地表发现褐铁矿露头和一些分布零星的炼碴。原生晕测量也出现较好 Cu 异常，峰值达 $2\,000\times10^{-6}$，Ni、Co 峰值与 Cu 异常有一定重合。电测深资料显示深部存在板状磁性体异常，推测由矿体引

起，认为该区具较大的找矿前景。西矿带磁异常、双频激电异常与矿化范围一致，异常呈带状连续出现，变化趋势明显，与理论模拟曲线相吻合，推测异常是由矿体引起，场源体有一定下延深度（图8－3）。大梁子矿段与越南生权铜矿处于同一构造单元和成矿背景上，应是寻找越南“生权式”铜矿的理想地段。生权铜矿已探获铜金属储量55余万吨（原生矿54.3万吨，Cu：1.03w%；氧化矿9 336吨，Cu：1.31w%），其工业矿体均在200米标高以下，富矿体多呈大透镜体状近于直立产出，多集中于－200米标高之附近（图7－11），主要金属矿物有：黄铜矿、黄铁矿、磁黄铁矿、蓝铜矿、磁铁矿等，元素组合以Cu、REE、Au、Ag为主。与生权铜矿地质特征和矿化规律比较，笔者认为：大梁子矿段在150～800米的标高范围内属工业矿体上部的矿化分散区，主矿体应在其深部。

3.2.2　Ⅱ级找矿靶区

（1）下甘塘—莲花滩找矿靶区（编号：Ⅱ－1）。

位于东矿带北西段，面积约18平方千米。

预测依据：北西向的阿龙古—龙山线性影像带通过区内，桔皮状、肾状影纹结构之条带状影像，局部发育北东向线性构造，分布有环形影像。该区具较好的成矿地质条件。目前已见两种矿化类型：一种为“五楼＋一梯”之“第四层楼”矿化类型；另一种为阿龙古—龙山断裂破碎带型矿化，均具一定规模。南端仅有少量地表工程，已知矿体和基性岩的延伸及产出尚不清楚。预测区内有Ⅰ类3号异常，长3千米，宽1.5～2.7千米，元素组合为Cu、Pb、Zn、Ni、Co，异常规模大，连续性好，老新街铜矿即处于该异常南段。北部为莲花滩，展布有Ⅰ类4号异常，出现Ag、Pb、Zn、Ni、Co、Cu元素组合异常。预测区内亦有较好的高精度磁法、双频激电异常，其地质环境、成矿条件与南部地区的龙达矿段基本一致，特别是目前在大长滩和清水河一带新发现地表浅部有铁帽及辉绿辉长岩脉存在、稍深有铁铜矿化出现（基本符合上铁下铜的“大红山式”矿化特点），这为今后该地段的进一步找矿提供了依据，因此该区值得进一步开展地质找矿工作。

（2）茅草坪找矿靶区（编号：Ⅱ－2）。

位于西矿带中段，面积约9平方千米。

预测依据：以遥感强横条块尖棱纹型结构的北西向条带影像为背景，北西向红河线性影像带在其北侧通过，北东向线性构造密集发育，分布有可能与侵入岩体有关的环形影像。

该区具有利的成矿地质条件，地表见到铁铜矿体存在，目前仅有少量槽探揭露矿化，在哀牢山群深变质岩中见到3条含铜磁铁矿脉，脉长40～120米，厚0.5～4米，TFe14.05%～65.43%，Cu0.14%～3.41%，Au0.08～1.72g/t，Ag2.4～3.1g/t。次生晕详查出现一类异常，异常长3.25千米，宽100～500米，面积达1.25平方千米，以Cu为主，伴有零星的Ni、Co，Cu含量一般为100×10^{-6}～$1\,000\times10^{-6}$，平均值204×10^{-6}，异常有多个明显的浓集中心，规模较大。经野外调查，预测区内已发现多处矿脉，化探异常与矿化分布范围吻合，浓集中心反映了矿脉部位。茅草坪矿点工作程度低，矿化及异常检查不够深入，该区具有与大梁子矿段相同的成矿条件，矿化特征和矿石类型也与越南生权铜矿相似，它是寻找“生权式”铜矿的较佳地段。经过初步勘查工作，笔者认为其找矿前景很好，一是其控矿断裂带断续延伸已达2千米；二是1:2.5万次生晕获得的铜异常向南东延长尚有1千米未检查；三是矿化带总长约3千米，仅230米做过地表浅部揭露，占本矿化带长度的7.6%；四是矿体显示出从浅部向深部品位变富、产状变陡、延深变大的趋势，目前仅揭露地下30～70米之间的矿化情况。

（3）棉花地找矿靶区（编号：Ⅱ－3）。

位于西矿带南侧，面积约8平方千米。

预测依据：遥感影像显示为北西向线性构造与环形影像的组合，该区发育北西向断裂，分布有基性－超基性岩体，对铜镍矿的形成具有较好的地质条件，区内分布有两处铜镍矿化点，值得

开展普查找矿工作，是寻找与基性－超基性岩有关的铜镍矿的有利地段。

3.2.3 Ⅲ级找矿靶区

（1）黑冲—大长滩找矿靶区（编号：Ⅲ－1）。

位于东矿带之北延，面积14平方千米。

预测依据：遥感影像显示为“双轨式”线性影像带夹持的带状影像与环形影像组合。本区属于三湾田分散流Ⅱ类异常范围，出现Cu、Sn、Ti、Ag、Au、W等元素组合，异常面积15.5平方千米，有明显浓集中心，Cu峰值最高183×10^{-6}。经野外调研，已发现1处矿体露头和多处矿化信息点，铜矿化厚1.30米，在泥质白云岩中取样铜品位0.22w%。整个龙脖河地区分散流异常近100千米，从莲花滩向北西尚有30～50千米的分散流异常没有开展查证，从新街—黑冲长35千米范围内均有火山岩断续出露，证实沿红河裂陷槽北段也有较强烈的火山活动，局部地段见火山角砾岩。该区是找矿的有利远景区。

（2）阿渡吾—腊哈迷找矿靶区（编号：Ⅲ－2）。

位于西矿带中段，面积的14平方千米。

预测依据：区内包括次生晕详查Ⅱ类异常2个，Ⅲ类异常18个，异常以Cu为主，伴有Ni、Co，异常面积不大，Cu峰值为500×10^{-6}（图8－4）。笔者及其科研组在此次研究中对该区进行了初步地质检查，填制了1∶10 000地质简图6平方千米，用零星槽探进行揭露发现腊哈迷有一铜矿点，可见黄铜矿、黄铁矿矿脉，矿脉走向长约100米，宽0.4～3.8米，铜品位一般为0.28w%～1.39w%，最高为8.18w%。是进一步找矿的有望地区。

（3）蜜蜂窝—公鸡坡找矿靶区（编号：Ⅲ－3）。

位于西矿带之北西段，面积25平方千米。

预测依据：遥感影像显示北西向线性构造较发育，线性构造之间为带状影像、环形影像密集分布。经地表调查，区内具有一定成矿地质条件，发现几处铜矿点，在公鸡坡分布有浓集中心明显、连续性较好的化探异常（图8－4），该区工作程度低，值得进一步工作。

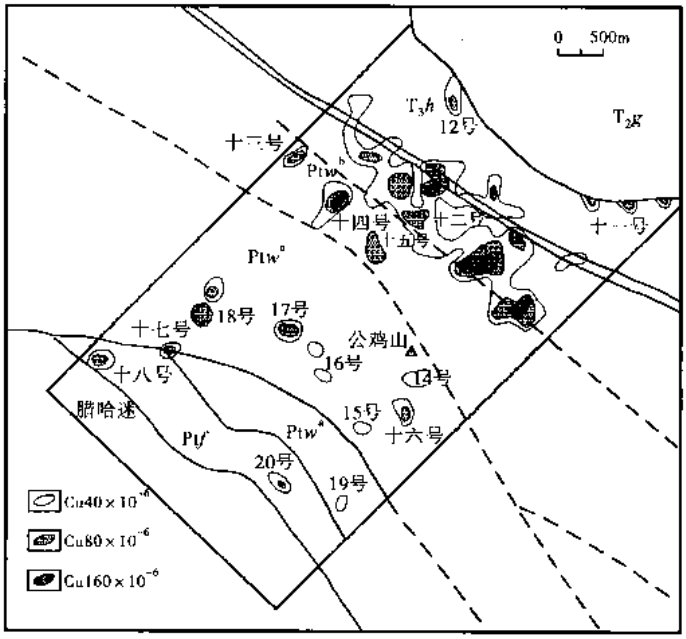


图8－4 龙脖河铜矿西矿带公鸡山矿段次生晕铜异常平面图

（依西南有色地质勘查局，1995）

Fig. 8－4 The Cu secondary halo anomaly plan of Gongjishan section in the western zone from Longbohe copper deposit

第九章 结 论

1 主要成果及存在的主要问题

1.1 理论成果

（1）首次全面地、系统地分析、总结了龙脖河铜矿床东西两矿带形成的区域地质背景（地质、物探、化探、遥感、矿产）和成矿环境（地层、构造、岩性、岩相、火山机构、蚀变作用等）。

①认为将哀牢山群的原岩时代置于古元古代、瑶山群的原岩时代划归为古元古代、浅变质火山岩系的形成时代暂归为中晚元古代比较合适，初步确定龙脖河铜矿床东矿带浅变质火山岩系年龄应为1 600Ma ±。

②哀牢山变质地体南端地层、岩性、构造、岩浆岩等地质特征与相邻的越南北部的十分相似，两者成矿作用可以对比，矿化作用也具有相似性和连续性，应是同时、异地、同相产物。

（2）深入研究变基性火山岩岩石学、岩石地球化学特征，初步确定浅变质火山岩系的层序、岩相、火山机构与火山旋回、火山成矿作用的时空演化规律及变火山岩成因。

①证实矿区变火山岩形成于元古宙，而非以往推定的三叠纪，即：介于哀牢山群与瑶山群之间的浅变质火山岩系不是三叠系地层，相当部分应为中上元古界火山岩。大约在1 350Ma时，此套火山岩仍处于深海环境，Sm－Nd等时线（1 330 ±150）Ma的年龄代表了这套火山岩在热卤水作用下发生钠交代细碧岩化作用和交代作用铜矿富集的时间，与哀牢山群和瑶山群的大理岩沉积时间相近。

②岩石学、岩石化学研究成果表明：区内火山岩遭受过不同程度的蚀变或区域变质作用。根据矿物组合可分为变安山岩、变次火山岩和变基性火山岩。三类变火山岩均相对富钠，在地球化学分类图解上样品主要位于碱性玄武岩区域，此套变基性火山岩绝大部分应为富钠质碱性玄武岩系列。不同构造环境玄武岩的判别图解显示应属板内玄武岩环境，微量元素比值蛛网图显示与板内玄武岩曲线形态相似。

③无论岩石组合、岩石化学特征，还是微量元素、稀土元素地球化学特征及判别标志，均指示浅变质火山岩系形成于滨海－半深海的板内拉张环境，结合区域构造和古地理资料分析，其形成应与板块俯冲、岩浆上涌和拉张作用有关。

④各种地球化学证据表明，矿区变安山岩、变次火山岩和变基性火山岩为同源岩浆不同演化阶段的产物，其原始岩浆为大陆板内拉张构造环境交代富集地幔部分熔融的产物，结晶分异作用在岩浆演化过程中具有重要地位。

⑤认为龙脖河铜矿床的形成，类似于“黑烟囱式”的海底火山－喷流成矿热液系统。

（3）详细总结矿床地质特征，深入研究成矿类型，建立可靠的地质模型。东矿带可分为四种矿化类型：变质基性火山岩型、变质火山－热液型、热水沉积型和构造破碎带型，具有“五楼一梯”的矿化模式；西矿带矿化类型有5种：含铜磁铁矿型、含铜黄铁矿沉积变质岩型、石英脉型、与基性－超基性岩体有关的硫化物型铜镍矿、花岗岩接触带型铜矿，以含铜磁铁矿型和含铜黄铁矿沉积变质岩型为主。提出了“矿区北部出露地层比南部新，目前揭露的矿化为上部

矿床（体），而北部新莲矿段及以北地区出露的变质基性火山岩与南部龙达矿段矿化相当，因此，矿区北部仍有较好的找矿前景”的新认识。

（4）同位素研究表明：矿石硫主要来源于火山岩；铅基本属正常铅范围，来自上地壳与上地幔混合源；成矿溶液来源于岩浆水、地下热卤水、变质水混合型；成矿物质以深源为主，可能有少量壳源铜质加入及受火山作用旋回控制。龙脖河铜矿东矿带和西矿带矿石、火山岩、地层围岩、哀牢山群和瑶山群同位素组成大致分布在较集中的区域，说明兼具有同源性和继承性。

（5）首次引入“比较矿床学”概念。系统、详细地开展龙脖河铜矿床与国内外同类典型矿床的对比研究，对滇东南区域普查找矿和科研工作有重要的指导意义。

①东矿带与新平大红山铁铜矿床变火山－沉积岩系岩石学组合特点、岩石化学、地球化学特征、含矿性等方面基本一致，形成时代、岩石组合、主微量元素以及同位素体系十分相似，这一相似性使该区成为寻找“大红山式”铁铜矿床的极有利地区。大红山地区火山岩出露在2平方千米范围内，却形成超大型铁铜矿床；龙脖河地区浅变质火山岩系呈北西向延伸达20千米，目前已揭示出较好的铁铜矿化，铜矿已达大型规模，因此该区尚具有较好的找矿前景。龙脖河铜矿东矿带矿化类型与大红山铁铜矿床矿化类型基本一致，两者处于相似的火山构造环境，矿床类型应同属变质海相火山块状硫化物型。若按王之田《大型铜矿地质与找矿》中该类型矿床的分带性看，龙达矿段所处位置可能靠近火山口或火山通道，这与该矿段多产出块状、角砾状及浸染状矿石相一致；新莲矿段则离火山口或火山通道较远，以产出浸染状铜矿石为主，偶有铅矿产出；新莲矿段北部的大长滩—清水河一带则以铁为主，为矿床前沿的铁带，以大面积分布铁帽为主要特征。因此，其深部和北部存在较大的找矿空间，进一步工作可望成为一个以铜为主，伴生铁、金等有用组分的大型矿产资源基地。

②西矿带与越南生权铜矿床成矿地质背景和矿化特征相似，预测龙脖河铜矿西矿带深部有隐伏矿体存在。因此，在龙脖河铜矿西矿带具有寻找越南“生权式”大型铜矿前景，此结论对区域找矿工作有实践指导意义，也拓展了滇东南地区铜矿找矿思路。

（6）建立该区铜矿新的成矿理论和成因观点。在成矿地质背景、地球化学研究的基础上，率先引入火山成矿和热水喷流沉积成矿理论，提出矿床成因的新认识——龙脖河铜矿是火山喷流－沉积改造成因，辉绿辉长岩可能是沿火山机构的侵入体（过去认为龙脖河铜矿的形成主要与辉绿辉长岩有关）；认为龙脖河铜矿床属受变质的火山喷流（溢）－沉积＋热液叠加富化＋后期构造改造的块状硫化物型矿床。

（7）全面总结控矿规律，构建矿床控矿模式：东矿带控矿模式是“两断夹一背”。两断为红河断裂、阿龙古—龙山断裂；一背为龙达（南部）或老新街背斜（北部）。西矿带的控矿模式是“变质地体＋两断交汇＋层间破碎带”，两断即北西向断裂、北东向断裂。

（8）建立东矿带找矿基本思路：“追索层位岩性→识别火山机构→辨认含矿构造→找寻围岩蚀变→查证物化异常→实施工程验证”。西矿带的找矿思路可概括为：“寻找有利地层（哀牢山群乌都坑组）→辨别最佳容矿构造（北西向逆断层）→圈定长英质脉岩→观察蚀变矿化迹象→开展物化探扫面（磁法＋电法）→进行有望异常查证→工程验证解剖”。上述找矿新思路的建立，为该区进一步开展找矿靶区的圈定和资源评价奠定一定基础。突出主攻矿化类型，优化找矿远景区段，认为龙脖河地区是滇东南进一步寻找铜多金属矿床的有利地区。

（9）全面总结宏观、微观两方面的各种找矿标志，明确提出3种预测区级别确定原则、预测准则及预测依据，提高了成矿预测可靠性。

（10）将龙脖河铜矿床的成矿模式概括为“裂陷槽环境—喷流（溢）沉积—热液叠加—改造富化”。成矿时代从中晚元古代延续到中生代，成矿物质为壳幔相互作用的产物，成矿过程有长时间持续性，原生铜矿床形成的时代大致为1 650～1 750Ma，之后经历了以晋宁运动为主以及印支运

动、燕山运动和喜山运动的改造。成矿作用具长期性、多期性、多来源、多阶段、多成因特征。

（11）提出若干对成矿规律新认识：一是认为东矿带的主导控矿因素是火山机构和喷发－沉积旋回，今后找矿首先要找火山机构；二是通过近几年的勘查和科研工作，基本查明主、富、大矿体的矿化特征、分布规律和具体赋存空间部位：即Ⅱ$_1$号矿群主要分布于6线～18线之间；Ⅲ$_1$号矿群主要赋存于18线～38线之间，且沿走向往北西方向有继续延伸的趋势。矿体沿层间剥离滑动构造破碎带及次级断裂充填，形态呈缓倾斜似层状、层状、透镜状或陡倾斜脉状等，具多层斜列式展布特征；矿体主要分布于当地侵蚀基准面（即红河水面）以上，产出标高在180～300米。

①Ⅱ$_1$号矿群的矿体特征及成矿期次的新认识。

总体呈北西40°方向产出，长大于4 500米，出露标高250～300米。矿体形态复杂，层状、似层状、透镜状、脉状均有，但以缓倾斜层状、似层状为主。矿体产出层多，一般为5～9层。单矿体厚0.2～3米，矿层之间间距为5～30米，形成密集矿化带。矿体连续性差，规模小，品位普遍较高，沿走向或倾向延长或延深20～120米，均呈膨大缩小，尖灭再现分布。矿体大部分在其上、下盘均有一层厚薄不一的黑色锰质层分布。通过对矿石结构构造研究，发现Ⅱ$_1$号矿群成矿期最少有三期：早期为细碧岩中不均匀的浸染状铜矿化；中期为石英脉型硫化物型铜矿化；晚期为北东向或南北向断裂中的脉状矿化。

②Ⅲ$_1$号矿群的矿体特征及成矿期次的新认识。

通过野外大量观察及工程揭露证实，矿体形态简单，呈缓倾斜层状、似层状产出，厚度变化不大，一般5～15米。铜品位一般为0.5w%～2w%，平均品位约1w%，产状北西40°～50°，倾向南西，倾角40°。连续性好，沿走向及倾向延长、延深较稳定，可形成较大的规模。矿体产出一般为2～3层，矿层之间的间距为5～10米，具有明显的对应标志和找矿标志，即在矿体上盘均有一层浅色凝灰岩分布，厚2～5米，局部为云母片岩，下盘有一层1～3米厚的云母片岩或角斑岩分布。围岩具明显的钠化、硅化、绿泥石化、绿帘石化。Ⅲ$_1$号矿群是主、大、富矿体的赋集地段，是具有代表性和最重要的矿群，是今后主要增储地段之一。

（12）开展矿区综合成矿预测，优选提出10个找矿靶区，其中Ⅰ级找矿靶区4个，Ⅱ级找矿靶区3个，Ⅲ级找矿靶区3个。在东矿带提出了Ⅰ级找矿靶区3个（龙脖河—达沟河、新街—卡房、老新街—热水塘）；Ⅱ级找矿靶区1个（下干塘—莲花滩）；Ⅲ级找矿靶区1个（黑冲—大长滩）；在西矿带提出了Ⅰ级找矿靶区1个（大梁子找矿靶区）；Ⅱ级找矿靶区2个（茅草坪、棉花地），Ⅲ级找矿靶区2个（阿渡吾—腊哈迷、蜜蜂窝—公鸡坡）。最后，提出下一步地质勘查工作部署建议。

1.2 方法成果

（1）尝试性地利用地球物理的基本原理和方法，开展磁法和电法测量。实践证明，在龙脖河矿区采用中大比例尺高精度磁法和中梯度激发极化法寻找具有一定深度的铁铜矿体是具备物性前提的。磁法对辉绿辉长岩及铁铜矿体有效，推测其下延150米。1∶100 000分散流扫面→1∶25 000次生晕详查→1∶10 000化探剖面加密测量→异常查证→工程解剖的工作程序可以有效缩小找矿靶区，可以发现矿（化）体，甚至可以有效找到工业矿体。实践证明，采用地质、物化探、遥感方法有机结合是该区行之有效的集成找矿方法，具有一定的准确性。科研工作的开展还在组织、管理上积累了实践经验。

（2）率先建立矿床地质－地球物理找矿模型、矿床地质－地球化学找矿模型。运用遥感地质的基本理论和方法，首次开展了本区的卫星遥感影像解译工作，建立了该矿床地质－遥感找矿模型。这些模型能为成矿预测提供科学依据，为本区寻找同类矿床提供方法指导。

（3）首次系统研究矿床的矿物包裹体。成果表明该矿床成矿流体总体上具中温、中高盐度和中偏高密度特征，是高矿化度的 $Na^+ - Ca^{2+}$ 氯化物型。东西两矿带包裹体发育特征和规律具有明显差异；其流体包裹体形成的温度及盐度也具有明显的差异。火山沉积成矿期的温度、盐度、压力高于热液改造成矿期，火山沉积成矿期相对于热液改造成矿期的成矿作用，是中性偏弱酸性更还原的环境。

（4）首次建立该矿床的地物化遥综合找矿模型。龙脖河铜矿物化探异常特征为：在矿体的上方有高视幅频度异常、中弱磁异常、低视电阻率异常及铜内带异常，在探讨成矿成晕机理的基础上，从而建立了“一高、一中、一低、一多（铜多元素组合）”的地球物理地球化学异常模型。实践证明，所建立的物探、化探异常模型是适用的，模型的应用取得了较好的效果。

1.3 储量及经济成果

通过两年多的工作，东矿带新卡矿段新发现铜矿产地一处，新增 $333+334_1$ 铜资源量 20.08 万吨，初步估算整个矿区 $333+334_1$ 类资源量 100 万吨，进一步肯定了矿区找矿前景。

笔者及科研组本次普查工作共提交（包括 5 个矿群 34 个矿体）的铜金属 $333+334_1$ 类资源量为 41.283 8 万吨，平均品位 1.47w%，其中 333 类资源量 3.230 1 万吨，平均品位 1.50w%。并已经上级主管部门审查核实，若按目前 71 200～72 800 元/吨的铜价来估算，其潜在价值超过 280 亿元。

1.4 主要特色和创新点

1.4.1 理论方面

（1）首次引入“比较矿床学”概念，系统、详细地开展龙脖河铜矿与大红山铁铜矿对比研究工作，取得了显著成果，丰富了成矿理论。特别是龙脖河地区的浅变质火山岩系呈北西向延伸，我们的研究证明了龙脖河铜矿可与大红山群含铁铜变钠质火山岩系的可比性，使东矿带成为寻找“大红山式”铁铜矿床的极有利地区，该结论对区域找矿工作有重要指导意义，从而扩大了龙脖河地区乃至滇东南铜矿找矿远景。

（2）应用“比较矿床学”概念，系统开展龙脖河铜矿与越南生权铜矿对比研究工作，认为在西矿带具有寻找越南“生权式”铜矿的找矿条件。此结论对区域找矿工作应有重要指导意义，拓展滇东南地区新的铜矿找矿思路。

（3）率先引入火山成矿理论和热水喷流沉积成矿理论，认为龙脖河铜矿床属受变质的火山喷流（溢）－沉积＋热液叠加富化＋后期构造改造的块状硫化物型矿床的新认识。

（4）提出龙脖河铜矿是在统一的大地构造背景下地质演化过程中不同阶段的产物。将该地区多种成因类型的矿床（点）联系起来，运用综合方法和手段进行系统研究和技术集成，并对矿床进行了合理的、新的分类。

（5）率先确定西矿带哀牢山群乌都坑组中下亚段的变质岩是铜、金和稀土元素的富集层位，认为其初始矿源层是元古界以中基性火山成分为主的碎屑复理石建造，变质作用特别是混合交代作用是成矿的最主要因素，并对其进行了有益的探讨。

（6）金矿化和稀土矿化的发现是本文又一创新点。东矿带新卡矿段五小厂冲地表铜矿化较强（Cu 品位：0.2w%～21.4w%）地段，本次新发现有较好的金矿化，局部发现了金矿体，厚度 0.6～5 米，金品位 0.03～2.07g/t。ZK71201 号钻孔在辉绿辉长岩中（孔深 52.76～61.52 米）见到铜矿体厚度为 8.76 米，平均品位 1.65w%，单样含铜最高 2.87w%；金矿化厚度 3.26 米，平均品位 0.98g/t，单样含金最高 1.17g/t。西矿带也新发现金矿（化）点，如大梁子矿段金含量为 0.5g/t；茅草坪矿段金含量为 1.72g/t。西矿带新发现了稀土矿（化）点多处，从初步查定

情况看，本矿带两种铜矿化类型中的伴生稀土总量也达到 $1\ 283.5\times10^{-6}\sim3\ 176.4\times10^{-6}$，已接近工业要求，对稀土矿的进一步找矿应引起特别注意。

（7）系统地进行矿区综合成矿预测，优选提出了 10 个找矿靶区，其中Ⅰ级找矿靶区 4 个，Ⅱ级找矿靶区 3 个，Ⅲ级找矿靶区 3 个。成矿预测取得了主要进展，部分找矿靶区经工程验证新发现铜矿产地 1 处，新增 $333+334_1$ 铜资源量 20.08 万吨，初步估算整个矿区 $333+334_1$ 类资源量 100 万吨，进一步肯定了矿区找矿前景。

1.4.2 应用效果

（1）提供Ⅰ级找矿预测靶区龙脖河—达沟河（Ⅰ-1），经实地勘查新发现 6 条矿体。其中在变基性火山岩中新发现了 4 条，长 100～1 000 米，厚 1～13.7 米，单工程平均品位 Cu：0.276w%～3.43w%；在个旧组白云石大理岩中新发现 2 条，长 200～1 000 米，厚 2～3.4 米，单工程平均品位 Cu：0.115w%～0.58w%。经采用坑探工程（PD-26）验证，揭露到厚度 3～8 米，铜品位 0.92w%～1.65w% 的矿体，见矿效果很好。

（2）提供Ⅰ级找矿预测靶区新街—卡房（Ⅰ-2），ZK71201 号钻孔孔深 520.43 米，在次火山岩-辉绿辉长岩中揭露到 2 层铜矿体，为孔雀石薄膜及黄铜矿稠密浸染状矿石，并可见斑铜矿、自然铜等金属矿物。其中第一层矿孔深 41.51～47.45 米，穿矿厚度 5.94 米，铜平均品位 1.11w%；第二层矿孔深 52.76～61.52 米，穿矿厚度 8.76 米，铜平均品位 1.65w%，含金 0.98g/t（厚 3.26 米），单样含铜最高 2.87w%，含金最高 1.17g/t。在下部基性火山岩中见多层黄铁矿、黄铜矿矿化层出现，含铜在 0.188w%～0.340w%，在 328.60～334.38 米处见第三层矿，穿矿厚度 5.78 米，含铜 0.539w%；也获得了较好的找矿效果。

（3）提供Ⅲ级找矿靶区黑冲—大长滩（Ⅲ-1），经踏勘和1∶1万地质简测，新发现了 2 个铁矿点及 1 个铜矿化点。2 个铁矿点主要产于绢云千枚岩（底板）和石英砂岩及炭质千枚岩（顶板）之间，在地表以铁帽的形式出现，TFe 含量分别为 24.79w%（清水河铁矿点）及 34.39w%（大滩铁矿点），矿石矿物主要为褐铁矿、磁铁矿、菱铁矿。铜矿化点为石英白云石大理岩含矿，铜品位 0.48w%～1.65w%，可见少量黄铁矿和黄铜矿。

1.5 问题及努力方向

（1）区内该套浅变质火山岩系的时代资料目前仍感不足，其地层层序尚存在不同意见。本文根据岩石组合和现有同位素测年资料将其时代划归为中晚元古代，有待进一步研究确定。

（2）由于区内岩石蚀变强烈，虽然对于各类岩石的分类命名进行了较为系统的研究，但其深度及广度还远远不够。

（3）龙脖河铜矿目前发现的主要为铜矿化。其外围和深部均出现了铜铁矿化和铁矿化，还新发现了金、稀土矿化，但铜、铁、金、稀土矿化的空间分布和内在关系及规律尚未搞清，值得下一步深入研究。

（4）引入比较矿床学。研究相同、相似性无疑十分必要，在对比过程中重视了可比性，对差异性研究显得薄弱。实际上，差异性研究也是创新，是寻找新的规律。

（5）囿于本次研究时间有限，西矿带找矿预测资料略显粗略，茅草坪矿段两种铜矿化所引起的异常高值区有待进一步查证，已知矿体的延长延深也未有效控制。比较而言，该矿段仍具有较好的找矿前景，应加大探查力度。

（6）提出的部分找矿靶区还未获得验证，有待工程解剖。成功，是综合信息成矿预测工作优越性的体现；失败，信息反馈回来，便于总结经验，汲取教训，改进方法，努力提高预测工作的准确、可靠性。

（7）本次研究认为浅变质火山岩系属中晚元古代的地层，而前人划为下三叠统地层（$T_1\beta$），

地层的归属确认尚需进一步工作，以得到业界和其他学者的认可。因此，图件上仍保留 $T_1\beta$ 符号。

（8）本项研究虽已取得一些成果，也存若干创新和新思路，但基础地质工作有待进一步深化。文中一定还存在问题或不足，恳请得到专家、同仁的批评指正。

2 找矿工作建议

2.1 找矿最佳类型

（1）产于浅变质火山岩系中下部层位的变质基性火山岩型铜矿化是东矿带今后找矿的最佳类型。同时，还要密切注意寻找深部可能出现的块状硫化物型矿床。关键是要发现火山机构，研究火山喷发－沉积旋回，寻找矿化富集的有利部位。理由：几年找矿实践，东矿带上部层位的矿化已基本控制，由于红河线性构造带是大地板块构造的缝合线，次级构造单元——红河裂陷槽向南北延长数十千米，东矿带南北有相同或相似的成矿地质背景，经红河下切剥蚀，有利成矿的浅变质火山岩系已有较大范围内露出顶盖，据 ZK8702 钻孔中揭露的变质基性火山岩中的多层富厚矿体，证实了东矿带南北两段的地质条件和矿化都是连续的，寻找矿化富集部位已不再遥远。

①建议把Ⅰ号矿群作为今后找大矿、主矿的主要对象，着重探索其深部矿化情况及上层矿、下层矿的产状、形态、规模。

②建议对Ⅱ号矿群进行延伸方向的追索与控制，特别是要解决 1～16 勘探线之间的矿体连接问题。

（2）哀牢山群乌都坑组中下亚段变质岩中的沉积－变质型铜矿化是西矿带今后的找矿最佳类型，即：可以寻找“大梁子式”或“生权式”铜矿。同时，要注意与基性－超基性岩体有关的铜镍矿。西矿带磁异常、双频激电异常与矿化范围吻合，异常呈带状连续出现，与理论模拟曲线相符，推测异常是由矿体引起，且场源体有一定下延深度。原龙脖河河边 1 号勘探线施工钻孔 DZK101（孔深 301.13 米）和 DZK102（孔深 468.90 米）见矿效果不佳，是由于未充分考虑这种含铜磁铁矿型铜矿化产状陡倾、反倾和侧伏问题。而后期施工的 DZK601（232.36 米），已证实了地表矿化向下延深，总体向北东倾斜，倾角较陡（一般 75°～85°），局部反倾，矿化强度由地表向下呈增强趋势，深部有可能存在类似于越南“生权式”铜矿体。西南有色地勘局三〇八队施工的三口直孔已经证实地表岩性、构造上、下部特征基本吻合，说明整个地质体在倾向上是连续的。大梁子矿段→茅草坪矿段→公鸡山矿段目前经过地表工程控制，矿化带在走向上连续性较好。在龙脖河西岸与生权铜矿对应的部位见到矿化带自然露头，目前矿点多，化探异常明显，具一定规模和规律性，分布面积大，工作程度低，尚未找到可能的矿化中心，是应加强找矿的有利地区。

（3）鉴于铁矿和铜矿的共（伴）生关系，似有铁矿在上、铜矿在下的赋存规律，因此，建议在实际工作中应注意铁、铜互找，不漏失矿体。

（4）东矿带的金矿化和西矿带的稀土矿化，应引起高度重视。

（5）区域上，龙脖河铜矿床及外围地区是滇东南铜矿最佳找矿远景区，也是今后滇东南铜矿勘查最佳选区；变质基性火山岩型铜矿是其最佳找矿类型。理由是：东矿带分散流铜异常往北西延伸接近个旧矿区，而个旧卡房矽卡岩－变辉绿岩型铜矿已达中型规模，再往北西即至新平大红山大型铁铜矿。西矿带往南东延至越南，已有同层位的大型生权铜矿，龙脖河铜矿地处两个大型矿床之间。矿区目前工作程度整体不高，但所发现的矿床及矿（化）点不少，此次普查工作后已累计提交了铜金属 $333+334_1$ 类资源量为 41.283 8 万吨，平均品位 1.47w%，因此，区内寻

找火山岩块状硫化物型铜矿床前景广阔、潜力巨大。

2.2 找矿技术方法

由于大规模火山岩块状硫化物型铜矿床具有较强的重力场反应，而且矿体之下常有巨厚基性熔岩层，航磁和地磁均有显示，因此重力、磁法是常用的物探方法。加之火山岩块状硫化物型铜矿床电法反映也有效，综合物探更会有较好效果。但不同地区，同变质、蚀变或含矿岩系中炭质层的影响，也可能会对物探方法显示发生偏差。化探方法中，由于火山岩块状硫化物型铜矿床具有特殊的水平分带和垂直分带，可形成特有的矿上晕、矿体晕和矿下晕。根据化探异常元素组合特征及空间展布规律，特别是原生晕的分带，能找到隐伏矿床，如前苏联成功地在阿尔泰、高加索和乌拉尔地区找到了许多隐伏矿床，这些经验值得借鉴。

因地表掩盖较大，物探工作（磁法、电法）实践证实，变质基性火山岩及其铜矿具中强磁异常、高视幅频率异常、低视电阻率异常，因此区内应再做一定面积的磁法、电法测量工作，首先确定变质基性火山岩的出露范围、隐伏岩体的埋深和厚度，优选有利成矿地段，以便合理地部署验证工程，指导找矿普查工作。

（1）建议开展北部上干塘—清水河地段1:1万高精度磁法测量工作，为今后该区段的地质找矿提供依据。

（2）建议同时在上干塘—清水河地段采用64单元法进行1:1万化探扫面工作，以缩小找矿范围，寻找新的铜矿（化）体。

（3）对西矿带以往激发极化法（IP）所做过的测区、线距过大的地段进行IP加密测量工作，以求对激电异常作出合理推断解释，更好地矿区指导探矿工程部署。

2.3 工程技术手段

（1）东矿带应采用地表轻型山地工程与深部钻探工程揭露相结合，必要时应布置个别较深的钻孔，以探索区内变基性火山岩的厚度和矿化情况，寻找可能的深部隐伏矿。因此，建议在龙脖河矿区东矿带北部适当位置布打深钻，验证有无上铁下铜之情况，并了解变基性火山岩下部地层情况和矿化信息，这将对区域构造格局和式样的研究有重要意义。理由是：

①就相对勘查程度较高的龙达矿段而言，其工程控制深度还不够，目前勘查深度仅达地下300～400米，而其余两个矿段（新莲矿段、新卡矿段）基本无大于300米的钻孔，留有很大的找矿空间。

②在深入研究和认真总结已取得的矿区找矿成果的基础上，对龙达矿段进行深部控制。在2号勘探线、17号勘探线附近施工深度大于600～800米的钻孔各1个，重点解决变基性火山岩深部是否存在隐伏矿体的问题，探索该区变基性火山岩下部是否存在类似于大红山群曼岗河组中的“大红山式”铁铜矿床。龙达矿段的含矿火山岩、矿化特征与大红山铁铜矿床含矿火山岩、矿化特征更为相似。如果工程控制深度达到600～800米，一旦成功，则该矿铜资源量将大增，还将为整个矿区今后的深部找矿提供依据。

（2）西矿带经片理、面理及断裂面与钻孔的夹角分析，整个哀牢山变质地体为总体倾向北东，倾角75°以上的陡倾斜地质体，因此，建议用斜钻控制矿体延深。

2.4 科研找矿工作

引进成矿新理论、找矿新方法和现代新技术、新手段，积极与科研院（所）共同合作，进行重大疑难复杂问题科技攻关，更深入、更详细地开展基础地质科研工作，为今后该矿区找矿勘探和矿产开发利用提供建设性意见。

参考文献

1 云南省地质矿产局．云南省区域地质志［M］．北京：地质出版社，1990.1～728
2 杨志翔，张泰身，等．滇东南区带成矿条件分析与成矿预测．西南有色地勘局，1995
3 涂光炽，等．中国层控矿床地球化学（第一卷）［M］．北京：科学出版社，1984
4 涂光炽，等．中国层控矿床地球化学（第三卷）［M］．北京：科学出版社，1988
5 李朝阳，徐贵忠，胡瑞忠，等．中国铜矿主要类型特征及其成矿远景［M］．北京：地质出版社，2000.72～100
6 《中国矿床发现史·云南卷》编委会．中国矿床发现史（云南卷）［M］．北京：地质出版社，1996.8～16
7 中国有色金属工业总公司地质勘查总局．中国铜矿找矿新进展．1993
8 云南省地质矿产局．云南省岩石地层［M］．武汉：中国地质大学出版社，1996.1～78
9 莫宣学，路凤香，沈上越，等．三江特提斯火山作用与成矿［M］．北京：地质出版社，1993
10 陈炳蔚，李永森，曲景川，等．三江地区主要大地构造问题及其与成矿的关系［M］．北京：地质出版社，1991
11 刘增乾，等．三江地区构造岩浆岩带的划分与矿产分布规律［M］．北京：地质出版社，1993
12 罗君烈．对云南区域成矿的几点认识［J］．云南地质，1984（2）
13 黎功举．云南省主要铜矿床类型及其找矿问题［J］．云南地质，1982（1）
14 谭雪春，尤卫东．滇西主要有色金属矿床区域成矿地质背景［J］．云南地质，1991（1）
15 秦德先，等．程海带玄武岩铜矿成矿规律及找矿远景（昆明理工大学矿产地质研究所科研报告）．1995
16 罗君烈，杨友华，赵准，等．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，1994
17 吴延之，刘继顺，等．滇中地区层状铜多金属矿床成矿预测及靶区优选．中南工业大学，1995
18 任治机，朱智华，赵重顺．云南地体构造与成矿作用［M］．北京：冶金工业出版社，1996
19 任治机．云南陆壳的演化及其成矿的关系［J］．矿产与地质，1989（1）
20 孙克祥，沈远仁，刘国庆，等．滇中元古宙铁铜矿床［M］．北京：中国地质大学出版社，1991.1～169
21 罗君烈．云南矿床的成矿系列［M］．云南地质，1995，14（4）
22 龚琳，何毅特，等著．云南东川元古宙裂谷型铜矿［M］．北京：冶金工业出版社，1996
23 张翼飞，段锦荪，张罡，等．滇西蛇绿岩带地质构造演化与澜沧江板块缝合线研究［M］．昆明：云南科技出版社，2001.12～16
24 秦德先，燕永峰，林幼斌，等．程海断裂带玄武岩及其成矿［J］．有色金属矿产与勘查，1999，8（6）：373～377
25 秦德先，燕永峰，田毓龙，等．云南易门铜矿的地球化学［J］．地质学报，2000，74（1）：72～83

26 罗君烈．对云南铜矿区域富集古构造环境的新认识［J］．云南地质，1998，17（1）

27 冉崇英，等．康滇地轴铜矿床地球化学与矿床层楼结构机理［M］．北京：科学出版社，1993

28 沈远仁．大红山铁矿含矿岩系的特征与成因归属［J］．地质与勘探，1975，35（8）：37～41

29 杨荆舟，罗君烈，赵准．云南矿床区域成矿模式．云南地质（增刊），1998：14～18

30 袁见齐，等．矿床学［M］．北京：地质出版社，1985

31 云南省地质矿产局地质科技情报中心．铜矿地质论文汇编（内部资料）．1992. 21～32

32 云南省地质局第二区测大队．1:200 000金平幅、河口幅区域地质调查报告［R］．1972

33 西南有色地勘局物探队．云南省金平县龙脖河铜矿带物化探详查工作报告书．1993

34 西南有色地质勘查局308队．云南省金平县龙脖河铜矿带龙达地段地质概查报告．1995

35 西南有色地质勘查局306队．金平龙脖河矿带铜矿概查．1995

36 西南有色地勘局306队．云南省河口、金平县脖河铜矿带遥感地质解释及远景预测．1994

37 西南有色地质勘查局三〇八队．云南省金平县龙脖河铜矿带龙达矿段铜矿普查报告．1998

38 孙大中，邹日，朱炳泉，等．滇东南金平县龙脖河铜矿区成矿远景评价．中国科学院广州地球化学研究所，1996

39 Zhu B Q, Chang X Y, Wang H F. The geochemical boundary between South Cina and Yangtze blocks and its constraint on the formation of super Lage deposits［J］. Science in China (D), 1996, 39 (1): 58～65

40 朱炳泉．矿石Pb同位素三维空间拓扑图解用于地球化学省与矿种区划［J］．地球化学，1993（3）：209～216

41 朱炳泉，常向阳，王慧芬．华南—扬子地球化学边界及其对超大型矿床形成的控制［J］．中国科学（B辑），1995，25（9）：1004～1008

42 朱炳泉，常向阳，邱华宁，等．地球化学急变带的元古宙基底特征及其与超大型矿床产出的关系［J］．中国科学（D辑），1998，28（增刊）：63～70

43 Zhu B－Q. The mapping of geochemical provinces in China based on pb isotopes［J］. J. Geochem. Exploration, 1995, 55: 171～181

44 Zhu B Q, Chang X Y, Qiu H N, et al. Characteristics of Proterozoic basements on the geochemical steep zones in the continent of China and their implications forsettingof super large deposits［J］. Science in China (D), 1998, 41 (Supp.): 54～64

45 Zhu B. Q. Discussion on geochemical division and affinity of East Asia blocks: Implications for tectonic framework［J］. In: Metcalfe I, ed. Condwana Dispersion and Asian Accretion－Final Result of IUGS IGCP 321［C］. Netherland, A A Balkema Pub, 1998. 211～227

46 Zhu B. Q, Dong Y. P, Chang X－Y, et al. Relation of isotopic geochemical steep zones with geophysical fields tectonics in the junction area of the Cathaysian, Yangtze and Indochia plates［J］. Acta GeolSinica, 2000, 74 (2): 236～240

47 朱炳泉，常向阳．地球化学省与地球化学边界［J］．地球科学进展，2001，16（2）：153～162

48 常向阳，朱炳泉．铅同位素方法应用于化探找矿评价［J］．矿物岩石地球化学通报，1997（4）：245～249

49 常向阳，朱炳泉，董云鹏．滇中元古宙铜矿带地质背景与地球化学带［J］．地球学报，1999，20（增刊）：355～358

50 Chang X - Y, Zhu B - Q. Lead isotopic exploration intersecting , zones for the depth forecast of concealed deposits - A case from longbohe Cu deposit, Jinping Yunnan Province, China [J]. Science in China (D), 2000, 43 (1)

51 邹日，朱炳泉，孙大中，等．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，1997，26（2）：46～56

52 杨金富，等．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，1999（6）

53 杨金富，刘继顺．云南老新街铜矿床地质特征及找矿标志．湖南岩石矿物地球化学论丛，1999

54 杨金富．云南龙脖河铜矿带区域成矿学与找矿模式［D］．硕士学位论文，1999

55 冯开平．云南龙脖河铜矿带地球物理地球化学异常模式［J］．有色金属矿产与勘查，1998（2）

56 满昆良．金平县龙脖河铜矿带蚀变火山岩特征及找矿标志［J］．云南地质，1997（2）

57 赵嘉琪．金平龙脖河矿区东矿带火山岩特征及含矿性研究［J］．西南矿产地质，1997（3）

58 杨昌华．龙脖河铜矿区（北段）岩浆岩及矿化［J］．云南地质，2003，22（4）：403～408

59 常向阳，朱炳泉，邹日，等．金平龙脖河铜矿区变钠质火山岩系地球化学研究：Ⅱ．Nd、Sr、Pb同位素特征与年代学［J］．地球化学，1998，27（4）：361～366

60 朱炳泉，邹日，常向阳，等．金平龙脖河铜矿区变钠质火山岩系地球化学研究：Ⅰ．主微量元素特征和形成环境探讨［J］．地球化学，1998，27（4）：351～360

61 曹以恒，杨荣金，肖金培，等．GPS技术在龙脖河矿区的应用［J］．有色金属矿产与勘查，1997，6（1）：47～51

62 崔银亮，秦德先，陈耀光．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，2004，18（6）：532～536

63 崔银亮，莫向云，高俊，等．云南景谷—金平地区铜矿评价报告．云南省有色地质勘查院，2004

64 高俊，崔银亮．云南龙脖河铜矿区东矿带成矿条件、控矿规律研究［J］．地质与勘探，2004，40（5）：33～38

65 高俊．龙脖河铜矿区东矿带火山岩特征［J］．矿产与地质，2003，17（4）：526～529

66 崔银亮，秦德先，陈耀光，等．中国云南金平龙脖河铜矿与越南生权铜矿初步对比研究［J］．地质与勘探，2004，40（6）：20～23

67 崔银亮，秦德先，高俊，等．云南金平龙脖河铜矿床与新平大红山铁铜矿床对比研究［J］．中国工程科学，2005（增刊）：195～201

68 Cui Yinliang, Qin Denxian , Chen Yaoguang. Copper Mineralization in the western Longbohe area, SE Yunnan, China - a comparision with the Shengquan copper Deposit, Vietnam, Mineral Deposit Research. Meeting the Global Challenge (Volume 1), Germany Springer lerge, 2005

69 西南有色地质勘查局三〇八队．云南省金平县大梁子铜矿带深部验证专项报告．1996

70 庄永秋，王任重，杨树培，等．云南个旧锡铜多金属矿床［M］．北京：地震出版社，1996. 143～145

71 王学琨．个旧卡房火山岩基本地质地球化学特征［J］．昆明工学院学报，1993，18（5）：1～9

72 涂光炽，等．中国超大型矿床［M］．北京：科学出版社，2000. 95～116

73 涂光炽．成矿与找矿［M］．石家庄：河北教育出版社，2003. 126～135

74 地质科学研究院地矿所．国外与火山岩有关的铁铜矿产［C］．1972
75 吴延之，侯光汉．国内外大型铜矿床对比研究［C］．中国有色金属工业总公司成都地质干部学院，1991
76 中国有色金属工业总公司北京矿产地质研究所．国外主要有色金属矿产［M］．北京：冶金工业出版社，1987
77 宋叔和．黄铁矿型铜和多金属矿床：世界范围内一些主要矿带和矿床类型对比研究［J］．中国地质科学院矿床地质研究所所刊，1982，5（3）
78 Ohmoto H. Formation of volcanigentic massive sulfide deposits: The Kuroko perspective, Ore Geol - Rev［M］. 1996. No. 10
79 Marshell B. Remobilixation and massive sulfide deposits［M］. Geol. Dep And Univ Extension. Univ. West Astrallia, 1991. No. 25
80 30th International geological congress abstracts［J］. volume 2 of 3, Beijing, China, 1996
81 戴自希，王家枢．矿产勘查百年［M］．北京：地震出版社，2004
82 哈钦森．层控矿产研究的新进展［J］．矿产地质，1988（3）：15～19
83 吴锦天．海底火山喷气热液沉积矿床特点及矿床［M］．西南有色地勘局地研所，1990
84 王之田，秦克章，张守林．大型铜矿地质与找矿［M］．北京：冶金工业出版社，1994. 60～134
85 陈国达，彭省临，戴塔根，等著．云南铜－多金属壳体大地构造成矿学［M］．长沙：中南工业大学出版社，2004
86 大本洋．火山成因块状硫化物矿床形成一个关键［J］．国外地质科技，1980（3）
87 于际民，蒋少涌．伊比利亚型—— --种新类型块状硫化物矿床地质地球化学及成因［J］．地质找矿论丛，2000，15（3）：246～253
88 孟宪民．矿床分类与找矿方向［C］．见：矿床学论文集．北京：科学出版社，1963
89 宋叔和．祁连山一带黄铁矿型铜矿的特征与成矿规律［J］．地质学报，1955，35（1）
90 郭文魁．我国铜矿床工业类型及分布规律［J］．地质月刊，1959（1）
91 姜复芝．我国海相火山铁铜矿床的成因类型及某些成矿特征的讨论［J］．矿床地质，1983，2（4）
92 谢家荣．中国铜矿的分类、分布及普查勘探方向［J］．地质论评，1957，17（1）
93 谢家荣．火山喷发岩系中的矿床［J］．地质学报，1957（3）
94 王之田，秦克章．中国铜矿床类型、成矿环境及其时空分布特点［J］．地质学报，1988，62（3）
95 地质科学研究院地质矿产所．铁铜矿产专辑（5）［C］．北京：地质出版社，1975
96 地质科学研究院地质矿产所．铁铜矿产专辑（7）［C］．北京：地质出版社，1977
97 地质科学研究院地质矿产所．铁铜矿产专辑（8）［C］．北京：地质出版社，1977
98 宋叔和．中国矿床［M］．北京：地质出版社，1989
99 黄崇轲，白治，朱裕生，等．中国铜矿床（上、下册）［M］．北京：地质出版社，2001. 373～450
100 赵振华，涂光炽，等．中国超大型矿床（Ⅱ）［M］．北京：科学出版社，2003. 588～617
101 中国矿床编委会编著．中国矿床（上册）［M］．北京：地质出版社，1989
102 中国地质科学院成矿远景区划室．预测找矿文集［M］．北京：地质出版社．1995
103 宋叔和，韩发，葛朝华，等．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，1994. 1～80

104 邬介人，等．西北海相火山岩地区块状硫化物矿床［M］．武汉：中国地质大学出版社，1994.94～173
105 邬介人，于浦生，贾群子．海相火山－沉积建造区铜、多金属成矿系列及铁－铜型矿床［M］．北京：地质出版社，1999.1～69
106 邬介人，于浦生，贾群子．海相火山－沉积建造区铜、多金属成矿系列及铁－铜型矿床的勘查前景［J］．地质与勘探，2000，36（6）：15～19
107 王登红，陈毓川．与海相火山作用有关的铁－铜－铅－锌矿床成矿系列类型及成因初探［J］．矿床地质，2001，20（2）：112～118
108 吴延之．细碧角斑岩系及有关铁铜矿床［R］．中国矿冶学院科技情报室，1976
109 吴延之．火山喷发沉积岩系中的金属矿床［J］．矿产地质动态，1985（1）
110 Г·Х·雅可夫列夫．火山构造和黄铁矿型矿床［J］．国外地质科技，1984（8）
111 宋志高．海底喷气硫化物矿床［J］．西北地质，1984（4）
112 侯增谦．现代与古代海底热水成矿作用：新观察与新思考，当代矿产资源勘查评价的理论与方法［M］．北京：地震出版社，1999.108～122
113 徐强，潘桂棠，王立全，等．主要类型铜矿床（体）快速定位预测［M］．北京：地质出版社，2003.122～170
114 姜福芝，王玉往．海相火山岩与金属矿床［M］．北京：冶金工业出版社，2005.1～242
115 邱家骧．岩浆岩石学［M］．北京：地质出版社，1985
116 贺同兴，等．变质岩石学［M］．北京：地质出版社，1980
117 段锦荪，侯增谦，张罡，等．滇西地区晚古生代裂谷作用与成矿［M］．北京：地质出版社，2000.67～124
118 莫宣学，喻学惠．火山成因块状硫化物研究现状，当代矿产资源勘查评价的理论与方法［M］．北京：地震出版社，1999.246～255
119 潘家永．滇西铜多金属矿带地球化学特征及成矿机理［D］．中国科学院地球化学研究所，博士论文，1999
120 武汉地质学院岩石教研室．岩浆岩石学［M］．北京：地质出版社，1980
121 吴淦国，邓军．金属矿床矿田构造的研究现状，当代矿产资源勘查评价的理论与方法［M］．北京：地震出版社，1999.142～149
122 崔峤．块状硫化物矿床与火山岩岩相的关系［J］．矿床地质，1984（1）
123 J·W·莱登．火山成因块状硫化物矿床（一）描述模型［J］．国外地质科技，1986（4）
124 J·W·莱登．火山成因块状硫化物矿床（二）成因模式［J］．国外地质科技，1986（4）
125 Dilles J H，Solomon G C，Taylor H P，et al. Oxygen and hydrogen isotope characteristics of hydrothermal alteration at the Ann－Mason porphyry copper deposit，Yerington，Nevada［J］．Economic Geology，1992，87：44～63
126 陈国达．成矿构造研究法［M］．北京：地质出版社，1978
127 董云鹏，朱炳泉．滇东南建水岛弧型枕状熔岩及其对华南古特提斯的制约［J］．科学通报，1999，44（21）：2323～2328
128 章正军，丁俊，赵珉．滇东南三叠纪层序地层及盆地演化［M］．北京：中国地质大学出版社，1998.3～13
129 钟大赉，吴根耀，季健清，等．滇东南发现蛇绿岩［J］．科学通报，1998，43（13）：1365～1370
130 章正军，丁俊，赵珉．滇东南三叠纪板块构造背景探讨［J］，云南地质，1997，16（3）：

211～221
131 杨平．个旧东区原生锡矿床的地质勘探效果研究［J］．西南矿产地质，1990，4（3）：51～59
132 李增荣．卡房玄武岩铜矿地质特征［J］．地球化学，1991（2）：170～177
133 董云鹏，朱炳泉，常向阳，等．哀牢山缝合带中两类火山岩地球化学特征及其构造意义［J］．地球化学，2000，29（1）：6～13
134 Dong Y P，Zhu B Q. Characteristics of the island－Arc Pillow lavas from southeast Yunnan Province，and its tectonic implications for paleotethys in south China［J］. Chinese Sci Bull，2000，45（8）：753～758
135 戴问天．海底热液沉积成矿［J］．地质与勘探，1985（6）
136 Hekinian R，Fevrive，et al. Sulful deposits from the East Pacific Rise 21°N［J］. Science，1980，207
137 CYAMEX Scientific Team. First manned submersible dives on the East Pacific Rise at 21°N（Project RITA）［C］. General results. Marine Geologys Res，1981（4）
138 翟裕生．金属成矿学研究的若干进展［J］．地质与勘探，1997，33（1）
139 翟裕生，邓军，李晓波．区域成矿学［M］．北京：地质出版社，1999. 1～238
140 翟裕生，张湖，宋鸿林，等．大型构造与超大型矿床［M］．北京：地质出版社，1997
141 P. A. Rona. Hydrotermal mineralization at oceanic ridges［J］. Journal of the mineralogical association of Canada，1988，266，part 3
142 颜文，李朝阳．热水喷流沉积成矿与地学思维［J］．地球科学进展，1993，8（2）：40～46
143 张立生．红海裂谷带中的热液－沉积成矿作用［J］．地质科学译丛，1994，11（2）
144 刘家军，郑明华．硅岩的新成因——热水沉积作用［J］．四川地质学报，1991，11（4）
145 裴荣富，毛景文．锡矿床研究新进展述评［J］．矿床地质，1989，8（2）：91～94
146 裴荣富，吴良士．特大型矿床成矿偏在性研究的新进展［J］．矿床地质，1994，13（2）：170～180
147 赵化琛．我国若干裂谷构造特征及其成矿作用［J］．矿产与地质，1995，9（1）
148 秦德先，陈建文，田毓龙．广西大厂长坡锡矿床地质及成因［J］．有色金属矿产与勘查，1998，7（3）：146～151
149 陈国达．裂谷构造研究现状一斑［J］．国外地质，1985（4）
150 涂光炽．关于超大型矿床的寻找和理论研究［J］．地球科学进展，1989（6）
151 芮宗瑶．海底喷气沉积矿床研究的新进展［J］．国外矿床地质，1989（2）
152 侯增谦，浦边徹郎．古代与现代海底黑矿型块状硫化物矿床矿石地球化学比较研究［J］．地球化学，1996，25（3）：228～240
153 侯增谦，莫宣学．现代海底热液成矿作用研究现状及发展方向［J］．地学前缘，1996，3（4）：263～273
154 陈先沛．热水沉积作用的概念和几个岩石学标志［J］．沉积学报，1992，10（3）：124～131
155 宋春晖，武安斌，周少平．西成矿田海底喷溢沉积成因硅质岩及其与矿化关系［J］．沉积学报，1992，10（4）：61～67
156 杨志华．边缘转换盆地的构造岩相与成矿［M］．北京：科学出版社，1991
157 R·W·哈钦森．层控矿床在地质历史中的地位［J］．国外矿床地质，1988（3）：1～81

158 Large R. R.. Australia volcanic hosted massive sulphide deposits: features, style, and genetic models [J]. Econ. Geol., 1992, 87: 471~510

159 V. Marching, J. Erzinger, H. Rosch.. Sediments from a hydrothermal field in the central valley of the Galapagos Rift spreading center [J]. Marine Geology, 1987, 86: 243~251

160 Fouquet Y., Stackelberg U. V., et al. Metallogenesis in back - arc environments: the Lau basin example [J]. Econ. geol., 1993, 88: 2154~2181

161 Fouquet Y., Wafik A., et al. Tectonic settings and mineralogical and geochemical zonation in the Snake pit sulphide deposit (Mid - Atlantic ridge at 23°N) [J]. Econ. Geol., 1993, 88: 2018~2036

162 Bostrom K. Provenance and accumulation rates of opsaline silica, Al, Fe, Ti, Mn, Cu, Ni, and Co in Pacific pelagic sediment [J]. Chemical Geology, 1973, Ⅱ (1~2): 123~148

163 Yamamoto K. Geochemical characteristics and deposition environment of cherts and associated rocks in the Franciscan and Shimena terranes [J]. Sediment Geology, 1987, 52: 65~108

164 Adach5 M., Yamamoto R., Suigiski R.. Hydrothermal chert and associated siliceous rocks from the Northern Pacific: Their Geological significance as indication of ocean ridge activity [J]. Sedimentary Geology, 1986, 47 (1~2): 125~148

165 韩发, R·W·哈钦森. 大厂锡—多金属矿床热液喷气沉积成因的证据——容矿岩石的微量元素及稀土元素地球化学 [J]. 矿床地质, 1989, 8 (3): 33~41

166 夏邦栋, 钟立荣, 方中, 等. 下扬子区早二叠世孤峰组层状硅质岩成因 [J]. 地质学报, 1995, 69 (2): 125~137

167 Rona P. A. Criteria for recognition of hydrothermal mineral deposits in ocean crust [J]. Economic Geology, 1978, 73 (2): 135~160

168 Bostrom K.. Genesis of ferromanganese deposits - diagnostic criteria for recent and old deposits [C]. In: Rona P. A., et al. ed. Hydrothermal process at seafloor spreading centers. New York: Plrnum Press, 1983. 473~483

169 Graf J. L. Rare earth elements as hydrothermal tracers during the formation of massive sulphide deposits in volcanic rocks [J]. Econ. Geol., 1977, 72 (4): 527~548

170 Gemmell J. B., Large R. R. Stringer system and alteration zones underlying the Hellyer vocanogenic massive sulfide deposit, Tasmania [J]. Econ. Geol., 1992, 87: 620~649

171 Eldridge C. S., Williams N., Walshe J. L.. Sulfur isotope variability in sediment - hosted massive sulphide deposits as determined using the iron microprobe SHRIMP: Ⅱ. A study of the H. Y. C. deposit at McArthur river, Northern Territory, Australia [J]. Econ. Geol., 1993, 88 (1): 1~26

172 丁悌平. 硅同位素地球化学 [M]. 北京: 地质出版社, 1994. 17~90

173 Douthitt, C. B.. The geochemistry of stable isotope of silicon [J]. Geochi. Cosmochim, 1982, Acta., 46 (8): 1449~1458

174 韩发. 大厂锡多金属矿床地质及成因 [M]. 北京: 地质出版社, 1997. 122~131

175 徐跃通. 信江盆地石炭纪硅质岩地球化学特征及沉积环境意义 [J]. 地质科学, 1998, 33 (1): 39~50

176 Fleet A. J. Hydrothermal and hydrogeneous ferromanganes deposits. In: Rona P. A., et al. eds. Hydrothermal process at sea floor spreading centers [M]. Amsterdam: Elsevier Science Publishers B V., 1983. 537~570

177 Russell M. J. , Couples G. D. , Lewis H. . SEDEX genesis and super – deep boreholes: Can hydrostatic pore pressures exist down to the brittle – ductile boundary? [C]. In: Pasava, Kribek and Zak eds. Mineral Deposits. Balkma Rotterdam, 1995. 315 ~ 318

178 Russell M. J. The generation at hot springs of sedimentary ore deposits microbialites and life [J]. Ore Geology Reviews, 1996, 10: 199 ~ 214

179 Large R. R. . Australia volcanic hosted massive sulphide deposits: features, style, and genetic models [J]. Econ. Geol. , 1992, 87: 471 ~ 510

180 Huston D. L. , Sie S. H. , Surer C. F. , et al. Trace elements in sulphide minerals from eastern Australia volcanic – hosted massive sulphide deposit [J]. Econ. Geol. , 1995, 90: 1167 ~ 1196

181 Urabe T. , Marumo K. . A new model for Kuroko – type deposits of Japan [J]. Episodes, 1991, 14 (3): 246 ~ 251

182 翟世奎，秦蕴珊. 大洋钻探与大洋地壳研究 [J]. 地球科学进展，1995，10 (3)：215 ~ 222

183 吴世迎. 大洋钻探与深海热液作用 [J]. 地球科学进展，1995，10 (3)：223 ~ 228

184 Kerr R. A. . German super – deep hits bottom [J]. Science, 1994, 266: 545

185 Person M. , Garvan A. . A sensitivity of the driving forces on fluid flow during continental – rift basin evolution [M]. Geol. Soc. Am. Bull. , 1994, 106: 461 ~ 475

186 Bailey R. C. . Trapping of aqueous fluids in the deep crust [J]. Geophys. Res. Lett. , 1990, 17 (8): 1129 ~ 1132

187 王安建，金巍，孙月丰，银剑钊. 流体研究与找矿预测 [J]. 矿床地质，1997，16 (3)：278 ~ 288

188 Komninou A. , Yardley B. W. . Fluid – rock interactions in the Rhine Graben: A thermodynamic model of the hydrothermal alteration observed in deep drilling [J]. Geochim. et Cosmochim. Acta, 1997, 61 (3): 515 ~ 531

189 朱上庆，黄华盛，等. 层控矿床地质学 [M]. 北京：冶金工业出版社，1988

190 陈毓川. 矿床的成矿系列研究现状与趋势 [J]. 地质与勘探，1997，33 (1)

191 Rona P. A. , Scott S. D. . A special issue on sea – floor hydrothermal mineralization: new perspectives [J]. Econ. Geol. , 1993, 88: 1935 ~ 1976

192 Halbach P. , Pracejus B. , Marten A. . Geology and mineralogy of massive sulphide ores from central Okinawa trough, Japan [J]. Econ. Geol. , 1993, 88: 2210~ 2225

193 Binns R. A. , Scott S. D. . Actively – forming polymetallic sulfide deposits associated with felsic volcanic rocks in the eastern Manus back – arc basin, Papua New Guinea [J]. Econ. Geol. , 1993, 88: 2226 ~ 2236

194 Herzig P. M. , Hannington M. F. , et al. Gold – rich polymetallic sulfides from the Lau back – arc and implications for the geochemistry of gold in sea – floor hydrothermal systems of the Southwest Pacific [J]. Econ. Geol. , 1993, 88: 2182 ~ 2209

195 赵鹏大，陈永清. 地质异常矿体定位的基本途径 [J]. 地球科学·中国地质大学学报，1998 (1)

196 赵鹏大，陈建平，张寿庭. “三联式”成矿预测新进展 [J]. 地学前缘，2003，10 (2)：463

197 张寿庭，赵鹏大，陈建平，等. 多目标矿产预测评价及其研究意义 [J]. 成都理工大学学

报（自然科学版）地学前缘，2003，30（5）：441～446
198 薛顺荣，胡光道，丁俊，等．成矿预测研究现状及发展趋势［J］．云南地质，2001，20（4）：411～416
199 朱裕生，等．成矿预测理论方法［M］．北京：地质出版社，1997
200 周宏坤，等．金属矿床大比例尺定量预测［M］．北京：地质出版社，1993
201 Donald A cinger. 资源定量评价发展规律方向展望［J］．地球科学·中国地质大学学报，2001，26（2）：152～156
202 刘石年．成矿预测学［M］．长沙：中南工业大学出版社，1993
203 王世称，陈永清．成矿系列预测的基本原则及特点［J］．地质找矿论丛，1994（4）
204 胡惠民，等．大比例尺成矿预测方法［M］．北京：地质出版社，1992
205 赵鹏大，胡旺亮，李紫金．矿床统计预测（第二版）［M］．北京：地质出版社，1994
206 赵鹏大，孟宪国．地质异常与矿产预测［J］．地球科学，1993（1）：39～47
207 曹新志，孙华山，徐伯骏．关于成矿预测研究的若干进展［J］．黄金，2003，24（4）
208 刘承祚．地质专家系统与成矿预测［M］．当代矿产资源勘查评价的理论与方法［M］．北京：地震出版社，1999
209 李新中，赵鹏大，胡光道．基于规则知识表示的模型单元选择专家系统的实现［J］．地球科学·中国地质大学学报，1995，20（2）：173～178
210 王世称，叶水盛，等．综合信息成矿系列预测专家系统［M］．长春：长春出版社，1999
211 美国地质调查局．美国本土矿产资源评价计划系列报告之一［C］．地理信息系统及其在地学领域中的应用译文集，地矿部科技司计算机办公室，1993
212 美国地质调查局．美国本土矿产资源评价计划系列报告之二［C］．地理信息系统及其在地学领域中的应用译文集，地矿部科技司计算机办公室，1993
213 G. F. Bonham－Carter，F. P. Agterberg，and D. F. Wright. Nova Scotia 地区金矿勘探地质资料的综合利用［C］．地理信息系统及其在地学领域中的应用译文集，地矿部科技司计算机办公室，1993
214 G. P. Watson，A. N. Rencz and G. F. Bonham－Carte. Geographic information system are being applied to mineral resource assessment in Northern New Brunswick［C］. GEOS1989，18（1）
215 Lesley Wyborn，et al. Using GIS for Mineral Potential evalution in areas with few know mineral occurrences［C］. The second forum on GIS in The geosciences，AGSO，p. 199～211，1995
216 Lyle A. Burgess. Recent applications and research into mineral prospective mapping using GIS［C］. Proceeding of third national forum on GIS in the geosciences，AGSO，p. 121～129，1997
217 C. M. Knox－Robinson，L. A. I. Wyborn. Towards a holistic exploration strategy：Using geographic information systems as a tool to enhance exploration［J］. Australian journal of earth sciences，1997，44：453～463
218 池顺都，周顺平，吴新林．GIS 支持下的地质异常分析及金属矿产经验预测［J］．地球科学·中国地质大学学报，1997，22（1）：99～103
219 池顺都，赵鹏大，刘粤湘．应用 GIS 研究矿产资源潜力——以云南澜沧江流域为例［J］．地球科学·中国地质大学学报，1999，24（5）：493～497
220 向运川，任天祥，杨竹溪．开发利用地理信息系统（GIS）综合分析地学信息进行矿产预测［J］．物探与化探，1996，20（1）：1～13
221 赵鹏大，陈永清，刘吉平，等．地质异常成矿预测理论与实践［M］．武汉：中国地质大学出版社，1999

222 王世称，陈永良，夏立显．综合信息矿产预测理论与方法［M］．北京：科学出版社，2000
223 刘发刚，彭程，曾庆荣，等．马安底幅、古林箐幅1:5万区域地质调查［R］．云南省地质调查院，2003.40～55
224 虢顺民，计凤桔，向宏发，等．红河活动断裂带［M］．北京：海洋出版社，2001
225 陈吉琛，等．红河哀牢山断裂带形成机制和演化［C］．云南省地质学会第五次会员代表大会暨第五次学术年会论文摘要汇编，云南省地质学会，1994
226 刘建明，顾雪祥，陈建平．矿床学理论与实践［M］．北京：科学出版社，2004.175～183
227 曾允孚，夏文杰．沉积岩石学［M］．北京：地质出版社，1986
228 Sugisaki. 火山岩的化学特征与板块构造的关系［J］．国外地质，1979（4）：24～32
229 谢学锦．区域化探：区域地质调查野外工作方法（第四分册）［M］．北京：地质出版社，1979
230 赵伦山，张本仁．地球化学［M］．北京：地质出版社，1988
231 黎彤，等．地球和地壳的化学元素丰度［M］．北京：地质出版社，1990
232 崔银亮，秦德先，陈耀光．云南金平龙脖河铜矿遥感影像特征及找矿模型［J］．矿物岩石地球化学通报，2004，23（增刊）：95～96
233 刘继顺．海底火山作用和火山岩的若干特点［J］．有色金属矿产与勘查，1995（1）
234 钱锦和，等．云南大红山古火山岩铁铜矿［M］．北京：地质出版社，1990.1～236
235 韩发，葛朝华．广东大宝矿床喷气－沉积成因地质地球化学特征［M］．北京：科学技术出版社，1987
236 Zhu B Q. On thermal history of compressing plates with special reference to the Xizang Plateau. In: Proc Symposium on Qinghai－Xizang Plateau［M］. Beijing: Science Press, 1981.1, 875～884
237 Zhu B Q, Mao C X, Lugmair G W, et al. Isotopic and geochemical evidences for the origin of Plio－Pleistocene volcanic rocks near Indo－Eurasian collisional margin at Tengchong, China［J］. Earth Plant SciLett, 1983, 65: 263～275
238 Zhu B Q. Geochemical evidences for the southern China block being a part of Gondwana［J］. J S Asian Earth Sci, 1994, 9: 319～324
239 李昌年．火成岩微量元素岩石学［M］．武汉：中国地质大学出版社，1992.195
240 Le Bas N J, Le Maitre R W, Streckeisen A, et al. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali－silica diagram［J］. J Petrol, 1986, 27: 725～750
241 杜乐天．烃碱流体地球化学原理［M］．北京：科学出版社，1996.1～551
242 Pearce J A. Trace element characteristics of lavas from destructive plateboundaries［C］. Thorpe R S. Andesite, Chichester: wiley, 1982.525～548
243 Pearce J A. 玄武岩判别图“使用指南”［J］．国外地质，1984（11）：1～13
244 Jian－Xin Zhao. Geochemical and Sm－Nd isotopic study of amphibolites in the sourthern Arunta Inlier, Central Australia: evidence for subduction at a Proterozoic continental margin［M］. Pre－cambrian Research, 1994, 65（1）: 71～94
245 Li X H, Zhao J X, McCulloch M T, et al. JSawkins Geochemical and Sm－Nd isotopic study of Neoproterozoic ophiolites from southeastern China: Petrogenesisandtectonicimplication［J］. Precamb. Res, 1997, 81: 129～144
246 Pharaoh T. C. and Pearce J. A. Geochemical evidence for the geotectonic setting of early Proterozoic metavolcanic sequences in Lapland［J］. Precambrian Research, 1984, 25（1～3）: 183～308

247 Sun S－S, Nesbitt R W and Sharaskin A Y. Geochemical characteristics of mid－ocean ridge basalts. Earth Planet Sci Lett, 1979, 44 (1): 119～138

248 Hsu K J, Sun S, Li J, et al. Mesoanic overthrust tectonics in South China [J]. Geology, 1989, 16: 418～421

249 Sivell W J. Amphibolites from the Entia gneiss complex, Eastern Arunta Inlier: Geochemical evidence for a Proterozoic transition from extensional to compressional tectonics [J]. Precambrian Research, 1988, 38 (3): 235～255

250 Halden N M. Exitence of a marginal basin within the Circum－Superior Belt: geochemical evidence from the Churchill－Superior boundary in Manitoba, Canada [J]. Precambrian Research, 1991, 49 (1～2): 167～183

251 徐启东. 滇中大红山岩群变质火山岩类的原岩性质和构造属性 [J]. 地球化学, 1998, 27 (3): 422～431

252 Wood D A, Joron J L, Treuil M. A re－appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic setting [J]. Earth Planet Sci Let, 1979, 45: 326～336

253 赵振华. 微量元素地球化学原理 [M]. 北京: 科学出版社, 1997

254 Sun S S, McDoonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes [N]. Geol Soc Spec Pub, 1989, 42: 313～345

255 Meschede M. A method of discriminating between different types of mid－ocean ridge basalts and continetal tholeiites with the Nb－Zr－Y diagram [J]. Chem Geol, 1986, 56: 207～218

256 Mahoney J J, le Roex A P, Peng Z, et al. Southwestern limits of Indian Ocean ridge mantle and the origin of low $^{206}Pb/^{204}Pb$ mid－Ocean ridge basalt: isotope systematics of the central Southwest Indian Ridge (17°～50°E) [J]. J. Geophy Res, 1982, 97: 19771～19790

257 Michard A. Rare earth element systematic in hydrothermal fluids [J]. Geochimicaet Cosmochimica Acta, 1989, 53: 745～750

258 涂光炽. 低温地球化学 [M]. 北京: 科学出版社, 1998. 100～300

259 刘继顺. 喷流沉积成矿作用研究的若干问题 [J]. 矿产与地质, 1996, 10 (1)

260 王中刚, 于学元, 赵振华, 等. 稀土元素地球化学 [M]. 北京: 科学出版社, 1989. 290～300

261 Klinkhammer G P, Elderfield H, Edmond J M, et al. Geochemical implications of rare earth elements patterns in hydrothermal fluids from mid－ocean ridges [J]. Geochimicaet Cosmochimica Acta, 1994, 58: 5105～5113

262 Wilson M. Igneous Petrogenesis [M]. London: Unwin Hyman, 1989. 1～466

263 Condie K C. Geochemical change in basalts and andesites across the Archaean－Proterozoicundary: Identification and significance [J]. Lithos, 1989, 23: 1～18

264 Boynton W V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies [J]. Dev Geochem, 1984, 2: 63～114

265 Winchester J A, Floyd P A. Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed igneous rocks [J]. Earth planet Sci lett, 1976, 28: 459～469

266 孙书勤, 汪云亮, 张成江. 玄武岩类岩石大地构造环境的 Th、Nb、Zr 判别 [J]. 地质论评, 2003, 49 (1): 40～47

267 汪云亮, 张成江, 修淑芝. 玄武岩类形成的大地构造环境的 Th/Hf－Ta/Hf 图解判别 [J].

岩石学报，2001，17（3）：0413～0421

268 颜耀阳．玄武岩的构造环境判别及其多解性分析［J］．国外前寒武纪地质，1994，68（4）：71～75

269 吴泰然．玄武岩的构造环境判别［J］．岩石学报，1991（3）：81～87

270 Humphris S E. The mobility of the rare earth elements in the crust［C］. In: Henderson P ed. Rare Earth Element Geochemistr Amsterdam: Elsevier. 1984. 317～342

271 Hanan K L, Golding S D, Heerbert H K, et al. Contrasting alteration assemblages in metabasites from Mount Isa, Queensland: Implications for copper ore genesis［J］. Econ Geol, 1993, 88: 1135～1175

272 曾志刚，翟世奎，赵一阳，等．大西洋中脊 TAG 热液活动区中热液沉积物的稀土元素地球化学特征［J］．海洋地质与第四纪地质，1999，19（3）：59～66

273 朱炳泉，等．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，1998

274 陈毓蔚，朱炳泉．矿石铅同位素组成特征与中国大陆地壳的演化［J］．中国科学（B 辑），1984（3）

275 Ludwig R. K. ISOPLOT—a plotting and regression program for radiogenic －isotope data［R］. Version 2. 57. U. S. Geol Surv Open File Rept, 1991（91－445）: 40

276 翟明国，从柏林，乔广生，等．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，1990（4）：1～11

277 Zhu B Q, Li X H, Liu B L. Three－component mixing and four system recycling models for explaining Nd－Sr－Pb isotopic correlation of suboceanic and subcontinental mantles［J］. Science in China（B）, 1990, 33: 757～768

278 Zhu B Q, Wang H F. Geochromology of and Nd－Sr－Pb isotopic evidences for mantle source in the ancient subduction zone beneath Sanshui Basin. Guangdongprovince. China［J］. Chinese Journal of Geochemistry, 1989, 8（1）: 65～71

279 Zhu B Q. Evidemce of isotopic systematics from crust and mantle for chemical heterogeneities of terranes［J］. Chinese Science Bulletin, 1991, 36（15）: 1279～1282

280 Hu A Q, Zhu B Q, Mao C X, et al. Geochronology of the Dahongshan group［J］. Chinese Journal of Geochemistry, 1991, 10（3）: 195～203

281 Burke WH, Denison RE, Hetherington EA, et al. Variation of seawater $^{87}Sr/^{86}Sr$ throughout phanerozoic time［J］. Geology, 1982（10）: 516～519

282 冯本智，等．康滇地区前震旦纪地质与成矿［M］．北京：地质出版社，1990. 1～202

283 吴懋德，等．云南昆阳群地质［M］．昆明：云南科技出版社，1990. 1～265

284 Sengor A. M., et al. Evolution ofthe Altaid tectonic collage and palaeozoic crustal growth in Eurasia［J］. Nature, 1993（2）: 299～307

285 杨巍然，等．造山带结构与演化的现代理论和研究复发——东秦岭造山带剖析［M］．北京：中国地质大学出版社，1991

286 Hofmann A W, Jochum K P, Seufert M, et al. Nb and Pb in oceanic basalts: new contraints on mantle evolution［J］. Earth Planet Sci Lett, 1986, 79: 33～45

287 Zhang Z W, Zhu B Q, Cai K Q, et al. Lead isotopic steep－dipping zone and mineralization—An example from mineral deposits contracted area in East Qinling China［J］. J China Univ Geosci, 2000, 11（1）: 287～294

288 Tapponnier P, Lacassin R, Leloup P H. The Ailao Shan/Red River Metamorphic belt: Tertiary leftlateral shear between Indochina and South China [J]. Natrue, 1990, 343: 431 ~437

289 Scharer U, Zhang L S, Tapponnier P. Duration of strike - slip movement in large shear zones: The Red River belt, China [J]. Earth Planet Sci Let, 1994, 126: 379 ~397

290 Harrison T M, Chen Wenji, Leloup P H, et al. An early Miocene transition in deformation regime within the Red River Fault zone, Yunnan, and its significance for Indo - Asian tectonics [J]. J Geophys Res, 1992, 97 (B5): 7159 ~7182

291 Leloup P H, Lacassin R, Tapponnier P, et al. The Ailao shan - Red River shear zone (Yunnan, China), tertiary transform boundary of Indochina [J]. tectonophysics, 1995, 251: 3 ~84

292 Li Xianhua. Timing of the Cathaysia Block formation: Constraints from shrimp U - Pb zircon geochronology [J]. Episodes, 1997, 20 (3): 188 ~192

293 Humler E, Thirot J L, Montagner J P. Global correlations of mid - ocean - ridge basalts chemistry with seismic tomographic image [J]. Nature, 1993, 364: 225 ~228

294 Yin A, Harrison T M. Geologic evolution of the Himalayan - Tibetan orogen [J]. Ann Rev Earth Planet Sci. 200, (inpress)

295 Sengor A M. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleosoic crustal growth in Eurasia [J]. Nature, 1993, 364: 298 ~306

296 Dong Y P, Zhu B Q, Chang X Y. Tectonic implications of the isotopic geochemical steep zone in eastern Yunnan, China [J]. Chinese Sic Bull, 1999, 44 (Supp. 2): 195 ~196

297 Bodnar R J, Beane R E. Temporal and spatial variations in hydrothermal fluid characteristics during vein filling in preore cover overlying deeply buried porphyry copper - type mineralization at Red Mountain, Arizona [J]. Economic Geology, 1980, 75: 876 ~893

298 Haynes, F. M. and Schrijver, k. Labrador 地槽中部地区退变质期间铜再活化的流体包裹体证据 [J]. 沈建忠, 党泽发译. 国外矿床地质, 1991, 3: 15 ~32

299 卢焕章, 范宏瑞, 倪培, 等. 流体包裹体 [M]. 北京: 科学出版社, 2004. 172 ~406

300 Potter R W Ⅱ, Clynne M A, Brown D L. Freezing point depression of aqueous sodium chloride solutions [J]. Economic Geology, 1978, 73: 282 ~285

301 中国科学院地球化学研究所包裹体实验室. 矿物中包裹体研究 [M]. 北京: 科学技术文献出版社, 1980. 1 ~188

302 Zhang Y G, Frantz J D. Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl - KCl - $CaCl_2$ - H_2O using synthetic fluid inclusions [J]. Economic Geology, 1987, 64: 335 ~350

303 Brown P E, Lamb W M. P - V - T properties of fluids in the system $H_2O \pm CO_2 \pm NaCl$: new Graphical presentations and implications for fluid inclusion studies [J]. Geochim Cosmochim Acta, 1989, 53: 1209 ~1221

304 刘斌, 沈昆. 流体包裹体热力学 [M]. 北京: 地质出版社, 1999. 1 ~140

305 卢焕章, 李秉伦, 沈昆, 等. 包裹体地球化学 [M]. 北京: 地质出版社, 1990. 1 ~242

306 何知礼. 包裹体矿物学 [M]. 北京: 地质出版社, 1982. 1 ~304

307 Vapnik Y, Moroz I. Compositions and formation conditions of fluid inclusions in emerald from the Maria deposit (Mozambique) [J]. Mineralogical Magazine, 2002, 66 (1): 201 ~203

308 Crawford. M. L.. Fluid inclusions in metamorphic rocks - low and medium grade: Fluid inclusions. Applications to petrology, 1981: 157 ~176

309 Roedder, E.. Fluid – inclusion evidence on the environment of formation of mineral deposits of the southerm Appalachian valley [J]. Ecom. Geol., 1971, Vol. 66, p 777 ~ 791

310 李峰，庄风良，杨海林. 滇西大平掌铜多金属矿床流体包裹体研究 [J]. 岩石学报，2000，16 (4)：0581 ~ 0586

311 Rose, A. W.. The effect of Cuprous chloride complexes in the origin of red – bed copper and related deposits. Ecom . Geol., 1976, Vol. 71, p 1036 ~ 1048

312 Peng Z C, Zartman R E, Fuda E, et al. Pb – , Sr – , and Nd – isotopic systematics and chemical characteristics of Cenozoic basalts, Eastern China [J]. Chemical Geology, 1986, 59: 3 ~ 33

313 Basu A R, Xie G H, Huang A K., et al . Major element, Ree, and Pb , Nd and Sr isotopic geochemistry of Cenoaoic volcanic rocks of eastern China: implications for their origin from sub – oceanic – type mantle reservoirs [J]. Earth Planet Sci Lett, 1991, 105: 149 ~ 169

314 Yu J, Gui X. Isotope geochemistry of granitoids [A]. In: Tu G. Chow T. Isotope Ceohsmistry Renearch in China [C]. Beijing: Science Press, 1998. 137 ~ 161

315 Zindler A. Nd、Sr and Pb isotopic systematics in a three compoment mantle, a new perspective [J]. Nature, 1982, 289: 519 ~ 523

316 Dupre B. A llehre C J. Pb – Sr isotope variations in Indian Ocean basalts and mixing phenamena [J]. Nature, 1986, 303: 142 ~ 146

317 Hart S R. A large – scale isotope anomaly in the southern hemisphere mantle [J]. Nature, 1984, 309: 753 ~ 757

318 Stolz A J, Jochun K P, Spettel B, et al. Fluid – and melt – related enrichment in the subarc mantle: evidence from Nb/Ta variations in island – arc basalts [J]. Geology, 1996, 24 (7): 587 ~ 590

319 White D E. Diverse origins of hydrothermal ore fluids [J]. Economic Geology, 1974, 69: 954 ~ 973

320 Campbell A , Rye D , Petersen U . A hydrogen and oxygen isotope study of the San Cristobal mine, Peru: implications of the role of water to rock ratio for the genesis of wolframite deposits [J]. Economic Geology, 1984, 79: 1819 ~ 1832

321 Tailor H P, Jr. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition [J]. Economic Geology, 1974, 69: 843 ~ 883

322 Clayton R N, O'Neil J R, Mareda T K. Oxygen isotope exchange between quartz and water [J]. Journal of Geophysical Research, 1972, 77 (17): 3057 ~ 3067

323 张理刚. 稳定同位素在地质科学中的应用 [M]. 西安：陕西科学技术出版社，1985. 11 ~ 64

324 魏菊英，等. 同位素地球化学 [M]. 北京：地质出版社，1988

325 Ohmoto H. Stable isotope geochemistry of ore deposits [J]. Reviews in Mineralogy, 1986, No. 16

326 魏菊英，王关玉. 同位素地球化学 [M]. 北京：地质出版社，1988

327 Lovering, T. S.. Sulfide ores formed from sulfide – deficient solutions [J]. Econ. Geol., 1961, Vol. 56, 1, p 68 ~ 99

328 [德] Jochen Hoefs. 稳定同位素地球化学 [M]. 刘季花，石学法，卜文瑞译. 北京：海洋出版社，2002. 83 ~ 124

329 Tkacova K. Mechamical Acativation of Minerals. Amstirdam Elsevier, 1989
330 朱炳泉. 固体地球科学的同位素体系理论 [M]. 北京: 科学出版社, 1998. 321
331 汪明启. 铅同位素地球化学勘查方法及其应用 [J]. 地质地球化学, 1991 (6): 37 ~ 40, 43
332 常向阳, 朱炳泉. 块体划分的 Pb 同位素三维空间特征值的等值线处理方法. 见: 壳幔演化与成岩成矿同位素地球化学 [C]. 北京: 地震出版社, 1993. 171 ~ 172
333 Gulson BL. Lead isotopes in mineral exploration [J]. In: Developments in Economic Geology. Amsterdam: Elsevier, 1986. 1 ~ 245
334 丁悌平. 氢氧同位素地球化学 [M]. 北京: 地质出版社, 1980
335 戚长谋. 地球化学通论 [M]. 北京: 地质出版社, 1994
336 中国科学院矿床地球化学开放研究实验室. 矿床地球化学 [M]. 北京: 地质出版社, 1997
337 刘英俊, 曹励明. 元素地球化学导论 [M]. 北京: 地质出版社, 1987
338 Barnes, H. L. . Geochemistry of hydrothermal ore deposits. End Edition, John wiley, New York, 1979, p 405 ~ 461
339 Whalen J B, Currie K L, Chappell B W. A - type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis [J]. Contrib Mineral Petrol, 1987, 95: 407 ~ 419
340 廖士范. 矿床地球化学 [M]. 北京: 科学出版社, 1997
341 黄薰德, 等. 地球化学找矿 [M]. 北京: 地质出版社, 1986
342 王彤. 应用碱磷值鉴别玄武岩类型 [J]. 地质实验室, 1985 (1)
343 陶正章. 地球化学找矿 [M]. 北京: 地质出版社, 1981
344 张海祥, 孙大中, 朱炳泉. 庐山星子群变质基性火山岩的地球化学特征及大地构造意义 [J]. 岩石学报, 1999, 15 (1): 0372 ~ 0378
345 裴荣富, 等. 难识别及隐伏大矿、富矿资源潜力的地质评价 [M]. 北京: 地质出版社, 2001. 140 ~ 158
346 郑明华. 现代成矿学导论 [M]. 重庆: 重庆大学出版社, 1988
347 Foley S., Peccerillo A. Potassic and ultrapotassic magmas and their origin [J]. Lithos, 1992 (2): 8
348 Pitcher W S. Granite type and tectonic environment [M]. Mountain Building Processes, 1983
349 Monteiro J H., Carcalho D. Submarine explosive volcanism and sulfide deposition in ancient active margins: the case of the Iberian Pyrite Belt [J]. Mar Geol, 1986, No. 59
350 卢作祥, 范永香, 刘辅臣. 成矿规律和成矿预测学 [M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1988
351 Li Xianhua. Geochemistry of the Longsheng ophiolite from the southern margin of Yangtze craton, SE China [J]. Geochemical Journal, 1997, 31: 323 ~ 337
352 Li Z X, Zhang L, Powell C M. South China in Rodinia: part of the missing link between Australia East Antarctica and Laurentia? [J]. Geology, 1995, 23: 407 ~ 410
353 Li Z X, Li X H, Kinny P D, et al. The breakup of Rodinia: Did it start with a mantle plume beneath South China? [J]. Earth Planet Sci Lett, 1999, 173: 171 ~ 181
354 [日]立见辰雄. 火山活动与成矿作用 [C]. 桂林冶金地质研究所, 1974
355 Soott, S. D. Seafloor polymetallic sulfides: scientific curiosfies or mines of the future [J]. Marine Minerals, 1987
356 Henley R W, Thornley P. Some geothermal aspects of polymetallic massive sulfide formation [J].

Econ. Geol, 1979, No. 74

357 邱家骧，林景仟. 岩石化学 [M]. 北京：地质出版社，1991. 86～242

358 Sangster, D. F. and Scott, S. O.. Precambrian stratabound massive Cu – Zn – Pb ores of North America [C]. In: wolf. K. H., ed.. Handbook of strata – bound and statiform ore deposits. Amsterdam, Elsevier, 1976, Vol. 6, p 129～222

359 Susak, N. J. and Crerar, D. A.. Factors controlling mineral zoning in hydrothermal ore deposits [J]. Econ. Geol., 1982, Vol. 77, p 476～482

360 陈毓川. 当代矿产资源勘查评价的理论与方法 [M]. 北京：地震出版社，1999

361 朱炳泉，常向阳，邱华宁，等. 云南前寒武纪基底形成与变质时代及其成矿作用年代学研究 [J]. 前寒武纪研究进展，2001，24 (2)：0075～0082

362 Sawkins, F. J.. Metal deposits in relation to plate tectonics [M]. Springer – Verlag, 1984

363 Hsu K J, Li Jiliang, Chen Haihong, et al. Tectonics of South China [C]. Key to understanding West Pacific Geology. Tectonophysics, 1990, 183: 9～39

364 Chen J F, Foland K A. Magmatism along the southeast margin of the Yangtze block, Precambriann collision of Yangtze and Cathysia blocks of China [J]. Geology, 1991, 19: 815～818

365 秦德先，燕永锋，田毓龙，等. 大红山铜矿床的地质特征及成矿作用演化 [J]. 地质科学，2000，35 (2)：129～139

366 隗合明. 海底喷流－沉积成矿说及其找矿意义 [J]. 地质科技情报，1987 (4)

367 Hickey – Vrgas R. Origin of the Indian Ocean – type isotopic signature in basalts from Philippine Sca plate spreading centers: An asseasment of local versus large – scale processes [J]. J Geophy Res, 1998, 103 (B9): 20963～20979

368 Dosso L, Bougaukt H, Langnauir C, et al. The age and distribution of mantle heterogeneity along the mid Atlantic ridge (31°～41°N) [J]. Earth Planet Sci lett., 1999, 170: 269～286

369 Hofmann A W. Origin of the Hawaiian mantle plume [J]. China Sci Bull, 1998, 43 (supp.): 52

370 赫英. 比较矿床学导论 [M]. 西安：西北工业大学出版社，1996. 1～118

371 涂光炽，李朝阳. 浅谈比较矿床学 [J]. 地球化学，2006 (1)：1～5

372 施林道. 中国细碧－石英角斑岩的成因、演化及分类、命名探讨 [J]. 地质与勘探，1982 (2)

373 夏林圻，夏祖春. 细碧角斑质火山岩若干问题 [J]. 中国地质科学院西安地质矿产研究所所刊，1987，第19号

374 Castillo P R. The Dupal anomaly as a trace of the upwetliag lower mantle [J]. Nature, 1988, 336: 667～670

375 Klein E M, Lamgmuir C H, Zindler A, et al. Isotope evidence of a mantle convection boundary at the Australian – Antarctic discordance [J]. Nature, 1988, 333: 623～628

376 Mahoney J J, Frei R, Tejada M L G, et al. Tracing the Indian ocean mantle domain through time: Isotopic results from old west Indian, East Tetbyan, and South Pacific seafloor [J]. J Petrology, 1998, 39: 1285～1306

377 Pyle D G, Chrintie D M, Mahiney J J. Resolving an isotopic boundary within the Australian – Antaretic discordance [J]. Earth Planet sci lert, 1992, 112: 161～178

378 葛文春，李献华，李正祥，等. 桂北龙胜丹洲群火山岩的地幔源区及大地构造环境 [J]. 长春科技大学学报，2001，31 (1)：20～24

379 李方夏．东南亚地质矿产与矿业经济［M］．云南省地质矿产局、云南省计划委员会．1995，2：97～101
380 常向阳，朱炳泉，邹日．铅同位素系统剖面化探与隐伏矿深度预测［J］．中国科学（D辑），2000，30（1）：33～39
381 陈先沛．热水沉积成岩成矿作用的研究进展［J］．岩石矿物地球化学，1988（2）：102～104
382 戴自希，白冶，吴初国，等．中国西部和毗邻国家铜金找矿潜力的对比研究［M］．北京：地震出版社，2001
383 谈树成．个旧锡－多金属矿床成矿系列研究［D］．博士论文，昆明理工大学，2004. 39～66
384 Shi Y，Shu L，Brewer R C，et al. Late Proterozoic terrane tectonics in the central Jiangnan belt，southeast China［J］. South American Earth Sci，1994（3/4）：367～375
385 陈毓川，朱裕生，等．中国矿床成矿模式［M］．北京：地质出版社，1993. 124～130
386 裴荣富．中国矿床模式［M］．北京：地质出版社，1995
387 朱裕生，等．成矿地质背景分析［M］．北京：地质出版社，1997
388 Crerar，D. A. and Barnes，H. L. . Ore solution chemistry V. solubilities of chalcopyrite and chalcocite assemblages in hydrothermal solutions at 200℃ to 500℃［J］. Econ. Geol.，1976，Vol. 23，p772～794
389 Ruaya，J. R. . Estimation of instability constants of metal chloride complexes in hydrothermal solutions up to 300℃［J］. Geochim. Cosmochim Acta，1988，Vol. 52，p1983～1996
390 Steelfel，C. I. . Putting transport into water－rock interaction models［J］. Geology，1992，Vol. 20，p680～684
391 Spooner，E. T. C. . Magmatic sulphide/Volatile interaction as a mechanism for producing chalcophile element enriched，Archean Au－Quartz，epithermal Au－Ag and Au skarn hydrothermal ore fluids［J］. Geology Rew.，1993，Vol. 7，p359～379
392 颜文．沉积改造铜矿床地球化学［D］．博士论文，中国科学院地球化学研究所，1993. 6～167
393 谭凯旋．中国云南砂页岩铜矿床地质地球化学和找矿动力学研究［D］．博士论文，1994
394 Helgenson，H. C.，et al. Theoretical prediction of the thermodynamic behavior of aqueous electrolytes at high pressures and temperatures［J］. Amer. J. Sci.，1981，10：p1249～1516
395 林传仙，白正华，张哲儒．矿物及有关化合物热力学数据手册［S］．北京：科学出版社，1985. 118～136
396 周宏春，王瑞江，陈仁义，等．中国矿产资源形势与对策研究［M］．北京：科学出版社，2005. 82～96
397 何金周．矿床勘探大矿体理论及其实践［M］．北京：地质出版社，1998
398 杨荣兴．再论细碧－角斑岩系及成因［J］．矿产与地质，2000，14（2）：109～113
399 王德滋，等．火山岩岩石学［M］．北京：科学出版社，1982
400 赵鹏大．矿产勘查理论与方法［M］．北京：中国地质大学出版社，2001. 109～113
401 李大心．地球物理方法综合应用与解释［M］．北京：中国地质大学出版社，2003. 84～122
402 林石．地球物理勘查在探明隐伏大井锡铜多金属矿床中的应用［J］．国外地质勘探技术，1997（5）：1～5
403 曹洛华，等．在有色金属矿产勘查中综合物探的应用［J］．物探与化探，1997，21（6）：

426～434
404 陈骏，王鹤年主编．地球化学［M］．北京：科学出版社，2004.301～387
405 吴承烈，徐外生，刘崇民．中国主要类型铜矿勘查地球化学模型［M］．北京：地质出版社，1998.139～165
406 吴承烈．建立矿产地球化学模型－模式系统［J］．物探与化探，1993，17（3）：161～165
407 刘崇民，徐外生．隐伏矿的地球化学异常模式及其应用［J］．地矿部物化探所所刊，1994（6）：160～186
408 史长义，张金华，黄笑梅．中国铜多金属矿田区域地质地球化学异常结构模式及预测评价［M］．北京：地质出版社，2000.33～104
409 张贻侠．矿床模型导论［M］．北京：地震出版社，1993
410 刘崇民，等．大型铜多金属矿床地球化学异常评价指标的量化研究［J］．物探与化探，2000，24（4）：241～249
411 张义彬．遥感技术用于铜矿床研究及运用［J］．遥感与地质，1990（3）
412 杨世瑜，杨合荣，钟昆明，等．云南铜矿床遥感影像线－环结构及其找矿意义［R］．昆明理工大学矿产地质研究所科研报告，1995
413 杨世瑜，王瑞雪．矿床遥感地质问题［M］．昆明：云南大学出版社，2003
414 侯德义．找矿勘探地质学［M］．北京：地质出版社，1990
415 王学术．寻找和识别隐伏大型特大型矿床的勘查地球化学理论方法与应用［J］．物探与化探，1998，22（2）：81～89

后　记

2008年是我国主办奥运会盛事之年，也是云南省有色地质局建局55周年的喜庆日子。适逢盛世，撰写此书，作为向云南省有色地质局建局五十五周年的献礼。

本书是以实施的中国地质调查局国土资源大调查项目《云南景谷—金平地区铜矿评价》（编号：200010200112）的部分成果及本人博士学位论文《云南省金平县龙脖河铜矿火山成矿作用及综合信息成矿预测》的主要研究成果为基础经系统修改编写完成的。本书是基础理论应用于找矿实践紧密结合的研究成果，对同类矿床地质研究及区域找矿勘查具有参考价值。

在我攻读博士学习期间，从课程学习、论文选题、章节布局、难点处理、进度安排等方面，都得到了我的导师秦德先教授和陈耀光教授级高工的悉心指导，他们还亲自对论文进行了修改和润色。有道是“学高为师，身正为范”，他们那渊博的知识，朴实的作风，严谨的治学风范，兢兢业业育人、为科学事业忘我的敬业精神，平易近人、甘为人梯的崇高师德，使我受益匪浅，师生情谊终生难忘。在此，向秦老师和陈老师表示最诚挚的感谢。

在我博士学习期间，昆明理工大学杨世瑜教授、高建国教授、李峰教授、刘星教授、李元教授、李文尧教授，中国科学院贵阳地球化学研究所黄智龙研究员等给予了我很多的关心和帮助。他们的学术思想对我研究思路的开拓起到了重要的作用，他们的研究成果对我的学位论文撰写予以极大启发。庄凤良高工、周梅高工、谈树成博士、陈爱兵博士等给了我大力协助。研究生院和国土资源工程学院、地球科学系的领导和老师给予了多方面的关心，还有很多师兄和同学对我非常关心和支持，在此一并致以衷心的感谢。

在野外勘查与室内研究期间，得到了云南省有色地质局原总工程师任治机教授级高工、副总工程师赵重顺教授级高工、郑庆鳌高工，局副总工程师兼局地调院总工程师晏建国教授级高工、西北有色地质研究院副院长郭健教授级高工、张云峰、李领军、张蓉高工等的帮助与指导；得到了云南省有色地质三〇八队原队长罗玉福、副队长谭木昌（现任队长）、原总工程师徐金祥高工、孙绍有高工、毛云忠高工等同志的很多帮助与配合，更得益和他们共同探讨了许多学术问题。

该书的出版得到了云南省有色地质局局长、高级工程师郭远生博士，书记尉琪瑛，副局长、高级工程师李光斗、孔利华、罗玉福的支持和鼓励；得到局机关各处室领导、同事的指导与关心，在此表示衷心感谢。

在本书的编写和出版过程中，一直得到了蒋志文教授级高工的大力支持和热心指导，出版校对得到了张红英工程师的有力协助。著者在此表示深切谢意。

我还要特别感谢我的妻子和女儿，是她们无私的奉献、关心、理解与支持，激励着我顺利完成了学业和书稿。

本书共九章，文字约50万，插图108个，插表67个，附图及照片118幅。本

书编写由崔银亮主持，其编写分工：第一章和第九章由崔银亮编写；第二章由罗荣生、蒋顺德、陈耀光、崔银亮编写；第三章由崔银亮、蒋顺德、陈耀光编写；第四章由崔银亮、陈耀光、蒋顺德编写；第五章由蒋顺德、崔银亮、罗荣生编写；第六章由陈耀光、崔银亮、蒋顺德编写；第七章由崔银亮、罗荣生、蒋顺德编写；第八章由崔银亮、罗荣生编写。全书最终由崔银亮统审、定稿。云南省有色地质调查院图文中心参与了部分插图绘制。参加科研工作的同志还有：高俊、高永章、徐金祥、莫向云、杨金富、马洁、梁建、靳东、彭留伟、彭朝宇、张永生、严桂琼、常美芬、董丽芬、李文洪、朱建华、李良等。

本书参考了大量文献资料，一些在参考文献中列出，但难免挂一漏万，在此向已列出的文献作者致谢，也向未能列出的文献作者致谢、致歉！

还有许多人不能一一列出，但他们对我的帮助和启发，我将永远铭记在心。

由于作者水平所限，书中不足和不妥之处，敬请专家、学者批评指正。

本书的出版得到了云南省科技厅技术创新人才基金的资助。

著　者：崔银亮

2008 年 10 月于昆明