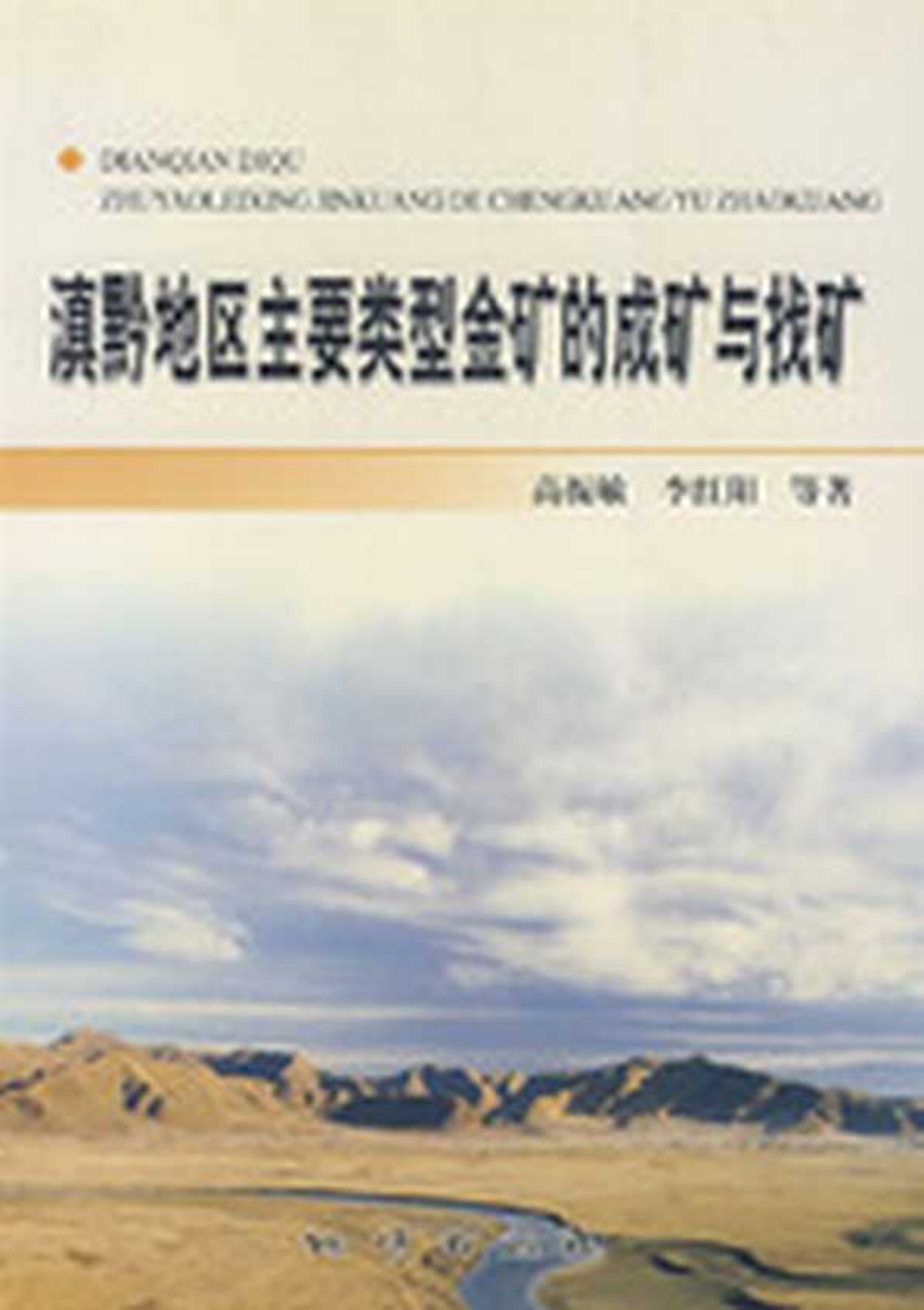
DIANQIAN DIQU
ZHUYAOLEIXING JINKUANG DE CHENGKUANG YU ZHAOKUANG

滇黔地区主要类型金矿的成矿与找矿

高振敏　李红阳　等著



序

滇黔地区的锡、铅、锌、汞、铜等金属储量及产量多年来在我国一直名列前茅，开发历史也较长，研究程度也较高。相比之下，该区金的储量及产量却相形见绌。金矿床的发现、开发多数在20世纪80年代开始之后，有的金矿床类型，如红色黏土型金矿，甚至晚到90年代才被人们认知和确定。这样，滇黔地区金矿开发利用与研究程度也就薄弱一些。

高振敏等同志的专著《滇黔地区主要类型金矿的成矿与找矿》在一定程度上弥补了这一主要由于客观因素导致的研究程度较薄弱的欠缺。专著较系统地回顾和总结了滇黔卡林型、红色黏土型、变质碎屑岩型、富碱斑岩型及现代热泉型等5种类型金矿床的地质地球化学特征、成矿模式、找矿方向等。这种总结，尽管还是初步的，但已显示出了对今后滇黔找金矿的益处。而且，它对我国其他地区的金矿普查和研究也有所裨益。上述5种金矿类型中的4种，即卡林型、红色黏土型、富碱斑岩型和现代热泉型，目前在我国主要产出于滇、黔及接壤地区。将滇黔的这些类型金矿床系统进行总结，也就为全国范围这些类型的总结做了最必要的准备。

专著还就滇黔地区若干典型金矿床，如老万场、上芒岗、北衙、丹寨等作了较深入的剖析与对比。这些矿床不仅对我国矿床界较生疏，而且金矿界人士也知之不多。它们不仅发现较晚，而且地处边远，加大了工作难度，因而，已发表的研究文章为数甚少。

基于上述，我想我国的矿床界人士将会十分欢迎这本专著的出版。

涂光炽

2002年5月9日

前　言

中国西南滇黔地区是我国金矿的一个重要矿集区，已知卡林型、红色黏土型、富碱斑岩型及现代热泉型等金矿床主要集中分布在该区。

卡林型金矿亦称沉积岩型、微细粒浸染型金矿，是一种重要的金矿类型，主要成群成带集中分布在中国的滇-黔-桂、陕-甘-川、滇西3个"金三角"地带及美国内华达州及附近地区。特别是滇-黔-桂"金三角"卡林型金矿集中区又是我国卡林型金矿床发育的典型地区。而滇西卡林型金矿区，是近几年新发现的卡林型金矿成矿区，其区域地质与矿区地质地球化学特征，与我国滇-黔-桂、陕-甘-川两个"金三角"地区及美国西部地区的卡林型金矿床具有许多相似之处，具有很大的找矿潜力和远景。

红色黏土型金矿床是近年来发现的一种与表生作用有关的重要的金矿新类型，主要集中分布在中国西南地区，其与国外典型红土型金矿床既具有某些相似性，又有十分明显的差异。由于红色黏土型金矿床具有易开采、易选冶、经济价值大等特点，已引起越来越多的重视。

滇西"三江"地区与富碱侵入岩(斑岩)有关的金矿，也是近年发现的金矿新类型，该类型金矿床明显受我国重要的哀牢山-金沙江富碱侵入岩带的控制，空间上形成富碱斑岩型金矿成矿带。

此外，以云南腾冲为代表的现代热泉型金矿，以及以云南墨江、镇沅老王寨，黔东天柱为代表的变质碎屑岩型金矿，也是我国西南地区值得进一步深入研究的重要金矿床类型。

滇黔地区不同类型金矿的集中产出，与中国西南地区独特的大地构造环境有关。其在地域上的特异性、成矿条件与方式的多样性、矿床类型的独特性，造就了其在中国及世界金矿地质上的独树一帜。

因此，总结我国西南地区主要类型金矿的成矿地质背景、时空分布、矿床地质地球化学特征、控矿因素、成矿规律与找矿方向，对我国西南地区乃至全国金矿地质勘查，都是十分必要的。西南地区是我国西部大开发的重要地区之一，该区少数民族众多，并与缅甸、老挝和越南接壤。因此，通过金矿床的勘探和开采，促进我国西南地区经济发展，对促进民族团结，增强国力和促进亚洲经济发展，争取良好的和平国际环境都具有十分重要的意义。

在"七五"、"八五"金矿地质科技攻关的基础上，中国科学院于1997年下达

了“我国金矿找矿与选矿关键理论及技术研究”项目，中国科学院地球化学研究所负责“滇黔地区不同类型金矿成矿模式及找矿预测”(KZ951－A1－40402)专题研究；1998年承担了国家自然科学基金项目“中国西南地区红色黏土型金矿研究”(49873021)；同年，受云南省省科委和中科院委托，与核工业云南地质调查队、云南省黄金局共同承担了云南省院校科技合作项目“云南潞西上芒岗金矿及外围成矿预测和找矿研究”(YK98008－4)课题。

上述研究课题旨在应用地质学新理论、新技术和新方法，以现代地质成矿理论为指导，在已有金矿地质资料的二次开发的基础上，开展了研究，系统归纳总结我国西南地区金矿地质特征和成矿规律，指导地质找矿工作。上述3个项目各有侧重，相互配合，联合攻关，历经3年半时间，在中国科学院、国家自然科学基金委员会、云南省科委等有关领导的关怀和帮助下，通过专题组全体人员的共同努力，圆满地完成了立项时要求的各项任务，在我国滇黔地区金矿区域成矿地质背景、成矿规律、矿床类型、矿床地质地球化学特征、典型矿床解剖和找矿方向及国内外对比研究等方面，特别是云南上芒岗卡林型金矿、贵州丹寨卡林型金矿、云南上芒岗红色黏土型金矿、贵州老万场红色黏土型金矿、云南墨江变质碎屑岩型金矿、云南西部与富碱斑岩有关的典型金矿床地质地球化学特征、成矿规律及找矿预测研究工作取得了多方面的重要进展。

(1)以含矿岩系为基础，将我国西南地区金矿床划分为卡林型、红色黏土型、变质碎屑岩型、富碱斑岩型和现代热泉型五大类主要金矿床类型(未包括砂矿和与中酸性侵入岩有关的金矿床)。

(2)系统总结了我国西南地区卡林型金矿的基本特征和控矿因素，并与美国卡林型金矿进行了系统对比分析，认为我西南地区的卡林型金矿与美国卡林型金矿基本相似，特别是成矿大地构造背景极为相似。这些认识不仅深化了卡林型金矿成矿理论的研究，而且，对我国西南地区卡林型金矿找矿工作具有重要的指导意义。

(3)在总结我国西南地区卡林型金矿基本特征与成矿因素的基础上，对我国西南地区云南潞西上芒岗，贵州丹寨、紫木凼典型卡林型金矿床进行了详细解剖，论述了各典型矿床的成矿地质背景、地质地球化学特征和成矿模式，明确提出上芒岗卡林型金矿床与美国卡林金矿床十分类似，其区域找矿远景和深部找矿潜力十分可观。

(4)从红色黏土型金矿的基本概念、时空分布、主要地质特征、金的迁移富集机制等方面，系统而全面地总结了我国西南地区红色黏土型金矿的基本特征和成矿控制因素，第一次详细论述了我国西南地区红色黏土型金矿与国外红土型金矿的差异，明确提出我国红色黏土型金矿与国外红土型金矿虽然具有相似

之处，但是存在很大的差异，认为我国红色黏土型金矿矿石的红土化作用不完全，去硅作用不彻底，红土化作用只达到黏土阶段，即红土化的初—中级阶段，不宜套用国外的红土型金矿模式，以称之为红色黏土型金矿为宜。

(5)在总结我国西南地区红色黏土型金矿基本特征与成矿因素的基础上，对云南潞西上芒岗、贵州老万场等典型红色黏土型金矿床进行了详细的解剖，系统而全面地论述了红色黏土型金矿床的地质地球化学特征，极大地丰富了我国红色黏土型金矿床的理论研究。

(6)对云南北衙与富碱斑岩有关的金矿、墨江变质碎屑岩型金矿进行了解剖，分析了其区域地质背景和地质地球化学特征，深化了我国西南地区不同类型金矿床的系统对比研究。

(7)在云南上芒岗金矿区首次运用X荧光、地电化学、γ能谱及氡气测量多种地球化学手段进行了全面而系统的地球化学勘查和成矿预测，取得十分明显的找矿预测效果。

本书是在“滇黔地区不同类型金矿成矿规律及找矿预测”、“云南潞西上芒岗金矿及外围成矿预测和找矿研究”科研报告和“滇黔地区金矿地质”、“滇黔鄂地区红色黏土型金矿床地质地球化学研究”及“富碱斑岩特征及其成岩成矿地球化学机制研究”博士后研究工作报告的基础上修编而成的，是课题组集体劳动的结晶。其中，前言，结束语，第一章第一、三节，第四章第三节，第五章第二节和第八章由高振敏、李红阳、罗泰义、夏勇执笔；第一章第二节，第二章，第三章，第四章第一、二节和第七章由李红阳、刘显凡、罗泰义执笔；第五章第一节，第六章由杨竹森、高振敏、饶文波执笔；第九章由陶琰、高振敏执笔；最后由高振敏、李红阳统编定稿。

需要强调的是，在研究期间和本书编写过程中，始终得到中国科学院资环局、计财局，中国科学院昆明分院，云南省科委，中国科学院地球化学研究所、地质与地球物理研究所、长沙大地构造研究所，昆明理工大学资源环境工程学院，西南有色地质勘查局，云南省地质矿产局，云南省地矿局第三地质大队，云南省黄金局，核工业云南地质调查队的领导与支持，特别得到了上述各单位的广大科研和技术人员大力帮助和支持，使本书编写得以顺利进行。笔者在此表示衷心的感谢，并致以崇高的敬意。

涂光炽院士对本书编写给予了多方指导和支持，并为本书作序，在此表示衷心感谢。

目　录

序

前　言

第一章　中国西南滇黔金矿区域地质背景与矿床类型 …… (1)

第一节　中国西南金矿区域地质背景 …… (1)

一、区域构造 …… (1)

二、区域地层及基底构成 …… (8)

三、主要岩浆活动 …… (13)

第二节　峨眉地幔热柱对我国西南地区某些金属矿床成矿的控制 …… (17)

一、引言 …… (17)

二、幔柱构造对成矿的控制 …… (18)

三、峨眉地幔热柱对我国西南地区某些金属矿成矿作用的控制 …… (23)

第三节　中国西南滇黔地区金矿床类型 …… (27)

一、金矿床的分类 …… (27)

二、中国西南地区主要金矿床类型 …… (27)

第二章　中国西南地区卡林型金矿基本特征及国内外对比 …… (30)

第一节　国内外卡林型金矿主要特征 …… (30)

一、区域空间分布特征 …… (30)

二、区域成矿构造背景 …… (30)

三、控矿构造 …… (32)

四、赋矿地层与岩性 …… (32)

五、火成岩 …… (33)

六、围岩蚀变 …… (33)

七、矿石类型及矿物成分 …… (34)

第二节　滇黔地区卡林型金矿基本特征 …… (35)

一、矿床空间分布特征 …… (35)

二、矿床时间分布特征 …… (39)

三、矿物组合与元素组合特征 …… (42)

四、围岩蚀变特征 …… (42)

五、成矿流体特征 …… (45)

第三章　中国西南地区卡林型金矿成矿因素及国内外对比 …… (49)

第一节　中国西南滇黔地区卡林型金矿成矿因素 …… (49)

一、成矿物质来源的地质体含金性分析 …… (49)
二、构造成矿控矿分析 …… (52)
三、热液蚀变 …… (54)
四、金的迁移方式与沉淀机制 …… (55)
五、成矿热动力源与成矿流体来源分析 …… (56)
第二节　国内外卡林型金矿成矿因素对比 …… (58)
一、构造与成矿 …… (59)
二、碳酸盐岩-碎屑岩建造与成矿 …… (59)
三、岩浆活动与成矿 …… (59)
四、热液蚀变矿化过程中的物质变化 …… (60)
五、热液蚀变与构造和矿化的空间关系 …… (62)
六、成矿热动力源与成矿流体来源分析 …… (62)
七、成矿系列与成矿模式 …… (63)

第四章　中国西南滇黔地区卡林型金矿床实例 …… (65)
第一节　云南潞西上芒岗卡林型金矿 …… (65)
第二节　贵州丹寨卡林型金矿 …… (79)
第三节　贵州紫木凼卡林型金矿 …… (93)

第五章　中国西南地区红色黏土型金矿基本特征及国内外对比 …… (102)
第一节　中国西南地区红色黏土型金矿基本特征 …… (102)
一、红色黏土型金矿的基本概念与分类 …… (102)
二、中国西南地区红色黏土型金矿地质特征及时空分布规律 …… (106)
三、中国西南地区红色黏土型金矿成矿控制因素 …… (109)
四、红色黏土型金矿金的迁移富集机制 …… (110)
五、中国西南地区红色黏土型金矿的成矿时代 …… (111)
第二节　中国西南地区红色黏土型金矿与国内外对比 …… (112)
一、国外红土型金矿研究 …… (112)
二、国内红色黏土型金矿研究 …… (113)
三、中国西南地区红色黏土型金矿与国外红土型金矿的差异 …… (114)
四、小结 …… (117)

第六章　中国西南地区红色黏土型典型金矿床 …… (119)
第一节　云南上芒岗红色黏土型金矿 …… (119)
第二节　贵州老万场红色黏土型金矿 …… (153)

第七章　云南北衙与富碱斑岩有关的金矿 …… (174)
第一节　区域地质背景 …… (174)
第二节　金矿地质地球化学特征 …… (177)

第八章　云南墨江变质碎屑岩型金矿……（189）
第一节　区域地质背景 ……（189）
第二节　金矿地质地球化学特征……（191）
第三节　成矿规律与找矿预测……（202）

第九章　几种地球化学勘查方法在云南潞西金矿找矿中的应用……（205）
第一节　X荧光测量 ……（205）
第二节　γ能谱测量 ……（215）
第三节　氡气测量 ……（220）
第四节　地电化学勘查 ……（224）
第五节　多种地球化学勘查方法应用效果评价 ……（230）

结束语……（233）
参考文献……（236）

第一章　中国西南滇黔金矿区域地质背景与矿床类型

中国西南滇黔地区金矿床产在我国西南地区独特的大地构造环境(中国西南特提斯构造域-峨眉地幔热柱活动区)中。其独特的区域地质背景和在地域上的特异性、成矿条件与成矿方式的多样性、矿床类型的独特性,造就了其在中国乃至世界金矿地质上的独树一帜(涂光炽,1995)。我国已知主要的卡林型、红色黏土型、富碱斑岩型及近代热泉型等金矿床主要集中分布在该区,构成中国金矿的一个重要组成部分。

第一节　中国西南金矿区域地质背景

一、区域构造

中国西南滇黔金矿区在大地构造上靠近特提斯-喜马拉雅构造域与濒太平洋构造带的接合部位,跨越扬子陆块边缘、印度板块边缘及其之间的三江构造转换带(图 1-1),是欧亚古陆块(含华北、扬子、印支等板块会聚的超级单元)南部边缘和冈瓦纳古陆块(含印度、藏南、掸邦等板块会聚的超级单元)相碰撞的区域和以峨眉山玄武岩为标志的峨眉地幔热柱构造活动区南部,在全球构造中的位置比较特殊。如果从板块构造的角度分析,对云南最有直接影响的是古特提斯,滇西即属于特提斯造山带的一部分,地质构造十分复杂,可划分为高黎贡山等 5 个变质地体、保山等 3 个微板块、墨江-金平等 3 个古特提斯增生带,共 11 个构造单元。滇东-黔南可划分为东北部的扬子陆块和南部的右江(裂谷)造山带或称南盘江造山褶皱带两个构造单元(图 1-1)。

(一) 滇西大地构造单元及演化

1. 构造单元

滇西地区存在着 3 种地壳结构不同的构造成分:其一是变质地体(以前寒武纪基底为主);其二为微板块(以早古生代沉积为主的相对稳定区);其三是古特提斯增生带(晚古生代-三叠纪活动带-沉积建造与构造-岩浆组合)。按照上述 3 种构造成分,滇西的大地构造可划分为 11 个构造单元(图 1-1)。

(1)变质地体

滇西变质地体包括西部边缘的高黎贡山变质地体、中部的西盟变质地体和崇山-澜沧变质地体,以及东部的石鼓变质地体和苍山-哀牢山变质地体。其周边多为巨大的韧性-韧脆性断裂构造带所围限,岩性主要为前寒武纪基底变质岩系。

(2)微板块

滇西的 3 个微板块为西部的保山微板块、中部的兰坪-思茅微板块及东部的中甸微板块。其多表现为相对稳定的独立的岩石圈块体,以被动大陆边缘沉积为特征,属于周边的更高一级地块的次级构造单元。如中甸微板块属于扬子地块向北延伸的过渡区,兰坪-思茅微板块为印支地块的北部延伸。

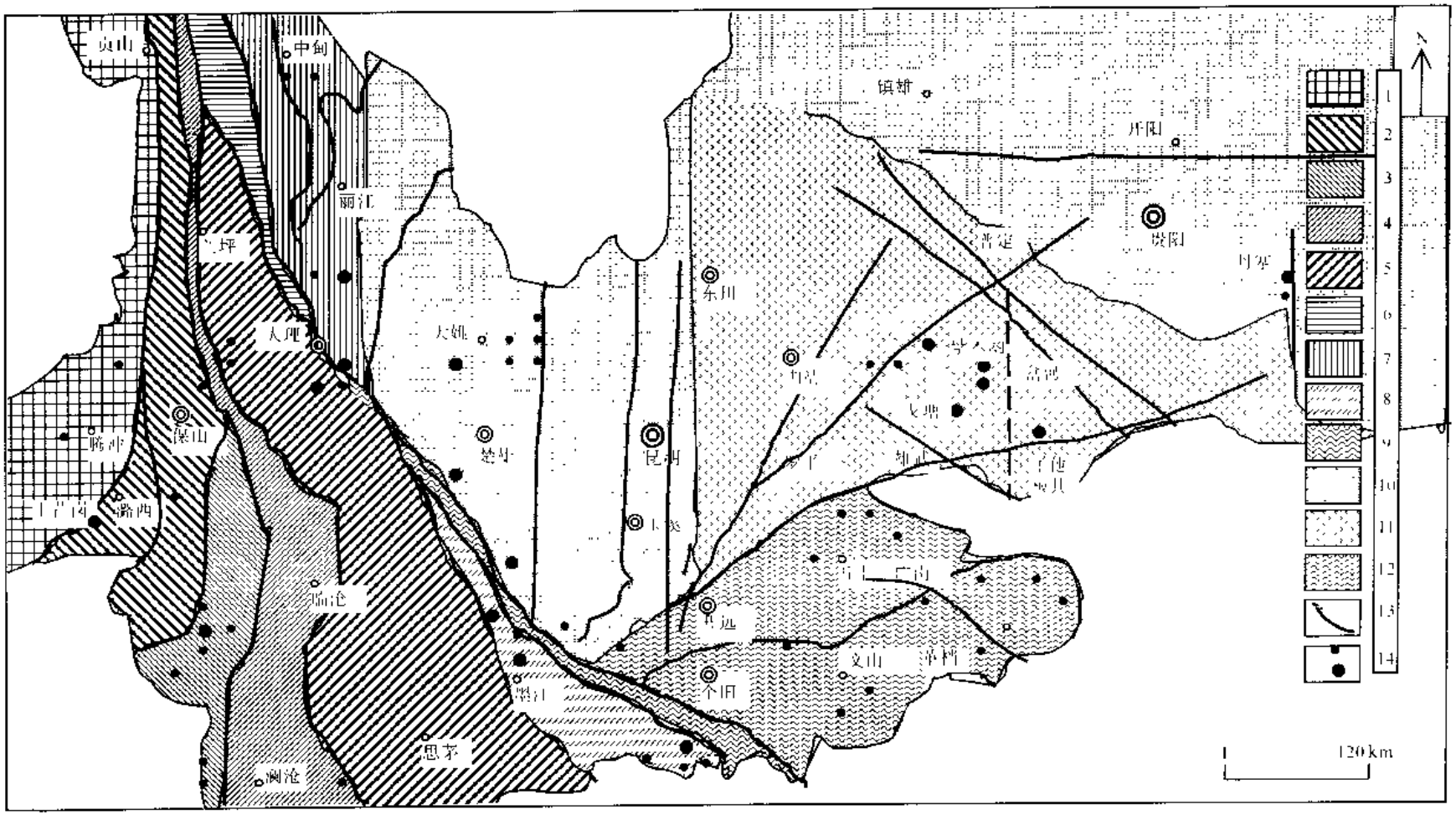


图 1-1 中国西南滇黔金矿区构造单元划分略图

(根据云南省地质矿产局和贵州省地质矿产局编辑的图件绘制1990)

1—印度板块(高黎贡山变质地体);2—保山微板块;3—孟连古特提斯增生带;4—崇山-澜沧变质地体;5—兰坪-思茅微板块;6—云岭古特提斯增生带;7—中甸微板块;8—黑江金平古特提斯增生带;9—哀牢山哀牢山变质地体;10—扬子板块;11—右江古裂谷;12—华南地槽;13—深断裂构造单元界线;14—金矿床、矿点

(3)古特提斯增生带

滇西古特提斯增生带可包括：①东部的云岭增生带和墨江-金平增生带，为印支地块与扬子地块间的活动带，可能是古地中海的主海道。该区分布有蛇绿岩、推覆构造、韧性剪切带和密集成群的构造岩片。该增生带经历了早石炭世杜内期的间断，从维宪期张开，二叠纪末初步闭合，褶皱造山完成于晚三叠世卡尼期前。其中南段金平区，主要是台地型碳酸盐岩建造，厚度不大，二叠纪的栖霞阶、茅口阶等和扬子地块一致。北段墨江区，显示较深海和浅海交替的不稳定环境。②西部的孟连增生带，可能是在掸邦地块东部边缘由于拉张和幔隆共同作用下使地壳减薄而新生的海洋裂谷，具有一定的大陆张裂特征，是从早石炭世维宪期张裂到二叠纪末闭合。蛇绿岩和构造岩片不很发育，但碰撞与同造山的花岗岩侵位较强。

2.构造演化特点

滇西陆壳的不同构造单元经历了不同的历史演化过程，其演化特点无不与特提斯的产生与发展紧密相关，可划出古特提斯前、古特提斯期和古特提斯造山后3个地史发展阶段(罗君烈等，1994)。首先，对特提斯认识已不仅限于中生代的一条古海道(赤道洋)。在时间上存在着古特提斯(晚古生代张开，中生代早期或中期闭合)和新特提斯(三叠纪或侏罗纪张开，新生代早期闭合)的区别。在空间上，新特提斯是在古特提斯之南发育，新、古特提斯之间存在着冈瓦纳古陆碎块体。

古特提斯前的滇西地区存在着变质地体和微板块两种地壳结构不同的构造单元。古特提斯期在滇西又形成了云岭、墨江-金平、孟连等古特提斯增生带。印支运动则标志着古特提斯在滇西的终结，开始进入陆内发展阶段。金沙江-哀牢山以西的滇西绝大部分地区经历了新特提斯的构造作用，出现许多新的质变。中生代时，滇西出现盆-岭构造格局。变质地体和古特提斯增生带形成了“岭”，微板块下沉形成了“盆”。大规模的板内裂陷形成思茅、兰坪、昌都等西南著名的巨厚的“红色沉积盆地”等。在保山微板块内的拉伸盆地中，中侏罗世海湾潟湖相的柳湾组，瓣鳃、腕足类化石具特提斯生物面貌，沿潞西、耿马可能与西缅地区新特提斯洋相通。

滇西某些幔源金属矿床及某些矿源层的形成主要与古特提斯构造作用密切相关，而壳幔混合来源花岗岩类及其相关的热水沉积和叠加改造金属矿床是新特提斯再活化的产物；滇西大型拉伸盆地是重要容矿层位，其中的同生断层和滑覆体对矿床的形成起重要作用。

(二)滇东-黔南大地构造单元及演化

1.构造单元

滇东-黔南地区总体位于扬子地块西南部，属大陆型地壳构造域，又可分为两种不同地壳结构的构造单元。其一是东北部的扬子陆块；其二是南部的右江(裂谷)造山带和南盘江造山褶皱带(图1-1)。

右江裂谷位于扬子地块西南缘的滇黔桂三角区内，其边界断裂主要是西侧的小江断裂和东侧的紫云-都安断裂，以及裂谷内断裂，主体呈NNW向伸长并向南开口的三角形裂谷区。裂谷作用自泥盆纪开始到三叠纪结束，其构造-岩浆-沉积作用产物叠覆在扬子地块与华南加里东褶皱带两种不同性质的基底之上。裂谷断裂构造作用形成裂谷内沉积特征截然不同的“槽地”与“台地”相间的古构造格局。谷内断裂及其交会处不仅是岩浆活动的重要通道，而且是控制谷内地块差异性升降运动的枢纽。如开远-平塘断裂，其北盘缓慢而持续地上升，南盘则缓慢而持续地下降，从而造成裂谷内南北发展演化的差异性，即总体上北部为

相对稳定的台地相区，南部为相对活动的台盆相区。

2.构造演化特点

晋宁运动的强烈影响，使扬子区基底基本固结。本区盖层经历了加里东、海西、印支、燕山、喜马拉雅等多期构造运动和局部岩浆作用，表现了中国南方大陆型地壳的欠稳定性。其大地构造属性与美国西部之卡林型金矿分布区颇有相似之处。"广西运动"多表现为褶皱宽缓、断裂不甚发育，区域变质作用及岩浆活动微弱。晚古生代至中生代，由海西运动的拉张、断陷，大规模地幔物质的侵入与溢流，到印支海盆的持续坳陷，导致滇东-黔南地区巨厚的三叠系类复理式浊流沉积。燕山早期以挤压为主，伴随酸性岩浆侵入，陆壳抬升，以及偏碱性超基性岩脉(筒)的贯入，体现了深切地幔的裂谷断裂活动，也反映了太平洋板块和印度板块对本区联合作用的巨大影响。

右江裂谷的演化可划分3个阶段：①早期裂陷阶段：以早泥盆世至中泥盆世早期的裂谷型磨拉石建造(砾岩、砂岩、粉砂岩等碎屑岩组合)为标志，最大厚度可达1800m(以南丹地区为代表)，显示谷内台地与槽盆的分野。②中期沉陷阶段：从中泥盆世开始到中三叠世初期，碳酸盐岩和泥质岩累积沉积厚度约为5000m。谷内地块上升-沉积间断期为：泥盆纪与石炭纪之间的紫云运动，石炭纪与二叠纪之间的黔桂运动，早、晚二叠世之间的东吴运动，二叠纪与三叠纪之间的苏皖运动，早、中三叠世之间的册亨运动。③晚期封闭阶段(裂谷消亡阶段)：以中、晚三叠世的巨厚的复理石及其随后的晚三叠世的磨拉石沉积为标志，最大累积厚度为4000m。

裂谷沉积演化过程中伴随着广泛的岩浆活动。在裂谷南端，中泥盆世主要为基性火山岩，并伴生有辉绿岩墙的产出；早石炭世地层中普遍发育碱性及过碱性系列的玄武岩与粗面岩；二叠纪玄武岩仅有少量产出。在裂谷北段(开远-平塘断裂以北)，泥盆－石炭纪时期缺乏火山岩，但在早二叠世晚期出现陆相为主兼有海相的大规模玄武岩浆喷发。到早、中三叠世，火山岩及相应的浅成侵入岩集中发育于裂谷中部的南盘江流域及其以南地区，其中除基性岩以外还出现了酸性熔岩，构成双峰式火山岩。裂谷的拉开是由南往北逐渐发展的，到封闭期则在裂谷中部发育双峰式火山岩，而且，火山岩的产出部位明显受NW向和NE向谷内断裂控制。

滇东-黔南地区金、汞、锑等成矿元素多次由深而浅地迁移和最终富集成矿无不与该区大地构造的发展和演化相关。

(三)滇西断裂构造格局

云南西部金沙江、哀牢山、澜沧江、怒江等断裂系(韧性剪切带)，多为不同构造单元的重要边界，构成横贯滇西地区的巨大北西向断裂构造体系(图1-1、1-2)。这些断裂构造普遍表现出韧性剪切特征，叠瓦式推覆、剪切褶皱、糜棱岩带、拉伸线理等韧性-韧脆性剪切现象极为突出，机械双晶、变形纹、波状消光、核幔构造、亚颗粒等塑性流变显微构造十分发育。滇西地区的高压矿物带主要位于古特提斯的边缘，且主要与上述断裂系的中央主断裂相吻合。澜沧群的高压矿物组合Rb-Sr法年龄为240～260Ma，在时间和空间位置上与古特提斯西支初步闭合-澜沧江和苍山-哀牢山变质地体仰冲推覆断裂构造作用相一致。

1.金沙江、哀牢山断裂系

(1)金沙江断裂系

金沙江断裂系主要包括金沙江(德荣-古学)、羊拉-霞若、德钦-通甸等断裂。其中金沙江

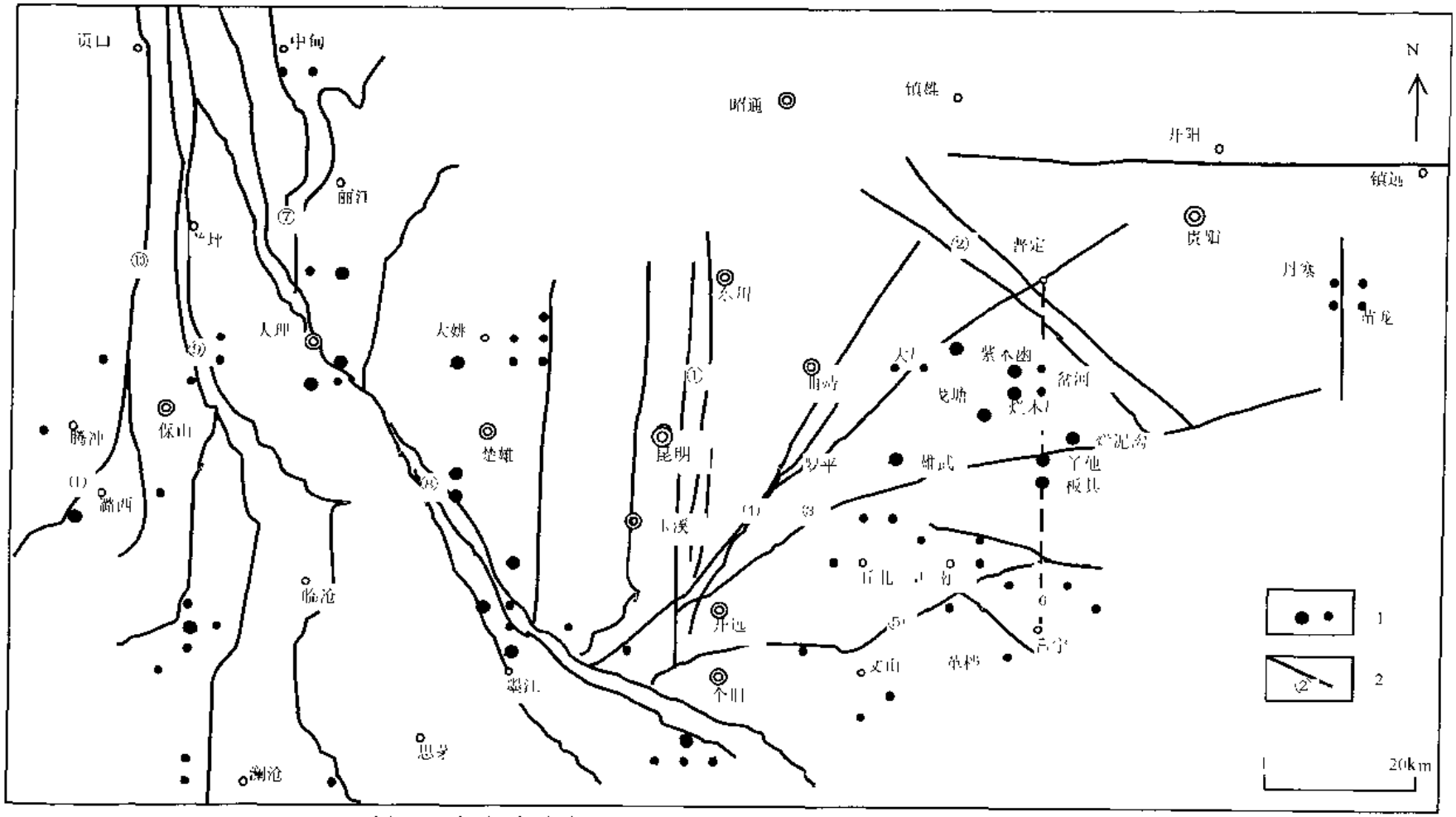


图 1-2　中国西部滇黔地区主要断裂构造（带）及金矿床（点）分布略图

（根据云南省和贵州省地质矿产局地质图修改编，1990）

1—金矿床、矿点；2—深断裂构造及编号；滇东—黔南地区：①—小江近SN向断裂带；②—永城—紫云—巴马NW向断裂带；③—南盘江NNE向断裂带；④—弥勒—师宗NE向断裂带；⑤—文山—广南—富宁弧形断裂带；⑥—普定—册亨SN向隐伏断裂带；滇西地区：⑦—金沙江断裂系；⑧—哀牢山断裂系；⑨—澜沧江断裂系；⑩怒江断裂系；⑪—龙陵—瑞丽大断裂

断裂是古特提斯东支北段俯冲消亡的主边缘断层，羊拉-塔城为重要的中央主断裂。金沙江断裂系三条主要断裂是自东向西扩展的。其中金沙江主断裂沿石鼓变质地体向北延至古学、德荣、巴塘，构成中咱地体的西界，控制和决定了金沙江边蛇绿岩的分布。其空间形态及构造位置和哀牢山断裂系基本一致，均为海西晚期开始俯冲。

(2)哀牢山断裂系

哀牢山断裂系主要包括红河、哀牢山、九甲－墨江、藤条河、阿墨江等主要断裂。其中哀牢山断裂为古特提斯东支南段俯冲消亡的中央主断裂，阿墨江断裂为主要的边缘断裂。

金沙江断裂系和哀牢山断裂系处于同一延伸方向，并且连成一条巨大的断裂系，为古特提斯消亡的主要场所。但是，关于两大断裂系的俯冲方向仍有不同的观点。一些研究者认为，金沙江断裂与哀牢山断裂之间存在着极向相反的现象。

2. 澜沧江、怒江断裂系

(1)澜沧江断裂系

澜沧江断裂系主要包括澜沧江、漕涧-澜沧、大雪山、西盟等主要断裂。其中，槽涧-澜沧断裂是古特提斯西支俯冲消亡的中央主断裂，大雪山断裂是边缘主断裂。

(2)怒江断裂系

怒江断裂系构成高黎贡山群与晚石炭世珠峰-腾冲型和保山型两种冰水沉积相区的边界。在燕山晚期及喜马拉雅期，大体沿怒江断裂的软弱带发生了巨大的基底滑脱，产生了呈向东南突出的贡山-瑞丽弧形断裂。基底滑脱面为数百米宽的糜棱岩带，基底滑脱上盘自韧性剪切变形-眼球状糜棱片麻岩、混合岩、片岩等塑性流变之糜棱岩类，向上过渡为韧-脆性至脆性变形岩石。基底滑脱面之下，从畹町、道街、察瓦龙、洛隆保存着侏罗、白垩纪一套弧形延展的盆地沉积地层，在潞西和八宿等地残存有燕山期构造定位的强蛇纹石化的超镁铁岩与基底滑脱的上盘形成鲜明的不同。糜棱岩化混合花岗岩及相关的伟晶岩大量的同位素年龄主要为 27.9～54.5Ma，少数为 61.6～67.4Ma、11.7～114Ma，主要反映了始新世早期和晚白垩世之间的热事件。

3. 走滑断裂系统

新生代，印度板块向北碰撞导致中国西部巨大的走滑断裂系统。滇西地区的红河、哀牢山、金沙江、澜沧江等主干断裂，以左行-逆冲-走滑为主，构成横断山走滑断裂系统的重要组成部分。

走滑剪切带和基底滑脱带常常相伴随。如墨江地区印支构造层和一碗水组之间的区域性滑脱带被九甲-墨江走滑剪切断裂叠加，形成十分复杂的构造分割的岩片。

走滑断裂系统往往贯通一些前期断裂，在某种程度上掩盖了古特提斯及其基底的构造格局。如哀牢山断裂向德钦-通甸断裂贯通，小金河断裂和剑川丽江断裂贯通，柯街断裂和槽涧-澜沧断裂贯通等。

走滑断裂系统形成了新的热流变质带和北西向、北东向的平移断裂构造。如无量山-营盘山断裂的热流变质带和德钦-尼西、木戛-勐醒、酒房等平移断裂。

(四)滇东-黔南断裂构造格局

滇东-黔南地区区域断裂构造以 NE 向和 NW 向断裂构造为主，SN 向、EW 向和向北凸出的弧型断裂构造次之。NE 向弥勒-师宗断裂、NW 向水城-紫云-巴马断裂、SN 向小江断裂和富宁弧形断裂四组主干断裂构造，构成滇东-黔南地区的独特的“三角型”断裂构造格局

(图 1-1、1-2)。其中,EW 向和 SN 向断裂构造,主要为位于古生界、中生界地层之下的基底断裂构造,其对后期断裂构造的产生与发展具有重要的控制作用。

在主干断裂构造所围限的三角形地域内,中三叠世出现了统一的广海盆地。燕山运动时期的断裂构造作用主要沿三组主干断裂构造线发育,并受早期的 EW、SN 向隐伏断裂构造的制约,形成了与金矿成矿作用密切相关的 4 个构造分区:兴仁-安龙-隆林-西林东西向构造区、北盘江-乐业-巴马北西向构造区、晴隆-罗平-丘北北东向构造区、文山-广南-富宁弧形构造分区。

1. NE 向断裂构造

(1) 弥勒-师宗-盘县-黔西 NE 向断裂带

弥勒-师宗-盘县-黔西 NE 向断裂带,南起弥勒,经师宗-盘县,北至黔西一带,延伸约 500km。该断裂呈 SW 端收敛,NE 端撒开。断裂带 NW 盘以上古生界地层为主,SE 盘主要为广泛分布的三叠系地层,具有向 SE 方向逆冲推覆特征,倾角 40～60°。断裂带各类剪切变形构造和糜棱岩发育,具有剪切带的某些特征。

(2) 南盘江 NEE 向断裂带

南盘江 NEE 向断裂带,南自开远,沿南盘江经隆林-册亨,北至平塘一带,沿 NEE 方向延伸约 400km。该断裂带由许多次级断裂组成,断裂带两侧重力异常差异明显,三叠纪沉积相变剧烈。

2. NW 向断裂构造

(1)水城-关岭-紫云-巴马 NW 向断裂

水城-关岭-紫云-巴马 NW 向断裂沿北盘江东侧呈 NW-SE 向延伸。在泥盆纪和石炭纪主要表现为 NW 向隆起和坳陷,在燕山运动时期呈现出断续分布的系列褶皱与断裂。该断裂带在东部紫云-巴马一带逐渐收敛,在西部水城一带则逐渐撒开成束状分布。断裂带强烈糜棱岩化和片理化,糜棱岩发育。

(2)右江 NW 向断裂带

右江 NW 向断裂带,西起隆林,经田阳和百色,东至南宁以南,长约 360km。断裂带糜棱岩化、片理化、构造透镜体等广泛发育。该断裂带控制了三叠系沉积相带和第三系断陷盆地的形成,具有明显的多期次活动特点。

3. 弧形断裂和 SN 向断裂构造

(1)文山-广南-富宁弧形断裂带

文山-广南-富宁弧形断裂带,西起开远-文山一带,东至富宁一带,为一条向北凸出的长约 250km 的弧形断裂带。断裂带具有明显的多期活动特点,主要形成于加里东期,延续至印支-燕山期。沿断裂带有海西期玄武岩喷发,印支期又控制了两侧的沉积建造和岩浆作用。

(2)小江 SN 向断裂带

小江断裂带,南起云南个旧,经开远、宜良、寻甸,北至巧家一带,长约 500km。该断裂带为右江裂谷重要的西部边界断裂,具有长期活动特点。小江断裂带在很大程度上控制了右江裂谷的构造-岩浆-成矿等地质作用。

(3)关岭-册亨-富宁 SN 向隐伏断裂带

关岭-册亨-富宁 SN 向隐伏断裂带,南起富宁-那坡一带,经册亨,北至关岭-安顺一带,长约 250km。该断裂带在册亨赖子山一带表现为一条长数十公里的南北向断裂构造,在贞丰百层为偏碱性超基性岩体群产出,册亨至紫云一带晚二叠世至中三叠世的沉积相变突然

偏转呈南北向展布，与其东西两侧相变带的 NEE 向延伸迥然不同。

二、区域地层及基底构成

(一)区域地层

1. 元古宇

(1)古元古界

①滇西地区

滇西地区古元古界只分布于苍山-哀牢山变质地体，分别称之为苍山群、哀牢山群，均为深变质的含火山岩成分的陆源碎屑岩夹碳酸盐岩。

哀牢山群主要为斜长角闪岩、黑云角闪片岩、斜长片麻岩等，自下而上出现铁铝榴石、十字石-蓝晶石、夕线石等变质相带，总厚＞9112m。下部阿龙组有角闪透辉斜长麻粒岩和角闪二长麻粒岩夹层。由于韧性剪切带和逆冲断层构造作用，变质程度具有自下而上依次递增的反序特点。

苍山群与哀牢山群相类似，为深变质斜长角闪岩、黑云角闪片岩，厚 2242m。苍山群、哀牢山群与滇中地区的大红山群可能为统一的变质岩系，前两者为古特提斯闭合时出扬子地块沿哀牢山断裂大规模推覆的根部变质岩带。

②滇中-黔南地区

古元古界见于滇中嘎洒-老厂-大红山一带(云南省地质矿产局，1990)，称大红山群等，为一套深变质岩系，同位素年龄值均大于 1700Ma。

(2)中元古界

①滇西地区

滇西的中元古界分布较广，主要见于高黎贡山(图 1-3)、崇山-澜沧等变质地体中，称之为高黎贡山群、澜沧群、大勐龙群、崇山群和西盟群。

高黎贡山群分布于怒江以西，主要为混合岩化作用较强的糜棱片岩、眼球状糜棱片麻岩。原岩为碎屑岩建造，含碳酸盐岩，中酸性火山岩甚少，厚度大于 7700m。

澜沧群分布于崇山-澜沧变质地体，主要为片岩及片麻岩类，出现绢云母-绿泥石、黑云母、铁铝榴石变质带。原岩是一套浅海相的细碎屑岩夹火山含铁建造，厚度大于 2316m。

大勐龙群为黑云母-红柱石和铁铝榴石-堇青石带、相当高绿片岩和低角闪岩相，厚度大于 700m，原岩与澜沧群类似。

崇山群分布于崇山-澜沧变质地体，变质程度基本与大勐龙群一致，但个别地段出现夕线石、钾长石矿物，系澜沧群的北延，厚度大于 1545m。

澜沧群、大勐龙群、崇山群和西盟群等含较厚的复理石建造和硅质火山建造。

② 滇东-黔东北地区

中元古界在滇东为昆阳群，在贵州为梵净山群，为一套浅变质火山岩及陆源碎屑岩，厚约 10000m。昆阳群顶界时限为 900 Ma。

(3)新元古界

新元古界在滇西地区不发育，澜沧群上部可能包括新元古界。

新元古界下部见于黔东(图 1-4)，称板溪群、下江群、丹洲群。由浅变质海相砂、页岩，凝灰岩及少量碳酸盐岩组成，其顶界时限约为 800～760 Ma(贵州省地质矿产局，1990)。

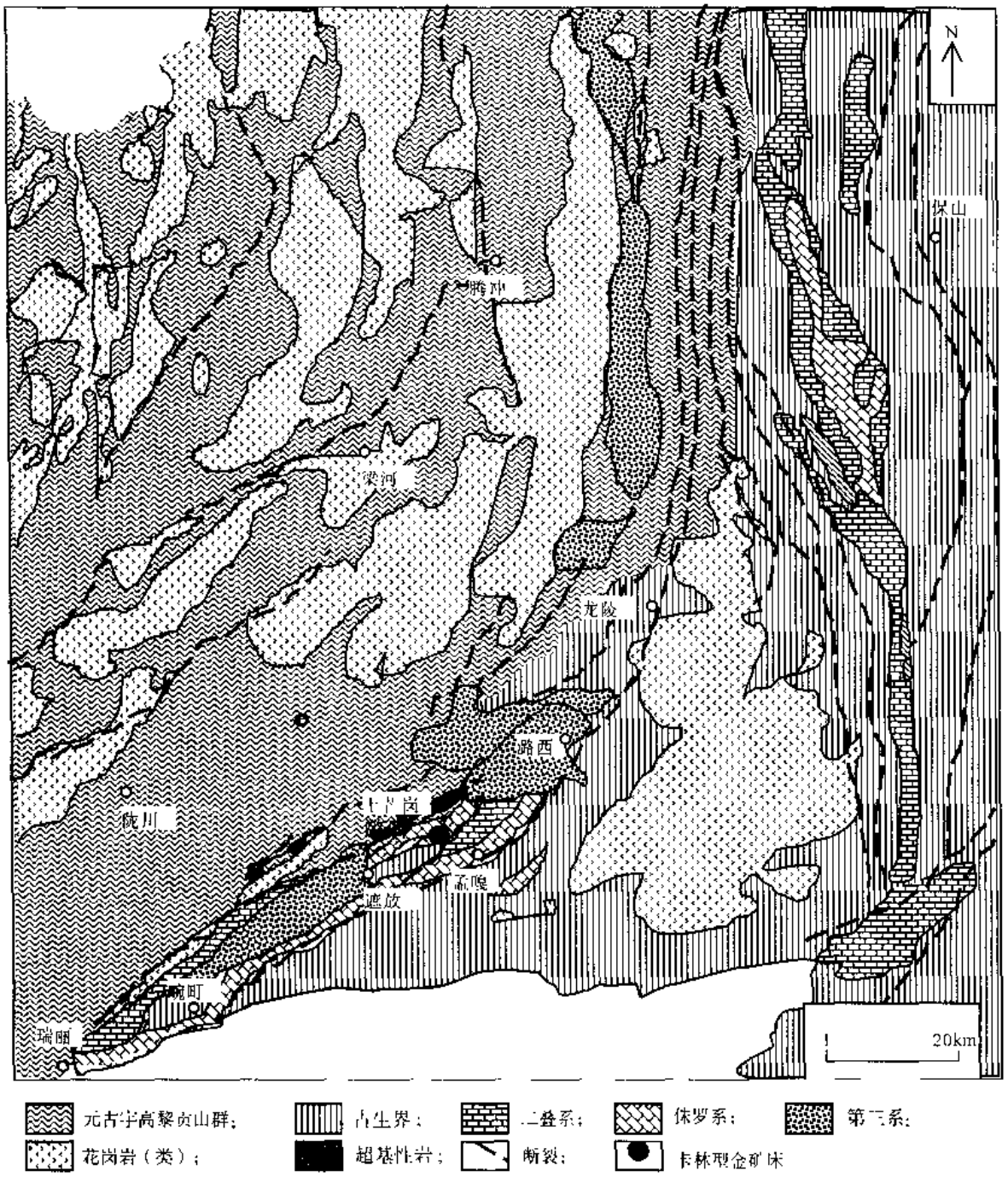


图 1-3　滇西保山地区地质简图

2.震旦系

震旦系在滇西地区不发育。

滇东至黔东南(图 1-4),震旦系主要为细碎屑岩、磷块岩、碳酸盐岩等组成的台地沉积,厚约 700m。黔东则以斜坡-盆地环境种类繁多的碎屑岩和暗色碳硅质沉积为主,有少量碳酸盐岩,最厚可达 3000m 左右。

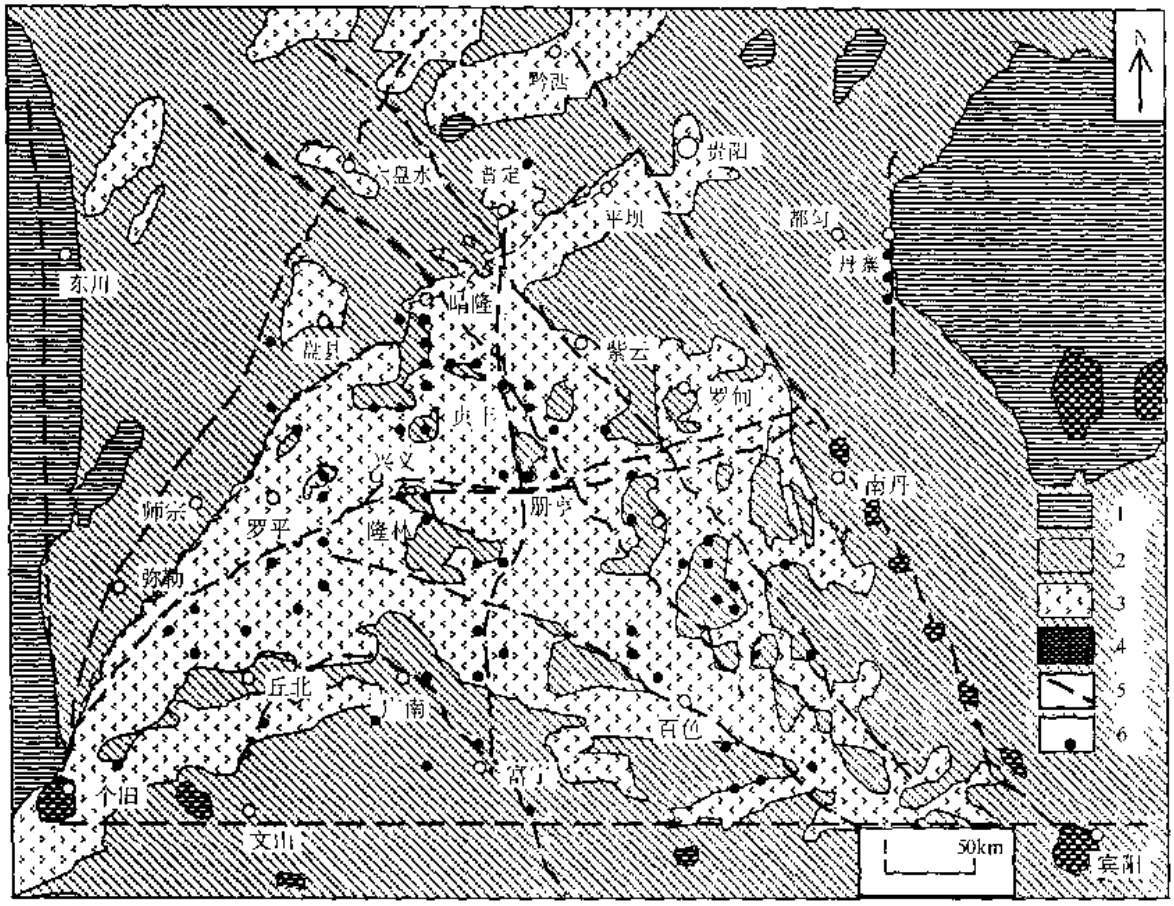


图 1-4　中国西南滇黔桂"金三角区"地质简图

（据杨科佑等 1992 年资料改编）

1—元古宇-震旦系；2—古生界；3—三叠系；4—花岗岩体；5—深断裂；6—金矿床和矿点

3. 下古生界

(1) 滇西地区

滇西的下古生界主要分布于兰坪-思茅、保山等微板块，是在 3 种不同的前寒武纪基底类型上发展而成的冒地槽沉积。

兰坪-思茅微板块区：下古生界总厚 4261～7901m，沉积建造由浊积岩、台地型不纯碳酸盐岩到镁质碳酸盐岩。区内出露最老的地层是下奥陶统向阳组。

保山微板块区：下古生界沉积厚度 10368～14461m。区内出露最老的地层是震旦系-下寒武统公养河群。公养河群多为次深海复理石建造，上寒武统为沉积杂色砂泥岩及不纯的碳酸盐岩。保山微板块的西部龙陵、潞西一带，下奥陶统大矿山组和上奥陶统弯腰树组，假整合于公养河群之上，底部为厚达 175m 的紫红色砂砾岩，共约 220～473m。

中甸微板块区：下古生界总厚度 2718～4409m。出露最早的地层是中寒武统银厂沟组，缺失中奥陶统至下志留统。沉积建造主要为地台相不纯碳酸盐岩、镁质碳酸盐岩到坳陷较深的浊积岩等。

(2) 滇东-黔南地区

滇东-黔南地区的下古生界寒武系和奥陶系地层，主要见于滇东和黔东南一带，志留系

普遍缺失。

① 寒武系：地表出露主要为中、上寒武统，集中分布在滇东南文山、广南、富宁一带和黔东南的三都-丹寨一带，黔西南地区未见寒武系出露。其中中寒武统多为钙质白云岩、鲕状灰岩、泥质条带状灰岩，间夹页岩、粉砂岩、砂岩等，出露厚度2000～6800m。上寒武统的顶、底部主要为白云岩、白云质灰岩和条带状灰岩，中部主要是页岩、粉砂岩、细砂岩及泥质条带状灰岩夹层，厚度约1000m。

② 奥陶系：主要见于滇东南文山、广南、富宁一线以南和黔东南三都-丹寨一带。下奥陶统老寨组主要为生物碎屑灰岩、细砂岩和石英砂岩，厚约780m，整合于上寒武统之上。中奥陶统冷水沟组，主要为泥质粉砂岩和生物泥灰岩，厚度大于190m；木同组主要为石英砂岩和泥质灰岩、细晶灰岩，厚度大于280m，与上覆下泥盆统坡脚组不整合接触。

4.上古生界

(1) 泥盆系

① 滇西地区

主要发育于兰坪-思茅和保山等微板块地区。兰坪-思茅微板块东边为浅海碎屑岩夹碳酸盐岩、浊积岩及放射虫硅质岩、硬砂岩、基性火山岩；兰坪-思茅微板块西边中、上泥盆统出现较多的钠质火山物质和酸性火山碎屑岩。保山微板块东边沿昌宁、大雪山、耿马一带在下泥盆统为富含浮游生物和硅质的岩石，厚度450～1578m不等。澜沧江边部一带中、上泥盆统含较多钠质岩屑，厚1716m。墨江地区含较多硅质岩，厚度2161～2823m。龙陵、潞西一带，缺失泥盆系上统和下统。

② 滇东-黔南地区

滇东－黔南地区泥盆系分布较为广泛，主要为台盆深水沉积的含浮游生物硅质岩、灰岩及黑色泥岩，称"南丹型"；亦有台地浅水环境的"象州型"细碎屑岩和碳酸盐岩。它是本区金矿较重要的容矿层之一。黔西南地区缺失早泥盆世地层，累计厚度约2129m。滇东南广南达莲塘一带发育完整的下、中、上泥盆统，累计厚度约1168m。

(2)石炭—二叠纪

① 滇西地区

滇西地区自早石炭世维宪期，在金沙江、墨江、澜沧江、沧源、孟连等构造带发生地壳裂解和基性岩浆喷发，早二叠世地壳扩张达到高潮，伴有大量的中基性火山岩的喷发，形成蛇绿混杂岩建造。如金沙江沿岸二叠纪地层为一套巨厚的基性火山岩、细碧角斑岩夹放射虫硅质岩、碳酸盐岩、碎屑岩，以及基性、超基性岩体的分布。金沙江带还发育上二叠统磨拉石和火山复理石建造。扬子板块有大面积的玄武岩喷发活动。

② 滇东 黔南地区

石炭系：滇东-黔南地区石炭系分布较为广泛，主要为碳酸盐岩，少数地区夹有硅质岩、燧石灰岩，厚约500 m。

二叠系：是金矿较重要的容矿地层之一，广泛分布于滇东-黔南地区。可分为东、西两部分。其中西部地区岩性较为单一。下二叠统(栖霞阶、茅口阶)主要为一套碳酸盐岩，厚500～800m。上二叠统包括龙潭组、吴家坪组和长兴组，其中前者主要为滨海沼泽相沉积，后两者为广海碳酸盐岩相，地层厚400～600m。黔西南贞丰、册亨、望谟一带下二叠统称四大寨组，以黏土岩和重力流形成的各种碳酸盐碎屑岩及燧石条带灰岩为主，厚369～650m。

上二叠统晒瓦群见有玄武岩屑及层凝灰岩、凝灰质黏土岩等，厚 800m。

早二叠世晚期至晚二叠世的火山沉积在滇东-黔南的右江裂谷区广泛分布，主要为玄武岩及凝灰岩。

在滇东的鲁布格和黔西南的雄武、戈塘等地，发育一套龙潭早期覆于茅口灰岩古岩溶面之上，厚 0～50 m 的似层状、透镜状角砾岩层，与玄武岩浆喷发活动和火山-热水喷流沉积作用相关。

5. 中生界、新生界

(1)三叠系

① 滇西地区

滇西地区三叠纪主要分布于墨江-金平、云岭等古特提斯增生带和兰坪-思茅等微板块区，以火山沉积和复理石、类复理石和磨拉石建造为特征。

② 滇东-黔南地区

滇东-黔南地区三叠纪地层广泛分布，是本区金矿最主要的容矿层位。可分为云南罗平至贵州兴义、贞丰一线的西北侧的台地相区，紧邻台地相区边缘台地边缘斜坡窄相带及南盘江沿岸以南的盆地相区。

台地相区：属扬子地层区。下三叠统杂色页岩为主，夹石灰岩、白云质灰岩。厚 300～500 m。中三叠统主要为薄层-厚层白云岩、白云质灰岩夹溶塌角砾状白云岩，厚 800～1100 m。底部常见厚 1 m 左右的玻屑凝灰岩或"绿豆岩"。上统出露不全，最大出露厚度 1500～1700 m，主要为粉砂质、钙质黏土岩，泥灰岩及石英砂岩，并向上渐变为火把冲组-二桥组海陆交互相的含煤碎屑岩系。

台缘斜坡窄相带：由底部的灰岩夹页岩向上过渡到白云岩、角砾白云岩和砾屑、藻屑灰岩，厚度多大于 800 m。

盆地相区：属于右江裂谷地层区。下三叠统主要为罗楼组泥晶灰岩、泥灰岩及页岩。中三叠统为巨厚的砂、泥岩及少量泥晶灰岩、砾屑灰岩，滇东地区由下往上分为板纳组(2000～6000 m)和兰木组(大于 2500 m)；黔西南则分别为新苑组(340 m)、许满组(1600 m)和边阳组(1900～2700 m)。

(2)侏罗系、白垩系、第三系

金沙江以西的昌都思茅中间地块主要为陆相红色建造为主的沉积。澜沧江双断裂带以西地区在燕山早期属于浅海沉积，有基性-中酸性火山岩分布，燕山晚期为陆相含煤和红色沉积。金沙江以东地区普遍缺少侏罗-白垩纪的沉积。

滇东-黔南地区侏罗系缺失沉积。白垩-第三系仅零星散布于广南、罗平一线西南侧，主要为山间断陷盆地红色砂、泥岩及砾岩沉积。

(3)第四系

主要为类型繁多的陆相沉积，包括冲积、残-坡积、湖沼沉积及洞穴堆积等各种成因的砾石、砂黏土等。

(二)基底构成

1. 滇西地区

滇西地区跨越扬子陆块边缘、印度板块边缘及其之间的三江构造转换带，表现为扬子陆块、印支板块和喜马拉雅板块三类不同的基底构成。

位于哀牢山带以东地区，属扬子地块边缘，有扬子地块的基底和盖层，基底的固结年龄

为700～800Ma。基底建造为前震旦系大红山群(古元古界下部)和昆阳群(中古元古界)等。盖层从震旦系到第四系比较完整,岩石类型较多,分布于扬子地块边缘。位于哀牢山带以西的滇西地区主要基底是中新元古界为主的变质岩,有印支板块和喜马拉雅板块两种不同类型的基底和盖层。

(1) 扬子地块型基底

中甸微板块下隐伏的即是扬子地块型基底。扬子地块型基底,其特点具有二套钠质为主的火山旋回(大红山群的红山组、四堡群中部、火地垭群的后河组)。

(2) 印支地块型基底

兰坪-思茅微板块下隐伏的为印支地块型基底。其总体特征与扬子地块型基底类似,但中新元古界发育不全,缺少最早的红色沉积和二套钠质火山作用。盖层出露最老的为下奥陶统向阳组,由浊积岩、碳酸盐岩组成。

(3)喜马拉雅板块型基底

西部高黎贡山地体属喜马拉雅板块型基底,是印度古陆被动边缘型沉积。保山微板块下隐伏的是喜马拉雅板块型基底。

印度大陆板块边缘与扬子板块边缘之间的三江地区为构造转换带,基底建造有高黎贡群、崇山群、大勐龙群、西盟群和哀牢山群,其原岩为地槽型复理石及火山-沉积岩系。该基底是在500～600Ma前的初步固结,经加里东期和海西早期的进一步固结所形成,为时代较晚的变质基底。伴随三江构造转换带基底的固结与形成,扬子板块与印度大陆板块连接成统一大陆壳,滇西3种类型的基底之上在早古生代统一进入相对稳定的地质发展演化时期。

2.滇东-黔南地区

滇东-黔南地区跨越北部扬子陆块和南部右江(裂谷)造山带,表现为扬子陆块和南部右江(裂谷)造山带两类不同的基底构成。

(1)扬子陆块基底构成

扬子陆块基底具有"三层式"基底结构,下层为新太古代－古元古代的中深变质杂岩,中层为中元古代的变质火山沉积岩系,上层是新元古代的浅变质岩层。震旦纪以来盖层主要为被动大陆边缘的浅水沉积;火山活动主要为二叠纪大陆溢流拉斑玄武岩及岩床状辉绿岩;地壳表层构造变形在燕山期表现最为强烈。

(2) 右江(裂谷)造山带基底构成

右江(裂谷)造山带位于黔西南之南部,主要为南盘江流域。右江(裂谷)造山带基底下层和中层基底与扬子陆块相似,上层基底则是新元古代至早古生代的浅变质岩系。泥盆纪以来为盖层(裂谷)沉积。裂谷作用自泥盆纪开始到二叠纪结束。早二叠世主要是被动大陆边缘裂谷沉积,中二叠世为陆源碎屑复理石盆地,二叠纪偏碱性基性岩浆活动强烈。构造变形主要为印支-燕山期,造山期后又有偏碱性基性岩侵位。

三、主要岩浆活动

(一)滇西主要岩浆活动

滇西地区属于特提斯造山带,其岩浆活动及特点与特提斯的产生、发展与演化密切相关。从区域总体上看,滇西地区可区分为早石炭世-晚三叠世古特提斯增生带岩浆活动和侏罗纪以来与新特提斯有关的板内岩浆活动。

1.古特提斯增生带岩浆活动及特点

(1)基性-超基性侵入岩

古特提斯增生带是云南最重要的基性、超基性岩带发育区。例如,云南古特提斯增生带中金沙江、哀牢山、孟连三条超基性岩带,分属于云岭增生带、墨江增生带和孟连增生带。此外,滇西地区还分布有潞西三台山超基性岩带。其中,增生带的超基性岩、基性岩、火山岩的稀土元素曲线共同特点是玄武岩与洋脊玄武岩相近。

由于印支运动以来的构造作用,超基性岩多以构造定位于三叠系、侏罗系地层之中,其原岩时代不详。

(2) 花岗岩类

滇西古特提斯经历了二叠纪末的初步闭合和三叠纪末的造山作用,可区分为两个不同时期的花岗岩浆侵入活动。其中以临沧花岗岩带和高黎贡山海西晚期花岗岩类为代表

临沧花岗岩带:以临沧花岗岩基为主的临沧花岗岩带,代表了古特提斯西支从闭合到造山的花岗岩浆侵入活动。该花岗岩带向北经云龙、碧江、贡山延入藏东,向南延入缅甸、泰国、马来西亚构成东南亚锡矿的中亚带。临沧花岗岩带岩浆侵入活动具有 3 个高峰期:244～254Ma、231～236Ma 和 210～223Ma,与古特提斯闭合、前造山和主造山期基本吻合。

面积 7400km^2 的临沧岩基,年龄值为 180～279Ma,其中绝大部分在 196～238Ma 间。在空间上,该岩基以海西晚期的岩体为主,主要为同造山准原地花岗岩(二长花岗岩);印支中-晚期的岩体主要分布于岩基南北两端和岩基外侧,或再侵位于岩基内。

与古特提斯东支闭合与造山有关花岗岩侵入活动,主要分布在云岭古特提斯增生带的西侧(加仁、白茫雪山、鲁甸等岩体群)和墨江-金平增生带的东侧(狗头坡、巴德轰东、新安密等岩体群)。其中,云岭增生带的鲁甸岩体主要为古特提斯初步闭合期生成,Rb-Sr 法年龄 243Ma±,白茫雪山岩体和加仁岩体 K-Ar 法年龄分别为 220～230.1Ma 和 190.4～228.7Ma,代表了古特提斯造山的产物,岩性以斜长花岗岩-花岗闪长岩为主。

高黎贡山海西晚期花岗岩类:沿高黎贡山分布,仅亚于临沧花岗岩基,主体形成于253～259Ma。高黎贡山海西晚期及印支期重要的花岗岩浆活动,与该区广泛分布的混合岩化之间的相互关系值得注意。

(3) 火山岩特征

滇西特提斯石炭纪火山岩主要分布在增生带,岩性主要为洋底玄武岩和板内玄武岩两种类型。例如,云岭增生带和部分孟连增生带为洋底或洋脊玄武岩,孟连增生带主体为板内玄武岩。二叠纪火山岩主要沿兰坪-思茅微板块和保山微板块的周边或增生带的过渡区分布,岩性主要为洋底或近洋脊玄武岩和板内玄武岩(峨眉山玄武岩)。

2.与新特提斯有关的板内岩浆活动及特点

滇西地区侏罗纪以来的岩浆活动具有十分明显的板内裂谷或热点的某些特点。喜马拉雅早期岩浆活动最为强烈,其特点是富钾碱性岩和碱性、偏碱性岩类的集中分布,以及腾冲-梁河花岗岩带的形成。喜马拉雅晚期主要是以腾冲地区为典型代表的"热点"中心式火山喷发。

(1)富钾碱性岩

主要分布在三江东缘的大理海东、马关木厂一带。其中,海东岩体呈筒状和窄脉状产

出，岩性为暗橄碱煌岩（暗橄碱煌岩为火山颈熔岩相-内圈，暗橄碱煌岩质凝灰岩为火山锥相-外圈）。该类碱性岩与国内金伯利岩、钾镁煌斑岩相近似，富钾和含深源的纯橄岩、橄岩等岩屑及镁铝榴石、铬透辉石、硬铬尖晶石晶屑。此外，在红河断裂以西，镇源老王寨具有类似的富钾煌斑岩，其 Rb-Sr 同位素年龄为 28.2～43Ma。

(2)碱性-偏碱性岩类

可分碱基性岩体、碱中性岩体和碱-酸性岩体 3 种类型。其中，碱基性岩体以出现等色岩、苏辉正长岩和白榴石、钠闪石等矿物为特征，分布零星，以卓潘岩体和金平绿春一带岩体为代表。此外还有剑川的含白榴石、辉石的粗面岩。碱中性岩体，沿红河、哀牢山走滑断裂两侧成群分布，以马厂箐和铜厂角闪二长岩-花岗二长岩类为代表。碱-酸性岩体集中分布于红河断裂与小金河断裂交会的丽江、大理、巍山、楚雄地区，主要为超浅成的花岗斑岩-正长斑岩体，Rb-Sr 同位素年龄 38.3Ma。

(3)腾冲-梁河花岗岩带

腾冲-梁河花岗岩带可进一步划分为槟榔江、古永和东河 3 个亚带。其自东向西，从老到新(117～143Ma，78.3～84.3Ma，51.1～59.8Ma)，依次迁移。3 个花岗岩亚带与几条较大的弧形断层有关，受控于高黎贡山基底滑脱及其上盘一套弧形推覆断层的形成与演化。

(4)火山岩

滇西陆内裂谷主发育期的中侏罗世火山岩主要分布在保山和兰坪-思茅两个地区。其中，保山地区在怒江河谷的勐戛组上段局部相变成 22 层的橄榄玄武岩及凝灰岩，厚 217～335m。兰坪-思茅区在澜沧江边的云龙、景洪有中侏罗世玄武岩、安山岩、流纹岩分布。沿澜沧江断裂有明显的裂谷火山作用。

喜马拉雅晚期火山活动以中心式火山喷发为主，集中分布于腾冲地区，包括上新世、早更新世、晚更新世和全新世 4 个主要喷发期。属钙碱性系列，玄武岩、安山玄武岩、安山岩、英安岩、流纹岩构成完整的旋回。该期火山活动在高黎贡山基底滑脱上盘的弧形转弯部位形成“热点”。此外，在普洱、墨江、通关也有少量喜马拉雅晚期玄武岩分布。

(二)滇东-黔南主要岩浆活动

滇东-黔南地区属于古生代右江裂谷(造山)带，右江裂谷以基性岩浆为主的大规模“双峰式”岩浆作用基本体现了本区主要岩浆活动及特点(图 1-5)。在裂谷南端，中泥盆世主要为基性火山岩和辉绿岩墙的产出；早石炭世则广泛发育玄武岩与粗面岩；二叠纪有少量玄武岩。在裂谷北段，早二叠世晚期出现陆相为主兼有海相的大规模玄武岩浆喷发。在裂谷中部的南盘江流域及其以南地区，早、中二叠世火山岩及相应的浅成侵入岩广泛发育，除基性岩以外还出现了酸性熔岩，构成双峰式火山岩。现将主要侵入岩和火山岩分述如下：

1.基性侵入岩

滇东-黔南地区基性岩浆的浅成侵入体广泛发育，各类辉绿岩成群成带分布。如望谟-罗甸、普安-盘县、富宁等辉绿岩群。辉绿岩体多呈岩床或岩盆状整合侵入石炭、二叠及三叠系地层之中。在矿物组成、结构构造和岩石化学成分上，辉绿岩与峨眉山玄武岩极为相似，多属于二叠纪峨眉山玄武岩的次火山岩相。

(1)望谟-罗甸岩群

望谟-罗甸岩群包括11个辉绿岩体，地表出露长度多在1～11km之间，最长者可在20km

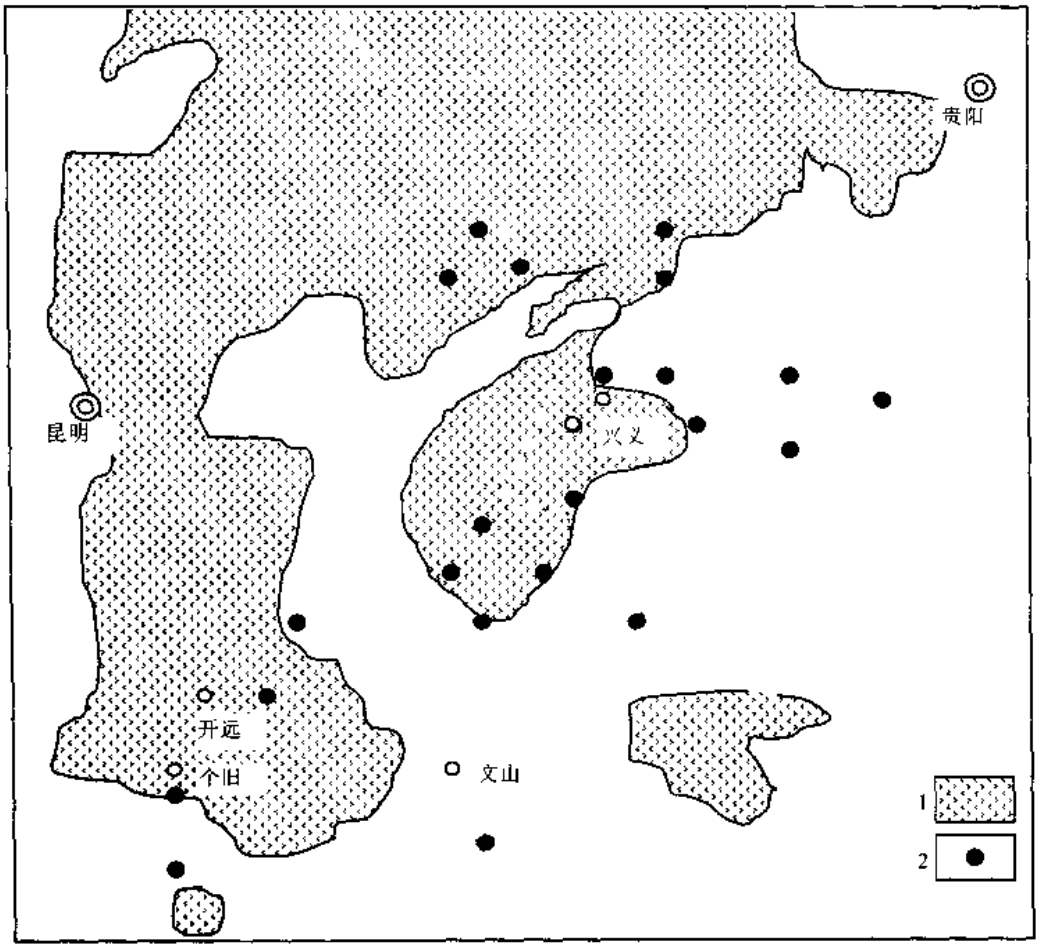


图 1-5　中国西南滇东南-黔南地区峨眉山玄武岩及金矿分布简图

（据杨科佑等 1992 年资料改编）

1—峨眉山玄武岩；2—卡林型金矿床和矿点

以上，厚度 15～70m。辉绿岩体侵入于下二叠统四大寨组，围岩大理岩化和硅化明显。在岩体顶部边缘，有气孔和杏仁体分布。

(2)普安-盘县岩群

普安-盘县岩群包括 80 多个辉绿岩体，地表出露最长者可达 40km，最厚可达 143m。

辉绿岩体侵入于上泥盆统至下二叠统不同时代地层之中，围岩多表现为大理岩化和夕卡岩化。

(3)富宁岩群

富宁岩群包括 100 多个基性岩体，可与东部广西阳圩、巴马岩群大体联成一片。规模最大的岩床，其厚度可达 350m。岩性主要为钛辉辉长辉绿岩，少量碱闪钛辉辉长岩、正长闪长岩及橄榄钛辉辉长辉绿岩。岩体多呈岩床产于上二叠系地层之中，伴随大理岩化和角岩化。

2. 偏碱性超基性侵入岩

偏碱性超基性侵入岩主要分布于黔西南贞丰、镇宁、望谟三县交界处。单个岩体规模较小，长数十米至千余米，厚数十厘米到几米。岩体多呈岩脉和岩墙状侵入下二叠统至中三叠统地层之中。岩性主要为斑状橄云辉岩、斑状云橄辉岩、斑状辉橄云岩、斑状橄辉云岩。超

基性侵入岩体角砾状构造发育，多具强烈的蛇纹石化、滑石化、钾长石化、碳酸盐化、次闪石化和沸石化等。同位素地质年龄数据为(77.5±2.4)～97Ma。

3.二叠纪玄武岩

二叠纪玄武岩大致分为富宁-丘北和滇东-黔西两个地区。

(1)富宁-丘北地区

富宁-丘北地区玄武岩产于上二叠统下部层位中。其中富宁一带以玄武岩和安山玄武岩为主。在丘北一带主要是含钛辉石的偏碱性玄武岩及同成分火山角砾岩和凝灰岩，厚度可达1130m。

(2)滇东-黔西地区

滇东-黔西地区为峨眉山玄武岩主要分布区之一，出露面积约250000km^2，出露形态呈向东凸出的舌形，且西厚东薄，最厚可达1248m。岩石类型主要为玄武质熔岩及各类玄武质火山碎屑岩。峨眉山玄武岩喷发形成的火山岩层可分为：下部为粗粒的火山碎屑岩及熔岩、中部为巨厚熔岩、上部为细火山碎屑岩夹熔岩。对应着3个主要阶段的火山活动：第一阶段为早二叠世晚期，滇东-贵州盘县、水城一带以陆地喷发为主，以东地区以海相为主；第二、三阶段为晚二叠世，以陆地喷发为主，在普安以东的东部边缘可能为海相。此外，据石油钻井资料(黄开年，1986)，在南盘江北侧的兴义、罗平地区，二叠系地层之下有数百米至千米厚的峨眉山玄武岩分布，表明了峨眉山玄武岩的广泛分布。

4.晚二叠世末至中三叠世玻屑凝灰岩

晚二叠世末至中三叠世，滇东-黔南地区见有玻屑凝灰岩分布。例如，关岭-贞丰-安龙一线西北侧，上二叠统长兴组黏土岩中夹有1～3层酸性玻屑凝灰岩，单层厚1～7cm；富宁、丘北一带，下二叠统罗楼组之中见有玄武质晶屑凝灰岩夹钠长石化酸性凝灰岩以及少量玄武岩产出；安龙、贞丰等地，中三叠世硅质岩和黏土岩中夹有酸性玻屑凝灰岩，厚度小于1m。

第二节　峨眉地幔热柱对我国西南地区某些金属矿床成矿的控制

一、引言

地幔热柱和幔柱构造是近几年在地震层析成像研究基础上提出的新概念，在地学界引起高度重视，研究工作进展很快。幔柱构造概括了地幔上升流和下行流的对流形式和所引起的构造发育程度，包括地幔物质柱状上涌形成的热幔柱和地幔柱状回流的冷幔柱。地幔热柱来自于核幔边界或深部地幔，其热物质呈柱状体上涌，形成巨大“头冠”和细窄“尾柱”，导致岩石圈减薄和超大陆解体以及大陆岩石圈向大洋岩石圈构造体制转化，相伴的构造、岩浆、变质、沉积等各种地质作用为产生成矿体系、形成各种类型矿床提供有利的环境。冷幔柱回流引起超大陆聚合、大陆裂谷夭折和洋壳俯冲消减碰撞造山以及大洋岩石圈向大陆岩石圈构造体制转变。幔柱构造对成矿的控制已涉及到地球演化各个阶段的成矿地质作用和张性与压性不同环境中的各种类型矿床，其自身多级演化的不同阶段往往相伴有不同类型的成矿地质作用，形成不同类型的矿床(侯增谦，1996，1998；赵国春，1994；李红阳，1996，

1998;邓晋福,1992,1994;卢记仁,1996;王登红,1996,1998;牛树银,1996)。

以峨眉山玄武岩为标志的峨眉地幔热柱,是我国典型的地幔热柱之一;其活动区为我国西南地区重要的大型-超大型矿床密集区,其对成矿的控制作用研究,已成为幔柱构造成矿作用研究的典型实例之一。地震层析成像资料揭示,峨眉地幔热柱在 50~450km 为一复合低速柱,由若干个呈"梅花状"分布的次级亚热柱组成。其头部直径 1500km,尾柱区位于中心的攀枝花一带,直径 250km。主要活动期为晚古生代。岩浆活动总体由基性到酸性,由喷发到侵入,由海相到陆相。

二、幔柱构造对成矿的控制

幔柱构造对成矿的控制涉及到地球演化各个阶段的成矿作用和各种环境中的各种类型矿床,其自身多级演化的不同阶段相伴有不同类型的岩浆、变质、沉积等成矿地质作用和不同类型的矿床,控制了相关矿床的时空分布和物质来源。幔柱构造对成矿的控制可概括为成矿物质的大规模超常聚集、矿质运移和矿床定位 3 个系统。我国西南地区矿床富集区与以峨眉山玄武岩为标志的峨眉地幔热柱活动有关。

(一)幔柱构造对地球演化各阶段成矿作用的控制

幔柱构造对成矿的控制涉及到前寒武纪—显生宙的地球演化各个阶段。早在 20 世纪 70 年代中期,Sawkins(1976)即已明确指出前寒武纪和显生宙大陆内环境中形成的重要矿床均与地幔热点活动有时空联系,并提出两个或三个分布广泛的伴随有超大陆解体和重要矿床产出的热点活动时期(表 1-1)。在 90 年代初期,Barley 等(1992)进一步讨论了前寒武纪金属成矿巨旋回与超大陆旋回的内在成因联系,提出成矿作用集中发生在超大陆的解体和聚合期。比如,以奥林匹克坝型矿床为代表的内陆盆地非造山型岩浆矿床,集中发生在超大陆解体的初期和超大陆聚合末期;以斑岩铜矿、脉状金矿为代表的造山型矿床则主要在超大陆聚合期最发育。日本学者 Maruyama(1994)则提出了幔柱构造导致了地球演化不同阶段超大陆的解体与聚合,其中热幔柱导致超大陆的解体,冷幔柱导致超大陆的聚合,而地幔柱发生、发展与演化的旋回性,又导致超大陆离合的旋回性。到 90 年代末,侯增谦等(1998)和李红阳等(1998)先后提出了幔柱构造成矿系统,强调了幔柱构造体系与地史上超大陆旋回与金属成矿巨旋回的内在统一性,进一步探讨了幔柱构造对地球演化不同阶段不同成矿作用的控制特点。

(二)幔柱构造对不同构造环境成矿作用的控制

幔柱构造对成矿的控制涉及到地球演化各阶段张性与压性不同环境的成矿作用。早在 20 世纪 70 年代,一些地质学家就开始注意到与地幔热点有成因联系的裂谷张性环境有关的成矿规律;Sawkins(1976)讨论了地球演化各阶段与大陆内部地幔热点和热点成因的裂谷张性环境及地幔热点活动导致的大陆解体有关的金属矿床。进入 80 年代,地质学家们进一步注意到地幔柱-热点与大陆内部、板块边界等张性环境矿床的内在成因联系,并逐步探索幔柱构造与挤压造山压性环境成矿作用的关系。例如,Mitchell 等(1981)系统讨论了大陆热点和热点成因裂谷、坳拉谷等张性环境中产出的矿床,并从地幔热柱-热点—夭折裂谷—裂谷—大洋扩张—俯冲—碰撞造山发展演化角度讨论了矿床与全球构造。Sawkins(1984)从离散-会聚(碰撞)板块边界环境角度论述了金属矿床与板块构造,着重讨论了离散型板块边界环境(热点、非造山岩浆活动、大陆裂谷、洋脊)与地幔热点之张性环境的内在关系。进

表 1-1　地幔热点活动的 3 个主要时期和相关的成矿作用

时代/Ma	构造事件	矿床类型	实　　例
100～300	泛大陆分裂，海西期碰撞	铅锌矿床	密西西比谷 38°线、贝努埃海槽、英国奔宁、挪威奥斯陆地堑
		热液铜矿床	南非(阿扎尼亚)默西纳
		层状铜矿床	“含铜页岩”
		锡矿床	焦斯高原
900～1100	原始泛大陆分裂，格伦维尔期碰撞	铅锌矿床	不列颠哥伦比亚省沙利文矿山
		热液铜矿床	安大略省特里巴格矿山
		岩浆铜-镍矿床	德卢斯杂岩体
		层状铜矿床	达马腊超群中的铜矿床、贝尔特超群中的铜矿床、阿得雷德地槽中的铜矿床、密歇根州怀特潘、赞比亚铜矿床
		锡矿床	巴西朗多尼亚州
～2000	大陆解体?	热液铜矿床	南州(阿扎尼亚)帕拉博腊
		岩浆铜-镍矿床	萨德伯里
		岩浆铂矿床	布什维尔德杂岩体梅林斯基层
		锡矿床	南非(阿扎尼亚)布什维尔德花岗岩

(据 Sawkins, 1976)

入 90 年代，人们逐步认识到幔柱构造对地球演化各阶段张性与压性不同环境成矿作用的控制。Anderson(1992)和 Maruyama(1994)提出幔柱构造控制了地幔热点—天折裂谷—裂谷—大洋扩张—俯冲—碰撞造山威尔逊旋回的发生与发展。侯增谦等(1996, 1998)和李红阳等(1998, 1999)先后以三江特提斯成矿域和新疆阿尔泰矿床富集区为例，从热幔柱-大洋开启和冷幔柱-大洋闭合的角度，探讨了地球演化不同阶段热幔柱和冷幔柱对张性与压性不同环境成矿作用的控制特点。

(三) 幔柱构造不同演化阶段对成矿的控制

幔柱构造中并存的热幔柱与冷幔柱的运动为地球演化各阶段地幔物质的主要运动形式，导致前寒武纪超大陆解体-聚合旋回，驱动显生宙板块运动。其中，热幔柱的发育与演化导致岩石圈减薄→超大陆解体→大陆岩石圈向大洋岩石圈体制转化，对应着地幔热点→大陆裂谷→大洋扩张等各演化阶段；冷幔柱回流导致超大陆聚合→大陆裂谷天折造山→洋壳俯冲消减碰撞造山→大洋岩石圈向大陆岩石圈构造体制转化，对应着俯冲→碰撞造山等各演化阶段。幔柱构造不同演化阶段对成矿的控制主要表现为其自身多级演化的不同阶段往往相伴有不同类型的成矿地质作用，形成不同类型的矿床。

1. 地幔热柱不同演化阶段对成矿的控制

地幔热柱的演化可初步分为地幔热柱-热点、地幔热柱-裂谷、地幔热柱-大洋扩张 3 个阶段。3 个阶段既可呈现为早、中、晚演化关系，又可各自独立，其对成矿的控制作用又各有其特点。

(1)地幔热柱-热点活动对成矿的控制

地幔热柱-热点发育于地球演化各地质历史时期，是幔柱构造对成矿控制作用最易识别的最直接标志之一，主要涉及大陆内部地幔热点和大洋洋岛-岛链地幔热点成矿系统。比如，与非造山热点碱性花岗岩有关的锡、铀(铌-钽-钨)矿床，与非造山热点层状镁铁质杂岩有关的铬、铂族元素，钒、钛、铜、镍等矿床，与非造山热点碳酸岩、碱性岩、超基性岩有关的稀有、稀土、金刚石、磷灰石等矿床，与非造山热点碱性岩、碱性花岗岩有关的金、银、铅、锌多金属矿床，

与非造山热点斜长岩有关的钛、铁、钒等矿床，与大陆内部热点轨迹有关的美国西南部斑岩铜矿床，与大陆内部热点尾部有关的澳大利亚西部伊尔岗地块绿岩带超镁铁质岩镍矿床。

(2)地幔热柱-裂谷作用对成矿的控制

地幔热柱-裂谷是地幔热柱-热点进一步发展的产物，是幔柱构造成矿控制作用中发育最为广泛和最有利于成矿的发展演化阶段。它广泛发育于地球演化各地质历史时期，特别是元古宙，与超大陆旋回的大陆解体成矿作用及产物相对应，形成全球矿产资源主体。地幔热柱-裂谷对成矿的控制包括地幔热柱-大陆裂谷(三联点、夭折、坳拉槽等各种大陆裂谷)成矿系统和地幔热柱-亲弧裂谷成矿系统。比如，与大陆裂谷侵入岩有关的斑岩铝矿、铜钼矿床、基性-超基性岩铬、铂、铜、镍硫化物矿床、碳酸岩、碱性岩、金伯利岩、稀有、稀土、金刚石、磷灰石和铜矿床，大陆裂谷沉积岩系中的层状铜矿床、银铅锌矿床、铅锌矿床、铀矿床、块状硫化物矿床、蒸发岩矿床和油气矿床等，深变质的裂谷型块状硫化物矿床，绿岩带块状硫化物矿床，与大陆裂谷内洋岛型蛇绿岩有关的矿床，亲弧裂谷斑岩铝矿床，黑矿型块状硫化物矿床及亲弧裂谷萤石、锡、铀、铍矿床等(Sillitoe, 1974)。

(3)地幔热柱-大洋扩张对成矿的控制

地幔热柱-大洋扩张作用又是地幔热柱-裂谷构造的进一步发展，主要发育于显生宙。其对成矿的控制主要表现为洋脊和大洋盆地中的成矿作用及洋壳蛇绿岩中的矿床。

2.冷幔柱不同演化阶段对成矿的控制

冷幔柱构造对成矿的控制作用主要表现为超大陆聚合与成矿，与冷幔柱引起的全球大规模造山挤压构造体系及相关的矿床相对应，可初步划分为冷幔柱-前寒武纪硅铝壳造山作用对成矿的控制和冷幔柱-显生宙硅铝壳或洋壳造山作用对成矿的控制。比如，与冷幔柱-硅铝壳/洋壳碰撞造山作用有关的蛇绿岩容矿的矿床、碰撞带花岗岩伴生的铀钨矿床、海西期造山带海西花岗岩锡钨矿床、东南亚中央锡矿带、碰撞花岗岩伴生的铀矿床、西欧海西期花岗岩伴生的铀矿床，与冷幔柱-洋壳俯冲岛弧有关的斑岩铜矿床、智利型(平卧成层)矿床、金矿床、黑矿型块状硫化物矿床、脉状矿等，与冷幔柱-前寒武纪硅铝壳造山作用有关的脉状金矿、金铀砾岩、阿比蒂比型铜锌块状硫化物矿床及某些斑岩铜、钼矿床等。

(四)幔柱构造的岩浆、变质和沉积作用及其对成矿的控制

幔柱构造演化不同阶段伴随有不同的构造、岩浆、变质和沉积等成矿地质作用，形成不同的成矿体系，产生不同类型的矿床组合或矿床成矿系列。

1.幔柱构造岩浆作用及其对成矿的控制

幔柱构造岩浆作用主要是指与幔柱构造作用有关的浅部岩石圈岩浆作用，是深部幔柱构造作用在浅部圈层的重要体现。广泛而强烈的岩浆活动，是幔柱构造作用的一大特点。在幔柱构造演化不同阶段伴随有不同的岩浆活动，产生不同类型的矿床。在幔柱构造岩浆作用区，从幔源到壳-幔混合至壳源为主的岩浆成分谱系完整，相伴的成矿物质具有明显的统一性与深源性，表现为以幔源成矿物质为主的壳-幔物质混合特征。

(1)与大陆内部非造山地幔热柱-热点活动有关的岩浆岩与成矿

该阶段岩浆岩主要为碱性花岗岩、层状镁铁质杂岩、碳酸岩、碱性岩、超基性岩、斜长岩、大陆溢流玄武岩、流纹岩和花岗岩等。其中，碱性岩和碳酸岩等主要为地幔热柱-热点头部岩浆活动产物，伴随有稀土、稀有元素等矿床；超基性岩或层状镁铁质 超镁铁质杂岩主要为地幔热柱-热点尾部岩浆活动产物，相关的矿床主要为铂、钯、镍、铜和钒钛磁铁矿矿床；大陆

溢流玄武岩往往是地幔热柱-热点岩浆活动直接喷出地表的产物，相关的矿床主要为铜矿床；碱性花岗岩、花岗岩和流纹岩为地幔热柱-热点构造作用引发花岗岩化形成花岗质岩浆上侵的产物，相关的矿床以锡矿为代表，可包括与非造山花岗岩有关的所有矿床。在成矿物质来源上，与地幔热柱-热点头部、尾部岩浆产物及直接喷出地表的碱性玄武岩有关的矿床，往往具有典型的幔源特征，或以幔源为主，混有少量壳源物质；与花岗岩有关的矿床多表现为典型的壳-幔混合成矿特点。

应当指出，由于幔柱构造作用强度和活动方式（脉冲式）的不同，上述岩浆活动并非在所有地幔热柱-热点活动区均同等发育，而且花岗岩化也并非是地幔热柱-热点活动的早期阶段产物，在晚期阶段和活动间歇期仍可有大规模花岗岩化作用导致花岗岩的广泛分布。在地幔热柱-热点活动持续时期长而活动强度较弱的地区，可能主要表现为广泛的花岗岩化作用及其所导致的花岗岩浆活动和相关的成矿作用；反之，则可能主要为基性-超基性岩浆活动及其相关的成矿作用，而花岗岩化不明显。

（2）与大洋内部地幔热柱-洋岛-岛链热点活动有关的岩浆岩与成矿

岩浆岩主要为洋岛玄武岩，相关矿床主要为铁、镍、铜、金、铂等。在地幔热柱-热点的尾柱区高热物质熔融，产生苦橄质或苦橄玄武质熔浆及其相关的矿产；其冠形头部与周围地幔"混杂"而具化学分带、物质熔融，产生富钠和富钾质的洋岛玄武岩及其相关的矿床。成矿物质具有明显的深源性，为较典型的幔源成矿。

（3）与地幔热柱-裂谷有关的岩浆活动与成矿

裂谷又称"浆谷"和"矿谷"，地幔热柱成因的裂谷岩浆活动与成矿作用可初步划分为早期裂谷化-花岗岩化阶段、中期裂谷-洋盆-洋岛阶段和晚期裂谷闭合-引张阶段。在成矿物质来源上，总体表现为以幔源为主的壳-幔混合特征。

①早期裂谷化-花岗岩化阶段：地幔热柱上升往往导致岩石圈以花岗岩化的方式（幔汁混合交代重熔）被大规模的"吞食"减薄，转变成以花岗岩为主的岩浆活动及相关成矿作用，即裂谷化或地台的构造岩浆活化。该阶段花岗岩及少量基性-超基性岩和碱性岩主要产于张性环境，浅部地表可发育裂谷式陆相断陷盆地。该阶段成矿物质主要表现为壳-幔混合来源。

②中期裂谷-洋盆-洋岛阶段：地幔热柱持续上升，导致岩石圈进一步大规模急剧减薄而逐步发育成硅铝层陆壳裂谷→硅镁层洋壳裂谷，双峰式火山岩和以火山岩型块状硫化物矿床为代表的一系列铜多金属矿床广泛分布。在成矿物质来源上，以幔源为主，混有一定比例的壳源物质。

③晚期裂谷闭合-引张阶段：地幔热柱活动停止或间歇或冷幔柱作用，导致裂谷闭合挤压造山及其随后的局部引张。其中，裂谷的闭合与造山往往伴有挤压环境下的花岗岩化作用，产生同造山花岗岩及相关的矿床，成矿物质具有壳-幔混合特点。

应当强调指出，在裂谷闭合造山之后往往伴随引张拉伸作用或地幔热柱-热点岩浆活动与成矿作用的复合与叠加。比如，在裂谷闭合造山带中常常分布有与地幔热柱尾部岩浆活动有关的超基性岩或层状镁铁质-超镁铁质杂岩和相关的铂、钯、镍、铜和钒钛磁铁矿矿床，与地幔热柱头部岩浆活动有关的非造山碱性岩、碳酸岩和相关的稀土、稀有等矿床，地幔热柱岩浆直接喷出地表的大陆溢流玄武岩及相关的铜矿床等，以及地幔热柱构造作用引发花岗岩化而形成的非造山碱性花岗岩及锡矿床等。成矿物质主要来源于幔源。

此外，与地幔热柱-大洋扩张有关的岩浆活动与成矿，主要包括洋脊玄武岩及相关的贵

金属矿床、基性-超基性岩及其相关的镍、铁、钛、金、铂和石棉、滑石及菱镁矿床等。

2.幔柱构造变质作用及其对成矿的控制

幔柱构造变质作用主要是指与幔柱构造作用有关的浅部岩石圈超变质作用，是深部幔柱构造作用在浅部圈层(下地壳与上地壳)的主要体现，主要包括与幔柱构造作用过程中地幔射气(气体)-喷流(流体)作用等有关的热变质作用和与幔柱构造隆起-伸展-拆离构造作用有关的动力变质作用(李红阳，1996)。其表现为广泛而强烈的混合岩化、花岗岩化、流变"片麻岩"等超变质作用，直接涉及到交代-重熔、同熔等深熔岩浆的产生和演化，与岩浆活动和构造运动有关，涉及到与区域变质作用、花岗岩化作用、韧性剪切带、变质核杂岩构造作用等有关的一系列成矿作用(表 1-2)。在成矿物质来源上，具有明显的壳-幔混合特征，且随变质作用的差异其成矿物质壳幔混合比例各异。超变质作用地区多以地幔隆起、地幔物质大规模上涌、热流值较高、地壳普遍较薄为特点。

(温度型)热变质作用的地质应力主要为热能、化学能(富碱、富钠、富含气体与挥发分)，以广泛而强烈的混合岩化、花岗岩化等超变质作用为标志，以形成混合岩、混合交代-重熔花岗(杂)岩、碱性(杂)岩等岩石组合与演化系列为特征。成矿作用以与花岗岩(化)有关的金、银、铜、铅、锌、锡、钨等矿床为主。

动力变质作用主要表现为伴随不同构造层次的幔型-壳幔型-壳型韧性剪切带、拆离带、滑脱带构造作用使原岩发生固态塑性流变作用而产生各种流变片麻岩类。比如，纹层状-条带状-眼球状糜棱片麻岩等。成矿作用以韧性剪切带型金矿床为特征。

表 1-2 (温度型)超变质作用及其产物标志特征

超变质作用的三种物质能量状态	幔源气体(气流)	幔源流体(溶液流)	幔源熔体(熔浆)
超变质作用能量形式(介质状态)	热能为主，以高温高压气体(射气)为主	化学能为主，以 K、Na、Si 富碱流体为主	化学能与热能均较低，熔浆
超变质作用的温度与压力状态	很高	高	较高
超变质作用的介质性质，穿透、渗透、运移交代能力	很强	强	弱
超变质深熔岩浆产生方式	重熔为主，原地固态重熔	碱-酸交代为主，半原地塑性流变	同熔，幔源岩浆上涌
超变质作用的演化产物	注入型混合岩，重熔岩浆(壳源为主的混合岩浆)	交代型混合岩，交代-重熔岩浆(壳-幔混合岩浆)	幔源岩浆与同熔岩浆
超变质作用产物与围岩的关系	注入与渐变	渐变	侵入
超变质作用产物的原岩残留和原岩的继承性	多 强	少 弱	无 无
成矿作用	金、银、铅、锌等	金、银、铜等	铜、镍、金等

3.幔柱构造沉积作用及其对成矿的控制

幔柱构造沉积作用主要是指与地幔热柱成因裂谷相伴的沉积作用，其对成矿的控制主

要表现为地幔热柱成因裂谷式裂陷盆地陆相喷流沉积成矿作用和大洋裂谷海底喷流沉积成矿作用等，代表性矿床为裂谷沉积岩系中的层状铜矿床、银铅锌矿床、铅锌矿床、铀矿床、沉积物容矿的块状硫化物矿床、油气矿床等。在成矿物质来源上，与地幔热柱-裂谷沉积作用有关的矿床总体上为壳-幔混合来源，或以壳源为主的壳-幔混合来源。

三、峨眉地幔热柱对我国西南地区某些金属矿成矿作用的控制

峨眉地幔热柱活动区是我国重要的超大型矿床密集区或大矿集中区。峨眉地幔热柱与超大型矿床的关系，已引起越来越多的地质学家的兴趣。侯增谦等(1998)以三江特提斯成矿域为例讨论了"三江"幔柱构造与"大矿集中区"成矿系统问题。卢记仁(1996)从峨眉地幔热柱引发的高热流场角度讨论了研究区广泛的改造成矿作用。边千韬(1998)研究了扬子克拉通西南缘低速柱与超大型矿床的形成关系。与此同时，该区取得了大量的地震层析成像资料，为开展峨眉地幔热柱的三维速度结构、深部结构构造、发展演化及其与超大型矿床形成关系的研究创造了条件。因此，依据地震层析成像资料，通过峨眉地幔热柱的三维速度结构图的编制，可以讨论其深部形态结构特征(刘建华等，1989)，而且，通过其岩浆活动、裂谷作用及其演化主要特征的综合分析，可研究其与超大型矿床在时空分布、物质来源及发展演化上的关系，以及其自身的发展演化对超大型矿床的成矿控制作用(宋谢炎等，1998)。

(一)峨眉地幔热柱的基本特征

1.峨眉地幔热柱的三维速度结构及其地质意义

通过地震层析成像揭示地幔热柱的三维速度结构，是研究地幔热柱深部形态结构的重要手段。依据地震层析成像资料编制的峨眉地幔热柱的三维速度结构图(图 1-6)，在 20km 中地壳存在很完整的大范围低速层，其最低速度值达 5.6 km/s；在 50 km 上地幔顶部和 200 km 以及 450 km 等深处也存在着大范围的低速带；而在地壳上层(3 km)和 130 km、300 km 等深处，则为透镜状低速异常与高速异常相间排列呈放射状或"梅花状"分布(图 1-6)。因此，在纵向上表现为几个不同深度的大范围低速异常与透镜状的低速、高速组合异常交替出现，空间上组成多级次的复合低速柱。例如，泸水-安顺速度异常与深部构造剖面，揭示泸水和东川为两个多层次的次级亚低速柱。

应当指出，三维速度结构是壳幔演化不同阶段的综合反映。不同部位的速度异常所反映的地质内涵是不同的。在地幔热柱晚期活动上涌的幔源物质主要表现为低速异常，而在地幔热柱早期活动引起的幔源物质上涌，则主要表现为高速异常。

地壳上部的速度异常与地幔热柱对浅部地壳地质作用特征明显相关。地表及上地壳高速度异常，与峨眉山玄武岩等基性-超基性岩浆喷发与侵入活动有关。其高速异常既反映了峨眉地幔热柱早期活动的深部物质上涌通道及产物，也揭示了初始地幔热柱的头部区(峨眉山玄武岩分布区)和尾柱区(高速异常的中心——四川攀枝花超镁铁质火成岩集中分布区)(图 1-6)。

研究区中地壳存在很大范围的低速层。根据刘建华等人(1989)的研究资料，这一低速带是一个温度很高的软弱构造层。其等速面有明显的起伏，表现为以四川攀枝花为中心向东西两侧逐渐抬升，而且向西抬升剧烈，向东抬升缓慢。它可能更好地揭示峨眉地幔热柱晚期活动的深源物质上涌引发中地壳大规模重熔花岗岩浆作用的区域范围及其中心。其等速面向外围的逐渐抬升，则可能与重熔花岗岩浆由中心向外围的侵入活动有关。

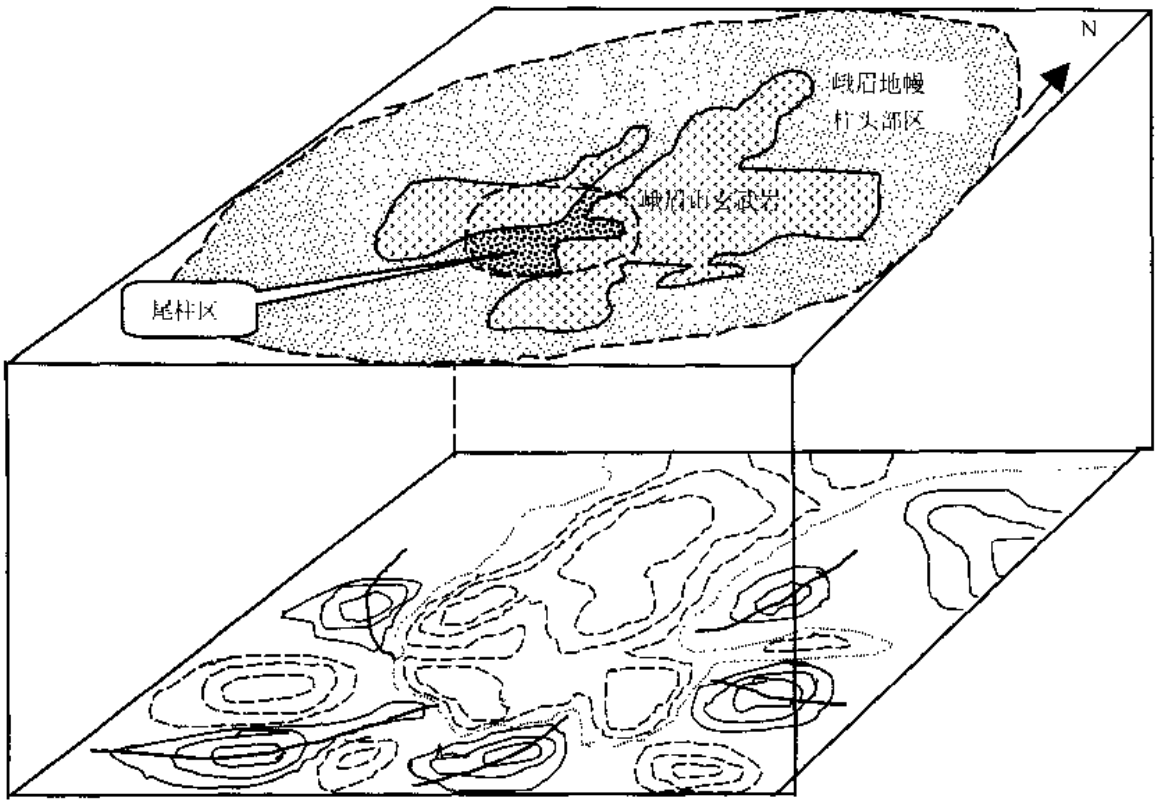


图 1-6　中国西南地区峨眉地幔热柱的三维速度结构图

上图为峨眉山玄武岩与峨眉地幔柱活动区(头部区与尾柱区)空间关系;下图为峨眉地幔热柱在50～450km范围内的总体速度结构特征,表现为由若干个呈放射状或"梅花状"相间排列的次级低速体(柱)和高速体(柱)所构成的复合低速体(柱)

在上地幔顶部出现的低速度异常,与峨眉地幔热柱的异常上地幔密切有关。或是地幔热柱作用引发的上地幔物质的局部熔融,或是地幔热柱的热地幔物质上涌和地壳逐渐减薄所致。

概括起来,峨眉地幔热柱在 50～450km 范围内,总体表现为由若干个呈放射状或"梅花状"相间排列的次级低速柱和高速体所构成的复合低速柱(图 1-6)。其中心位于四川攀枝花一带,直径 1000～1500km,范围约 100 万 km^2。这一复合低速柱反映了峨眉地幔热柱的纵向与横向不均匀性和多级演化特征。因此,根据速度结构特征,可以推测峨眉地幔热柱的深部结构与形态特征。如图 1-6 所示,它是由若干个呈放射状分布的次级地幔亚热柱所组成的,表现出较典型的多级演化特征。其初始地幔热柱蘑菇状头部直径 1000～1500km,尾柱区位于中心的四川攀枝花一带,直径约 250km,两者之比为 4:1～7:1。

2.峨眉地幔热柱的岩浆活动、裂谷作用及其演化特征

根据卢记仁(1996)和侯增谦等人(1996,1998)的研究,峨眉地幔热柱主体发育于二叠纪,其地质效应或巨大地热异常持续到中生代燕山期。现将峨眉地幔热柱的岩浆活动、裂谷作用及其演化的主要特征分述如下。

(1)岩浆活动及其演化特征

地幔热柱是地球各圈层物质与能量交换的一种重要形式。地幔热柱蘑菇状头部减压熔融引起大规模玄武岩浆喷发和大量基性-超基性岩体侵入。地幔热柱对深部地壳的改造作用引起大规模酸性岩浆的喷发和大量花岗岩体的侵位。以峨眉山玄武岩为代表的大陆溢流玄武岩和攀西地区红格-攀枝花-白马大型层状基性-超基性岩，是峨眉地幔热柱基性岩浆活动的典型产物。

依据地震层析成像资料(刘建华，1989；赵永贵，1992)和相关地质研究资料综合分析，伴随峨眉地幔热柱构造作用出现的基性-酸性岩浆活动，大规模发育于晚古生代二叠纪至整个中生代。其中早期阶段(晚古生代)以基性岩浆大规模喷发活动为主，晚期阶段以酸性及碱性岩浆大规模侵入为主，伴随少量的基性-超基性岩浆侵入与喷发活动。这种由基性到酸性和碱性的岩浆演化，包括了大约 6 个活动时期。①中晚泥盆世海底玄武岩浆喷发，主要发育于右江裂谷盆地。②石炭纪玄武岩浆喷发和层状基性-超基性岩体侵位。前者主要发育于右江裂谷盆地，后者以攀西地区红格岩体为代表。③早、晚二叠世之间大规模峨眉山玄武岩喷发，其分布面积约 $50\times10^4km^2$，为基性岩浆活动的高峰期。④晚二叠世酸性火山喷发，火山灰沉积遍及整个华南地区，为酸性岩浆喷发高峰期。⑤早-中三叠世之间的酸性火山喷发，火山灰形成绿豆岩。⑥晚三叠世基性岩浆喷发和侵入以及酸性岩浆侵入。

总之，峨眉地幔热柱的岩浆活动持续时间较长，几乎包括了整个晚古生代和中生代。岩浆活动从老到新总体演化趋势是：从基性到酸性至碱性，由喷发到侵入，由海相到海陆交互相至陆相，由幔源到以幔源为主的幔壳混合来源。

(2)裂谷的主要演化特征

华南地区海西—印支期地壳升降与拉张在很大程度上是由峨眉地热柱活动引起的。峨眉地幔热柱热地幔物质的大规模上涌和巨大的热异常导致岩石圈底部岩石受热软化，伸展变薄，进而引发岩石圈破裂解体和三联点裂谷作用。伴随裂谷的玄武岩浆喷发，地幔热柱的热地幔物质与能量逐渐释放，地幔物质上涌逐渐减弱，以致于停止或间歇，进而又导致裂谷作用的逐渐减弱，以致于裂谷的闭合，甚至于引发 A 型俯冲而封闭造山。继而转化为陆相裂陷盆地演化时期。根据晚古生代至中生代早期玄武岩浆活动时空分布与沉积作用分析，峨眉地幔热柱引发的裂谷具有 3 个演化阶段。

①裂谷初始活动期

泥盆纪，右江裂谷盆地开始发育。该裂谷盆地发育泥盆纪-石炭纪海相溢流玄武岩，以及二叠纪浅海相至陆相峨眉山玄武岩和三叠纪玄武岩。它是峨眉地幔热柱对岩石圈地幔和地壳作用引发的最早的裂谷盆地。

②裂谷强烈活动期

早二叠世，盐源-丽江陆缘裂谷开始发育。该裂谷广泛发育海相玄武岩，最大厚度达 5000 余米。晚二叠世，为峨眉地幔热柱裂谷作用的主要发育时期，攀西裂谷逐渐形成。在其中心地带，玄武岩厚度达 2000 余米，并发育双峰式火山岩组合。而且，在广大区域喷发陆相峨眉山玄武岩。但是，由于峨眉地幔热柱自身的演化或脉冲式活动，攀西裂谷未能开裂成类似于红海的大洋裂谷。晚二叠-早中三叠世，峨眉地裂运动，巴颜喀拉边缘海开裂成甘孜-理塘有限洋盆。

③裂谷闭合期

晚三叠世，右江、盐源-丽江、攀西等裂谷几乎同时闭合，褶皱回返。继而主要发育中生

代-新生代早期(?)陆相裂陷盆地，形成红色岩系。而伴随裂谷闭合出现的大规模酸性-碱性岩浆侵入活动，主要集中在裂谷盆地的周边地区。裂谷盆地之中主要为规模不大的基性-超基性及碱性岩体、岩墙和岩脉群等。

概括起来，从晚古生代泥盆纪到中生代早三叠世，峨眉地幔热柱引发的裂谷作用具有明显的从南东向北西依次迁移演化的特征。即右江裂谷→盐源-丽江陆缘裂谷→攀西裂谷→甘孜-理塘有限洋盆依次开裂，形成了1300km的迁移轨迹。

(二)峨眉地幔热柱与我国西南地区超大型矿床和矿集区的关系

峨眉地幔热柱活动区是我国重要的超大型矿床密集区或大矿集中区。已知攀枝花超大型钒钛磁铁矿床、个旧超大型锡多金属矿床、都龙超大型锡锌矿床、白牛厂超大型银多金属矿床、金宝山大型铂族元素矿床。因此，超大型矿床和超大型矿床密集区及大矿集中区成矿的深部制约机制，特别是超大型矿床与地幔热柱的时空和成因关系，成为研究的热点。峨眉地幔热柱与超大型矿床具有密切的时空与成因关系，主要表现为以下几个方面。

1.时间演化的统一性

峨眉地幔热柱的活动与演化，与其活动区成矿作用的发展演化具有明显的统一性，不同的演化阶段，相关的成矿作用各不相同。例如，晚古生代，为峨眉地幔热柱发展演化的早期——裂谷作用阶段，右江裂谷盆地、盐源-丽江陆缘裂谷、攀西裂谷等依次开裂，地幔物质直接大规模上涌喷发及侵入；相应的成矿作用主要表现为裂谷喷流沉积成矿和基性-超基性岩浆结晶分异成矿作用，形成了海底喷流沉积成因的大厂超大型锡多金属矿床和层状基性-超基性岩型的攀枝花超大型钒钛磁铁矿床等。

2.空间分布的统一性

峨眉地幔热柱作用区超大型矿床或大矿集中区具有以攀枝花超大型钒钛磁铁矿床为中心的区域环状分带趋势，与峨眉地幔热柱的放射状或"梅花状"三维速度结构图像十分相似。比如，峨眉地幔热柱作用区，分布有大厂、个旧、都龙、白牛厂、攀枝花等10个超大型矿床，构成我国重要的超大型矿床密集区。

3.物质来源的一致性

与峨眉地幔热柱以幔源物质上涌和壳、幔之间物质与能量的交换相吻合，该区主要矿床其成矿物质(Au、Fe、Cu、REE、PGE等)显示明显的幔源性，指示成矿物质及矿化剂主要来源于地幔或以幔源为主的幔壳混合源。

峨眉地幔热柱对超大型矿床的成矿控制作用，可概括为成矿物质大规模聚集、矿质运移与传输、超大型矿床定位3个系统，或成矿物质的聚集、运移和定位3个阶段。其中，伴随晚古生代峨眉地幔热柱构造作用出现的地幔隆起、幔源物质大规模上涌、壳幔相互作用和高热流场，构成了成矿物质大规模聚集系统；它是峨眉地幔热柱作用区超大型矿床广泛分布，形成超大型矿床密集区的根本原因所在。而峨眉地幔热柱自身的多级演化与发展，则构成了以幔源为主的幔壳混合来源成矿物质的运移与传输系统；它是超大型矿床密集区以攀枝花层状基性-超基性岩型钒钛磁铁矿床为中心，金、银、铜、铅锌、锡等矿床环状组合分布的主导性控制因素。进而，峨眉地幔热柱各次级亚热柱自身的活动与演化，构成了成矿物质的最终富集成矿或超大型矿床定位系统；它是超大型矿床密集区各超大型矿床或大矿集中区最终形成与定位的关键。

第三节　中国西南滇黔地区金矿床类型

中国西南滇黔地区金矿床是中国金矿的一个重要组成部分，已知卡林型、红色黏土型、富碱斑岩型及近代热泉型等金矿床主要集中分布在该区。其矿床类型的独特性，造就了其在中国金矿地质上的独树一帜。

一、金矿床的分类

在国内外金矿分类研究中，地质工作者一直努力寻求一种易于鉴定和实用的金矿床分类方案。近年来，我国著名的矿床学家涂光炽教授(1990a)及中科院黄金领导小组办公室(1994a)，考虑到当前我国金矿床研究现状，提出了以容矿岩石、含金矿系或容矿岩石建造为基础的金矿分类方案。该分类方案，主体上以容矿岩石或含金岩系为基础，结合控矿构造、矿体形态或矿化特征等因素进行金矿类型划分，主要包括沉积岩型(卡林型和细碎屑岩-碳酸盐岩-硅质岩型)、太古宇绿岩带型、浅变质碎屑岩型、火山岩型及侵入岩内外接触带型等金矿床类型。一般说来，含金岩系是成矿的重要地质背景，易于识别，人们可以依据不同的岩石组合识别与寻找某种类型的金矿床。这一金矿床分类方案，既便于野外地质勘查中的应用，也避免了对一些矿床有关成因问题的争论。因此，本书主要使用涂光炽教授的金矿床分类方案。

二、中国西南地区主要金矿床类型

(一)主要金矿床类型

中国西南地区金矿床可划分为沉积岩型(卡林型、微细粒浸染型)、浅变质碎屑岩型、富碱斑岩型和红色黏土型等(表 1-3)。其中，以沉积岩型和红色黏土型金矿床为主(高振敏，1998)。

表 1-3　中国西南滇黔地区主要金矿床类型

金矿床类型	实　　例
红色黏土型	云南卡芒岗、北衙，贵州老万场、豹子洞、砂锅厂等 10 余处
沉积岩型或卡林型	贵州紫木凼、烂泥沟、丫他、板其、戈塘、大厂、四相厂、宏发厂、新发厂、下乌泥、排和、排庭、交梨、苗龙、三岔河、营盘山、册阳、万地等矿床、矿点 56 处，滇东南富宁、革档、舍坝、老厂、木利、鲁布格、赛鸭等矿床、矿点 46 处，滇西龙陵-瑞丽一带上芒岗和马脖子等金矿床和矿点
浅变质碎屑岩型	云南哀牢山金矿带的墨江金厂和镇沅老王寨金矿床，贵州乌湾东部金矿
富碱斑岩型	北衙、姚安、马厂箐和金厂箐等 10 余处
近代热泉型	云南两交河等

1. 卡林型或沉积岩型金矿床

卡林型金矿亦称沉积岩型、微细粒浸染型金矿，是一种主要产于碳酸盐岩建造中的重要金矿类型。1961～1963 年首先在美国西部内华达州尤里卡县卡林镇地区发现，故称之为卡

林型金矿床，随后在美国西部又相继发现了许多与卡林金矿床相类似的微细粒浸染型金矿床。该类型金矿床以储量大、分布广、品位低为主要特点。A.S.拉德克和F.W.迪克本(1974)将这一类矿床命名为卡林型金矿床。

卡林型金矿床，主要成群成带集中分布在我国的滇-黔-桂、陕-甘-川、滇西3个"金三角"地带及美国内华达州及附近地区。著名的矿床学家涂光炽教授认为，这与美国的中西部和我国的西南部均长期大面积发育的碳酸盐岩建造巨厚盖层有关。我国西南滇-黔-桂"金三角"卡林型金矿集中区是我国卡林型金矿床发育的典型地区。例如，贵州紫木凼、烂泥沟、丫他、板其、戈塘、大厂、老万场、四相厂、宏发厂、新发厂、卡乌泥、排和、排庭、交梨、苗龙、三岔河、营盘山、册阳、百地等矿床、矿点56余处，滇东南富宁、革档、金坝、老厂、木利、鲁布格、赛鸭等矿床、矿点40余处。云南潞西上芒岗卡林型金矿区和兰坪-思茅盆地中的卡林型金矿点及丽江－宁蒗地区的金矿点，是近几年我国西南地区新发现的卡林型金矿成矿区，其区域地质与矿区地质地球化学特征，与我国滇-黔-桂、陕-甘-川两个"金三角"地区及美国西部地区的卡林型金矿床具有许多相似之处，具有很大的找矿潜力和远景。例如，滇西龙陵-瑞丽一带上芒岗和马脖子等金矿床和矿点。从金矿资源分析，卡林型或沉积岩型金矿床是我国西南滇黔地区的重要金矿类型。

2.红色黏土型金矿床

红色黏土型金矿床是近年来发现的一种与表生作用有关的重要的金矿新类型，主要集中分布在中国西南滇黔地区，其与国外典型红土型金矿床既具有某些相似性，又有十分明显的差异。由于红色黏土型金矿床具有易开采、易选冶、经济价值大等特点，已引起越来越多的重视。

(1)"红土型"金矿床

"红土"型金矿床是20世纪80年代国际上新发现的金矿类型。1980年，在西澳大利亚西南的博丁顿(Boddington)地区首次发现了产于太古宇绿岩带之上发育的红色风化壳中的大型金矿床，并称之为红土型金矿床(Davy，1986；Mann，1984)。之后，在全球的低纬度区发现了大批红土型金矿床(Zang，1993)。其特征是在矿床的表面或近地表的红层中，主要或大部分由铁(或铝)的氧化物或(和)氢氧化物构成；黏土矿物主要产在红层之下，并主要由高岭土构成；代表了氧化和风化作用强度大，去硅作用很完全的地质和地理环境，许多矿床同时也是"红土型"铝土矿床。由于该类型金矿具有品位低(一般为$1.00\times10^{-6}\sim5.00\times10^{-6}$)、规模较大(多为中、大型)、易采(矿层松散，露采)、易选冶(池浸及堆浸，选冶工艺简单)、回收率高(大于75%)、见效快及效益高等特点，国外对该类型金矿床给予了极大的重视。

类似的氧化型金矿床在我国南方也发现不少，如湖北蛇屋山、湘南洪水塘、云南北衙及上芒岗、贵州的老万场等。然而与国外的红土型金矿相比，我国只有湖北蛇屋山是比较典型的红土型金矿(李松生，1993，1997；刘腾飞，1996)，其他矿床与国外的典型矿山都存在较大差异。虽然，这些金矿床曾被冠之以"红土型"金矿床，但是能否将其归入红土型金矿床，是一个值得商榷的问题。由于中国这些产于红色风化壳中的金矿床与国外典型的红土型金矿相比，在去硅程度、氧化程度、物质组成和金赋存状态等方面存在着很大的差异，因此，有必要将其与红土型金矿床区别开来。

(2)红色黏土型金矿床

我国著名的地质学家涂光炽教授将我国南方的氧化型金矿定义为"红色黏土型"金矿

(The red-clay type gold deposit)。所谓"红色黏土型"金矿是指原生金矿(或矿源岩)经过(原地或迁移)不彻底的氧化作用和风化淋滤作用之后堆积形成的金矿床。具体的特征有:土层厚度不大(个别如喀斯特溶洞堆积也可厚达几十米),土壤成层或分层不完全,在表层或近地表层中黏土矿物较多,以伊利石、高岭石、蒙脱石等并存为组合特征;金以微细粒乃至超微细粒存在,由于黏土矿物对微细粒金粒(可能以微包裹形式存在于层间域)的包裹和吸附,使得有些矿山的堆浸浸出率较低。"红色黏土型"金矿可产在原生金矿床(或矿源岩)附近的封闭小盆地中,有的红色黏土型金矿附近还未发现矿源岩(如贵州晴隆县老万场红色黏土型金矿,已达大型矿山规模)。

一种矿床类型的定义划分和系统研究的理论意义和经济价值非常巨大,如红土型金矿从20世纪80年代被发现并进行研究后,在不到20年的时间内创造了巨大的经济效益。基于上述的理由和下面所陈述的事实,对于我国所发现的类似的金矿床,我们认为应该将它们划分成一种新的类型并对它进行成矿模式和找矿模式的系统研究。首先,在我国的黄金生产中,红色黏土型金矿占有相当的比例,特别是对于我国西南的两个金三角地区,由于大部分原生矿为难选冶矿石,难以进行大规模的开采利用,所以对原生矿附近的红色黏土型金矿床给予了极大关注,黄金生产主要来自于红色黏土型金矿。

应当强调指出,涂光炽教授提出了"红色黏土型"金矿床这一概念,并在1999年指出"红色黏土型金矿床与红土型金矿床在物质组成及形成机制方面存在很大差异,但在产出背景及外观上有若干类似之处,因而在讨论中容易引起混淆","90年代在我国西南地区连续被发现的'红土型'金矿床,实质上是红色黏土型金矿床。"

3.与富碱侵入岩有关的金矿床

滇西"三江"地区与富碱侵入岩(斑岩)有关的金矿,也是近年发现的金矿新类型。富碱斑岩型金矿是指与富碱正长斑岩类和碱性花岗斑岩类有关的斑岩型金矿床,或岩浆热液矿床,两类富碱斑岩总碱(K_2O+Na_2O)含量>8%。滇西"三江"哀牢山-金沙江富碱侵入岩带是我国重要的富碱侵入岩带之一,相继发现了北衙、姚安、马厂箐和金厂箐等富碱斑岩型金矿床。该类型金矿床明显受我国重要的哀牢山-金沙江富碱侵入岩带的控制,空间上形成富碱斑岩型金矿成矿带。

4.变质碎屑岩型金矿床

变质碎屑岩型金矿是指含矿岩系为区域变质岩或浅变质碎屑沉积岩的变质热液型与沉积改造型金矿床,相当于国外所称的浊积岩型、硬砂岩或黑色岩系型金矿。涂光炽教授(1990a)认为该类型金矿是我国最有前景的金矿类型之一。我国西南滇黔地区以哀牢山金矿带的墨江金厂和镇沅老王寨金矿床为代表,是值得进一步深入研究的重要金矿床类型。

5.近代热泉型金矿床

该类型金矿床主要发育于我国西南云南腾冲一带,是近代热泉活动的产物,以云南腾冲两交河热泉型金矿为代表。

第二章　中国西南地区卡林型金矿基本特征及国内外对比

我国西南地区的卡林型金矿，在区域空间分布、区域成矿构造背景、控矿构造、赋矿地层与岩性、岩浆活动、围岩蚀变、矿石类型及矿物成分等方面，既具有共同性，又具有各自的某些特点。但是，其主要矿床地质特征，可与美国卡林型金矿相对比。

第一节　国内外卡林型金矿主要特征

一、区域空间分布特征

在区域空间分布上比较集中，是卡林型金矿床的突出特点之一。在世界范围内，卡林型金矿床主要见于美国和中国。在美国，卡林型金矿床又集中分布于美国西部内华达州及犹他州；在中国，卡林型金矿床则明显集中分布于我国西南"滇黔桂""川甘陕"两个"金三角"和滇西南上芒岗地区。因此，卡林型金矿床往往集中分布，在空间上形成卡林型金矿集中区或"金三角"。而且，在金矿集中区内，金矿床往往又成群、成带分布，形成矿集中区内的不同成矿带和矿田。

在区域空间分布上，卡林型金矿常与汞、砷、锑等矿床处于同一矿带，或金矿带为金-汞-砷-锑成矿带的亚带或矿田，表现出明显的"不在其中，不离其踪"空间分布特点。例如，黔西南在发现卡林型金矿之前，锑矿、砷矿、雄黄、雌黄和汞矿床闻名国内。在地球化学异常分布上，Au 异常往往与 As、Sb、Hg、Tl 异常相吻合(涂光炽，1990b)。

卡林型金矿集中区的空间分布与特定的大地构造背景——与地幔热柱构造有关的大陆边缘裂谷(三联点)作用密切相关，表现出裂谷带和裂谷带内不同级别断裂构造对金矿集中区和区内不同矿床、矿田和矿带的形成及其时空分布的控制和制约。例如，滇东-黔南地区属右江裂谷带控制滇黔桂卡林型金矿集中区，其主干断裂严格控制了金、砷、汞和锑等矿床的带状分布，自西向东包括 4 个成矿带，而主干断裂带的次级断裂构造进一步控制了成矿带内矿田、矿床和矿体的具体空间分布或定位。

二、区域成矿构造背景

美国卡林型金矿的区域成矿构造背景认识仍在不断深化。有些学者认为该区为太平洋东侧贵金属成矿带的一部分，是太平洋板块向东俯冲到美洲板块的结果。另外一些学者则主张该区为美国大盆地幔隆构造。朱为方等将我国右江幔隆与美国大盆地幔隆构造金成矿作用进行了对比(表 2-1)。

本次研究工作认为美国卡林型金矿区域成矿构造背景和我国西南滇-黔-桂、川-陕-甘两个"金三角"卡林型金矿床集中区的构造背景基本一致，为幔柱构造活动区。其中，美国卡林型金矿集中区位于黄石公园地幔热柱活动区，我国滇-黔-桂、川-陕-甘两个"金三角"卡林型

表 2-1　滇黔桂右江幔隆(裂谷)与美国大盆地幔隆构造及卡林型金矿

主要标志与特征	滇黔桂右江幔隆	美国大盆地幔隆
分布地区	滇黔桂三省区交界区	西部盆地-山脉省
近地表镜像反映	百色盆地和南宁盆地等线型洼地	盆地和山脉省
莫霍面等深线	35～46km	25～30km
幔隆宽度	50～130km	1000km
重力异常	布格重力异常由南东向北西递降，区域北东向重力异常带在该区向南东呈鼻状弯曲，形成南东-北西向重力异常带	广泛的负布格重力异常
地热流	古地热场，现代平均地热增温率 5℃/100m	高热流值
地震	右江地震带	盆地和山脉省地震区
区域性大断裂	右江、那坡-龙州、宾阳-马山-巴马-逻楼等断裂	Roberts Mountain、Battle Mountain、Sevier、和 Basin and Range 逆冲断层
火山岩	玄武岩、玄武质熔岩、玄武质凝灰岩和火山角砾岩，火山碎屑岩类夹酸性熔岩	安山岩、英安岩和玄武质熔岩
侵入岩	从南东向北西出露花岗闪长岩、花岗斑岩、石英斑岩，航磁异常表明存在北西向隐伏花岗岩带	花岗闪长岩、石英二长岩和花岗岩广泛出露，航磁资料表明存在隐伏岩体
幔隆起始时间	早泥盆世晚期-晚泥盆世	古生代，晚始新世-早渐新世
幔隆主期	晚二叠世	中新世
成矿时代	中三叠世末-燕山期	休罗纪-老第三纪
成矿高峰期	燕山期	中晚白垩世，中新世

注：根据朱为方等资料改编。

金矿床集中区位于以峨眉山玄武岩为代表的峨眉山地幔热柱活动区。例如，我国滇-黔-桂、川-陕-甘两个"金三角"卡林型金矿床集中区明显分布于峨眉山玄武岩分布区的边缘地带或邻区，在时间、空间和成因上与以峨眉山玄武岩为代表的岩浆活动密切相关，特别是滇-黔-桂"金三角"卡林型金矿床集中区与峨眉山玄武岩、火山灰(绿豆岩和黏土岩)、"大厂层"(海底喷流沉积)和燕山期基性-超基性侵入岩的时空和成因关系已引起人们的广泛注意。

国内外卡林型金矿的成矿构造环境均表现为地块边缘裂陷槽地拉张与挤压两种环境的交替发展与演化。

(一)地块边缘裂陷槽地拉张环境

卡林型金矿床的成矿区带多处于不同性质大地构造单元的接合部位或构造过渡带，在地块边缘比较脆弱的区域，发育裂陷槽或裂谷盆地，表现出某些冒地槽沉积的特征。例如，美国卡林型金矿主要产于科罗拉多地台西侧的古生代冒地槽沉积层中；其中晚泥盆世主要表现为拉张的板内裂谷坳陷；晚泥盆至始新世为强烈挤压状态；早渐新世又处于拉张状态，并伴随火山活动。我国滇黔桂金三角地区分布于扬子地块的西南缘与华南加里东褶皱带西缘过渡部位的右江印支裂谷带或冒地槽中，成矿作用与右江裂陷带的产生、发展与演化密切相关；川陕甘金三角地区同样分布于不同大地构造单元的构造过渡区裂陷槽内。

(二)地块边缘裂陷槽地封闭造山强烈挤压环境

晚泥盆世至早石炭世的 Antler 造山运动强烈影响美国西部卡林型金矿成矿区，Roberts

山逆掩断层把西部 Rodeo Creek 组向东推覆 100～200km，使东部古生代沉积物埋深在 5km 之下。晚三叠世至晚侏罗世发育表层褶皱，并伴有 NW 向的强烈岩浆活动。在我国黔西南卡林型金矿床区，发现类似美国罗伯茨(Roberts)山断层的逆冲断层，其走向长约 400km，最大推覆距离约 80km(索书田，1993)；川西北地区逆冲推覆构造同样十分发育。

三、控矿构造

构造成矿控矿作用，特别是背斜褶皱构造和断裂构造的成矿控矿作用，是国内外已知卡林型金矿床(田)的重要成矿地质作用之一。

(一)背斜构造控矿

卡林型金矿床多分布于背斜构造倾伏端、背斜轴转折端及背斜翼部。例如，美国卡林型金矿主要分布于长 60km 的 NW 向 Carlin 矿带中(金矿床超过 15 个，金储量超过 2000t)。这一 NW 向矿带是具有起伏轴的浅倾伏背斜，若干矿体产于背斜轴的起伏峰部(Radtke，1980)。其中，卡林型金矿床即产在北西走向的塔斯卡罗拉山背斜核部。在我国滇黔桂卡林型金矿分布地区，控矿褶皱主要为短轴背斜和穹隆构造。例如，背斜或穹隆构造控制板其、戈塘等金矿田分布。在背斜构造倾伏端和背斜轴转折端及背斜翼部多发育断裂破碎带、层间破碎带，往往是各种裂隙纵横交错、复合叠加的有利成矿地带。

(二)断裂构造控矿

以压扭性为主的断裂构造，主要表现为不同级次的切层或层间的断裂挤压破碎带，多发育于褶皱轴部和翼部，往往与褶皱构造联合控矿。在不同方向与不同序次的断裂破碎带交叉与复合部位，往往广泛发育各种微裂隙，岩石挤压破碎强烈，是成矿热液沉淀和富集的最佳场所。例如，美国卡林型金矿中矿化主要受断裂构造控制，Post-Betze 矿床中矿体呈北西走向，明显受断裂控制；卡林型金矿和矿体主要位于次级北东向和近南北向高角度正断层与罗伯茨山逆断层交切地带。

在我国滇黔桂金三角地区，已知紫木凼金矿中矿体产在沿灰家堡背斜轴部分布的断裂挤压破碎带之中；丹寨、丫他、烂泥沟、戈塘、板其等金矿也均受切层的和层间的断裂挤压破碎带控制，矿化主要发育在挤压破碎带或其附近渗透性、孔隙度适中的岩层内。川西北地区的东北寨矿床则完全产于大逆冲断层带之中(李小壮，1992)。

(三)裂隙构造控矿

伴随褶皱和断裂构造作用往往广泛发育节理、劈理等各类裂隙构造。裂隙构造是重要的容矿构造之一，为矿质充填与沉淀的具体空间。国内外卡林型金矿床均广泛发育各类裂隙构造，表现为不同期次的充填与交代细脉和网脉广泛发育，构成重要的矿石类型。

四、赋矿地层与岩性

美国卡林型金矿主要产于志留系—泥盆系罗伯茨山(Roberts)组和泥盆系波波维奇(Popovich)组地层之中，容矿岩石为海相碳酸盐岩及细碎屑岩。我国卡林型金矿在古生代和中生代地层之中均有产生，但在不同的成矿集中区具有主要的赋矿层位。

(一)赋矿地层层位

美国内华达州卡林型金矿的主要赋矿地层层位是志留系—泥盆系罗伯茨山(Roberts)组和泥盆系波波维奇(Popovich)组，少数矿体在岩浆岩中。其中，志留系—泥盆系罗伯茨山

(Roberts)组为主要赋矿地层层位。例如，卡林型金矿产于志留系—泥盆系罗伯茨山(Roberts)组地层之中。

我国卡林型金矿床从震旦系到白垩系均有产出。例如早震旦世郭家沟组地层中的李家沟，中晚寒武世杨家湾组的丹寨，早志留世跌部群的拉日玛，中泥盆世半山组的高家坳，晚泥盆世余田桥组的石峡，早石炭世袁家山组的七里峡，晚二叠世龙潭组底部的戈塘，晚二叠世长兴组、大隆组和早三叠世夜郎组的紫木凼，早三叠世紫云组的板其，中三叠世新苑组的丫他和烂泥沟，晚侏罗世勐戛组的上芒岗。

(二)赋矿岩性

国内外卡林型金矿床矿化主岩主要是不纯的碳酸盐岩和细碎屑岩，碳酸盐岩与碎屑岩接触部位是矿化最有利部位。碎屑岩主要为粉砂岩、泥质粉砂岩和细砂岩。美国卡林型金矿床赋矿岩性以前多描述为灰黑色粉砂质-泥质的白云岩或灰岩(碳酸盐岩性)，近年对卡林矿床东部矿体钻孔中新鲜未风化的志留系—泥盆系罗伯茨山组岩心研究表明，矿石原岩为层纹状细粒钙质或含白云石质泥质的粉砂岩。我国已知卡林型金矿金矿化多选择富含黏土质、粉砂质和有机质的细碎屑岩为容矿围岩，其次为不纯的碳酸盐岩。这类岩石孔隙度相对较高，有利于成矿溶液渗透；其黏土质和有机质利于金的吸附；其富含硫化物则有利于金的赋存。例如，滇黔桂卡林型金矿集中区以黏土岩、粉砂岩和细砂岩为主，次为不纯的碳酸盐岩；川西北地区主要为砂岩、板岩和千枚岩，其次为不纯碳酸盐岩；秦岭地区主要为砂、板岩，其次为不纯的碳酸盐岩和火山凝灰岩及硅质岩。

容矿岩石富含碳质，为卡林型金矿的一个特点。美国卡林矿床含有机碳 0.17% ~ 2.15%，碳质矿石中可达 6%。我国滇黔桂地区的烂泥沟等金矿中有机碳含量 0.01% ~ 2%。

五、火成岩

美国卡林地区火成岩呈两个小型岩株和许多岩墙产生，其时代为晚侏罗世-早白垩世。其中，"Gold strike stock"岩株位于蓝星(Bluestar)金矿床北约 1.6km，或卡林金矿北北西约 4km 处。两岩株成分为花岗闪长岩、石英闪长岩和闪长岩。两个岩体均已热液蚀变与矿化。卡林地区的岩墙时代为侏罗纪和白垩纪，沿北西向高角度断裂侵位，岩墙多数遭受强烈的蚀变与金矿化。该区出露的喷出岩为流纹岩和流纹英安岩，黑云母 K-Ar 年龄测定为中新世。本期火山活动被认为是成矿系统的热源(Radtke, 1980)。

我国卡林型金矿床集中区内火成岩不太发育，金矿区多位于侵入岩或火山岩分布区的边缘地带和邻区，矿区内仅见有一些花岗斑岩、石英斑岩、辉绿岩、煌斑岩等脉岩出露。例如，滇黔桂和川甘陕两个卡林型金矿集中区均位于峨眉山玄武岩浆喷发活动区的边缘地带及邻区。其中，滇黔桂地区为右江裂谷火成岩活动区，火山凝灰岩(黏土岩和绿豆岩)、喷流沉积的大厂层和燕山期超基性岩体等均与成矿密切相关。而且，该区基性-超基性岩体内也发现蚀变与金矿化。

六、围岩蚀变

(一)围岩蚀变类型及主要化学变化

围岩蚀变是卡林型金矿床的重要标志与特征，主要包括硅化-似碧玉岩化(硅化碳酸盐

岩)、黄铁矿化、碳酸盐化(方解石化、白云石化和铁白云石化)、黏土化(水云母化、绢云母化、高岭石化、地开石化)、重晶石化、毒砂化、雄(雌)黄化、辉锑矿化和辰砂化等。与美国卡林型金矿床相对比,我国卡林型金矿雄(雌)黄化、毒砂化、辉锑矿化和辰砂化普遍较强,对围岩蚀变中似碧玉岩化和碳酸盐化的成矿作用注意不够。

美国卡林金矿床强蚀变矿化岩石与原生未蚀变岩石的最显著变化,则是 CaO 和 CO_2 减少,同时有 SiO_2 引入。早期热液溶解方解石,沉淀石英。主阶段热液带入 Si、Al、K、Ba、Fe、S 和有机质,同时引入 Au、As、Sb、Hg 和 Tl,方解石继续被交代,黄铁矿和含钾黏土形成。残存方解石普遍重结晶。主阶段晚期热液带入含 As、Sb、Hg 和 Tl 等硫化矿物和硫盐矿物;随后则带入 Pb、Zn、Cu 等贱金属硫化物矿物。大部分贱金属是在晚期热液沸腾和酸性蚀变时沉淀的(倪师军,1997)。主矿化阶段结束时,形成重晶石脉。近地表强烈的酸性淋滤和氧化作用,方解石和大量白云石被溶解迁出,硫化物和有机组分被氧化,高岭土和硬石膏形成,二氧化硅增加。有些方解石可再沉淀,在淋滤带之上形成大量细脉。美国学者多强调脱碳酸盐化对成矿的重要作用,认为富 CO_2 的酸性成矿热液溶解赋矿岩石中的白云石和方解石(3%～4%以上),Ca、Mg 和 CO_2 大量减少,SiO_2 和 S 大量带入;伴随硅化和黄铁矿化等热液蚀变而 Au 含量增高。

(二)蚀变岩石(脉)空间分布关系

在美国卡林金矿床,蚀变岩石(脉)的空间分布关系在整个矿床总体上是相似的。

1.似碧玉岩(硅化碳酸盐岩)

自断层外延 30m,发育于氧化酸性淋滤带约 130m 垂直间距的整个范围内,厚度和侧向宽度随深度逐渐减少,至酸性淋滤带底部近于零。最大者位于矿体之下。

2.重晶石脉和细脉

整个矿床均有零星分布,脉体自薄纸状到 1m 厚不等。在淋滤带最集中且发育最好,一般至淋滤带底部或其下未淋滤氧化带内急剧变窄或消失。在未氧化带上部 10～15m 范围内,仅有少量重晶石细微脉。在重晶石脉下部,多处发现有少量的浸染状闪锌矿、方铅矿、雄黄、雌黄、辉锑矿等。

3.石英脉

在深部未氧化矿层和浅部氧化带和地表硅化碳酸盐岩(似碧玉岩)内部,存在少量厚达 1cm 的石英细脉。在一些地方,重晶石脉内存在石英透镜体和微细夹层。

4.方解石脉

在未氧化矿石中,分布有稀疏的方解石细脉。一般淋滤带内不存在,但在紧靠该带上、下带界边缘部分的氧化矿石中有大量分布。方解石脉大概是最后的热液产物,有些可能属于热液期后的产物。

七、矿石类型及矿物成分

(一)矿石类型

美国卡林金矿矿体分为上部氧化带和下部未氧化带。氧化带矿石又可分为淋滤矿石和未淋滤矿石。未氧化的原生矿石可以分成正常、硅质、黄铁矿、碳质和富砷等 5 个类型。

我国卡林型金矿床矿体也多具有上部氧化带和下部未氧化带之分,其氧化带矿石可分为淋滤矿石和未淋滤矿石。原生矿石可分为硅质、黄铁矿、富砷及碳质 4 个类型。其中硅质

类型、黄铁矿类型及碳质类型均可与美国进行对比，但是，我国富砷类型矿石以大量出现毒砂和砷黄铁矿为其特征，雄(雌)黄含量一般甚微。毒砂大量出现，辉锑矿或辰砂含量相对较高，是我国卡林型金矿床矿石类型的最重要特点之一。例如，贵州的板其、丫他、丹寨，广西的金牙和高龙，滇西南潞西上芒岗等金矿床，均具有这一特点。

(二)矿物成分

美国卡林金矿床原生矿石中的矿物主要为黄铁矿、雄黄、雌黄、辉锑矿、辰砂、硫铊矿、方铅矿、闪锌矿、黄铜矿、黝铜矿、石英、伊利石、高岭石、绢云母、重晶石、白钨矿、方解石、白云石和自然金等，尚有石膏和明矾石。

我国卡林型金矿床矿石中的矿物包括黄铁矿、砷黄铁矿、毒砂、辉锑矿、辰砂、雄黄、雌黄、自然金、方铅矿、闪锌矿、黄铜矿、砷黝铜矿、黝铜矿、石英、水云母、方解石、白云石、地开石、重晶石、绢云母、高岭石、萤石、硬石膏、电气石等(中科院黄金办，1994)。

(三)Au-As-Hg-Sb-Ba 等成矿元素组合

卡林型金矿床具有特定的 Au-As-Hg-Sb-Ba 等成矿元素组合。例如，美国卡林型金矿床元素组合为 Au-As-Hg-Ba-Ag-Tl-Mo-W，我国卡林型金矿床元素组合为 Au-As-Hg-Sb-Ba，有时也含低量的 Tl(东北寨、丫他和紫木凼)。我国卡林型金矿床与美国西部卡林型金矿床所不同的在于美国卡林型金矿床 Tl 含量高，有大量红铊矿、斜硫砷汞铊矿、硫砷铊矿，硫砷铊汞矿等含铊矿物出现，我国仅在紫木凼金矿床中发现极少量的红铊矿。

第二节　滇黔地区卡林型金矿基本特征

卡林(沉积岩)型金矿是滇黔金矿区重要的金矿类型，以矿床规模大、品位较低、金粒细小分散和空间上集中分布为特征，是指产在未经区域性浅变质的细碎屑岩、碳酸盐岩和硅质岩中的金矿床，或"化学上有利于成矿的沉积岩层中的浸染状矿床"，又因其金粒极细小多为不可见金，又称之为微细粒浸染型金矿。

一、矿床空间分布特征

如图 1-2 所示，在空间分布上，我国西南滇黔地区卡林型金矿床主要集中在黔滇(桂)"金三角"地区和滇西龙陵-瑞丽及丽江-宁蒗地区和兰坪-思茅盆地一带。其中贵州最为重要，目前已有紫木凼、烂泥沟、丫他、板其、戈塘、大厂、四相厂、宏发厂、新发厂、卡乌泥、排和、排庭、交梨、苗龙、三岔河、营盘山、册阳、百地等矿床、矿点 56 处；滇东南分布有富宁、革档、金坝、老厂、木利、鲁布格、赛鸭等矿床、矿点 46 处；滇西龙陵-瑞丽一带近年新发现了上芒岗和马脖子及丽江玉湖金矿、宁蒗白牛厂等金矿床和矿点多处，是卡林型金矿床的新的研究地区之一。

(一)矿床空间分布的大地构造背景与构造控制

1. 卡林型金矿床空间分布的大地构造背景

在大地构造背景上，滇黔地区卡林型金矿明显集中分布于峨眉地幔热柱构造的南部、扬子板块边缘和印度板块边缘的板内裂谷或裂谷式大型陆内裂陷盆地环境内(图 2-1)。其中，滇东南-黔西南地区卡林型金矿床明显集中分布于扬子板块边缘的古生代右江裂谷带(右江幔隆)内(图 1-1、1-2、1-4、2-2)，滇西龙陵-瑞丽一带卡林型金矿床则分布于印度板块边

缘的中-新生代贡山-瑞丽裂谷式大型陆内裂陷槽内。因此，滇黔地区卡林型金矿床空间分布具有基本相同的大地构造背景，即大陆板块边缘裂谷或裂谷式裂陷盆地环境。例如，黔西南和滇东南地区的几乎所有卡林型金矿床和矿点均分布在右江裂谷带内，矿床的形成及其时空分布与裂谷的产生、发展和时空演化密切相关。裂谷的沉积作用、岩浆作用和构造作用直接控制了卡林型金矿床的形成及其时空分布。在滇西地区，侏罗纪—白垩纪的贡山-瑞丽陆内裂谷式裂陷海槽与新特提斯洋相通，具有三叉裂谷的某些特点。龙陵-瑞丽一带的卡林型金矿床均分布于其中，并受其控制。

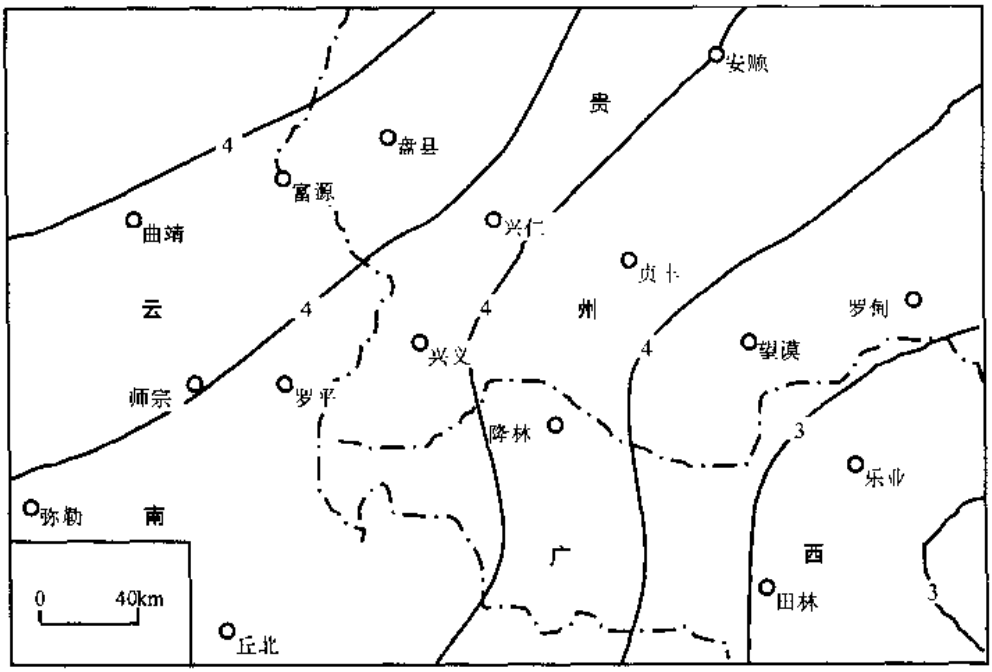


图 2-1　中国西南滇黔桂"金三角"地区莫霍面等深线(表示右江幔隆)
(据王砚耕等,1995)

总之，卡林型金矿床往往集中分布，在空间上形成卡林型金矿集中区或"金三角"。这是卡林型金矿的重要特点之一，而且，其矿集区的空间分布与特定的大地构造背景-大陆板块边缘裂谷作用密切相关。裂谷带在其形成和演化过程中，通过岩浆活动和喷流沉积等地质作用将深部成矿物质带入裂谷盆地之中，形成富含成矿物质的含矿建造。例如，滇黔桂金三角地区的泥盆—三叠系富含成矿物质的含矿建造。与此同时，裂谷带作为地壳薄弱带和活动带，广泛发育各种不同级别与类型的断裂构造和裂隙，既是深部物质流和能量流集中释放的有利场所，也是成矿物质超常富集的有利空间。

2. 卡林型金矿床空间分布的构造控制

滇黔地区卡林型金矿床绝大多数沿断裂构造分布，明显受构造控制。在滇东南-黔西南卡林型金矿集中区内，金矿床往往又成群、成带分布，形成矿集中区内的不同成矿带和矿田，表现出裂谷内不同级别断裂构造对金矿集中区内不同矿床、矿田和矿带的形成及其时空分布的进一步控制和制约(李红阳,2000)。现重点介绍滇东-黔西南地区卡林型金矿床时空分布的构造控制特征。

(1)主干断裂对成矿带空间分布的控制

滇东-黔西南地区属右江裂谷带，在裂谷区构造格局中最发育的是NE向、NW向两组断裂及向北突出的弧形断裂，三组断裂构成了裂谷区控矿主干断裂，并且与早期形成的EW向和近SN向断裂组成右江裂谷区完整的断裂构造控矿体系。该断裂构造体系经过了压扭-剪张的构造演化，为热液运移提供了良好通道。裂谷区主干断裂严格控制了金、砷、汞和锑等矿床的带状分布，自西向东包括4个成矿带。

①弥勒-师宗NE向锑-砷-汞-金成矿带

该矿带沿弥勒-师宗断裂带分布，以锑-砷-汞-金-萤石矿床组合为特征，为本区重要的成矿带之一。该矿带主要有大厂、砂子岭、砂厂、芹菜坪等锑-金矿床和矿点，老厂锑-金-萤石矿、鲁布格金矿和小凹地金矿点等。

②南盘江NEE向汞-锑-金成矿带

成矿带受NEE向南盘江断裂带控制，以汞-锑-金矿床组合为特征，构成本区重要的金矿带。主要包括板其、丫他、烂泥沟和大观等金矿床，以及八大河、蚌别锑-金矿点、洗马塘、胡革汞-金矿点等。

③文山-富宁弧形金-锑成矿带

成矿带受文山-富宁弧形断裂控制，以金-锑矿床组合为特征，主要有革档、赛鸭、金坝、达莲塘和小锡板等锑-金矿床和矿点。

④普定-册阳SN向金矿带

成矿带受隐伏的普定-册阳断裂构造带控制，主要包括三岔河、烂泥沟、板其和丫他等金矿床。

(2)次级断裂对矿田、矿床和矿体空间分布的控制

在右江裂谷区内，区域主干断裂带控制成矿带的分布，而主干断裂带的次级断裂构造进一步控制了成矿带内矿田、矿床和矿体的具体空间分布或定位。次级断裂主要为主干断裂构造的底序次、浅层次和伴生构造，与主干断裂组成多级控矿构造体系。其中，主干断裂旁侧的次级断裂与某些短轴背斜和穹隆构造的复合部位，构成二级控矿构造，主要控制矿田或大型矿床的产出与分布。规模相对较小的次级断裂破碎带、层间挤压破碎带、密集裂隙带、沿古侵蚀面发育的断裂破碎带等多控制着矿床或矿体的空间分布及其形态与产状等。例如，革档、戈塘、丫他、紫木凼等金矿床的产出均受这类断裂构造破碎带的控制。三丹金汞矿带主要受NNE向的F_1和NE向的F_2两条区域性大断裂控制。

(3)断裂构造与容矿岩石对矿床空间分布的组合控制

在相同的断裂构造条件下，被矿化的岩石具有明显的相似性，主要为富含黏土质、粉砂质和碳质的细碎岩组合，表现出断裂构造破碎带与容矿岩石对矿床或矿体分布的组合控制。例如，革档、戈塘和紫木凼等金矿床。滇东-黔南地区卡林型金矿床多产在斜坡带沉积相和热水沉积相的岩石组合中，沉积相带常由同生断裂带所控制。黔西南三叠系岩相古地理界线和沉积厚度突变的马场坪-贞丰隐伏断裂、平坝-惠水-罗甸隐伏断裂和黔东南寒武系岩相、生物群突变的丹寨朱砂厂-三都普屯部分隐伏的断裂主要表现为同生断裂，控制了赋矿岩石及矿床的空间分布。虽然，这些地区赋矿岩性主要为砂岩、粉砂岩、泥质灰岩、黏土岩，赋矿的沉积岩类虽无专属性，但在沉积环境上似具有特殊性：A高碳质碎屑浊积岩相(板其和丫他等金矿床)；B斜坡相扁豆状灰岩与角砾状灰岩相(丹寨和苗龙金矿)；C热水沉积角砾状

黏土岩相(戈塘金矿);D泥灰岩相(紫木凼金矿)。这表明了断裂构造与容矿岩石对矿床空间分布的组合控制特点。

(二)卡林型金矿床与岩浆活动空间分布的一致性

虽然,卡林型金矿与岩浆活动的关系至今仍是一个谜,但是,滇黔地区卡林型金矿床与岩浆活动之间存在着明显的空间分布一致性。

滇黔桂金三角成矿区处于右江裂谷环境之中,以峨眉山玄武岩为代表的岩浆活动频繁。其中海西期的玄武岩浆喷发和晚燕山期的基性-超基性岩浆侵入为本区最重要的两次岩浆活动。在滇东-黔南地区,小凹地、鲁布革、老厂、大厂、戈塘、大丫口、放马坪等许多金矿床和矿点分布在峨眉山玄武岩边缘地带或者产生玄武岩尖灭的前缘地带,表现出玄武岩与金矿床之间存在着密切的时空联系。燕山期幔源碱性超基性岩脉群与本区金矿床的空间分布也有密切的关系。黔西南地区烂泥沟、紫木凼和戈塘等大型金矿床均围绕贞丰一带的燕山期幔源偏碱性超基性岩体分布。根据航磁资料(王砚耕等,1995),在本区卡林型金矿床密集分布地区的册亨-望谟-贞丰-乐业-凤山一带,分布着近南北至北北西向的隐伏超基性岩体群。金矿化与辉绿岩在时空分布上也具有明显的一致性,革档等金矿床不仅分布在辉绿岩体附近,而且矿石含有较高的铂和钯等与基性岩浆活动有关的元素。本区不同时期的玄武岩浆喷发作用释放出大量成矿物质,形成了区域泥盆系-三叠系的含矿建造;燕山晚期的基性-超基性岩浆侵入伴随的深部地质作用即可促使含矿建造中的成矿物质活化和迁移,也可提供部分成矿物质。例如,燕山期幔源辉绿岩脉中Au、Cl和S含量分别是地壳丰度的9倍、10～20倍和4～6倍(胡瑞忠等,1995)。此外,近年来在丹寨和苗龙金矿区附近也发现了的岩体和岩脉的分布。

在滇西地区,上芒岗矿区不仅在区域分布上与贡山-瑞丽基性-超基性带相一致,而且在矿区内也有近同期的含金较高的基性煌斑岩和二长岩类侵入岩体的分布。上芒岗矿区果园、麦窝坝和羊石山等金矿段在空间分布上与其密切相关(李红阳,2001)。在其赋矿地层之中还有玄武岩的分布,反映了含矿建造和金矿床的最终定位均与岩浆活动具有明显的时空分布一致性。

(三)卡林型金矿床与汞-砷-锑矿床的空间组合分布特征

在空间分布上,卡林型金矿常与汞、砷、锑等矿床处于同一矿带,或金矿带为金-汞-砷-锑成矿带的亚带或矿田,表现出明显的"不在其中,不离其踪"空间分布特点。例如,丹寨和苗龙金矿产在三都-丹寨汞-金-锑矿带内,黔西南在发现卡林型金矿之前,锑矿、砷矿、雄黄、雌黄和汞矿床闻名国内。滇西地区在发现上芒岗卡林型金矿床之前,主要为汞、锑成矿区。

金矿化常与汞-砷-锑矿物和雄、雌黄共生,汞、锑、砷、铊和铀矿体附近,常常可发现金矿化或金矿体。比如,板其金矿的即是一例。在地球化学异常分布上,Au异常往往As、Sb、Hg、Tl异常与相吻合。

(四)卡林型金矿床与古地热场的空间分布一致性

古地热场是指某一地史时期的地热场,包括由地球内部热体向地球表面热扩散形成的深成区域地热场或正常深成热和由岩浆活动、断裂作用和深部构造演化叠加在正常深成热之上的局部地热场或变地热场,后者对成矿极为有利。庄新国(1995)通过研究滇黔桂三省区交界地区的右江裂谷盆地内的上二叠统煤层的镜质反射率,圈定了与成矿有关的古地热场(图2-2)。

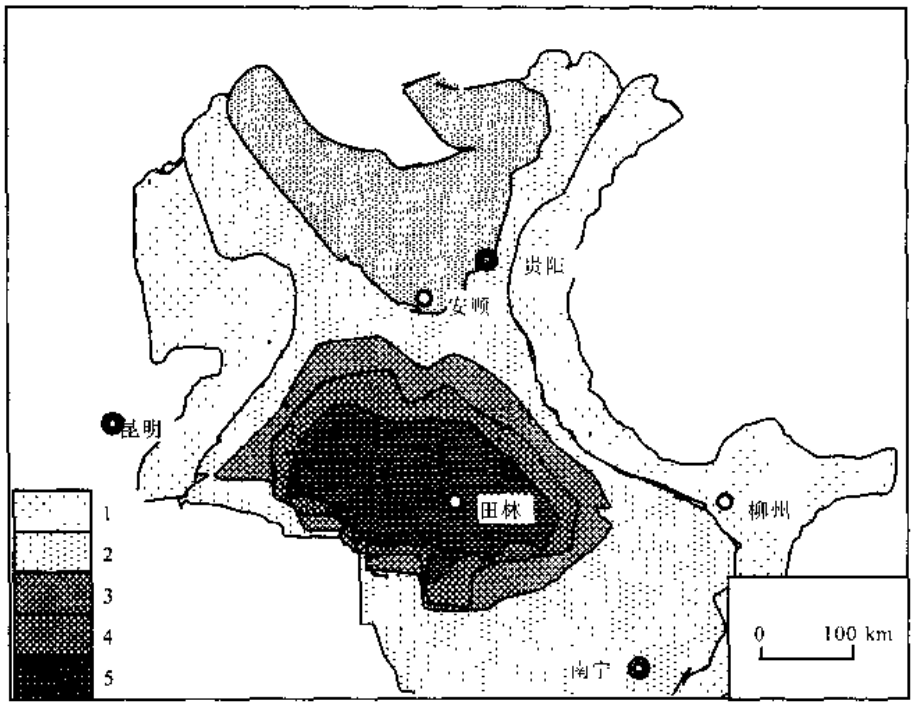


图 2-2　滇黔桂"金三角"地区上二叠统古地温分布图

（据庄新国 1995 年资料改编）

1—100℃；2—130℃；3—160℃；4—200℃；5—250℃

古地热场表现出由裂谷盆地中心向外逐渐降低的趋势。造成本区二叠统煤高变质的古地热场，自中三叠世末至少持续到晚白垩世(230～65Ma)。而根据云贵石油勘探处在戈塘金锑矿附近的钻孔测温资料，由地面至地下 2000m，平均地热增温率为 5℃/100m，在深度 600～2000m 范围内，温度在 30～100℃之间。这些资料表明本区地壳的地温梯度高于一般大陆地温梯度的平均值(3℃/100m)，仍保留高地热特征。正是这种叠加地正常深成热之上的变地热场发生了上二叠统煤的变质作用，并一直持续到喜马拉雅运动。

在滇西保山地区，以腾冲热海为代表的现代热泉沿贡山-瑞丽断裂带广泛分布，以交河为代表的现代热泉型金矿床往往是深部卡林型金矿床的浅部表现。该区卡林型金矿床与古地热场和现代异常地热场在空间分布和成因上具有密切的关系。在上芒岗金矿区和马脖子矿化带均具有十分明显的现代和近代热泉成矿作用，反映了卡林型金矿床与地热场的空间分布一致性。

二、矿床时间分布特征

(一)容矿地层时代

1.赋矿地层层位

滇黔地区卡林型金矿床赋矿地层层位包括寒武系、泥盆系、石炭系、二叠系、三叠系和侏罗系(表 2-1)。例如中寒武世杨家湾组分布有丹寨和苗龙等金矿；晚二叠世龙潭组底部赋存有戈塘金矿；晚二叠世长兴组及大隆组、早三叠世夜郎组有紫木凼金矿；早三叠世紫云组分布有板其金矿；中三叠世新苑组为丫他和烂泥沟等金矿的赋矿层位。容矿层时代最老的

为分布在东北部的贵州丹寨-三都一带呈南北向串珠状分布的十几个矿床和矿点，其容矿层的时代分别为中、晚寒武世。其次是中部地区的云南广南、富宁等地的部分矿床和矿点，其容矿层主要为下泥盆统，依次有石炭系、下-中二叠统（如贵州册亨央友金矿、安龙戈塘金矿、兴义雄武背斜的近 10 个金矿床和矿点）。在滇西地区容矿层时代则最新，为侏罗纪。从表 2-2 可以看出，研究区出露的各时代地层几乎均有金矿产出，但最重要的是三叠系地层。因此，卡林型金矿的赋矿地层具有多时代、多层位特征。但在一个成矿区内，金矿又多集中在某一、二个特定的层位，如：滇东南-黔西南地区赋矿地层以三叠系为主，次为二叠系；滇西地区以二叠系和侏罗系为主。因此，在某一特定成矿区内，金矿对层位又表现一定的选择性。

表 2-2　滇黔金矿区卡林型金矿床主要赋矿地层层位

地　区	矿　床	寒武系	泥盆系	石炭系	三叠系	二叠系	侏罗系
贵　州	丹　寨	—					
	苗　龙	—					
	紫木凼				--	—	
	烂泥沟					—	
	百　地					—	
	丫　他					—	
	三岔河				—	—	
	戈　塘				—		
	板　其					—	
	央　友			—			
云　南	革　档		—				
	鲁布格				—		
	赛　鸭					—	
	上芒岗						—
	巍山扎村					—	--
	丽江绿湖				—		

2．赋矿地层岩性特征

滇黔地区卡林型金矿赋矿地层岩性，几乎均为一套海相沉积碳酸盐岩和碎屑岩建造，矿化主岩主要是细碎屑及不纯碳酸盐岩。碳酸盐岩与碎屑岩接触部位是矿化最有利部位。其中，碎屑岩主要为粉砂岩、泥质粉砂岩和细砂岩，常见浊积岩沉积的鲍马系列结构。不同成矿区，由于其区域地质背景的不同，赋矿围岩又有一定差异。例如，滇东-黔南地区以黏土岩、粉砂岩和细砂岩为主，次为不纯的碳酸盐岩；金矿化多选择由富含黏土质、粉砂质、有机质的细碎屑岩为容矿围岩。这可能是由于这类岩石相对于纯碳酸盐岩的孔隙度高，利于成矿溶液渗透，而富含黏土质、有机质利于金的吸附；富含硫化物则有利于金的赋存。

（二）与成矿有关的岩浆岩时代

滇黔地区自晚古生代以来的岩浆活动主要有两次：一是晚二叠世早期的峨眉山玄武质岩浆活动；另一是燕山晚期至喜马拉雅早期的花岗质岩浆活动。其中，燕山晚期的花岗岩浆

活动是本区主要的岩浆侵入活动，其次是海西-印支期和燕山晚期-喜马拉雅期的基性岩浆侵入。在时间和空间上，基性-超基性岩类与成矿的关系更为突出。代表性侵入岩的年龄为：个旧花岗岩燕山早期岩体为147Ma，燕山晚期至喜马拉雅早期岩体为60～102Ma；文山县薄竹山燕山晚期至喜马拉雅早期花岗岩为66～115Ma；贞丰紫云燕山晚期偏碱性基性超基性岩群为75～97Ma。上芒岗金矿区与成矿密切相关的基性煌斑岩侵入于侏罗系地层之中，指示其形成时代为侏罗纪之后。总之，金矿区内出露的与成矿密切相关的侵入体，其时代主要是燕山晚期，其次是海西期、印支期、燕山早期和喜马拉雅期。

(三)年龄测定及成矿时代

如前所述，区内容矿地层(岩石)时代从中寒武世延续到侏罗纪。张峰和杨科佑(1992)对黔西南百地和烂泥沟两个金矿进行了裂变径迹法定年研究，两矿床主期石英的裂变径迹年龄基本一致，约为95～75Ma(表2-3)。李文亢等(1989)研究了黔西南区若干金矿床与金共生的黄铁矿、辉锑矿、雌黄和方铅矿的铅同位素组成，认为属异常铅。因此，采用两阶段异常铅演化模式，并以样品所在的最老赋矿地层二叠系岩石形成时间 $t_1=250$Ma 为条件，计算样品的 $\mu=9.486$，使生长线与铅线有第二个交点，此交点的年龄值为100Ma左右，为成矿年龄。本区成矿时代，通过铅同位素测定，其年代分别为190、150、140、80、65 Ma。可见，虽采用不同的定年法，但得出了基本一致的结果，成矿时代为中生代中晚期至新生代，是该区最晚期矿化。显然，这种年龄结果与赋矿围岩的时代并无直接关系。在多数情况下，矿体不一定赋存在一个固定地层层位内，而是产出于两种不同岩层或不同时代地层界面上，或者金矿体穿切几个地层层位。此外，赋矿层不仅有金的丰度值高的层位，也有不少金的丰度值低的层位，指示本区微浸型金矿似乎并不具有典型的层控特征。

表2-3　滇黔地区某些卡林型金矿床成矿时代

地区	矿床	年龄/Ma	测试方法	主成矿期	资料来源
贵州	丹寨	114±6	全岩 Rb-Sr 等时线年龄	燕山期	陈庆年(1990)
	排庭	66.7	石英单矿物 ESR 测年	燕山晚期	本文
	羊勇	65.4	石英单矿物 ESR 测年	燕山晚期	本文
	百地	87.6～95	裂变径迹法定年	燕山晚期	张峰等(1992)
	烂泥沟	55.4～89.2	石英 ESR 和裂变径迹法	燕山晚期	朱赖民等(1998)张峰等(1992)
	丫他	63.4	石英 ESR 定年	燕山晚期	朱赖民等(1998)
	戈塘	46.0	石英 ESR 定年	喜马拉雅期	朱赖民等(1998)
	大厂	104～125.2	石英和萤石 ESR 定年	燕山期	朱赖民等(1998)

另一方面，燕山-喜马拉雅期岩浆活动，可能是本区金元素得以活化迁移的主要热源之一。它从一个侧面为成矿时代确定为燕山晚期-喜马拉雅早期提供了佐证。此外，该区的卡林型金矿床具有相似的矿化特征，受基本相同的区域构造条件的制约；同一矿床内同时形成的矿体可产在不同时代的围岩中。因此，滇黔地区赋存于不同层位中的卡林型金矿床，其成矿时代是大致相同的，成矿主期基本介于140～175Ma，相当于燕山晚期；成矿早期可能属于印支晚期或燕山早期，而成矿晚期可能延至喜马拉雅早期。

三、矿物组合与元素组合特征

(一)矿物组合特征

滇黔金矿区卡林型金矿均以次显微自然金为特征，矿石矿物主要为黄铁矿、砷黄铁矿、毒砂、雄黄、雌黄、辉锑矿、辰砂、自然金等；少数矿床里还有方铅矿、闪锌矿、黄铜矿等，有的矿床中有砷黝铜矿、黄铜矿、黝铜矿等；脉石矿物有石英、水云母、方解石、白云石、地开石、重晶石、绢云母、高岭石、萤石、硬石膏、电气石等。

滇黔金矿区卡林型金矿床的矿物组合有4种类型：①金-毒砂组合：矿床中毒砂和砷黄铁矿大量出现，矿石中砷含量较高，如贵州的丹寨板其和丫他等金矿床；②金-辉锑矿组合：矿石中辉锑矿含量较高，如贵州苗龙金矿和羊勇金矿及丹寨宏发厂金矿等；③金-辰砂组合：矿石中含大量辰砂，如贵州丹寨四相厂等金矿床；④金-雄(雌)黄组合：以矿石中富含雌黄和雌黄为特征(如贵州紫木凼金矿)。

(二)元素组合特征

滇黔金矿区卡林型金矿床元素组合一般为Au-As-Hg-Sb-Ba，有时也有Tl。但对不同的卡林型金矿床来说，其特征元素组合稍有差异。例如，紫木凼金矿床中发现极少量的红铊矿。Au矿化与Hg、As、Sb矿化存在密切的关系，卡林型金矿常分布在Hg、As、Sb矿带之中或其旁侧，或者Au与Hg、As、Sb矿化具有垂直分带。如丹寨-三都近南北向汞-金-锑矿化带，其东部为金-锑矿化亚带，中部为汞-金矿化亚带，西部为汞矿化亚带。而且，在宏发厂和四相厂汞-金矿床中，汞矿体位于上部，金矿床位于下部，表现出垂向分带。黔西南地区沿北盘江构成一条北西向重叠在一起的汞矿带和金矿带。贵州板其金矿，原为锑矿点，位于汞(锑)矿带南端，而且还有砷矿点的分布。金矿与汞、锑、砷矿多为组合或伴生关系，也可产在同一矿体内。

四、围岩蚀变特征

强烈而广泛的蚀变作用是热液成矿作用的重要表现形式之一，滇黔金矿区卡林型金矿床以发育中低温热液蚀变作用为特征，主要的蚀变作用为硅化、黄铁矿化、毒砂化、黏土化(包括水云母化、绢云母化、高岭石化、地开石化)、碳酸盐化(包括方解石化、白云石化和铁白云石化)、重晶石化、雄(雌黄)化、辉锑矿化和辰砂化等。在不同地区和不同矿床与矿体中，蚀变类型和蚀变作用强度又有一定的差异。

(一)硅化

硅化与金矿化的密切关系，已为人们所揭示。在滇黔地区的各卡林型金矿床中，均普遍发育不同程度的硅化蚀变作用。根据其产状特点和与金矿化的关系，可将硅化划分为成矿早期、成矿主期和成矿晚期3个阶段。不同硅化阶段形成的石英金含量不同，成矿主期的石英金含量一般较高，成矿早期和晚期硅化产生的石英金含量通常较低。

1. 成矿早期硅化

成矿早期硅化多表现为面型蚀变特点，热液蚀变形成的石英呈极细粒他形粒状沿原岩矿物的裂隙或边界进行溶蚀交代。强烈的面型硅化蚀变主要发育于矿体底板，往往形成以石英为主的交代石英岩。如丹寨、上芒岗、板其、戈塘、苗龙等矿床均广泛发育面型硅化蚀变作用。

2. 成矿主期硅化

成矿主期硅化多表现为线型蚀变特点，主要为具不同矿物组合的石英网脉沿裂隙或节理充填。石英多与黄铁矿、毒砂、辉锑矿、白云石、方解石、地开石、重晶石等矿物共生。不同的矿床，其石英细脉的矿物组合不同。如丹寨金床为含辉锑矿的方解石-石英细脉；戈塘金为含辉锑矿的萤石-石英细脉；三岔河、紫木凼矿床是石英-地开石细脉和石英-白云石细脉；板其、丫他、烂泥沟等矿床则是石英-黄铁矿-毒砂细脉；革档矿床为石英-方解石细脉；上芒岗矿床分布有石英-重晶石细脉；排和金矿为黄铁矿-石英细脉。

3.成矿晚期硅化

成矿晚期硅化也主要表现为线型蚀变特点，主要为粗大的乳白色石英脉、梳状石英脉和石英晶洞。成矿晚期形成的石英脉常含有自形晶辉锑矿、黄铁矿等矿物。

(二)黄铁矿化

滇黔地区卡林型金矿普遍发育黄铁矿化，黄铁矿多呈浸染状和细网脉状产出。黄铁矿化也可分为成矿早期、成矿主期、成矿晚期3个不同阶段。不同黄铁矿化阶段形成的黄铁矿金含量不同，成矿主期黄铁矿金含量一般较高，成矿早期和晚期黄铁矿产生的黄铁矿金含量通常较低。

1.成矿早期黄铁矿化

成矿早期黄铁矿化形成的黄铁矿多为成岩期黄铁矿的重结晶产物，以胶状为主，也有呈立方体、不规则粒状和球粒状集合体，多沿层理分布。

2.成矿主期黄铁矿化

成矿主期黄铁矿化多表现为面型和线型两种蚀变类型。其中面型蚀变表现为黄铁矿呈浸染状分布，线型蚀变则为黄铁矿与石英、方解石、毒砂、重晶石等组成细脉状。成矿主期黄铁矿多为五角十二面体、八面体、立方体等自形晶，以早期黄铁矿为核心环绕生长，或数粒成矿早期黄铁矿连结成集合体。成矿主期黄铁矿与毒砂、黄铜矿、方铅矿、闪锌矿、辉锑矿、白云石、重晶石等矿物伴生。在成矿主期硅化形成的石英细脉或网脉附近黄铁矿含量明显增多，粒度增大，表现出成矿主期黄铁矿化与成矿主期硅化之间有着密切的成因联系。

3.成矿晚期黄铁矿化

成矿晚期黄铁矿化主要表现为晚期硅化形成的梳状石英脉或石英晶洞内的黄铁矿，其自形程度高，粒度较粗大，与石英、方解石和地开石等矿物相伴而生。

(三)毒砂化

毒砂化也是滇黔地区卡林型金矿的重要蚀变类型，主要表现为毒砂呈浸染状或与黄铁矿、石英一起组成呈细脉状分布。毒砂化与卡林型金矿化密切关系表现在金矿化产出部位毒砂含量明显增高或明显富集。毒砂化与成矿主期硅化、黄铁矿化等蚀变密切相关。例如，细针状毒砂与细粒半自形-自形晶立方体黄铁矿共生，细柱-板条状毒砂与粗粒黄铁矿共生。

(四)碳酸盐化

碳酸盐化是滇黔地区卡林型金矿床重要蚀变作用之一，主要包括方解石化和白云石化。碳酸盐化多表现为脉状、细脉状或团块状方解石、白云石，主要为成矿晚期产物。例如，在丹寨、上芒岗、紫木凼、三岔河等矿床，广泛发育强烈的碳酸盐化，大量方解石及白云石呈网脉状、脉状和团块状分布；在板其矿区碳酸盐化主要表现为黑色方解石脉、白色方解石脉和团块；在丫他矿区为雄黄-石英-方解石细脉；革档金矿为含黄铁矿的方解石脉和白云石-石英细脉，有时含黄铁矿和毒砂等金属矿物。

(五)黏土化

黏土化在滇黔地区卡林型金矿蚀变中也十分常见，主要表现为热液蚀变作用及表生蚀变作用形成的黏土矿物呈团块状、斑点状和条带状或微脉状产出。蚀变黏土矿物主要是伊利石、水高岭石和三水铝石等。对黏土矿物金含量分析表明，黏土矿物为卡林型金矿主要载金矿物之一。

综上所述，热液蚀变作用，特别是成矿主期的硅化、黄铁矿化、毒砂化及黏土化，与滇黔地区卡林型金矿化在时间、空间和成因上密切相关，卡林型金矿化严格地局限在断裂破碎蚀变带内。卡林型金矿化强度与蚀变作用类型和强度密切相关，金矿化较强的地段往往是成矿主期硅化、黄铁矿化、毒砂化等多种蚀变作用叠加的地段，单一类型蚀变作用发育地段，其金矿化通常较弱。成矿主期硅化、黄铁矿化、毒砂化等蚀变作用产生的石英、黄铁矿、毒砂、黏土矿物等多为重要的载金矿物，更好地反映了围岩蚀变在卡林型金矿形成过程的重要作用。

滇黔地区主要卡林型金矿床地质特征可概括为表 2-4。

表 2-4　滇黔地区主要卡林型金矿床地质特征

矿　床	赋矿层位	矿体形态	矿石类型	围岩蚀变	控　矿　构　造
丹　寨	上寒武统杨家湾组扁豆状灰岩和角砾状灰岩	似层状和透镜状	硅化黄铁矿质矿石、硅化毒砂质矿石和硅化辉锑矿质矿石	硅化、黄铁矿化、毒砂化、碳酸盐化和沥青化	汞-金-锑矿化带受 NNE-NE 向的 F_1 和 F_2 两条区域性走向大断层控制，金矿床受次一级断裂和层间滑动带控制
苗　龙	上寒武统三都组泥质灰岩和钙质泥岩	脉状、透镜状和囊状	硅化角砾岩型矿石、辉锑矿-石英脉型矿石	硅化、白云岩化、黄铁矿化和毒砂化	南北向区域性断裂与北西向断裂复合控制矿床
上芒岗	下二叠统沙子坡组白云岩、白云质灰岩和中侏罗统勘嘎组碎屑岩	呈透镜状和似层状产于断裂蚀变破碎带内	黏土质矿石、碳酸盐质矿石和硅化黄铁矿质矿石	硅化、碳酸盐化、黄铁矿化、重晶石化、辉锑矿化和黏土化	NE 向上芒岗断裂控制矿化带的空间分布，其旁侧次级断裂与近东西向断裂的交会部位控制矿床和矿体
紫木凼	下三叠统夜郎组泥灰岩为主要赋矿地层	呈似板状和透镜状产于蚀变破碎带之中	黏土质矿石、碳酸盐质矿石、黄铁矿质矿石、雄黄质矿石	硅化、碳酸盐化、黄铁矿化和黏土化	灰家堡背斜近轴向缓倾斜断层 F_1 和平行背斜轴陡角断层 F_2 的断裂破碎带控制
板　其	下三叠统紫云组含碳质角砾状黏土岩、粉砂岩和细砂岩	矿体呈透镜状和似层状	黄铁矿质矿石、硅质矿石和毒砂质矿石	硅化、高岭土化、碳酸盐化、黄铁矿化、毒砂化、白云母化和重晶石化	矿区位于东西向纳板穹隆南翼，受东西向压扭性断层 F_1 控制
丫　他	中三叠统许满组岩屑杂砂岩、粉砂岩和粉砂质黏土岩	不规则状，形态复杂	细砂岩型矿石、泥质粉砂岩型矿石、粉砂岩-碳质页岩型矿石	硅化、黄铁矿化、白铁矿化、碳酸盐化和高岭土化	矿区位于东西磺厂背斜南翼，矿体富集于东西走向主断裂与次级断裂构造复合部位
戈　塘	上二叠统大厂层硅化黏土角砾岩	呈透镜状	硅质角砾岩型矿石和角砾黏土岩型矿石	硅化、萤石化、黄铁矿化和黏土化	矿区为一单斜构造，矿体受层间破碎带和不整合面联合控制

五、成矿流体特征

(一)成矿流体包裹体成分、盐度和密度

滇黔地区卡林型金矿床的成矿流体包裹体主要为液相包裹体、含 CO_2 包裹体和气相包裹体。其中,液相包裹体占包裹体总量的 90% 以上。包裹体形态多为不规则状,常成群出现。

表 2-5 滇黔地区主要卡林型金矿床流体包裹体成分($w_B/10^{-6}$)

组 分	上芒岗		丹 灶				板其	丫他	戈塘	百地	革档
H_2	-	-	-	-		-	0.24	0.12	0.152	0.03	6.76
CH_4	0.00	0.00	0.016	5.813	5.632	1.423	0.2	0.92	0 2	0.51	0 11
CO_2	2.52	3.661	1.922	1.879	5.991	0.44	2 8	68.0	12.4	111.6	8.57
N_2	0.00	0.00	0.00	0.166	0.431	0.269	-	3 08	0.9	1.48	0.00
CO	0.00	0 054	0.046	0.034	0.046	0.045		-	2.48	0.92	0.00
H_2O	80.52	31.169	97.353	15 796	148.68	72.602	600	860	170.2	738 3	700
K^+	0.04	1.71	1.07	4.04	4 92	3.67	2.8	2.2	1.0	1 1	3.69
Na^+	1.76	2.08	5.67	36 81	51.00	11.73	5.6	6.8	4 2	2.2	4 20
Ca^{2+}	2.10	-	0.07	-	0.24	0.33	5 0	3.6	2.0	1.7	2.48
Mg^{2+}	0.15	-	0 13	-	0.06	0.07	0 8	0.8	2.0	0.3	1.39
F^-	0.11	0.65	0.21	0 43	0.20	0.17	0.6	0.4	0.16	0.2	0.25
Cl	2.53	2.93	8.67	57.69	68.40	16.97	14.0	9.6	5.0	0.9	1.92
SO_4^{2-}	9.62	22.31	4.50	7.44	5.94	5 10	3.8	2.0	2.0	5.7	0.51
资料来源	本 文		本 文				杨科佑等,1992				

如表 2-5 所示,滇黔地区卡林型金矿床成矿流体包裹体气相成分以 CO_2、CO、CH_4、H_2 和 N_2 为主,其中以 CO_2 含量最高。包裹体溶液中阳离子以 Na^+、K^+、Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 为主,阴离子以 Cl^-、SO_4^{2-}、F^- 为主。阴离子浓度总和大于阳离子浓度总和。阴、阳离子的富集顺序基本一致,其中绝大多数 $Cl^- > SO_4^{2-} > F^-$,$Na^+ > Ca^{2+} > K^+ > Mg^{2+}$。但上芒岗广岭坡、麦窝坝和百地金矿床成矿流体为 $SO_4^{2-} > Cl^- > F^-$ 型。巍山扎村金矿床成矿热液为富 Na^+、Cl^-、SO_4^{2-} 和 CO_2 的流体。成矿流体的含盐度范围 $w(NaCl)$ 多在 3.1%~6.59%,与地下水基本相似。成矿压力普遍较低,一般为 0.82×10^7~8.31×10^7Pa。

(二)成矿温度

如表 2-6 所示,各矿区温度变化范围较宽,成矿温度主要集中在 205~290℃。总的变化趋势是由早期至晚期逐渐降低,但在晚期沸腾时温度明显增高,主矿化阶段温度集中于 150~240℃之间。

(三)成矿物质来源和流体性质

1. 铅同位素

表 2-6　滇黔地区主要卡林型金矿床的温度、盐度和压力

矿　床	矿化阶段	均一温度 ℃	爆裂温度 ℃	盐度 w(NaCl) %	压力 10^5Pa	资料来源
上芒岗广岭坡	重晶石-辰砂		183 - 245			本文
上芒岗麦窝坝	白云石		294			
上芒岗果园	石英-辉锑矿		245～378			
丹寨宏发厂	方解石-辉锑矿		200～311			本文
丹寨羊勇	石英-方解石-辉锑矿		224～270			
丹寨排庭	石英-方解石		242～338			
丹寨	方解石-辰砂-辉锑矿		150～290			
百地	石英-辉锑矿	215～266 (248)		4 74～8.45 (6.59)		杨科佑
	石英-黄铁矿-毒砂	180～230 (206)		3.85～6.40 (5.21)	0.9	等,1992
	石英-方解石-辉锑矿	159 - 185 (311)		1.73～4.74 (3.33)	0.92	
板其	石英-黄铁矿	310～360 (311)				杨科佑
	石英-黄铁矿-毒砂-白铁矿-水云母	210～290 (250)		2.32～4.15 (3.24)	0.82	等,1992
	碳酸盐	180～190 (185)				
丫他	石英-黄铁矿		298			杨科佑
	石英-多金属硫化物-白云石	200～320 (250)		1 15～1.97 (1.56)	0.79	等,1992
	石英-辉锑矿-雄黄	140～190(165)				
戈塘	石英-黄铁矿		240～337 (288)			杨科佑 等,1992
	萤石-黄铁矿-辉锑矿		136～287 (230)	0.06	0.87	
	方解石-石膏-雄黄		143～300 (243)			
革档	石英-黄铁矿	165～290 (247)		4.2～7.7 (6.1)		杨科佑
	石英-毒砂-伊利石	155～270 (221)		3.1	0.95	等,1992
	石英-方解石-辉锑矿	150～280 (215)				

滇黔地区主要卡林型金矿床铅同位素组成列入表 2-7。矿石铅变化范围分别为 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 16.713～18.881、$^{207}Pb/^{204}Pb$ 15.285～15.992 和 $^{208}Pb/^{204}Pb$ 36.790～39.144，反映矿石中的铅具有壳-幔混合特点。地层岩石中的铅具有明显的地壳浅源铅的某些特征。矿石铅与地层岩石铅同位素组成的差异，表明矿石中的铅既来自地层，同时也有深部幔源铅的加入。

2.硫同位素

如表 2-8 所示，硫同位素组成变化范围为－8.30‰～21.97‰，具有地层硫、生物硫及幔源硫等多来源特点。但是，在板其和戈塘金矿中，成矿热液期硫化物的 $\delta^{34}S$ 值明显低于沉积地层中的硫化物，指示成矿热液的 $\delta\Sigma^{34}S$ 介于地幔硫与地层硫之间，表现为以地层硫为主的幔源硫与地层硫的混合硫来源。

表 2-7　滇黔地区主要卡林型金矿床铅同位素组成

矿　床	样　号	样　品	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$
丹寨宏发厂	DZ-2	辉锑矿碳酸盐脉	18.403	15.685	38.408
丹寨宏发厂	DZ-04	纹层状泥灰岩	19 317	15.726	39.036
丹寨宏发厂	HFC-3	强硅化灰岩	18.866	15.714	38.601
丹寨羊勇	YY-2	辉锑矿石英方解石脉	18 288	15.689	38.366
丹寨排河	PHZ-2-2	黄铁矿石英脉	19.202	15.793	40.401
丹寨排庭	W005-2	石英脉	18.746	15.737	39.309
上芒岗广岭坡	GLP-2-1	重晶石脉	19.818	16 240	40137
上芒岗麦窝坝	MWB-4	硅化灰岩	19 551	15.745	38.889
上芒岗麦窝坝	M2-2	白云石化泥灰岩	20 585	15.839	38.870
上芒岗麦窝坝	MWB	浸染状黄铁矿化泥灰岩	20.050	15.777	38.929
上芒岗果园	GY	辉锑矿石英脉	19.613	15 734	38 710
上芒岗河边寨	HBZ-2	黄铁矿化层纹状灰岩	19.945	15 690	39.123
紫木凼①	4Z35	辰砂	18.578	15.502	38.737
	4Z6	石英	18.389	15.641	38.360
丫他①	YAS-1	雄黄	18 455	15.597	38.454
	YKF-1	雄黄	18.461	15.636	38.454
	YKF-2	雄黄	18.499	15.638	38 574
	YTK03	辉锑矿	18.703	15 760	38.962
	4Y12	黄铁矿	18.331	15 523	38.312
	4Y15	辉锑矿	16.713	15.283	36 790
板其①	4B13	黏土岩	24.348	15.910	38.945
	4B2	辉锑矿	18.832	15.709	38.473
烂泥沟①	4LL33	粉砂岩	18.720	15 793	39.217
	4L15	辉锑矿	17 852	15.478	37.720
戈塘①	Gpy-1	黄铁矿	18 601	15.695	38.632
	GKsb2	辉锑矿	18.881	15.992	39.144
	GK08sb2	辉锑矿	18.541	15.327	37.479
	4G5	黄铁矿	17.715	15.285	37.342
	4G24	辉锑矿	18.824	15.594	38.580

资料来源：①引自朱赖民等，1998；其余数据由冶金工业部天津地质研究院测试中心用 VG－354 测试。

3. 碳、氢、氧同位素

如表 2-8 所示，碳、氢、氧同位素组成变化范围大。成矿热液具有多来源混合成因，可能为深源流体与地层建造水及大气降水的混合热流体。

表 2-8 中国西南滇黔金矿区主要卡林型金矿床地球化学特征

矿床	主要伴生矿物	主要载金矿物含量/10^{-6}	主要微量元素组合	主要赋矿地层金的丰度/10^{-9}	$\delta^{34}S$/‰	$\delta^{13}C_{(PDB)}$/‰	$\delta^{18}O_{SMOW}$/‰	$\delta^{18}O_{H_2O}$/‰	$\delta^{18}D$/‰
丹寨	黄铁矿、毒砂、辉锑矿、辰砂、闪锌矿、黄铜矿、方铅矿、雄黄、石英、方解石和白云石	包裹金：黄铁矿中的占38.36%，毒砂中的占27.91%，脉石矿物中的占2.55%	Au-As-Hg-Sb	碳质板岩：10.16，条带状灰岩：16.5～18.8	丹寨辉锑矿：16.07 排和辉锑矿：16.58 排庭辉锑矿：18.16	-0.68～-5.03	19.28～21.38	8.2…13.8	-47～-102
上芒岗	黄铁矿、毒砂、辉锑矿、辰砂、闪锌矿、重晶石、石英、方解石、白云石和高岭土	黄铁矿 黏土矿物	Au-As-Sb-Hg		果园辉锑矿：6.47 麦窝坝黄铁矿：12.32 广岭坡重晶石：21.96	-1.5	9.3～11.6	1.9～6.5	-70…77
紫木凼①	黄铁矿、白铁矿、毒砂、褐铁矿、方解石、白云石、石英、雄黄和水云母	黄铁矿：27.87 黏土矿物：7.08 褐铁矿：24.75 黏土矿氧化带：14.93	Au-As	黏土岩：15	0.31～17.91	-4.92～-8.55	20.02～27.51	-6.42…3.97	
板其②	辉锑矿、黄铁矿、白铁矿、毒砂、含砷黄铁矿、石英和方解石	黄铁矿：45.89 毒砂：75 黏土矿物：75 碳质：53.6	Au-As-Sb-Ag	泥岩：7.6，黏土岩：19.4，粉砂岩20.4	地层沉积期黄铁矿和热液成矿期黄铁矿与辉锑矿分别为：12.01、9.69和-1.99	2.49～-1.26	9.61～25.84	-7.2～-14.48	51.1～78.8
丫他②	雄黄、黄铁矿、白钨矿、毒砂、辉锑矿、铁白云石、雄黄、水云母、石英和方解石	黄铁矿：83.2 毒砂：1.32 水云母：5.2 碳质：27.32	Au-As-Sb-Ag-Hg	-2.3～8.0	-5.96～1.06	18.24～26.07	9.43～11.9	-73.8～-83.7	
戈塘②	辉锑矿、萤石、黄铁矿、石膏、褐铁矿、石英和方解石	氧化矿石： 褐铁矿：11.15 黏土矿物：5.31 黄铁矿：13 游离金83.2% 碳质：3.2	Au-As-Sb-Hg-Mo	黏土岩：44.7，玄武质黏土：54.33	地层沉积期黄铁矿和热液成矿期黄铁矿与辉锑矿分别为 20.02、-8.30和-3.53	-0.53～-3.2	-1.28～12.9	-15.49～-16.39	-32.3～-97.9

资料来源：① 郭振春，1988，1994；②沈阳地质研究所，1989。

第三章　中国西南地区卡林型金矿成矿因素及国内外对比

第一节　中国西南滇黔地区卡林型金矿成矿因素

本节着重讨论我国西南滇黔(桂)卡林型金矿集中区矿床的成矿因素。在讨论我国卡林型金矿或沉积岩型金矿床成矿因素时,涂光炽教授(1990b)所提出的"成矿具长期历史至少包含两期事件,第一期为同生沉积作用,产生……矿源层","成矿作用则发生于第二期,此期为波及中国大部的燕山运动末期或尾声"的认识具有重要指导意义,使我们能够从深部构造运动与浅部地壳成矿物质超常富集的发展演化角度正确认识卡林型金矿的物源(物质场)、热源(能量场)和水源。

一、成矿物质来源的地质体含金性分析

(一)赋矿地层及含金性

滇黔(桂)地区卡林型金矿床的产出地层主要为三叠系(板其、丫他、紫木凼、烂泥沟、金芽等),其次是中上泥盆统(革档矿床)和中上寒武统(丹寨、苗龙),再次为二叠系(戈塘金矿);滇西南潞西上芒岗金矿产出地层为中上侏罗统。虽然,卡林型金矿床在沉积环境上似具有一定的特点:

①高碳质碎屑浊积岩相(板其、丫他、金芽、高龙等金矿床);

②斜坡相扁豆状灰岩与角砾状灰岩相(丹寨和苗龙金矿);

③热水沉积角砾状黏土岩相(戈塘金矿);

④泥灰岩相(紫木凼)。

但是,赋矿地层并无专属性。各主要沉积岩中金的平均丰度多为 $2.2\times10^{-9}\sim8.45\times10^{-9}$;下泥盆统坡脚组 105 个样品平均值也仅为 9.53×10^{-9},近似于金的地壳平均丰度。

(二)"大厂层"及其含金性

20 世纪 60 年代贵州省晴隆县大厂锑矿提出"大厂层",已知大厂锑矿主要锑矿体均产于其中;70 年代"大厂层"中发现了金的矿化。"大厂层"是产于下二叠统茅口灰岩和峨眉山玄武岩之间(如晴隆锑金矿)的一套特殊层位,其厚度变化较大(0~30m),岩石成分复杂,主要为硅质岩、黏土岩、凝灰质黏土岩和黏土化玄武岩。"大厂层"主要分布于盘县、普安、晴隆一线以南地区。

"大厂层"岩性组成大致分三部分:下部以次生石英岩或硅化蚀变岩为主;中部过渡为硅化角砾岩和黏土岩,并有萤石脉穿插;上部大致为硅化和高岭石化黏土岩,并有贵翠石英脉穿插;横向上岩性变化也较大,可见硅化蚀变的玄武质砾岩、黏土化蚀变玄武岩角砾、凝灰质黏土岩角砾和玄武质岩屑砂岩,局部夹有碳质泥岩、灰岩和玄武岩透镜体。硅化角砾岩角砾大小悬殊而分选性极差,磨圆度也极不均一。

关于"大厂层"的成因,越来越趋向于为海底火山喷流沉积产物。大约在茅口晚期,处于碳酸盐台地相沉积的碳酸盐软泥尚未固结时,海底中玄武岩浆喷溢、玄武质火山角砾(集块岩)堆积和热水喷流沉积。

"大厂层"已知微细浸染型金矿化主要赋存在黏土化玄武岩内。该黏土化玄武岩具有显微结构和变余结构,粒径0.005~0.1mm的板条状长石杂乱地排列,其间充填玻璃质(多脱玻化为微晶石英),基质由伊利石及隐晶质黏土组成。岩石中常见石英细脉分布,长石多被硅质交代,黄铁矿含量可达5%~10%。"大厂层"一般含金100×10^{-9}~300×10^{-9},个别地方含金500×10^{-9}~700×10^{-9},但富金样品仅为零星分布。

在戈塘金矿,这一由玄武岩火山活动-喷流沉积所形成的"大厂层"可能为最理想的"矿源层"。

此外,据李文亢(1989)的研究,"大厂层"的Ag、As、Sb、Hg和S含量普遍较高,分别为980×10^{-9},22.5×10^{-6},173.5×10^{-6},4.48×10^{-6}和290×10^{-6}。

(三)峨眉山玄武岩的含金性

峨眉山玄武岩的金含量列入表3-1。如表所示,金含量变化为3.0×10^{-9}~62.5×10^{-9},其中大于10×10^{-9}的样品29个。显然,峨眉山玄武岩的金的丰度远高出金的地壳平均丰度(4×10^{-9}),一般高出4~6倍;同时也远高于研究区的正常沉积岩的几倍至十几倍。因此,峨眉山玄武岩可能是滇黔(桂)地区晚二叠世以后形成的卡林型金矿床的主要的"矿源层"之一。

根据"大厂层"黏土化玄武岩的含金性分析,玄武岩在水解成黏土岩时金被活化、迁移并局部富集。

因此,规模巨大的峨眉山玄武岩及其伴随的热水喷流沉积产物可能是该区卡林型金矿床的最佳的"矿源层"。

如表3-1所示,峨眉山玄武岩的金的含量具有明显的地区性变化,其中西部大理-宾川一带金的异常不明显,含金4.0×10^{-9}~8.3×10^{-9};中部攀枝花-西昌一带金的异常明显,含金3.0×10^{-9}~18.7×10^{-9};东部黔西南地区最高,含金8×10^{-9}~62.5×10^{-9},样品多大于18×10^{-9}。因此,滇黔(桂)卡林型金矿集中区恰好与我国西南地区峨眉山玄武岩含金相对较高的地区相吻合。

根据岩石地球化学资料,滇黔(桂)卡林型金矿分区玄武岩的挥发分和碱性程度均明显偏高于其他地区的玄武岩,其有利于成矿元素的迁移。以钠为主的碱性元素含量高,指示伴随玄武岩浆活动的火山气液可能富钠(与金矿床的矿物流体包裹体成分富钠相吻合),其对金有较强的熔浸能力,可以携带大量的金进行迁移。玄武岩提供成矿物质可能主要有以下两种情况:

(1)海解作用:海水对玄武质岩石的渗滤使玄武质岩石发生黏土化,形成黏土化玄武岩。Fe、Mn、Mg、Ca、Si和成矿元素Au、As、Sb和S等大量析出,运移到局部凹地内聚集沉淀。

(2)在玄武岩浆喷溢过程中,金等组分呈气体状态随火山气流喷出,沉积形成"大厂层"。滇黔(桂)卡林型金矿区以戈塘等矿床为代表的矿化主岩或上述主要赋矿地层中均不同程度地含有一些凝灰岩等火山沉积物质。

此外,在稀土元素分布模式图上,玄武岩与金矿石具有相似的轻稀土富集分布模式,显示滇黔(桂)地区的玄武岩与卡林型金矿床之间存在着成因联系。

表 3-1　峨眉山玄武岩系各时代火山岩金分析数据表

样　号	产　地	Au×10⁻⁹	样　号	产　地	Au×10⁻⁹
GB-14	贵州盘县古斯寨	62.5	Bn-15	云南宾川县大营剖面	5.2
GB-16	贵州盘县老厂	23.8	Bn-18		7.3
GB-21		55.2	Bn-22		4.2
GB-22		20.4	Bn 25		8.3
GB-23		20.3	BEM-2	峨眉山	6.0
GB-23B		20.1	YP bo29	四川盐源平川	8.0
GB-23C		14.5	YP-bo41		5.2
GB-24A		20.6	YP-bo49		17.7
GB-24B		20.5	YP-bo27		12.7
GB-24C		20.4	YP-bo83		10.4
GB-24D		28.8	YP-bo79		11.5
GB-26		20.1	YP-bo13		13.7
GB-1	贵州水城杨梅村	12.0	YP-bo76		8.1
GB-2		10.0	YP-bo84		12.0
GB-3		10.	Z82-b45	四川昭觉竹核	15.0
GB-4		8.0	Z82-b27		18.7
GB-23	云南富源	19.0	Z82-b42		14.6
云 3-16	云南建水狗街	4.0	Z82-b49		13.5
云 3-55b		4.0	Z82-b23		16.7
云 3-55		3.0	MD103	四川米易二滩	7.3
Bn-1	云南宾川县大营剖面	4.5	MD106		8.5
Bn-2		6.1	MD113		9.5
Bn-3		4.2	MD181		8.5
Bn-5		8.3	MD183		8.4
Bn-6		6.8	MD104		14.8
Bn-7		4.2	MD121		3.2
Bn-13		4.0	MD118		14.8

注：引自杨科佑等，1992。

总之，峨眉山玄武岩不仅金的丰度较高，而且能够提供丰富的成矿物质。以峨眉山玄武岩代表的火山活动所产生的火山灰等火山物质，广泛分布研究区主要赋矿地层中，也可导致赋矿地层中金的含量增高，以及为成矿期的金的活化与富集提供一定的物质来源。

(四)基性-超基性岩的含金性

滇黔(桂)卡林型金矿集中区主要基性-超基性岩的金的含量列入表 3-2。如表所示，基性-超基性岩的金的含量变化较大，地区差别更明显。其中，云南富宁一带基性-超基性岩体金的含量为$4\times10^{-9}\sim10\times10^{-9}$，广西巴马一带则为$16.3\times10^{-9}\sim85.0\times10^{-9}$，均高于

表 3-2　西南暗色岩侵入岩金含量数据表

样　号	产　地	Au×10 ^{9}	样　号	产　地	Au×10 ^{9}
GXB-1	广西巴马城边	16.3	砂 55	云南富宁砂斗	4
GXB-2		16.9	AC10-18		6
GXB-3		19.0	百-176	云南富宁龙楼	4
GXB-4		28.5	云 1-27	云南富宁瓦窑	4
GXB-5		85.0	百-28	云南富宁百安	4
GXB-6		20.0	安-9	云南富宁安定	10
AC10-17	云南富宁百安	5	安-5		9
百-5	云南富宁花甲	6	GB12	贵州盘县古斯寨	20.8

注：资料引自杨科佑等，1992。

金的地壳平均丰度(4×10^{-9})。这些基性超基性岩分布在滇黔桂卡林型金矿区内或附近。

此外，革档金矿的矿石中，铂、钯等元素含量达到了综合利用的要求，反映了成矿作用与基性岩浆活动有成因联系；桂西北的新洲和德峨等背斜区内辉绿岩出露地段均存在着较强的金、砷和铜异常，而且在辉绿岩内存在着金含量达 $1900\times10^{-9}\sim3100\times10^{-9}$的黄铁矿；在马雄、者隘、八渡等矿区内不仅出露有基性辉绿岩，而且者隘和八渡矿区金矿(化)体产于辉绿岩内；在革档矿区，矿石的稀土元素分布型式、痕量元素变化特征、第一过渡族元素的变化特点均类似于辉绿岩；反映基性-超基性侵入岩不仅富含金，而且也可能提供了部分成矿物质和成矿流体。

(五)酸性侵入岩的含金性

已知以燕山期为主的花岗岩株主要零星分布在滇黔(桂)卡林型金矿集中区的周围或环绕卡林型金矿集中区分布。而依据地球物理资料，桂西北地区存在着呈北西向分布的巴马-凌云隐伏花岗岩带和呈东西向展布的巴马-隆林隐伏花岗岩带。其中，巴马-凌云隐伏花岗岩带的上覆沉积岩中分布有金牙、逻楼、明山、浪全等金矿床，巴马-隆林隐伏的花岗岩带中有高龙、马雄、者隘等金矿床(点)。在金牙、逻楼、明山及林布等矿床(点)附近均出露有石英斑岩、花岗斑岩等酸性岩墙(岩脉)。其中石英斑岩的金含量较高，达 137.4×10^{-9}，但至今尚未发现赋存在石英斑岩内的金矿体或金矿化体。

二、构造成矿控矿分析

一般来讲，矿床的形成多是各种成矿控矿因素综合作用的产物。但是，对我国卡林型金矿床，特别是滇黔(桂)三角区卡林型金矿集中区和滇西潞西上芒岗金矿床而言，构造因素则是成矿控矿因素中的首要的决定性因素，它在很大程度上决定了卡林型金矿床的时空分布和成因。而不同层次与不同规模的断裂构造又是我国卡林型金矿集中区最主要和最关键的构造形式，特别是滇黔(桂)地区右江裂谷断裂构造体系、滇西陇陵-瑞丽北东向断裂构造体系。它们发育在地壳的不同深度和圈层，对裂谷或裂陷盆地的形成、沉积岩相变化、热水喷

流沉积、火山活动、岩浆侵入、地热场的形成、"矿源层"("大厂层")的产生、热液循环体系的形成和金、汞、砷、锑等各种矿化均起着决定性的控制作用。

(一)裂谷或裂陷构造成矿与控矿

裂谷或裂陷构造以广泛发育深切地壳的深断裂构造为其特点,形成裂谷断裂构造系,控制裂谷或裂陷盆地的形成与时空分布及发展演化,决定了裂谷或裂陷区的岩浆活动、金、汞、砷、锑成矿作用和地热场的时空分布与演化。例如,右江裂谷断裂构造系控制和决定了右江裂谷盆地的形成与演化,决定了滇黔桂三省区交界地区以卡林型金矿为代表的金、汞、锑矿床集中区的产生。或者说,右江裂谷深部构造作用是滇黔桂三角地区浅部地壳金、汞、砷、锑等成矿元素超常富集的根本原因所在。中三叠统是滇黔(桂)卡林型金矿集中区最主要的赋矿地层,其岩石建造发育于裂谷发展的强烈断陷阶段。又如,滇西陇陵-瑞丽深断裂构造体系,严格控制了潞西地区中生代裂陷盆地的时空分布与发展演化,决定了潞西以上芒岗和马脖子为代表的卡林型金矿成矿区的形成。

(二)区域性断裂构造成矿与控矿

裂谷构造体系中的深断裂构造进一步控制裂谷或裂陷盆地内次级"台隆"和"槽地"或断陷盆地的时空分布与发展演化,控制和决定了局部地热场、岩浆活动中心、喷流沉积中心、沉积相带变化和金、汞、砷、锑矿床集中区内矿带与矿田的时空分布。例如,我国卡林型金矿的含矿岩系,多形成于由长期活动的区域性走向大断裂控制的斜坡相和盆地相中,矿床多产在斜坡带沉积相和热水沉积相的岩石组合中,沉积相带常由同生断裂带所控制。比如黔西南三叠系岩相古地理界线和沉积厚度突变的马场坪-贞丰隐伏断裂。

矿床成群成带地产在区域性走向大断裂夹持的地区,如桂西北金矿带沿右江大断裂和丹池大断裂产出;二丹金汞矿带主要受 NNE 向的 F_1 和 NE 向的 F_2 两条区域性大断裂控制;滇西潞西地区金矿化带受北东向陇陵-瑞丽断裂制约。

区域性断裂构造具有活动时间长、切割深和规模大之特点,往往与旁侧次级断裂及区内广泛分布的短轴背斜、穹隆构造联合控制矿带内矿田的产出。例如,滇黔(桂)卡林型矿床集中区内深大断裂发育,区域构造线以 NE 向和 NW 向最为突出,次为 EW 向、SN 向及向北突出的弧形断裂。如 NE 向的弥勒-师宗断裂、南盘江断裂,NW 向的右江断裂、垭都-紫云断裂及南部的文山-富宁弧形断裂。这些断裂体系多经过了复杂的构造演化,为热液运移提供了良好的通道,严格控制了金、砷、汞、锑等浅成低温热液矿床成矿带的分布,自西向东可明显划分为 4 个成矿带,并各自具有特征的矿床系列组合。例如,弥勒-师宗断裂成矿带是该区重要的成矿带,以锑-砷-汞-金-萤石矿床系列组合为特征;南盘江断裂成矿带,以汞-锑-金矿床系列组合为标志;文山-富宁弧形断裂成矿带,具有金-锑矿床系列组合特征;右江断裂成矿带则为锑-砷-金矿床系列组合。

(三)次级断裂构造破碎带控矿与容矿

次级断裂构造破碎带多为区域主干断裂的伴生构造,常与主干断裂一起组成多级控矿构造体系,直接控制着矿床或矿体的生成与分布,具有重要的矿床与矿体定位意义。不同性质与类型的次级控矿断裂构造多分布于浅部,一般规模较小,主要以断裂构造破碎带的形式出现,金、锑、汞、砷等矿化以浸染状或细脉浸染状的形式分布其中。次级控矿断裂构造破碎带主要包括层间断裂构造破碎带、压扭性断裂破碎带和密集裂隙带。

1. 层间断裂构造破碎带

层间断裂构造破碎带主要是由层间滑动或沿层面和不整合面推覆所致，产状与层理和不整合面基本一致，倾角较缓。层间断裂破碎带主要发生在岩性差异较大的岩层之间，特别是沿上覆地层为塑性泥质岩的不整合面发育。这种破碎带派生构造发育，上部泥质岩石可对矿液起屏蔽作用，矿化主要发生在挤压破碎带内或附近渗透性和孔隙度适当的粉砂质岩层内，如革档、戈塘和马雄等金矿床均受这种断裂破碎带控制。

2．压扭性断裂破碎带

压扭性断裂破碎带多平行于主干断裂或褶皱轴向展布，倾角较陡，常由数条大致平行的切穿地层的断层所组成。这种断裂挤压破碎带所控制的矿体产状较陡，在平面和剖面上均呈斜列式分布，富矿体多产在断裂破碎带局部弯曲或转弯的地段。例如，八大河、赛鸭、老厂金矿化点及丫他、高龙等金矿床均受这种断裂构造破碎带的控制。

3．密集裂隙带

密集裂隙带是矿液充填、沉淀和富集的具体空间，直接控制了矿床的矿体的定位。其主要发育于主断裂破碎带内和其旁侧，表现为各种类型的节理、劈理、片理和挤压破碎，控制矿体的形态、产状及规模。例如，高龙、金牙、罗楼、上芒岗等金矿床矿体均受密集型裂隙带控制，矿体形态主要呈透镜状、似层状和不规则状，在平面和剖面上多呈侧列式展布。

(四)断裂与褶皱复合控矿

滇黔(桂)卡林型金矿集中区几乎所有的金矿床和矿体均受沿短轴背斜和穹隆构造轴部或近轴部发育的断裂破碎带控制，断裂破碎带与不整合面及背斜轴部转折端、倾伏端的复合地带一般是矿床或矿体产出的最佳部位。断裂与褶皱构造叠加复合部位，层间张裂、错动面、岩石挤压破碎、轴部鞍状虚脱及各类节理和破劈理等裂隙构造相对发育，利于大气降水与深部热液的混合，形成良好的热液渗透循环系统和矿液的运移、聚集、沉淀富集场所。例如，滇东南革档金矿床。

(五)断裂构造与容矿岩石组合控矿

在有利的断裂构造成矿控矿条件下，不同的矿床虽然其赋矿地层层位可以不同，但其蚀变与矿化的岩性一般相类似，主要为黏土质、粉砂质、碳质和凝灰质的细碎屑岩类，反映出断裂构造破碎带与容矿岩石的组合对矿床和矿体的控制。应当指出，这些容矿岩石或赋金层位主要作为构造驱动的含金浅成热液成矿作用的空间，其首要的或决定性的成矿控矿因素仍然为断裂构造。在物理和化学性质上，其容矿岩石多与上、下层位岩石有很大差别，因而在有利于成矿的特定构造条件下成为赋金层位。

三、热液蚀变

卡林型金矿床广泛发育围岩蚀变，特别是硅化、黄铁矿化、毒砂化、雄黄雌黄化、碳酸盐化及黏土化与金矿化密切相关。在时空分布上，金矿化与硅化、黄铁矿化、毒砂化、碳酸盐化和黏土化相伴而生。一般来说，金矿化严格地局限在蚀变带范围内，即金矿化产出的部位总是存在着硅化、黄铁矿化等各种热液蚀变。在硅化、黄铁矿化、毒砂化等多种热液蚀变作用叠加的部位，多为金矿化较强的地带；反之，在单一类型蚀变发育部位，金矿化往往较弱。热液蚀变早期阶段和晚期阶段金矿化相对较弱，而在主期阶段金矿化明显增强。已知黄铁矿、毒砂、石英、方解石、水云母、伊利石、辉锑矿、辰砂等热液蚀变之产物，多为载金矿物。而且不同热液蚀变阶段形成的矿物，其金含量也有明显的不同。例如，早期热液黄铁矿一般不含

金，但成矿主期黄铁矿则富含金。

四、金的迁移方式与沉淀机制

(一)金的迁移方式

如上所述，卡林型金矿化与热液蚀变在时空分布和成因上密切相关，特别是硅化和黄铁矿化与金矿化最为密切。与此同时，蚀变矿化过程中热液大量带入 Au、S 和 SiO_2 等成矿物质。那么 Au 与 SiO_2、S 到底以何种关系、何种形式共存、何种方式迁移与沉定。20 世纪 70 年代 T.M.Seward(1973, 1976)和 R.W.Henley(1973, 1984)对 Au-S 和 Au-Cl 配合关系分别进行了研究，从而对金的迁移方式有了较为统一的认识。在较还原和近中性的介质中金在热水溶液中主要呈$[Au(HS)_2]^-$形式迁移，在氧化和酸性条件下则呈$[AuCl_2]^-$形式进行活化迁移。然而，这仅解释了金与硫和氯的关系，而未涉及金与二氧化硅的关系。当然，在含大量以黄铁矿为代表的金属硫化物的金矿床中，金可能主要以硫络合物形式活化迁移，而在没有硫化物或硫化物含量很少的金矿床中，金呈$[AuCl_2]^-$或$[Au(HS)_2]^-$形式溶解和迁移的模式显然是有局限性的。

众多卡林型金矿床表明，硅化与金矿化在时空分布和成因上密切相关。因此，在 20 世纪 90 年代，樊文苓、王声远等(1993)及涂光炽等(1998)进行了实验研究，金在酸性和碱性含硅热液中均可与 SiO_2 形成稳定的 $AuH_3SiO_4^0$ 络合物。Au 在含 SiO_2 水溶液中的溶解度随 SiO_2 浓度和氧逸度的增高而增高，富硅热水溶液有利于金呈 $AuH_3SiO_4^0$ 形式活化迁移。当溶液中 SiO_2 浓度由于硅化作用等而降低时，将导致 $AuH_3SiO_4^0$ 不稳定沉淀出 Au。这正是卡林型金矿床中硅化与金矿化密切相关的根本原因所在。

一般说来，SiO_2 在自然界大量的存在，而金丰度很低。因此，通常情况下，热水溶液中 $AuH_3SiO_4^0$ 的含量多达不到与所含 H_3SiO_4 浓度相平衡的程度，也只有热水溶液中 SiO_2 消耗到一定程度其硅化才能引起金的沉淀。这恰好解释了众多卡林型金矿床主要是中晚期硅化伴随大量金的沉淀富集。

在适量的 SiO_2 浓度下，成矿热液体系由还原到氧化可促使金的活化，反之将导致金的沉淀富集。与此同时，SiO_2 的溶解度多随压力的增大而增大，因此，压力降低，特别是突然下降将促使大量的 SiO_2 迅速沉淀，进而导致金的大量沉淀与富集。

一般说来，SiO_2 是自然界丰富的物质，其对金的活化迁移要比 S 和 Cl 更具有普遍的地球化学意义，而且，与$[AuCl_2]^-$和$[Au(HS)_2]^-$相比，$AuH_3SiO_4^0$ 更为稳定，具有更强的携带和迁移金的能力；另一方面，除硫含量较高的条件下 $Au(HS)_2^-$ 大于 $AuH_3SiO_4^0$ 之外，伴随 SiO_2 浓度的增高，含硫含硅热液体系中的 $AuH_3SiO_4^0$ 亦将逐渐取代 $Au(HS)_2^-$ 成为金活化迁移的主要形式；而在含氯含硅体系中 $AuH_3SiO_4^0$ 的浓度远高于 $AuCl_2^-$。因此，金硅络合物对金的活化迁移能力可能远超过金氯配合物，这也正是卡林型金矿床中硅化无处不在、硅化远强于黄铁矿化等热液蚀变的关键所在。

(二)金的沉淀机制

在成矿构造-热液循环体系中，含矿热水溶液在构造驱动下沿控矿断裂构造带迁移上升，到达浅部或近地表的次级容矿或赋矿断裂构造破碎带。伴随含矿热水溶液的浓度、温度、压力、pH 和 f_{O_2} 等物理化学条件或参数的改变，成矿流体失稳而导致金、汞、砷、锑等成矿

元素沉淀富集。

一般来说，卡林型矿床多为浅成中-低温热液矿床，成矿作用主要是在浅部近地表或地表开放-半开放环境下进行的，金在成矿溶液中可能主要呈金硅络合物、金硫配合物、金氯配合物形式迁移。当富硅、硫、氯的含矿热水溶液由深层次断裂构造上升到浅层次断裂破碎带时，成矿热液体系则由相对封闭到半开放-开放；特别是伴随有热水隐爆作用发生时，压力的突然释放、气体挥发分的大量散失、成矿热液发生沸腾，导致热水体系快速远离平衡态，使热液组分的浓度增大，络合物失稳，SiO_2 的浓度达到过饱和状态，呈 $AuH_3SiO_4^0$、$[AuCl_2]^-$ 和 $[Au(HS)_2]^-$ 络合物形式搬运的金伴随着大量隐晶-微晶二氧化硅-似碧岩和黄铁矿及含砷、锑、汞等硫化矿物的沉淀而成矿。

五、成矿热动力源与成矿流体来源分析

(一)成矿热动力源或热源

美国卡林金矿被认为是老第三纪火成侵入活动造成热液作用的综合结果；该阶段火成活动发育热液系统，主要来自于大水的溶液从火成岩体获得热源(Radtke, 1980)。

我国卡林型金矿富集区成矿热液体系的热动力源存在以下几种认识：

(1)构造运动和异常高的古地温很可能是地下热水循环的动力，是使 Au、As、Hg、Sb、Ag、Mo、Ba 等元素活化转移的因素(涂光炽, 1990b)。在我国卡林型金矿区，白垩纪—第三纪构造变动强烈，现代仍可以观测到地热活动。以西南秦岭和西南贵州为例，西南秦岭铀矿钻井证实了地温梯度达 60℃/km(涂光炽, 1990b)。

据云贵石油勘探处在西南贵州的安龙县戈塘附近的参数井测温，0～2000m 平均地温梯度为 50℃/km，其中 0～200m 平均地温梯度为 20℃/ km，200～1200m 的为 78℃/km，1200～2000 m 的为 53℃/km。

(2)滇黔(桂)卡林型金矿集中区各时代地层中所含微量的金都可以因隐伏花岗岩浆活动的热量而活化、迁移和成矿(王秀璋, 1992；李文亢, 1989)。

(3)成矿的热动力主要是基性岩浆和隐伏的酸性岩浆活动产生的岩浆地温场及构造变动地温场(杨科佑等, 1991)。

(4)整个中生代滇黔(桂)卡林型金矿集中区活跃着大批热泉和喷气孔，火山热泉的低温热液足以使峨眉山玄武岩和基性-超基性岩中不相容元素活化和带出而形成该区微细粒浸染型或卡林型金矿床(梅厚钧, 1992)。

(5)右江幔隆成矿带为右江幔隆构造作用、成矿水热体系、金矿床组合的有序性演化(朱为方等, 1990)。

(6)地幔热柱-大陆热点-右江裂谷-深部岩浆活动为成矿流体运移提供热动力源(倪师军等, 1997)。

可见，不同研究者虽其表述形式不同，但均揭示了一个共同的问题，即深部构造作用是滇黔(桂)卡林型金矿集中区成矿流体运移的热动力源之根本，金矿成矿作用仅仅是深部构造作用在浅地壳的一种表现形式。

深部构造作用主要表现为幔隆构造，深部构造作用在浅部地壳的表现可以是热点活动和裂谷作用。热点活动和裂谷作用在浅部地表均可表现为异常地热场和火成岩作用，特别是裂谷作用可表现为双峰式火山岩组合和双峰式侵入岩组合。因此，人们往往又把裂谷称

之为岩浆谷和热矿。

但是，对裂谷来说，更为突出的在于“裂”，即深断裂构造的广泛发育，以及不同层次与级别的断裂构造构成裂谷断裂构造体系，控制裂谷沉积作用、岩浆活动和成矿作用等。裂谷作为深部热流上涌通道或场所，必然表现为区域热异常场，在裂谷活动之后，其热异常可能仍可持续相当长的地质历史时期。这一时期多为浅成低温热液活动期，往往被忽视。

在滇黔(桂)三角地带卡林型金矿富集区，沿主要大断裂出现密集等温线的地温梯度带，往往是地温突变带和高热异常区，有热泉的分布。沿断裂构造侵位的燕山期基性-超基性岩，多形成以侵入岩体为中心的局部地热场，产生局部热流体循环体系。

在滇西南潞西卡林型金矿区，现代热泉和近代热泉沿陇陵－瑞丽主干断裂密集分布，沿上芒岗和马脖子等主要控矿容矿断裂破碎带现代热泉仍在活动，金矿床的形成与热泉活动密切相关。滇西腾冲两交河金矿即是典型的近代和现代热泉型金矿。

此外，从晚二叠世末、早三叠世到中三叠世，滇黔(桂)三角地带卡林型金矿集中区许多地方有火山活动。其中，中三叠世火山岩分布范围最广。

因而，右江裂谷活动主期以峨眉山玄武岩为代表的岩浆活动和与其有关的以“大厂层”为代表的热水喷流沉积，促使部分深部成矿物质沿裂谷断裂构造系上涌到浅部表层，并主要赋存在西南暗色岩系和“大厂层”之中；在裂谷活动末期或其之后，以酸性火山凝灰岩为代表的活山活动和与其有关的类似于腾冲热泉为代表的热水喷流活动，不仅进一步促使深部成矿物质沿复活断裂构造上升到浅部裂隙内，而且还使早期赋存西南暗色岩系和“大厂层”之中的成矿物质活化、迁移，最终以浅层-超浅层低温热液的形式沉淀富集成矿。

总之，成矿的热动力条件或热源，是深部构造作用-裂谷作用之异常地热场，包括浅层局部的断裂构造地热场和岩浆地热场等。

(二)成矿流体来源

在我国卡林型矿床其矿石矿物和元素组合上，汞、锑、砷矿物多为典型的低温组合，Au、Hg、As、Sb 元素组合与现代温泉和海洋热水沉积物中的异常含量元素基本一致。

矿石中硫同位素具有深源和浅源硫混合特点，反映深源成矿流体在沿深断裂上升运移过程中从围岩中交换了部分硫。如果混染了海水或海相硫酸盐硫，混合硫便以相对富 $\delta^{34}S$ 为特征向正值方向变化；如果混染生物成因硫，则以相对富 $\delta^{32}S$ 为特征向负值方向演化。

在滇黔(桂)金矿床铅同位素组成坐标图中(图 3-1)，围岩和围岩中的黄铁矿样品投点多落在造山带和上部地壳线范围内，矿石和热液硫化物及石英投点多落在地幔与造山带范围之中，反映成矿流体中的铅为壳幔混合来源。在深部成矿流体沿深断裂构造上升运移过程中明显混染了浅部地壳或地层铅。

氢同位素资料表明，滇黔(桂)地区金矿成矿热液为岩浆水与大气降水的混合来源(倪师军等，1997)。

根据谭运金的氢氧同位素研究资料(1994)，滇黔(桂)地区金矿床成矿流体的主体来源是一致的，投点分布以典型岩浆水区域为中心向四周散布，反映成矿流体的初始来源为岩浆水，但在上升运移过程中明显混入了浅部地层水和近地表大气降水或地下水(图 3-2)。

总之，滇黔(桂)地区卡林型金矿床的成矿流体具有初始深部岩浆水和浅部及近地表大气降水相混合的特点；特别是在近地表大气降水的大量混入，将导致主成矿流体表现出以大气降水为主的混合多来源特征。

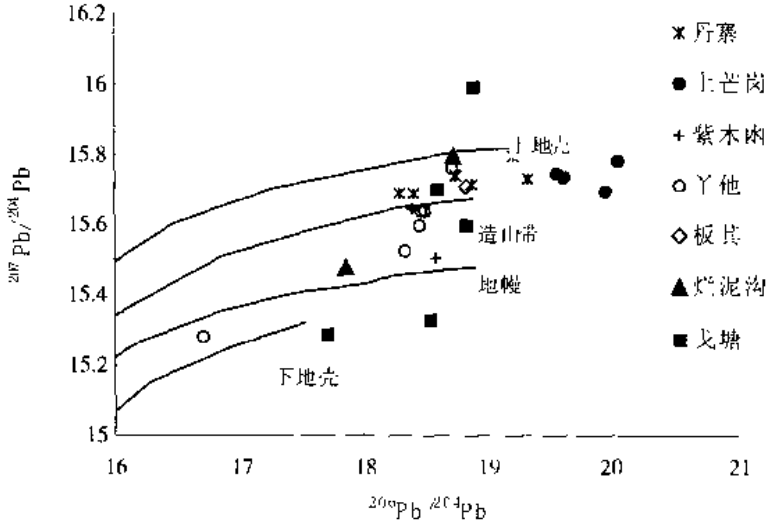


图 3-1　中国西南滇黔地区主要卡林型金矿床铅同位素组成坐标图

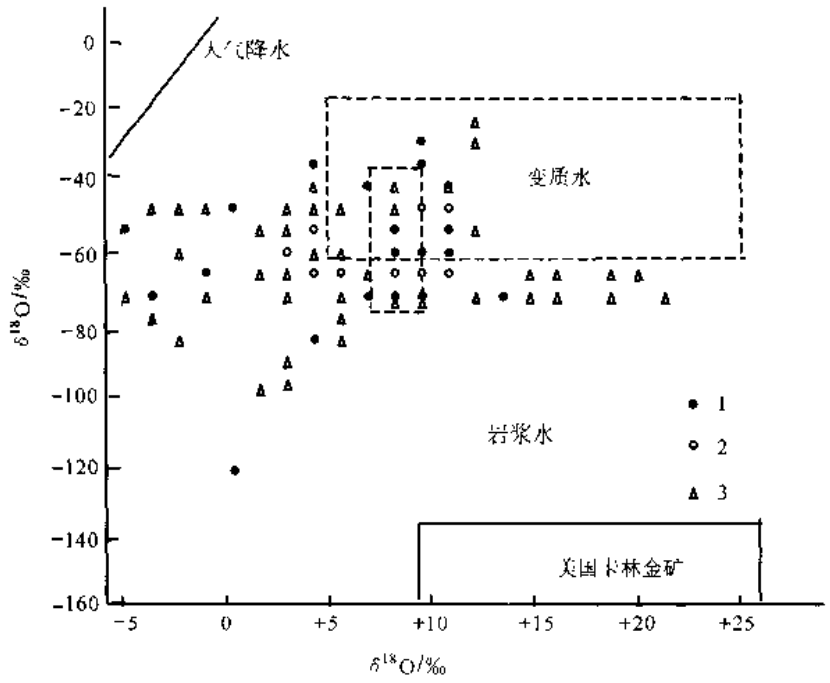


图 3-2　中国西南滇黔(桂)地区与美国卡林型金矿床的 δD-δO 图解对比

[滇黔(桂)地区资料引自谭运金,1994;美国卡林金矿资料引自 Radtke,1980]

1、2、3—滇黔桂地区(1—金锑黄铁矿型金矿床;2—金汞钕型金矿床;3—金砷锑型金矿床)

第二节　国内外卡林型金矿成矿因素对比

卡林型金矿床是一种主要产于碳酸盐岩-碎屑岩建造中的微细粒浸染型金矿床。矿床以储量大、品位较低、金的粒度极细(多小于微米级"不可见金")为特点,主要分布于美国和我国,其区域与矿区成矿条件和控矿因素具有明显的可类比性。本节着重滇西上芒岗金矿

与我国滇黔(桂)金三角卡林型金矿及美国卡林型金矿的区域与矿区成矿因素对比分析，并讨论其区域成矿模式。

应当指出，在讨论我国卡林型金矿或沉积岩型金矿床成矿因素时，美国地质学家Radtke教授(1980)所指出的"卡林型金矿床是由第三纪火成-构造活动产生热异常，从而引起热液系统才形成的——即老第三纪火成侵入活动造成热液作用的综合结果"，"凡是经火成活动发育过热液系统，同时其上存在有像卡林地区那样厚层的碳酸盐地层，就具有形成这类金矿的可能性"；我国地质学家涂光炽教授(1990b)所提出的"成矿具长期历史至少包含两期事件，第一期为同生沉积作用，产生……矿源层"，"成矿作用则发生于第二期，此期为波及中国大部的燕山运动末期或尾声"的认识具有重要指导意义，使我们能够从深部构造运动与浅部地壳成矿物质超常富集的发展演化角度正确认识卡林型金矿的控矿构造、容矿岩石、岩浆作用和成矿热液活动等成矿因素，进而探讨成矿模式。

一、构造与成矿

在美国，卡林金矿带与西部大盆地盆-岭构造区(带)构造作用密切相关，其逆冲推覆构造与伸展剥离构造十分发育，在空间上组成不同规模与层次的控矿断裂构造体系，控制矿带、矿田、矿床和矿体空间分布。

在我国，上芒岗地区和滇黔(桂)金三角地区等均为中-新生代盆-岭构造区，不同规模与序次的逆冲推覆构造和层间伸展剥离构造广泛发育，直接控制了赋矿地层层位和矿化带及矿床与矿体的产生。

二、碳酸盐岩-碎屑岩建造与成矿

卡林型金矿床是一种主要产于碳酸盐岩-细碎屑岩建造中的微细粒浸染型金矿床，又称沉积岩型金矿床。对于卡林型金矿床主要集中分布在我国西南地区和美国西部地区，涂光炽教授(1992)认为与我国西南部和美国中西部均有大面积发育的碳酸盐岩建造有关。因此，巨厚的碳酸盐岩-细碎屑岩建造与卡林型金矿床集中区的产生具有重要的内在联系。例如，美国卡林型金矿床的赋矿地层与容矿岩石主要为碳酸盐岩-细碎屑岩组合。在我国，虽然赋矿地层从寒武系到白垩系均有，但在某一成矿区内，金矿又有主要的赋矿地层层位，显示对地层层位的一定选择性；而且，其赋矿地层与岩性均为裂谷或裂谷式断陷盆地环境沉积的巨厚碳酸盐岩-细碎屑岩岩石组合。例如，滇黔(桂)金三角地区赋矿地层层位主要为二叠系，其次为二叠系和泥盆系；容矿岩石主要碳酸盐岩-细碎屑岩组合；沉积环境为右江裂谷。滇西南潞西地区赋矿地层层位为下二叠统和侏罗系，容矿岩石为碳酸盐岩-细碎屑岩组合，为滇西龙陵-瑞丽地区中生代裂谷式断陷沉积产物。

三、岩浆活动与成矿

随着美国西部卡林金矿带中侵入岩体中金矿床的不断发现与研究，和我国卡林型金矿床研究进展，卡林型金矿床与岩浆活动的密切时空与成因联系，已逐渐被人们所揭示。

在美国，沿北西向卡林金矿带，在侵入岩体中找到了Gold strike和Deep star等金矿床，揭示了卡林型金矿床集中区岩浆活动与金矿成矿作用的内在关系。

在我国卡林型金矿集中区，岩浆活动十分频繁，特别是以峨眉山玄武岩为代表的基性火

山岩广泛分布，小规模的基性-超基性岩(脉)和碱性岩脉多成群成带出露，中酸性侵入岩呈多环绕集中区或矿区分布，但在集中区与矿区内及深部也有产出，并有金的异常与矿化。

四、热液蚀变矿化过程中的物质变化

卡林型金矿床广泛发育围岩蚀变，特别是硅化-似碧岩化、黄铁矿化、毒砂化、雄黄、碳酸盐化及黏土化与金矿化密切相关。

热液蚀变过程中的化学变化主要表现为二氧化硅和金、汞、砷、锑等成矿物质大量的带入和围岩物质成分的带出及再分配。在卡林型金矿床热液蚀变矿化过程中，最显著的化学变化是主元素 CaO、MgO 和 CO_2 大量减少，主元素 SiO_2 和 Au、As、Sb、Hg 及 Tl 等成矿元素则大量增加或带入，K_2O 和 Al_2O_3 没有明显的变化(表 3-3，图 3-3、3-4、3-5、3-6、3-7、3-8)。

表 3-3　美国卡林金矿床各类矿石样品某些主元素与微量元素分析结果

	正常型	碳质型	富砷型	黄铁矿型	硅化型	硅质型
$w(SiO_2)/\%$	32.6	33.4	42.1	51.9	73.9	95.7
$w(MgO)/\%$	8	11.2	9.1	7.3	1.3	0.06
$w(CaO)/\%$	22.1	18	13.1	10.3	0.45	0.01
$w(CO_2)/\%$	26	25.6	19.1	15.9	0.04	0.02
$w(Au)/10^{-6}$	9	6	69	6	50	23
$w(As)/10^{-6}$	15.4	48	1100	18	79	38.5
$w(Hg)/10^{-6}$	25	20	200	25	100	55
$w(Sb)/10^{-6}$	40	60	115	40	360	40

(引自 Radtke，1980)

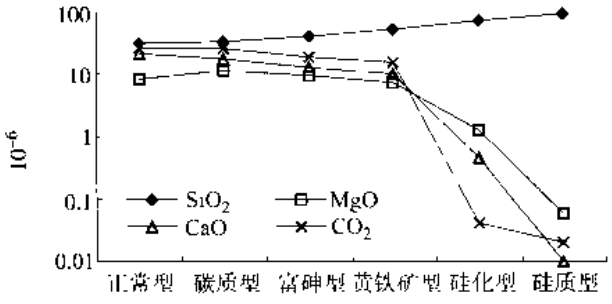


图 3-3　美国卡林金矿床各类矿石某些主元素变化

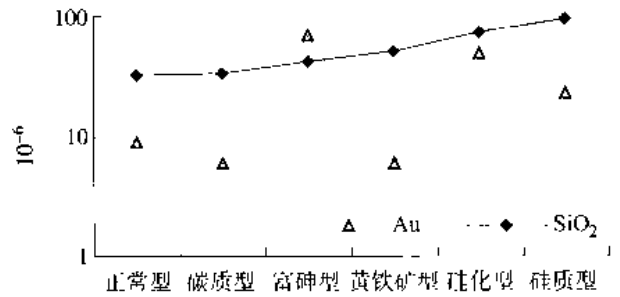


图 3-4　美国卡林金矿床各类矿石 SiO_2 与 Au 含量关系

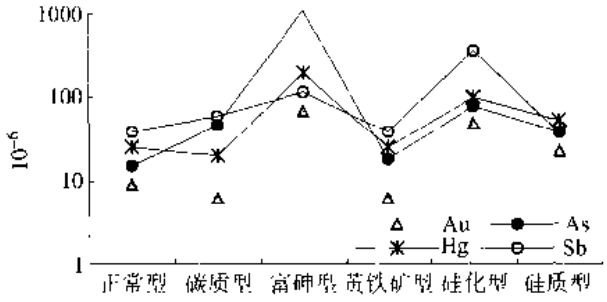


图 3-5 美国卡林金矿床各类矿石某些微量元素变化

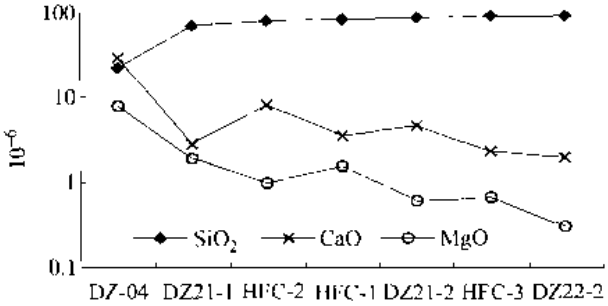


图 3-6 丹寨金矿蚀变矿化岩石某些主元素变化

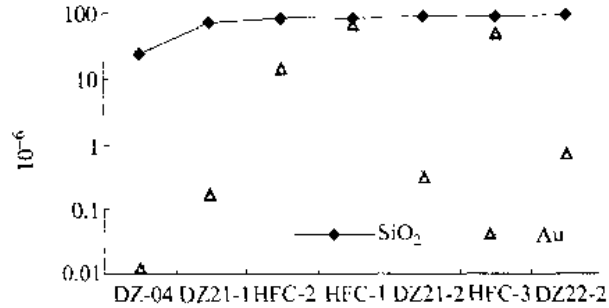


图 3-7 丹寨金矿蚀变矿化岩石 SiO_2 与 Au 含量关系

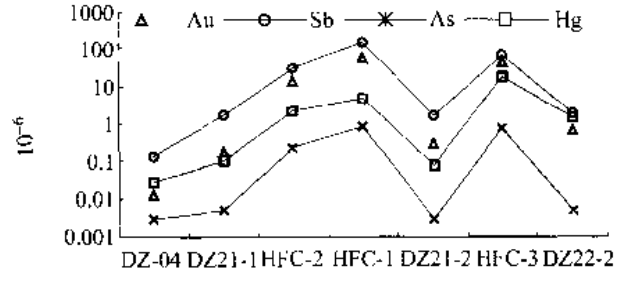


图 3-8 丹寨金矿蚀变矿化岩石某些微量元素变化

其中，在早期热液蚀变过程中，物质变化主要表现为容矿岩石中的方解石和白云岩被溶解和带出，取而代之的为石英的沉淀。在主要阶段热液蚀变矿化过程中，围岩中的方解石和白云石继续被大量溶解或交代，而且残存方解石和白云石普遍重结晶，黄铁矿和含钾黏土形

成;热液大量带入 Si、Al、K、Fe、S 和 Au、As、Sb、Hg、Tl 成矿元素及少量有机质。大约在主成矿阶段晚期,热液带入并沉淀含 As、Sb、Hg 和 Tl 等硫化矿物和硫盐矿物;随后可能带入与沉淀 Pb、Zn、Cu 等贱金属硫化物。大部分贱金属可能主要是在晚期热液沸腾和酸性蚀变时沉淀的。

主矿化阶段热液的温度一般约为 150～245℃,含盐度相对较低,约为 3% NaCl 左右。在矿液温度升至 275～>300℃时,热液可能已普遍沸腾,使含盐度增高(约为 6%～10% NaCl),氧同素值增大。此时,在矿床上部主矿化阶段基本结束,并伴随重晶石脉的产生。热液沸腾导致散逸 H_2S,进而在矿床上部产生 H_2SO_4,促使近地表一带围岩和矿石中方解石和白云石被大量溶解,并在淋滤带之上再沉淀而形成大量细脉。与此同时,二氧化硅增加,硫化物和有机组分被氧化,高岭土等黏土矿物产生。

五、热液蚀变与构造和矿化的空间关系

卡林型金矿床的热液蚀变与控矿容矿构造和金矿化多具有特定的空间组合分布关系,对指导找矿实践具有重要理论与实际意义。

卡林型金矿床热液蚀变多以密集网脉和细脉及浸染状与团块状形式出现,例如,石英脉、重晶石脉、碳酸盐岩脉、黄铁矿脉及似碧玉岩与浸染状黄铁矿化等。这些热液蚀变严格受控矿与容矿断裂构造的控制,局限于断裂构造破碎带内及其两侧附近。在垂向上,碳酸盐岩网脉、重晶石脉和似碧玉岩及黏土化明显集中于矿化带(矿体和断裂破碎带)上部或浅部,主要反映成矿热液活动的浅部或头部特征;石英脉和黄铁矿网脉及致密浸染状黄铁矿化,则主要分布在矿化带(矿体和断裂破碎带)中下部或深部,反映成矿热液活动的深部中部特征。在水平方向上,碳酸盐岩网脉及黏土化明显集中在矿化带(矿体和断裂破碎带)外侧,石英脉和黄铁矿脉多产在矿化带(矿体和断裂破碎带)中部。

美国卡林金矿床和我国卡林型金矿床,均表现出十分明显的热液蚀变-矿化的垂向分带性,几乎完全可以对比。因此,从热液蚀变与矿化的空间关系分析,并与美国典型卡林金矿床相对比,可研究我国卡林型金矿床或金矿化(矿体)与美国卡林金矿床的头部或上部(氧化带)的对应关系,能更好揭示深部原生矿主体部分的存在与否。

六、成矿热动力源与成矿流体来源分析

(一) 成矿热动力源或热源

美国卡林金矿被认为是新第三纪火成侵入活动造成热液作用的综合结果;该阶段火成活动发育热液系统,主要来自于天水的溶液从火成岩体获得热源(Radtke,1980)。

我国西南地区卡林型金矿富集区成矿热动力源可能是峨眉地幔热柱-次级热点-右江裂谷-深部岩浆活动。

(二) 成矿流体来源

我国西南滇黔地区卡林型金矿床其矿石矿物和元素组合与美国卡林金矿相类似(王奉仁等,1994)。Au、Hg、As、Sb 元素组合与现代温泉和海洋热水沉积物中的异常含量元素基本一致。例如,在美国内华达州 Steamboat 现代温泉口附近的硅质泥中 Au 含量为 150×10^{-9},As 为 700×10^{-6},Hg 为 100×10^{-9}(White,1981)。

我国西南滇黔地区卡林型金矿床与美国卡林金矿的氢氧同位素明显不同。我国卡林型

金矿床氢氧同位素投点主要环绕岩浆水区域分布，岩浆水和大气降水兼而有之，而美国卡林型金矿床的氢氧同位素投点则远离典型岩浆水，明显以大气降水为主。

七、成矿系列与成矿模式

（一）Au、Hg、As、Sb 成矿系列

卡林型金矿在时间、空间和成因上与汞、砷、锑等矿床存在密切的关系，往往组成 Au、Hg、As、Sb 矿床系列或成矿系列，表现为 Au、Hg、As、Sb 成矿带、矿田、矿床和矿体的时空组合分布（涂光炽，1991，1992）。例如，美国卡林金矿床产于与一个汞矿带和一个重晶石矿带平行或重叠的金矿带上。在我国滇黔（桂）卡林型金矿集中区以前为我国重要的汞、砷、锑矿床分布区（花永丰，1987），卡林型金矿床与汞、砷、锑矿床构成重要的金-汞-锑矿床组合。如黔西南地区沿北盘江形成一条北西向的汞-金矿带，黔东南三都-丹寨北北东向汞-金-锑成矿带，滇东南和桂西卡林型金矿床也均与锑矿带有着密切的时空和成因联系，秦岭地区卡林型金矿床与砷、锑、汞矿及铀矿密切伴生。

（二）卡林型金矿区域成矿模式

我国西南地区卡林型金矿和美国卡林型金矿的成矿模式对比如表 3-4 所示。卡林型金矿区域成矿模式可概括为金、汞、砷、锑等成矿物质的大规模超常聚集、矿质的运移-传输、矿床（矿体）的定位三大系统，即成矿物质的聚集、运移和定位 3 个阶段。

其中，伴随地幔隆起、深源物质大规模上涌、壳幔相互作用及热流场和巨厚盖层及热液改造作用，构成金、汞、砷、锑等成矿物质的大规模超常聚集系统；它是卡林型金矿与汞、锑、砷矿床广泛分布，形成金、汞、砷、锑矿床集中区的根本原因所在。而伴随地幔隆起出现的巨大幔隆构造和裂谷带或裂陷槽，特别是其控岩控矿的深大断裂构造体系，则构成深源成矿物质的运移与传输系统；它是金、汞、砷、锑矿床空间组合分布的主导性控制因素。进而，伴随幔隆构造和裂陷槽发展演化出现的局部浅层次构造（盆-岭构造和逆冲-剥离断层等）、岩浆、流体与上覆岩石相互作用以及局部热流场作用，构成了成矿物质的最终富集成矿或矿床（矿体）定位系统；它是卡林型金矿床（矿体）和汞、砷、锑矿床（矿体）最终形成与定位的关键。

伴随地幔隆起（裂谷作用）、深源物质上涌和壳幔相互作用及热流场（古地热场和改造成矿作用），构成金、银、铜、铅锌、汞、锑、铂族元素、分散元素等成矿元素的大规模超常聚集；它是我国西南地区大型-超大型矿床集中区的根本原因所在，决定了我国卡林型金矿床集中分布在我国西南地区之滇黔（桂）和川甘陕两个相对应的金三角地带以及滇西成矿区。

其中，右江幔隆与右江裂谷又控制和决定了滇黔（桂）金三角卡林型金矿（与汞、砷、锑矿床）集中区的产生（包括有利成矿的赋矿岩层-喷流沉积的大厂层等的形成）。裂谷带内控岩控矿断裂构造的层次性与序次性，和金、汞、砷、锑成矿元素内在的地球化学相似性与差异性，是滇黔（桂）金、汞、砷、锑矿床集中区内金、汞、砷、锑矿床空间组合分布的控制因素。其中不同层次与序次的控岩控矿断裂构造构成深部成矿物质上涌与运移系统。

右江幔隆与裂谷发展演化晚期出现的局部浅层次褶皱-断裂构造作用、岩浆侵入活动、热流体成矿作用及局部地热场，构成以断裂破碎带为通道的构造-（岩浆）-热流体循环体系，并与深部深层次控岩控矿断裂构造-矿质运移系统相连接，既促使深部成矿物质进一步在浅部富集，亦可活化早期以喷流沉积形式赋存在地层中的成矿元素，进而形成矿液并最终沿断裂破碎带富集成矿。

同理，腾冲-庶放幔隆与裂陷槽又控制和决定了滇西上芒岗地区卡林型金矿成矿区带的产生。上芒岗金矿床为我国西南卡林型金矿集中区的一个组成部分，其主要特征可与美国卡林金矿床相对比，矿床的形成与我国西南滇黔(桂)和川甘陕两个金三角卡林型金矿床集中区的产生具有内在本质联系，为我国西南地区卡林型金矿床成矿元素超常富集统一成矿制约机制的不同矿带与不同矿床的具体表现。

表 3-4　中国与美国卡林型金矿对比

	中　　国	美　　国
区域成矿构造背景	峨眉地幔柱构造活动区边缘地带次级幔隆区，陆块边缘裂谷或裂陷槽内，陆内深断裂和隐伏断裂附近	黄石公园地幔热点活动区，大盆地幔隆区，大陆边缘裂陷带
控矿-容矿构造	背斜构造倾伏端、背斜轴转折端及背斜翼部和断裂破碎带，断裂破碎带交叉与复合部位，特别是沿不整合面发育的浅层次低序次的断裂破碎带	区域北西向大背斜和大断裂，高角度断层或区域冲断层，断裂构造破碎带交叉复合部位
赋矿地层层位	寒武系至白垩系	志留系-泥盆系
容矿岩石	含碳黏土岩、粉砂岩和泥砂质灰岩或白云岩，侵入岩为超基性岩	沉积岩为薄层粉砂质或泥碳质灰岩或白云岩，普遍伴有碳质页岩。侵入岩为花岗闪长岩和长英质岩脉
火成岩	火成岩活动区或邻区，矿床形成于侵入岩与火山岩附近，特别是基性玄武岩和基性-超基性侵入岩附近或在其中，金矿集中区外围有花岗岩分布	火成岩活动区，矿床形成于侵入岩和火山岩附近
矿床类型	碎屑岩-碳酸盐岩中的微细浸染型金矿或沉积岩型金矿，准显微金和浸染状硫化物	以碳酸盐岩系中粉砂岩层和砂泥质灰岩或白云岩为容矿岩石的金矿床，似碧玉岩中准显微金和浸染状硫化物
矿石类型	硅质型、黄铁矿型、富砷型(毒砂型)、辉锑矿型、辰砂型及碳质型	正常型、硅质型、黄铁矿型、碳质型和富砷型(雄黄型)矿石
矿物组合	自然金、黄铁矿、砷黄铁矿、毒砂、辉锑矿、雄黄、辰砂、石英、方解石、白云石、重晶石、萤石和黏土矿化	自然金、黄铁矿、雄黄、雌黄、毒砂、辰砂、萤石、重晶石、辉锑矿、石英、方解石、白云石和黏土矿物
结构构造	浸染状、细脉浸染状构造，胶状结构、交代结构	浸染状、细脉浸染状构造，胶状结构、交代结构，碳酸盐岩石受硅交代，一般细粒硫化物小于 1%
元素组合	Au、As、Sb、Hg、Tl、U、Bi、Cu、Pb、Zn、Ba、Mo	Au、As、Hg、W、Mo 组合；As、Hg、Sb、Tl、F 组合
伴生矿床	低温热液汞、锑、砷和铊矿化，个别有铀矿化	夕卡岩型钼矿、斑岩钼矿、辉锑矿重晶石脉、砂金矿
围岩蚀变	硅化-似碧岩化、黄铁矿化、毒砂化、碳酸盐化或脱碳酸盐化、辉锑矿化、辰砂化和黏土化	未氧化矿石：脱碳酸盐化、硅化-似碧岩化、黄铁矿化、雄(雌)黄化、伊利石化、方解石化、高岭石化、碳化 深成氧化矿石：高岭石化、蒙脱石化、伊利石化、黄钾铁矾化和明矾石化
成矿时代	燕山期和喜马拉雅期	燕山晚期至第三纪
风化特征	黄褐色泥质物，红褐色硅质岩	淡红、灰和黄褐色氧化物，浅红褐铁锈色的似碧玉岩

注：美国成矿模式根据考史斯和辛格(1990)资料删改。

第四章　中国西南滇黔地区卡林型金矿床实例

第一节　云南潞西上芒岗卡林型金矿

云南潞西上芒岗卡林型金矿床，为我国西南卡林型金矿集中区的一个组成部分，其主要特征可与美国卡林金矿床和我国西南滇黔桂和川甘陕两个金三角区的卡林型金矿床相对比。金矿床位于三江构造转换带西南缘与印度地块-高黎贡山变质地体东缘过渡区的龙陵-瑞丽北东向断裂带。

在20世纪90年代初期，潞西地区发现金矿化，探明金矿体。近十几年来，该区相继发现了上芒岗、马脖子、河边寨等中、小型卡林型金矿床和金矿点，构成了滇西南地区重要的卡林型金矿成矿区带——潞西遮放卡林型金矿成矿带，成为我国西南滇黔卡林型金矿区的一个重要组成部分，具有较大的找矿远景与资源潜力。

该成矿带从龙陵南天门至畹町混板北东向延伸约100km，以遮放沉降盆地和三台山断隆区为中心呈北东向新生代盆-岭构造带展布，断陷沉降带宽度为10～20km，北西侧元古宇高黎贡山浅变质结晶岩片逆冲推覆于南东侧的中生代沉积地层之上(图1-3)，矿化蚀变带主要沿沉降带走向高角度斜冲-滑落断裂和层间剥离断裂系统断续展布。

区域大地重力场、电磁场、地震和遥感等综合信息揭示中生代以来该区地幔热隆作用区，其中遮放盆地为一个内陆局部幔隆中心(胡鸿翔等，1996)。

一、上芒岗卡林型金矿区域地质特征

潞西金矿区位于龙陵-瑞丽北北东向断裂带之中。该断裂带西侧为高黎贡山变质地体，为长期隆起的构造单元，主要是元古宇高黎贡山群分布区。断裂带南东侧则为古生代-中生代地层分布区，属于特提斯洋萎缩时期裂陷槽沉积。该区断裂构造作用十分强烈，岩浆活动极为频繁(图1-3)。

(一) 区域地层

1. 中元古界高黎贡山群

高黎贡山群以龙陵-瑞丽断裂带为界，分布于其北西侧，由片麻岩、片岩、变粒岩、混合岩、斜长角闪岩和各类糜棱岩等组成，其厚度大于6000m。

2. 震旦-寒武系公羊河群

分布于龙陵-瑞丽断裂带东南侧，其上部可能主要为寒武系下-中统，下部则可能属于震旦系，主要为浅变质砂岩-泥板岩，夹少量硅质岩及灰岩，厚度大于7100m，具有复理石沉积之特征。

3. 上寒武统、奥陶系、志留系和泥盆系

该套地层呈南北带状分布于龙陵东部的怒江河谷地带，以及呈北东向带状分布于潞西

坝子东南，主要为砂岩、页岩和碳酸盐岩。

4. 石炭系

在泸水-陇川一带有零星出露，主要为砂岩、大理岩和白云岩等，厚度大于 370m。

5. 二叠系

呈北东-南西向分布于潞西坝子以南与遮放坝子以东地带。该区缺失上统，下统包括上部的曼里组和下部的沙子坡组。其中，曼里组主要为滨海相沉积，以土红色铁铝质泥岩为主，局部含赤铁矿，厚度 38m。沙子坡组为稳定的浅海相碳酸盐沉积，主要为白云质灰岩、砂泥质灰质白云岩和灰岩，厚度大于 1000m。在上芒岗金矿区，沙子坡组破碎带之中普遍具有金矿体和金矿化异常的分布。

6. 三叠系

呈带状分布于龙陵-瑞丽大断裂的南东侧，出露的南枧坝组主要由灰色砂岩、粉砂岩、页岩、放射虫硅质岩和灰岩等组成，厚度约 700m，与高黎贡山群、侏罗系、白垩系均为断层接触。

7. 侏罗系

呈北东-南西向狭窄的带状分布于龙陵-瑞丽大断裂东南侧，出露的中、上统柳湾组和勐戛组地层，为一套海湾潟湖相（或槽沟）沉积物，主要由紫红色、灰色泥质岩、细砂岩-粉砂岩、白云质灰岩、泥岩等组成，厚度大于 2000m。其中的勐戛组地层是潞西金矿的重要赋矿地层之一。

8. 白垩系

呈北东-南西向分布于龙陵-瑞丽大断裂南东侧，主要为砖红色泥质、钙质砂岩、粉砂岩与页岩，局部含石灰质砾岩，厚度大于 701m，与高黎贡山群及三叠系均为断层接触。

9. 第三系

主要为山间盆地沉积，出露于潞西坝子与遮放坝子边缘，岩性主要为砂砾及砂岩，潞西一带夹褐煤。

（二）区域断裂构造

潞西金矿区域断裂构造以北东向龙陵-瑞丽断裂系或断裂构造带为代表。该断裂构造带为三江构造转换带与印度地块的高黎贡山变质地体两个不同构造单元的分界，具有明显的长期活动特点，表现为断裂构造带两侧具有截然不同的沉积建造及地质构造演化特征。断裂带走向 NE50°～55°，微向北西陡倾，为一大型走滑-逆冲断裂带。沿断裂带断续分布着一连串的超基性岩，反映其为岩石圈深断裂。

断裂构造带北西侧为大面积分布的高黎贡山群变质岩，其以广泛发育北东向的韧性剪切带为其突出特征。剪切带广泛发育各类糜棱岩，延伸可达 100km 以上，其中已发现锑-金矿化点多处。断裂带东南侧为一个受花岗岩浆活动强烈破坏的复式背斜，其轴向近南北向至北东向，向北倾伏，核部为公养河群浅变质岩系，两翼为古生界与中生界地层。其中东翼地层呈近南北向展布。上芒岗金矿区和马脖子金矿化区等均产于龙陵-瑞丽主干断裂南东侧的次级断裂构造之中。

龙陵-瑞丽断裂构造带为滇西怒江断裂系南段的重要组成部分。在燕山晚期及喜马拉雅期，大体沿怒江断裂的软弱带发生了巨大的基底滑脱，产生了呈向东南突出的贡山（龙陵）-瑞丽弧形断裂。基底滑脱面为数百米宽的糜棱岩带，基底滑脱上盘自韧性剪切变形-眼球状糜棱片麻岩、混合岩、片岩等塑性流变之糜棱岩类，向上过渡为韧-脆性至脆性变形岩

石。基底滑脱面之下，从畹町、道街、察瓦龙、洛隆保存着侏罗、白垩纪一套弧形延展的盆地沉积地层，在潞西和八宿等地残存有燕山期"构造定位"的强蛇纹石化的超镁铁岩与基底滑脱的上盘形成鲜明的不同。糜棱岩化混合花岗岩及相关的伟晶岩大量的同位素年龄主要为27.9～54.5Ma，少数为61.6～67.4Ma、11.7～114Ma，主要反映了始新世-早晚白垩世之间的热事件。

（三）区域岩浆岩

潞西仓矿区区域岩浆岩十分发育，主要有花岗岩类岩石和基性-超基性岩及玄武岩等。应当指出，该地区侏罗纪以来的岩浆活动具有十分明显的板内裂谷或热点的某些特点。其中，喜马拉雅早期岩浆活动最为强烈，以腾冲-梁河花岗岩带的形成为代表。喜马拉雅晚期主要是以腾冲地区为典型代表的"热点"中心式火山喷发。

1．花岗岩类

(1)潞西地区花岗岩类

潞西地区花岗岩分布极为广泛，在龙陵-瑞丽断裂带之南东、北西两区域都有大面积出露，为贡山-勐海中酸性侵入岩带潞西亚带与腾冲亚带和高黎贡山南段岩群，主要是加里东期到燕山期多期次侵入的花岗闪长岩、二长花岗岩、二云碱性花岗岩等，岩体多呈岩基或岩株状。

(2)高黎贡山海西晚期花岗岩类

高黎贡山海西晚期花岗岩类沿高黎贡山分布，主体形成于253～259Ma。高黎贡山华力西晚期及印支期重要的花岗岩浆活动，与广泛分布的混合岩化具有内在联系。

(3)腾冲-梁河花岗岩带

腾冲-梁河花岗岩带可进一步划分为槟榔江、古永和东河3个亚带。其自东向西，从老到新(117～143Ma，78.3～84.3Ma，51.1～59.8Ma)，依次迁移。3个花岗岩亚带与几条较大的弧形断层有关，受控于高黎贡山基底滑脱及其上盘一套弧形推覆断层的形成与演化。

2．超基性和基性岩

潞西地区已知超基性岩体22个，均沿北东向龙陵-瑞丽断裂带分布，空间上形成北东向的龙陵-瑞丽超基性岩带(潞西三台山超基性岩带)。单个超基性岩体多呈长条状，一般长120～600m，少数沿走向延伸可长达3700m。其岩性主要为斜辉辉橄岩、斜长辉橄岩和纯橄岩，但多已强烈蛇纹石化。由于龙陵-瑞丽断裂带长期构造作用，超基性岩体多显示一定的构造变形和构造侵位特征，其侵位时代难以确定。

基性侵入岩主要为辉绿岩类脉和煌斑岩类脉，其主要沿龙陵-瑞丽断裂带南东侧的次级断裂构造分布。基性侵入岩的围岩主要为三叠系和中侏罗统沉积岩，侵入时期应当主要为燕山晚期和喜马拉雅期。

3．火山岩

滇西陆内裂谷主发育期的中侏罗世火山岩，主要分布在保山和兰坪-思茅两个地区。其中，保山地区在怒江河谷的勐戛组上段局部相变成橄榄玄武岩及凝灰岩，厚217～335m。例如，上芒岗矿区侏罗系地层之中局部有基性玄武岩分布。

喜马拉雅晚期火山活动集中分布于腾冲地区，以中心式火山喷发为主，包括上新世、早更新世、晚更新世和全新世4个主要喷发期。属钙碱系列，玄武岩、安山玄武岩、安山岩、英安岩、流纹岩构成完整的旋回。该期火山活动在高黎贡山基底滑脱上盘的弧形转弯部位形

成“热点”。

（四）燕山晚期-喜马拉雅期区域演化特征

从侏罗纪起，区域沉积环境演变为怒江浅海盆地的西南分支坳拉槽，局部裂陷槽形成紫红色强氧化条件的陆源碎屑岩夹碳酸盐岩、玄武岩和火山碎屑岩建造；至喜马拉雅运动中晚期，以腾冲为代表的火山地热活动和岩浆侵入活动构成我国近代最为突出的高地热流活动区之一。

（五）区域矿产

区内已发现的内生金属矿产有铍、钨、铜、铅锌、锑、金、银等，外生矿产有沉积型铁矿风化壳型硅酸镍矿、砂锡矿、煤矿等。但是，除龙陵大坡铍矿、上芒岗金矿、潞西煤矿为中小型矿床外，多为矿点和矿化点。例如，项球金矿点。

二、上芒岗卡林型金矿矿区与矿床地质特征

上芒岗金矿区位于龙陵-瑞丽断裂南东侧的上芒岗断裂破碎带之北东段，西南起勐莫，北东至木令坝，呈北东向延伸约7km。该矿床具有中型规模，从南西往北东依次由羊石山、广岭坡、麦窝坝和果园等矿段或矿体所构成（图4-1）。

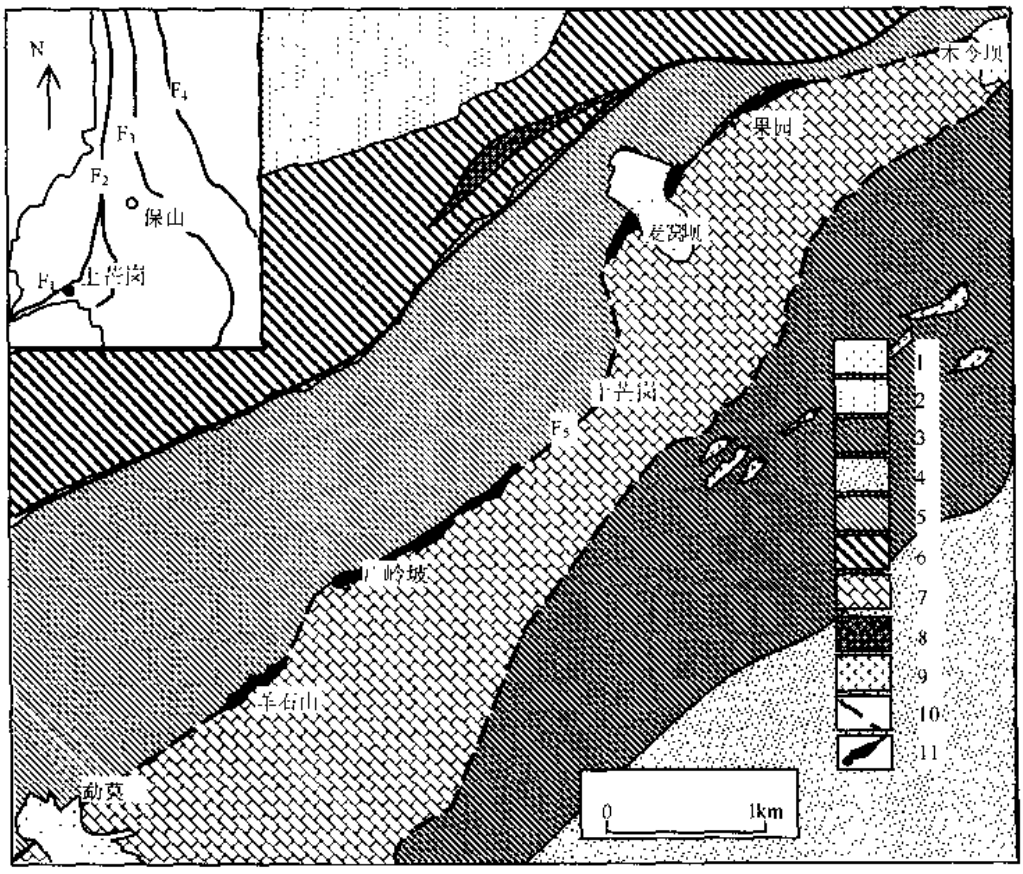


图4-1　云南潞西上芒岗卡林型金矿床矿区地质略图

F_1—龙陵-瑞丽断裂；F_2—怒江断裂；F_3—澜沧江断裂；F_4—金沙江-红河断裂；F_5—上芒岗断裂；1—上新统；2—白垩系；3—中侏罗统龙海组；4—柳湾组；5—勐戛组；6—上三叠统南硝坝组；7—下二叠统沙子坡组；8—辉绿岩；9—二长斑岩；10—断裂；11—金矿体和矿化体

上芒岗卡林型金矿分为红色黏土型金矿和原生卡林型金矿，其中，红色黏土型金矿是目前开采的主要对象。该矿床赋矿地层为中侏罗统勐戛组中段和下二叠统沙子坡组，主要容矿岩石为砂泥质岩和泥硅质灰岩，金矿化主要受断裂构造破碎带及不整合面控制，矿石由热液交代容矿岩石所形成，围岩蚀变发育，如图 4-2。

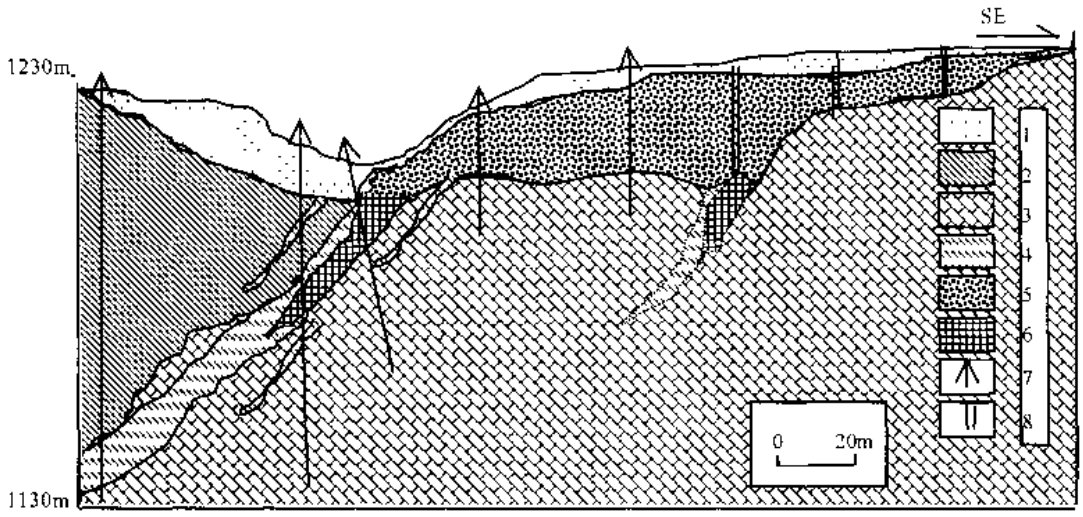


图 4-2　云南潞西上芒岗卡林型金矿床 0 号勘探线剖面图

（据核工业云南地质调查队 1993 年资料修改）

1—第四系；2—中侏罗统勐戛组砂泥质岩；3—下二叠统沙子坡组白云岩；4—上芒岗断裂挤压破碎带；5—红色黏土型金矿体；6—卡林型金矿体；7—钻孔；8—浅井

（一）矿区地层

潞西上芒岗金矿表现出对层位和岩性的一定的选择性，已知金矿体主要产在中侏罗统勐戛组和勐戛组与下二叠统沙子坡组之间不整合面附近发育的断裂破碎带内（图 4-1、4-2）。其中侏罗系勐戛组地层为一套特殊的槽沟相沉积物，岩性为一套灰色的砂泥质岩石及分布局限的泥硅质岩石。其中，泥硅质岩为灰色-深灰色，风化后成灰黄色、褐黄色，块状、微层状和角砾状构造，含泥质较多时风化后成土状和多孔状构造。泥硅质岩石主要分布于马脖子一带，可能与受同生断裂控制的槽沟中局部热水活动有关。此外，勐戛组地层之中，还有玄武岩和凝灰岩的分布，厚约 200m。据沉积成岩期硅质重结晶而成的微晶石英单矿物分析，金含量多高于一般石英数百倍；勐戛组中段中的黄铁矿金含量明显高于沙子坡组中的黄铁矿金含量；反映了勐戛组具有相对较高的金的丰度。

1．下二叠统沙子坡组（P_1sh）

沙子坡组地层呈北东向分布于上芒岗断裂破碎带与户勒断裂破碎带之间的芒海-上芒岗-木令坝一带，区内为向北西倾伏的单斜，倾角 30°～50°，出露厚度约 300m，是卡林型金矿的赋矿层位。岩性主要为中厚层状白云岩夹灰质白云岩、灰岩及泥砂质灰岩-白云岩等。岩石结构主要为细晶、微晶及泥晶结构，沿矿化带普遍重结晶，多为中粗粒亮晶结构；构造主要为块状及条带状，沿蚀变矿化带密集网脉状和角砾状构造广泛发育。岩石物质成分主要为白云石，其次为方解石，以及少量水云母、高岭石、蒙脱石、黄铁矿、赤铁矿、磷灰石和炭屑等。

2. 中侏罗统勐戛组

中侏罗统地层广泛分布于矿区及其邻区，自下而上可分为勐戛组、柳湾组和龙海组，其中勐戛组又可分为上、中、下三段。

从区域资料分析，勐戛组与下伏下二叠统沙子坡组为平行不整合至微角度不整合接触。在矿区外围勐戛标准剖面上，勐戛组下段厚约 430m，为紫红色砂质页岩、钙质-泥质粉砂岩夹少量泥灰岩透镜体，平行不整合于沙子坡组之上；中段厚 160～262m，主要为白云质灰岩；上段厚 315m，以紫红色细砂岩、粉砂岩和泥质岩为主。然而，在矿区内，勐戛组中段和上段直接构造叠加于沙子坡组之上。

勐戛组中段：出露于矿区的中部，为上芒岗矿区的主要含矿地层，与下伏沙子坡组为构造接触，两者之间为剥离断裂构造破碎角砾岩及叠加其上的岩溶角砾岩，由于后期风化剥蚀，近地表多呈现为古岩溶地貌特征。该段地层总体倾向北西，倾角 20°～50°不等，局部地段发育褶皱。岩性主要为细碎屑岩、泥质岩、泥硅质岩夹少量砂质灰岩透镜体，多呈互层状及夹层状产出。由于剥离断裂构造及其之后的岩溶作用，岩层普遍遭受不同程度的破碎与混杂，形成上芒岗矿区内彼具特色的剥离断裂构造角砾岩与岩溶角砾岩的“混杂堆积”。

此外，矿区出露的柳湾组地层厚 121m，其下部主要为黄绿色页岩和砂岩夹泥质灰岩，上部为深灰色薄-中厚层状含泥质生物介壳灰岩；龙海组出露厚度大于 200m，下部主要为灰黄色页岩和钙质粉砂岩夹泥灰岩，上部为中厚层状灰岩和泥质灰岩，见腕足类化石。

（二）控矿容矿构造

上芒岗矿区位于龙陵-瑞丽断裂带南东侧次级北东向断裂构造带之中，断裂构造成矿控矿作用十分突出。在龙陵-瑞丽主干断裂的南东 7km 内，从北西往南东依次发育纸厂、下芒岗、上芒岗、户勒、营盘山和马脖子等 6 条次级分支断裂破碎带。这些断裂破碎带沿走向延伸均在 20km 以上。除上芒岗断裂破碎带上部沿不整合面产状变缓外，其余断裂破碎带倾角均较陡，微向北西倾。断裂破碎带宽度均在十几米以上，由大小不同的压扁透镜体、石香肠、碎裂岩、构造角砾岩、糜棱片岩等组成。这些断裂破碎带与龙陵-瑞丽主干断裂组成上芒岗金矿区成矿控矿断裂构造体系。

其中，上芒岗断裂破碎带为矿区主要控矿构造（图 4-1）。该断裂破碎带向南西方向，在芒海以北被遮放坝子第三系、第四系掩盖；沿北东方向，在木令坝与户勒断层合并；矿区内从勐莫到木令坝出露长度约 7km，主要表现为挤压破碎带。广岭坡矿段破碎带的宽度为100～300m，浅部主要沿不整合面及其旁侧发育，总体倾向北西，倾角较缓；深部位于勐戛组砂泥质地层之中，倾角变陡。

勐戛组中段的泥质岩及泥硅质岩只分布在上芒岗断裂带内，指示早期上芒岗断层的活动具有同生断裂构造的特征。由于上芒岗断层的多次活动，不仅使勐戛组与二叠系沙子坡组之间的不整合面附近岩石强烈挤压破碎，而且还使勐戛组和沙子坡组地层中层间破碎带及节理广泛发育。特别是沙子坡组白云岩为脆性岩层，节理呈密集网格状广泛分布，可达 25～120 条/m，其中以北西向、南北向、北北东和北东东向四组最为发育。

上芒岗断裂破碎带控制了金异常的分布，上芒岗矿区金异常带从芒海到木令坝北东向延伸约 13km，出露的地层包括沙子坡组、勐戛组中段、上段和柳湾组等。金异常均分布于上芒岗断裂破碎带之内或其两侧附近，表现出明显的断裂构造控制。

上芒岗断裂构造带与不整合面的复合控制了金矿体的分布。上芒岗矿区金的异常带可

以沿上芒岗断层分布在不同层位和岩石中，但浅部金矿体只发现于断层与不整合面复合的部位。虽然矿体已从不整合面向下延伸至沙子坡组构造破碎带中，但随着距不整合面距离的增加矿石品位有减弱的趋势，已知开采的工业矿体主要位于沿不整合面发育的断裂破碎带之中。前人所称的"不整合面控矿"，多为浅部断裂破碎带与古岩溶和不整合面的复合部位控矿。

上芒岗断裂构造多表现为压扭性特征，断裂破碎带发育不均一，挤压处破碎带不发育，矿体变小或尖灭消失，扭张处破碎带变宽，矿体变厚。断裂破碎带多具有明显的水平构造分带性，其中心地带主要为强劈理化带和挤压破碎岩带，两侧则为密集网脉状裂隙带；在垂向上，下盘多表现为稀疏张性裂隙，上盘则为密集网脉状剪裂隙。

成矿后构造多沿构造薄弱带不整面发育，使矿体破碎，沿浅部不整合面发育古地下岩溶作用，促使了原生矿石的氧化和次生淋滤与富集。

矿区内北西西向至东西向断裂构造也较发育，以勘莫断层和广岭沟断层最为发育。其中，前者将户勒断裂破碎带和营盘山断裂破碎带右行错断 1000～2800m，后者将上芒岗断裂破碎带右行错断 80m。

矿内褶皱构造主要发育在北东向断裂构造带两侧，与断裂构造活动有关。

（三）矿区岩浆岩

矿区内岩浆岩主要为果园和麦窝坝矿段西侧的大岗坝正长斑岩体和羊石山矿段的基性煌斑岩脉。其中，大岗坝正长斑岩体总体呈岩床状产出，具有典型的斑状结构，有黄铁矿化，岩体侵入泥质岩石（勘垦组地层）之中，接触变质作用不明显。如图 4-1 所示，该岩体与麦窝坝和果园矿段相距较近，其与成矿的关系值得注意。

（四）近矿围岩蚀变

潞西上芒岗金矿围岩蚀变强烈而广泛，主要为硅化（似碧玉岩化）、黄铁矿化、毒砂化、辉锑矿化、重晶石化、碳酸盐化和黏土化，其中硅化（似碧玉岩化）、黄铁矿化、碳酸盐化和黏土化最为重要。

沿矿化带走向上，从北向南硅化逐渐减弱；在垂直走向上，中心主要为面型硅化或似碧岩化，两侧主要为网脉状碳酸盐化和黏土化；在垂向上，上部多为网脉状碳酸盐化和黏土化（迪开石-高岭石化），深部主要为硅化。

1. 蚀变类型与特点

（1）硅化

似碧岩化为潞西上芒岗卡林型金矿的重要标志与特征。以极细粒他形粒状石英为主的交代石英岩-似碧玉岩或不同蚀变程度的硅化灰岩、白云岩和泥质岩，在麦窝坝和广岭坡矿段广泛出露，表现为微晶石英和玉髓及蛋白石呈细脉状、网脉状和团块状集合体产出。

在果园矿段，结晶较粗大的石英脉、石英-辉锑矿-黏土矿物脉以及石英晶洞十分发育，多为早阶段石英脉。晚阶段石英脉由粉晶-泥晶他形石英及玉髓组成，脉体细小而平直，斜切层理和早阶段石英脉。

石英单矿物化学分析，含金 189×10^{-9}；此外，石英细脉中见有微细粒明金。例如，麦窝坝 B_{91}-58 号标本和广岭坡 B_{91}-59、B_{91}-75 等标本。

（2）黄铁矿化

上芒岗金矿黄铁矿化十分发育，黄铁矿主要呈浸染状及细网脉状。成矿早期黄铁矿化

多表现为成岩期黄铁矿的重结晶作用。沉积成岩期黄铁矿多呈草莓状，亦可重结晶成粒状集合体。成矿主期黄铁矿化可分为三种情况。其一，黄铁矿呈微细脉浸染状，主要为黄铁矿-水云母脉、黄铁矿-石英脉、黄铁矿-迪开石-高岭石脉等。其二，黄铁矿呈脉状，主要为黄铁矿-辉锑矿-石英脉。其三，仅见于矿体的富矿部位，黄铁矿呈致密浸染状、团块状或呈条带状和短脉状似胶状物产出。

(3) 毒砂化

毒砂主要呈浸染状分布，其次是与含砷黄铁矿、辰砂、石英一起组成呈细脉状分布。一般颗粒极为细小，多呈细针状。毒砂化与硅化和黄铁矿化相伴生，与金矿化密切相关。

(4) 碳酸盐化

上芒岗金矿碳酸盐化极为发育，成为该区卡林型金矿的重要标志与特征，表现为白云石及少量方解石呈网状、脉状和团块状广泛分布，以及灰岩的广泛面型白云岩化而重结晶。特别是在上芒岗断裂破碎带经过的沙子坡组灰岩地层中，碳酸盐化最为强烈与广泛，灰岩因普遍白云岩化而重结晶，碳酸盐脉广泛发育。

在麦窝坝矿段，靠近上芒岗断裂带，沙子坡组灰岩普遍重结晶，白云石脉密集分布，局部地段白云质灰岩呈角砾状分布于白云石网脉之间。

(5) 重晶石化

重晶石化也是上芒岗卡林型金矿围岩蚀变的一个标志，主要呈脉状产出。例如，在广岭坡2号矿体见重晶石脉出露长度约10m，宽约0.3m，除重晶石之外，尚有辉锑矿、辰砂和石英等矿物。在其两侧分布有大量重晶石细脉和网脉分布。与此同时，在空间分布上，重晶石化与碳酸盐化和黏土化往往相伴而生。

(6) 黏土化

黏土化主要表现为迪开石-高岭石化，呈细脉状和密集网脉状分布；在空间上多分布于矿体上部和两侧。迪开石和高岭石显微鳞片集合体可沿石英脉边缘发育，也可穿切石英脉并溶蚀交代石英。脉体中有微量辰砂、自然金，表明迪开石-高岭石化是主要矿化蚀变之一。

2. 蚀变岩石(脉)空间分布关系

在空间上，上芒岗金矿床各类蚀变岩(石)脉主要发育于上芒岗金矿床的上部淋滤与氧化带，总体为矿床浅部热液蚀变与矿化的反映或产物，指示深部成矿作用及其产物-未氧化的深部矿体存在。

(1)似碧玉岩(硅化碳酸盐岩)

主要见于麦窝坝和广岭坡矿段，发育于上芒岗断层破碎带范围内，地表多分布于氧化酸性淋滤带范围内，厚度和侧向宽度随深度逐渐减少。

(2)石英脉

中-粗粒或伟晶(团块)状石英脉、石英-辉锑矿-黏土矿物脉以及石英晶洞主要见于果园矿段。由粉晶-泥晶他形石英及玉髓组成石英细脉，见于各矿段未氧化矿层和浅部氧化带及地表硅化碳酸盐岩(似碧玉岩)中。

(3)重晶石脉和细脉

仅见于广岭坡矿段2号矿体，发育于淋滤带，至淋滤带底部或其下未淋滤氧化带内急剧变窄或消失。重晶石脉之中有少量辉锑矿、辰砂和石英等矿物。

(4)碳酸盐脉

在紧靠淋滤带上、下带界边缘部分的氧化矿石中有大量碳酸盐脉分布，在未氧化矿石中，分布有稀疏的碳酸盐脉。

三、上芒岗卡林型金矿地球化学特征

（一）岩石化学与微量元素特征

本次研究工作对上芒岗金矿床不同蚀变矿化程度的岩石进行了取样，代表性样品的岩石化学成分和主要成矿元素分析结果列入表 4-1 和表 4-2。

如表 4-1 所示，从河边寨未蚀变纹层状灰岩到麦窝坝矿段强硅化灰岩，主元素 SiO_2 含量从 18.84% 增加到 90.76%，CaO 和 MgO 含量则明显降低，Al_2O_3、MnO、TiO_2、Na_2O 等没有明显的变化；Au、As、Sb、Cu、Pb、Li 等微量元素的含量有一定的增加。

在强烈碳酸盐化的岩石中，主元素 MgO 和 CO_2 含量明显增高，但主元素 SiO_2 和微量元素 Ba 含量明显降低。

（二）稀土元素特征

上芒岗金矿主要蚀变矿化岩石稀土元素含量列入表 4-3，其代表性样品的稀土元素配分模式如图 4-3 所示。

表 4-1　云南滇西上芒岗卡林型金矿主要蚀变矿化岩石化学（w_B/%）及成矿元素（10^{-6}）分析结果

编号	MWB-3	MWB-4	M2-4	M2-3	M2-5	M2-2	MWB	HBZ-2	GY-3	GLP-2	GLP-1
位置	麦窝坝	麦窝坝	麦窝坝	麦窝坝	麦窝坝	麦窝坝	麦窝坝	河边寨	果园	广岭坡	广岭坡
岩性	强硅化灰岩	碳酸盐化灰岩	碳酸盐化灰岩	碳酸盐化灰岩	强碳酸盐化灰岩	强碳酸盐化灰岩	致密浸染状黄铁矿	层纹状灰岩（含黄铁矿）	辉锑矿石英脉	重晶石脉	黄铁矿化泥质岩
SiO_2	90.76	6.78	1.88	2.68	1.08	2.26	44.94	18.84	98.11	0.69	61.28
TiO_2	0.16	0.027	0.002	0.007	0.002	0.002	2.76	0.17	–	0.003	0.49
Al_2O_3	4.32	0.9	0.24	0.4	0.13	0.2	11.23	4.36	1.13	0.06	14.95
Fe_2O_3	0.75	0.08	0.17	0.26	0.05	0.06	–	0.45	0.40	0.04	3.11
FeO	0.36	0.69					–	0.87	0.07	–	0.29
MnO	0.025	0.073	0.008	0.016	0.007	0.23	0.006	0.021	0.043	0.001	0.031
MgO	0.85	12.42	21	21.23	21.35	20.8	0.33	4.44	0.06	0.01	4.18
CaO	1.66	36.67	30.19	28.96	30.24	30.09	0.26	35.82	0.10	–	2.46
Na_2O	0.01	0.06		0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	–	0.05
K_2O	0.12	0.15	0.02	0.04		0.01	5.74	1.38	0.01	–	2.51
H_2O^+	1.67	0.05	–				3.82	0.07	0.65	0.12	2.81
H_2O	0.11	0.12	0.06	0.06	0.06	0.06	1.31	0.29	0.13	0.05	0.68
P_2O_5	0.027	0.046	0.007	0.008	0.003	0.011	0.043	0.093	0.007	0.005	0.15
CO_2		42.32	46.69	45.99	46.9	46.4		32.82			4.58
Au	2.12	0.01	0.10	0.06	0.01	0.04	0.14	0.01	0.08	0.08	0.03
Ag	0.69	0.35	0.11	0.31	0.12	0.20	1.48	0.60	0.24	0.16	0.26
As	125	7.3	2.9	13.0	2.9	4.2	125	11.7	6.7	4.1	389
Hg	20.4	7.2	4.9	6.1	4.0	3.2	20.5	23.0	2.4	1.0	4.5

分析单位：中科院地球化学研究所。

表 4-2　云南滇西上芒岗卡林型金矿蚀变矿化岩石的微量元素含量($\times 10^{-6}$)

编号	MWB-3	MWB-4	M2-4	M2-3	M2-5	M2-2	MWB	HBZ-2	GY-3	GLP-2-1	GLP-1
位置	麦窝坝	麦窝坝	麦窝坝	麦窝坝	麦窝坝	麦窝坝	麦窝坝	河边寨	果园	广岭坡	广岭坡
岩性	强硅化灰岩	碳酸盐化灰岩	碳酸盐化灰岩	碳酸盐化灰岩	强碳酸盐化灰岩	强碳酸盐化灰岩	致密浸染状黄铁矿	层纹状灰岩(含黄铁矿)	辉锑矿石英脉	重晶石脉	黄铁矿化泥质岩
Li	7.064	5.59	0.891	0.983	0.599	0.441	1.972	1.585	9.371	0.497	13.16
V	32.342	12.54	6.28	28.01	4.949	25.843	304.9	27.296	42.437	0.785	124.95
Cr	37.865	9.56	48.31	6.959	6.753	21.025	203.8	22.888	22.41	2.577	81.97
Co	0.617	1.828	0.85	1.032	0.69	0.748	55.79	5.636	0.95	0.048	9.20
Ni	2.367	7.379	27.28	6.502	4.604	10.737	81.60	13.004	3.69	0.942	38.73
Cu	10.58	3.192	2.742	2.409	1.568	1.765	43.391	6.305	3.48	5.811	8.65
Zn	9.4	8.15	8.87	11.72	4.42	7.44	17.13	7.17	8.06	12.87	22.25
Ga	5.214	1.05	0.307	0.348	0.072	0.254	30.19	7.525	1.6	0.101	19.47
Rb	6.616	8.723	0.996	4.208	0.125	0.927	547.5	38.586	0.886	0.14	90.78
Sr	29.83	691.9	45.24	41.4	29.96	57.92	51.63	206.13	4.3	2716.3	38.92
Y	7.058	1.872	0.681	0.912	0.553	1.261	14.97	7.629	0.251	0.597	24.42
Zr	50.06	7.336	1.337	4.145	0.344	0.606	234.7	48.278	0.453	0.262	153.9
Nb	5.062	0.684	0.182	0.421	0.362	0.056	26.77	5.237	0.061	0.048	13.19
Mo	5.77	0.858	2.012	2.755	1.138	0.86	5.928	3.084	1.21	0.044	0.868
Sn	4.759	15.03	10.633	11.397	12.93	7.614	7.316	11.314	3.366	2.43	11.23
Sb	94.78	2.327	1.369	2.848	6.1	4.009	6.413	2.889	39.97	158.3	24.60
Cs	0.563	0.548	0.167	0.245	0.052	0.105	21.07	5.014	0.494	0.114	6.66
Ba	80.05	44.54	14.37	12.59	42.43	25.27	30.33	95.83	41.21	35691	414.9
Hf	1.597	0.198	0.42	0.103	0.00	0.012	6.508	1.443	0.002	0.007	4.721
Ta	0.922	0.08	0.328	0.722	1.677	0.019	1.937	0.454	0.016	0.225	1.14
W	2.189	0.616	0.394	0.456	0.282	0.516	35.31	0.955	0.356	0.189	5.15
Pb	19.00	3.642	4.29	10.09	2.6	3.999	14.31	4.326	2.085	0.542	5.26
Bi	0.188	0.023	0.015	0.027	0.01	0.005	0.03	0.164	0.064	0.006	0.317
Th	5.613	0.698	0.134	0.345	0.041	0.048	3.894	5.372	0.078	0.013	15.28
U	9.117	1.608	1.669	1.603	1.004	1.459	2.523	3.434	0.177	0.022	3.85

分析单位:中科院地球化学研究所。

稀土元素含量总体较低,稀土配分曲线为轻稀土富集型,主要样品均具有负的 Eu 异常。

不同强度蚀变与金矿化的岩石,其稀土含量和配分模式与未蚀变纹层灰岩总体基本一致。但重晶石脉样品具有明显的正 Eu 异常,强烈碳酸盐化岩石稀土元素配分曲线总体呈"弓"型,中稀土元素略显富集。

蚀变矿化岩石样品稀土元素配分曲线多位于未蚀变纹层灰岩稀土元素配分曲线下方,显示稀土元素具有一定贫化特征。

表 4-3　云南滇西上芒岗卡林型金矿蚀变矿化岩石的稀土元素含量($\times 10^{-6}$)

编号	MWB-3	MWB-4	M2-4	M2-3	M2-5	M2-2	MWB	HBZ-2	GY-3	GLP-2-1	GLP-1
位置	麦窝坝	麦窝坝	麦窝坝	麦窝坝	麦窝坝	麦窝坝	麦窝坝	河边寨	果园	广岭坡	广岭坡
岩性	强硅化灰岩	碳酸盐化灰岩	碳酸盐化灰岩	碳酸盐化灰岩	强碳酸盐化灰岩	强碳酸盐化灰岩	致密浸染状黄铁矿	层纹状灰岩(含黄铁矿)	辉锑矿石英脉	重晶石脉	黄铁矿化泥质岩
La	11.358	2.522	0.529	1.009	0.184	0.151	10.20	12.863	0.376	1.752	33.921
Ce	22.458	5.172	1.086	2.214	0.322	0.446	22.413	27.271	0.742	0.426	69.325
Pr	2.395	0.529	0.125	0.264	0.042	0.058	2.832	3.122	0.117	0.08	7.869
Nd	9.05	2.177	0.528	0.977	0.199	0.489	12.405	11.822	0.535	0.159	32.234
Sm	1.212	0.333	0.162	0.19	0.044	0.323	2.512	2.31	0.115	0.099	6.693
Eu	0.233	0.103	0.037	0.049	0.02	0.09	0.457	0.402	0.031	4.585	1.117
Gd	0.956	0.351	0.147	0.232	0.049	0.325	2.166	1.833	0.10	0.037	6.124
Tb	0.205	0.05	0.018	0.033	0.01	0.046	0.422	0.283	0.015	0.008	0.818
Dy	1.278	0.256	0.12	0.175	0.067	0.272	2.922	1.528	0.066	0.042	4.258
Ho	0.335	0.063	0.021	0.044	0.012	0.045	0.713	0.349	0.014	0.005	0.95
Er	0.879	0.166	0.054	0.104	0.028	0.108	1.991	0.899	0.021	0.015	2.417
Tm	0.135	0.026	0.01	0.016	0.004	0.019	0.316	0.137	0.003	0.003	0.408
Yb	0.966	0.169	0.049	0.074	0.022	0.098	2.118	1.023	0.018	0.017	2.961
Lu	0.139	0.03	0.006	0.014	0.004	0.012	0.305	0.164	0.002	0.002	0.443

分析单位：中科院地球化学研究所。

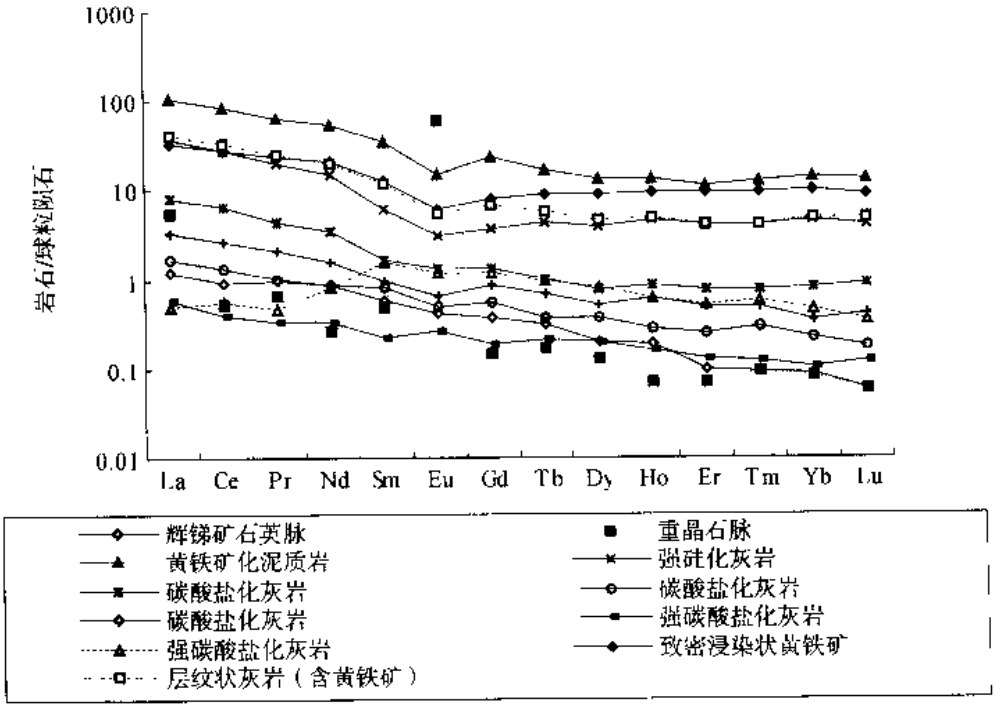


图 4-3　云南滇西上芒岗卡林型金矿区岩石与矿石稀土元素配分模式

（三）流体包裹体成分

上芒岗金矿石英、重晶石和白云石流体包裹体成分分析结果如表 4-4。其中，石英流体包裹体中阴离子成分以 $Cl^- > SO_4^{2-} > F^-$ 为特征，阳离子成分表现为 $Na^+ > K^+ > Ca^{2+}$、Mg^{2+}；重晶石和白云石流体包裹体中阴离子成分以 $SO_4^{2-} > Cl^- > F^-$ 为特征，阳离子成分也表现为 $Na^+ > K^+ > Ca^{2+}$、Mg^{2+}。

表 4-4　云南潞西上芒岗卡林型金矿流体包裹体成分分析结果（$\times 10^{-6}$）

编号	矿物	Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	F	Cl	SO_4^{2-}	CO_2	CO	CH_4	H_2O
GY-3	石　英	5.67	1.07	0.07	0.13	0.21	8.67	4.50	1.92	0.046	0.016	97.35
GLP-2-1	重晶石	1.76	0.04	2.10	0.15	0.11	2.53	9.62	2.52	0.00	0.00	80.52
M-1	白云石	2.08	1.71	-	-	0.65	2.93	22.31	3.66	0.054	0.00	31.16

数据由中国地质科学院矿床地质研究所测试。

因此，上芒岗金矿床不同矿段其成矿溶液类型明显不同。其中，果园矿段成矿溶液表现为富 Cl^- 型，麦窝坝和广岭坡矿段则为富硫型。

上芒岗金矿石英、重晶石和白云石中流体包裹体爆裂测温结果如表 4-5 所示。果园矿段辉锑矿石英脉的形成温度为 245～378℃，是上芒岗金矿区最高温度。麦窝坝矿段碳酸盐脉中的白云石爆裂温度为 294℃，稍低于北部的果园矿段。广岭坡矿段重晶石脉形成温度最低，重晶石的爆裂温度为 183～245℃。因此，依据流体包裹体爆裂测温分析，上芒岗金矿具有从北向南成矿温度逐渐降低的特点，可能反映成矿热液的运移方向或不同矿段的剥蚀深度差异。

表 4-5　潞西上芒岗金矿流体包裹体爆裂测温结果

编　号	矿物名称	爆裂温度/℃	爆裂个数
GY-3	石　英	245 - 378	353
M-1	白云石	294	252
GLP-2-1	重晶石	183～245	775

数据由中国地质科学院矿床地质研究所测试。

（四）同位素地球化学特征

1. 硫同位素组成特征

测定的矿物为辉锑矿、重晶石和黄铁矿。如表 4-6 所示，上芒岗金矿不同矿段硫同位素组成具有明显的变化。北部果园矿段辉锑矿石英脉中辉锑矿的 $\delta^{34}S$ 值为 6.471，为金矿区最低值。麦窝坝矿段致密块状黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 值为 12.321。南部的广岭坡矿段重晶石脉的 $\delta^{34}S$ 值为 21.965，是上芒岗金矿区最大值。可见，上芒岗金矿硫同位素组成具有从北向南逐渐增大的特点，可能反映硫的来源的不同，或指示随着热液的由北向南的降温演化，晚期阶段中矿物的重硫更加富集。

2. 氢、氧同位素组成特征

表 4-6　云南潞西上芒岗卡林型金矿带主要硫化物的硫同位素组成

样　号	位　置	测定矿物	$\delta^{34}S/‰$	资料来源
GY-3	上芒岗果园	辉锑矿	6.471	本文
M-1	上芒岗麦窝坝	黄铁矿	12.321	本文
GLP-2-1	上芒岗广岭坡	重晶石	21.965	本文

分析单位：中科院地球化学研究所

样品取自矿区内果园、麦窝坝和广岭坡 3 个不同矿段，测试矿物和分析结果如表 4-7，$\delta^{18}O_{矿物}=9.3\times10^{-3}\sim11.6\times10^{-3}$。

表 4-7　云南潞西上芒岗金矿氢、氧同位素组成(‰)

样　号	取样位置	岩　石	测定矿物	δD_{SMOW}	$\delta^{18}O_{SMOW}$	$\delta^{18}O_{H_2O}$(计算)*
GY-3	果　园	辉锑矿石英脉	石　英	77	11.6	1.903
M-1	麦窝坝	碳酸盐脉	白云石	−71	9.3	6.493
GLP-2-1	广岭坡	重晶石脉	重晶石	−70		

分析单位：中国地质科学院矿床地质研究所。* 据 $1000\ln\alpha_{石英-水}=3.05\times10^6T^{-2}-2.05$ (Matthews, 1979)计算。

利用 Matthews(1979)实验确定的石英-水氧同位素平衡分馏方程计算的成矿溶液的氧同位素变化范围为 $\delta^{18}O_{H_2O}=1.903‰\sim6.496‰$，$\delta D$ 的分布范围为 $-70‰\sim-77‰$。成矿溶液 $\delta^{18}O$-$\delta^{18}D$ 图解如图 4-4，可见矿液的氢、氧同位素组成与典型的岩浆水比较接近。

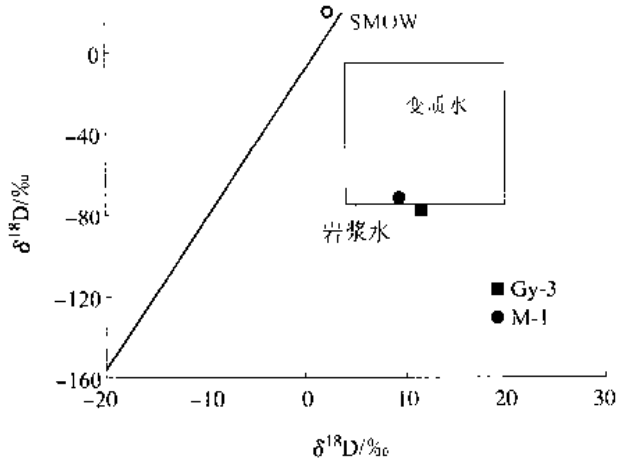


图 4-4　云南上芒岗卡林型金矿成矿溶液 $\delta^{18}O$-$\delta^{18}D$ 图解

3. 铅同位素组成特征

上芒岗金矿铅同位素组成如表 4-8 所示，$^{206}Pb/^{204}Pb$ 值为 19.551～20.05，$^{207}Pb/^{204}Pb$ 为 15.690～16.240，$^{208}Pb/^{204}Pb$ 介于 38.710～40.137 之间；在 $^{206}Pb/^{204}Pb$-$^{207}Pb/^{204}Pb$ 图解中(图 4-5)，投点主要位于造山带与上地壳之间，具有以壳源为主的壳-幔混合来源特点。

表 4-8　云南潞西上芒岗卡林型金矿床铅同位素组成

编　号	位　置	岩　性	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$
MWB	上芒岗麦窝坝	致密浸染状黄铁矿化泥灰岩	20.05	15.777	38.929
HBZ-2	河边寨	层纹状灰岩	19.945	15.690	39.123
GY-3	上芒岗果园	辉锑矿石英脉	19.613	15.734	38.710
GLP-2-1	上芒岗广岭坡	重晶石脉	19.818	16.240	40.137
MWB-4	上芒岗麦窝坝	强硅化灰岩	19.551	15.745	38.889
M2-2	上芒岗麦窝坝	碳酸盐网脉	20.585	15.839	38.870

数据由冶金工业部天津地质研究院测试中心用 VG-354 测试。

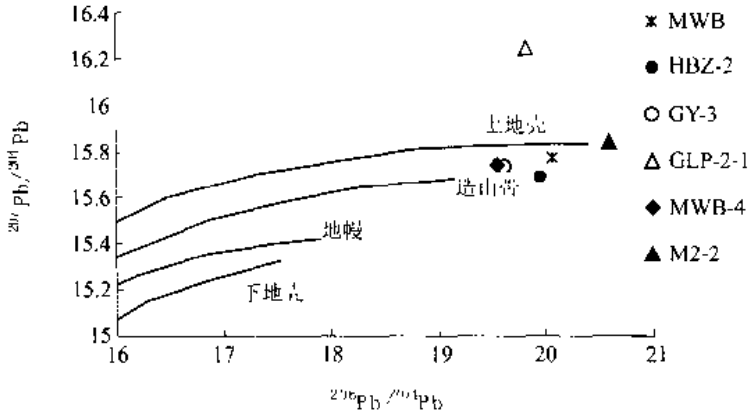


图 4-5　云南上芒岗卡林型金矿铅同位素$^{206}Pb/^{204}Pb$-$^{207}Pb/^{204}Pb$图解

四、云南潞西上芒岗卡林型金矿与美国卡林金矿的对比

上芒岗金矿与美国卡林金矿的主要地质地球化学特征如表 4-9 所示，两者总体特征具有很强的相似性，同时也存在一定的差异。例如，上芒岗金矿目前为止以上部氧化带为主，深部未氧化带规模尚待进一步工作；与美国卡林金矿的雄黄为主要载金矿物不同，上芒岗金矿中黄铁矿和毒砂是主要的载金矿物之一，雄黄则很少见；与美国卡林型金矿相对比，上芒岗金矿的共生元素中缺少 Tl。

表 4-9　云南潞西上芒岗卡林型金矿与美国卡林金矿对比

矿　床	上芒岗金矿(以上部氧化带为主)	卡林、阿利盖特山金矿床
赋矿地层	二叠系-上侏罗统	志留系-泥盆系
含矿岩系	裂陷槽沟谷湖相沉积	含碳酸盐的浊流沉积岩系
近矿围岩	纹层状泥灰岩、砂泥质岩和白云质灰岩	粉砂岩、白云质灰岩、泥灰岩
岩浆活动	矿区内有岩浆活动	矿区内有岩浆活动
控矿构造	逆冲断层与次级断层交会	大的逆断层与高角度正断层交会
矿体形态	似层状和透镜状	似层状和透镜状
矿石类型	上部氧化带：淋滤矿石和未淋滤矿石，下部未氧化带：硅质-似碧玉岩型、黄铁矿型、富砷型矿石(毒砂)	上部氧化带：淋滤矿石和未淋滤矿石，下部未氧化带：正常型、硅质-似碧玉岩型、黄铁矿型、碳质型和富砷型矿石
围岩蚀变	硅化-似碧玉岩化、黄铁矿化、毒砂化、辉锑矿-辰砂化、碳酸盐化、黏土化和重晶石化	硅化-似碧玉岩化、黄铁矿化、雄黄化、辉锑矿-辰砂化、重晶石化和碳酸盐化
共生矿物	自然金、黄铁矿、毒砂、辉锑矿、辰砂	自然金、黄铁矿、雄黄、辉锑矿、辰砂，毒砂少见
自然金粒度	微细粒显微金和次显微金	显微金与次显微金
共生元素	Au、Hg、As、Sb、Ba	Au、Hg、As、Sb、Tl、Ba

五、云南潞西上芒岗卡林型金矿成矿机制讨论

上芒岗卡林型金矿床为我国西南卡林型金矿集中区的一个组成部分，矿床的形成与我国西南滇黔桂和川甘陕两个金三角卡林型金矿床集中区的产生具有内在本质联系，为我国西南地区卡林型金矿床成矿元素超常富集统一成矿制约机制的不同矿带与不同矿床的具体表现。

结合传统区域大地构造角度分析，潞西上芒岗金矿区位于不同构造单元的接触地带，大地构造位置有利于成矿。作为不同构造单元分界的北东向龙陵-瑞丽断裂构造带，活动时期长，切割深度大，是区域活化金和深源金运移的良好通道，而以上芒岗和马脖子断裂破碎带为代表的旁侧次级断裂则为配矿和容矿构造，在空间上构成潞西上芒岗地区北东向成矿控矿断裂构造体系。而且，除上芒岗和马脖子断裂破碎带之处，在下芒岗和户勒断裂破碎带等次级构造中均发现有不同程度的蚀变和金的异常。而这些断裂破碎带两侧的围岩金背景值都很低。虽然勐戛组中段沉积岩具有较高的金含量，含金黄铁矿的硫同位素特征也表明硫源可来自地层，但是，含金背景值很低的沙子坡组，其构造蚀变带中也多处发现金矿化，上芒岗断裂破碎带所通过的柳湾组、龙海组同样发现有金的异常。因此，金的来源又表现不受特定的层位和岩性的控制，具有深部来源的特征。

事实上，龙陵-瑞丽断裂构造带控制了潞西地区中生代裂陷盆地分布与沉积特征，其同生断裂构造活动可以使深部成矿物质以喷流沉积的形式分布在沉积地层中，导致沉积地层具有较高的金含量或初始富集；同样，成岩后断裂构造的进一步活动又可使深部成矿物质沿断裂破碎带上涌，导致断裂带普遍蚀变与矿化，或者下渗的大气降水被加热后活化并携带地层中初始富集的金沿断裂破碎带沉淀富集。另一方面，矿区周围以大岗坝正长斑岩为代表的岩浆活动虽不像其他控制因素那样直接和明显，但仍是潞西上芒岗金矿床形成不可缺少的条件。其带来的巨大热能和部分成矿物质为成矿热液的形成和地层中金的活化迁移创造了良好的条件。从时间上看，上芒岗金矿显然形成于侏罗纪以后，与区域上燕山晚期-喜马拉雅期强烈的岩浆活动期基本相吻合。

因此，龙陵-瑞丽断裂构造作用与岩浆活动构成了该区构造-岩浆-成矿热液(循环)体系，潞西上芒岗金矿的形成可概括为：赋矿地层勐戛组中段初步富集金的活化和深源金的进一步加入，构成成矿物质的主要来源；燕山晚期-喜马拉雅期构造-岩浆活动促使深部成矿物质进一步上涌，造成局部地热场，形成构造-岩浆-热液循环体系，促使地下水的加热循环和区域分散金的活化，产生富金、砷、锑、汞的成矿热液；含矿热液沿上芒岗断裂破碎带运移，伴随着物理化学环境条件的改变，在断裂破碎带的浅部地段、特别是与不整合面复合的地段，蚀变交代容矿地层形成微细粒浸染型金矿床。成矿后断裂构造进一步活动，促使地下水以古岩溶作用的形式对浅部蚀变矿化带(包括不整合面)和矿体进行改造与破坏，加之近代风化作用，在浅部地表形成受断裂破碎带-不整合面-古岩溶地貌复合控制的凸凹起伏的氧化带，成为目前开采的主要金矿石，即红色黏土型金矿石。

第二节　贵州丹寨卡林型金矿

贵州丹寨卡林型金矿床的主要特征可与美国和我国主要的卡林型金矿床相对比。金矿

床地处扬子地块江南台隆之南缘(右江裂谷北缘)的黔东南三(都)-丹(寨)地区,位于我国著名的"三丹汞矿带"分布区内。

在20世纪80年代初期,丹寨汞矿床之中发现金矿化,探明金矿体,给即将闭坑的丹寨汞矿危机矿山转产黄金带来了一线希望。近十几年来,"三丹汞矿带"及其东侧相继发现了宏发厂、四相厂、苗龙、排和、排庭、羊勇、高洞等一系列卡林型金(汞、锑)矿床、矿点,构成了三丹汞-金-锑矿化带(图4-6)。矿化带中的地层从元古宇下江群到古生界上二叠统均有出露,但以上震旦-下寒武统的黑色岩系和中寒武世—早奥陶世的碳酸盐岩地层最为发育,其中上寒武统碳酸盐岩地层构成三丹地区卡林型金矿的主要赋矿层位。矿带内岩浆活动不发育。以宏发厂、排庭、排和为代表的丹寨卡林型金矿区是三丹汞-金-锑矿化带的一个重要组成部分,本次研究着重于丹寨卡林型金矿的地质地球化学特征。

一、三丹汞-金-锑矿化带地质特征

三丹汞-金-锑矿化带,北起丹寨汞矿,南至三都县城北部拉峨一带,总体呈近南北向或北北东向带状分布,长约18km,宽约6km(图4-6)。根据金属元素组合,可分为以四相厂、宏发厂为代表的汞-金型矿床,以排庭、排和为代表的金矿床,及以苗龙金矿为代表的锑-金型矿床。

在空间上,三丹汞-金-锑矿化带可划分为东西两个(亚)带。西带即三丹汞-金矿化带,以汞为主,金次之,分布于朱砂厂-宏发厂-交梨-拉峨一带,长约18km,宽约3km。南北又可分为水银厂矿田和交梨矿田,每个矿田包括若干矿床和矿点。东带即三丹金-锑矿化带,以金为主,锑次之。分布于排庭-排和-高洞-苗龙一带,长约17km,宽约3km;南北又可分为苗龙金-锑矿田和排和金-锑矿田,每个矿田包括若干金、金-锑、锑矿床、矿点及矿化点。

矿带与矿田的划分,主要依据以下4个方面:

(1) 汞、金、锑矿床的空间组合分布

在宏发厂-交梨北北东向汞金矿化带东部,分布有已知的排庭、排和、羊勇、羊排代新寨、上寨、平寨、下摆正、苗龙、乌勒等十几处金、金-锑、锑矿床、矿点及矿化点,空间上构成明显的北北东向金-锑矿化带。

(2) 化探异常的空间组合分布

三丹地区1/5万土壤地球化学测量异常和自然重砂测量异常,具有明显的汞-金、金-锑异常东西分带性。其中汞-金异常与西侧的宏发厂-交梨汞-金矿化带相吻合,金-锑异常与东侧的排庭-高洞-苗龙金-锑矿化带相对应。例如,土壤地球化学测量,西部汞-金矿化带以Hg、Au等组合异常为主;其东部以Au、Sb等组合异常为主,揭示东部排庭-高洞-苗龙一带金-锑矿化带。又如自然重砂异常,以辰砂为特色的多矿物组合异常带,分布于西部宏发厂-交梨-拉峨一带,为三丹汞金矿化带的矿致异常;而以辉锑矿为主的多矿物组合异常,明显分布于三丹汞-金矿化带的东侧排庭-高洞-苗龙一带,为近南北向的排庭-高洞-苗龙金-锑矿化带的矿致异常。

(3) 已知矿床的垂直分带性和区域矿化与蚀变的东西分带性

三丹地区已知汞-金、金(锑)矿床的蚀变与矿化,具有明显的垂向分带性。例如,宏发厂-大发硐汞-金矿床,汞矿化主要集中在上部,与碳酸盐化密切相关;金矿化则主要集中在中下部,与硅化(隐晶质-细晶质)相关。又如,排和、排庭等金矿,硅化、黄铁矿化和金矿化由下

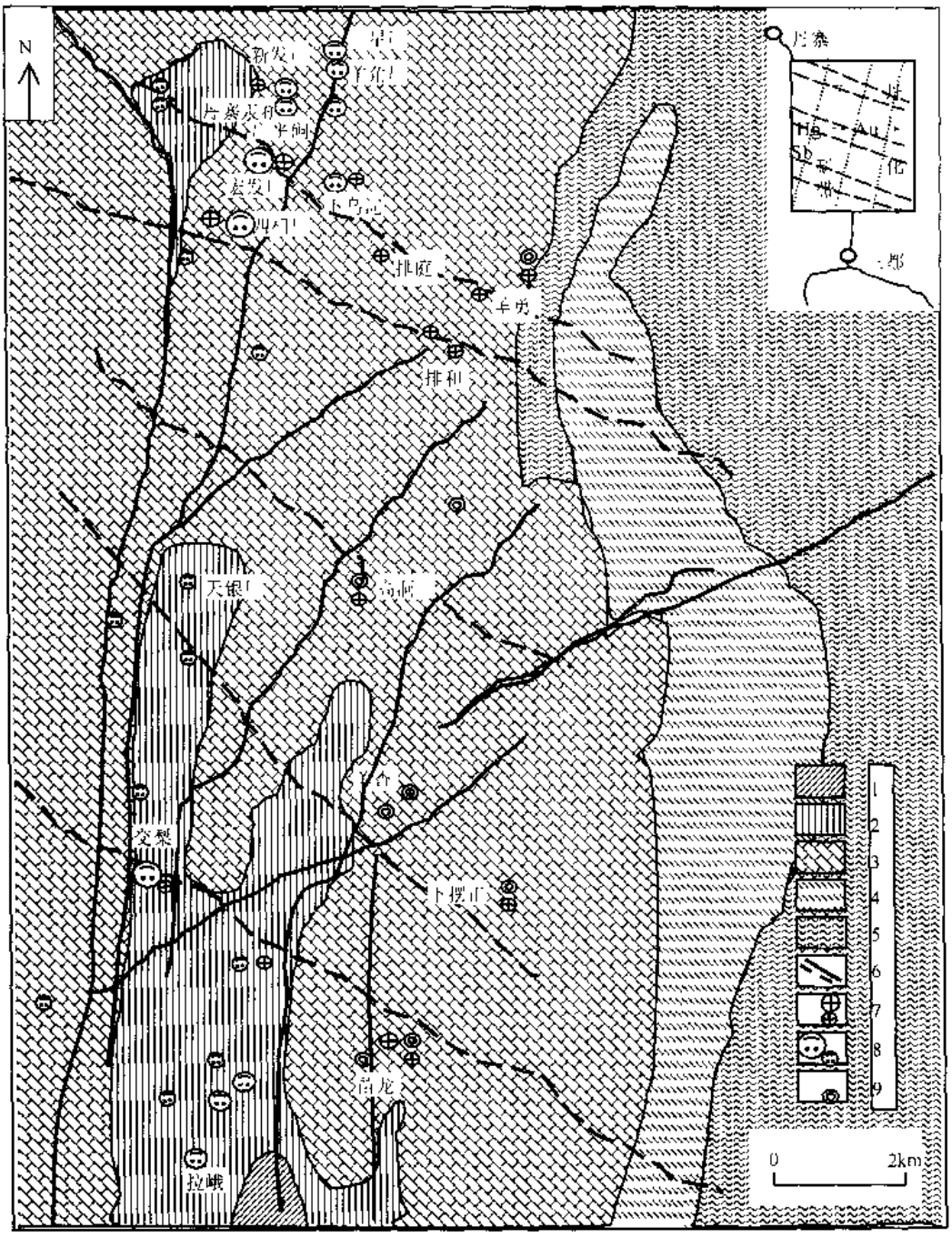


图 4-6　贵州一丹汞-金-锑矿化带地质构造简图

1—泥盆系；2—奥陶系；3—寒武系；4—震旦系；5—前震旦系；6—断裂构造；7—金矿床、矿点；8—大型、小型汞矿床；9—锑矿床

而上总体逐渐增强，但当深部辉锑矿化大量出现时，黄铁矿化与金矿化又逐渐减弱，呈现出明显的垂向分带性。在矿物结晶程度上，也表现出自上而下由低到高逐渐变化。

在区域水平方向上，西侧宏发厂-交梨近南北向汞-金矿化带，以广泛而强烈的碳酸盐化为特征，伴有一定程度的硅化，以汞矿化为主，金矿化次之。在其东部，碳酸盐化明显减弱，

硅化逐渐增强，结晶程度也逐渐增高，出现粗大的石英脉；黄铁矿化十分广泛，既可呈稀疏脉状，也可呈网脉状及浸染状；辉锑矿化逐渐增强，由脉状到致密块状；金矿化与硅化、黄铁矿化和辉锑矿化相伴而生，构成排和-高洞-苗龙金-锑矿化带。

(4)构造的层次性与东西分带特征

在三丹成矿带西部，已知宏发厂-交梨汞-金矿化带明显受浅层次的脆性断裂构造控制，汞-金矿化主要充填在张性、张扭性断裂构造破碎带之中。其东部排和-高洞-苗龙一带，相对发育较深层次的韧脆性断裂构造，压扭性挤压破碎带、糜棱岩化带控制了金-锑矿化的空间分布。从宏观总体上看，从东部震旦系与寒武系之间近南北向主滑脱带向西，断裂构造由深层次到浅层次，由韧性到韧脆性至脆性，具有明显的东西分带特征，并控制了不同类型的矿化，导致锑→金→汞矿化的东西分带性。

总之，三丹地区汞-金-锑矿化沿北北东向呈带状分布，形成西部宏发厂-交梨汞-金矿化带和东部排庭-高洞-苗龙金-锑矿化带，空间上组成三丹汞-金-锑矿化带。三丹地区汞、金、锑矿化北西向成行，在三丹汞、金、锑矿化带北部形成宏发厂-排庭-排和北西向汞-金、金-锑矿田，或北西向汞-金-锑矿化集中区；在其南部交梨-苗龙一带构成北西向汞-金、金-锑矿田，或北西向汞-金-锑矿化集中区。

三丹地区汞、金、锑矿床的分布明显受丹寨-三都"多"字型构造控制，表现为北北东向或近南北向断裂带控制了矿化带的北北东向分布，而北西向、北西西向断裂构造带与北北东向断裂构造带的交叉与复合，控制了北北东向矿化带之中北西向矿田或矿化集中区的展布，两个方向断裂带之中的主断裂与次级分枝断裂的交会又决定了矿床和富矿体的具体定位。

二、丹寨卡林型金矿地质地球化学特征

(一)矿区地质特征

丹寨金矿位于三丹汞-金-锑矿带北部的宏发厂-排和北西向汞-金-锑矿田之中，主要包括宏发厂和四相厂汞-金矿床以及排和、排庭和羊勇等金(锑)矿床、矿点(图 4-7)。

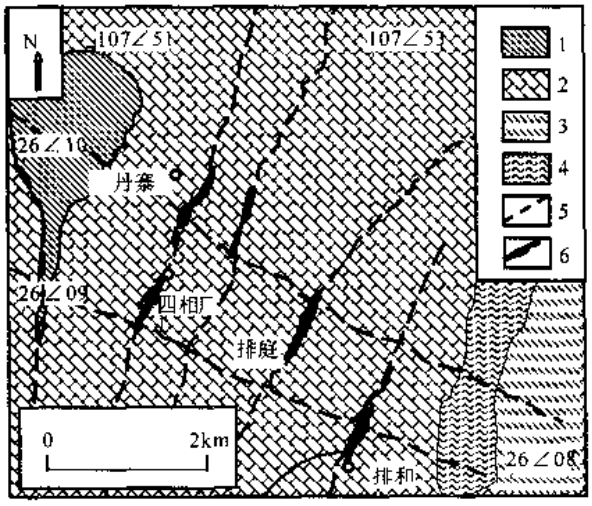


图 4-7　贵州丹寨卡林型金矿地质简图

1—奥陶系；2—寒武系；3—震旦系；4—前震旦系；5—断裂；6—金矿化带

1. 赋矿地层

丹寨卡林型金矿对地层层位与岩性有一定的选择性，已知金矿体主要产在上寒武统下部的杨家湾组扁豆状灰岩之中，其次是灰黑色块状角砾状白云质灰岩(图 4-6、4-7)；汞矿体则主要产在角砾状白云质灰岩中。扁豆状灰岩与条纹状灰岩伴生，形成厚 90～150m 的层状体。角砾状灰岩，其砾径大小悬殊，最大者直径可达数米，角砾成分主要为扁豆状灰岩、条纹状灰岩和钙质泥岩等。角砾状灰岩多形成厚度 30～60m 的透镜体。其中，扁豆状灰岩为半深水相沉积，角砾状白云质灰岩为海底扇的水道沉积，两套岩层组合反映出陆棚斜坡环境的特征。下伏地层主要为震旦纪和早寒武世的盆地相黑色岩系，是一套黑色碳质页岩夹黑色硅岩、黑色灰岩或泥灰岩。其中，碳质页岩富含黄铁矿，有时呈黄铁矿小结核成串产出，$C_{有机}$含量的平均值较高(0.50%～9.13%)，Au 含量为背景值的 5.6 倍，Ag、As 和 Sb 含量平均值分别为上地壳背景值的 23 倍、26 倍和 6 倍，可能是成矿物质的来源之一(表 4-10)。

表 4-10　贵州丹寨卡林型金矿区赋矿地层的主要微量元素含量($\times 10^{-6}$)

岩　性	样　号	Au($\times 10^{-9}$)	Ag	As	Sb	Hg
碳质板岩	DZ-4-2	7	1.327	50	1.5	1.789
碳质板岩	DZ-5	7	0.896	30	1.0	4.71
浸染状黄铁矿化碳质板岩	DZ-11	10	0.383	23	1.0	70.93
浸染状黄铁矿化碳质板岩	DZ-6	31	0.980	38	1.0	2.471
含黄铁矿结核碳质板岩	DZ-8-2	12	2.353	28	0.5	4.399
碳质板岩	DZ-12	6	0.290	70	2.5	0.838
浸染状黄铁矿化碳质板岩	ZD-13-2	11	0.256	45	1.5	1.0
黑色灰岩	DZ-9	8	2.94	25	1.0	0.807
条纹状灰岩	DZ-121	12	3.33	13	0.5	2.63
扁豆状灰岩泥质部分	DZ-21-1	8	2.75	25	1.0	2.64
扁豆状灰岩钙质部分	ZD-23-2	10	3.93	13	0.7	1.74
含沥青脉扁豆状灰岩	ZD-29-1	6	1.76	110	0.3	61.04
角砾状白云质灰岩	DZ-25-1	17	1.63	20	1.0	2.94
白云岩角砾	DZ-25-2	10	2.55	13	1.0	0.87
角砾状白云质灰岩	DZ-26	21	2.16	140	1.2	13.49

资料来源：陈庆年等，1990。

2. 控矿断裂构造

在空间分布上，丹寨卡林型金矿床和矿体明显受不同序次与级别的断裂构造破碎带控制，北北东向或近南北向主干断裂与北西向断裂构造的交叉与复合控制了已知矿床和矿体空间展布与形态特征(图 4-6、4-7、4-8)。其中，主干断裂长约 4000m，倾向西，与地层产状基本一致。次级断裂多表现为斜切地层，倾向与地层相反，其次为层间挤压破碎带。单个矿床和矿体又受主干断裂旁侧次一级断裂破碎带控制。例如，四相厂矿床和单个矿体明显受不同级别的次级分支断裂破碎带的控制(5 号矿体、1 号矿体、2 号矿体)(图 4-8)。宏发厂矿床

及各矿体也明显受不同级别的分支断裂的控制。控矿断裂构造多表现为压扭性特征，断裂破碎带总体较为发育，但在强烈挤压处破碎带不发育，矿体变小或尖灭消失，扭张处破碎带变宽，矿体变厚。

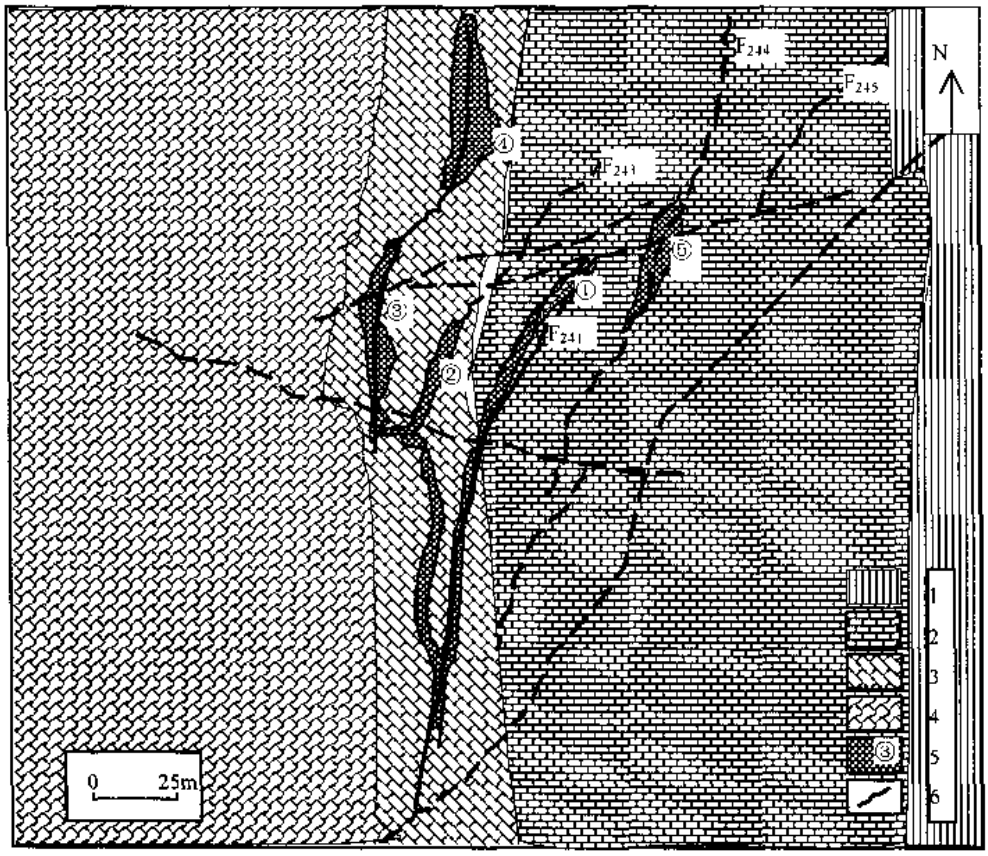


图 4-8　贵州丹寨四相厂卡林型金矿 410 中段地质简图

1—上寒武统杨家湾组一段角砾状白云质灰岩；2—上寒武统杨家湾组二段扁豆状、角砾状砂岩、白云质灰岩；3—上寒武统杨家湾组四段扁豆状灰岩；4—上寒武统杨家湾组五段角砾状灰岩；5—矿体及编号；6—主要断裂构造

3. 矿体形态、产状及主要矿物特征

丹寨金矿区已知宏发厂、四相厂、排和、排庭和羊勇等卡林型金矿各矿体、矿化体均产在断裂破碎带中，矿体形态主要为透镜状和似层状。例如，四相厂金矿矿体呈典型的透镜状，其中 1 号矿体和 2 号矿体产在由厘米级厚度的钙质泥岩和灰岩构成的扁豆状灰岩中，矿体分别长约 200m 和 140m，3 号矿体也呈透镜状，长约 74m；4 号矿体主要产在角砾状白云质灰岩层中。

金矿体与汞矿体具有明显的不同，金矿体主要产在扁豆状灰岩中，汞矿体则主要产在广泛发育巨晶白云石脉的角砾状灰岩中。矿石矿物主要为毒砂、黄铁矿、辰砂、辉锑矿、白云石和方解石等。其中，毒砂粒度很细，多为自形—半自形，常呈梅花状分布于灰岩中。黄铁矿粒度较细，结晶程度差，多为半自形-他形晶粒分布于脉石与灰岩中。辉锑矿晶体粗大，呈不

规则粒状结构和块状构造，多与脉石矿物连生。辰砂通常粒度粗大，呈不规则粒状集合体与辉锑矿和碳酸盐矿物连生。

4. 围岩蚀变

丹寨金矿围岩蚀变强烈而广泛，主要有硅化、黄铁矿化、毒砂化、辰砂化、辉锑矿化、碳酸盐化和沥青化，其中硅化和毒砂化最为重要。

(1) 硅化

丹寨金矿广泛发育面型硅化蚀变作用，形成以极细粒他形粒状石英为主的交代石英岩或不同蚀变程度的硅化灰岩。成矿早期硅化多表现为面型蚀变特点，成矿中-晚期硅化多表现为线型蚀变特点。其中，成矿中期主要表现为含辉锑矿、毒砂和辰砂的方解石-石英细网脉；成矿晚期为结晶较粗大的石英呈团块出现在白云石、方解石脉中，有辰砂和辉锑矿浸染其中。金矿化主要与早期面型硅化和中期线型硅化石英脉有关，晚期线型硅化石英脉与汞、锑成矿有关，金矿化次之。

(2) 黄铁矿化

丹寨金矿广泛发育黄铁矿化，黄铁矿多呈浸染状和细网脉状产出。成矿早期黄铁矿化多表现为成岩期黄铁矿的重结晶作用，以胶状为主。成矿主期黄铁矿化多表现为黄铁矿呈浸染状分布或者与石英、方解石、毒砂、辰砂、辉锑矿等矿物呈细脉状分布。黄铁矿化与金矿化关系密切。

(3) 毒砂化

毒砂化是丹寨金矿重要蚀变作用之一，主要表现为毒砂呈浸染状分布，其次是与含砷黄铁矿、辰砂、石英一起组成呈细脉状分布。毒砂一般颗粒极为细小，多呈细针状。毒砂化与硅化和黄铁矿化相伴而生，其产出部位金矿化明显富集。

(4) 碳酸盐化

丹寨矿区碳酸盐化极为发育，表现为方解石及白云石呈网状、脉状和团块状广泛分布。但是，在空间上，碳酸盐化多在金矿化与硅化、毒砂化、黄铁矿化等矿化蚀变的外侧，与辰砂-汞矿化相伴而生，表现出明显的蚀变与矿化的分带性。

5. 金的赋存状态及载金矿物

根据王奎仁等(1994)、朱恺军(1994)等的研究资料，粒间可见金占 30.22%，不可见的包裹金占 69.78%。辉锑矿与脉石粒间为 21.78%，辉锑矿与自然锑粒间为 4.35%，毒砂与自然锑粒间占 4.09%；黄铁矿、毒砂、辉锑矿、辰砂和脉石中的包裹金分别为 38.36%、27.91%、0.39%、0.57%和 2.55%。自然金主要以微细粒显微金和次显微金为主，分布不均匀，与金属硫化物关系密切。

矿石矿物中脉石矿物占 95.88%，金属矿物仅 4.12%；后者中黄铁矿占其 54.10%，毒砂占 29.84%，辉锑矿占 13.34%，这三种矿物已占金属矿物的 97.28%，其余辰砂、闪锌矿、黄铜矿、方铅矿和自然汞仅占 2.72%。金成色高，为 875‰。不同矿物在丹寨金矿的载金强度从大到小的顺序是：毒砂—砷黄铁矿和黄铁矿—辉锑矿和辰砂—石英—白云石和方解石。

(二) 丹寨卡林型金矿地球化学特征

1. 岩石化学与微量元素特征

一般说来，岩石蚀变矿化是热液与岩石相互作用发生水-岩反应的产物。在容矿围岩蚀变与矿化作用过程中，围岩与热液二者之间必然伴随化学成分的交换。即围岩蚀变矿化前

后其岩石的化学成分发生某些变化。因此，对金矿床不同蚀变矿化程度岩石的化学成分变化进行统计分析，是研究成矿流体的物质组分，成矿有关元素的带入与带出，以及热液蚀变与金矿成矿内在联系的重要手段之一。本次研究工作对丹寨金矿床不同蚀变矿化程度的岩石进行了系统取样，岩石化学成分和主要成矿元素分析结果列入表 4-11 和表 4-12。如表所示，从未蚀变纹层状灰岩到硅化灰岩至强烈硅化与矿化灰岩，主元素 SiO_2 含量则逐渐增加，CaO、CO_2 和 MgO 含量具有逐渐降低的趋势，Al_2O_3、MnO、TiO_2、Na_2O、K_2O 等没有明显的变化；随蚀变程度的逐步加深，Au、Ag、As、Sb、Hg、Cu、Mo、Ba、Li 等微量元素的含量总体逐渐增高，特别是成矿元素 Sb 的含量明显较高。在强烈碳酸盐化的岩石中，主元素 CaO、CO_2 和 Sb、Pb、Zn、Sn、Sr、Y 等微量元素含量明显增高。

2. 稀土元素特征

丹寨金矿区主要蚀变矿化岩石稀土元素含量列入表 4-13，其代表性样品的稀土元素配分模式如图 4-9 所示。金矿区蚀变矿化岩石稀土元素含量总体较低，稀土配分曲线为轻稀土富集型或右倾型。不同强度硅化与金矿化的岩石，其稀土含量和配分模式与未蚀变纹层灰岩基本一致。强烈碳酸盐化岩石，其稀土元素含量明显较低，稀土元素配分曲线总体呈“弓”型，中稀土元素略显富集。

3. 流体包裹体成分

丹寨金矿石英和方解石流体包裹体成分分析结果如表 4-14。可以看出，流体包裹体成分中挥发性成分 H_2O、CO_2 和 CH_4 具有一定富集，矿液中阴离子成分以 $Cl^- > SO_4^{2-} > F^-$ 为特征，阳离子成分表现为 $Na^+ > K^+ > Ca^{2+}, Mg^{2+}$。这种特点可能反映本区金矿床成矿溶液具有卤水特征以及有机碳质物可能参加了成矿作用。

石英和方解石中流体包裹体爆裂测温结果如表 4-15 所示。辉锑矿碳酸盐脉的形成温度变化相对较大，方解石的爆裂温度为 200～311℃；矿化石英脉的形成温度相对较高，石英的爆裂温度为 242～338℃；辉锑矿化方解石石英脉石英的爆裂温度为 224～270℃。

4. 同位素地球化学特征和成矿物质来源分析

(1) 硫同位素组成特征和硫的来源

硫同位素研究测定的矿物包括辉锑矿、黄铁矿、辰砂等，其结果如表 4-16。总体看来，各种硫化物的硫同位素组成比较接近，位于海洋沉积硫酸盐的范围内，表现出其硫源可能主要来自于赋矿地层。

(2) 氢、氧同位素组成特征和水的来源

样品取自矿区内的不同矿化类型的石英、方解石和白云石，分析结果如表 4-17，成矿溶液 δD-$\delta^{18}O$ 图解如图 4-10。$\delta^{18}O_{矿物} = 14.34‰ \sim 23.0‰$。利用 Matthews(1979)实验确定的石英-水氧同位素平衡分馏方程计算的成矿溶液的氧同位素变化范围为 $\delta^{18}O_{H_2O} = -1.0‰ \sim 13.82‰$，$\delta D$ 的分布范围为 $-47‰ \sim -110‰$。可见矿液的氢、氧同位素组成与典型的岩浆水和天水均有明显的区别，与广义的建造水或油田水比较接近，属地下热水热液范围。

(3) 铅同位素组成及铅的来源

丹寨金矿铅同位素组成如表 4-18 所示，$^{206}Pb/^{204}Pb$ 值为 18.288～19.202，$^{207}Pb/^{204}Pb$ 为 15.685～15.793，$^{208}Pb/^{204}Pb$ 介于 38.366～40.401 之间；铅同位素 $^{206}Pb/^{204}Pb$-$^{207}Pb/^{204}Pb$ 图解如图 4-11，投点主要在上地壳和造山带范围内，表现为以壳源为主的壳幔混合来源的特点。

表 4-11　贵州丹寨卡林型金矿主要蚀变矿化岩石化学(w_B/%)及成矿元素(10^{-6})分析结果

编　号	DZ-2	DZ-04	DZ21-1	HFC-2	HFC-1	DZ21-2	HFC-3	DZ22-2	DZ16	DZ1	DZ18
位　置	宏发厂	宏发厂	宏发厂	宏发厂	宏发厂	宏发厂	宏发厂	宏发厂	四相厂	四相厂	四相厂
岩　性	辉锑矿碳酸盐脉	纹层状泥灰岩	硅化灰岩	硅化灰岩	层纹状硅化灰岩	强硅化灰岩	强硅化灰岩	强硅化灰岩	硅化灰岩	强硅化灰岩	强硅化灰岩
SiO_2	4.12	22.9	70.46	81.15	83.7	86.79	90.96	92.2	72.51	79.95	93.78
TiO_2	0.014	0.102	0.37	0.021	0.31	0.17	0.017	0.09	0.26	0.15	0.08
Al_2O_3	0.32	4.16	10.96	1.47	2.19	2.64	0.97	2.20	8.15	3.52	1.54
Fe_2O_3	0.08	1.04	1.83	0.72	2.22	0.91	1.21	0.65	2.89	1.70	0.05
FeO	–	0.48	0.46	0.5	0.61	0.42	0.65	0.44	0.44	0.41	0.74
MnO	0.03	0.039	0.06	0.044	0.022	0.07	0.059	0.07	0.04	0.05	0.10
MgO	0.24	7.76	1.90	0.99	1.54	0.60	0.66	0.30	0.70	0.30	0.30
CaO	50.89	29.42	2.80	8.14	3.47	4.60	2.28	1.90	3.50	5.90	0.80
Na_2O	0.01	0.025	0.06	0.03	0.05	0.03	0.01	0.03	0.08	0.03	0.04
K_2O	0.01	1.43	4.09	0.4	0.97	1.02	0.19	0.88	2.80	0.93	0.37
H_2O+	0.12	0.49			0.39	0.46	0.53	0.39			0.27
H_2O^-	0.03	0.24		0.11	0.38		0.1				
P_2O_5	0.004	0.2	0.34	0.21	0.69	0.15	0.3	0.17	0.10	0.10	0.03
CO_2	40.20	31.55		6.98	3.25		1.75				
Au	0.12	0.012		14.5	65.4		46.9		3.571	5.625	0.191
Ag	0.48	0.27		0.44	1.06		0.82		0.98	0.813	0.29
As	110	13		2990	15400		7475		15400	6300	300
Sb	34719	0.3		21.827	91.504		81.848		1.5	5.0	4700
Hg	64.3	2.63		235	481		1826		49 58	35.00	16.52

分析单位：中科院地球化学研究所，Au 为 10^{-9}。

表 4-12　贵州丹寨卡林型金矿蚀变矿化岩石的微量元素含量($\times 10^{-6}$)

编　号	DZ-2	DZ-04	HFC-2	HFC-1	HFC-3	W005-2	PHZ-2-2	YY-2	PH2-4
位　置	宏发厂	宏发厂	宏发厂	宏发厂	宏发厂	排庭	排河	羊勇	排河
岩　性	辉锑矿化碳酸盐脉	纹层状泥灰岩	硅化灰岩	层纹状硅化灰岩	强硅化灰岩	矿化石英脉	辉锑矿黄铁矿化灰岩	辉锑矿化石英脉	黄铁矿结核
Li	3.145	5.782	95.381	44.726	91.158	40.18	22.564	13.045	36.463
V	1.868	32.071	6.796	88.871	3.849	4.692	48.133	3.756	54.354
Cr	6.018	24.711	23.906	76.609	32.737	15.539	53.478	17.249	66.139
Co	1.042	4.367	2.035	12.661	2.573	1.634	8.761	0.997	9.148
Ni	6.876	10.728	8.792	32.155	8.599	5.594	34.434	4.249	42.157
Cu	6.867	7.236	11.557	52.344	19.381	4.83	21.689	230.503	27.939
Zn	16.92	7.73	5.98	10.39	3.13	38.05	71.79	24.16	34.05
Pb	64.253	8.318	4.737	18.428	7.123	3.131	11.487	114.537	52.322
W	0.287	1.139	0.813	6.103	0.711	0.73	2.959	0.471	3.503
Sn	13.64	6.816	3.628	6.36	2.062	5.75	8.876	6.591	7.773
Bi	0.625	0.084	0.033	0.329	0.041	0.02	0.123	6.5	1.126
Mo	0.12	0.575	0.992	0.648	1.432	0.681	0.577	0.7	0.278
Sb	34719.8	46.378	21.827	91.504	81.848	75.269	1800.778	21745.81	142.46
Ba	58.62	133.66	231.43	536.85	119.53	59.76	529.52	206.17	1252.8
Rb	0.546	33.66	7.891	106.133	4.844	9.036	104.346	3.859	99.403
Sr	1761.81	227.29	63.51	137.7	25.03	353.81	168.54	871	51.4
Y	38.77	10.15	9.375	19.576	3.93	11.768	31.764	5.842	13.936
Zr	0.489	61.475	12.927	161.136	7.886	6.299	123.607	1.567	57.954
Nb	0.057	4.188	0.876	14.135	0.618	0.753	10.46	0.217	8.35
Cs	0.047	1.568	0.506	3.385	0.45	0.638	4.48	0.191	3.515
Hf	0.031	2.122	0.37	4.508	0.196	0.237	3.582	0.057	1.847
Ta	0.599	0.834	0.098	1.272	0.055	0.204	0.927	0.039	0.889
Ga	0.325	6.018	1.767	19.052	0.926	1.323	13.551	0.5	13.334
Th	0.322	5.155	2.369	18.301	1.019	1.123	15.225	0.531	13.072
U	0.358	2.476	1.522	6.513	0.745	0.26	2.428	0.061	2.03

分析单位：中科院地球化学研究所。

表 4-13　贵州丹寨卡林型金矿蚀变矿化岩石的稀土元素含量($\times 10^{-6}$)

编　号	DZ-2	DZ-04	HFC-2	HFC-1	HFC-3	W005-2	PHZ-2-2	YY-2	PH2-4
位　置	宏发厂	宏发厂	宏发厂	宏发厂	宏发厂	排庭	排河	羊甸	排河
岩　性	辉锑矿化碳酸盐脉	纹层状泥灰岩	硅化灰岩	层纹状硅化灰岩	强硅化灰岩	矿化石英脉	辉锑矿黄铁矿化灰岩	辉锑矿化石英脉	黄铁矿结核
La	3.081	13.597	17.511	33.232	6.626	2.342	32.924	1.295	26.418
Ce	9.955	28.713	45.558	65.801	15.315	6.352	68.628	1.669	50.166
Pr	2.08	3.251	5.614	6.724	1.8	1.058	8.052	0.235	5.939
Nd	13.238	13.027	24.139	24.309	7.681	6.296	32.443	1.447	22.785
Sm	4.975	2.56	4.709	3.82	1.49	2.836	6.409	1.388	4.548
Eu	1.459	0.458	0.842	0.689	0.288	1.07	1.197	0.407	0.925
Gd	5.573	2.083	3.489	3.687	1.114	2.706	6.492	1.645	3.423
Tb	0.978	0.347	0.413	0.567	0.16	0.375	0.988	0.252	0.524
Dy	5.49	1.891	1.972	3.341	0.81	2.036	5.488	1.154	2.634
Ho	1.286	0.425	0.358	0.791	0.169	0.397	1.229	0.231	0.597
Er	3.107	1.02	0.894	2.145	0.368	0.911	2.998	0.599	1.403
Tm	0.439	0.168	0.107	0.351	0.055	0.131	0.463	0.084	0.253
Yb	2.409	1.131	0.716	2.358	0.346	0.834	3.056	0.549	1.701
Lu	0.313	0.165	0.06	0.342	0.046	0.102	0.421	0.083	0.25

分析单位：中科院地球化学研究所。

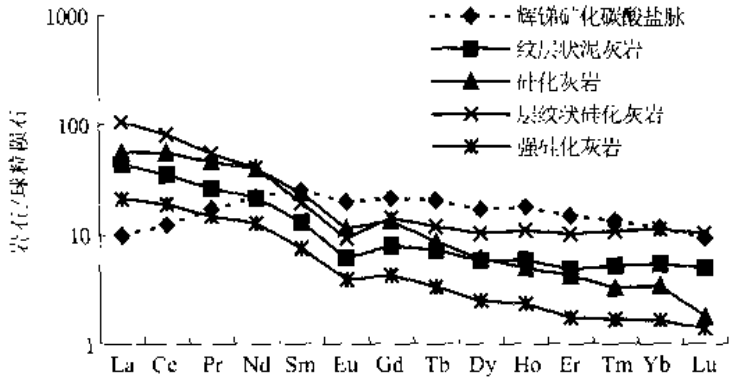


图 4-9　贵州丹寨宏发厂金矿区蚀变与矿化岩石稀土元素配分模式

表 4-14　贵州丹寨卡林型金矿流体包裹体成分分析结果($\times 10^{-6}$)

编号	矿物	Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2-}	F^-	Cl	SO_4^{2}	CO_2	CO	CH_4	H_2O	N_2
DZ-1	方解石	36.81	4.04	-	-	0.43	57.69	7.44	1.879	0.034	5.813	15.796	0.166
W005-2	石英	11.73	3.67	0.33	0.07	0.17	16.97	5.10	0.440	0.045	1.423	72.602	0.269
YY-2	石英	51.00	4.92	0.24	0.06	0.20	68.40	5.94	5.991	0.046	5.632	148.679	0.431
DZ-6	石英	46.49	4.01	0.00	0.05	1.0	3.2	-	4.35	-	-	115.50	-
DZ-7	石英	131.2	2.23	0.00	0.35	2.8	19.0	-	1.50	-	-	65.0	

数据由中国地质科学院矿床地质研究所测试。

表 4-15　贵州丹寨卡林型金矿流体包裹体爆裂测温结果

编　号	矿物名称	爆裂温度/℃	爆裂个数
DZ-2	方解石	200～311	369
W005-2	石英	242～338	150
YY-2	石英	224～270	164

数据由中国地质科学院矿床地质研究所测试。

表 4-16　贵州丹寨卡林型金矿带主要硫化物的硫同位素组成

样　号	位　置	测定矿物	$\delta^{34}S$/‰(样品数)	资料来源
DZ-2	丹寨宏发厂	辉锑矿	16.078	本文
PHZ-2-2	丹寨排河	辉锑矿	16.585	本文
YY-2	丹寨羊勇	辉锑矿	18.16	本文
	丹寨	辰砂	16.92(22)	陈庆年等,1990
	丹寨	黄铁矿	14.7(11)	陈庆年等,1990
	丹寨	辰砂	20.48(15)	张宝贵
	苗龙	辰砂	20.24(5)	张宝贵

分析单位:中科院地球化学研究所。

表 4-17　贵州丹寨卡林型金-汞矿氢、氧同位素组成(‰)

样　号	取样位置	赋矿围岩	测定矿物	δD_{SMOW}	$\delta^{18}O_{SMOW}$	$\delta^{18}O_{H_2O}$(计算)[F]	资料来源
DZ-2	宏发厂	辉锑矿化碳酸盐脉	方解石	-47	19.8	8.25~12.94	本文
W005-2	排庭	金矿化石英脉	石英	-62	19.9	10.49~13.82	本文
YY-2	羊勇	辉锑矿方解石石英脉	石英	-102	19.4	9.14~11.14	本文
宏 653	宏发厂	金矿	石英	97.70	19.59	-0.86~8.38	陈庆年
	四相厂	金矿	石英	-66~-110	20.0~23.0	3.2~8.62	陈庆年
K160	宏发厂	汞矿	方解石	59.5	19.81	-1.0	陈庆年
K1	新发厂	汞矿	白云石	-51.9	14.34	6.11	陈庆年

分析单位:中国地质科学院矿床地质研究所，#据 1000Lnα 石英-水 $=3.05\times10^6T^{-2}-2.05$(Matthews, 1979)计算，

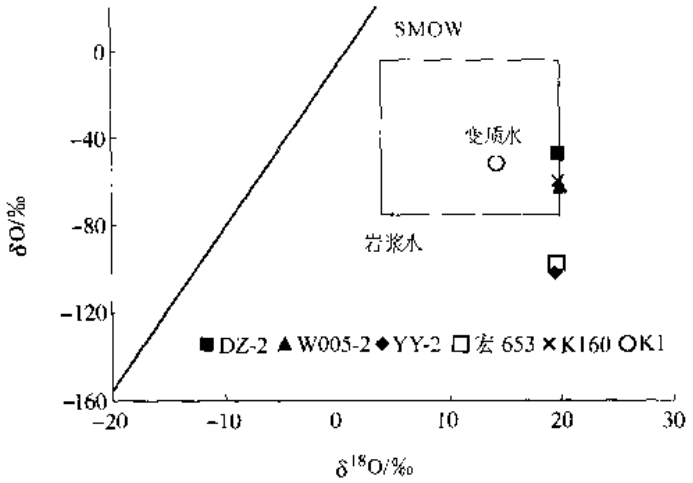


图 4-10　贵州丹寨卡林型金矿成矿溶液 δD-$\delta^{18}O$ 图解

表 4-18　贵州丹寨卡林型金矿床铅同位素组成

矿　床	样　号	样　品	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$
丹寨宏发厂	DZ-2	辉锑矿碳酸盐脉	18.403	15.685	38.408
丹寨宏发厂	DZ-04	纹层状泥灰岩	19.317	15.726	39.036
丹寨宏发厂	HFC-3	强硅化灰岩	18.866	15.714	38.601
丹寨羊勇	YY-2	辉锑矿石英方解石脉	18.288	15.689	38.366
丹寨排河	PHZ-2-2	黄铁矿石英脉	19.202	15.793	40.401
丹寨排庭	W005-2	石英脉	18.746	15.737	39.309

数据由冶金工业部天津地质研究院测试中心用 VG-354 测试。

(三) 有机质含量特征

在宏观区域上，丹寨汞-金-锑矿带位于麻江、都匀两大成油盆地油气运移地带。矿带内已知具有工业价值的Hg(Sb、Au)矿床中，有大量的沥青、烃类共生出现在地层、构造和矿石

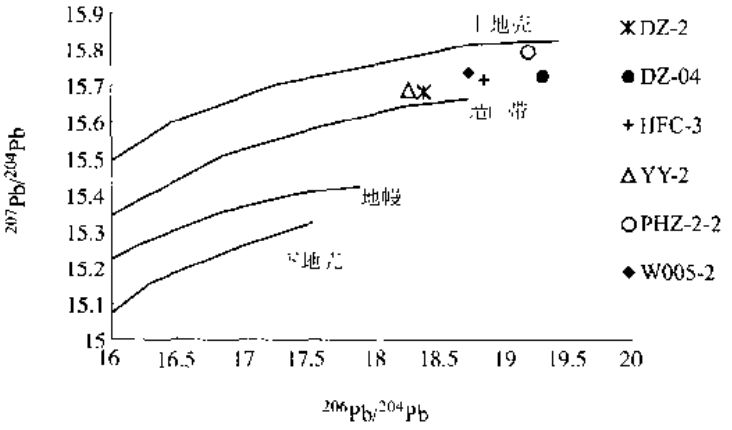


图 4-11　贵州丹寨卡林型金矿区铅同位素$^{206}Pb/^{204}Pb$-$^{207}Pb/^{204}Pb$图解

及气液包体中，形成有特色的碳质矿石。丹寨金矿有机质含量相对较高，为 0.12%～2.80%。有机质多呈细分散状和沥青脉状产出，可划分为两期。第一期与含细粒黄铁矿和毒砂的硅化（玉髓状石英）相伴而生，呈微粒浸染状，该期为金的主要成矿期。第二期为沥青细脉沿白云石和方解石脉中的巨晶晶面穿插，或者把晶体渲染为灰黑色，该期金矿化相对较弱。沥青脉中 Au 含量相对较低。根据数理统计，有机质与金之间呈现出某种程度的负相关。

（四）丹寨卡林型金矿与美国卡林金矿的对比

丹寨金矿与美国卡林金矿的主要地质地球化学特征列入表 4-19。如表所示，两者总体特征是相似的，但也有明显的差异。首先，在矿床规模与矿化类型上具有显著的差异，丹寨

表 4-19　贵州丹寨卡林型金矿与美国卡林金矿对比

矿　床	丹寨金-汞矿床，以汞矿化为主，金矿化次之	卡林、阿利盖特山金矿床，主要为金矿化
赋矿地层	中-上寒武统	志留系-泥盆系
含矿岩系	斜坡相碳酸盐重力流沉积岩系	含碳酸盐的浊流沉积岩系
近矿围岩	由灰岩和钙质泥岩组成的扁豆状灰岩	钙质粉砂岩、白云质灰岩
岩浆活动	矿区内不发育	矿区内有岩浆活动
控矿构造	区域走向断层与次级断层交会	大的逆断层与高角度正断层交会
矿体形态	似层状和透镜状	似层状和透镜状
矿石类型	上部氧化带：淋滤矿石和未淋滤矿石，下部未氧化带：硅质-似碧玉岩型、黄铁矿型、碳质型和富砷型矿石	上部氧化带：淋滤矿石和未淋滤矿石，下部未氧化带：正常型、硅质-似碧玉岩型、黄铁矿型、碳质型和富砷型矿石
围岩蚀变	硅化、黄铁矿化、毒砂化、辉锑矿-辰砂化和碳酸盐化	硅化、黄铁矿化、雄黄化、辉锑矿-辰砂化、重晶石化和碳酸盐化、
共生矿物	自然金、黄铁矿、毒砂、辉锑矿、辰砂，雄黄少见	自然金、黄铁矿、雄黄、辉锑矿、辰砂，毒砂少见
自然金粒度	微细粒显微金和次显微金	显微金与次显微金
共生元素	Au、Hg、As、Sb、Be	Au、Hg、As、Sb、Tl、Ba
$C_{有机}$（%）	0.12～2.80	0.*n*～5

金矿目前为止仍然是大型汞矿田之中的中-小型金矿床和大型汞矿床中的深部小型金矿床或伴生的金矿体；其次是丹寨金矿中毒砂是最主要的载金矿物，雄黄很少；而美国卡林金矿则相反，雄黄是主要矿物，毒砂极少。

（五）丹寨金矿成矿机制讨论

应当指出，我国卡林型金矿床的成因仍然是一个争论的问题。现有资料表明，丹寨金矿成矿过程可能包括金-汞-锑等成矿元素的初始富集期和金-汞-锑矿床最终形成与定位的富集成矿期。而该区近南北向大型"贯通性"断裂构造的活动所形成的构造-热液循环体系，可能是由金-汞-锑等成矿元素由初始富集到金-汞-锑矿床最终形成与定位的关键所在。其中初始富集期可包括"矿源岩(层)"的形成，富集成矿期也可表现为"改造"成矿作用。

在震旦纪和早寒武世的深水盆地中沉积的巨厚富腐泥型有机质的碎屑浊积岩、硅岩和泥灰岩-黑色岩系，多认为是丹寨以及我国南方的金的"矿源岩"。在三丹汞-金-锑矿化带，其Au、Hg、As、Sb的背景值分别为10.16×10^{-9}、10.83×10^{-9}、38.63×10^{-9}和1.25×10^{-9}，分别是上部地壳的6倍、34倍、27倍和7倍，人们多主张Au、Hg、As、Sb等成矿元素在该区地层中具有初始富集或称之为"矿源层"。

本次研究认为控制沉积盆地和岩相的古同生断裂构造活动所构成的古构造-热液循环体系可能是该区地层中成矿元素(喷流沉积)初始富集的关键性控制因素，同时也有震旦系和下寒武统黑色页岩提供的部分成矿物质。矿床最终形成与定位的富集成矿期可能主要在印支造陆运动之后的燕山期。盆地形成后的大型"贯通性"断裂构造活动所构成的构造-热液循环体系，既可表现为大气降水沿三丹矿带的几条区域性走向断裂破碎带下渗到深部，也可表现为深部热流体沿断裂带上涌与喷流；既可表现为下渗的大气降水被加热后活化并携带地层中初始富集的金及伴生元素Hg、As、Sb等，也可表现为上涌的深部热流体从深部携带成矿物质和活化围岩中的成矿元素；从而形成构造-成矿热液体系。

Hg、Au、Sb等成矿元素地球化学性质的内在统一性，决定了汞-金-锑矿带、矿田、矿床、矿体等不同层次中的共生性；其地球化学性质的内在差异性，又决定了其时空分布上的分异性或在不同的地质、物化条件下最终形成与定位(朱赖民等，1999；陶琰等，2000)，从而导致Hg、Au、Sb矿床的共生分异或"同源异位"的特点。

因此，丹寨汞-金矿床主要表现为富含Hg和Au的成矿热液沿断裂破碎带上升到岩性、构造和地球化学环境有利的杨家湾组扁豆状灰岩和角砾状白云质灰岩中形成深部金矿-浅部汞矿的汞-金矿床垂直分带。在水平方向上，三丹汞-金-锑矿化带则表现为西部为汞-金矿化亚带，中部为金-锑矿化亚带，东部为锑-金矿化亚带，具有明显的汞-金-锑水平分带特征。

第三节　贵州紫木凼卡林型金矿

贵州紫木凼金矿床为我国西南滇黔金矿区的典型卡林型金矿床之一。

矿区位于兴仁县境内的灰家堡背斜西段，金矿化主要受背斜北翼东西向断裂构造破碎带F_1所控制，容矿地层主要为断裂破碎带附近的下二叠统夜郎组和上二叠统龙潭组、长兴组的细碎屑岩和泥砂质碳酸盐岩(图4-12、4-13)。紫木凼金矿床包括紫木凼、太平硐、香巴河等矿段，经勘探证实已达大型规模。在空间上，紫木凼金矿床与东侧的大坝田汞矿床和西侧的老王冲汞矿点，构成沿灰家堡背斜轴部分布的金-汞矿化带。

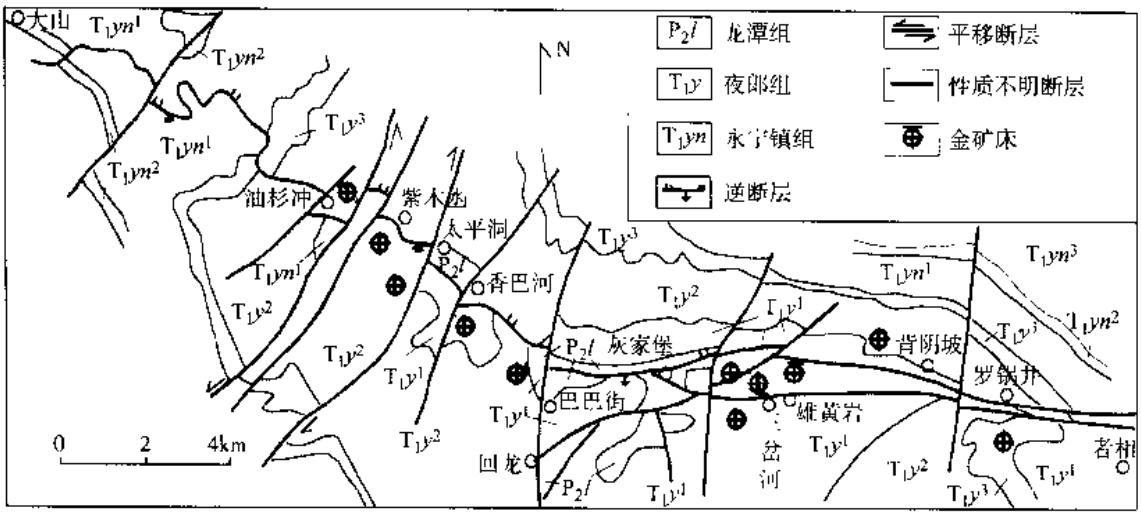


图 4-12 贵州紫木凼卡林型金矿区地质构造略图

(据韩志钧等,1999)

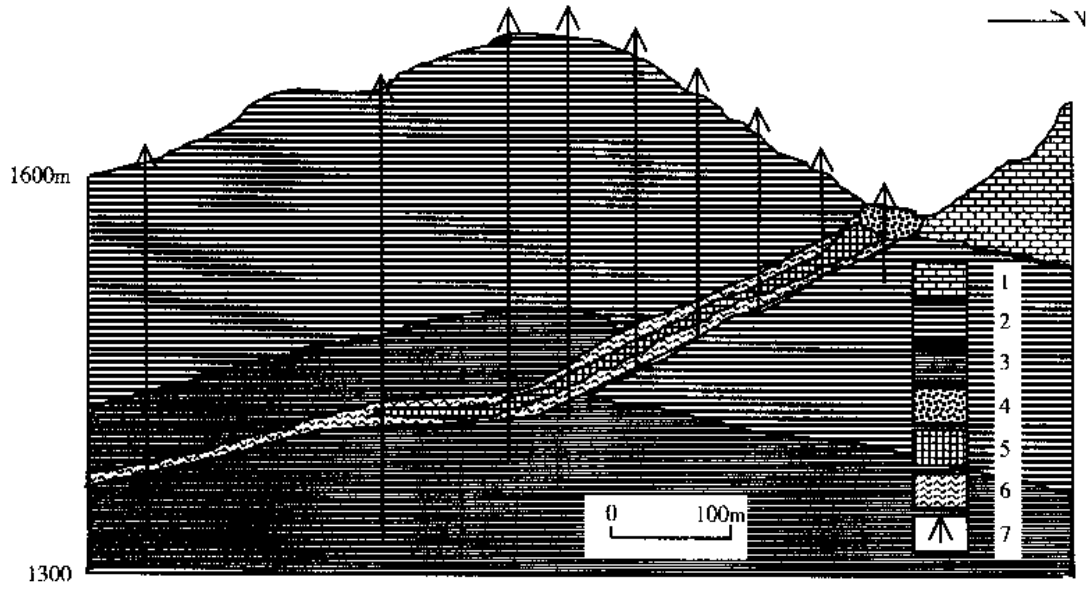


图 4-13 贵州紫木凼卡林型金矿床 ZK24 号勘探线地质剖面图

1—下三叠统夜郎组二段鲕粒灰岩;2—下三叠统夜郎组一段黏土岩夹泥灰岩;3—上二叠统黏土岩;4—氧化矿体;5—原生金矿体;6—蚀变破碎带;7—钻孔

一、贵州紫木凼卡林型金矿矿区地质特征

(一) 地层

矿区出露地层主要为上二叠统龙潭组、长兴组、大隆组和下三叠统夜郎组、永宁镇组。其岩性特点如下:

1. 上二叠统龙潭组

下部为黏土质粉砂岩和碳质页岩，中上部主要为粉砂质黏土岩，夹石英砂岩和硅质岩，厚度大于100m。

2．上二叠统长兴组

下部为含燧石结核的生物碎屑灰岩；中部主要为薄层状泥灰岩和钙质黏土岩，夹厚层状燧石结核灰岩；上部为生物灰岩，厚50～60m。

3．上二叠统大隆组

主要为薄层状钙质黏土岩，夹蒙脱石黏土岩，厚7～13m。

4．下三叠统夜郎组

下部主要为黏土岩、粉砂质黏土岩，夹灰岩和泥灰岩，厚203～233m；中部为含鲕粒灰岩和鲕粒灰岩，夹白云质灰岩及泥质粉砂岩，厚100～120m；上部主要为粉砂质黏土岩和钙质粉砂岩，夹中厚层鲕粒灰岩和泥灰岩，厚140～165m。

5．下三叠统永宁镇组

主要为厚层状灰岩，夹钙质粉砂岩，底部为蠕虫状灰岩，厚度大于100m。

（二）构造

紫木凼金矿区构造主要为灰家堡背斜和斜切背斜的逆冲推覆断裂构造F_1。其中灰家堡背斜为一对称的宽缓褶曲构造，走向近东西，长约18km，宽约5km，核部地层为上二叠统龙潭组、长兴组和大隆组，翼部地层为下三叠统的夜郎组和永宁镇组。沿背斜轴部断裂构造十分发育，主要为一斜切背斜的逆冲推覆构造F_1，其走向近东西，倾向南，倾角25°～30°。

（三）岩浆岩

二叠纪峨眉山玄武岩主要分布于晴隆、兴仁一线西北部地区，贞丰白层和镇宁文六马一带有燕山期偏碱性超基性小岩体零星分布。

二、贵州紫木凼卡林型金矿床地质特征

（一）赋矿地层与控矿构造

紫木凼金矿床赋矿地层为上二叠统和下三叠统的粉砂质黏土岩和泥灰岩。控矿构造为灰家堡背斜和斜切背斜的逆冲推覆构造F_1。其中F_1为紫木凼矿床的主要控矿构造，已知矿体产于背斜轴部的F_1断裂挤压破碎带和F_1断裂旁侧的层间破碎带中(图4-14)。特别是F_1断裂挤压破碎带通过黏土质岩石时，金矿化往往明显集中。

（二）矿体形态、产状

紫木凼金矿床矿体形态主要为透镜状和似层状，根据矿体产状，主要有两种产出类型(图4-13，4-14)，一种是与地层斜交的倾斜型矿体，矿体产于F_1断裂挤压破碎蚀变带内，并随挤压破碎蚀变带的空间变化而呈现出膨大缩小和分支复合等特点，矿体的产状与挤压破碎蚀变带的产状基本上一致；另一种是与地层产状基本一致的平缓型矿体，主要沿层间破碎带产出，表现出“多层楼”构形。矿体可沿断裂破碎带或层间破碎带侧向远距离延伸，如Ⅰ号矿体走向长850m，延深400～500m，Ⅱ号矿体走向长850～1000m，延深400～500m。

（三）矿物成分与矿石类型

紫木凼金矿矿石矿物主要为黄铁矿、白铁矿、毒砂、雄黄、雌黄、褐铁矿，偶见黄铜矿、方铅矿和闪锌矿等；脉石矿物主要包括伊利石、方解石、白云石、石英和高岭石等。金矿体分为上部氧化带和下部未氧化带，或氧化矿和原生矿两类矿石类型。其中，氧化带深度约20～

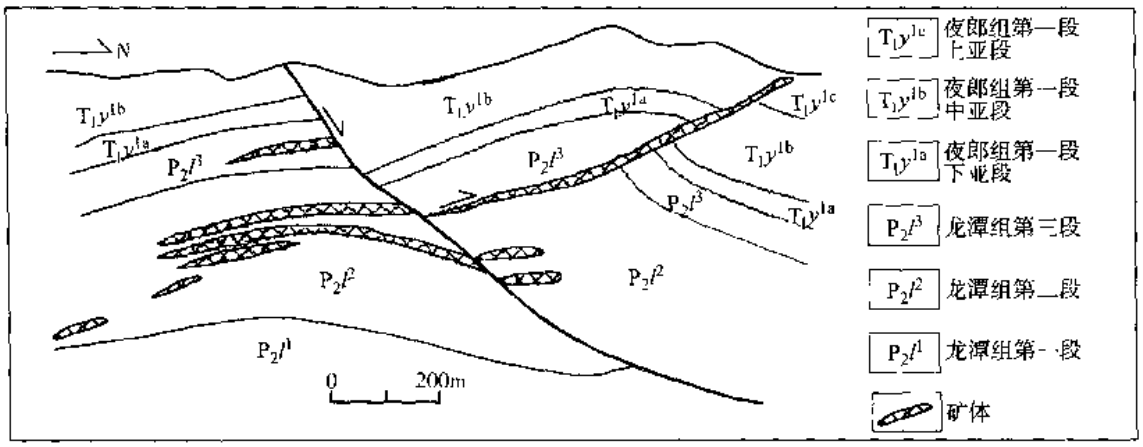


图 4-14　贵州紫木凼卡林型金矿床 ZK32 号勘探线地质剖面，示矿体"多层楼"构形

（据韩志钧等，1999）

30m，氧化矿石多保留了原生矿石的构造特征，表现为铁染泥化，矿物成分以黏土矿物、褐铁矿、石英为主。部分氧化矿石经短途搬运以残坡积洪积物的形式分布岩溶洼地之中。氧化矿石主元素 SiO_2、TiO_2、Fe_2O_3 和金的含量增高，CaO、MgO 含量明显降低，平均品位为 5.6×10^{-6}，具有中型规模。

根据矿物组合和含量，未氧化的原生矿石可分为黏土质、碳酸盐质、黄铁矿质和雄黄质等四类，其中存在许多过渡类型的矿石。

① 黏土质矿石：占原生矿石的 25.30%，矿物成分以黏土矿物和黄铁矿为主；其中黏土矿物占 50%以上，黄铁矿多小于 3%。

② 碳酸盐质矿石：占原生矿石的 25%～30%，矿物成分主要为黄铁矿和碳酸盐矿物组合；其中方解石和白云石占 50%以上，黄铁矿 3%左右。

③ 黄铁矿质矿石：占原生矿石的 10%～15%，矿石矿物以黄铁矿和石英为主，黄铁矿为 3%～10%，石英 1%～5%。

④ 雄黄质矿石：占原生矿石的 10%～15%，矿物组合为黄铁矿-石英-雄黄，黄铁矿占 3%～5%，石英 1%～5%，雄黄 3%～5%。

（四）成矿阶段和金的赋存状态

紫木凼金矿床可分为构造热液成矿期和表生氧化富集期。其中，热液期又可分 3 个成矿阶段：

（1）初始富集阶段，矿物组合为黄铁矿-白铁矿-毒砂；

（2）成矿阶段，矿物组合为黄铁矿-白铁矿，成矿温度为 110～146℃；

（3）晚期成矿阶段，矿物共生组合为雄黄-石英-方解石；其中黄铁矿-白铁矿阶段为主要成矿阶段。

紫木凼金矿床主要载金矿物为黄铁矿、毒砂、黏土矿物和碳酸盐矿物等，不可见金占 97.99%，在氧化矿石中以游离金为主。显微可见金占 1%～3%，粒度在 0.5～5μm 间，呈微粒状、尘点状、薄膜状和丝线状，主要赋存在褐铁矿、褐铁矿与石英的孔隙中、褐铁矿与黏土矿物之间及黏土矿物中。

原生矿石中以包裹金为主，主要见于黄铁矿和褐铁矿中，而在黏土矿物中则可能以吸附金形式存在。褐铁矿、黏土矿物和黄铁矿含金量分别为 $15.5\times10^{-6}\sim42.14\times10^{-6}$、$5.75\times10^{-6}\sim31.11\times10^{-6}$和 $0.2\times10^{-6}\sim75.0\times10^{-6}$，石英、雄黄和方解石等矿物中含金量多小于 0.6×10^{-6}。

（五）围岩蚀变

紫木凼金矿床广泛发育围岩蚀变，主要有黄铁矿化、硅化、毒砂化、白铁矿化、雄黄化、碳酸盐化、黏土化和褐铁矿化等。

围岩蚀变具有明显的分带性，硅化、毒砂化和黄铁矿化等主要位于蚀变带中心地带，构成蚀变带的内带；碳酸盐化、褐铁矿化和黏土化等主要位于蚀变带边部和上部，组成蚀变带的外带。金矿化主要集中于中心地带或内带，与黄铁矿化、毒砂化和硅化等密切相关。

1. 硅化

硅化是紫木凼金矿床的重要围岩蚀变之一，主要呈浸染状和网脉状，可分为早、晚两期。早期硅化主要表现为自形-半自形粒状石英（粒度为 0.01～0.6mm）呈浸染状交代溶蚀围岩，其次为呈网脉状与方解石和白云石共生；晚期硅化主要为石英与方解石和雄黄呈脉状充填于裂隙中及后期角砾岩中。硅化与金矿化密切相关，表现为原生矿石中金品位随硅化强度的增强而增高。

2. 黄铁矿化

紫木凼金矿广泛发育强烈的黄铁矿化，主要呈浸染状，其次为脉状，可分为成岩期和成矿热液期两个不同的时期。其中，成岩期黄铁矿化形成的黄铁矿不含金，多为小于 0.01mm 的草莓状颗粒，呈条带状、环带状、扁豆状集合体分布于地层之中。

成矿热液期的黄铁矿化又可细分为两个阶段。其中，成矿热液早期阶段黄铁矿化含金量低，多表现为颗粒粗大（粒径 0.01～0.05mm）的立方体黄铁矿呈浸染状分布于地层内；成矿热液主期黄铁矿化阶段含金量高，主要表现为颗粒较细（<0.05mm）的自形-半自形黄铁矿呈疏密不均的星散状、浸染状分布。

3. 雄黄化

雄黄化是紫木凼金矿的重要围岩蚀变之一，雄黄也是原生矿石中常见的硫化物之一，常呈脉状和网脉状分布，也可以角砾岩胶结物的形式出现。雄黄往往与成矿期黄铁矿共生，而且金品位最高可达 19.75×10^{-6}。

4. 毒砂化

毒砂化也是紫木凼金矿围岩蚀变的一个特点，主要呈浸染状，少数为细脉状，可分成两期。其中，第一期表现为细针状自形晶毒砂呈浸染分布；第二期为颗粒较细的毒砂呈脉状与黄铁矿和白铁矿共生，毒砂可环绕黄铁矿和白铁矿边缘生长。毒砂化多与硅化、黄铁矿化、金矿化相伴而生。

5. 碳酸盐化

强烈而广泛的碳酸盐化是紫木凼金矿围岩蚀变的标志与特征，主要表现为方解石和白云石呈网状、脉状和团块状沿 F_1 断裂破碎带及其两侧广泛分布，以及碳酸盐围岩的重结晶作用，密集的碳酸盐网脉常包裹围岩角砾。

6. 黏土化

紫木凼金矿在热液期和表生期均有一定程度的黏土化，主要呈细脉状和微细网脉状产

出。在空间上，多分布于原生矿体上部和两侧的蚀变外带中。黏土化所形成的黏土矿物为主要载金矿物之一，以伊利石为主，其次为高岭石。

7. 褐铁矿化

褐铁矿化主要发育于氧化淋滤带，表现为褐铁矿呈不规则团块状和脉状分布，褐铁矿主要由黄铁矿、白铁矿、毒砂等含铁的硫化物氧化而成，为氧化矿石中的主要载金矿物。

三、贵州紫木凼卡林型金矿流体包裹体和同位素特征

(一) 流体包裹体

根据郭振春 1988 年的研究资料，紫木凼金矿矿物流体包裹体按相态可分为单相包裹体、两相包裹和多相包裹体。其中，单相包裹体多为纯液态包裹体；两相包裹体为流体包裹体的主要类型，均一化温度为 40～120℃（表 4-20）。

紫木凼金矿石英、雄黄、方解石、黄铁矿和白铁矿流体包裹体测温结果如表 4-20。假定爆裂温度平均值为成矿温度上限，均一温度平均值为成矿温度下限，其成矿温度具有从成矿阶段 1 到成矿阶段 3 逐渐降低的特点，即由 205～195℃到 155～100℃至 135～40℃。

表 4-20　贵州紫木凼卡林型金矿流体包裹体测温结果

编　号	矿物名称	成矿阶段	爆裂温度/℃	均一温度/℃
Z-8	白铁矿	阶段 1	205	
Z-9	白铁矿		215	
Z-10	白铁矿		215	
Z-11	白铁矿		195	
ZBT-4	方解石	阶段 2		100～120
Z-6	黄铁矿		160	
Z-21	方解石		135	
Z-22	方解石		155	
Z-23	方解石		135	
ZBT-1	石英	阶段 3		90～120
ZBT-5	石英			90～110
ZBT-2	方解石			48～55
ZBT-3	方解石			40～60
Z-16	雄黄		110	
Z-20	石英		135	

资料来源：据郭振春，1988。

(二) 硫同位素

紫木凼金矿不同成矿阶段硫同位素组成列入表 4-21。其中成矿阶段 1 黄铁矿和白铁矿的 $\delta^{34}S$ 值多数接近零值，变化范围为 1.64‰～4.26‰，平均为 2.88‰；成矿阶段 2 黄铁矿和白铁矿的 $\delta^{34}S$ 值，除两个脉状白铁矿样品偏大之外，多数接近零值，黄铁矿变化范围为

0.16‰～2.60‰；成矿阶段3雄黄的$\delta^{34}S$值多数接近零值，变化范围为2.27‰～2.73‰，平均为2.47‰。

表4-21　贵州紫木凼卡林型金矿主要硫化物的硫同位素组成

样号	测定矿物	成矿阶段	$\delta^{34}S$/‰	样号	测定矿物	成矿阶段	$\delta^{34}S$/‰
Z-7	黄铁矿	成矿阶段1	3.58	Z-12	黄铁矿	成矿阶段2	2.60
Z-19	黄铁矿		1.64	Z-13-1	黄铁矿		2.02
Z-8	白铁矿		4.26	Z-14-1	黄铁矿		1.58
Z-9	白铁矿		2.46	Z-1	白铁矿		12.66
Z-10	白铁矿		2.50	Z-3	白铁矿		17.91
Z-11	白铁矿		2.83	Z-15	雄黄	成矿阶段3	2.42
Z-5	黄铁矿	成矿阶段2	2.182	Z-16	雄黄		2.27
Z-6	黄铁矿		0.16	Z-17	雄黄		2.73

资料来源：据郭振春，1988。

总体看来，各种硫化物的硫同位素组成接近，矿物之间的硫同位素分馏作用不明显。因此，各种硫化物$\delta^{34}S$平均值基本上代表了成矿溶液的同位素组成，即$\delta^{34}S_{\Sigma S}\approx\delta^{34}S$硫化物$\approx+3.67$‰，接近于幔源硫。

（三）碳、氧同位素组成

方解石样品的碳、氧同位素组成如表4-22所示。$\delta^{13}C$为$-8.55\times10^{-3}\sim-4.92\times10^{-3}$，平均值为$-6.38\times10^{-3}$。$\delta^{18}O$方解石$=20.02\times10^{-3}\sim22.52\times10^{-3}$。利用奥尼尔(1969)氧同位素平衡分馏方程$1000\ln\alpha_{方解石-水}=2.78\times10^{6}T^{-2}-3.39$计算的成矿溶液的氧同位素变化范围为$\delta^{18}O_{H_2O}=-6.42\times10^{-3}\sim3.97\times10^{-3}$。因此，方解石的碳、氧同位素组成属于沉积岩的碳、氧同位素组成范围，成矿介质水与地下热水总体一致。

表4-22　贵州紫木凼卡林型金矿碳、氧同位素组成(‰)

样　号	测定矿物	成矿阶段	温度/℃	$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O_{SMOW}$	$\delta^{18}O_{H_2O}$(计算)*
Z-21	方解石	成矿阶段2	110	-5.67	20.94	-5.38
Z-22	方解石		110	-8.55	20.02	-4.46
Z-23	方解石		110	-6.39	21.98	-6.42
Z-17-2	方解石	成矿阶段3	83	-4.92	22.52	3.97

资料来源：据郭振春，1988；* 据$1000\ln\alpha_{方解石-水}=2.78\times10^{6}T^{-2}-3.39$(奥尼尔，1969)计算。

（四）铅同位素

紫木凼金矿辰砂和石英的铅同位素组成如表4-23，$^{206}Pb/^{204}Pb$-$^{207}Pb/^{204}Pb$图解如图4-15。如图所示，辰砂和石英的投点落在地幔与造山带之间，表明成矿流体中的铅具有壳-幔混合来源。

表 4-23　贵州紫木凼卡林型金矿床铅同位素组成

样　号	样　品	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$
4Z35	辰砂	18.578	15.502	38.737
4Z6	石英	18.389	15.641	38.360

资料来源：朱赖民等，1998。

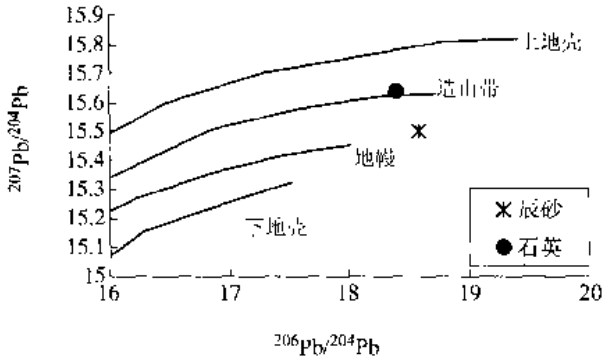


图 4-15　贵州紫木凼卡林型金矿铅同位素$^{206}Pb/^{204}Pb - ^{207}Pb/^{204}Pb$图解

四、紫木凼金矿与美国卡林金矿对比

如表 4-24 所示，紫木凼金矿可与美国卡林金矿相类比，两者的差异表现为紫木凼金矿毒砂含量相对较高，雄黄含量则相对较低，似碧玉岩化和重晶石化不发育。

表 4-24　贵州紫木凼卡林型金矿与美国卡林金矿对比

矿　床	紫木凼金矿床	卡林、阿利盖特山金矿床
赋矿地层	下三叠统，上二叠统	志留系-泥盆系
含矿岩系	右江裂谷槽沉积岩系	含碳酸盐的浊流沉积岩系
近矿围岩	粉砂质黏土岩和泥灰岩	粉砂岩、白云质灰岩、泥灰岩
岩浆活动	矿区附近有岩浆活动	矿区内有岩浆活动
控矿构造	背斜轴部逆冲断层与次级断层交会	大的逆断层与高角度正断层交会
矿体形态	似层状和透镜状	似层状和透镜状
矿石类型	上部氧化带：淋滤矿石和未淋滤矿石，下部未氧化带：黏土型、黄铁矿型、碳酸盐砷型、雄黄型矿石	上部氧化带：淋滤矿石和未淋滤矿石，下部未氧化带：正常型、硅质-似碧玉岩型、黄铁矿型、碳质型和富砷型矿石
围岩蚀变	硅化、黄铁矿化、毒砂化、雄黄化、白铁矿化、碳酸盐化、黏土化和褐铁矿化	硅化-似碧玉岩化、黄铁矿化、雄黄化、辉锑矿-辰砂化、重晶石化和碳酸盐化
共生矿物	自然金、黄铁矿、毒砂、辰砂、雄黄、白铁矿	自然金、黄铁矿、雄黄、辉锑矿、辰砂，毒砂少见
自然金粒度	微细粒显微金和次显微金	显微金与次显微金
共生元素	Au、Hg、As、Sb、Tl	Au、Hg、As、Sb、Tl、Ba

五、成矿机制讨论

紫木凼卡林型金矿床，是滇黔桂卡林型金矿集中区的一个组成部分。在时空分布和成因上，该矿床与我国西南滇黔桂和川甘陕两个金三角卡林型金矿床集中区具有内在本质联系，是我国西南地区卡林型金矿床成矿元素超常富集的具体反映(杨科佑等，1994)。

紫木凼金矿位于扬子地块西南缘之右江裂谷带次级"槽地"内，成矿大地构造环境十分有利(刘文均，1993)。矿区区域不同方向与级次的褶皱-断裂构造纵横交错、叠加复合，二叠纪峨眉山玄武岩和燕山期超基性岩在矿区附近分布，赋矿碳酸盐-细碎屑岩层下伏含金较高的龙潭组底部"大厂层"，成矿地层-构造-岩浆条件有利。裂谷带次级裂陷槽地同生断裂构造活动，促使深部成矿物质通过热水喷流沉积在浅部以"大厂层"形式初始富集。伴随裂谷和裂谷区高地热场的演化，成矿控矿断裂构造进一步活动，形成以成矿控矿断裂带为中心的构造-热液循环体系。深部成矿流体沿成矿控矿断裂进一步上涌，并与下渗的大气降水组成初始成矿热液，活化"大厂层"中分散的金，形成矿液，进而在构造应力的驱动下运移到背斜轴部有利的次级断裂破碎带中富集成矿。因此，裂谷带内多期次活动的断裂构造即是紫木凼金矿形成的动力源，同时也为深部成矿物质和含矿地层中活化金的运移上升通道和赋存空间。可见，构造作用，特别是断裂构造成矿控矿作用是紫木凼金矿床形成的关键所在。

第五章　中国西南地区红色黏土型金矿基本特征及国内外对比

第一节　中国西南地区红色黏土型金矿基本特征

一、红色黏土型金矿的基本概念与分类

(一) 引言

1980 年，在西澳大利亚西南的博丁顿(Boddington)地区，首次发现了产于太古宇绿岩带之上发育的红色风化壳中的大型金矿床，并称之为红土型金矿床(Davy, 1986; Mann, 1984; Symons, 1990)。1985 年，在巴西的巴伊尔(Bahia)地区，再次发现了产于太古宇基底之上发育的红色风化壳中的大型红土型金矿床(Costa, 1993; Weisheng, 1993)。红土型金矿的发现，引起了人们对金在表生条件下经红土化作用而发生迁移富集现象的普遍关注，并在全球的低纬度区，如澳大利亚和巴西的其他地区(Glasson 等, 1988; Freyssnet 等, 1990; Smith 等, 1983; Porto 等, 1995, 1996)、法属圭亚那(Taylor 等, 1989)、美国(Heylmun, 1996)、斐济(Webster, 1984, 1986)、印度(Santosh 等, 1991; Narayanaswamy, 1996)、越南(Shcherbakov, 1992)、马里(Freyssinet, 1989a)、喀麦隆(Freyssinet, 1989b)、加蓬(Lecomte 等, 1989)、塞拉利昂(Davies 等, 1989)、尼日尔(Gleeson 等, 1989)等国，发现了大批红土型金矿床。

中国于 1989 年，首先在湖北嘉鱼蛇屋山发现了产于红色风化壳中的大型金矿床，并将其也称为红土型金矿床。之后在贵州(盛学庸等, 1998; 刘幼平, 1999; 毛砚耕等, 2000; 周茂基, 1996)、云南(李志群等, 1996, 1998, 1999; 张学书, 1997, 1998)、湖南(洪金益, 1995, 1996)、广西(王瑞湖, 2000)等地也先后发现了一大批类似的金矿床。

目前，中国所发现的产于红色风化壳中的金矿床，主要分布于西南地区亚热带-暖温带气候区，而且位于低山丘陵和高原山区等准平原化不发育的地区。

涂光炽教授将我国这种红色风化壳型金矿称之为"红色黏土型"金矿床，并指出"红色黏土型金矿床与国外红土型金矿床在物质组成及形成机制方面存在很大差异，但在产出背景及外观上有若干类似之处，因而在讨论中容易引起混淆"，"90 年代在我国西南地区连续被发现的'红土型'金矿床，实质上是红色黏土型金矿床。它们是在亚热带-温带条件下，硅酸盐造岩矿物崩解为黏土矿物，后者通过对 Au 的吸附作用而形成矿床。"

红色黏土型金矿床这一概念的提出，不仅在理论研究上有利于突破红土型金矿床成矿理论的限制，对于提高中国红色黏土型金矿床的研究水平，完善风化作用成矿理论具有重要的科学意义；而且在找矿实践上有助于冲出红土型金矿床分布范围的局限，对于开拓中国红色黏土型金矿床的找矿范围，合理布置找矿工作具有重要的指导意义。

(二) 红色黏土型金矿床的含义

红色黏土型金矿床是含金较高的地质体经不彻底的红土化作用，使所含的金发生活化

迁移，并被表生矿物吸附而富集于风化壳的某一部位所形成的金矿床。含金较高的地质体是矿质的主要来源，称为矿源岩，可以是原生金矿体或矿化岩，也可以是含金较高的岩石，包括各类火山岩、侵入岩、变质岩和沉积岩。风化壳是矿体的赋存介质，主要由红色黏土组成。

红色黏土型金矿床属于表生风化成因金矿床，其与红土型金矿床和残积型砂金矿床的区别主要取决于红土化作用的程度。红土化作用是地表岩石经化学风化，使易溶组分发生强烈淋失，SiO_2 发生部分或强烈淋失，而 Al_2O_3 和 Fe_2O_3 发生残留的作用。随着红土化作用的深入发展，其产物中的 Fe 和(或)Al 含量越来越高，Si 含量越来越低，即红土化程度越高，脱硅越强烈。Schellmann(1983)根据红土化指数[$SiO_2/(Al_2O_3 + Fe_2O_3)$]分子比，将红土化过程分为高岭土化阶段、弱红土化阶段、中等红土化阶段和强红土化阶段。一般黏土形成于高岭土化-弱红土化阶段，铝土矿形成于弱红土化-中等红土化阶段，褐铁矿(或豆石)为主的红土层形成于中等-强红土化阶段。

在中国的红色黏土型金矿床中，黏土层由多种黏土矿物组成，铝的氧化物和氢氧化物矿物较少，铁质豆石层或硬壳层基本不发育，显然处于红土化过程的初级阶段，其红土化程度不彻底。而在红土型金矿床的黏土层中，黏土矿物主要为高岭石，铝的氧化物与氢氧化物矿物含量较高，铁质豆石层和硬壳层发育，并常与红土型铁矿、锰矿和铝土矿形成共生关系，显然红土型金矿床形成于红土化过程的高级阶段，其脱硅强烈，红土化程度深透。因此，红色黏土型金矿床形成于红土化过程的初级阶段，红土型金矿床形成于红土化过程的高级阶段，而残积型砂金矿形成于红土化作用尚不发育的阶段。

与红土化作用的程度密切相关，不同类型的风化壳型金矿床，金的赋存状态和富集机制不同。红土型金矿床由于经历了深透的红土化作用，金可以充分结晶而形成粒度较粗的金颗粒甚至块金；红色黏土型金矿床因红土化程度较低，金常被黏土矿物吸附，很难形成粗颗粒而常呈次显微金；残积型砂金矿床基本没有经受红土化作用的改造，金主要为原生金颗粒的残余。

造成中国西南地区红色黏土型金矿床发育而红土型金矿床不发育的因素，不但与中国处于亚热带-温带的地理条件有关，而且更主要与中国特殊的地质构造背景有关。

自中生代以来，由于太平洋板块向欧亚板块的俯冲，使中国特别是东部地区处于构造活跃状态。进入新生代，印度板块与亚洲板块的碰撞，导致中国特别是西南地区新生代构造活动十分强烈。强烈的构造活动限制了准平原化的发育，并引起地下水面的剧烈波动，使得风化壳的脱硅作用不强烈，红土化程度不彻底(黄镇国等，1996)，不利于形成红土型金矿床。此外，中国西南地区的基岩多为含有碳酸盐岩的沉积岩系，岩溶作用相当发育，使得地下水的性质有别于红土型金矿床发育的地盾区，也不利于红土型金矿床的发育。

(三) 红色黏土型金矿床的分类

伴随国内对红色黏土型金矿床研究的不断深入，对红色黏土型金矿床的分类受到越来越多的关注。众所周知，矿床的形成无论其时代如何，均有其特殊的决定因素，包括成矿物质及其来源、成矿环境和成矿作用。这 3 个因素在矿床形成过程中是相互联系的，成矿物质及其来源是成矿的基础和前提，成矿环境是外界条件，而成矿作用则是成矿物质在一定的条件下富集而形成矿床的机制和过程。

因此，在一个比较完整的矿床分类中，应充分反应这 3 个因素，其中成矿作用应该是划分矿床成因类型的主要依据。

表 5-1　前人的红土型(红色黏土型)金矿床分类简表

代表作者	分类依据	分类方案		
王书来(1995)	成矿时代	新生代红土型金矿,古生代古风化壳红土型金矿		
	富集堆积方式	淋残积风化红土型金矿,淋坡积风化红土型金矿		
周茂基(1999)	富集堆积方式	原地次生富集型金矿,异地次生富集型金矿		
陈大经(1996,1998)	按成矿时期	古红土型金矿,现代红土型金矿		
	金矿源+成矿作用	初生红土型金矿,改造红土型金矿		
	构造部位+成矿作用+矿源体+金赋存状态	古层间构造带淋积型	蛇屋由式,龙形寨式	
		岩体接触带淋积型	大坊式,北衙式,百色式	
		岩溶洼地堆积型	老万场式,镇圩式	
李志群(1998)	矿源体建造特征	岩控型(侵入岩含金建造、次火山岩含金建造) 层控型(沉积岩中热水渗滤含金建造、火山岩含金建造、变质岩含金建造) 构控型(各含金建造中的断裂构造蚀变带)		
曹新志(1998)	成矿时代	第四纪红土型金矿床,古风化壳红土型金矿床(形成于第三纪)		
	风化原始含金地质体	风化同生红土型金矿床		
		风化再造红土型金矿床	铁帽型金矿床 碎屑岩中卡林型再造红土型金矿床 火山岩系中浸染、网脉状含金多金属再造红土型金矿床 原石英脉、蚀变岩型再造红土型金矿床	
刘国平(1999)	结构构造+原生矿(矿化体)	残积型 迁积型		
刘幼平(1999)	成矿时代+堆积方式+矿源体	古红土型金矿		
		现代红土型金矿	原地残积红土型金矿	含金岩石改造形成的红土型金矿
				金矿石改造形成的红土型金矿
			垮塌堆积红土型金矿	含金岩石改造形成的红土型金矿
				金矿石改造形成的红土型金矿
王瑞湖(2000)	含金红土+矿源体	细碎屑岩类红土型金矿,碳酸盐岩类红土型金矿,火山岩类红土型金矿 基-超基性岩类红土型金矿,蚀变岩类红土型金矿　蚀变构造岩类,夕卡岩类 热水沉积岩类红土型金矿,古砂砾岩类红土型金矿		

红色黏土型金矿床是在表生条件下经不彻底的红土化作用形成的产于红色风化壳中的金矿床,如果按赋矿主岩来划分金矿类型,那么红色黏土型金矿应与绿岩带型金矿、变质碎屑岩型金矿、沉积岩型金矿、火山岩型金矿、侵入岩内外接触带型金矿及砂金矿等一样,是一个独立的类型;如果按矿床的成因来划分金矿类型,那么红色黏土型金矿应属于外生大类中

的风化壳类金矿床，而与红土型金矿床和残坡积型砂金矿床并列。

1. 前人的分类方案

对于红色黏土型金矿床类型的进一步划分，一些专家学者按照不同的观点已提出了多种分类方案(表 5-1)，归纳起来主要有如下 3 种方案：①按成矿时代或成矿时期分类；②按成矿作用或成矿方式分类；③按赋矿构造或控矿建造分类。由于前期的研究工作中，将国内发育的红色黏土型金矿床笼统地称为红土型金矿床，在此将其改称为红色黏土型金矿床。

2. 本文的分类方案

中国的红色黏土型金矿床主要形成于新生代，但其地理分布广泛，成矿的地质背景复杂，矿源体类型多样。因此，本文根据中国红色黏土型金矿床的具体特点，按照不同的原则，进行了多种方案的分类(表 5-2)(饶文波等，2001；杨竹森，2001)。

表 5-2　本文的红色黏土型金矿床分类简表

分类依据	矿床分类		说　明	典型矿床
成矿时代	第四纪红色黏土型金矿		形成于第四纪风化壳内，风化壳松散	湖北蛇屋山
	第三纪红色黏土型金矿		形成于第三纪风化壳内，风化壳松散或轻微固结	云南上芒岗
地貌单元	平原-丘陵区红色黏土型金矿		形成于平原-丘陵地带，有一定程度的准平原化	湖北蛇屋山
	山区红色黏土型金矿		形成于山间盆地、山前剥夷面或低山	云南上芒岗
	高原岩溶区红色黏土型金矿		形成于高原剥夷面上的岩溶洼地或岗丘	贵州老万场
成矿作用控矿建造矿源体类型	层控残积亚型	火山岩初生式	含金火山岩(玄武岩)经红土化成矿作用	贵州水淹塘
		古砂金再造式	砂砾岩型金矿化体，冲洪积作用＋红土化成矿作用	广西四镇
		热水沉积再造式	热水沉积成矿作用＋(铁帽)＋红土化成矿作用	广西龙形寨
		沉积岩再造式	微细浸染型低温热液成矿作用＋红土化成矿作用	湖北蛇屋山
		火山岩再造式	微细/网脉浸染型热液成矿作用＋红土化成矿作用	广西龙塘
		浅变质岩再造式	微细浸染型低温热液成矿作用＋红土化成矿作用	湖南七宝山
	岩控残积亚型	侵入岩初生式	含金侵入岩(花岗闪长岩)经红土化成矿作用	粤西某地①
		侵入岩再造式	微细/网脉浸染型热液成矿作用＋红土化成矿作用	广西泗顶
		接触带再造式	接触交代-热液成矿作用＋铁帽＋红土化成矿作用	云南北衙
	构控残积亚型	破碎带再造式	热液(充填)成矿作用＋红土化成矿作用	云南老金山
		剪切带再造式	动力变质作用＋热液成矿作用＋红土化成矿作用	
	岩溶迁积亚型	岩溶洼地式	热液成矿作用＋崩塌积/坡洪积作用＋红土化成矿作用	贵州老万场

注：① 王曼生，1991。

按照成矿时代的不同，将红色黏土型金矿床分为第四纪红色黏土型金矿床和第三纪红色黏土型金矿床。值得指出的是，这里所说的红色黏土型金矿床，无论其形成时代如何，均是指松散易选冶的类型，或虽经轻微固结，但不影响其选冶工艺的类型。对于那些经固结或半固结而影响其选冶工艺的类型，归入古风化壳型金矿床。

按照矿床所处的地貌单元的不同，将红色黏土型金矿床分为平原-丘陵区红色黏土型金矿床、山区红色黏土型金矿床和高原岩溶区红色黏土型金矿床。这一分类的目的在于展示

红色黏土型金矿床可以形成于不同的地貌单元而无需高度的准平原化，从而拓宽该类型金矿床的找矿区间。

按照成矿作用特征、矿源体类型和控矿建造的不同，对红色黏土型金矿床进行如下划分：①根据控矿建造和成矿作用特征将红色黏土型金矿床分为层控残积亚型、岩控残积亚型、构控残积亚型和岩溶迁积亚型；②根据矿源体经历的成矿作用期次分为初生式（含金岩石经红土化作用形成）和再造式（矿化岩或金矿体经红土化作用形成），并以矿源体的类型加以命名（表 5-2）。这一分类方案是对前人分类的综合，目的是力求简明实用，并尽可能多地包含矿床的成因信息。

二、中国西南地区红色黏土型金矿地质特征及时空分布规律

（一）主要地质特征

中国西南地区的地质发展历程悠久而复杂，造就了相对稳定的地块与强烈活动的活动带相互交织的地质背景，特别是中-新生代以来，印度板块的碰撞导致青藏高原隆升，并使三江地区和扬子陆块西缘发生了强烈的构造活动和岩浆侵位以及广泛的成矿作用。由于红色黏土型金矿的形成与所处的地质背景密不可分，因而中国西南地区的红色黏土型金矿具有有别于典型的红土型金矿的地质特征，主要表现在如下几方面：

1. 区域构造活动相对强烈

由于中国处于太平洋板块、印度板块和欧亚板块相互作用的三角地带，中-新生代的构造活动频繁而强烈。在这种大地构造背景下，活动性断裂的差异升降对红色黏土型金矿床的形成至关重要。一方面使准平原化不发育，代之以多级剥夷面、山间盆地、山前丘陵等的形成，限制了风化壳的红土化程度而形成红色黏土型金矿床；另一方面在红色黏土型金矿床的形成过程中，隆起区内活动性断裂的下降盘有利于含矿风化壳的保存，而沉降区内活动性断裂的上升盘有利于含矿风化壳的出露。因此，红色黏土型金矿床常位于活动性断裂旁侧，如云南潞西上芒岗金矿位于活动性的龙陵-瑞丽大断裂南东侧（李京昌，1998；杨竹森等，2000a），贵州晴隆老万场金矿夹于两条活动性断裂之间（王砚耕等，2000b）。

2. 基岩变质程度低与岩性复杂

中国西南地区的变质结晶基底出露有限，而大面积分布的是未变质或仅轻微变质的岩石，因而红色黏土型金矿床的基岩变质程度很低。然而基岩的岩性却较复杂，有沉积岩、火山岩、侵入岩和各类蚀变岩，其中以沉积岩为主。在沉积岩中又以碳酸盐岩为主，如黔西南一带的红色黏土型金矿（包括老万场、豹子洞、砂锅厂、芹菜坪、干沟、旧寨、砂厂、万人洞、沙地等），云南的胜境关；其次为细碎屑岩。在火山岩中有以中酸性火山岩为基岩的矿床，也有以基性火山岩为基岩者，如贵州的水淹塘。在侵入岩中有花岗闪长斑岩、花岗斑岩、石英斑岩等中酸性岩体和正长斑岩等碱性岩体以及基性-超基性岩体，如云南北衙、铜厂、马厂箐等矿床以碱性斑岩体为基岩。在蚀变岩类中包括蚀变构造岩和夕卡岩等，前者有云南上芒岗等。

3. 矿源体类型多样

中国西南地区特殊的地质背景和复杂的地质历程，决定了金内生富集和成矿的多样性，如微细粒浸染型、蚀变构造岩型、石英脉型、夕卡岩型、热水沉积型等，形成了多种类型含金较高的岩石、矿化岩和矿石。这些含金较高的地质体均可作为矿源体而形成红色黏土型金矿床，其中以卡林型金矿石或矿化岩为矿源岩形成的红色黏土型金矿最多，广泛分布于滇黔

桂地区。

4. 风化壳发育不完整

红色黏土型金矿床是由不彻底的红土化作用形成，风化壳主要由含基岩碎块的黏土层组成，上部很少出现铁质豆石层和铁质硬壳层。一般风化壳的下部为原地残积形成，而上部多为近距离搬运堆积的结果。这在云南上芒岗金矿最明显，风化壳剖面的中部出现层钙华-沼泽堆积，其上为坡积堆积，其下为原地残积堆积。

5. 成矿作用复杂

红土化作用是红色黏土型金矿床成矿的主要作用，但在成矿过程中往往伴随有坡积作用和岩溶作用等，使红色黏土型金矿床在条件不利的高海拔山区也能形成。如贵州老万场金矿在成矿过程中，岩溶作用为成矿提供了有利的储矿场所，并使矿体得以保存；岩溶垮塌和坡积作用使成矿物质向储矿场所聚集，促进红色黏土型金矿的形成。类似情况在滇黔桂地区普遍存在，成为碳酸盐岩红色黏土型金矿床的一大特色。

(二) 红色黏土型金矿时空分布规律

1. 地理分布

从目前已发现的红色黏土型金矿床看，主要分布在中国南部地区(图 5-1)。西南地区的红色黏土型金矿向北分布到北纬 32°左右，向南分布到北纬 23°左右。

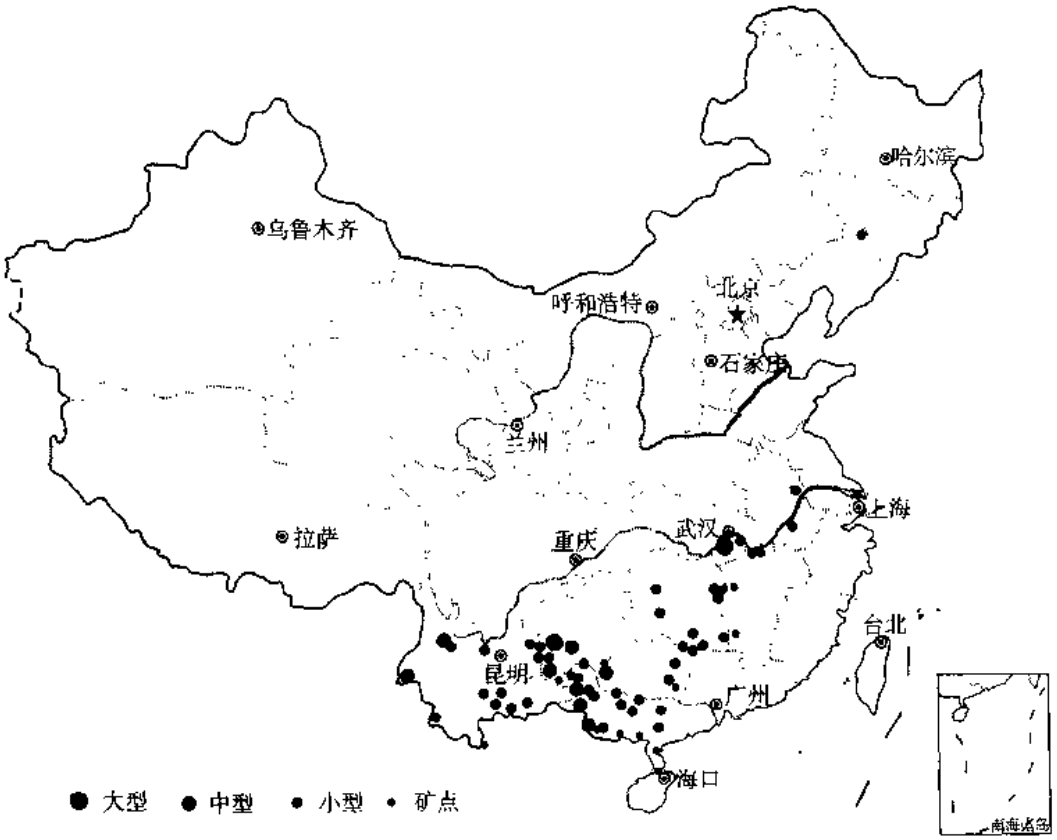


图 5-1 中国红色黏土型金矿床的地理分布示意图

中国第四纪红土特别是成熟度高的网纹红土主要发育在北纬31°以南地区，这一范围明显小于红色黏土型金矿床的分布范围，也小于西南地区红色黏土型金矿床的分布范围。

2. 地貌分布

中国西南地区的红色黏土型金矿床目前主要分布于滇西山区、云贵高原及华中、华南地区的低山丘陵及平原地带。

在云南、贵州境内，红色黏土型金矿床的分布又分两种情况。在滇西山区，红色黏土型金矿床主要分布于山间盆地中的丘陵地带。在元江以东的云贵高原则分布在高原上的丘陵地带，因新构造运动形成了一系列剥夷面，红色黏土型金矿床多分布在这种剥夷面上，如黔西南地区主要分布于海拔1450～1650m的Ⅰ级剥夷面，海拔1280～1550m的Ⅱ级剥夷面，以及海拔1180～1450m的Ⅲ级剥夷面上(图5-2)(王砚耕等，2000a)。此外，在滇黔桂毗邻地区，与岩溶作用密切相关的异地红色黏土型金矿床则主要赋存于岩溶洼地(贵州老万场)、岩溶漏斗、溶洞等微型地貌中。

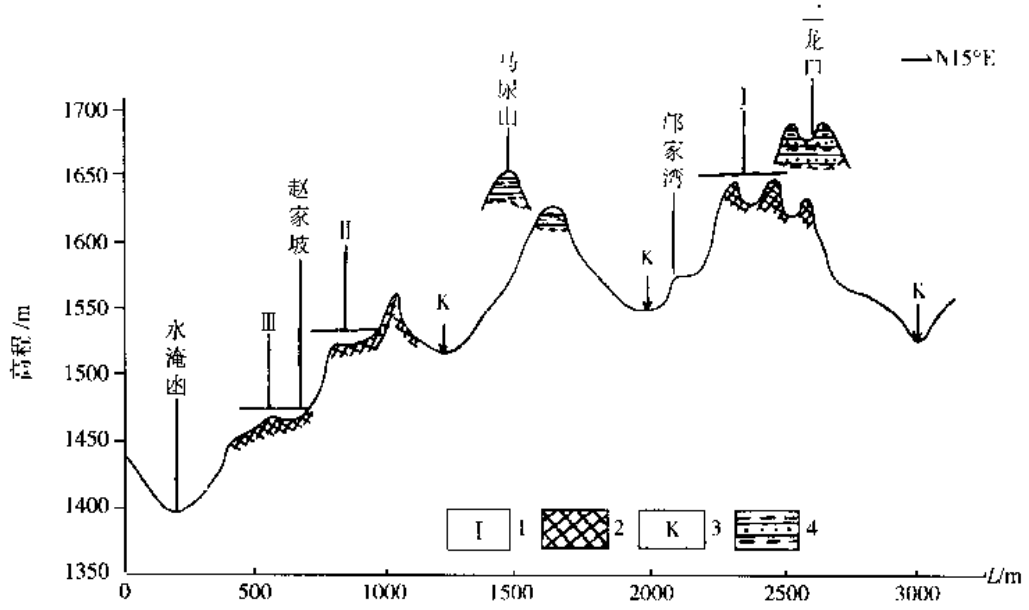


图5-2 贵州安龙豹子洞金矿喀斯特地貌与矿床展布关系

(据王砚耕等，2000a)

1—喀斯特剥夷面级序；2—金矿分布地貌部位；3 高位喀斯特洼地；4—峰顶残存上二叠统碎屑岩

3. 时代分布

在早更新世早期，中国的红色风化壳主要发育于云南南部。

云贵高原的喀斯特地貌形成于早更新世晚期和中-晚更新世，而红土化的高峰期与早更新世晚期和中更新世中期两次暖热气候期相对应，这两次暖热气候期的时间跨度分别约为70万年和20万年，几乎占据了第四纪整个暖热气候时间长度的90%，表明云贵高原的红色风化壳是在早更新世晚期至中-晚更新世期间的产物，因此，云贵高原的红色黏土型金矿床应主要形成于中晚更新世。

此外，滇西地区经过渐新世末和中新世两次夷平作用和多次构造抬升，在上新世发育山

间盆地中的河湖相含煤沉积，反映该区属于温暖湿润气候，腾冲盆地上新世硅藻土中的孢粉组合也说明上新世为亚热带温暖湿润气候，因而滇西地区部分红色黏土型金矿床为上新世晚期的产物，如上芒岗金矿。

三、中国西南地区红色黏土型金矿成矿控制因素

红色黏土型金矿床的发育和形成受诸多因素的控制，概括起来主要有下列几方面。

（一）区域地质因素

红色黏土型金矿床的形成必须有能够提供矿质来源的原生矿源体的存在，而矿源体的形成依赖于有利的区域地质背景。例如，滇黔桂地区曾经历过以大规模的峨眉山玄武岩喷发为标志的裂谷活动（夏邦栋等，1992），导致上地幔隆起区地壳的伸展减薄，形成以右江裂陷槽为代表的拉伸盆地和不同规模的拉张断裂系统，控制着巨厚的碳酸盐岩和碎屑岩的沉积，并引发深部岩浆活动和基性岩浆喷发，使区域地热增温，在相当长一段时期内驱动大规模的区域性流体循环，形成以卡林型金矿床为特征的大型矿集区，为新生代的红色黏土型金矿床的形成和发育提供了充分的矿源体，致使该区发育了众多的红色黏土型金矿床，老万场金矿即为其中的一员。此外，区域构造活动控制着地貌发育和表层水系统的活动特征，进而影响红色黏土型金矿床的形成。区域地层的岩性特征可以控制地下水的酸碱性质，影响金的表生迁移能力和迁移形式。

（二）新构造活动因素

一般在地壳上升速度小于或等于风化速度时，矿源岩的风化界面可与地下潜水面保持一致，并随潜水面的下降而向下延伸，可以形成厚度较大、红土化程度较高的红色黏土风化壳，相应地形成矿体厚度较大的红色黏土型金矿床；在地壳上升速度大于风化速度时，矿源岩的风化界面逐渐脱离地下潜水面，导致风化作用向下延展的速度越来越慢，形成的风化壳厚度较薄，且红土化程度较低，不利于红色黏土型金矿床的形成；而在地壳下降的沉陷区，地下潜水面向上抬升，矿源岩的风化界面处于地下潜水面之下的还原环境，风化作用基本停止，难以形成红色黏土型金矿床。因此，新构造活动的特征和强度对红色黏土型金矿床的形成具有明显的控制作用。在差异升降不明显的缓慢抬升区最有利于红色黏土型金矿床的形成，并可进一步发育成红土型金矿床，如西澳大利亚的 Boddington 金矿和巴西的 Bahia 金矿均位于准平原化的缓慢抬升地盾区。在差异升降明显的强烈抬升区，活动性断裂的下降盘可以减缓地壳上升的速度和地表剥蚀的速度，构成有利于红色黏土型金矿发育的局部环境，并使形成的矿床能够保存下来，如云南上芒岗金矿和贵州老万场金矿均位于第四纪强烈上升的云贵高原，但矿床具体受矿区内活动性断裂的下降盘控制。在以沉降为特征的地区，活动性断裂的上升盘可以构成有利于红色黏土型金矿发育的地带。

（三）气候因素

热带和亚热带气候具有雨量充沛、气温较高的特点，且生物繁盛，有利于化学风化和生物风化作用的进行，使矿源岩能够充分地风化分解，并使之发生红土化作用及相应的成矿作用形成红色黏土型金矿床。云南上芒岗金矿形成于潞西和遮放上新世盆地发育时期，盆地沉积层中所夹的煤层和腾冲火山盆地沉积的硅藻土中的孢粉组合显示上新世时期为湿热的热带和亚热带气候（李百福，1994），这一时期湿热同季、干湿分明，有利于红土化作用及成矿作用的进行。因此，热带雨林气候和热带稀树干草原气候是有利于红色黏土型金矿床形成

的气候条件，即气候因素应表现为热带、亚热带干湿交替、气温较高、雨量充沛的特征。

（四）地形地貌因素

赋矿红色黏土层的形成要求剥蚀速度小于风化速度，因此准平原及低山丘陵、山前丘陵、山间盆地、山麓剥夷面等弱剥蚀地貌形态是控制红色黏土型金矿形成的重要因素。这种地貌一般是在地壳相对稳定的条件下由外动力地质作用形成的，也是一种有限的侵蚀剥蚀环境，既有利于红色风化壳的形成，同时又对地下水的运移有控制作用，从而控制了红色黏土型金矿床的形成。一般在准平原和低山丘陵地貌区，由于地势平坦、植物繁茂，化学风化和生物风化作用强烈，并且风化产物能大量残留原地或近原地堆积，可形成厚度较大的红色黏土层，为矿质的富集提供了宽大的赋矿空间，形成的矿床规模往往较大。在山前丘陵和山麓剥夷面地貌区，地形高差较大，剥蚀作用限制并破坏表层风化壳，使红色黏土剖面的厚度变化较大，平均厚度较薄，形成的矿体数量多而矿床规模往往较小。如云南上芒岗金矿位于滇西深切山区，处于遮放山间盆地边缘的山麓剥夷面上，矿区内地形起伏，相对高差可达300m，赋矿红色黏土层主要在冲沟负地形内发育，最大厚度约40m，形成的矿体数量多，但矿床规模小。

（五）水文地质因素

红色黏土型金矿床的形成直接与地表水及地下水的运动形式和水的成分有关。地下水一般分为渗透带、流动带和停滞带。在上部的渗透带主要发生金的活化迁移，在流动带（潜水面附近）则发生金的沉淀富集，而在下部的停滞带，氧化作用基本停止，金的活化迁移微弱，仅在局部汇水的低洼处有少量金的富集。在潜水面长期相对稳定的情况下，可形成连续性好、侧向延伸大的矿体。当地壳缓慢抬升，地下水面逐渐下降的情况下，可形成矿体厚度大的大型金矿床。若潜水面发生明显变化时，可形成多层矿体。此外，良好的地表水-地下水补给循环系统有利于红色黏土型金矿的形成；地下水中氯化物的含量对金的活化迁移形式有影响，Cl^-含量高，金常以氯化物络合物的形式迁移，Cl^-含量低，金就以硫代硫化物、二硫化物络合物或羟基络合物形式迁移。

四、红色黏土型金矿金的迁移富集机制

金的化学性质稳定，自然界中常以自然金形式出现。但在表生条件下金可与Cl^-、OH^-、$S_2O_3^{2-}$等形成可溶性的络合物进行迁移和富集。

（一）金的活化迁移

金在表生条件下可与Cl^-、OH^-、$S_2O_3^{2-}$等络合剂形成较稳定的可溶性络合物而活化，并随地下水的下渗和侧向流动而迁移。其中在强酸性和有Cl^-存在的氧化条件下，主要以$AuCl_4^-$形式活化迁移（Miller, et al., 1973; Mann, 1984; Webster, et al., 1984）：

$$4Au + 16Cl^- + 3O_2 + 12H^+ = 4AuCl_4^- + 6H_2O$$

在近中性和弱氧化条件下，主要以$Au(S_2O_3)_2^{3-}$形式活化迁移：

$$2Au + 4S_2O_3^{2-} + H_2O + 1/2O_2(g) = 2Au(S_2O_3)_2^{3-} + 2OH^-$$

这些络合反应主要在地下潜水面以上部位发生。此外，在碱性和有Cl^-存在条件下，金还可以$AuOH_4^-$和$AuOH_2^-$形式活化迁移，但该种形式的络合物不稳定。

由于红色黏土型金矿床的矿源体中常含有大量硫化物矿物，如湖北蛇屋山金矿及云南

上芒岗金矿、贵州老万场金矿等滇黔桂地区与卡林型金矿有关的红色黏土型金矿床，风化原岩中的蚀变岩或原生金矿矿石中常含有较多的微细粒黄铁矿，其在红土化过程中于近地表的弱氧化环境中极易发生分解，可产生大量 $S_2O_3^{2-}$，即：

$$2FeS_2 + 3H_2O + 7/2O_2 = 2FeO(OH) + 2S_2O_3^{2-} + 4H^+ + 14e$$

而黏土层之下的碳酸盐岩对酸性溶液具中和作用，限制了地下水酸性程度的增加，如上芒岗金矿红色黏土的去离子水浸泡柱的 pH 值介于 5.04～7.34 之间。因此，在红色黏土型金矿床形成过程中，金主要以 $Au(S_2O_3)_2^{3-}$ 形式活化迁移。

此外，与金经常伴生的银，在金活化的同时，也得到活化，即：

$$4Ag + 4Cl^- + O_2 + 4H^+ \rightarrow 4AgCl^0 + 2H_2O$$

由于金具有很高的氧化-还原电位，金的溶解需要较高的氧条件，而银所需要的氧化条件相对较低，所以银优先从金银合金中淋滤出来，并在金发生沉淀时，溶解度较大的银仍然溶解在溶液中，使金银发生分离，金的成色增高。如上芒岗金矿中金的成色为 998，蛇屋山金矿中金的成色为 997。

（二）金的沉淀富集

在红色黏土层上部被活化的金，随地下水的下渗而向下迁移，并在潜水面附近横向扩散。当遇到因黄铁矿等矿物分解释放的低价铁、锰离子时，络合物中的金便被还原沉淀，而铁、锰则形成针铁矿和软锰矿：

$$Au(S_2O_3)_2^{3-} + Fe^{2+} + 4H_2O = Au\downarrow + FeOOH + 5H^+ + 2SO_4^{2-} + 2HS^-$$

$$Au(SO_4)_2^- + Mn^{2+} + 2H_2O = Au\downarrow + MnOOH + 2SO_4^{2-} + 3H^+$$

$$AuCl_4^- + 3Fe^{2+} + 6H_2O \rightarrow Au\downarrow + 3FeOOH + 4Cl^- + 9H^+$$

$$AuCl_2^- + Fe^{2+} + 2H_2O = Au\downarrow + FeOOH + Cl^- + 3H^+$$

由于针铁矿和软锰矿对金具有较强的吸附作用，使金在含针铁矿和软锰矿较高的部位富集。因此含铁质豆粒、结核和（铁）锰质结核的部位是金富集的层位。

五、中国西南地区红色黏土型金矿的成矿时代

红色黏土型金矿是矿源岩在表生条件下由不彻底的红土化作用形成，其赋矿介质为松散的红色黏土层，这给直接的同位素测年带来了极大的困难，目前尚无这方面的报道，因此，对红色黏土型金矿的成矿时代主要依据地貌地质、构造地质和孢粉分析资料来确定。

云南上芒岗金矿所处的地貌位置（潞西和遮放盆地之间的低山带）和黏土剖面的堆积特征，表明其成矿时代应为上新世末期。滇西地区和青藏高原一样，在第三纪中晚期经历了渐新世末和中新世两次夷平作用和多次构造抬升（崔之久，1996），形成了潞西和遮放盆地上新统河湖相含煤地层。在盆地沉降过程中，盆缘的斜坡地带为地下埋藏型岩溶的发育提供了条件。当山盆趋于夷平，盆缘的碳酸岩上便可发育覆盖型岩溶，偶尔还可形成沼泽地，并被其后的坡积物所覆盖。进入第四纪，由于强烈的构造抬升，使矿床所在的部位冲沟下切，红色黏土层遭受剥蚀而没有沉积。因此，矿床的红色黏土层主要形成于上新世末期。对羊石山矿段下伏于红色黏土层之下的煌斑岩脉进行钾-氩同位素测年，其年龄值为 23.1±1.5 Ma，属中新世早期。由于该煌斑岩脉在地表出露部位发生了红土化，显示红土化作用至少应晚于这一年龄，说明红色黏土型金矿形成于上新世末期的结论是合理的。此外，由腾冲地

区上新世硅藻土中的孢粉组合可知，上新世为亚热带温暖湿润气候，是红土化发育的必要条件，而第四纪呈现冷暖交替气候，不利红土化的发育，这从另一个侧面证实了该矿床形成于上新世末期。

贵州老万场金矿的岩溶地貌特征显示其成矿时代为第三纪末—第四纪初(盛学庸和韩至钧，1998)。该矿床所处地区岩溶十分发育，且明显地呈现多期性。从地表岩溶谷地的套叠关系可知，至少可以分为三期。最早一期也是与成矿关系最为密切的一期称为"宽谷期"，形成宽阔的岩溶谷地，刻蚀于高度为 1800m 的"山盆期"剥夷台面内，洼地底面标高在 1300m 以上。老万场金矿就产在沿安谷断裂发育的狭长岩溶谷地中。在老万场一带 1200m 标高的斜坡上，常可见到与现代水流毫不相干而又风化较深的浑圆状硅质岩砾石，推测很可能是同期地下河冲积物经后期剥蚀破坏的残留物，其特征与其他地区"宽谷期"同类残留堆积物极为相似，其时代应为新第三纪末—第四纪初期。第二期岩溶表现为串珠状分布的平底洼地，套叠在前期谷地堆积物之上。于各平底洼地底面，常常又再套叠有最新一期岩溶漏斗，与现代地下河相连。由于后期岩溶的叠加和剥蚀，第一期岩溶谷地已遭强烈改造，谷内堆积的红色黏土及部分矿体被上叠的后期洼地和漏斗所切割，部分岩溶形态被破坏。由此判断老万场金矿的形成时代应主要为新第三纪末—第四纪初期。

上述成矿时代分析显示，中国西南地区的红色黏土型金矿的成矿时代存在新第三纪上新世末—第四纪更新世初和第四纪中更新世两个峰值段，与中国西南地区红色风化壳的发育时代一致。

第二节　中国西南地区红色黏土型金矿与国内外对比

红色黏土型和红土型金矿床均具有埋藏浅、易采、易选、经济效益高等特点，已引起人们的广泛重视，对这类金矿床的研究正在悄然兴起。由于红色黏土型金矿床与红土型金矿床具有一定的相似性，因而对两者的研究程度和研究成果可资相互借鉴。

一、国外红土型金矿研究

自红土型金矿床发现后，对该类型金矿及相关的红土化作用的研究日趋国际化。20 世纪 80 年代初的 IGCP129 项目专门研究了风化作用，1986 年印度地质调查所编写了《红土化作用》专著；1987 年 4 月在法国举行的第 12 届地球化学勘探会议专门讨论了红土环境中的金矿和热带地区的勘探研究；1991 年的 IGCP 317 项目——前第四纪地球上风化作用记载——更广泛地研究了风化作用及其成矿作用。纵观国际上对红土型金矿的研究，其重点集中在如下几方面：

(1)对红土剖面进行了详细研究(Costa M L, 1993; Weisheng Zang 等, 1993)。典型红土型金矿的红土剖面自上到下可划分为 6 个带：表层红土—硬(铁)壳带—斑点带(铝土矿带)—杂色黏土带—腐泥岩带—基岩带。

(2)对矿物组成进行了研究(Davy R & El-Ansary M, 1986; Costa M L, 1993; Weisheng Zang 等, 1993)。红土型金矿的表层红土和硬壳带主要由铁的氧化物和氢氧化物组成，斑点带主要由铝土矿组成，杂色黏土带以高岭石为主。

(3)对金的赋存状态进行了详细研究(Mann A W, 1984; Freyssinet 等, 1989b; Colin 等, 1997)。金主要呈游离态,在红土型金矿中与铁的氧化物和氢氧化物关系密切,并常见明金乃至块金。

(4)对金的成色、粒度和表面形态进行了详细研究(Freyssinet 等, 1989a; Mann A W, 1984; Freyssinet 等, 1989b)。金的粒度和成色在红土剖面中呈规律变化,表面经常发育溶蚀构造,表明金发生了化学迁移和再沉淀。

(5)对红土的 pH、Eh 值进行了研究,明确了金、银在红土化环境中的热力学行为(Freyssinet 等, 1989b)。

(6)对该类型金矿床的地球化学和生物地球化学进行了研究(Davy R & El-Ansary M, 1986; Butt C R M 和 Zeegers H, 1989; Davies T C 等, 1989; Costa M L, 1993)。依据微量元素地球化学将该类型金矿床划分为迁移型、残留型和迁移再沉淀型,并总结了生物地球化学标志。

(7)对该类型金矿床的形成条件进行了研究。原生矿体和(或)原生矿化是矿床形成的先决条件,稳定长期的风化作用是矿床形成的动力来源,而地理、气候、植被条件是影响风化作用的因素(Butt C R M 和 Zeegers H, 1989)。

二、国内红色黏土型金矿研究

国内自 1989 年发现湖北嘉鱼蛇屋山大型红色黏土型金矿床以来,对该类型金矿床及相关的红土化作用的研究逐步加强,先后发现了一批红色黏土型金矿床,并对其进行了初步研究,主要表现在下列几方面:

(1)对红色黏土型金矿床的地质特征及成矿条件进行了研究(吕伯西, 1994; 洪金益等, 1996; 陈大经等, 1998, 1999; 张学书, 1997; 高振敏等, 2000a; 何维基, 1998; 张祖海, 1998; 李志群, 1998, 1999; 盛学庸等, 1998; 涂光炽, 1999; 孙承兴等, 1999; 王燕, 1999; 陈根文等, 1999; 刘幼平, 1999; 王砚耕等, 2000a; 王瑞湖, 2000)。地质特征表现为矿床产于红色风化壳中,矿体受基岩、原生聚矿构造及红土化程度控制,矿石松散,金以游离态自然金为主,矿床形成于特定的地质时期;成矿条件主要包括基岩、气候、构造、地貌和水文条件。

(2)对红色黏土剖面进行了研究(李松生, 1993, 1997; 张学书, 1998; 邱祖林等, 1998; 刘腾飞, 1999; 徐惠长等, 1999; 蒋年生, 1999; 杨竹森等, 2000b)。对红色黏土剖面的分带可归纳为(自上而下):表土带、硬壳带(个别矿床发育)、红色黏土带、黑色黏土带(个别矿床发育)、浅色黏土带、腐泥岩带、基岩带。

(3)对红色黏土层的矿物组成及矿物特征进行了研究(洪汉烈, 1997; 杨竹森等, 2001)。表生成因矿物以伊利石、高岭石等黏土矿物和针铁矿为主,绿泥石、蒙脱石和三水铝石少量;基岩残留矿物主要为石英。

(4)对金的赋存状态及金矿物特征进行了研究(刘腾飞, 1996; 洪汉烈, 1997; 洪汉烈等, 1998; 饶文波等, 2000)。金以纳米级的微粒吸附于黏土矿物(伊利石和高岭石)和针铁矿的边缘,成色在 990 以上,为自然金。

(5)对红色黏土型金矿床及红土化作用的地球化学特征进行了研究(金景福, 1995; 陈履安, 1999, 2000)。探讨了成矿过程中的地球化学作用及喀斯特红土化对红色黏土型金矿床形成的影响。

(6)对铁帽型金矿床及与红色黏土型金矿床的关系进行了研究(李瑛等,1990;陆玉梅等,1993;李志群,1996;曹新志等,1998)。将铁帽型金矿床氧化剖面分为贫金铁帽亚带和次生金富集铁帽亚带;对含金硫化物基岩区红色黏土型金矿床的成矿作用进行了研究;认为铁帽型金矿床属于红色黏土型金矿床的一个亚类。

(7)对红色黏土型金矿床的分类进行了研究(周茂基,1996;陈大经等,1998,1999;曹新志,1998;刘国平等,1999)。按成矿时代分为古红色黏土型金矿床(或古风化壳红色黏土型金矿床)和现代红色黏土型金矿床(或第四纪红色黏土型金矿床);按矿源体特征分为初生红色黏土型金矿床(或风化同生红色黏土型金矿床)和改造红色黏土型金矿床(或风化再造红色黏土型金矿床),并进一步划分出3个亚类7个矿床式;按成矿过程分为残积型和迁积型或原地次生富集型和异地次生富集型。

(8)对红色黏土型金矿床的遥感地质特征进行了研究(植起汉等,1997;朱谷昌等,1998)。根据红色黏土型金矿床主要矿物的波谱特征,设计了提取TM图像有关信息的方法,获取了已知红色黏土型金矿床的遥感信息,可作为找矿预测的主要标志之一。

由于国内红色黏土型金矿发现历史较短,虽然进行了较广泛的研究,但在研究程度上不够深入,也缺乏系统性,特别是在金的迁移富集特征、成矿理论、成矿规律及有效的勘查技术手段方面有待更深入系统的研究。

三、中国西南地区红色黏土型金矿与国外红土型金矿的差异

我国西南地区的红色黏土型金矿与国外典型的红土型金矿有些相似之处,它们都是在表生条件下由红土化作用形成的,但它们之间存在许多明显的差异:

(一) 区域构造活动性差异

国外红土型金矿床发育于构造长期稳定的地盾或地台区,处于准平原化地貌和热带气候条件,有利于红土化作用的深透发育。如巴西的Bahia和澳大利亚的Boddington等,大都位于稳定的地盾区,新构造运动的差异升降活动不明显,准平原化程度很高,使得红土化风化壳厚度均一的广泛分布。

我国西南红色黏土型金矿床集中地区分布于亚热带,具有红土化作用发生的有利气候条件,但新生代构造活动强烈而频繁,所处地区一般为高山-丘陵地貌,地形切割强,地下水位上下波动剧烈,不利于红土化作用的充分发育。虽然,中国西南地区新生代的断陷盆地和穹隆构造及断裂构造发育,为喀斯特地貌形成创造了有利条件,为红色黏土型金矿成矿准备了储矿空间。但是,由于新生代以来的新构造活动频繁和强烈,差异升降显著,准平原化程度极低,限制了风化壳的发育,仅能在局部低洼处形成了厚度变化很大的红土化风化壳。

(二) 基岩岩性差异

国外红土型金矿的基岩大部分为中深程度的变质岩,包括变质安山岩、粗玄岩、花岗闪长岩、基性火山杂岩等,少数为变质沉积岩,在成矿过程中缺乏岩溶作用,使地下水的酸性程度较高,有利于深透的红土化作用的发生。

我国西南地区红色黏土型金矿的基岩,主要为未变质岩石,其中大部分是沉积岩,包括碳酸盐岩和细碎屑岩,少部分为中酸性-碱性斑岩体。而且,在矿体之下为厚度较大的碳酸盐岩,使得成矿过程中发生了强烈的岩溶作用。

(三) 矿体及与原生矿关系的差异

国外红土型金矿床，主矿层主要赋存于红土化比较充分的含铁带和黏土带上部，矿床规模较大，矿石品位较低，但变化较小。

我国西南地区的红色黏土型金矿床，赋矿层位在剖面各带中无明显的选择性，矿体的形态和厚度受风化壳底部不整合面形态控制，矿床规模较小，矿石品位较高，但变化较大。

近年，虽然国外红土型金矿床的基岩中也发现了具有经济价值的高品位原生矿，但是，红土型金矿体的面积比原生金矿体的剥蚀面积要大得多，指示金发生了明显的侧向迁移。

我国西南地区的红色黏土型金矿床，矿体的面积与基岩中原生矿的剥蚀面积相差不大，反映金的侧向迁移不明显，主要表现为垂向迁移。

（四）风化壳剖面差异

国外红土型金矿的红土层主要为原地残积形成，风化壳发育完整，剖面厚度较大且稳定，发育较完全，剖面分带明显，从上至下一般包括：表层红土—铁质豆石或硬壳带—斑点带（铝土矿带）—杂色黏土带—腐泥岩带—基岩。

我国西南地区的红土型金矿床的红色黏土层成因类型复杂，风化壳厚度变化大，古喀斯特地貌的沟槽和漏斗部位红土层可厚达 60m，而凸地部位仅有 1m 或更浅。而且，大部分金矿床剖面厚度较小，剖面发育不完整，缺失硬壳带和斑点带，反映其风化程度较低。

（五）化学成分差异

在国外红土型金矿床中，红土剖面上部以 Fe_2O_3 为主，SiO_2 含量很低，向下部 SiO_2 含量逐渐降低，Al_2O_3 的含量平均在 20% 以上。

在我国西南地区的红色黏土型金矿床中，整个黏土剖面均处在 SiO_2 高含量范围内，没有出现 Fe_2O_3 的明显富集（图 5-3），Al_2O_3 的含量平均在 20% 以下。例如，云南省土芒岗金矿红色黏土型矿石中以 SiO_2 含量在 55% 以上，Fe_2O_3 和 Al_2O_3 含量低，Fe_2O_3 的含量均在 20% 以下，最高也未超过 25%。因此，相对于国外红土型金矿床，我国西南地区的红色黏土型金矿床处于初期脱硅阶段。

（六）矿物成分差异

国外红土型金矿床的铁质豆石层或硬壳层发育，红土型金矿红土层矿物组成主要由铁（或铝）的氧化物或（和）氢氧化物构成（针铁矿、褐铁矿、赤铁矿和三水铝石等），黏土矿物产在红土层之下，并主要由高岭土构成，常见有三水铝石。在红土剖面的上部主要由针铁矿、赤铁矿、三水铝石等铁和铝的氧化物和氢氧化物组成，向下以高岭石、埃洛石等 1:1 层型黏土矿物为主，只有剖面的底部才有大量伊利石等 2:1 层型黏土矿物出现。

在我国西南红色黏土型金矿床中，矿物组成主要集中在伊利石、绿泥石等 2:1 层型黏土矿物高含量范围内，高岭石和埃洛石等 1:1 层型黏土矿物含量较低，铁、铝的氧化物和氢氧化物矿物（针铁矿、褐铁矿、赤铁矿和三水铝石等）含量更低甚至微量出现（图 5-4），呈现出多种黏土矿物并存和铁铝氧化物很少的特征，反映其红土化程度仍处于初级—中级阶段。

（七）金的赋存状态差异

国外红土型金矿床金的粒度较大，一般在 10μm 以下，但经常出现明金乃至块金，金与铁（或铝）的氧化物和氢氧化物密切相关，主要以游离态形式存在于针铁矿的富集部位。金的粒度和纯度随剖面的特征有规律地变化，表面经常发育溶蚀构造，反映金发生了化学的迁移和再沉淀，其中的银经常被带走而使金的纯度增加。

我国西南地区的红色黏土型金矿床，金的粒度较小，一般为纳米级，多为 50～500nm，少

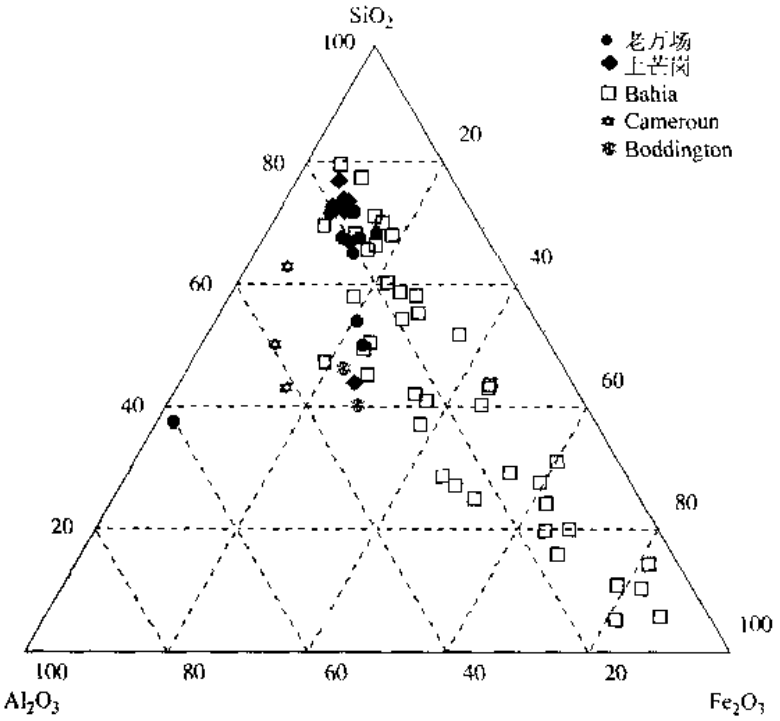


图 5-3　红色黏土型金矿与红土型金矿的 SiO_2-Al_2O_3-Fe_2O_3 图

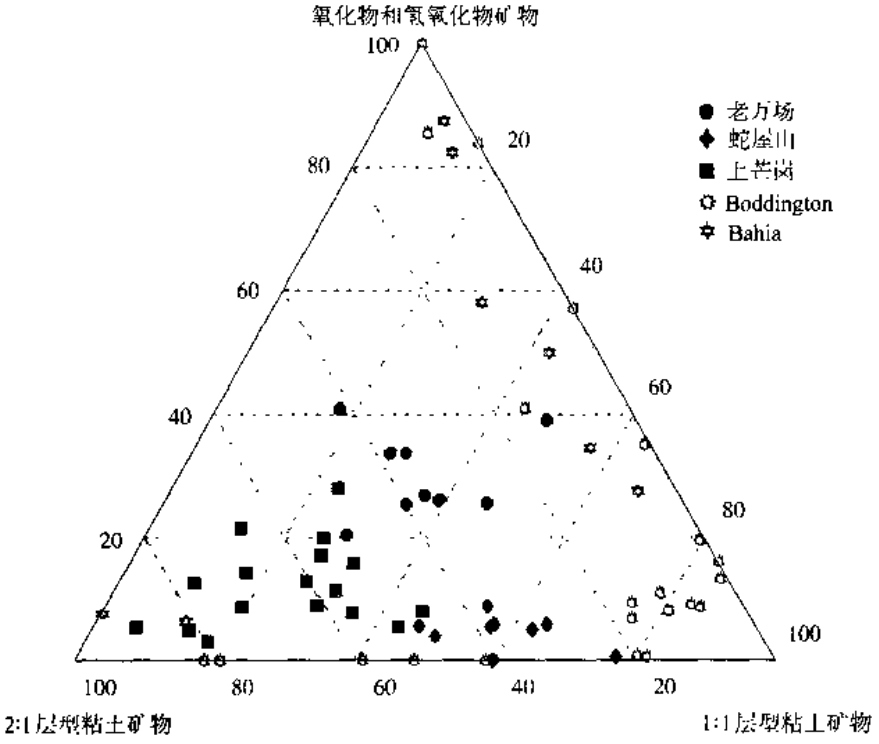


图 5-4　红色黏土型金矿与红土型金矿的表生矿物三角图解

数可达微米级，明金少见。金主要呈次显微状吸附于针铁矿、伊利石和高岭石的边缘，少部分被包裹于针铁矿和黏土矿物中。很难观察金表面溶蚀构造和测量金的纯度，这些显微金粒常被褐铁矿、软锰矿、黏土矿物等所吸附。

上述七点差异反映我国西南地区红色黏土型金矿矿石的红土化作用不完全，去硅作用不彻底，Fe_2O_3 和 Al_2O_3 不富有，黏土矿物含量高，多种黏土矿物并在，氧化作用弱等特点。红土化作用只达到黏土阶段，即红土化的初-中级阶段。造成红土化作用不完全的原因主要是新生代以来新构造活动频繁而且强烈，准平原化作用不强及基岩性质差异等。因此，根据中国西南地区这类风壳型金矿床的地质地球化学特点，不能硬套国外的红土型金矿床模式，称之红色黏土型金矿为宜。

（八）中国西南地区红色黏土型金矿床的红土化参数指标

1．红土化指数

$SiO_2/(Al_2O_3+Fe_2O_3)$（分子数比），是红土化程度的量度，其值越小，表明去硅作用强烈，红土化程度越高。我国西南地区红色黏土型金矿红土化指数明显较高。

2．淋溶系数

$SiO_2/(K_2O+Na_2O+CaO+MgO)$（分子数比），是被淋失元素相对淋滤程度的富集度量。与国外红土型金矿不同，我国西南地区的红色黏土型金矿淋溶系数相对较高。

3．残积系数

$(Al_2O_3+Fe_2O_3)/(K_2O+Na_2O+CaO+MgO)$（分子数比）用来衡量活动元素流失而使不易迁移的铝、铁的富集程度。我国西南地区的红色黏土型金矿红色黏土中发生了轻微的富集铁和铝，比国外红土型金矿低得多。

4．氧化系数

Fe^{2+}/Fe^{3+} 比，是风化壳氧化程度的量度。我国西南地区红色黏土型金矿红土剖面上部氧化程度高，因处于潜水面以上的开放环境，下部氧化程度低，因处于古潜水面以下。

5．脱硅富铝系数

SiO_2/Al_2O_3，硅铝比值反映红色黏土的脱硅富铝程度。我国西南地区红色黏土型金矿剖面下部其值较小外，上部部位均在 5.9 以上，说明红色黏土总体上脱硅富铝程度不高。国外红土型金矿红土剖面中其值均低于 2，说明脱硅富铝程度高，该系数又可说明铁、铝分离情况。

四、小结

在对云南上芒岗、贵州老万场红色黏土型金矿的矿床地质特征及产出的地质背景调查研究的基础上，结合矿物学和矿床地球化学的综合分析研究，借鉴已有的红土化作用及其成矿作用的研究成果和认识，对红色黏土型金矿床与红土型金矿床进行了对比，对红色黏土型金矿床的成矿特征和成矿控制因素进行了分析。在此基础上，较为系统地总结了红色黏土型金矿床与红土型金矿床的差异以及红色黏土型金矿床的分布规律，并较为系统地阐述了红色黏土型金矿床的主要地质特征和地球化学特征。所取得的主要进展或认识如下：

（1）红色黏土型金矿床与红土型金矿床存在着明显的差异，主要表现在红色黏土型金矿床相对于红土型金矿床其赋矿风化壳的发育程度较差，红土化程度较差，物质组成中多种黏土矿物并存，金以细分散态和吸附态为主。造成这些差异的主要原因与红色黏土型金矿床

所处的地质背景中新构造活动较强烈、地貌的准平原化程度低、基岩以含碳酸盐岩的沉积岩为主等因素有关。

(2)红色黏土型金矿床的形成不必需要高程度的红土化,只要有矿源体的存在,能够提供较充足的矿质来源,在适当的气候和地貌条件下,经不彻底的红土化作用即可形成。因此,红色黏土型金矿床的分布范围要宽广得多,不但分布在中国西南地区的红色风化壳分布区,而且在中国南方与新第三纪晚期和第四纪中更新世较湿热气候有关的风化壳中也可以形成,这一点对该类型金矿的找矿工作具有重要指导意义。

(3)红色黏土型金矿床的矿床地质特征与其所处的地学背景密切相关,准平原化程度较高的地区矿床规模大,准平原化程度低的地区矿床规模相对较小。赋矿红色黏土剖面由下部的原地堆积部分和上部的近距离搬运堆积部分构成,矿体主要赋存在剖面的中下部。矿体的分布受基岩中的构造特征和风化界面的形态双重控制。

(4)红色黏土型金矿床的物质组成中,脱硅和高铁铝化程度低,SiO_2 的平均含量仍在52%以上,矿物成分中多种2:1层型的黏土矿物与1:1层型黏土矿物并存,其中2:1层型的伊利石、绿泥石等黏土矿物含量较高,而铁、铝的氧化物和氢氧化物矿物含量较低。说明红色黏土型金矿床的红土化作用仍处于初级阶段。

(5)红色黏土型金矿床的矿物组合包括表生矿物和原岩矿物,表生矿物以黏土矿物为主,原岩矿物以石英为主。表生矿物的标型矿物组合和高岭石、伊利石、针铁矿的形态、成分、结晶度等标型特征说明,在成矿过程中曾出现气候的冷暖交替和地下水酸碱环境的变化。

原岩矿物石英的形态和成分标型可反映矿源体的矿化特征,如老万场金矿虽然基岩中没有矿化显示,但石英的标型特征仍说明已风化的原岩中有低温热液蚀变矿化岩的存在,石英的含金性可作为该类型金矿的找矿标志。

(6)红色黏土型金矿床中金主要为纳米级细分散态和吸附态的自然金,显微可见金很少,主要赋存于粘粒级矿物的间隙,并附着于黏土矿物和针铁矿的边缘,金的浸出速度快,浸出率高。

(7)红色黏土型金矿床的矿床地球化学具有活动性组分被淋滤迁出、惰性组分残留富集的特征,表现在Fe、Al、Ti、Mn和高场强元素的含量高于风化原岩,Ca、Mg、Na、K及部分大离子亲石元素低于风化原岩。在所研究的矿床中具有As、Sb、Hg含量很高的特征,显示其与原生卡林型金矿床具有继承关系。

(8)红色黏土型金矿床的成矿过程包括矿源体形成期和表生作用期,矿物源体形成期是成矿物质的准备期,表生作用期是矿床的形成期。表生期的成矿作用有残积、坡积、岩溶崩塌、红土化等作用,其中红土化作用是关键的成矿作用。红土化过程中金主要以硫代硫酸盐和二硫化物等络合物的形式活化迁移,并被针铁矿、软锰矿等铁锰氧化物还原、吸附而富集。

第六章　中国西南地区红色黏土型典型金矿床

虽然，我国的红色黏土型金矿床主要集中分布于我国的西南地区，但由于各矿床所处的具体成矿地质背景、成矿条件和控矿因素和地貌单元的某些差异，其矿床地质地球化学特征既具有共同点，又具有各自的特色。本章主要以位于深切山区、高原岩溶区等不同地貌单元的云南上芒岗、贵州老万场金矿为例，从成矿地质背景、红色黏土层特征、矿体和矿石特征以及成矿阶段等方面，阐述红色黏土型金矿的地质地球化学特征。

第一节　云南上芒岗红色黏土型金矿

云南上芒岗红色黏土型金矿床，是我国西南红色黏土型金矿床的一个重要组成部分和典型的山区红色黏土型金矿床，本节通过近年研究工作取得的大量地质、地球化学资料与数据，详细介绍其成矿地质背景、成矿条件和矿床地质、地球化学特征。

一、上芒岗红色黏土型金矿床地质特征

上芒岗金矿位于云南省潞西市西南 37km，行政区划属德宏州潞西市三台山乡所辖，地貌单元属于横断山脉西南部的滇西深切山区，是我国典型的山区红色黏土型金矿床。该矿床由核工业云南地质调查队于 1991 年发现，并进行了部分勘查和开采，目前控制资源量达中小型规模，成为滇西德宏州的主要金矿山。

(一)成矿地质背景

上芒岗金矿位于两大构造单元的接合地带，以龙陵-瑞丽大断裂为界，北西侧为高黎贡山褶皱带，出露元古宇高黎贡山群绿片岩相到角闪岩相变质岩和中生代的花岗闪长岩；南东侧为福贡-镇康褶皱带，以震旦-寒武系公养河群浅变质沉积岩为基底，其上为古-中生代的间歇性沉积。在龙陵-瑞丽大断裂南东侧发育多条北东向的次级断裂，沿断裂有岩浆侵位、热液蚀变和现代地热活动。

矿区处于龙陵-瑞丽大断裂南东侧(图 6-1)，中部出露下二叠统沙子坡组白云岩、白云质灰岩夹灰岩，北西侧分布上三叠统南梳坝组砂岩、页岩夹放射虫硅质岩和中侏罗统勐戛组泥岩、砂岩、钙质粉砂岩夹灰岩，南东侧分布中侏罗统龙海组含生物碎屑灰岩、页岩和钙质粉砂岩。上新统呈较薄的红色黏土层分布于冲沟和洼地内，但在矿区北东和南西两侧的潞西和遮放盆地内，却为厚达 1955m 的含煤河湖相沉积(李云通等，1984)。矿区内北东向断裂十分发育，系龙陵-瑞丽大断裂南东侧的次级断裂，沿断裂有燕山中晚期的二长斑岩脉、辉绿岩脉和煌斑岩脉侵入，其中煌斑岩脉内含有橄榄石捕虏晶，表明断裂与切壳断裂连通。这些断裂在晚近地质时期仍有强烈活动，使红色黏土层中发育节理裂隙，沿断裂有温泉出露。

矿床沿上芒岗断裂呈北东向分布，全长约 7km，自北东向南西分为果园、麦窝坝、广岭坡和羊石山 4 个矿段。矿化带宽 300～500m，主要分布在断裂南东侧。矿体呈近水平的似板

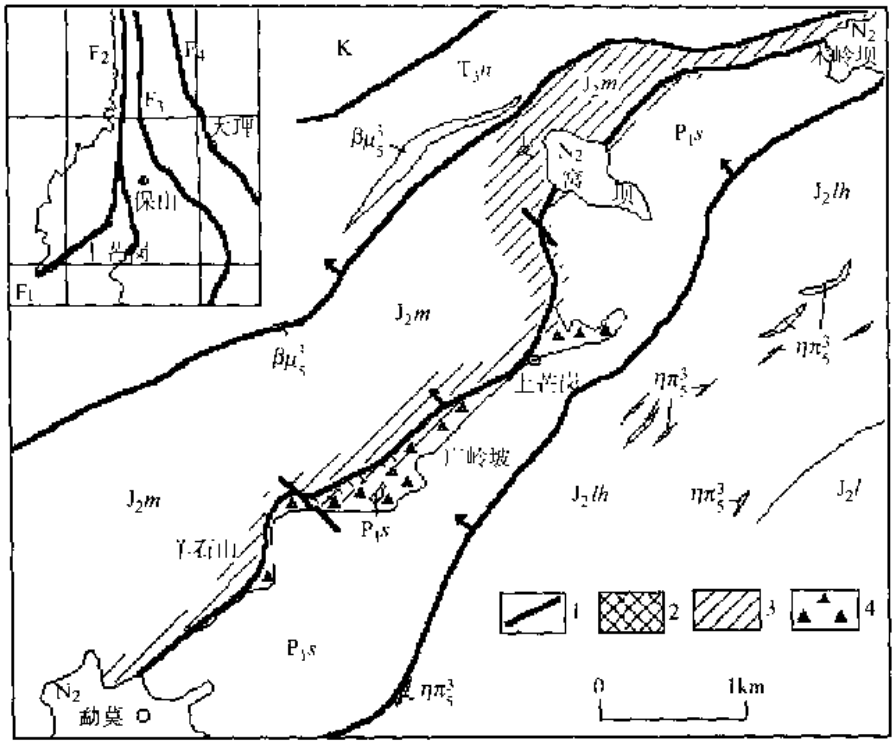


图 6-1　云南上芒岗红色黏土型金矿床矿区地质略图

（据核工业云南地质调查队资料）

F_1—龙陵-瑞丽断裂；F_2—怒江断裂；F_3—澜沧江断裂；F_4—金沙江-红河断裂；N_2—上新统；K—白垩系；J_2lh—中侏罗统龙海组；J_2l—柳湾组；J_2m—勐垦组；T_3n—上三叠统南捧坝组；P_1s—下二叠统沙子坡组；$\beta\mu_5^3$—辉绿岩；$\eta\pi_5^3$—二长斑岩；1—断裂；2—硅化带；3—黏土化带；4—岩溶坍塌角砾岩

状和透镜状分布于沙子坡组岩溶面之上堆积的红色黏土层中。其下部基岩中的断裂破碎带内有燕山晚期强烈的低温热液蚀变，主要类型有硅化、黏土化、碳酸盐化、重晶石化、黄铁矿化和辉锑矿化，并见少量闪锌矿、辰砂和雄黄等。蚀变岩普遍含金，形成原生的卡林型金矿化体，局部形成工业矿体，成为红色黏土型金矿成矿的主要矿质来源。

该矿床位于横断山脉西部的高黎贡山南端东侧，遮放盆地北东边缘的山麓地带，总体属山间盆地地貌，具有三级山麓剥夷面，海拔分别在 1250m、1450m 和 1600m 左右，并具有二级由上新世和第四纪松散沉积物组成的山麓冲积平原面，海拔分别为 900m 和 800m。矿床就形成于切割了 1250m 山麓剥夷面的冲沟内，并严格沿北东向断裂分布，地形北东高，南西低，最高山峰蛇脑山海拔为 1501.6m，最低点海拔为 840m。

矿区气候属南亚热带季风气候，夏长冬短，干湿分明，年平均气温 19.5℃，年平均降雨量 1653.4mm。

（二）红色黏土层特征

1.红色黏土层的成因类型和空间展布

上芒岗金矿位于云南西部的青年期山区，由于水系的强烈下切，新生代松散堆积物除在山间盆地内大面积分布外，一般分布不连续，仅在山麓剥夷面上的冲沟内有所保留，厚度变化大，一般 5～10m，局部可达 45m。松散堆积物的成因类型主要有残积、坡积和冲洪积，局

部见有崩塌积、温泉和沼泽堆积。除分布于现代冲沟内的冲洪积物属全新世外，其他成因类型堆积物主要为上新世，其中残积、坡积和崩塌积物与成矿关系密切，均经受了红土化作用，构成红色黏土层的主体，并常被后期发育的冲沟切割破坏。残积物主要为红色黏土和亚黏土，分布于山坡上由下二叠统沙子坡组白云岩形成的岩溶沟槽和小型漏斗中，含有下伏基岩内发育的晶簇状石英和迪开石脉质团块等，并在红色亚黏土与白云岩基岩之间发育一层厚5～10cm的灰白色白云石质沙土，个别地点(果园矿段)可见红色黏土层中残留的石英细脉断续延伸，与白云岩基岩中发育的石英细脉相连。坡积物主要为棕红和棕黄色含砾亚沙土，砾石呈次棱角-次圆状，大小悬殊，最大超过1m，无分选性，砾石成分主要为中侏罗统的粉砂岩和泥岩，并见硅化和黏土化蚀变岩，分布于冲沟两侧和洼地内。崩塌积物为岩溶崩落、塌陷的角砾堆积物，角砾成分主要为中侏罗统勐戛组细碎屑岩和热液蚀变岩，被后期红土化作用改造成棕红或棕黄色亚沙土，但仍保留原来的角砾状构造，并残留有大量强烈硅化蚀变岩和粗晶重晶石团块，分布在上芒岗断裂带附近的洼地内。

2.红色黏土剖面特征

综合上芒岗金矿4个矿段红色黏土剖面的堆积特征，可将其自上而下分为表土带、坡积带、钙华-沼泽带、残积带、腐泥岩带和基岩带(图6-2)，其中钙华-沼泽带以上部分为近距离坡积、温泉和沼泽堆积，残积带和腐泥岩带为基岩或崩塌积物原地残积成因。各带特征如下：

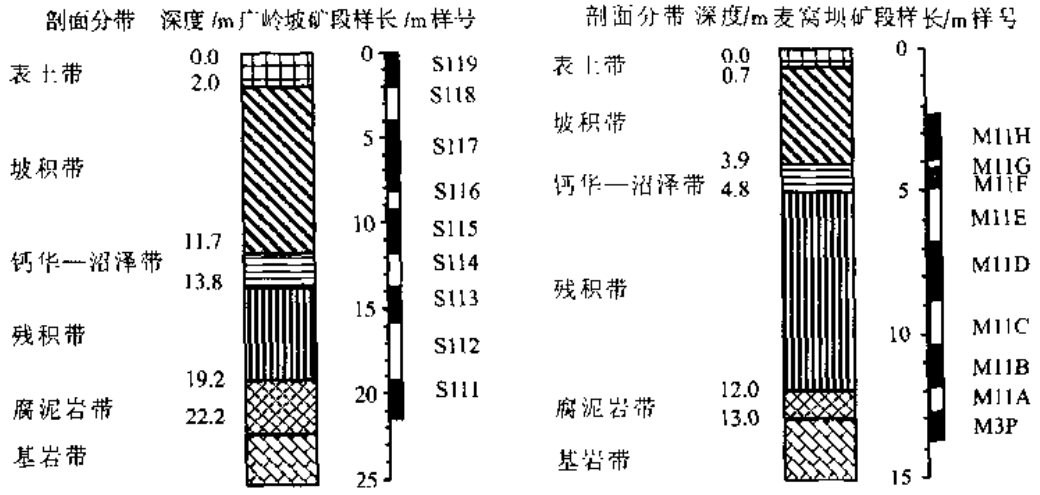


图6-2　云南上芒岗红色黏土型金矿红色黏土剖面分带及采样位置

(1)表土带：最大厚度2m，由灰棕色高岭石质黏土和腐殖土组成，含有少量硅质、迪开石质砾石和褐铁矿结核。

(2)坡积带：厚4～8m，由棕黄色、棕色黏土质亚沙土组成，以发育灰白、白色高岭石质黏土组成的枝管状体为特征，含10%的勐戛组泥岩和粉砂岩质次棱角状砾石，以及40%的石英、斜长石、迪开石脉和热液蚀变硅质岩构成的砂粒。

(3)钙华-沼泽带：厚0～4m。在麦窝坝矿段由灰白、灰色黏土和透镜状钙华组成，含少量石英、斜长石砂粒。在广岭坡矿段由灰黑色碳质亚黏土组成，含20%的石英和5%的泥岩、硅质岩、迪开石脉构成的砂粒，局部夹具水平纹层构造的细砂层，由石英和粉砂质、泥质

岩屑及少量长石组成，并有大量植物碎屑和少量硅藻、啮齿类骨骼碎片。

(4)残积带：厚 2～8m，为主要赋矿层位，由紫红色沙质亚黏土组成。顶部含 20%～30%的赤铁矿和褐铁矿，呈网脉状、结核状，或呈黄铁矿假像，并有 10%的石英砂。向下赤铁矿逐渐消失，褐铁矿减少，而石英砂增加到 30%，并含 10%～20%的石英砂岩、泥岩、硅化和黏土化的砂岩、泥岩及迪开石脉构成的次棱角状细砾。

(5)腐泥岩带：在断裂附近岩溶洼地里厚度约 8m，局部漏斗中可达 12m，主要由杂色含砾的黏土质亚沙土组成。砂粒约占 40%，以棱角状石英为主，其次为热液蚀变硅质岩，并有少量泥岩和迪开石团块。此外还有 10%的球状、水滴状、姜块状石膏集合体，直径 0.1～1mm，被褐铁矿染成褐红色。亚沙土中残留的结构构造显示，风化前为勐戛组泥岩和粉砂岩构成的角砾岩，并有含黄铁矿、辉锑矿的热液蚀变硅质岩团块。在断裂南东侧缺失上述风化角砾岩的部位，该带主要由沙子坡组风化形成的松散状白云石质沙土组成，厚度小于 1m。

(6)基岩带：由沿断裂分布的低温热液蚀变岩(局部构成卡林型小型工业矿体)及北西侧的中侏罗统勐戛组细碎屑岩和南东侧的下二叠统沙子坡组白云岩构成。在硅化、黏土化岩中金含量为 0.39×10^{-6}～9.35×10^{-6}，蚀变成因硅质岩中金含量为 9.8×10^{-6}，而在黄铁矿富集部位高达 32.47×10^{-6}，但在沉积地层中金的含量却很低(表 6-1)。

表 6-1　云南上芒岗红色黏土型金矿基岩金含量

区　域	岩　性	样品数	金平均值
矿　区	蚀变岩	9	6.68×10^{-6}
	勐戛组碎屑岩①	429	0.30×10^{-6}
	沙子坡组白云岩②	15	0.29×10^{-6}
外　围	勐戛组碎屑岩①	28	1.54×10^{-9}
	沙子坡组白云岩①	7	1.87×10^{-9}

①资料来源：核工业云南地质调查队，1993。

(三)矿体和矿石特征

1.矿体特征

矿体主要赋存于基岩侵蚀面上的红色黏土层中，规模较小。广岭坡矿段在 1000m×300m 范围内共发现 4 个矿体，长 143～240m，宽 61～170m(表 6-2)。由于红色黏土层在南西端较厚(最厚 40m)，北东端较薄(5～6m)，故南西端的 G1 号矿体规模最大，其资源量占该矿段总资源量的 82.64%。麦窝坝矿段缺乏详细的勘探资料，但在 400m×220m 范围内存在 5 个矿体。因该矿段的红色黏土层在北东端较厚(最厚 32m)，南西端较薄(3～5m)，因此，北东端的矿体厚度较大，品位较高。除上述两矿段外，果园矿段在 150m×150m 范围内普遍成矿，羊石山矿段在北部的 250m×100m 范围和南部的 100m×80m 范围内也有矿体存在，但矿体规模均较小。

矿体形态在平面上呈纺锤状、椭圆状或不规则块状，平行断裂带呈北东东向排列；在剖面上呈不规则透镜状和似层状(图6-3)，主要分布于红色黏土剖面的残积带、腐泥岩带以及

表 6-2　云南上芒岗红色黏土型金矿广岭坡矿段红色黏土型矿体特征一览表

矿体编号	形状	产状	长度/m	宽度/m	平均垂厚/m	平均品位/$\times 10^{-6}$	厚度变化系数/%	品位变化系数/%
GI	透镜状	290°∠22°	240	110	11.65	4.74	65.08	88.91
GII	短透镜状	110°∠15°	143	170	5.54	3.16	45.09	84.99
GIII	透镜状	256°∠16°	233	61	6.48	2.35	58.86	41.63

资料来源：核工业云南地质调查队，1993。

坡积带的底部(如麦窝坝矿段)，另外，由于上部成矿物质淋滤到下二叠统沙子坡组白云岩的裂隙中而在不整合面之下产生局部小矿体。

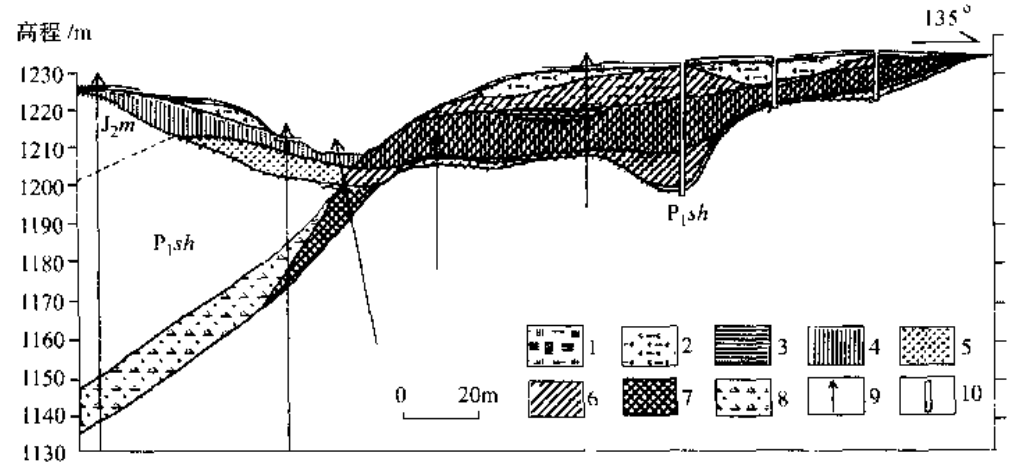


图 6-3　云南上芒岗红色黏土型金矿床 0 号勘探线剖面图

(据核工业云南地质调查队，1993 年资料修改)

J_2m—中侏罗统勐戛组；P_1sh—下二叠统沙子坡组；1—表土带；2—坡积带；3—钙华-沼泽带；4—残积带；5—腐泥岩带；6—红色黏土型金矿体；7—卡林型金矿体；8—断裂带；9—钻孔；10—浅井

矿体产状平缓，顶板较平，底板随基岩地形的起伏而起伏，在岩溶洼地处厚度增大，向两侧逐渐减薄，平均厚度 5.54～11.65m，厚度变化系数 45.1% ～65.1%(表 6-2)。矿体品位靠近风化不整合面较富，往上逐渐变贫，平均品位 1.5×10^{-6}～8.0×10^{-6}，品位变化系数 41.6%～88.9%。

矿体顶板埋深 0～10m，大部分矿体位于地下潜水面之上，适于露采。

2.矿石特征

据矿石的矿物成分、结构构造等特征，将其划分为红色黏土型和碎裂白云岩型两类。

(1)红色黏土型矿石是最主要的矿石类型，占总矿石量的 95%以上。矿物成分由表生成因的黏土矿物、铁矿物、铝矿物和基岩残留的石英、长石以及泥质岩、细碎屑岩、硅质岩的岩屑和砾石组成。其中黏土矿物以伊利石为主，次为高岭石，另有少量绿泥石和蒙脱石；铁矿物主要为针铁矿；铝矿物主要为三水铝石，含量较少。

化学成分中以 SiO_2、Al_2O_3、Fe_2O_3 为主，其他成分含量较低。高价铁含量远大于低价

铁，Fe_2O_3/FeO 平均值达 25.30(表 6-3)。粒度分布以粉粒级(76～2μm)和粘粒级(<2μm)为主，次为粗砂-砾级，而中砂和细砂级较少(表 6-4)。

表 6-3 云南上芒岗红色黏土型金矿广岭坡矿段红色黏土型矿石 Fe_2O_3 和 FeO 含量及其比值

样 号	w(Au)/10⁻⁶	w(Fe_2O_3)/%	w(FeO)/%	w(Fe_2O_3)/w(FeO)
B91－3	1.28	10.57	0.12	88.08
B91－4	4.05	4.03	0.06	67.17
B91－5	9.15	5.21	0.08	65.12
B91－6	5.75	4.09	0.10	40.90
B91－8	7.80	0.38	0.12	3.17
B91－14	1.27	7.55	0.23	32.83
B91－46	7.17	3.71	0.26	14.27
B91－66	4.65	2.02	0.25	8.08
B91－68	11.28	7.79	0.28	27.82
B91－70	2.10	7.62	0.16	47.62
B91－71	6.88	2.56	0.26	9.85
B91－72	28.60	8.73	0.15	58.20
B91－76	7.62	5.86	0.13	45.08
B91－86	12.48	4.45	0.23	19.35
B91－87	6.47	2.55	0.32	7.97
B91－89	4.65	3.81	0.47	8.11
平 均		5.06	0.20	25.30

资料来源：核工业云南地质调查队，1993。

矿石结构有泥质、细砂-粉砂状、含砾状、胶状、显微鳞片状、假像粒状和环边氧化等结构，矿石构造有块状、土状、蜂窝状、斑点状、皮壳状和薄层状等构造。

(2)碎裂白云岩型矿石位于矿体底部(风化不整合面)以下 1～3m 范围内，由下二叠统沙子坡组白云岩风化破碎形成的角砾和上部淋滤下来的泥质填隙物组成，具砾状、泥质结构，角砾状构造。其品位与泥质填隙物的多少和上覆红色黏土型矿石的品位有关，上覆红色黏土型矿石品位越高，其下的这类碎裂白云岩型矿石品位越高，所以此类矿石主要分布于富矿地段。

(四)成矿阶段

上芒岗红色黏土型金矿床是原生卡林型金源体经表生作用形成的，其成矿的全过程包括矿源体形成期和表生作用期，其中表生作用期是主要的成矿期。

1.矿源体形成期

上芒岗金矿的矿源体为原生卡林型金矿化体或金矿体，其热液蚀变矿化具间歇性脉动特征，依据蚀变矿化叠加和脉体穿切关系，可将矿源体形成时期分为 7 个阶段，其中硅化、黏土化和硫化物 3 个阶段为原生金矿化岩或金矿体的主要形成时期。

表 6-4　云南上芒岗红色黏土型金矿红色黏土型矿石的粒度分布(w_B/%)

矿段	样号	样重/g	>900μm	900~150μm	150~76μm	76~2μm	<2μm	浸液pH值	测试温度/℃
广岭坡	S1-1-6	150	13.84	13.71	8.51	48.08	15.87	5.22	11.1
	S1-1-5	150	14.10	19.13	9.80	39.13	17.84	6.17	11.3
	S1-1-4	150	15.16	16.88	8.66	32.46	26.84	7.05	11.2
	S1-1-3	150	61.81	8.19	5.69	17.17	7.14	6.73	11.1
	S1-1-2	150	18.17	13.06	6.91	40.71	21.16	6.47	10.6
	S1-1-1	150	16.05	13.20	6.12	44.27	20.36	6.54	10.5
麦窝坝	M1-1H	150	2.64	3.39	9.16	29.26	55.55	5.74	10.5
	M1-1G	150	58.86	13.57	4.89	13.56	9.119	6.64	10.9
	M1-1F	300	28.53	11.23	5.96	29.03	25.26	5.89	10.6
	M1-1E	300	5.16	11.56	10.81	30.29	42.17	6.00	10.7
	M1-1C	300	8.49	3.76	7.28	33.81	46.67	5.84	11.1
	M1-1B	300	9.88	9.51	13.03	31.47	36.10	6.08	11.0
	M1-1A	306	20.65	34.94	22.09	19.04	3.28	7.34	11.2
果园	G2-1Y	300	11.83	22.93	17.14	28.57	19.53		
	G2-1ZH	300	25.17	15.00	17.57	31.60	10.67		
	G2-1Z	300	29.91	15.85	27.72	23.43	3.09		
	G2-1ZB	300	9.40	17.03	50.05	21.73	1.80		
羊石山	Y2-2D	300	7.92	1.75	8.65	49.65	32.03	6.43	11.5
	Y2-2S	300	4.02	7.21	4.68	41.56	42.53	5.04	11.6
	Y2-2Z	300	45.07	5.57	4.90	19.00	25.47	5.33	11.3
	Y2-2X	300	22.60	7.67	6.70	25.50	37.53	5.34	11.3

注：浸泡水为去离子水。

(1)钙质淋滤-方解石脉阶段：在上芒岗断裂附近表现为强烈的酸性淋滤，使破碎带内的钙质大量淋失，尤以下盘下二叠统沙子坡组最明显，使原来的细晶白云岩和白云质灰岩转变为以自形粗晶白云石为特征的白云岩。在远离断裂的两盘特别是下盘沙子坡组中，则表现为早期网脉状方解石的大量沉淀。该阶段的酸性淋滤增加了岩石的渗透率，为后期热液蚀变和矿化富集提供了有利空间。

(2)硅化阶段：早期以强烈的面型交代为特征，呈带状、团块状分布，局部形成似碧玉岩团块，主要由微细粒石英组成，含少量微细粒浸染状黄铁矿；晚期以细网脉状线型硅化为特征，叠加于早期硅化团块之上，或分布于其两侧，主要由细粒石英组成，个别脉中含少量黄铁矿，偶见自然金。

(3)黏土化阶段：早期表现为迪开石-高岭石化，主要以灰白、灰绿色迪开石-高岭石细脉为主，局部呈面型交代的灰白色团块，由高岭石、迪开石和少量绢云母、伊利石组成。晚期表现为伊利石化，呈脉状分布，切割前期的石英网脉、迪开石-高岭石细脉，主要由伊利石组成，含少量黄铁矿，偶见自然金。

(4)硫化物阶段:包括3个亚阶段,第一亚阶段为黄铁矿-辉锑矿-石英亚阶段,呈不规则脉状、团块状分布,矿物粒度较粗,分布不均匀,局部表现为黄铁矿-石英脉、辉锑矿-石英脉(团块)和石英-辉锑矿脉,个别脉体中偶见自然金。第二亚阶段为似胶状黄铁矿亚阶段,呈条带状、短脉状分布,个别晶洞中见覆盖于早期粗粒黄铁矿表层。第三亚阶段为闪锌矿亚阶段,呈不规则脉状、网脉状分布,主要由黄褐色闪锌矿组成,个别脉中有少量白云石,粒度较粗。

(5)重晶石-辰砂阶段:以发育重晶石脉为特征,但分布局限,脉中含有硅化、黏土化的碎屑岩角砾,重晶石呈粗大的板状晶体,晶隙间被辰砂、细粒重晶石和少量迪开石集合体充填。

(6)白云石-高岭石阶段:以白云石细脉为主,分布较广,含少量黄铁矿、赤铁矿和微量石英、高岭石,在早期形成的晶洞(主要为石英-辉锑矿脉内石英晶洞)中,充填有粗粒自形白云石和粉末状高岭石。

(7)方解石-文石阶段:以方解石细网脉最发育,分布较广,文石仅见于早期的石英晶洞中。

2.表生作用期

矿源体形成后抬升至地表,进入红色黏土型金矿体的主要形成时期,即表生作用期。表生作用类型有岩溶作用、残积作用、坡积作用、红土化作用及沼泽和泉华堆积作用。根据红色黏土层的堆积特征和各类表生作用的发育顺序,将表生作用期分为5个阶段,其中早期红土化阶段是主要的成矿阶段。

(1)岩溶阶段:以岩溶作用为主导,主要发育于沙子坡组白云岩分布区,形成红色黏土层下部的岩溶面。由于该面与现代地形面平行,其下部的沙子坡组白云岩向北西倾斜,局部近直立,而区域上中侏罗统勐戛组与下二叠统沙子坡组呈平行不整合接触,因此,该岩溶面不是中侏罗统勐戛组沉积前的岩溶面,而是新生代形成的岩溶面。

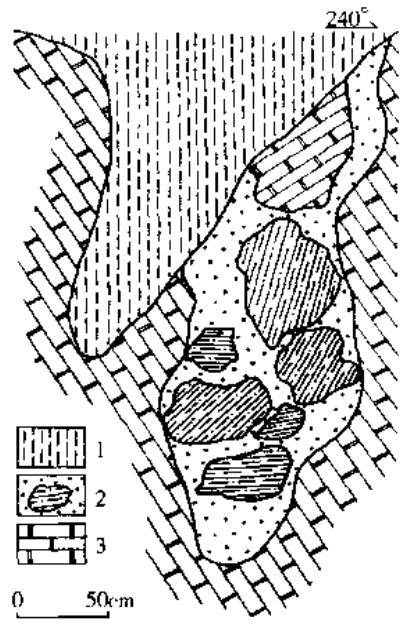


图6-4 云南上芒岗红色黏土型金矿麦窝坝采场岩溶漏斗剖面图

1—残积物;2—岩溶坍塌角砾岩;3—下二叠统白云岩

在岩溶面的低洼部位,充填有勐戛组泥岩、粉砂岩和硅化、黏土化蚀变岩构成的大小混杂的角砾岩,其大部分已风化成杂色沙土状,但仍保留着原始的结构构造。角砾岩的上部被紫红色含砾亚黏土所覆盖,其间有一剥蚀面(图6-4),并在断裂南东侧地形较高部位,岩溶洼地内的角砾岩缺失,全部被紫红色含砾亚黏土充填。这种关系表明曾发育过两次岩溶作用。第一次为发育于勐戛组与沙子坡组平行不整合面附近的地下埋藏型岩溶,导致上覆的勐戛组和蚀变岩坍塌堆积于洼地内,形成下部的岩溶坍塌角砾岩,这可从石芽、石柱形态保存完好,石柱内发育的矿化期碳酸盐网脉没有延伸到角砾岩内,角砾岩的分选成层性差,以及矿体下部的沙子坡组白云岩内仍保留有溶洞得到证实。第二次为地表覆盖型岩溶,其证据为石芽、石柱的表面发育一层风化成因的白云石质沙土,洼地内被紫红色含砾亚黏土充填。因此,两次岩溶作用形成的洼地成为原生矿化岩风化产物堆积的场所,为矿床的形成提供了有利空间。

(2)早期红土化阶段:以红土化作用及伴随的残积作用为主导。红土化作用使基岩在表层水的循环下发生化

学风化而分解，导致 K、Na、Ca、Mg 等可溶性组分大量淋失，Si 也发生了一定程度的淋失，而 Al、Fe、Mn、Ti 等组分得以残留富集，其中以残积带的上部最明显，这与该带顶部曾长期暴露地表发生强烈风化有关。伴随化学成分的变化，矿物成分发生相应的调整，形成以伊利石、高岭石为主，针铁矿居次，并有少量蒙脱石和三水铝石的黏土矿物组合。这种变化在岩溶漏斗中的残积物与石芽、石柱的接触部位最明显，例如果园矿段在该部位由以白云石和方解石为主的白云岩，经宽仅 5～10cm 以白云石为主的沙土带，迅速变化为以伊利石、高岭石和针铁矿为主的红色黏土。但是，总体上红土化作用还不彻底，去硅作用不完全，粘粒部分的化学成分中 SiO_2 仍占很大的比重，且多种黏土矿物并存。因此，红土化作用仍停留在红色黏土阶段。

伴随红土化作用的残积作用，形成了红色黏土剖面的残积带和腐泥岩带。残积作用基本是在原地发生的，这可从残积带和腐泥岩带的堆积特征得到证实。在沙子坡组白云岩分布区以果园矿段最典型，该矿段残积带的紫红色含砾亚黏土中含有 10%～20% 的石英晶体，其形态与下伏沙子坡组白云岩中发育的原生矿化期石英晶洞内的石英形态完全一致，个别团块仍保留石英晶洞的特征。在岩溶坍塌角砾岩分布区以广岭坡矿段最典型，该矿段残积带的紫红色砂质亚黏土向下过渡到腐泥岩带黏土质亚沙土，并在残积带下部及腐泥岩带中常含有次棱角状原生蚀变矿化岩团块。

在红土化作用过程中，堆积物中的金部分被残留，部分以络合物形式迁移而在适当部位再沉淀。金在含氯化物的氧化强酸性溶液中以氯化物络合物形式活化迁移，而在不含盐的还原中性和碱性溶液中以硫代硫酸盐和硫化物络合物的形式活化迁移。由于该矿床红色黏土层之下为碳酸盐岩基岩，且原生矿化岩中有大量碳酸盐化物质，使得风化流体中不可能呈现强酸性，这已为红色黏土样品去离子水浸泡液的 pH 值介于 5.04～7.34 所证实。所以金主要以硫代硫酸盐络合物形式活化迁移。当金络合物迁移至地下潜水面附近时，被硫化物和碳酸盐风化释放的 Fe^{2+}、Mn^{2+} 所还原形成 Au^0，同时 Fe^{2+}、Mn^{2+} 被氧化成高价氧化物和氢氧化物。由于铁锰氧化物和氢氧化物对金具有强吸附性，使还原的金被其吸附而再沉淀，导致金在含有大量褐铁矿的残积带上部高度富集。

(3)沼泽和泉华堆积阶段：在残积作用阶段之后，风化壳上部曾被剥蚀，并在局部低洼处发生了沼泽和泉华堆积作用，形成灰黑色碳质亚黏土、纹层状细沙土和钙华堆积。

(4)坡积阶段：形成较厚的含砾亚黏土和亚沙土，堆积于地形低洼处，其中含有大量原生蚀变矿化岩的碎屑。亚沙土无分选的堆积特征及所含的次棱角状砾石成分和形态特征，显示其为近距离搬运堆积的产物。该阶段同样使原生矿化岩的风化物大量聚积于岩溶洼地内，为矿床的形成再次进行了成矿物质的预富集。

(5)晚期红土化阶段：坡积阶段之后，红土化作用再次发生。与早期红土化阶段相似，该阶段也使整个黏土层发生了化学成分和矿物成分的变化，并使金在上部发生活化迁移而叠加富集在残积带以下部位。此外，在本次红土化作用过程中，原生硫化物发生氧化释放出大量 SO_4^{2-}，当其与碳酸盐基岩风化释放的 Ca^{2+} 在潜水面附近相遇时，便以石膏的形式沉淀富集。该矿床红色黏土剖面坡积带之下的各个层位，均含有似层状分布的球状、水滴状和姜块状石膏集合体，但以腐泥岩带含量最高。集合体中石膏粒径在 0.03mm 左右，并被褐铁矿浸染。这些特征表明，红土化作用过程中地下潜水面在钙华-沼泽带以下部位呈缓慢下降趋势，其间有多次稳定期，有利于形成厚度较大的矿体。该阶段后期地壳抬升，红色黏土层被

冲沟侵蚀，局部矿体出露地表。

二、上芒岗红色黏土型金矿床的矿物学特征

(一)矿物组合特征

红色黏土型金矿床的矿物成分比较复杂，按矿物形成条件和形成时期的不同，矿物成分可分为两个组合，即红土化作用形成的表生矿物组合和基岩风化残留形成的原岩矿物组合。由于不同矿床的成矿地质背景不同，其矿物组合特征也存在着差异。

1.表生矿物组合

对采自广岭坡、麦窝坝、羊石山和果园矿段红色黏土剖面中的样品进行粒度分离，并应用半定量X射线衍射方法，对粘粒部分(<2μm)和粉粒部分(76～2μm)进行矿物成分分析(表6-5)。

结果表明，表生矿物组合主要由黏土矿物组成，铁矿物(针铁矿)居次要地位，钛矿物(锐钛矿和板钛矿)少量，而以三水铝石为特征的铝矿物仅微量出现。黏土矿物中以伊利石最多，其次为高岭石，另有少量绿泥石和蒙脱石。这一标型矿物组合说明，红土化过程中气候条件呈温凉、干燥和温暖、潮湿的交替(鲁春霞，1997)，地下水系统总体呈弱酸性至中性环境(陈光远等，1987)，红土化作用仍处于红色黏土阶段，使反应近中性条件的伊利石大量存在。此外，分析结果中还有不等量的石英、斜长石和白云石，其中石英随粒度的增加，含量明显增多，它们是未被完全风化而残留的原岩矿物。

在红色黏土剖面的不同部位，粘粒部分表生矿物的含量有所变化。表生矿物的总量从上到下略有增加，其间出现多次波动。高岭石含量在广岭坡矿段从上到下逐渐增加，但在残积带顶部出现一个低含量区；在麦窝坝矿段从上到下略有降低，但在钙华-沼泽带底部含量增高。伊利石含量在广岭坡矿段于残积带顶部出现最高值，并从上向下逐渐减少；在麦窝坝矿段从上到下呈增加趋势，并在钙华-沼泽带顶部和残积带中部出现两个高值区。针铁矿含量从上到下呈现略微减少的趋势，但麦窝坝矿段的波动变化较大。综合两个矿段红色黏土剖面中矿物含量的变化特征，以钙华-沼泽带底部为界，可分为两个变化特征相似的部分，其顶和底的高岭石较多而伊利石较少，中部高岭石较少而伊利石较多。这种波动变化是风化、淋滤和填隙、筛积作用的反映，指示由上到下风化作用减弱而筛积作用增强。显然，整个剖面是由两次堆积-风化过程形成，这与本节所述剖面的堆积特征相吻合。对比两个矿段残积带中矿物含量的变化，特别是伊利石高含量的峰值部位，可以看出，在钙华-沼泽带以上部分堆积之前，广岭坡矿段残积带遭受剥蚀的程度要比麦窝坝矿段强。

在不同矿段，表生矿物特别是黏土矿物的相对含量也略有差别。麦窝坝矿段的伊利石明显多于高岭石，广岭坡矿段的伊利石虽然多于高岭石，但相差并不悬殊，羊石山和果园矿段的绿泥石和蒙脱石相对较多，果园矿段还含较多的三水铝石。这种差别一方面反映各矿段的原岩特征略有不同；另一方面说明红土化时地下水的性质也略有差异。麦窝坝矿段的基岩主要为白云岩，因其中和作用使地下水的酸性程度较低而呈近中性状态，伊利石大量形成并稳定存在。广岭坡矿段的基岩虽也主要为白云岩，但在白云岩之上存在较厚的由粉砂岩、泥岩和含硫化物蚀变岩构成的岩溶崩塌角砾状堆积物，并含较多的热液迪开石脉，由硫化物氧化导致地下水的酸性程度相对较大，形成较多的高岭石。羊石山矿段基岩中发育煌斑岩脉，使绿泥石和蒙脱石相对较多，同时羊石山和果园矿段均处于地形较高的分水岭部

表 6-5　云南上芒岗红色黏土型金矿红色黏土粘粒部分和粉粒部分矿物成分及含量(w_B/%)

粒级	矿段	样号	伊利石	高岭石	绿泥石	蒙脱石	针铁矿	三水铝石	锐钛矿板钛矿	石英	斜长石	白云石
粘粒级	广岭坡	S1-1-9	28.84	23.47	1.73	7.96	11 53		4.73	10.55	9.00	
		S1-1-8	34.38	16.96	1.44		13.09		5.18	18.73	10.22	
		S1-1-7	35.35	18.58		3.78	11.80		5.66	7.72	17 12	
		S1-1-6	42.80	20.17	2.93		6.95	2.69	4.20	6 94	13.32	
		S1-1-5	36.78	22.52	4.23		8.13		4.19	11.06	13.09	
		S1-1-4	36.79	25.31	3.51		5.49		4.67	12 24	11.97	
		S1-1-3	63.03	16.99			7.61		3.32		9.04	
		S1-1-2	37.95	33 90	2.17		4.02		3.98	17.22	7 75	
		S1-1-1	31.25	35.33		4.79	6.21		4.75	7 49	10.15	
	麦窝坝	M1-1-H	36.34	17.77			15 32	5.60	7 18		17.77	
		M1-1-G	70.18	15.27			2.65		2.90	0 91	8.08	
		M1-1-F	53.54	26.19			7.87		3.96		8.43	
		M1-1-E	51.29	10.21			16.91		4.51	4.51	11.05	
		M1-1-D	80.94	5 64			4.78		3.01		5.62	
		M1-1-C	68.03	9.55			11.15		4.39		6 88	
		M1-1-B	61.08	15.70			12.62		5.65		4.95	
		M1-1-A	67.31	11.96	3.75		4.26		3.41	1.11	8.49	
	羊石山	Y2-2D	33 15	26.15	4.09		8.18		3.52	18.01	6.87	
		Y2-2S	43.11	26.74	4 18	3.77	6 28	1.67	4 06	3.03	7.16	
		Y2-2Z	83.66	2.27		3.64	2 01		2.63		5.62	
		Y2-2X	72.05	8.11	1.32		9.00		3.12		6.39	
	果园	G2-1ZB	38.41	17 43	6.83	9.82	4.98			22.55		
		G2-1Z	20.56	14.66		9.31	7.76	4.81	7.06	24.36	11 45	
		G2-1ZH		31.37	10 37	6 72	18.87	10.97	8.49		13 21	
		G2-1Y	26.34	23.93	7 03	11.85	5 49	7.46	8.01		9.88	
粉粒级	广岭坡	S1-1-6	11.10	16.62					2.25	70.03		
		S1-1-5	13.48	23.18					1.26	62.07		
		S1-1-4	8 29	13.64					1.39	76.67		
		S1-1-3	50.32	16.67			15.97		4.85		12.19	
		S1-1-2	11.61	22.74						65.65		
		S1-1-1	7.25	21.13					1.06	70.56		
	麦窝坝	M1-1-H	22.95	56.29			4.08		2.20	14.46		
		M1-1-G	57.85	11.74					9.21	4.34	16.85	
		M1-1-F	13.80	60.74			9.37		1.55	10.08	4 46	
		M1-1-E	58.16	7.83			11.66		4.42	6.46	11 45	
		M1-1-D	52.70	13.57			10.82		3.59	6.71	12.61	
		M1-1-C	49.03	22.27		2.02	10.82		4.80	6.02	9.75	
		M1-1-B	53.24	20.57					9.56	2.96	13.66	
		M1-1-A	4.34	1 41						0.75		93.49
	羊石山	Y2-2D		20.15					1.84	78.00		
		Y2-2S	46.12	25.68			8.29		4.81	7.20	7.90	
		Y2-2Z	32.12						2.78	53.10	11.99	
		Y2-2X	52.90	8.50		4.91	9.44		5.16	12.91	6.17	
	果园	G2-1ZB	11.10	16.62					2.25	70.03		
		G2-1Z								91.77		8.23
		G2-1ZH								93.46		6.54
		G2-1Y		16.10					1.71	72.81		4.45

分析单位：中国科学院地球化学研究所 X 射线粉晶衍射分析室，龚国洪。

在粘粒级 S1-1-9 中有 2.19%的角闪石，Y2-2Z 中有 0 20%的石膏。

位，地下水位剧烈波动，呈酸性和碱性交替发育的环境，使绿泥石和蒙脱石得以形成，并与三水铝石共存。

此外，对比粘粒部分和粉粒部分的矿物含量可以发现，粉粒部分相对于粘粒部分，高岭石含量有所增高，伊利石含量相对降低，说明高岭石具有比伊利石相对较大的粒度。针铁矿主要存在于粘粒部分，少数样品的粉粒部分也有较高的含量，说明粗粒级部分存在由针铁矿集合体构成的褐铁矿团块。

2.原岩矿物组合

原岩矿物组合由各种基岩风化残留的矿物组成，主要为石英，其他矿物含量较少，但种类较多。

云南上芒岗金矿床的石英有来自中侏罗统勐戛组细碎屑岩和下二叠统沙子坡组白云岩风化残留的砂屑石英，以及低温热液蚀变岩和各种脉体风化残留的集合体状微晶石英、脉状石英、晶簇状石英和自形粗晶石英等。其他矿物包括来自地层风化残留的水云母、燧石、长石、绿帘石等，蚀变岩风化残留的迪开石、黄铁矿、辉锑矿、闪锌矿、重晶石、辰砂等，在脉岩如羊石山矿段的煌斑岩脉附近还有斜长石、黑云母和钛铁矿等。

(二)黏土矿物特征

黏土矿物是红色黏土型金矿床中表生矿物组合的主要组成部分，它的特征可以反映红土化过程中的环境条件及红土化的程度。

1.高岭石

高岭石是基岩经红土化形成的主要表生成因黏土矿物之一，呈次显微片状散布于红色黏土中，并常与其他表生矿物一起构成斑点、团块或沿裂隙分布的脉状、管状体，如蛇屋山金矿的白色网纹和上芒岗金矿的白色管状体。在电子显微镜下，高岭石晶体轮廓模糊，除广晶体的(001)晶面较为发育外，其他晶面均发育较差。结晶较好的高岭石呈平行于(001)面的假六方鳞片状自形晶，但一般呈不完整的假六方片状半自形晶，晶体边缘残缺不全，形成港湾状或浑圆状，溶蚀现象明显，少数被溶蚀成不规则的他形晶。晶体大小不一，片径一般在0.2～5.0μm之间，并具有一定的厚度。

在云南上芒岗金矿中，他形高岭石常见于红色黏土剖面上部的表土带和坡积带，半自形和自形高岭石主要见于下部的残积带和腐泥岩带，说明红色黏土层上部比下部风化淋滤作用强烈。

高岭石的化学成分主要为SiO_2和Al_2O_3，其中少量的Al可被Fe类质同象转换。上芒岗金矿红色黏土中高岭石的电子探针分析结果(表6-6)显示，高岭石中含有0.15%～0.31%的FeO，说明有少量的铁对铝进行了置换。Trolard和Tardy(1989)的热力学研究表明，高岭石中铁对铝的置换量(最大达3%)与系统中水的活度及溶解硅的活度有关，随水和溶解硅的活度的增加而增加，并受高岭石结晶度的影响，随结晶度的降低，置换量增加。因此，高岭石中少量铁的存在，说明高岭石的结晶度较低，并反映红土化过程中黏土层内渗透有大量的地下水，而且地下水中溶解有较多的硅。

高岭石结构的有序-无序程度即结晶度是结构单位层堆叠特征、结构缺陷和Fe^{3+}的类质同象置换量的反映，可作为标型特征指示高岭石形成的环境条件(章明奎，1997)。高岭石(001)衍射峰的半高宽是评价高岭石总体结晶度的良好方法(赵杏媛和张有瑜，1990)，该衍射峰半高宽小，则高岭石结构的无序程度小，结晶度高；反之，该衍射峰半高宽大，则高岭石

表 6-6　云南上芒岗红色黏土型金矿广岭坡矿段红色黏土中高岭石的电子探针分析结果(w_B/%)

样号	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	NiO	Cr_2O_3	Total
S117	47.03	0.02	35.46	0.15	0.00	0.05	0.06	0.00	0.23	0.00	0.00	82.99
S111	45.18	0.01	32.75	0.31	0.03	0.04	0.24	0.05	0.06	0.01	0.02	78.70

分析单位：武汉工业大学电子探针室，叶先贤

结构的无序程度大，结晶度低。

对上芒岗金矿红色黏土的X射线衍射分析显示，高岭石(001)衍射峰半高宽在红色黏土剖面中呈现有规律的变化。在剖面的顶部较大，向下波动性降低，到剖面的底部又增大，反映红色黏土剖面顶部的高岭石结晶度较低。向下高岭石结晶度总体增高，但出现多次反复，到底部与碳酸盐岩基岩接触部位又降低。这种情况说明，在红色黏土剖面的不同部位，高岭石沉淀结晶的条件不同。在红色黏土剖面的上部，因氧化淋滤作用强烈，地下水呈弱碱-弱酸性，使得硅、铝的溶解度较大，呈不饱和或微过饱和状态，不利于高岭石结构层的规则发育，加之Fe^{3+}的类质同象置换，导致所晶出的高岭石的结晶度较低。在剖面的中下部各带，地下水呈酸性，样品的去离子水浸泡液的pH值介于4.96～6.65，使得下渗的地下水中硅、铝的溶解度减小，呈过饱和状态，有利于高岭石的规则发育，所结晶的高岭石的结晶度较高。而在剖面的底部，因碳酸盐岩基岩的中和作用，使地下水的酸性程度降低，pH值介于6.46～7.26，硅和铝的溶解度增大，致使高岭石结构的无序程度较大，结晶度较低。对于剖面中部高岭石结晶度的波动变化，可能与地壳的间歇性抬升所引起的酸性地下水的不断下降有关。

2.伊利石

伊利石也是基岩经红土化作用形成的主要表生成因黏土矿物之一，呈次显微片状弥散于红色黏土中，或与其他表生矿物一起构成斑点和团块，如蛇尾山金矿黏土层下部的伊利石质团块。在电子显微镜下，伊利石的晶体形态有4种类型：①结晶良好，(010)晶面发育，形成平行于(010)晶面的板条状；②呈微细的片状、鳞片状，没有规则的晶体轮廓；③不规则的超微细颗粒集合体；④被溶蚀的浑圆形。晶体大小不一，片径多在0.1～1.5μm之间，厚度较薄。

伊利石的化学成分主要为Si和Al，但常含多种杂质元素。例如，上芒岗金矿的伊利石中含有较多的铁、镁和钠，并有金和银(表6-7、6-8)。钠可能是钾的类质同象置换物，镁可能是蒙脱石间层全所致，铁、金和银主要是吸附或机械混入物。化学成分的总量较低，暗示水的含量较高，说明经受了较强烈的风化改造。

表 6-7　上芒岗红色黏土型金矿广岭坡矿段红色黏土中伊利石的化学成分(w_B/%)

样号	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	NiO	Cr_2O_3	Total
S118	28.93	0.94	14.78	7.57	0.18	0.49	0.07	0.42	4.79	0.00	0.03	58.21
S118	37.60	1.15	12.62	6.81	0.12	0.54	0.06	0.16	4.13	0.03	0.20	63.44
S118	31.36	1.07	16.13	7.79	0.15	0.61	0.11	0.39	5.02	0.00	0.07	62.71
S111	29.42	0.41	16.48	8.94	0.03	0.33	0.16	0.37	4.14	0.03	0.08	60.39

分析单位：武汉工业大学电子探针室。

表 6-8　上芒岗红色黏土型金矿广岭坡矿段红色黏土中伊利石的化学成分及金银含量(w_B/%)

样号	SiO_2	Al_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Au_2O_3	Ag_2O	Total
S112	59.85	12.40	3.72	0.42	0.11	0.03	2.07	0.27	0.00	78.87
S112	42.70	20.74	4 87	0.68	0.16	0.21	3 67	0.00	0.05	73.06
S114	30.17	19.10	8.42	0 76	0.09	0.15	2.80	0.16	0.06	61.70
S114	34.73	19.72	7.06	0.78	0.23	0.01	3.08	0.00	0.00	65.62
S113	36.31	26.17	10.60	0.64	0.11	0.02	4 68	0.00	0.00	78.53
S113	46.00	30.57	0.27	0.52	0.03	0.0	4.60	0.00	0.00	81.98

分析单位：中国科学院地球化学研究所电子探针室，卡明再。

伊利石结构的有序-无序程度即结晶度与温度、化学成分、结构域的大小、结构的变形程度等因素有关，可用伊利石的(001)X 射线衍射峰半高宽来度量(赵杏媛和张有瑜，1990)，半高宽越大，说明伊利石的结晶度越低。伊利石的结晶度可作为标型特征反映其风化的程度，一般随风化程度的增高，伊利石的化学成分中钾等大阳离子被逐步淋出，晶体结构的不均匀性增大，结构变形程度提高，结构域变小，导致伊利石的结晶度降低，(001)X 射线衍射峰的半高宽增大。

对上芒岗金矿的黏土矿物进行 X 射线衍射分析显示，伊利石的(001)衍射峰的半高宽介于 0.30～0.82°2θ 之间，说明伊利石的结晶度总体较低，风化程度较高。但在红色黏土剖面中，伊利石的(001)X 射线衍射峰半高宽呈现波状变化，其中在钙华-沼泽带最小，反映该带中伊利石的结晶度较高，风化程度较弱。

(三) 氧化物和氢氧化物矿物特征

1.针铁矿

针铁矿是基岩经红土化形成的主要表生成因铁矿物，呈次显微针状弥散于红色黏土中，或与其他矿物组成褐铁矿团块，呈结核状、豆粒状、皮壳状和黄铁矿假象星散于红色黏土及所含砂砾中。褐铁矿团块常具环带构造，其内部发育大量椭圆形的管状孔道，显示沿孔道的淋滤和在孔道壁上的沉淀。电子显微镜下，针铁矿呈细小的针状，长度一般在 0.02～1.0 μm 之间，构成絮状、球状等集合体。

因针铁矿的粒度细小，电子探针分析所得成分主要为褐铁矿的成分，其中含有较多的硅、铝和一定量的钾(表 6-9)，并含少量金、银、铬和砷(表 6-10)，反映组成褐铁矿的针铁矿中有铝和铬的类质同象置换(Norrish 和 Taylor，1961)，且是金银的主要载体矿物之一，而硅和钾主要由混入的黏土矿物引起，砷主要为针铁矿对砷的吸附所致。

针铁矿中铝的类质同象置换率可作为标型特征反映其形成的环境条件。由于 Al^{3+} 的离子半径(0.061 nm)小于 Fe^{3+} 的离子半径(0.063 nm)，当 Al^{3+} 类质同象置换针铁矿中的 Fe^{3+} 时，可造成针铁矿晶胞参数减小。因此，应用 X 射线衍射分析结果，可以确定针铁矿中铝的类质同象置换率，如应用 $d_{(110)}$、$d_{(130)}$、$d_{(111)}$、c_0 等的计算方法(Schulze，1984；陈世益，1997a)。其中晶胞参数 c_0 与铝置换率(Al mol%)的线性关系最佳(Schulze，1984)，即 Al mol% = 1730 − 572 c_0，式中 $c_0 = [1/d_{(111)}^2 - 1/d_{(110)}^2]^{-1/2}$，并得到了实验研究的证实(陈世益，1997b)。

表 6-9　云南上芒岗红色黏土型金矿广岭坡矿段红色黏土中褐铁矿的化学成分电子探针分析结果(w_B/%)

样号	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Au_2O_3	Ag_2O	Total
S117[①]	12.15	0 19	14.42	42.81	0 37	0.22	0.02	0.18	1.41			71.77
S117[②]	15.76	1.95	12.74	35.82	0.58	0.34	0 03	0.55	2.37			70.14
S111[①]	13.53	0.74	11 85	28.93	0 04	0.13	0.08	0.18	2 43			57.91
S111[②]	24.29	0.24	10.14	26.03	0 08	0.18	0.04	0.83	1.79			63.62
S111[①]	24.98	0.13	21.54	24 60	0.07	0.14	0.18	0 21	0 74			72 59
S113[②]	3.63		0.66	67 09		0.65	0.19	0 21	0 22	0.00	0.00	72.65
S112[②]	2.13		3.50	54 31		0.00	0.09	0.00	0.10	0.00	0 21	60.34
S114[②]	10.01		5.33	35.25		0.00	0.30	0 38	0.59	0.00	0.00	51.85
S114[②]	23.07		17 93	30 95		0.76	0.25	0.00	1.95	0 00	0.12	75.02

分析单位：①武汉工业大学电子探针室；②中国科学院地球化学研究所电子探针室，王明再.

表 6-10　云南上芒岗红色黏土型金矿广岭坡矿段红色黏土中褐铁矿的微量元素电子探针分析结果(w_B/%)

样号	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	CoO	NiO	MnO	CuO	PbO	ZnO	As_2O_3	Sb_2O_5	Au_2O_3	Ag_2O
S112－1	1.78	0.00	4.56	0.43	54 46	0.18	0.00	0.30	0.00	0.00	0.04	0 68	0.06	0.34	0.10
S112－2	2.09	0.00	8.84	0.65	50.73	0.10	0.03	0 17	0 15	0.42	0.00	0.72	0.05	0.00	0 05
S112－3	4.99	0.05	8.05	0.60	58.21	0.14	0 10	0 25	0.09	0.00	0.07	0.52	0.02	0.00	0 00
S112－4	21.24	0.30	14.91	0.56	33.24	0 03	0 00	0.20	0.00	0.00	0.07	0.03	0.22	0.07	0.00
S112－5	17.58	0.48	14.99	0.24	40.00	0 05	0.02	0.02	0.07	0.09	0.14	0 63	0.34	0.00	0.00
S112(2)	2.70	0.38	4.97	0.06	62.03	0.09	0.07	0.18	0.09	0 00	0.07	0.57	0.00	0.60	0.00
S114－1	1 70	0.03	1.18	0.05	77.88	0.10	0.00	0.03	0 00	1.01	0.00	0.24	0.00	0.00	0.04
S114－2	5.46	0.13	1.35	0.02	69 28	0.00	0.01	0.08	0.02	0.00	0.12	0.05	0.00	0.02	0.09
S114(1)	2.09	0.04	1.24	0 06	75.30	0.17	0.00	0.00	0.12	0.00	0.32	0.92	0.00	0.46	0.00
S116	6.58	0.02	4.79	0.03	52.63	0.04	0.00	0.04	0.03	0.33	0.00	0 00	0.00	0.17	0.06
S113	5.11	0 02	10.95	0.02	51.79	0.00	0.01	0 00	0.05	0.00	0.04	0.38	0.06	0.35	0.01

分析单位：中国科学院地球化学研究所电子探针室，王明再。

根据上芒岗金矿红色黏土中粘粒部分的 X 射线衍射分析结果，利用针铁矿的 $d_{(110)}$ 和 $d_{(111)}$ 值，通过计算晶胞参数 c_0，进而求得针铁矿中铝置换率。结果表明，上芒岗金矿中针铁矿的铝置换率自剖面顶部向下出现高—低—高—低的变化，其中表土带和残积带较高，钙华-沼泽带最低。

铝(含铝)针铁矿形成于湿热气候和水饱和的环境中，其铝的置换率与体系中 Fe^{3+} 的含量无关，而与介质中水、SiO_2 和 Al^{3+} 的活度有关(Trolard 和 Tardy, 1989)。水和 $Si(O_2)$ 的活度增高，铝置换率降低；Al^{3+} 的活度增高，铝置换率增高。故低洼处水体中沉淀的针铁矿和水稻土中的针铁矿铝的置换率很低，而山丘顶部风化壳中针铁矿的铝置换率较高；脱硅不强烈的风化壳中针铁矿的铝置换率较低，而脱硅富铝的风化壳中针铁矿的铝置换率较高(朱立

军,1997;陈世益, 1997b)。因此,针铁矿的铝置换率可以反映风化壳的红土化程度和潜水面的位置。老万场金矿中,针铁矿的铝置换率在红色黏土剖面上的变化特征,说明风化壳的红土化程度自上部向下逐渐降低,是一次堆积-红土化过程的反映,其中富锰质黏土带基本代表古潜水面的位置。上芒岗金矿中针铁矿的铝置换率的变化特征,说明风化壳的上部及中下部的残积带红土化程度较高,指示风化壳由两次堆积-红土化过程形成,第一次形成残积带以下部分,第二次形成钙华-沼泽带以上部分,其中第一次的红土化程度比第二次高,两次形成过程的古水位面分别处于腐泥岩带和钙华-沼泽带部位。

2.三水铝石

三水铝石为主要的表生成因铝矿物,但在红色黏土中含量较少,呈微细鳞片状分散于红色黏土中。电子显微镜下呈半自形和自形的假六方鳞片状,片径在0.1～0.3μm之间,为表生条件下沉淀结晶的特征。化学成分主要为Al_2O_3,并含少量的铁、金和银(表6-11),说明三水铝石是在硅和铝形成高岭石后,由剩余的铝沉淀结晶而成,并对金、银有较强的吸附能力。

表6-11 云南上芒岗红色黏土型金矿广岭坡矿段红色黏土中三水铝石化学成分及金含量(w_B/%)

样号	SiO_2	Al_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Au_2O_3	Ag_2O	Total
S113	0.00	95.44	0.21	0.00	0.03	0.01	0.00	0.28	0.13	96.12

分析单位:中国科学院地球化学研究所电子探针室,王明再。

3.锐钛矿

锐钛矿是主要的表生成因钛矿物,但在红色黏土中含量较少,星散状分散于红色黏土中。电子显微镜下呈中部较粗两端较细的短柱状,长度在0.2～0.5μm之间,端面参差不齐,常组成放射状六连晶晶簇,是表生条件下沉淀结晶的特征。

4.氧化锰

氧化锰是主要的表生成因锰矿物,在红色黏土中含量较少。由于粒度微细,或主要呈非晶质的无定形氧化锰,在X射线衍射分析中没有衍射峰,但据湖北省第四地质大队(1994)资料,蛇屋山金矿中有硬锰矿,其他锰矿物如软锰矿存在与否尚待深入研究。电子探针分析(表6-12)显示化学成分以MnO为主,并含有大量其他杂质元素,如铁、铝、钛、硅、钠、钾、镍、铬等,说明氧化锰常与黏土矿物、针铁矿等其他表生矿物一起构成集合体。

表6-12 云南上芒岗红色黏土型金矿广岭坡矿段红色黏土中氧化锰的化学成分(w_B/%)

样号	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	NiO	Cr_2O_3	Total
S118	0.26	0.40	5.58	8.36	47.79	0.05	0.04	2.97	0.49	0.22	0.12	66.30
S118	0.43	0.54	5.88	3.67	53.22	0.00	0.16	0.07	0.45	0.20	0.08	64.69

分析单位:武汉工业大学电子探针室。

(四)原岩矿物特征

1.石英

石英是主要的基岩风化残留矿物,组成红色黏土的砂砾部分,按产出状态分为单颗粒、集合体和岩屑中的石英。单颗粒石英主要分布于细砂和粉砂部分,呈棱角状、次棱角状、浑

圆状他形颗粒及长柱状自形晶。石英集合体主要分布于中砂和粗砂部分，呈棱角状，包括微晶石英集合体、细脉状石英集合体和晶簇状石英集合体。岩屑中的石英主要产于细碎屑岩构成的砾石和粗砂中。

石英的产出状态和形态特征可以反映原岩特征。他形石英颗粒和岩屑中的石英主要为沉积地层的风化残留物，自形石英和集合体石英是蚀变岩石的风化产物，如上芒岗金矿果园矿段产出的长柱状自形石英，为蚀变沙子坡组中的石英晶洞风化残留物，而含有褐铁矿化黄铁矿的石英集合体更是热液蚀变矿化形成的矿源体的直接反映。

自形石英的形态标型可反映基岩中原生矿化的特征。例如，上芒岗金矿果园矿段的红色黏土中所含的自形石英，呈六方长柱状习性，$L^3/L^2=3\sim5$，其菱面体 $R\approx r$，反映原生矿化时处于温度较低、过饱和度较低、中性-弱酸性条件。

电子探针分析表明，沉积岩残留的单颗粒石英和岩屑中的石英，含杂质元素较少（表 6-13），而蚀变岩残留的集合体状石英含铝、钾、钠等杂质元素较多（表 6-14），是有利于成矿的标志。多数石英颗粒中含金（表 6-14），这一方面与石英表面和微裂隙中存在褐铁矿有关；另一方面也说明石英颗粒特别是蚀变岩残留的石英颗粒本身也含有微细粒的包体金，因此是基岩矿化特征和矿化程度的良好标志。

表 6-13　云南上芒岗红色黏土型金矿广岭坡矿段红色黏土中石英的电子探针分析结果（w_B/%）

样号	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	NiO	Cr_2O_3	Total
S118	99.10	0.02	0.16	0.10	0.09	0.05	0.15	0.02	0.05	0.03	0.05	99.82
S111	88.54	0.00	0.03	0.09	0 02	0.04	0.03	0.00	0.20	0.01	0.00	88.95

分析单位：武汉工业大学电子探针室。

表 6-14　上芒岗红色黏土型金矿广岭坡矿段红色黏土中石英的化学成分及金银含量（w_B/%）

样号	SiO_2	Al_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Au_2O_3	Ag_2O	Total
S112vein	103.75	0.60	0.10	0.00	0.03	0.05	0.02	0.02	0.07	104.63
S112vein	103.88	0.00	0.07	0.00	0.02	0.00	0.00	0.08	0.01	104.06
S112	101.21	0.00	0.00	0.02	0.0	0.00	0.00	0.00	0.00	101.23
cS116	101.93	0.17	0.08	0 00	0.05	0.00	0.00	0.30	0.10	102.63
cS111	88.49	0.05	0.10	0.00	0.02	0.00	0.07	0.03	0.00	88.79
S116	87.37	0.00	0.40	0.00	0.01	0.00	0.09	0.02	0.06	87.94
cS112	82.97	0.06	0.10	0 00	0.01	0.17	0.01	0.24	0.00	83.54

分析单位：中国科学院地球化学研究所电子探针室，王明再。

2.迪开石

迪开石主要见于上芒岗金矿，是基岩中迪开石脉和斑状团块的风化残留物，呈集合体状构成红色黏土中的次棱角状砂粒，或呈细脉状存在于蚀变的勐戛组泥岩、粉砂岩构成的砾石中。单个矿物颗粒呈近四方形的粒状，粒径 0.005～0.01mm，具有特征的书叠状构造。

迪开石的化学成分稳定，主要为 SiO_2 和 Al_2O_3，杂质元素含量较少（表 6-15）。粒度较粗的纯迪开石脉是浅部低温热液蚀变的产物，因此，红色黏土中残留的迪开石质砂粒是基岩发育低温热液蚀变的直接标志。

表 6-15　云南上芒岗红色黏土型金矿广岭坡矿段红色黏土中迪开石的电子探针分析结果(w_B/%)

样号	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	NiO	Cr_2O_3	Total
S111	43.15	0.00	33.12	0.02	0.16	0.05	0.10	0.03	0.06	0.00	0.00	76.70
S111	40.88	0.00	32.56	0.00	0.02	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.01	73.55

分析单位：武汉工业大学电子探针室。

3.其他矿物

(1)斜长石

斜长石为基岩风化的残留矿物，一般呈他形粒状，多数风化成黏土矿物，仅残留外形，但在上芒岗金矿的红色黏土中，经透射电子显微镜观察，发现有微小的自形斜长石，长1.0μm，可能来自附近的二长斑岩脉的风化残留物。

(2)云母

在上芒岗金矿的红色黏土中，发现有自形的云母，呈板片状，长1.4μm，两端具撕裂现象，可能是附近的煌斑岩脉或二长斑岩脉风化后残留的黑云母，被近距离搬运堆积到红色黏土层中。

三、金的赋存状态

(一)　金在红色黏土层中的分布

1.平面分布

云南上芒岗金矿红色黏土层之下的卡林型金矿源体的宽度在80～150m之间，而红色黏土层中金异常带的范围明显超出矿源体的范围，宽度达300m。由4个矿段红色黏土层中的金含量(表6-16)可以看出，在矿体部位金含量高达50.00×10^{-6}，在矿体附近的风化层(G2-1ZB)中金含量降为0.26×10^{-6}，在远离矿体的沙子坡组白云岩风化层(M30P)中进一步降低到0.06×10^{-6}。对广岭坡矿段主矿体部位垂直走向方向的取样分析同样显示，自矿体部位向外，金、银含量逐渐降低(图6-5)。

表 6-16　云南上芒岗红色黏土型金矿各矿段红色黏土层中的金含量($\times10^{-6}$)

广岭坡矿段			麦窝坝矿段			羊石山矿段			果园矿段		
样号	样品特征	Au	样号	样品特征	Au	样号	样品特征	Au	样号	样品特征	Au
S119	褐色黏土	0.50	M11H	棕色黏土	7.60	Y2-2D	棕色黏土	0.26	G1-1S	红色黏土	1.49
S118	红色黏土	0.56	M11G	灰白色黏土	0.52	Y2-2S	棕色黏土	3.48	G1 1X	红色黏土	2.14
S117	红色黏土	0.93	M11F	钙华	12.11	Y2-2ZH	灰白色黏土	2.99	G2-1Y	红色黏土	2.08
S116	红色黏土	1.49	M11E	红色黏土	16.71	Y2-2X	杂色黏土	12.58	G2-1ZH	紫色黏土	1.49
S115	红色黏土	0.45	M11D	红色黏土	11.04	Y2-1	黑色黏土	2.27	G2-1Z	灰色黏土	0.78
S114	灰黑色黏土	0.45	M11C	红色黏土	14.84	Y1 2S	红色黏土	1.43	G2-1ZB	白云石沙土	0.26
S113	红色黏土	50.00	M11B	红色黏土	21.73	Y1-2ZH	红色黏土	1.36			
S112	红色黏土	1.17	M11A	白云石沙土	3.96	Y1 2X	红色黏土	2.73			
S111	红色黏土	1.43	M30P	白云石沙土	0.06	Y1-1	白云石沙土	1.88			

分析单位：中国科学院地球化学研究所分析测试中心，凌宏文、冯家毅。

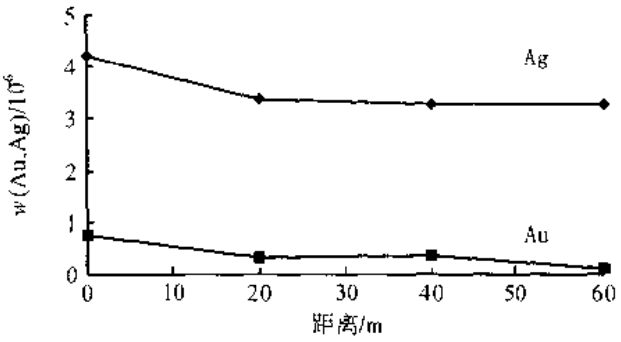


图 6-5　云南上芒岗红色黏土型金矿广岭坡矿段主矿体外侧金银含量变化特征

上述特征说明，红色黏土型金矿床中，在矿源体之上对应的主矿体部位金含量最高，向两侧降低，形成较宽的金异常带，反映红土化过程中金发生了侧向扩散。一般金异常带的范围比矿源体的范围宽 2～3 倍。

2. 剖面分布

在云南上芒岗金矿广岭坡和麦窝坝矿段的红色黏土剖面中，金明显在残积带和腐泥岩带中富集(图 6-6)，其中残积带的金含量总体高于腐泥岩带，是金的主要富集部位(Yang Zhusen, et al., 1999)。钙华-沼泽带中局部有金的富集，如麦窝坝矿段该带下部的透镜状钙华层中含金较高，而上部灰白色黏土夹透镜状钙华层中金含量较低。坡积带中局部也有金的富集，主要限于中下部位，特别是在底部，常形成小规模矿体。表土带相对于下部各带其金的含量较低，但相对于矿体外围，金仍有明显的富集。

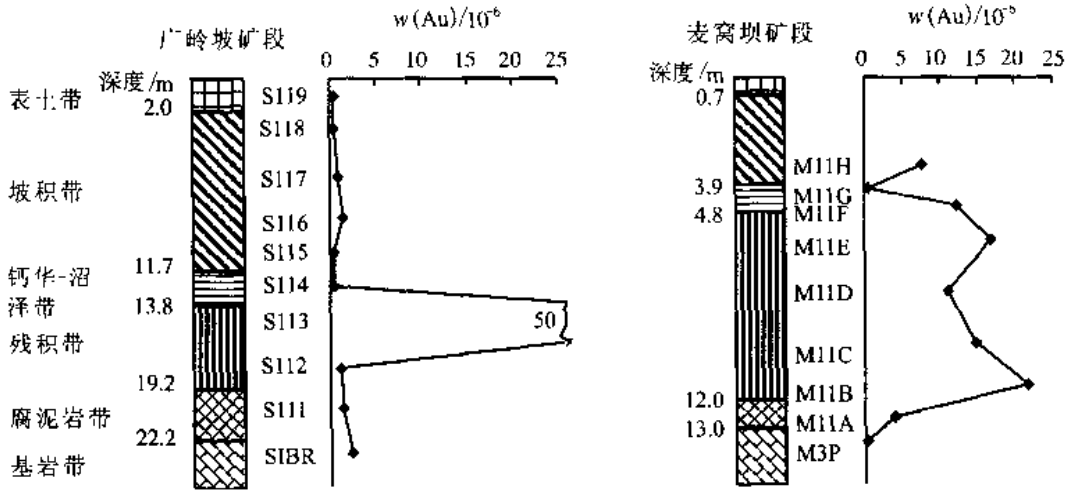


图 6-6　云南上芒岗红色黏土型金矿红色黏土剖面中金的分布特征

上述特征说明，除老万场金矿外，金在红色黏土剖面中具有明显富集的层位，主要出现在剖面的中下部，显示金在红土化过程中向下发生了明显迁移，并富集在古潜水面附近弱氧化地带。

(二)金在红色黏土不同粒级中的分布

对采自云南上芒岗金矿广岭坡矿段红色黏土剖面中下部的6件样品，用湿筛法和沉降法将其分为5个粒级，分析不同粒级的金含量，计算金在不同粒级中的分配率。结果(表6-17)表明，金的分配率在粗粒部分(>0.9mm)与黏粒(<0.002mm)和粉粒(0.002~0.076mm)部分较高，呈明显的双峰式分布(图6-7)，其中坡积带内(S116、S115)以粘粒级较高，钙华-沼泽带内(S114)以粉粒级较高，残积带内(S113、S112)以粗粒级较高，腐泥岩带内(S111)以粘粒和粉粒级较高。

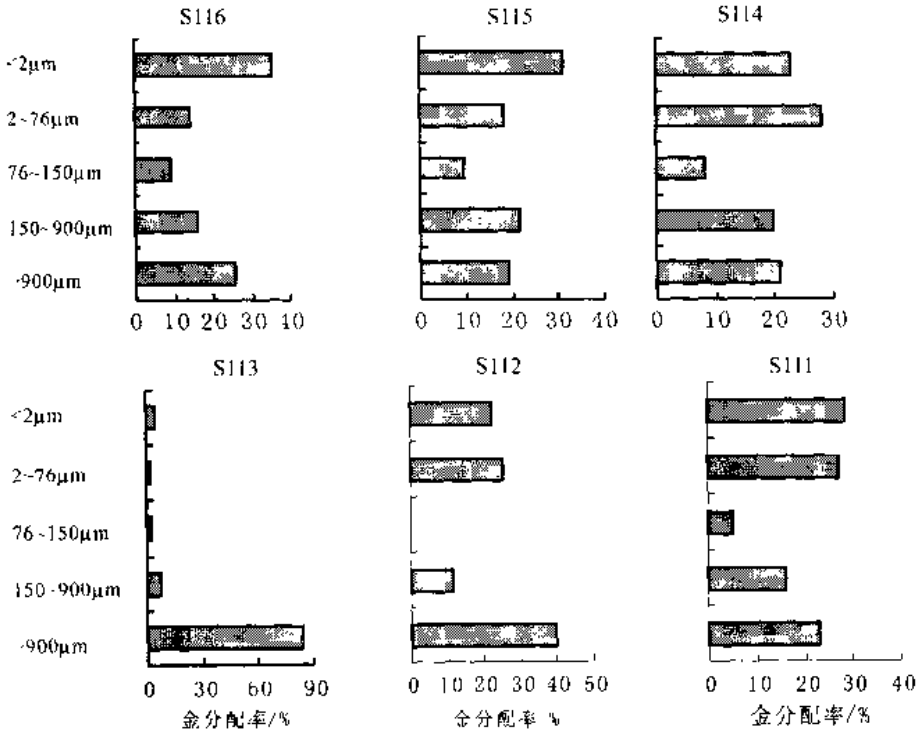


图6-7 云南上芒岗红色黏土型金矿广岭坡矿段红色黏土不同粒级中金的分配率

由于粗粒级部分以石英和蚀变岩岩屑为主，含有大量褐铁矿结核，且石英表面覆盖有铁锰氧化物薄膜，该部分的高金含量主要与铁锰氧化物对金的吸附有关。黏粒部分和粉粒部分以黏土矿物为主，含少量针铁矿，该部分金的含量较高主要与高岭石、伊利石等黏土矿物和少量针铁矿等铁锰氧化物对金的吸附有关。而中细粒部分由大量石英组成，黏土矿物和铁锰氧化物很少，致使金的含量较低，其中的金可能为蚀变岩风化残留的石英中所包裹的金。

金在不同粒级的双峰式分布特征说明，红色黏土中的金与褐铁矿和黏土矿物等表生矿物有密切关系，金的沉淀富集主要是由表生矿物的吸附引起的。

(三)金的赋存状态

红色黏土型金矿中，肉眼和显微镜观察很少发现可见金，说明金的粒度微细。根据电子显微镜观察和电子探针分析，金的赋存形式有显微金、细分散金和吸附金。

表 6-17　云南上芒岗红色黏土型金矿广岭坡矿段红色黏土不同粒级中金的分配率

位置	样号	项　目	>0.9mm	0.15~0.9mm	0.076~0.15mm	0.002~0.076 mm	<0.002mm	总和
坡积带	S116	粒级含量/%	13.84	13.71	8.51	48.08	15.87	100.00
		金含量/10^{-6}	1.88	1.18	1.48	0.83	1.24	1.49
		金分配率/%	25.50	15.81	9.08	14.00	35.61	100.00
	S115	粒级含量/%	14.10	19.13	9 80	39.13	17.84	100.00
		金含量/10^{-6}	1.46	1.20	1 02	0.83	1.15	0.45
		金分配率/%	19.25	21.60	9.62	18.11	31 42	100 00
钙华-沼泽带	S114	粒级含量/%	15.16	16.88	8.66	32.46	26.84	100.00
		金含量 10^{-6}	1.46	1.18	1.19	0.70	1.08	0.45
		金分配率/%	21.02	19.86	8.33	28.04	22.75	100.00
残积带	S113	粒级含量/%	61 81	8.19	5.69	17 17	7.14	100.00
		金含量 10^{-6}	51.90	35.10	16.10	8.88	14.80	50 01
		金分配率/%	83.59	7.49	2 07	2.21	4.64	100.00
	S112	粒级含量/%	18.17	13.06	6.91	40.71	21 16	100.00
		金含量 10^{-6}	3.38	1 34	0 85	0.86	1.94	1.17
		金分配率/%	40.06	11.42	0.58	25.36	22.58	100.00
腐泥岩带	S111	粒级含量/%	16.05	13.20	6.12	44 27	20.36	100.00
		金含量 10^{-6}	2.55	2 17	1.30	1.14	2.53	1.43
		金分配率/%	22.92	16.25	5.12	27.04	28.67	100.00

金分析单位：中国科学院地球化学研究所分析测试中心，凌宏文、冯家毅。

1. 显微金

云南上芒岗金矿的红色黏土型矿石中，极少数自然金的粒度可达 3～10μm（核工业云南地质调查队，1993），说明有显微可见金的存在，电子探针分析表明，成色达 998，为高纯度自然金。

2. 细分散金

对云南上芒岗金矿红色黏土的粘粒部分和粉粒部分进行透射电子显微镜分析，发现有粒径约 500nm、250nm 和 50nm 的超显微金颗粒，呈圆球形颗粒和{100}+{110}的聚形自形晶，附着于高岭石、伊利石和针铁矿的边缘。另外，对红色黏土磨制的光薄片进行电子探针面扫描，也发现有粒径在 500nm 左右的圆球形金颗粒，产于黏土矿物的边缘。这些分析结果充分说明上芒岗金矿的红色黏土中存在有纳米级的细分散态金颗粒，附着于黏土矿物和针铁矿的边缘。

上述观察分析结果表明，红色黏土型金矿中部分金以纳米级超显微颗粒附着于黏土矿物和针铁矿的边缘。

3. 吸附金

对云南上芒岗金矿红色黏土中表生成因的黏土矿物（主要为伊利石）、褐铁矿、三水铝石和原岩残留矿物石英进行电子探针分析，发现各矿物中都有金的存在（表 6-18），其中石英中金的检出率最高，达 75.00%，其次为褐铁矿，约 46.67%，而黏土矿物中为 42.86%。原岩残留矿物石英中多数测点含金，一方面说明基岩中的原生矿化程度较高；另一方面与石英表面和微裂隙中存在的大量褐铁矿对金的吸附有关。在表生成因矿物中，有近一半测点含

表 6-18　云南上芒岗红色黏土型金矿红色黏土中表生矿物的 Au、Ag 电子探针分析{w_B/%}

矿物	样号	Au_2O_3	Ag_2O	矿物	样号	Au_2O_3	Ag_2O
	S116	0.17	0.06		S114	0.16	0.06
	S114	0.00	0.00		S114	0.00	0.00
	S114	0.00	0.12	黏	S113	0.00	0.00
	S114-1	0.00	0.04	土	S113	0.00	0.00
	S114-2	0.02	0.09	矿	S113	0.28	0.13
	S114(1)	0.46	0.00	物	S112	0.27	0.00
褐	S113	0.35	0.01		S112	0.00	0.05
	S113	0.00	0.00		检出率	42.86	42.86
铁	S112	0.00	0.21		S116	0.02	0.06
	S112-1	0.34	0.10		cS116	0.30	0.10
矿	S112-2	0.00	0.05		S112	0.00	0.00
	S112-3	0.00	0.00	石	S112(2)	0.00	0.00
	S112-4	0.07	0.00		cS112	0.24	0.00
	S112-5	0.00	0.00	英	S112vein	0.02	0.07
	S112-(2)	0.60	0.00		S112vein	0.08	0.01
					cS111	0.03	0.00
	检出率	46.67	53.33		检出率	75.00	50.00

分析单位：中国科学院地球化学研究所电子探针分析室，王明再。

金，说明这些矿物表面有吸附态的金存在，红土化过程中金的富集主要与这些矿物对金的吸附有关。由褐铁矿的背散射电子成像可以看出，即使宏观上较致密的球粒状褐铁矿中也有大量椭圆形微孔道和微裂隙，这对于金在褐铁矿中的吸附富集起着重要的作用。

由上芒岗金矿红色黏土中金含量的自然对数值与粘粒部分矿物含量的关系可以看出，金含量与伊利石和针铁矿的含量呈对数正相关关系，其中伊利石的相关性高于针铁矿，与高岭石的含量呈对数负相关关系，而与石英含量的相关性不明显。由于投点比较漫散，上述相关性并不十分显著，暗示只有部分金呈吸附状态，其中伊利石和三水铝石对金的吸附能力较强，而高岭石和绿泥石较弱。导致伊利石对金的吸附能力比高岭石强的原因，主要是伊利石结构中具有层间电荷，而高岭石结构中呈电中性，使得伊利石在晶体边缘的破键处比高岭石具有较多的静电荷，提高了伊利石对金的吸附能力。由于红色黏土中的针铁矿常构成粗粒的褐铁矿团块和结核，使粘粒部分中针铁矿的含量降低，若总体考虑，针铁矿的含量可能也与金含量具有较好的正相关关系，显示针铁矿对金也具有较强的吸附作用。

上述分析表明，红色黏土型金矿中存在吸附态的金，并主要与伊利石和针铁矿对金的吸附作用有关。

4.物相分析

核工业云南地质调查队(1993)对上芒岗金矿中红色黏土型矿石的化学物相分析显示，颗粒金占 77.24%(表 6-19)，主要以连生体金存在，其次为单体金，其他矿物中的金所占比例很少。这些分析结果说明，红色黏土型矿石中的金主要为裸露金，呈高度游离状态分布。

表 6-19　云南上芒岗红色黏土型金矿广岭坡矿段金的物相分析结果

物　相	含量/10^{-6}	占有率/%
单体金	0.50	14.04
连生体金	2.25	63.20
碳酸岩矿物中金	0.10	2.81
锰矿物中金	0 05	1.40
黄铁矿中金	0 28	7.87
毒砂中金	0 18	5.06
赤、褐铁矿中金	0.075	2.11
硅酸盐矿物中金	0.075	2.11
石英包裹金	0.05	1.40
合计	3.56	100

资料来源：核工业云南地质调查队，1993。

大部分金以超显微粒状附着于黏土矿物和针铁矿的边缘，少量呈包裹态嵌于石英、褐铁矿、重晶石和硫化物矿物中。

5.金的浸取实验

将采自云南上芒岗金矿广岭坡矿段红色黏土剖面中下部的样品，置于碱性(NaOH)溶液中，加入氰化钠充分搅拌，浸泡 48 小时后过滤，并用去离子水清洗，再分别测量浸出液和残渣中的金含量，计算金的浸出率。结果(表 6-20)显示，金的浸出率在 94%以上。

表 6-20　云南上芒岗红色黏土型金矿广岭坡矿段红色黏土中金的浸取实验结果

样号	样重/g	浸取结果		分析结果		金重量		总金量/μg	浸出率/%
		浸出液/ml	残渣/g	浸出液/μg·ml^{-1}	残渣/10^{-6}	浸出液/μg	残渣/μg		
S111	50.00	175.07	49.10	0.40	0.030	70.03	1.47	71 50	97.94
S112	50.00	155.17	49.40	0.37	0.022	57.41	1.09	58.50	98.14
S113	50.00	194.78	49.30	12.24	2.350	2384.15	115.86	2500.01	95.37
S114	50.00	96.50	48.90	0.22	0.026	21 23	1.27	22.50	94 35
S115	50.00	135.41	49.10	0.16	0.017	21.67	0.84	22.51	96.29
S116	50.00	109.41	47.80	0.28	0 039	30.64	1.86	32.50	94.26

金分析单位：中国科学院地球化学研究所分析测试中心，凌宏文、冯家毅。

上述浸取实验证明，红色黏土型金矿矿石的可浸性好，浸出速度快，浸出率高，反映红色黏土中的金基本为裸露金，包体金很少。由于在短时间内绝大部分金被浸出，说明金大部分为纳米级的超显微细分散态和吸附态的游离金，而微米级的显微金相对较少。

四、上芒岗红色黏土型金矿的地球化学特征

在红色黏土型矿床的形成过程中，红土化作用居于支配地位，使组成原岩的化学元素发

生重新分配和组合，转变为表生环境下相对稳定的状态，形成红色黏土型金矿床独特的地球化学特征。

(一)常量元素地球化学特征

常量元素通常指造岩元素 Si、Al、Ca、Mg、K、Na 和铁族元素 Fe、Ti、Mn 及非金属元素 P。在红色黏土型金矿的赋矿黏土层中，这些元素的含量、分布及迁移富集等地球化学特征记载着红色黏土层的形成过程及成矿的环境条件和物质来源等信息。

红色黏土型金矿床的赋矿黏土层是由原岩的风化产物就地或近距离搬运堆积再经红土化改造形成的，其常量元素的组成特征可反映赋矿红色黏土层的物质来源。

云南上芒岗金矿赋矿红色黏土和相关岩石的化学分析结果见表 6-21。红色黏土中常量元素以 SiO_2、Al_2O_3、Fe_2O_3 为主，三者的总含量在 76.27%～91.06%之间，平均 86.41%，K_2O 含量在 1.83%～5.48%之间，平均 2.59%，其他元素含量甚少。

表 6-21　云南上芒岗红色黏土型金矿广岭坡矿段红色黏土的化学分析结果(w_B/%)

样号	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O	Total
S119	63.95	0.45	17.30	6.52	0.08	0.23	0.60	0.00	0.10	2.01	0.43	7.53	99.20
S118	70.23	0.33	15.10	5.73	0.07	0.05	0.70	0.20	0.09	2.19	0.03	4.46	99.18
S117	64.19	0.32	18.47	6.70	0.01	0.23	0.50	0.00	0.16	2.27	0.08	6.32	99.25
S116	65.47	0.75	15.37	7.55	0.60	0.20	0.60	0.38	0.14	2.64		5.42	99.12
S115	63.23	0.69	14.53	7.97	0.24	0.43	0.61	0.42	0.18	2.23		7.94	98.47
S114	59.95	0.74	15.93	6.77	0.98	0.17	0.69	0.41	0.20	2.23		9.9	97.97
S113	33.45	0.80	23.73	19.09	0.95	0.06	0.73	0.41	0.10	5.48		13.9	98.70
S112	63.69	0.69	16.08	8.38	0.71	0.17	0.59	0.41	0.13	2.41		5.79	99.05
S111	63.66	0.84	15.47	9.17	0.53	0.08	0.48	0.42	0.20	1.83		6.16	98.84
蚀变岩①	68.35	0.70	11.20	7.33	0.29	0.01	1.31	1.11	0.06	2.25	0.04	5.17	98.49
白云岩②	8.01	0.04	1.33	0.89	0.64	0.06	17.72	29.22	0.14	0.17	0.02	1.86	59.85
碎屑岩③	76.64	0.55	12.95	2.79	0.18	0.02	0.45	0.15	0.16	2.46	0.18	3.13	99.66

分析单位：中国科学院地球化学研究所测试分析中心化学分析室，李荪蓉。

①蚀变岩为 7 件样品平均值；②白云岩(下二叠统沙子坡组)为 11 件样品平均值；③碎屑岩(中侏罗统勐戛组)为 8 件样品平均值。碎屑岩和 5 件白云岩数据来自云南省潞西县上芒岗金矿床广岭坡矿段勘探报告(核工业云南地质调查队，1993)。

与蚀变岩和中侏罗统勐戛组碎屑岩相比，红色黏土中 SiO_2 偏低，Al_2O_3 偏高，而与下二叠统沙子坡组白云岩相比，红色黏土中 SiO_2、Al_2O_3、Fe_2O_3 的含量要高出几到十几倍，说明红色黏土不完全是由白云岩基岩风化形成，其中加入了大量蚀变岩和碎屑岩的风化产物。红色黏土中 K_2O 的含量与蚀变岩和碎屑岩相当，比白云岩高十几倍，说明在红土化过程中 K_2O 没有发生明显的淋失，甚至在部分样品中还发生了富集，这与整个红色黏土层中均含有较多的伊利石有关，是红土化作用不彻底的反映。其他元素中，MnO 的含量高于各类基岩，TiO_2 的含量明显高于白云岩而与蚀变岩和碎屑岩相差不大，CaO 和 MgO 的含量低于蚀变岩和白云岩而与碎屑岩相近。

上述表明，红色黏土型金矿床中的常量元素组成以 SiO_2、Al_2O_3 和 Fe_2O_3 为主，其他元素的含量要低得多。与正常风化壳的红色黏土相比，矿床中赋矿的红色黏土层通常含有较多的 SiO_2 和 Fe_2O_3，说明红色黏土型金矿床的原岩构成比较复杂，除下伏的碳酸盐岩外，还有碎屑岩和各种热液蚀变岩等不同类型的富硅和(或)富铁岩(矿)石。这些不同类型的岩(矿)石在红土化作用过程中相互间的化学成分发生了均匀化。

1.剖面分布特征

土芒岗金矿的红色黏土剖面中，各常量元素在垂向上的分布呈现不同的特征(图 6-8)，主要常量元素在残积带的顶部出现明显的变化，SiO_2 显著减少，Al_2O_3 和 Fe_2O_3 明显增加，而在剖面的其他部位，从上到下 SiO_2 和 Al_2O_3 基本没有变化，Fe_2O_3 略有增加。这种分布特征说明整个红色黏土层由两次堆积-红土化过程形成，第一次形成残积带及以下部分，并使残积带顶部经受了强烈的红土化改造，发生了去硅和富铁铝化；第二次形成钙华-沼泽带及以上部分，但红土化作用的程度相对较弱。

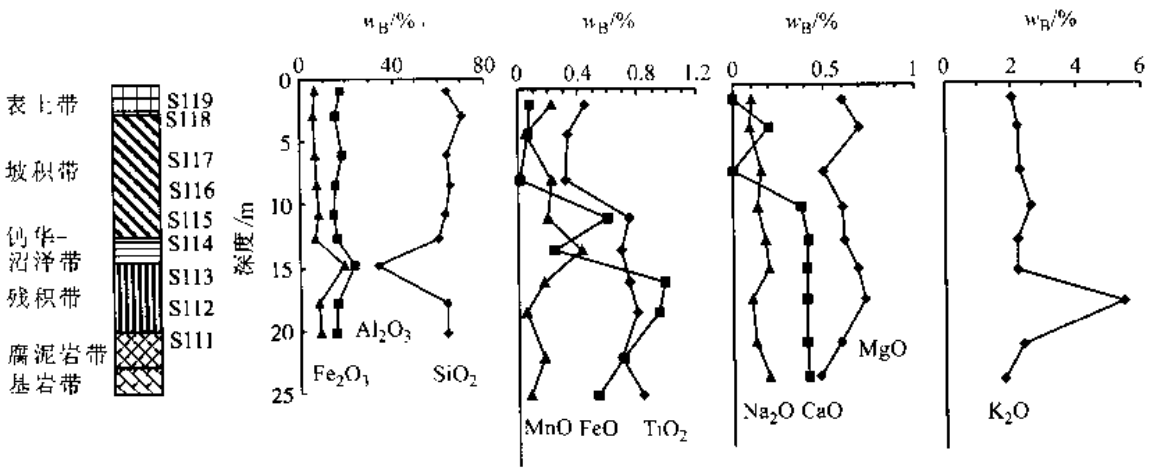


图 6-8　云南上芒岗红色黏土型金矿广岭坡矿段红色黏土剖中常量元素的垂向分布图

其他常量元素中，FeO 的含量从上到下呈增加的趋势，反映氧化条件向下减弱，其中在钙华-沼泽带达最高值，说明该带曾经处于还原环境，并在后期的红土化过程中处于氧化作用很弱的古潜水面以下部位，致使其下的残积带顶部也含有较高的 FeO。受钙华-沼泽带还原环境的影响，在残积带顶部叠加有大量伊利石，使 K_2O 的含量明显增高，而 MnO 在坡积带底部的古潜水面附近出现最高值，CaO 自坡积带中下部向下因淋滤作用减弱而含量明显增高。

由上述可以看出，红色黏土型金矿床中主要常量元素 SiO_2、Al_2O_3 和 Fe_2O_3 的含量在剖面上总体变化不大，仅在个别地带出现明显的波动，显示红土化过程中主要常量元素发生的是均匀化，剖面上部还没有达到大规模的脱硅富铁铝程度。其他常量元素因不同矿床的成矿背景和成矿条件存在差异，显示出不同的分布特征，但在古潜水面附近 MnO 含量增高似是红色黏土型金矿床的一个共同特征。

2.迁移富集特征

根据常量元素地球化学行为的差异，可将其分为三类，即活动元素(K、Na、Ca、Mg)、惰性元素(Al、Ti)和活化再沉淀元素(Si、Fe、Mn)。

由红色黏土型金矿床中红色黏土和各类基岩的化学成分可以看出，相对于原生金矿石或蚀变矿化岩，红色黏土中的 Na_2O、K_2O、CaO 和 MgO 的含量偏低，Al_2O_3、Fe_2O_3 和 MnO 的含量偏高，SiO_2 的含量一般偏低，但高于与碳酸盐岩有关的蚀变岩。

相对于碎屑岩和硅质岩，红色黏土中的 Na_2O、K_2O、CaO、MgO 的含量略高，Al_2O_3、Fe_2O_3 和 MnO 的含量明显偏高，SiO_2 的含量明显偏低。相对于碳酸盐岩，红色黏土中的 CaO、MgO 显著偏低，而 Na_2O、K_2O、MnO、TiO_2 偏高，SiO_2、Al_2O_3、Fe_2O_3 显著偏高。

这些特征说明，在红色黏土型金矿床形成过程中，活动元素以淋失为特征，惰性元素主要以残留富集为特征，活化再沉淀元素中的 Fe 和 Mn 发生了短距离迁移，其中 Mn 的迁移再沉淀特征更明显，而 Si 的迁移使其在红色黏土层中的分布趋于均匀化。

一般认为，惰性元素 Ti 在红土化过程中基本不发生迁移，因此，以 TiO_2 的含量为基准，依据质量平衡原理，由红色黏土和其原岩的化学成分，可计算红土化过程中各元素的富集系数 $E=(C_wC_{pi}/C_pC_{wi}-1)\times100\%$（$C_w$ 为黏土中元素含量，C_{wi} 为黏土中惰性元素含量，C_p 为原岩中元素含量，C_{pi} 为原岩中惰性元素含量）。下面以云南上芒岗金矿广岭坡矿段为例，计算红色黏土型金矿中各常量元素的富集系数（E）。

由于上芒岗金矿的红色黏土层是由蚀变岩、勐戛组碎屑岩和沙子坡组白云岩风化形成，因此，红色黏土的原岩化学成分总体上可由这三类岩（矿）石的化学成分折合求得。根据红色黏土的结构构造及所含砂砾石的成分、矿物成分和化学成分判断，其原岩构成中碎屑岩约占 50%，蚀变岩约占 40%，白云岩约占 10%。

由这三类岩（矿）石的平均化学成分折合成基岩的总体化学成分，进而由红色黏土的化学成分计算各常量元素的富集系数 E。结果表明，原岩中的 CaO 和 MgO 基本全部淋失；Na_2O 发生了不同程度的淋失，其中表土带、坡积带和残积带淋失程度大，钙华-沼泽带和腐泥岩带淋失程度较小；K_2O 在残积带发生了富集，在其他各带发生了较低程度的淋失；Al_2O_3 在残积带略有富集，在其他各带均表现为轻度淋失；SiO_2 有一半左右被淋滤迁出；Fe_2O_3 在钙华-沼泽带以上部位被部分淋滤迁出，在残积带明显富集，在腐泥岩带也部分富集；FeO 仅在钙华-沼泽带和残积带略有富集；MnO 除在腐泥岩带微有贫化外，其他各带均明显富集，其中以坡积带最显著。

上述常量元素的迁移富集特征，反映了原岩在红土化过程中除 MnO 发生了强烈富集外，Al_2O_3 没有明显的富集，而 Fe_2O_3 仅在剖面的中下部发生了富集；SiO_2 仅发生了一定程度的淋失，碱土金属却发生了强烈的淋滤，而碱金属元素淋失不完全；FeO 的淋滤和氧化除在剖面上部较明显外，向下逐渐减弱，但若表土带中有腐殖质存在时，FeO 可能在剖面顶部还有富集。

3. 红土化特征

在云南上芒岗红色黏土型金矿床中，红色黏土层的红土化特征主要体现在常量元素的组成上，可由黏土层的红土化指数、淋溶系数、残积系数、氧化系数、SiO_2/Al_2O_3（分子数比）和 Al_2O_3/Fe_2O_3（分子数比）等参数来衡量（表 6-22）。

红土化指数即 $SiO_2/(Al_2O_3+Fe_2O_3)$（分子数比），是红土化程度的度量，该值越小，表明去硅作用越强烈，红土化程度越高。云南上芒岗金矿的红色黏土剖面中，红土化指数除残积带顶部为 1.584 外，其他部分均相当高，介于 5.034～6.367 之间，平均 5.002，说明整个红色黏土剖面总体上红土化程度较低，仅在残积带的顶部去硅作用较明显，红土化程度较高。

表 6-22　云南上芒岗红色黏土型金矿床中黏土层的红土化参数

矿床	剖面分带	样号	红土化指数	淋溶系数	残积系数	氧化系数	SiO_2/Al_2O_3	Al_2O_3/Fe_2O_3
云南上芒岗金矿	表土带	S119	5.067	28.039	5.534	0.014	6.284	4.162
	坡积带	S118	6.367	25.467	4.000	0.012	7.907	4.134
		S117	5.769	27.258	4.725	0.007	5.908	4.324
		S116	5.514	22.491	4.079	0.088	7.241	3.193
		S115	5.553	21.343	3.843	0.338	7.398	2.859
	钙华-沼泽带	S114	5.034	19.394	3.853	0.161	6.398	3.691
	残积带	S113	1.584	6.522	4.117	0.055	2.396	1.950
		S112	5.054	25.142	4.218	0.094	6.733	3.010
	腐泥岩带	S111	5.077	21.319	4.952	0.064	6.996	2.646
	平　均		5.002	21.886	4.369	0.093	6.362	3.330

注：红土化指数：$SiO_2/(Al_2O_3 + Fe_2O_3)$（分子数比）；淋溶系数：$SiO_2/(K_2O + Na_2O + CaO + MgO)$（分子数比）；残积系数：$(Al_2O_3 + Fe_2O_3)/(K_2O + Na_2O + CaO + MgO)$（分子数比）；氧化系数：$Fe^{2+}/Fe^{3+}$（原子比）。

淋溶系数为 $SiO_2/(K_2O + Na_2O + CaO + MgO)$（分子数比），是被淋滤元素相对淋失程度的度量，该值越大，说明淋滤程度越高。在上芒岗金矿的红色黏土剖面中，淋溶系数介于 6.522～28.039 之间，平均 21.866，反映整个剖面的淋滤程度不高。该值从表土带向下到残积带顶部逐渐减小，到残积带中下部突然增高，再向下又减小。这一特征反映了整个红色黏土剖面是由两次堆积-红土化过程形成，在每次红土化过程中，活动元素均在上部发生强烈淋滤，向下淋滤程度减小，甚至在第二次红土化过程中于残积带顶部还发生了富集。

残积系数为 $(Al_2O_3 + Fe_2O_3)/(K_2O + Na_2O + CaO + MgO)$（分子数比），用来衡量铝、铁的残留富集程度，该值越大，铝、铁残留富集得越多。上芒岗金矿的残积系数介于 3.843～5.534 之间，平均 4.369，说明红色黏土中发生了轻微的富铁铝化，其中在表土带富铁铝化程度较大，在坡积带下部和钙华-沼泽带较小。

氧化系数为二价铁与三价铁的原子比，是风化壳氧化程度的度量，该值越小，反映氧化程度越高。上芒岗金矿的氧化系数介于 0.007～0.161 之间，平均 0.093，在红色黏土剖面的上部最小，在坡积带下部和钙华-沼泽带最大，而残积带以下部分介于其间。这说明剖面上部氧化程度较高，处于潜水面以上的开放环境，而坡积带下部和钙华-沼泽带的氧化程度较低，曾处于还原性水体中或古潜水面附近，使其下部残积带的氧化程度降低。

SiO_2/Al_2O_3 分子比可以反映红色黏土的脱硅富铝程度，其值在上芒岗金矿的残积带顶部为 2.396，其他部分在 5.908～7.907 之间，说明红色黏土剖面总体上脱硅富铝程度不高，仅在残积带顶部具有一定程度的脱硅富铝化。

Al_2O_3/Fe_2O_3 分子比可指示红色黏土中铁与铝的分离程度，在上芒岗金矿中其值介于 1.950～4.324 之间，且在红色黏土剖面中变化不大，说明铁与铝没有明显分离，其中在残积带顶部，铁还相对富集而与铝接近。

上述各参数的特征说明，在红色黏土型金矿床的形成过程中，脱硅作用不完全，铁铝的富集程度总体较低，剖面中除局部地段外没有出现明显的富铝化阶段和富铁化阶段，是红土

化作用不彻底的表现。由上芒岗金矿红色黏土中黏粒级的化学成分(表 6-23)可知,黏粒部分的 SiO_2/Al_2O_3 分子比介于 2.16～2.85。按照 Martin 和 Doyne 依据黏粒部分的 SiO_2/Al_2O_3 分子比对红土进行的分类,即该值小于 1.33 为真红土,介于 1.33～2.00 之间为红土性红土,大于 2 为非红土性热带风化土,上芒岗金矿的黏土层属非红土性热带风化土,称之为红色黏土,是红土化初级阶段的产物。

表 6-23 云南上芒岗红色黏土型金矿红色黏土型矿石粘粒部分的化学成分(w_B/%)及 SiO_2/Al_2O_3 分子比

样品位置	样号	SiO_2	Fe_2O_3	Al_2O_3	CaO	MgO	TiO_2	MnO	K_2O	Na_2O	SiO_2/Al_2O_3
坡积带	S116	41.21	9.42	26.82	0.38	1.19	0.76	0.072	5.45	0.30	2.61
	S115	43.48	8.13	27.62	0.38	1.12	0.60	0.039	5.22	0.34	2.68
钙华带	S114	42.36	8.57	26.09	0.55	1.11	0.74	0.043	4.24	0.47	2.76
残积带	S112	43.34	11.72	25.83	0.48	0.96	0.87	0.061	4.79	0.22	2.85
腐泥岩带	S111	44.78	7.99	26.89	0.40	1.02	1.19	0.023	4.95	0.17	2.83

分析单位:中国科学院地球化学研究所测试分析中心化学分析室,李苏蓉。

(二)微量元素地球化学特征

微量元素是指不作为体系中任何相的主要组分存在的元素,其含量低到可以近似地用稀溶液定律来描述其行为,它的组成、分布和迁移富集等地球化学特征可以示踪红色黏土型金矿床成矿的物质来源,并可作为找矿评价的有效标志。

红色黏土型金矿床赋矿红色黏土层中的微量元素是对风化原岩的微量元素的继承和改造,其组成特征与其风化原岩的类型密切相关。

云南上芒岗金矿赋矿红色黏土及相关岩石的微量元素分析结果见表 6-24 和表 6-25,其中 As 的含量最高,可达 2288.00×10^{-6},V、Cr、Rb、Sr、Zr、Ba 也具有较高的含量。与陆壳丰度相比,Cs、Sc、V、Cr、Cu、Pb、Mo、W、Zr、As、Sb、Hg 的含量偏高,其中 As、Sb、Hg 的含量高出上百倍。与碎屑岩、白云岩和蚀变矿化岩相比,Cs、Ba、Sc、V、Cr、Ni、Cu、Zn、Pb、Mo、Ga、Nb、Ta、Zr、Hf、Th、U 等的含量均高于各类基岩,其中 Ta、Th、Pb 的含量明显偏高。

上述微量元素组成特征显示,红色黏土型金矿中赋矿黏土层的微量元素组成受风化原岩特别是原生卡林型金矿石微量元素组成的制约,使红色黏土层中的 As、Sb、Hg 具有很高的含量,高出陆壳丰度上百倍。

1.剖面分布特征

根据微量元素地球化学行为的差异,将其分为亲石、亲硫、亲铁和稀有及放射性元素,各组元素在红色黏土型金矿床的黏土剖面中具有不同的分布特征。

亲石元素包括 Sr、Ba、Rb、Cs、W、Sn 等不相容元素,其中 Sr、Ba、Rb、Cs 属大离子亲石元素,离子电位<3,易溶于水,地球化学性质活泼,在红色黏土剖面中的分布不均匀。Sr、Ba、Rb 在剖面上的分布很不均匀,呈剧烈的波动变化,其中在剖面的中上部三者具有相似的分布特征,但在剖面的中下部却相反。上芒岗金矿自钙华-沼泽带向下 Rb 呈略降-剧增-剧降,在残积带顶部达最高值,Sr、Ba 呈剧增-剧降-增高,但在剖面下部的腐泥岩带,Ba 又略减小。老万场金矿自富铁质黏土带向下,呈截然相反的分布特征,其中在底部的富锰质黏土带 Sr

表 6-24　云南上芒岗红色黏土型金矿广岭坡矿段红色黏土的微量元素等离子体质谱分析结果($w_B/10^{-6}$)

元素	S119	S118	S117	S116	S115	S114	S113	S112	S111
Li				21 90	23 50	28 50	28 90	26.10	26.50
Sc	12.01	13.61	12.26	15.60	15.00	17 10	7.40	15 50	13.60
V	154.50	160.57	159.86	148.80	147.80	155 60	215.10	157 60	170.90
Cr	104.22	84 22	103.98	112 50	97.50	104.00	148.60	105.70	114.90
Co	28.96	17.63	26.05	29 20	38.30	30.40	26.70	37.30	29.10
Ni	56 20	45.21	55.77	66.00	55.10	53.80	106.60	61.60	35.40
Cu	28.35	12.77	21.23	54.80	50 50	55 60	175.80	54.80	53 50
Zn	50.84	31.17	38.54	43 10	63.00	99 50	219.70	88.80	98.10
Ga	23.36	20.25	23.62	20.20	20.40	21 70	31.40	20 60	17.80
Rb	152.75	117.01	163.93	133 00	134 40	127.20	280.80	122.30	91.10
Sr	128.95	122.06	141.05	95.30	113 70	141.30	61.60	141.10	170.00
Y	35.77	30.76	35.96	29.30	27.80	50.00	25.00	27.90	26.60
Zr	223.50	148.14	224.24	197.40	198 30	189.60	161.50	174.80	174 10
Nb	18.51	12.20	17.47	16.90	19.30	19.40	16.20	16.60	18.70
Mo	4.31	1.68	3.68	4.59	2.82	3.23	47.82	6.16	5.02
Sn	3.76	4.29	5.49	5.21	5.14	4.62	12.90	4 61	4.53
Cs	12.24	13.00	13.16	11.25	10.39	9.58	10.41	9.69	6.51
Ba	247.40	26.62	205.65	180.00	222.00	268.00	80.00	174.00	165 00
Hf	7.80	5.53	8.01	6.52	6.18	5.99	5.26	5.71	5.74
Ta	1.56	1.05	1.46	1.23	1 39	1.40	1.19	1.21	1.39
W	24.89	87.99	27.08	25 40	25.80	28.40	14.60	30.70	42.60
Pb	37.06	16.05	36.19	46.00	41.60	54.80	335.70	58.70	79.00
Th	20.61	15.62	20.35	16.12	15.69	15.90	16.25	15.24	14.87
U	6.64	5.17	6.82	5.76	5.86	5.79	24.63	5.82	6.45
As	391.24	404.15	430.07	336.00	158.00	247.00	2288.00	563.00	90.40
Sb	23.79	28.35	35.23	26.00	43 00	49.00	517.00	55.00	97.00
Hg	0.86	1.05	1 49	4.01	2.96	2.41	73.30	2.54	11.60

分析单位：中国科学院地球化学研究所矿床地球化学开放研究实验室等离子体质谱分析室，漆亮。

显著降低，Ba 却明显增高。Cs、W 和 Sn 在剖面中分布相对较均匀，其中 W 仅在剖面的上部有所增高。

亲硫元素包括 Cu、Pb、Zn、As、Sb、Hg、Mo 等，它们在红色黏土剖面中的分布具有基本相似的特征，即均在剖面中部的铁氧化物富集部位含量有所增高，而在剖面的底部 As、Sb 出现了分离，As、Sb 降低，Cu、Zn 增高。上芒岗金矿中亲硫元素在剖面中部增高的特征表现得最为明显，在残积带顶部含量显著增高，在其他部位含量明显降低，并呈现从上到下略微贫化的总趋势。

表 6-25　云南上芒岗红色黏土型金矿各类岩(矿)石的微量元素平均含量($w_B/10^{-6}$)

元素	动冕组碎屑岩	沙子坡组白云岩①	蚀变岩②	上陆壳丰度③	中国陆壳丰度④	CI 球粒陨石⑤
Li	16.84	0.58	1870.60	20	44	5 82
Sc	7.57	0.17	8.73	11	11	56.5
V	70.45	15.63	153.68	60	99	2660
Cr	46.57	18.26	69.83	35	63	502
Co	19.72	4.56	135.86	10	32	11000
Ni	29.05	12.98	41.43	20	57	126
Cu	16.85	2.33	29.68	25	38	312
Zn	36.27	8.00	23.47	71	86	10
Ga	8.63	0.32	13.14	17	20	32.7
Rb	48.87	2.18	169.16	112	150	2 3
Sr	199.37	66.34	32.15	350	690	7 8
Y	21.48	1.57	17.28	22	27	1.56
Zr	81.12	2.72	113.04	190	160	3.94
Nb	7.12	0.34	11.05	25	34	0.246
Mo	0.05	1.35	2.33	1.5	2.0	0.928
Sn	18.59	8.89	4.86	5.5	4.1	0.686
Cs	3.52	0 23	6.91	3.7		1.72
Ba	91.81	21.68	41.06	550	610	0.187
Hf	2.78	0.05	4.13	5.8	5.1	2 34
Ta	0.53	0.55	0.82	2.2	3.5	0.104
W	50.56	20.60	512.16	2.0	2.4	0.0142
Pb	10.42	4.85	13.68	20	15	0 0926
Th	8.08	0.33	6.77	10.7	17	0.142
U	2.32	1.33	5.09	2.8	5.6	2.47
As	37.50	290.20	589 20	1.5	1.9	0.114
Sb	6.50	46.07	83.10	0.2	0.15	0.0294
Hg	0.29	5.01	12.04		0.08	0.0081

分析单位:中国科学院地球化学研究所矿床地球化学开放研究实验室等离子体质谱分析室,徐亮。

① 5 件样品平均值;② 4 件样品平均值;③、④、⑤分别据 Taylor S.R., and McLeannan S. (1985)、黎彤(1988)(转引自中国科学院地球化学研究所,1997)和 Anders E., and Grevesse N. (1989)。

亲铁元素包括 Co、Ni、Cr、V 和 Sc 等相容元素,在地质作用过程中趋向于进入固相。在红色黏土剖面中部的富铁质部位,Ni、Cr、V 的含量有所增高,Co 的含量有所降低,向剖面的上部均表现出比较均匀的分布特征,而向下却出现了 Cr、V 与 Co、Ni 不同程度的分离。在上芒岗金矿中却表现为 Cr、V 的微弱增高和的 Co、Ni 微弱降低。Topp 等(1984)和 Cullers 等(1997)的研究表明,风化过程中 Sc、Ni、Co 等过渡金属的分布规律明显受铁(锰)氧化物组分的影响,因此,Ni、Co 含量的增高与锰氧化物的富集有关,而 Cr、V 含量的增高与铁氧化物的富集有关。

稀有元素和放射性元素包括 Nb、Ta、Zr、Hf、U、Th 等不相容元素,属于高场强元素,具

有较高的离子电荷，离子电位＞3，不易溶于水，地球化学性质不活泼。在红色黏土剖面中，Ta、Th 的含量变化不大，分布较均匀，而 Nb、Zr、Hf、U 的含量具有不同的特征。U 在残积带顶部显著增高，表明残积带顶部曾处于氧化-还原界面位置，使氧化条件下淋滤迁出的 U 在该位置还原沉淀而显著增高。元素 Y 具有稀土元素特征，在剖面中从上到下总体呈减小的趋势，但在上芒岗金矿的钙华-沼泽带铁质富集部位却明显增高。

上述表明，微量元素在红色黏土剖面的不同部位具有不同的分布特征。在剖面的上部，各组元素内部成员间基本具有相似的增减变化趋势，但在剖面的下部往往出现相反的变化特征，反映了剖面上部和下部在氧化-还原和酸碱性程度上的差异。亲石元素特别是大离子亲石元素的含量变化剧烈，分布不均匀，显示了其地球化学性质的活泼性。亲硫和亲铁元素在剖面的富铁质部位出现明显的增高，反映了铁(锰)氧化物对其地球化学性质及分布特征的影响。

2.迁移富集特征

由微量元素在剖面中的分布特征可以看出，在红土化作用过程中，亲硫及部分亲铁和高场强的稀有和放射性元素在黏土层的上部发生了不同程度的淋滤迁移，并在剖面的中部发生沉淀富集，其中 Co、Ni 和 Cu、Zn 除在剖面中部富集外，还发生了长距离的迁移，而主要在剖面底部的弱氧化或还原环境中大量沉淀富集；而稀有和放射性元素中的 Ta 和 Th 在红土化过程中基本没有发生迁移和富集。

由于红土化过程中黏土剖面的不同部位上活动性组分的淋滤迁出量不同，使其他组分含量的相对提高程度不一致，因此，红色黏土中元素含量的分析结果无法直接反映元素迁移和富集的程度，必须以风化原岩中元素的含量为基准进行质量平衡校正，才能定量地显示红土化过程中元素的迁移富集特征。通过等元素浓度的质量平衡计算，求出元素的富集系数 $E=(C_w/kC_p-1)\times 100\%$（$C_w$ 为黏土中元素的含量，C_p 为原岩中元素的含量，k 为黏土与原岩惰性元素的比值），揭示成矿过程中元素的迁移富集特征。

由于红土化过程中含 Zr、Nb、Ta、Th 和 Ti 的矿物不易分解，常残留在红色黏土层中，使这些元素基本不发生迁移，因此，以这些元素为惰性组分求出拟合直线的斜率，即为黏土与原岩的惰性元素之综合比值。总体风化原岩的元素含量按前述原岩构成比例(勘戛组碎屑岩 50%，蚀变岩 40%，沙子坡组白云岩 10%)折合求得，黏土的元素含量按剖面中各带的平均值进行计算。结果显示，亲硫元素中 Pb 在整个红色黏土剖面中均呈富集组分，其中在残积带富积程度最大，其次为腐泥岩带，而在表土带和坡积带最小，说明红土化过程中铅的淋滤迁移量很小，这与铅在表生条件下形成不易溶解的碳酸盐和硫酸盐而残留富集有关，造成铅在红土化程度较高的残积带以下部位富集程度最大。Au、Sb、Cu、Zn 具有相似的特征，均在表土带和坡积带亏损，在钙华-沼泽带以下部位富集，其中以残积带富集程度最大，说明这些元素在红土化过程中发生了淋滤迁移和再沉淀。Au 以络合物形式从表土带和坡积带迁出，在残积带沉淀，加上第一次红土化作用的富集，使金的富集系数明显增大；Sb 在剖面上部大量迁出，在残积带以下部位以黄锑华形式强烈富集；而 Cu、Zn 相对较活泼，在残积带以下部位可能以碳酸盐形式富集，但富集系数明显低于金和锑。Hg 在钙华沼泽带以上部位几乎全部迁出，在残积带强烈富集。As 仅在残积带有明显富集，而在腐泥岩带则大量迁出。亲铁元素 Co、Ni、Cr 在整个红色黏土剖面中均呈强烈迁出的特征。

综上所述，在红色黏土型矿床形成过程中，Hg、As、Sb、Cu、Pb、Zn 等亲硫元素与 Au 一起在红色黏土剖面的上部发生活化迁移，并在剖面中下部因黏土矿物和铁的氧化物和氢氧

化物的吸附而富集。因此，Hg、As、Sb、Cu、Pb、Zn 构成了红色黏土型金矿床的表生元素组合，可作为找矿的综合评价标志，其中 Pb 在剖面上部还有富集，可作为找矿的指示元素。

3.物质来源示踪

微量元素的标准化图解是微量元素组成特征的直观显示，其中包含着地质作用过程中微量元素的总体构成及相对富集和亏损等众多的信息，可以反映微量元素的地球化学性状和行为，进而指示体系的物质来源。

由云南上芒岗金矿红色黏土中微量元素的 CI 球粒陨石标准化图可以看出，具有显著的 As、Sb 富集异常，反映红色黏土型金矿床与原生卡林型金矿床的继承关系；同时均表现出不相容元素特别是高场强元素的明显富集，以及幔源元素尤其是 Ni 的强烈亏损，显示红色黏土型金矿床的表生成矿特征及物质组成的壳源性。与 Taylor 和 McLeannan(1985)的上地壳元素丰度相比，两个金矿床中微量元素的组成总体具有上地壳的特征，但 As、Sb、Hg 具有强烈富集的特征，仍然显示红色黏土型金矿床与卡林型低温热液金矿床的潜在关系；幔源元素 Cr、Co、Ni 具有轻度富集的特征。此外，W 和 Mo 还具有较明显的富集，这在上芒岗金矿表现得较为突出，反映上芒岗金矿中有中酸性岩浆岩及相关的热液蚀变岩的加入，与矿区及外围发育有二长斑岩、花岗岩和花岗闪长岩相吻合。

应用上芒岗金矿中与成矿相关的原生卡林型金矿石和蚀变岩、碎屑岩和碳酸盐岩的微量元素平均值作标准，对红色黏土的微量元素进行标准化，可以看出具体矿床具有各自的特征。

上芒岗金矿的红色黏土中，强烈富集的 As、Sb、Hg 与蚀变岩相比明显亏损，与碎屑岩相比强烈富集，与白云岩相比略为亏损，说明其主要由蚀变岩提供，并在红土化过程中发生了亏损。不活动的高场强元素与蚀变岩和碎屑岩相比没有明显的变化，仅略微富集，但与白云岩相比呈现强烈富集，反映了红色黏土主要由蚀变岩和碎屑岩风化形成，而白云岩的风化产物较少。较活泼的大离子亲石元素相对于蚀变岩 Sr、Ba 明显富集，相对于碎屑岩 Sr、Ba 发生亏损，Rb、Cs 略有富集，相对于白云岩 Rb、Cs 强烈富集，说明红色黏土中的 Sr、Ba 主要由碎屑岩和白云岩提供，而 Rb、Cs 由蚀变岩或尚未发现的富 Rb、Cs 岩石提供。红色黏土中的矿化元素相对于蚀变岩，Pb、Zn 略有所富集，其中 Pb 较明显，而 Cu 略微贫化，相对于碎屑岩，Pb 略富集，相对于白云岩，Pb、Zn、Cu 均有较明显的富集，说明它们主要由蚀变岩提供。亲铁元素中除 Co 相对于蚀变岩发生了明显亏损外，其他元素相对于蚀变岩和碎屑岩略微富集，相对于白云岩，亲铁元素均明显富集，尤其 Sc 更为显著，说明亲铁元素主要由蚀变岩和碎屑岩提供。此外，红色黏土中的 W 相对于蚀变岩和碎屑岩明显亏损，Sn 相对于碎屑岩明显亏损，Mo 相对于碎屑岩显著富集，相对于蚀变岩和白云岩也略微富集，说明 W、Sn 主要由蚀变岩和碎屑岩提供，而 Mo 可能由其他富 Mo 岩石的风化物提供。微量元素的这些特征显示了红色黏土的物质组成主要为蚀变岩和碎屑岩的风化产物，而白云岩所提供的物质较少，另外，可能还有其他富 Rb、Cs 和 Mo 的岩石如二长斑岩和花岗岩等的风化产物加入。

(三)稀土元素地球化学特征

由上芒岗红色黏土及相关岩(矿)石的稀土元素分析结果(表 6-26)可以看出，红色黏土的稀土元素含量较高，为 189.57×10^{-6}～272.87×10^{-6}，其组成中轻稀土所占比重较大，上芒岗金矿在 87.27% ～91.76%之间，平均 89.62%，轻重稀土比值为 6.85～11.14。此外，红色黏土中均具有明显的 Eu 负异常。

1.剖面分布特征

表 6-26　云南上芒岗红色黏土型金矿红色黏土及相关岩石的稀土元素等离子体质谱分析结果($w_B/10^{-6}$)

元素	S119	S118	S117	S116	S115	S114	S113	S112	S111	蚀变岩①	勐戛组碎屑岩	沙子坡组白云岩②
La	42.90	42.20	46.30	58.00	44.20	42.30	47.80	39.63	42 90	13.138	18 824	3.296
Ce	88.60	88.90	83 80	100 30	94 30	90.60	98.48	76.68	88.60	29.011	40 003	6.954
Pr	9.55	9.49	9.46	13 97	9.88	9.71	10.90	9.17	9.55	3.380	4 789	0.859
Nd	35.00	34.40	32.60	52.20	36.10	35.20	39.64	34.06	35.00	13.627	19.521	3.580
Sm	6 78	6.55	4.69	11.17	6 89	7.13	7.70	6.59	7.62	2.505	4.476	0.780
Eu	1.28	1.30	0.88	2.49	1.19	1.42	1.62	1.44	1.57	0.419	0.958	0 206
Gd	5.26	5.91	3.96	10.95	5.56	6.14	7 31	6.13	6.94	2.447	4.684	0 807
Tb	0.88	0 89	0.62	1.66	0.85	0.95	1.09	0.97	1.09	0.449	0.686	0.125
Dy	5.11	5.38	4.02	9 52	5.42	5.62	6.69	5.77	6.46	3.081	4 073	0.716
Ho	0.98	1.06	0.78	1.77	1.00	1.13	1.37	1.18	1.28	0.691	0.800	0.141
Er	3.14	3.42	2.79	5.01	3.06	3.32	3.98	3 44	3.87	2 041	2 294	0.387
Tm	0.44	0.53	0.42	0.74	0.47	0.51	0.61	0.51	0 56	0.314	0.332	0 055
Yb	3.10	3.12	2.92	4 44	3.09	3.39	4 06	3.49	3.81	2 101	2.207	0.352
Lu	0.47	0.46	0.45	0.65	0.49	0 52	0.58	0.51	0.58	0.286	0.303	0.047
Σ	203.49	203.61	193.69	272.87	212 50	207.94	231.84	189 57	238.36	73.489	103.95	18.305
L	184.11	182.84	177.73	238.13	192.56	186.36	206.15	167.57	213.76	62 080	88.571	15.675
H	19.38	20.77	15.96	34.74	19.94	21.58	25.69	22 00	24.60	11 410	15.379	2.630
L/H	9.50	8.80	11.14	6.85	9.66	8.64	8.03	7.62	8.69	5.910	5.759	5 279
δEu	0.63	0.63	0.61	0.68	0.57	0 64	0.65	0.68	0.65	0.511	0.635	0.788
δCe	1.01	1.03	0.91	0.82	1.04	1.04	1 00	0 94	1.00	1.025	0.990	0.974

分析单位:中国科学院地球化学研究所矿床地球化学开放研究实验室等离子体光谱室,漆亮。

① 4 件样品平均值;② 6 件样品平均值。

上芒岗金矿红色黏土剖面中稀土元素的垂向分布(图 6-9)显示,稀土总量从上到下总体呈略微降低趋势,其中在钙华-沼泽带最高,在坡积带顶部最低。各元素含量在剖面上的变化特征基本相似,在钙华-沼泽带明显偏高,在坡积带顶部则较低,除 La 外其他元素在残积带顶部也较低,而 Ce 在表土带最高,在坡积带顶部最低,Sm、Gd、Dy、Er、Yb 等在残积带顶部最低,在坡积带底部也有明显的降低。稀土总量中各元素所占的百分数在剖面上的分布却略有差异,中稀土及相邻的 Sm、Eu、Gd、Tb、Dy、Ho 在剖面中上部出现了降低和增高的变化,而其他轻稀土和重稀土则相对稳定,显示中稀土在剖面中上部有不同程度的分异。

2.物质来源示踪

上芒岗金矿红色黏土的稀土元素标准化图(图 6-10)显示,相对于球粒陨石,稀土总量显著增高,且轻重稀土分异明显,呈轻稀土富集的右倾型,其中轻稀土曲线相对较陡,重稀土曲线相对平缓,并具有较明显的 Eu 负异常,上芒岗金矿的 δEu 为 0.57～0.68,表明红土化过程中稀土元素发生了分异,活动性较大的重稀土被淋滤流失,不易活动的轻稀土相对富集。上芒岗金矿的红色黏土对各类基岩的标准化显示,红色黏土中 REE 含量不同程度地高于各类基岩,其中以沙子坡组最明显,次为蚀变岩,而勐戛组较低。对蚀变岩的标准化呈总体略右倾、铕明显富集的特征,其中钙华-沼泽带样品(S114)最显著。对勐戛组泥岩和沙子坡组白云岩的标准化显示中稀土略亏损的特征,其中以残积带顶部样品(S113)最明显。这些特征说明红色黏土的稀土元素对蚀变岩的标准化最接近稀土元素的表生地球化学行为,

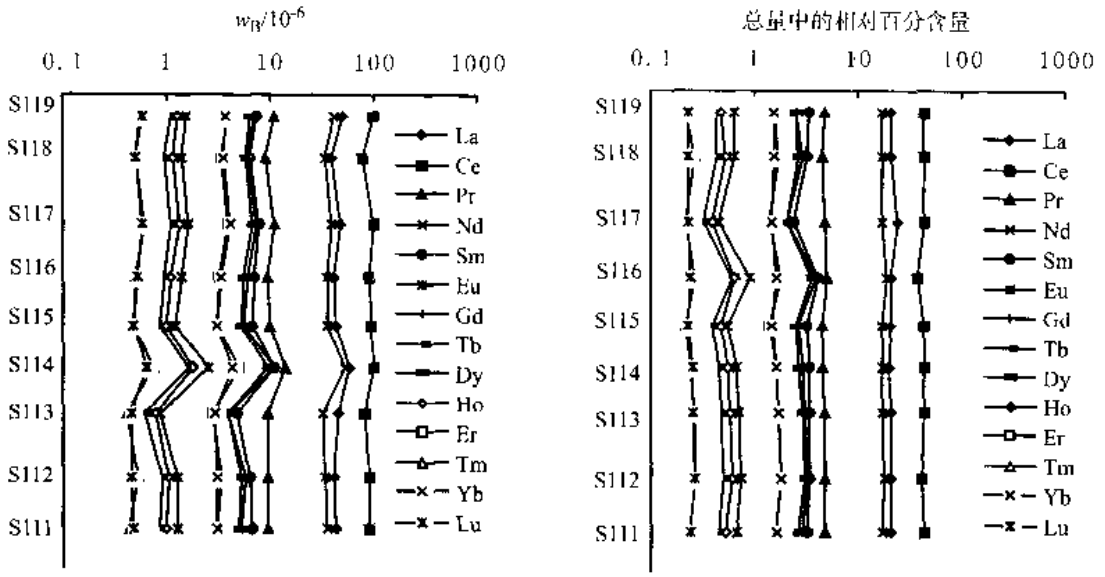


图 6-9　上芒岗卡林型金矿广岭坡矿段红色黏土剖面中稀土元素的垂向变化特征

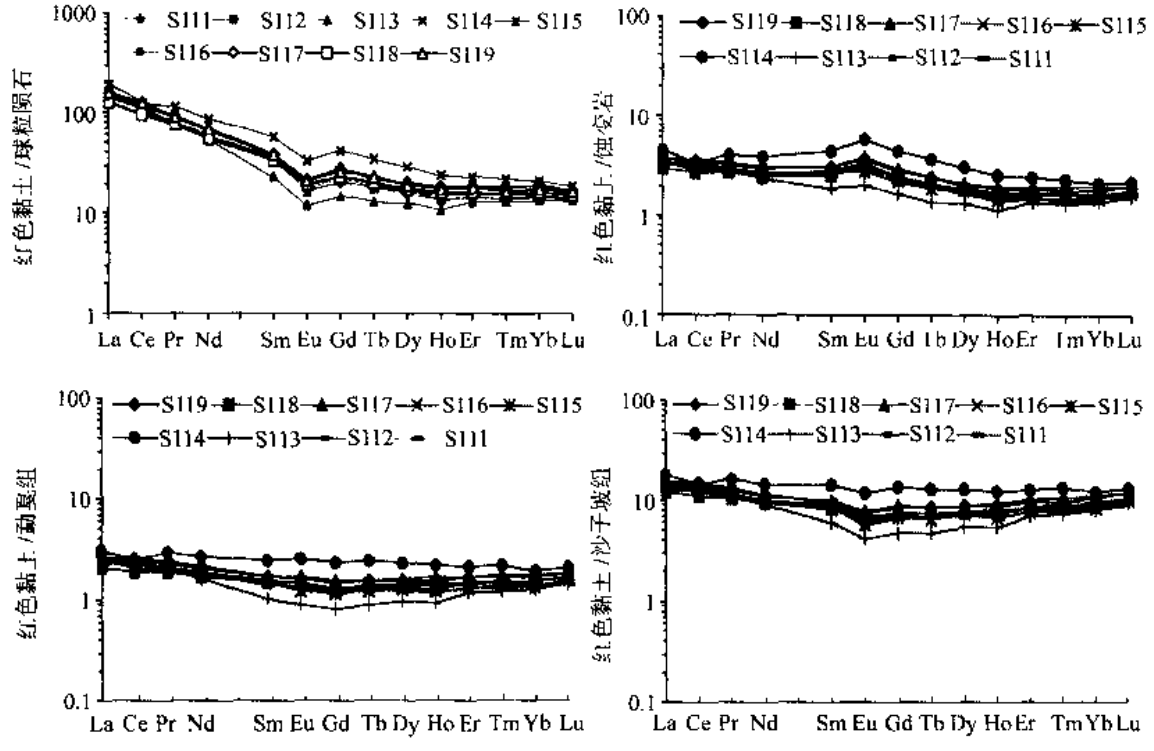


图 6-10　云南上芒岗红色黏土型金矿红色黏土的稀土元素标准化图

反映红色黏土形成过程中蚀变岩提供了大量特质来源。

上述特征说明，在红色黏土型金矿床形成过程中，稀土元素发生了明显的富集和轻重稀土的分异，轻稀土相对富集，重稀土相对亏损。红色黏土的稀土元素与各类基岩的标准化特征显示，原生卡林型金矿石和热液蚀变岩向红色黏土层中提供了大量的物质成分。

第二节　贵州老万场红色黏土型金矿

贵州老万场红色黏土型金矿床，是我国红色黏土型金矿床的一个重要组成部分与典型矿床之一。本节主要依据近年研究工作所取得的大量地质、地球化学资料与数据，从成矿地质背景、红色黏土层特征、矿体和矿石特征以及成矿阶段等方面，阐述贵州老万场红色黏土型金矿的地质地球化学特征。

一、贵州老万场红色黏土型金矿地质特征

老万场金矿位于贵州省晴隆县南西约 40km，行政区划属晴隆县大厂镇和紫马乡所辖，地貌单元属云贵高原东部第二梯面的斜坡地带，岩溶作用十分发育，是典型的高原岩溶区红色黏土型金矿床。该矿床由贵州地勘局物化探院于 1992 年发现，并进行勘查和开发，目前控制资源量达大型规模，成为黔西南州的主要金矿山之一。

(一)成矿地质背景

老万场金矿区位于扬子陆块西南部褶皱冲断带的弱变形域——碧痕背穹状背斜上(图 6-11)。该背斜核部地层为下二叠统茅口组灰岩，两翼为上二叠统峨眉山玄武岩及龙潭组含煤陆源细碎屑岩夹灰岩，背斜轴迹呈近南北向，南、北两段均被北东向断层破坏，使构造较为复杂，并伴有次级小褶曲发育。峨眉山玄武岩底部(即第一段)为火山碎屑岩(玄武质凝灰岩

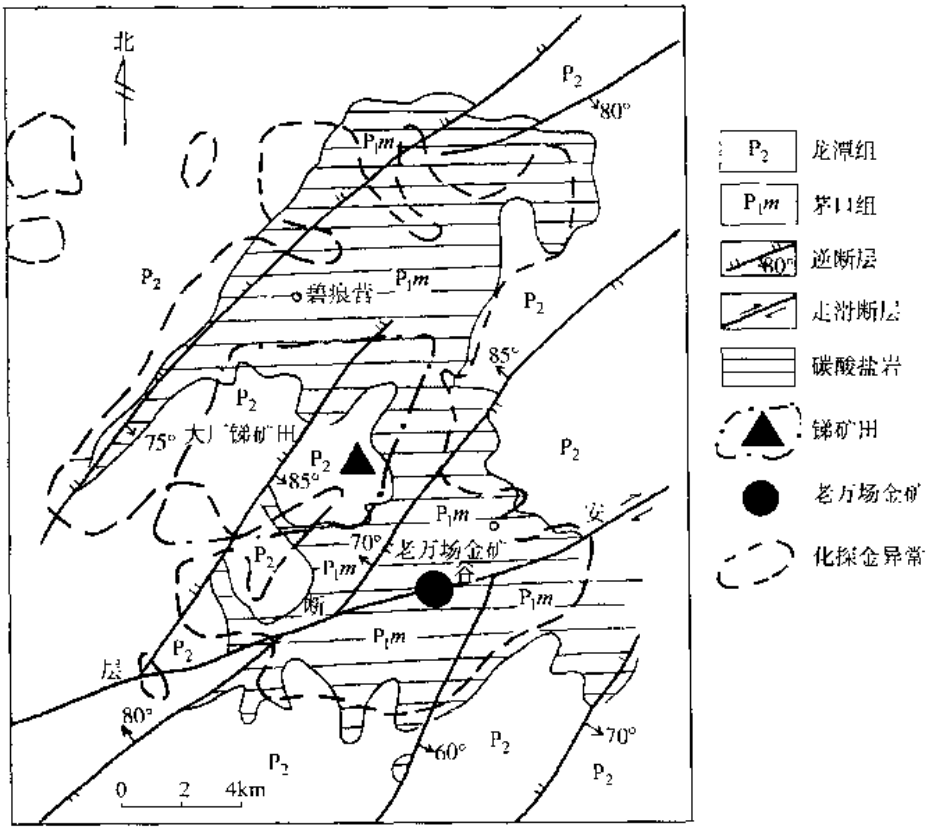


图 6-11　贵州老万场红色黏土型金矿区域地质略图

及玄武质火山角砾岩),具有较高的金含量(表 6-27),常强烈蚀变,以硅化为主,形成所谓的"大厂层硅质岩",其内有锑、金等的矿化或矿体存在。

表 6-27 黔西南二叠系峨眉山玄武岩金含量表

层位		岩性	w(金)/10^{-9}
峨眉山玄武岩	第 2～3 段	玄武质火山碎屑岩	5.78
		玄武质熔岩	3.54
		黏土化玄武质熔岩	44.71
	第 1 段	黏土质玄武质沉火山碎屑岩	54.33
		黏土岩、凝灰质黏土岩	58.24
茅口组		生物碎屑灰岩	1.71

(据贵州省地矿局 1:5 万区调报告)

矿区内主要出露茅口组中下部的灰色厚层状生物碎屑灰岩夹含燧石结核灰岩,产状平缓,被 NEE 向的高角度安谷断裂切割。该断裂是一条晚近活动比较明显的活动性断裂,沿断裂带落水洞、漏斗呈串珠状分布,断层三角面及岩溶塌陷屡有所见。区内岩浆岩不发育,仅见风化残余的峨眉山玄武岩。基岩中目前尚没有发现热液活动的迹象。金矿体赋存在一些岩溶负地形或剥夷面上残存的第四纪红色黏土层中。

(二)岩溶地质特征

该矿床处于云贵高原南东侧,岩溶作用十分发育。据王砚耕等(2000a)的研究,矿区为一穹状背斜构成的封闭域岩溶系统。该区由下二叠统茅口组灰岩形成的岩溶地形总体具有山体连续、山脊平缓、山地斜坡比较宽展的地貌特点,低缓的岩溶丘峰及碟状洼地沿山地斜坡层层分布,构成绵延起伏的岩溶丘丛山地(图 6-12)。

主要山脊上的丘峰海拔1500～1650m,一般洼地海拔 1100～1300m,大部地形高差 200～350m。在丘丛山地斜坡上相对平缓或低洼的地段,常有第四纪残坡积红土覆盖,其厚度一般小于 10m。

穿过老万场之 NEE 向安谷断裂,是一条晚近活动比较明显的活动性断裂,沿断裂带落水洞、漏斗呈串珠状分布,断层三角面及岩溶塌陷屡有所见。老万场岩溶槽谷即沿此断裂带形成,其谷底海拔 1330～1360m,宽200～250m,长约 1200m,高悬于东西两端的低位洼地之间,是一个十分典型的岩溶悬谷(图 6-12)。其东端之鹅毛坪低位洼地海拔 1063m,西端之落水冲低位槽谷海拔 1070m,低于老万场悬谷 270～300m。悬谷中第四纪沉积物广泛覆盖,其成因类型主要为坡残积及洪积,厚度一般大于 10m,最大可达 50m 以上。受后期侵蚀切割破坏,悬谷东、西两端地形向低位洼地迅速降低,中段保存较好而形成谷中分水岭地形。沿 NEE 向断裂发育的一条地下河管道,自西而东从老万场悬谷上部通过,地下水位埋深可达 330m。

老万场岩溶悬谷为一不对称谷地,北岸顺向坡缓,南岸逆向坡陡。受 NEE 向活动性断裂南北两侧差异性抬升的影响,北岸谷缘一级分水岭一直延伸至大厂一带的峨眉山玄武岩分布区,形成海拔 1800m 以上的侵蚀山岭;南岸谷缘地带的岩溶山峰高程则降至海拔 1500～1600m。悬谷北岸岩溶区次级分水岭及其以下的坡地带,发育海拔 1500～1600m、1420～1450m、1330～1360m 三级剥夷面。老万场一带的红色黏土型金矿,即主要分布在这三级剥夷面上。

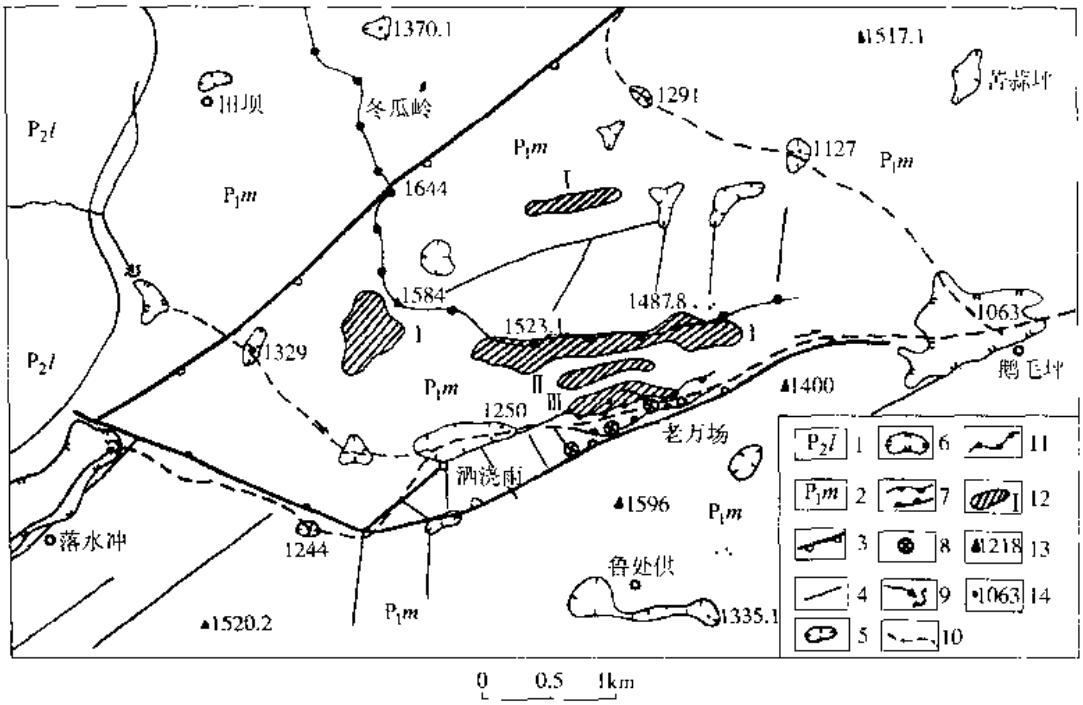


图 6-12 贵州老万场红色黏土型金矿岩溶地质图

(据王砚耕等,2000a)

1—上二叠统龙潭煤系;2—下二叠统茅口灰岩;3—活动性断裂;4—大型节理;5—高位洼地;6—低位洼地及槽谷;7—岩溶悬谷;8—落水洞;9—地表河潜入口;10—地下河;11—分水岭;12—金矿采场剥夷面级序;13—山峰高程(m);14—洼地高程(m)

(三)红色黏土层特征

1.红色黏土层的成因类型和空间展布

老万场金矿位于贵州西南部的岩溶区,在岩溶谷地和剥夷面上保留有红土化的第四纪松散堆积物,分布一般不连续,厚度变化大,其中以老万场附近谷地中的堆积物保存较好,厚度一般大于 10m,最大可达 50m 以上。

松散堆积物的成因类型主要有坡残积、崩塌积及冲洪积,局部见洞穴堆积,与成矿关系密切者是坡残积和崩塌积两类。冲洪积物为沙土、亚沙土及碎屑角砾,砾径 1~10cm,成分主要为玄武岩及凝灰岩等,分布于岩溶谷地及洼地中。

坡残积物以坡积物为主,包括残积及寒冻风化堆积,主要为红色黏土及亚黏土,局部夹碎屑角砾,其成分多为玄武岩、硅化灰岩、硅质岩及凝灰岩等,分布于岩溶丘丛山地的坡麓至坡顶地带,尤以各级剥夷面上分布较广,常嵌入石芽溶沟等微岩溶形态中。

崩塌积物是随岩溶地貌演化多次崩落、塌陷的堆积物,岩性为大小不等的硅质岩、玄武岩和砂页岩块等,其中部分风化强烈的硅质岩和硅化凝灰岩含金可达工业品位,填隙物为红色黏土和亚黏土,主要分布于山顶Ⅰ级剥夷面和老万场岩溶悬谷(Ⅲ级剥夷面)及其他小的落水洞、漏斗之中。

2.红色黏土剖面特征

根据对老万场金矿北部Ⅰ级剥夷面上开采残留的红色黏土剖面及南部Ⅲ级剥夷面上正

在开采的红色黏土剖面的观察测试结果，依据颜色和化学成分将其自上而下分为6个带，即表土带、红色黏土带、富铁质黏土带、浅色黏土带、富锰质黏土带和基岩带(图6-13)，其中浅色黏土带以上为近距离崩塌积、坡残积部分，富锰质黏土带为原地残积部分。各带详细特征如下：

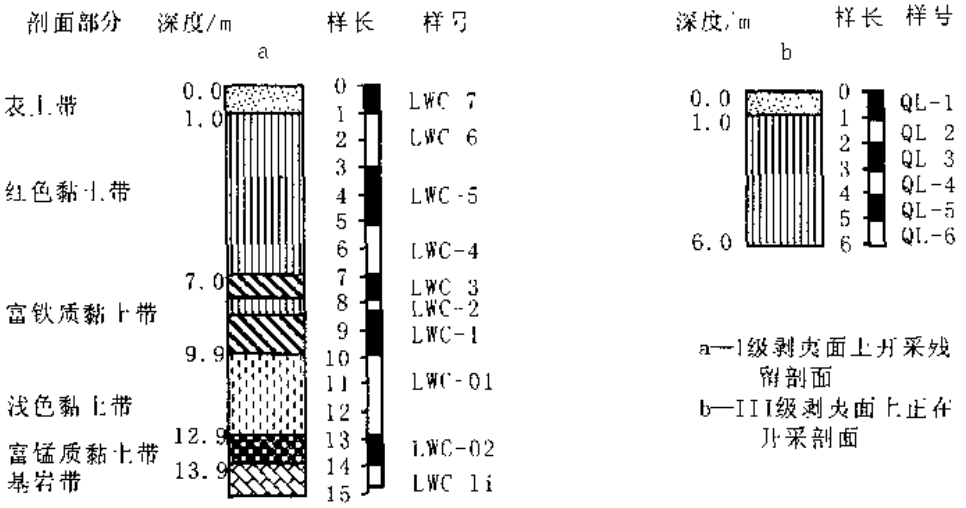


图6-13 贵州老万场红色黏土型金矿红色黏土剖面及金银含量

(1)表土带：厚1m左右，由红褐色含腐殖质的粉砂质亚黏土组成，含角砾碎屑，成分主要为硅质岩，另有少量玄武岩、凝灰岩等，有植物根茎。

(2)红色黏土带：厚6m左右，由砖红、黄棕色含砾粉砂质亚黏土组成，含少量玄武岩、硅质岩角砾及褐铁矿团块。

(3)富铁质黏土带：厚2.9m，由紫红色含砾粉砂质亚黏土组成，含较多的褐铁矿团块，在中上部夹一层厚0.6m的黄棕色含砾粉砂质亚黏土，顶部的紫红色亚黏土中含有大小不等的黄棕色亚黏土团块，两者均含砾，且结构构造上也无区别，仅颜色不同。

(4)浅色黏土带：厚3m左右，由浅灰、灰白色含砾粉砂质黏土组成，粘性较大，含较多的硅质岩角砾，并有铝土矿团块和少量褐铁矿团块。

(5)富锰质黏土带：厚1m左右，由灰黑色含砾粉砂质亚黏土组成，含铝土矿和钙泥质团块。

(6)基岩带：由高度岩溶化的深灰色生物碎屑灰岩夹含燧石结核灰岩组成，风化面灰白色，裂隙发育，无热液蚀变现象。

老万场金矿的红色黏土剖面除基岩带外，各带均可成为含矿层位，大部分矿段的整个红色黏土层均成矿，金含量平均3.0×10^{-6}左右，其中红色黏土带和富铁质黏土带金含量较高，最高为20.0×10^{-6}。

(四)矿体和矿石特征

1.矿体特征

矿体数量较多，大小差别很大，长度几米至千米不等，构成5个矿体群分布于海拔1500～1600m、1420～1450m、1330～1360m的三级剥夷面上残存的红色黏土层中。主矿体(老万场矿段的Ⅰ号矿体)位于第三级剥夷面(1330～1360m)上，长约1100m，宽80～250m，呈长条状平行于安谷断裂沿北东东向展布(图6-14)。

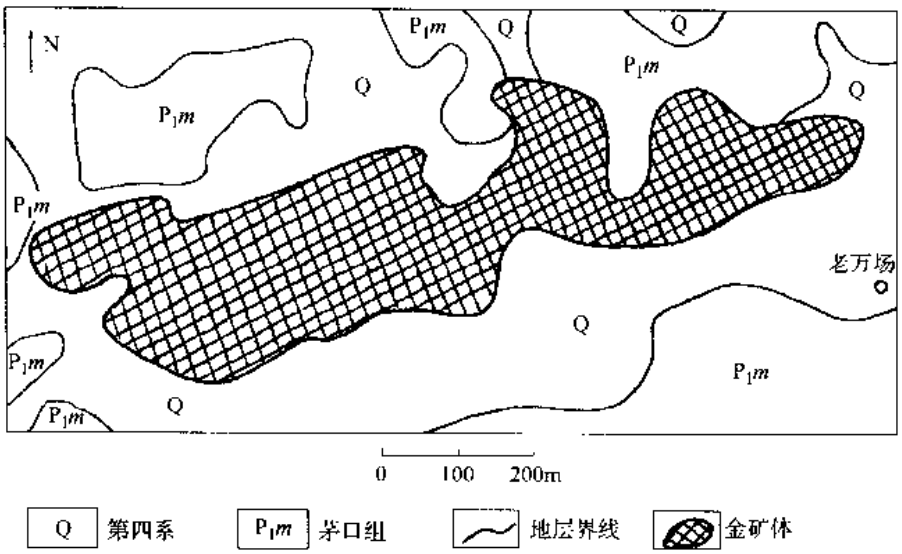


图 6-14　贵州老万场红色黏土型金矿老万场矿段地质图

（据王砚耕等，2000a）

矿体在剖面上呈似层状、透镜状、漏斗状和不规则状，常占据整个红色黏土剖面或位于剖面的中部，产状受地形控制，底板随岩溶侵蚀面的起伏而变化，特别是矿体的厚度完全受岩溶侵蚀面控制，在溶沟内突然增大，在石芽、石柱处迅速减小（图 6-15）。主矿体厚 1～60m，平均厚 12m。品位 1×10^{-6}～36×10^{-6}，平均 2.82×10^{-6}。

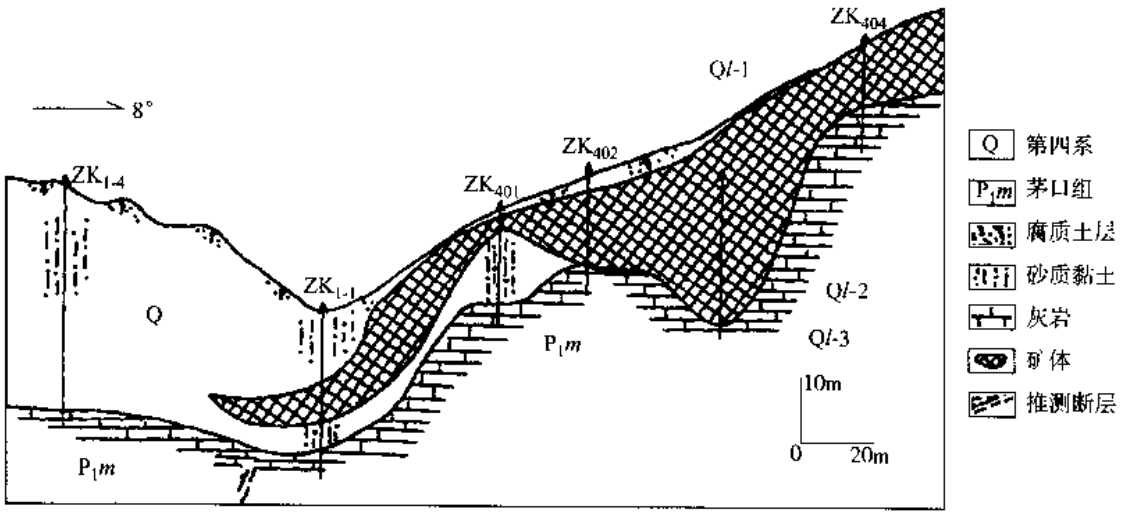


图 6-15　贵州老万场红色黏土型金矿横剖面图

（据王砚耕等，2000a）

2.矿石特征

矿石类型大体上可分为两类，即硅质矿石和黏土质矿石。硅质矿石呈灰白色，大碎屑状或块状，岩块成分以硅化灰岩居多，少量黏土岩和硅质岩，大小不均，杂乱分布于岩溶负地形中，向深部增多。岩块经长期风化水解，结构极其疏松，在显微镜下仍保持原生含矿强硅化

生物碎屑灰岩结构，但其中的硫化物已全部氧化成褐铁矿，呈黄铁矿及其他硫化物假象。黏土质矿石呈红色或砖红色，疏松土状，显微镜下呈砂状、粉砂状结构，含有大小不等的棱角状砾石，因长期风化水解，结构疏松，砂砾组分有原生含矿强硅化灰岩、黏土岩、玄武岩、硅质岩和褐铁矿等碎屑，其中硅化灰岩中含有微细粒浸染状黄铁矿假象褐铁矿。胶结物为黏土及少量胶状褐铁矿，呈基底式胶结。

粒度分析显示，矿石以粉粒级（54～2μm）和粘粒级（＜2μm）组分为主，次为粗砂—砾级，而中砂和细砂级较少（表 6-28），因此，矿石主要为含砾粉砂质亚黏土。粗粒级矿物成分主要为石英，另有少量长石和萤石等。粘粒级矿物成分以高岭石和绿泥石为主，其次为针铁矿、伊利石和石英，另有少量三水铝石、埃洛石、蒙脱石和无定形二氧化锰及微量锐钛矿。自然金呈次显微颗粒，吸附于黏土矿物和针铁矿边缘。矿石的化学成分以 SiO_2、Al_2O_3、Fe_2O_3 为主，在黏土层底部含有较多的 MnO_2。

表 6-28　贵州晴隆老万场金矿红色黏土型矿石的粒度分布（w_B/%）

位　置	样号	>900μm	900～450μm	450～200μm	200～54μm	54～2μm	<2μm
表土带	LWC-7	10.09	1.39	3.19	11.94	37.16	36.23
红色黏土带	LWC-6	9.36	1.72	3.82	13.47	28.00	43.62
	LWC-5	21.26	2.36	4.88	18.49	26.91	26.09
	LWC-4	15.05	2.05	4.63	16.13	25.19	36.96
富铁质黏土带	LWC-3	9.65	2.13	3.27	9.70	21.69	53.55
	LWC-2	5.39	1.50	3.58	12.49	31.00	46.03
	LWC-1	10.23	2.90	3.97	14.15	20.25	48.50
浅色黏土带	LWC-01	13.26	2.14	3.77	14.64	29.68	36.51
富锰质黏土带	LWC-02	23.56	8.92	8.40	13.76	28.76	16.60

矿石结构有泥状、细砂-粉砂状、含砾状、胶状、显微鳞片状、假象粒状和环边氧化等，以及原岩（矿）残留的结构，如残余生物结构、生物碎屑结构及残余玄武结构等。矿石构造有块状、土状、蜂窝状、斑点状、皮壳状和角砾状等。

（五）成矿阶段

老万场红色黏土型金矿床的整个成矿过程可分为矿源体形成的准备期和表生作用的成矿期。

1. 矿源体形成期

老万场金矿红色黏土层之下的基岩虽然没有热液蚀变矿化现象，但红色黏土层中残留的硅化灰岩、硅质岩、蚀变火山碎屑岩等，说明在红色黏土层形成之前，曾经发生过低温热液成矿或矿化，形成红色黏土型金矿床的矿源体，这还可从区域成矿背景得到佐证。

该矿床地处我国西南大面积低温成矿域，所在的黔西南地区更是著名的滇黔桂卡林型金矿发育区，产出有众多的卡林型金矿床和低温热液锑（金）、汞（金）矿床，构成多个矿田或矿集区，如大厂、戈塘、泥堡、莲花山、雄武等。这些矿田或矿集区绝大多数都是以下二叠统石灰岩为核部（或近核部）组成的背斜构造，其四周被上二叠统的陆源碎屑岩或玄武岩所包围，在上、下二叠统之间的古岩溶不整合面附近常有卡林型金矿床产出，如戈塘、烂泥沟等金矿床。因此，与大厂锑（金）矿同处于一个背斜（碧痕营穹状背斜）核部的老万场红色黏土型金矿，具备形成原生卡林型金矿床的地质条件，可以在下二叠统茅口组灰岩与上二叠统峨眉山玄武之间形成原生卡林型矿源体。

老万场金矿的原生卡林型矿源体有两种产出部位，一是茅口灰岩顶部，类似戈塘金矿

床，称为戈塘型，形成含金硅质岩和硅化灰岩；另一是峨眉山玄武岩底部，类似大厂锑(金)矿床，称为大厂型，形成含金硅化玄武质凝灰岩和黏土化玄武岩。从红色黏土层中残留岩块的岩性来看，这两种类型的矿源体可能都存在，此外，含金较高的峨眉山玄武岩可能也提供部分成矿物质。下面以大厂锑(金)矿床为例，简述大厂型矿源体的形成阶段。

(1)硅质岩-黄铁矿阶段：形成纹层状硅质岩和块状黄铁矿，受后期构造-热液活动改造，该阶段形成的硅质岩和块状黄铁矿变成大小不等的角砾，其中黄铁矿的粒度加粗成为粗粒集合体。对于硅质岩的成因有热水沉积成因和热液蚀变成因等不同的认识，但从硅质岩中保留的纹层状构造及其产出层位来看(图 6-16)，应当是峨眉山玄武岩喷发之前的热水沉积成因。

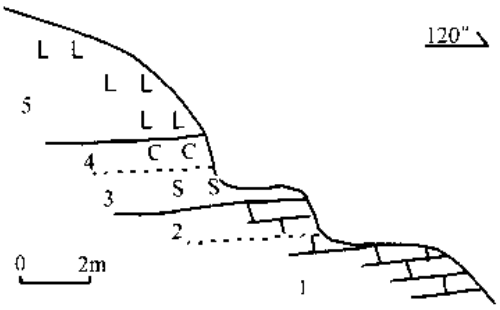


图 6-16 贵州大厂锑矿蚀变带剖面图
1—下二叠统茅口灰岩；2—硅化灰岩；3—硅化硅质岩和玄武质火山碎屑岩；4—黏土化玄武质火山碎屑岩和玄武岩；5—上二叠统峨眉山玄武岩

(2)硅化-黏土化阶段：在茅口组顶部形成硅化灰岩，在峨眉山玄武岩底部发育黏土化，而在茅口灰岩与峨眉山玄武岩接触面附近形成微晶块状燧石或硅化岩，胶结早期硅质岩和黄铁矿角砾，在空洞部位常见硅质皮壳包裹硅质岩角砾，并在后期发育梳状石英晶簇。

(3)辉锑矿-石英阶段：交代早期硅化岩和黏土化岩，形成辉锑矿-石英团块和脉体，局部发育雄黄和雌黄团块，后期在晶洞中形成粗大的石英晶簇和萤石晶簇。该阶段的辉锑矿-石英脉体中含少量金，是金矿化的主要阶段。

(4)方解石-石膏阶段：形成含少量石英的方解石脉，后期在裂隙和角砾间隙内发育方解石晶簇和石膏晶簇。

2.表生作用期

表生作用期是成矿的主要时期，发生于矿源体形成后被抬升至地表或近地表环境中，表生作用类型有岩溶作用、崩塌作用、坡积作用及红土化作用，其中岩溶作用的规模和强度较大，且多次发育。根据各种表生作用发生的顺序及红色黏土层的特征，将表生作用期分为早期岩溶阶段、红土化阶段和晚期岩溶阶段，其中红土化阶段是主成矿阶段。

(1)早期岩溶阶段：以岩溶作用和崩塌作用为主导。岩溶作用是富 H_2CO_3 的地表水向下运动，与灰岩中的 $CaCO_3$ 反应，形成易溶的 $Ca(HCO_3)_2$ 而使灰岩发生溶蚀。由于老厂场金矿产于 NEE 向高角度安谷断裂带中，为地下水的下渗循环提供了有利条件，而且新生代的湿热气候条件，使生物繁盛，所释放的大量 CO_2 导致地表水富含 H_2CO_3，加之新构造运动造成的地壳抬升，增强了地下水的动力条件，因此，沿安谷断裂带在茅口灰岩中发生了高强度大规模的岩溶作用。在岩溶作用过程中，上覆卡林型矿源体中的硫化物在地表条件下氧化，所形成的 H_2SO_4 增加了地下水的酸性程度，加大了对下伏茅口灰岩的溶蚀能力，并且酸性地下水与 $CaCO_3$ 反应所释放的 CO_2，又补充了地下水中的 H_2CO_3，进一步加强了岩溶作用的发生。随着岩溶作用的发展，地下溶洞不断扩大，最终导致上覆含矿岩层的崩塌陷落，使矿源体物质坠入堆积于狭长的岩溶谷地中。岩溶作用形成的负地形，还为周围岩石风化产物的聚集(坡积)提供了有利场所。

(2)红土化阶段：以红土化作用和残积作用为主导，包括早期的氧化亚阶段和后期的水

解亚阶段。氧化亚阶段主要发生含金硫化物的氧化分解和S的淋溶脱除，形成假象褐铁矿，同时也伴随铝硅酸盐矿物和石英一定程度的水解。水解亚阶段表现为岩溶谷地中的崩塌积和坡积物在地下水的作用下，铝硅酸盐矿物被溶蚀和交代，易溶组分Na、K、Ca、Mg及部分Si被淋滤迁出，形成以高岭石、绿泥石和伊利石为主的黏土矿物组合，并使Fe和部分Al以氧化物和氢氧化物形式残留；同时使崩塌积物中的碳酸盐岩块体发生溶蚀，Ca、Mg被大量淋滤，残留下黏土矿物和石英等杂质以及Fe的氧化物和氢氧化物。

在红土化作用过程中，风化剖面大致可从上到下分为氧化带(富铁质黏土带以上部分)、过渡带(浅色黏土带)和还原带(富锰质黏土带)。氧化带具有高的Eh值，矿源岩中的硫化物被氧化，地下水的pH降低，但由于岩溶地下水的侧向中和作用及碳酸盐岩的中和作用等，pH值并不很低(pH>4)，使铁呈高价铁形式发生水解形成针铁矿。由于针铁矿对金具有较强的吸附能力，因此，载金矿物氧化分解释放的金被就地吸附而较难向下迁移。在过渡带的上部，水-岩作用的结果使pH升高，Eh下降，硫化物氧化成硫代硫酸盐，铁部分以低价铁形式作短距离迁移，部分被氧化成高价态而沉淀成针铁矿。载金矿物所释放的金以硫代硫酸盐络合物的形式稳定存在，部分随地下水向下迁移，部分被针铁矿和黏土矿物吸附而迁移距离有限。在过渡带的下部，pH进一步升高，Eh下降，氧化作用趋于停止，下渗地下水带来的金的络合物发生分解，金被还原而吸附于黏土矿物边缘，同时本带载金矿物水解所释放的金也被黏土矿物就地吸附而基本不发生迁移。在还原带pH高而Eh低，碱性屏障阻止了金的迁移，还原屏障阻止了载金矿物的氧化分解。

(3)晚期岩溶阶段：由于地壳的间歇性抬升，地下水位不断下降，碳酸盐岩基岩又发生多次岩溶作用，形成叠加于早期岩溶谷地上的新一期岩溶洼地(下切约300m)及最新一期岩溶漏斗(往往构成与现代地下河相通的落水洞)，并使早期岩溶形态和赋矿的红色黏土层遭受改造和破坏，老万场矿区实际上为残留在一小分水岭上的蚀余部分。在该阶段中，前期形成的红色黏土层进一步经受红土化作用改造，铝硅酸盐矿物水解为黏土矿物，不稳定的2:1层型黏土矿物向稳定的1:1层型黏土矿物及氧化物和氢氧化物转变；同时下伏的碳酸盐岩在地下水作用下发生溶蚀，形成石芽、石柱和溶沟、溶槽等微地形，并在岩土界面上形成溶滤层，对下渗地下水中携带的铝硅酸盐胶体和黏土悬浮微粒进行过滤和筛积，使之沉淀充填于裂隙、粒间空隙和微小的溶蚀孔洞中，形成红色黏土剖面底部高岭石和埃洛石含量较高的富锰质黏土带。

该阶段的红土化过程中，原红色黏土剖面的氧化带不断向深部延伸，过渡带转化为氧化带，还原带转化为过渡带，并最终成为一个完全氧化的环境系统。黏土层中的硫化物被逐步氧化殆尽，SO_4^{2-}和H^+大量淋失，体系成为高Eh、中至偏酸性的H_2CO_3水系统，金不作长距离的迁移，仅作赋存状态的转变，由原来赋存于硫化物和黏土矿物中，转化为吸附于针铁矿和黏土矿物边缘。

二、贵州老万场红色黏土型金矿的矿物学特征

(一)矿物组合特征

老万场红色黏土型金矿床的矿物成分可分为由红土化作用形成的表生矿物组合和基岩风化残留形成的原岩矿物组合。

1.表生矿物组合

对采自老万场矿区北侧I级剥夷面上开采残余的红色黏土剖面中的样品进行粒度分离，应用半定量X射线衍射方法，对粘粒部分(<2μm)进行矿物成分分析(表6-29)。

表 6-29　贵州老万场红色黏土型金矿红色黏土粘粒部分矿物成分及含量(w_B/%)

位　置	样号	高岭石	伊利石	绿泥石	蒙脱石	针铁矿	三水铝石	锐钛矿 板钛矿	石英	钾长石	斜长石
表土带	LWC-7	11.44	7.61	16.92	3.12	15.45	11.15	9.12	12.37	8 82	4.07
红色黏土带	LWC-6	24.18		22.47	6.04	17.98	8.89	10.89	9.49	0.00	
	LWC-5	26.83	8.92	18.92	3.02	12 80	6 86	7.76	4.77	10.11	
	LWC-4	23 19		22.69	8.53	19.25	8.37	8 04	6.28	3.64	
富铁质黏土带	LWC-3	31.32	10.86	18.30	2.05	17.09	5.83	9.77	4.82		
	LWC-2	40.10		21.23	3.33	16.67	5.50	8.64	4.52		
	LWC-1	24.65	23.40	18.85	2.00	12.59	5.04	9.84	3.59		
浅色黏土带	LWC-01	32.12		18.85	9.69	16.15	5.38		7 18	4.08	3.50
富锰质黏土带	LWC-02	43 49	6 44	2 95	2 53	13.09	22.32		3.37	3.71	2.11

分析单位：中国科学院地球化学研究所 X 射线粉晶衍射分析室，龚国洪。

LWC-01 中有 2.02% 的角闪石。

如表 6-29 所示，表生矿物组合由黏土矿物、铁矿物、铝矿物、钛矿物和锰矿物组成。其中黏土矿物为主要组成部分，以高岭石和绿泥石为主，伊利石居次，蒙脱石微量。铁矿物主要为针铁矿，含量仅次于主要的黏土矿物；铝矿物为三水铝石，虽含量较低，但普遍存在；钛矿物为锐钛矿和板钛矿，含量较少；锰矿物主要为无定形锰的氧化物，主要出现在富锰质黏土带。这一标型矿物组合说明，在红土化过程中气候条件曾发生冷暖交替，使反映干冷气候的绿泥石、蒙脱石与反映暖湿气候的高岭石、针铁矿和三水铝石共存于黏土剖面中。气候条件的变化还引起地下水酸碱性的变化，在碱性条件下形成蒙脱石，中性条件下形成绿泥石和伊利石，弱酸性和酸性条件下形成三水铝石和高岭石(陈光远等，1987)。由于黏土矿物中绿泥石、伊利石仍大量存在，没有全部转变为高岭石，说明红土化作用还不彻底，仍然处于红色黏土阶段。此外，分析结果中还有少量的石英和钾长石，是未被完全风化而残留的原岩矿物。

粘粒部分表生矿物的含量在红色黏土剖面中虽然呈现波动变化，但仍显示出一些变化趋势(图 6-17)。高岭石含量自上而下增加的趋势十分明显，并在富铁质黏土带中部出现一个高含量区。针铁矿和锐钛矿、板钛矿的含量较稳定，向下略有减少趋势。绿泥石在顶部表土带含量较低，向下变化不大，但在底部富锰质黏土带含量突然降低。而三水铝石的含量自上而下逐步减少，到底部富锰质黏土带却突然增高而达最大值。

一般在红土化过程中，剖面上部以氧化和淋滤作用为主导，形成大量针铁矿等铁的氧化物和黏土矿物；剖面中部以淋滤和水解作用为主，形成大量黏土矿物，并最终向高岭石和三水铝石转变；剖面下部风化作用减弱，以淀积(填隙和筛积)作用为主，上部淋滤下来的铝硅酸盐胶体和黏土微粒在此大量沉淀，于酸性条件下形成高岭石，于中性条件下形成伊利石，于碱性条件下形成绿泥石和蒙脱石。因此，上述表生矿物含量在红色黏土剖面中的变化特征，显示红土化过程中总体呈现地下水位不断下降，氧化带以较快的速度向下延展的特征，造成现今红色的氧化带十分发育。但在这一过程中曾出现至少两次较稳定时期，使下渗酸性地下水(上部含硫化物矿源岩氧化形成)携带的物质，分别在红色黏土带中部和富铁质黏土带形成较多的高岭石，特别是在富铁质黏土带高岭石含量明显增高，暗示稳定期较长。随着氧化带不断下延，原来的淋滤带和淀积带被改造，上部淋滤下来的物质大量沉积于底部较窄的富锰质黏土带内，使高岭石和三水铝石的含量明显增高，指示地下水呈现较酸性的条件，并导致绿泥石的含量显著降低。

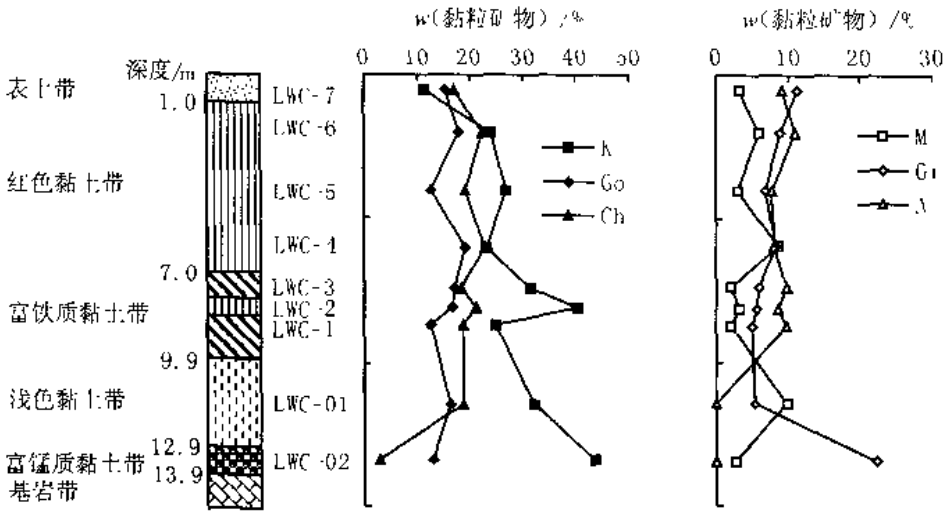


图 6-17 贵州老万场红色黏土型金矿红色黏土剖面中粘粒部分矿物含量变化特征

K—高岭石;Go—针铁矿;Ch—绿泥石;M—蒙脱石;Gi—三水铝石;A—锐钛矿和板钛矿

2.原岩矿物组合

原岩矿物组合由各种基岩风化残留的矿物组成,主要为石英,其他矿物含量较少,但种类较多。

贵州老万场金矿床的石英主要有来自"大厂层硅质岩"风化残余的集合体状微晶石英、皮壳状微晶石英、晶簇状石英和自形单晶石英,硅化灰岩和热液脉体风化残余的双向生长单晶石英、微晶石英和脉状石英,以及地层风化残余的少量砂屑石英。其他矿物包括来自沉积地层的燧石、玄武岩的长石、绿帘石及蚀变岩的萤石等,并有少量金红石和锆石。

(二)黏土矿物特征

黏土矿物是贵州老万场红色黏土型金矿床中表生矿物组合的主要组成部分,它的特征可以反映红土化过程中的环境条件及红土化的程度。黏土矿物主要为高岭石、伊利石、绿泥石等。

其中,绿泥石在贵州老万场金矿中含量较高,主要存在于细分散态的粘粒级中,少部分存在于风化的凝灰质和玄武质等岩屑中。由粘粒级的 X 射线衍射结果(图 6-18)可知,绿泥石的 $d_{(001)}$(14.15×10^{-1}nm)衍射峰明显,且加温后该峰仍稳定,说明绿泥石中间层成分较少。绿泥石的 $d_{(003)}$(4.75×10^{-1}nm)峰不明显,$d_{(004)}$(3.52×10^{-1}nm)峰明显且强度较大,说明绿泥石为三八面体富铁的绿泥石。

老万场金矿黏土层中所含的三八面体富铁绿泥石,显示它们应该是含铁、镁较高的岩石在化学风化作用下的产物。但黏土层下的基岩为含铁、镁较低的生物碎屑灰岩,这种岩石在化学风化作用下不可能产生大量的绿泥石,因此,黏土层中浅色黏土带以上含绿泥石较高的部分不是直接由基岩带的灰岩风化残积形成。

矿区外围出露的峨眉山玄武岩及凝灰岩,是形成绿泥石的有利岩石,同时黏土层中含有风化的玄武岩和凝灰岩构成的砂砾,说明黏土层中所含的绿泥石是峨眉山玄武岩风化的产物。

(三)氧化物和氢氧化物矿物特征

老万场红色黏土型金矿的氧化物和氢氧化物矿物,主要为针铁矿、三水铝石、锐钛矿和氧化锰等矿物。

根据老万场金矿红色黏土中粘粒部分的 X 射线衍射分析结果,利用针铁矿的 $d_{(110)}$和

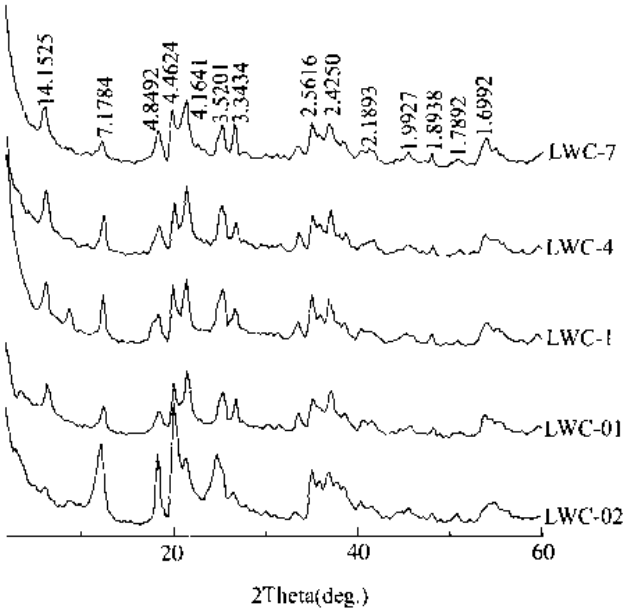


图 6-18　贵州老万场红色黏土型金矿红色黏土粘粒部分
X 射线衍射图谱

$d_{(111)}$值，通过计算晶胞参数 c_0，进而求得针铁矿中铝置换率。结果表明，老万场金矿中针铁矿的铝置换率在红色黏土剖面顶部的表土带最高，向下略降低，到底部富锰质黏土带显著降低。

老万场金矿中，针铁矿的铝置换率在红色黏土剖面上的变化特征，说明风化壳的红土化程度自上部向下逐渐降低，是一次堆积-红土化过程的反映，其中富锰质黏土带基本代表古潜水面的位置。

(四)原岩矿物特征

贵州老万场红色黏土型金矿原岩矿物主要为石英、斜长石及云母等基岩风化的残留矿物。其中石英组成红色黏土的砂砾部分，按产出状态分为单颗粒、集合体和岩屑中的石英。单颗粒石英主要分布于细砂和粉砂部分，呈棱角状、次棱角状、浑圆状他形颗粒及长柱状自形晶。石英集合体主要分布于中砂和粗砂部分，呈棱角状，包括微晶石英集合体、细脉状石英集合体和晶簇状石英集合体。岩屑中的石英主要产于细碎屑岩构成的砾石和粗砂中。

石英的产出状态和形态特征可以反映原岩特征。他形石英颗粒和岩屑中的石英主要为沉积地层的风化残留物，自形石英和集合体石英是蚀变岩石的风化产物，

老万场金矿的红色黏土中含有大量细砂和粉砂级的自形单晶石英，其中 60% 为一端发育菱面体的单头晶，呈六方长柱状习性，$L^3/L^2=3\sim5$，指示其形成于温度较低、过饱和度较低、中性-弱酸性体系中；30% 为两端发育菱面体的双头晶，呈假六方针柱状习性，$L^3/L^2=5\sim11$，显示其形成于温度更低而过饱和度相对较高的浅部(压力较低)开放体系中；另外 10% 也为单头晶，呈柱菱面体习性，$L^3/L^2=1\sim1.5$，其菱面体 $R\approx r$，反映其形成于温度和过饱和度更低(可接近地表条件)体系中(陈光远等，1987；杨竹森，2001)。

此外，双头石英的存在还指示有弱硅化灰岩的发育，因灰岩在硅化过程中，产生的石英结晶中心弥散在灰岩中，而石英的结晶能力又较强，且随着热液对灰岩的溶解更为石英提供

了向两端生长的自由空间，使石英得以发育成双头晶。

因此，老万场金矿的基岩中虽然没有热液蚀变的迹象，但红色黏土中自形单晶石英的标型特征却反映部分成矿物质为低温热液蚀变灰岩的风化产物，指示已风化的基岩中发育有原生卡林型金矿(化)。

三、金在红色黏土层中的分布

(一)平面分布

在平面上，贵州老万场红色黏土型金矿外围的金异常范围十分广泛，几乎覆盖了碧痕营穹状背斜的核部地层，与"大厂层硅质岩"的分布范围相当，远远超出了老万场金矿原生矿源体的范围。

(二)剖面分布

贵州老万场红色黏土型金矿具有全层成矿的特征，整个红色黏土剖面中金的含量均较高，没有出现明显的富集层位，仅在富铁质黏土带和浅色黏土带中金含量略有增高(图 6-19)。

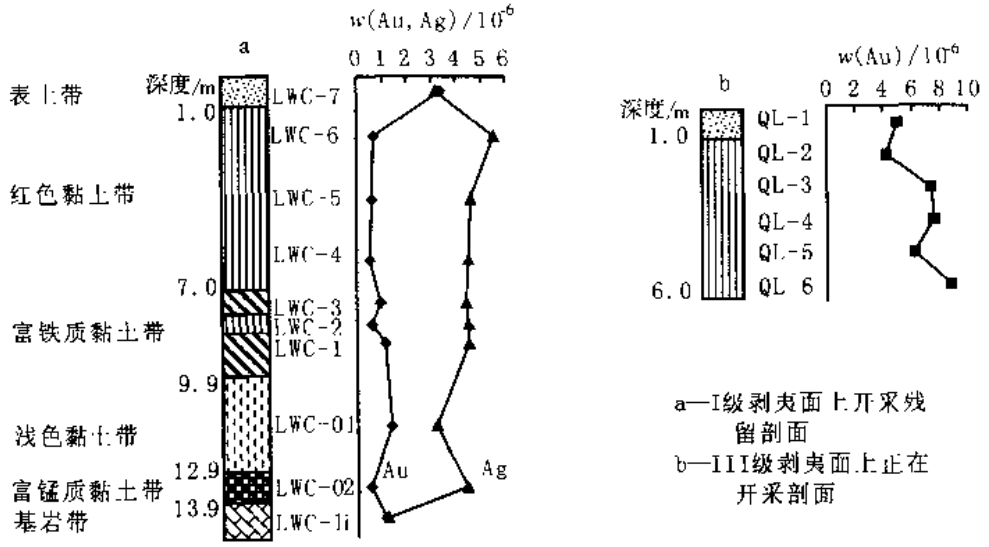


图 6-19　贵州老万场红色黏土型金矿红色黏土剖面中金含量的变化特征

在矿体外侧的矿化地带，表土层中的金含量有时增高(图 6-19a)，可能是出露地表的红色黏土型矿体经风化剥蚀，使金再次发生了迁移扩散。在红色黏土层之下的茅口组灰岩剥蚀面附近，由上部淋滤下来的金随地下水渗入基岩裂隙中，并在裂隙中发生沉淀，使茅口组灰岩中出现金的局部富集。

在贵州老万场金矿中，金含量与三水铝石的含量呈对数正相关关系，与高岭石和绿泥石的含量呈对数负相关关系，而与针铁矿的含量呈弱的负相关。

贵州老万场金矿矿石的金浸出率达 98%(陈大经等，1998)。

四、贵州老万场红色黏土型金矿的地球化学特征

在贵州老万场红色黏土型矿床的形成过程中，红土化作用使组成原岩的化学元素发生重新

分配和组合，转变为表生环境下相对稳定的状态，形成红色黏土型金矿床独特的地球化学特征。

(一)常量元素地球化学特征

在红色黏土型金矿的赋矿黏土层中，造岩元素 Si、Al、Ca、Mg、K、Na 和铁族元素 Fe、Ti、Mn 及非金属元素 P 等常量元素的含量、分布及迁移富集等地球化学特征，反映了红色黏土层的形成过程及成矿的环境条件和物质来源等信息。

贵州老万场红色黏土型金矿床的赋矿黏土层，主要是由原岩的风化产物就地或近距离搬运堆积再经红土化改造形成的，其常量元素的组成特征可反映赋矿红色黏土层的物质来源。

贵州老万场金矿红色黏土和相关岩石的化学分析结果见表 6-30。红色黏土中常量元素也主要为 SiO_2、Al_2O_3 和 Fe_2O_3，三者的总含量在 74.64%～87.77%之间，平均 85.01%，其他元素含量均很低，仅 K_2O 在个别样品中具有一定的含量。

表 6-30　贵州老万场红色黏土型金矿红色黏土的化学成分(w_B/%)

样　号	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	CO_2	烧失量	Σ
LWC－7	58.05	1.10	17.77	9.86	0.44	0.12	0.40	0.40	0 08	0.55	0.11		10.24	99.12
LWC－6	56.43	1.05	17.80	12.53	0.17	0.40	0.30	0 30	0.08	0.60	0.02		9.63	99.31
LWC－5	59.63	1.17	13.33	14.00	0.01	0.45	0.20	0.31	0.06	0.44	0.63		8.93	99 16
LWC－4	59.34	1.40	16.13	12.30	0.01	0.22	0.21	0.30	0 07	0.53	0 11		8.57	99.19
LWC－3	42.12	1.62	22.45	19.62	0.01	0.09	0.30	0.31	0.21	1.20	0.40		10.87	99.20
LWC－2	58.63	1.05	17.54	11.32	0.01	0.20	0 31	0.30	0.08	0 67	0.15		8.95	99 21
LWC－1	45.59	1.55	21.75	17.20	0.01	0 10	0.20	0.20	0.10	1.33	0.43		10.99	99.45
LWC－01	62.66	1.22	14.73	9.70	0.01	0.17	0.30	0.21	0.07	0.64	0.57		8.98	99.26
LWC－02	27.93	0.25	44.98	1.73	0.07	1.22	0.00	0.20	0 07	0.18	0.03		22.58	99.24
茅口组灰岩	4.62	0.43	0.23	0 30	0.10	0.01	0.30	53.30	0.04	0.01	0.01	37.70	2.10	99.15
大厂层硅质岩	51.56	0.39	1.40	27.87	0.53	0.05	0.10	0 40	0.04	0.03	0.03		16.81	99 21
	82.20	0.42	5.38	3 00	0.86	0.03	0.11	2.10	0.04	0.07	0.20		4.85	99.26
	91.10	0.00	5.14	0.20	0.20	0.04	0.10	0.00	0.03	0.03	0.30		2.08	99.22
紫木凼金矿石	32.96	1.40	20.58	4.77	4.13	0.07	3.30	8.30	0.08	4.07	0.63	2.10	16.88	99.27
	9.89	0.45	0 23	0.36	0.14	0.07	0.40	51.10	0.04	0.09	0.03	35.26	1.40	99 46
①	49.91	0.48	17.80	10 41	0.13		1.46	3.75	0.27	0.29				84.50
②	47.42	4.71	17.26	17.61	0.22	0.01	0.55	0.03	0.03	3.65	0.63		6.98	96.23

分析单位：中国科学院地球化学研究所测试分析中心化学分析室，李荪蓉。

①灰岩风化壳(16 件样品平均)；(朱立军，1997)；②玄武岩风化壳(陈履安，1999)。

将红色黏土与下伏的下二叠统茅口组灰岩相比，红色黏土中 SiO_2、Al_2O_3 和 Fe_2O_3 的含量高出茅口组灰岩数十到上百倍，与正常的灰岩和玄武岩风化壳相比，红色黏土中的 SiO_2 含量也明显偏高，说明红色黏土不完全是由茅口组灰岩风化形成，其中有其他高硅岩石如“大厂层硅质岩”、卡林型金矿石等的风化产物加入。

此外，红色黏土中 TiO_2 和 MnO 的含量明显高于茅口组灰岩和大厂层硅质岩而与原生金矿石相差较小，说明红色黏土中有相当一部分为原生卡林型金矿石的风化产物。

FeO 在红色黏土中的含量除少数样品外比各类原岩明显偏低，反映红色黏土发生了充分的氧化。K_2O 在红色黏土个别样品中仍有一定的含量，与红色黏土中含有一定量的伊利石有关，说明红土化作用还不深透。

1. 剖面分布特征

老万场金矿的红色黏土剖面中，各常量元素在垂向上的分布具有较大的差异(图 6-

20)。主要常量元素中的 SiO_2 在剖面中部的富铁质黏土带略降低，并在剖面下部的富锰质黏土带显著降低；Al_2O_3 与 SiO_2 呈负相关，在剖面中部略增高，在剖面下部显著增高；Fe_2O_3 自上到下呈增高再降低的趋势，并在剖面中部的富铁质黏土带达最高值。

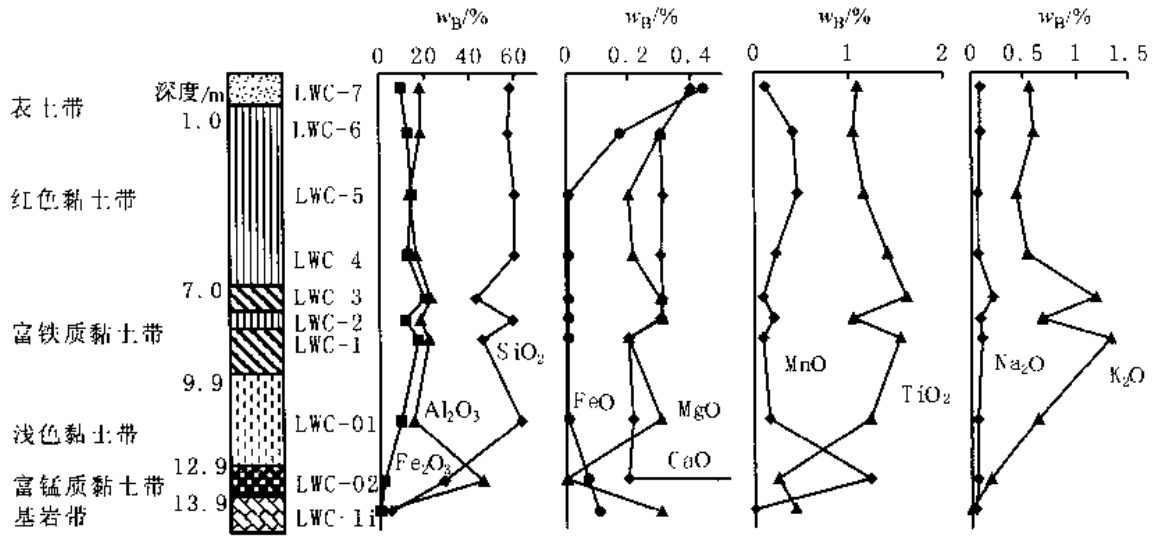


图 6-20　贵州老万场红色黏土型金矿红色黏土剖面中常量元素的垂向分布图

主要常量元素的这种分布特征，可能揭示剖面底部的富锰质黏土带与其上各带具有不同的物质来源。富锰质黏土带以 Al_2O_3 为主，SiO_2 含量较低，说明该带主要为下伏含硅很低的茅口灰岩风化残留而成，并有上部黏土层中淋滤下来的少量 Al_2O_3 的加入。富锰质黏土带以上部分以 SiO_2 为主，且含量较高，说明这部分红色黏土不完全是由茅口灰岩风化形成，其中有大量含硅较高的硅质岩、蚀变岩、碎屑岩及玄武岩的风化物。

其他常量元素中，FeO 的含量在剖面的大部分地段均很低，仅在顶部表土带中有所增高，说明整个剖面的氧化程度较高，只有顶部的表土带中因含较多的腐殖质而使氧化程度降低。

MnO 在剖面底部明显增高，反映富锰质黏土带曾长期处于地下潜水面附近，使上部淋滤的锰在此大量沉淀富集。

K_2O、Na_2O 和 TiO_2 与 Fe_2O_3 相似，在剖面中部的富铁质黏土带中增高，其中 K_2O 和 Na_2O 的增高与该部位含较多的伊利石有关，说明这一部位的风化淋滤程度较弱，而 TiO_2 和 Fe_2O_3 的增高反映这一部位曾发生过淀积作用。

因此，在老万场红色黏土型金矿床中，主要常量元素 SiO_2、Al_2O_3 和 Fe_2O_3 的含量在剖面上总体变化不大。

2.迁移富集特征

在老万场红色黏土型金矿床形成过程中，活动元素(K、Na、Ca、Mg)以淋失为特征，惰性元素(Al、Ti)主要以残留富集为标志，活化再沉淀元素(Si、Fe、Mn)中的 Fe 和 Mn 发生了短距离迁移。其中，Mn 的迁移再沉淀最为明显，在下部富集。

总之，在老万场红色黏土型金矿的原岩红土化过程中，MnO 发生了强烈富集外，Al_2O_3 没有明显的富集，而 Fe_2O_3 仅在剖面的中下部发生了富集；SiO_2 仅发生了一定程度的淋失，

碱土金属却发生了强烈的淋滤，而碱金属元素淋失不完全；FeO 的淋滤和氧化除在剖面上部较明显外，向下逐渐减弱。

3.红土化特征

在贵州老万场红色黏土型金矿床中，红色黏土层的红土化特征主要体现在常量元素的组成上，可由黏土层的红土化指数、淋溶系数、残积系数、氧化系数、SiO_2/Al_2O_3（分子比）和 Al_2O_3/Fe_2O_3（分子比）等参数来衡量（表 6-31）。

表 6-31　贵州老万场红色黏土型金矿床中黏土层的红土化参数

矿床	剖面分带	样　号	红土化指数	淋溶系数	残积系数	氧化系数	SiO_2/Al_2O_3	Al_2O_3/Fe_2O_3
贵州老万场金矿	表土带	LWC－7	4.093	39.944	9.758	0.050	5.544	2.823
	红色黏土带	LWC－6	3.712	45.917	12.371	0.015	5.380	2.225
		LWC－5	4.544	61.529	13.541	0.001	7.591	1.491
		LWC－4	4.199	57.034	13.584	0.001	6.243	2.054
	富铁质黏土带	LWC－3	2.044	24.090	11.789	0.001	3.184	1.792
		LWC－2	4.017	45.502	11.327	0.001	5.672	2.427
		LWC－1	2.364	31.274	13.232	0.001	3.557	1.981
	浅色黏土带	LWC－01	5.082	54.566	10.737	0.001	7.219	2.378
	富锰质黏土带	LWC－02	1.028	70.095	68.155	0.045	1.054	40.721
	平　均		3.454	47.772	18.277	0.013	5.049	6.432

注：红土化指数：$SiO_2/(Al_2O_3+Fe_2O_3)$（分子数比）；淋溶系数：$SiO_2/(K_2O+Na_2O+CaO+MgO)$（分子数比）；残积系数：$(Al_2O_3+Fe_2O_3)/(K_2O+Na_2O+CaO+MgO)$（分子数比）；氧化系数：$Fe^{2+}/Fe^{3+}$（原子比）。

红土化指数即 $SiO_2/(Al_2O_3+Fe_2O_3)$（分子数比），是红土化程度的度量，该值越小，表明去硅作用越强烈，红土化程度越高。贵州老万场金矿的红色黏土剖面中，红土化指数变化较大，介于 1.028～5.082 之间，平均 3.454，反映黏土层具有一定程度的红土化。

淋溶系数为 $SiO_2/(K_2O+Na_2O+CaO+MgO)$（分子数比），是被淋滤元素相对淋失程度的度量，该值越大，说明淋滤程度越高。在老万场金矿的红色黏土剖面中，淋溶系数介于 24.090～70.095 之间，平均 47.772，说明淋滤程度总体较高，但在富铁质黏土带出现淋滤程度相对降低的区段。

残积系数为 $(Al_2O_3+Fe_2O_3)/(K_2O+Na_2O+CaO+MgO)$（分子数比），用来衡量铝、铁的残留富集程度，该值越大，铝、铁残留富集的越多。老万场金矿的残积系数介于 9.758～68.155 之间，平均 18.277，反映红色黏土的富铁铝化程度较高，特别是在富锰质黏土带发生了强烈的富铁铝化。

氧化系数为二价铁与三价铁的原子比，是风化壳氧化程度的度量，该值越小，反映氧化程度越高。老万场金矿的氧化系数介于 0.001～0.050，平均 0.013，反映其氧化程度高于上芒岗金矿，但在剖面的顶部和底部出现氧化程度降低的部位，说明顶部表土带中可能含有较多的腐殖质，而底部富锰质黏土带曾处于潜水面附近。

SiO_2/Al_2O_3 分子比可以反映红色黏土的脱硅富铝程度，在老万场金矿的富锰质黏土带为 1.054，其他部位介于 3.184～7.591 之间，同样说明除富锰质黏土带脱硅富铝程度较高外，整个黏土剖面总体上脱硅富铝程度不高。

Al_2O_3/Fe_2O_3 分子比可指示红色黏土中铁与铝的分离程度，在老万场金矿中，该值除在剖面底部达 40.721 外，其他部位介于 1.491～2.823 之间，说明除在剖面底部发生了较大程

度的铁铝分离外，剖面的大部分没有明显的铁铝分离。

这些黏土层的红土化参数，反映老万场红色黏土型金矿床的形成过程中，脱硅作用不完全，铁铝的富集程度总体较低，剖面中除局部地段外没有出现明显的富铝化阶段和富铁化阶段，是红土化作用不彻底的表现。

(二)微量元素地球化学特征

微量元素的组成、分布和迁移富集等地球化学特征，可以示踪红色黏土型金矿床成矿的物质来源，并可作为找矿评价的有效标志。一般说来，红色黏土型金矿床赋矿红色黏土层中的微量元素是对风化原岩的微量元素的继承和改造，其组成特征与其风化原岩的类型密切相关。

贵州老万场金矿的赋矿红色黏土及相关岩石的微量元素分析结果见表 6-32 和表 6-33，其中 As 的含量最高，在 $778.593\times10^{-6}\sim3188.091\times10^{-6}$ 之间，平均 1878.101×10^{-6}，V、Cr、Zn、Sr、Zr、Ba、Sb 也具有较高的含量。

表 6-32　贵州老万场红色黏土型金矿赋矿红色黏土的微量元素分析结果($w_B/10^{-6}$)

元素	LWC－7	LWC－6	LWC－5	LWC－4	LWC－3	LWC－2	LWC－1	LWC－01	LWC－02
Sc	13.157	13 354	9.749	12 184	22.063	12.979	21.839	10.462	3 123
V	229.437	243.895	228.263	246.872	374.796	238.345	387.805	214.996	64.166
Cr	277.995	297.285	327.368	321.285	305.470	259 193	324.564	217.078	79.133
Co	63.544	84.285	83.585	65.873	52.861	62 998	45.620	65.816	500.351
Ni	75.375	100.655	82.157	92 102	109.042	93.898	131.511	73.724	562.923
Cu	53 432	68.376	71.515	75.437	129 282	74.399	160 962	63.374	350.846
Zn	132.778	155.663	116.160	131.027	124.474	127.560	187.354	131.018	310.867
Ga	24 165	25.275	22.567	23 453	35.070	25.513	35.853	23.501	11.242
Ge	1.785	1.568	1.326	1.430	1.728	1.667	1.977	1.381	0.587
Rb	52.241	55.110	40.342	49.617	62 461	64 768	64.335	55.187	11.911
Sr	190.234	227.725	187 898	213.926	252.863	247.542	296.479	243.924	88.770
Y	39.891	39.686	35.536	43.033	65 333	50 160	84.559	36.346	20.744
Zr	324.721	315.101	246.329	294.269	488.380	326.647	483.578	316.037	85.546
Nb	39.622	42.860	33.975	39.424	66.364	44 076	64.138	42.750	10.949
Mo	3.972	4.049	3.831	3.597	5.184	3.598	3.968	3.649	1.277
Cd	0.441	1.681	2 073	0.952	1.578	0 942	2.949	0.867	3.351
Sn	4.368	4.295	3.232	3.919	6 841	4.419	6.148	4.308	1.894
Cs	10.028	9.808	7.229	8.727	8.776	9.424	8.559	8.801	1.833
Ba	169.458	217.882	167.924	162.891	171.637	216.591	174.309	193.573	438.448
Hf	10.981	10.608	8.439	9.662	15.792	11 173	15.545	10.655	2.613
Ta	2.865	2.883	2 367	2.759	4.538	3.009	4.400	2.902	0.819
W	70.840	77.935	113.392	67.179	40.425	59.829	40.984	77.595	10.017
Tl	3.711	4.686	3.982	3.385	4 493	3.752	5.843	4.361	21.037
Pb	42.035	45.196	34 950	36.055	37.830	40.537	32.383	32.692	5.012
Bi	0.750	0.703	0.533	0.576	1.027	0.742	0.897	0.636	0.137
Th	20.375	18.558	13.909	16.673	20.904	19.301	19.421	17.623	3.352
U	8.925	8.952	8.005	8 682	10.728	9.018	12 760	7.774	6.617
As	1263.359	2065.454	2126.012	1764.044	2535.259	1655 228	3188.019	1526.943	778.593
Sb	204.762	255.645	349.399	236.990	365.922	210.964	305.221	248.127	71.957
Hg	1.147	1.368	1.719	1.439	1.700	1.263	1.573	1.179	1.271

分析单位：中国科学院地球化学研究所矿床地球化学开放研究实验室等离子体质谱分析室，漆亮。

表 6-33　贵州老万场红色黏土型金矿相关岩石的微量元素分析结果($w_B/10^{-6}$)

元素	茅口灰岩	大厂硅质岩①			卡林型金矿石②		上陆壳	中国陆壳	CI球粒
	LWC-li	DC-3	DC-2	DC-1	ZMD-2	ZMD-3	丰度③	丰度④	陨石⑤
Sc	1.207	0.997	4.201	0.772	2.226	27.847	11	11	5.82
V	5.627	96.257	76.446	9.039	11.087	352 744	60	99	56.5
Cr	40.434	175.131	83.783	27.103	9.995	139.656	35	63	2660
Co	0.689	0.908	11.288	1.281	2.399	66.48	10	32	502
Ni	8.181	4 671	15.66	6.854	8 371	102.264	20	57	11000
Cu			9.975	32.399	1.375	101.577	25	38	126
Zn	8.164	7.793	25.023	11.039	8.523	110.263	71	86	312
Ga	0.106	7.89	6.919	1.262	0.827	31.175	17	20	10
Ge	0.099	0.439	0.953	0.504	0.23	2.009	1.6	1.2	32.7
Rb	0.181	1.747	3.243	1.251	3 158	136.346	112	150	2.3
Sr	195.567	34.662	199.998	49.388	1202.58	432.835	350	690	7.8
Y	6.273	0.172	14.676	1.577	4.889	39.645	22	27	1.56
Zr	0.304	0.577	52 914	4 327	9 375	469.277	190	160	3.94
Nb	0.045	0.097	8.202	0.584	1.456	57.907	25	34	0.246
Mo	8.583	1.9	1.565	9.965	7.931	0.71	1.5	2.0	0.928
Cd	0 057	0.099	0.23	0.335	0.01	0.185	0.098	0.055	0.686
Sn		0.252	1.688		0.12	3.633	5.5	4.1	1.72
Cs	0 066	4.653	3.081	1.286	0.201	8.099	3.7		0.187
Ba	12.720	34.64	67.66	160.05	19.34	135 39	550	610	2.34
Hf	0.007	0.038	1.553	0.109	0.232	13.76	5.8	5.1	0.104
Ta	0.011	0.007	0 539	0.032	0.13	3.624	2.2	3.5	0 0142
W	0.271	0.211	6.859	0.596	0.607	6.569	2.0	2.4	0.0926
Tl	0.053	0.134	0.849	3.444	0.503	1.6	0.75	0.61	0.142
Pb	2.076	2.507	5.42	10.31	2 469	10.405	20	15	2.47
Bi							0.127		0.114
Th	0.058	0.059	1.406	0.155	0.302	13.929	10.7	17	0.0294
U	0.918	0.139	4.151	1.338	0.257	2.212	2.8	5.6	0.0081
As	17.080	16.696	111.886	417.355	1652.546	2325.263	1.5	1.9	1.86
Sb	3.011	98.241	20040.62	90.296	27.928	15.206	0.2	0.15	0.142
Hg								0.08	0 258

分析单位:中国科学院地球化学研究所矿床地球化学开放研究实验室等离子体质谱分析室,漆亮。

① 采自大厂锑矿;② 采自紫木凼金矿;③、④、⑤分别据 Taylor S.R., and McLeannan S. (1985)、黎彤(1988)(转引自中国科学院地球化学研究所,1998)和 Anders E , and Grevesse N. (1989)。

与陆壳丰度相比,Cs、V、Cr、Co、Ni、Cu、Zn、Pb、Mo、W、Zr、Hf、Nb、Cd、Tl、As、Sb、Bi、Hg 的含量偏高,其中 As、Sb、Hg 的含量高出上百倍。与茅口灰岩、大厂硅质岩和紫木凼原生卡

林型金矿石相比，Cs、Ba、V、Cr、Co、Ni、Cu、Zn、Pb、W、Sn、Y、Nb、Ta、Zr、Hf、Th、U、Cd、Tl 等的含量均明显高于各类岩(矿)石，其中 Cr、Co、Ni、Zn、Sn、Cd、Tl、Pb 等的含量高出各类岩(矿)石几至几十倍。

老万场金矿的微量元素组成特征显示，红色黏土型金矿中赋矿黏土层的微量元素组成受风化原岩特别是原生卡林型金矿石微量元素组成的制约，使红色黏土层中的 As、Sb、Hg 具有很高的含量，高出陆壳丰度上百倍。

1.剖面分布特征

老万场金矿在底部的富锰质黏土带 Sr 显著降低，Ba 却明显增高，Pb 从向下逐渐降低。

Nb、Zr、Hf 在老万场金矿剖面的富铁质部位含量明显增高，显示 Nb、Zr、Hf 相对于 Ta、Th 具有较强的地球化学活动性。

2.物质来源示踪

以紫木凼金矿矿石微量元素的平均值作标准，对老万场红色黏土型金矿红色黏土的微量元素进行标准化(图 6-21)。这种微量元素的标准化图解，是微量元素组成特征的直观显示，包含着地质作用过程中微量元素的总体构成及相对富集和亏损等众多的信息，可以反映微量元素的地球化学性质和行为，以及成矿体系的物质来源。

如图 6-21 所示，在老万场金矿的红色黏土中，强烈富集的 As 与原生卡林型金矿石相比没有明显的亏损和富集，与大厂硅质岩和茅口灰岩相比却明显富集，Sb 相对于卡林型金矿石和灰岩显著富集，而相对于硅质岩却显著亏损，说明红色黏土中既有原生矿石提供的物质，也有富 Sb 的大厂硅质岩提供的物质。不活动的高场强元素与卡林型矿石相比有所富集，其中 U 明显偏高，与硅质岩和灰岩相比明显富集，其中与灰岩相比富集程度十分显著，反映红色黏土主要由原生矿石和硅质岩的风化产物构成，而灰岩风化所提供的物质较少。较活泼的大离子亲石元素中的 Sr 相对于原生矿石强烈亏损，相对于硅质岩和灰岩没有明显的富集和亏损，但 Sr 与其他元素的富集相比仍显示明显的亏损，Rb、Cs、Ba 与硅质岩和灰岩相比明显富集，而与原生矿石相比富集程度较弱，说明红色黏土中的、Rb、Cs、Ba 主要由原生卡林型矿石提供，并在红色黏土形成过程中 Sr 被大量淋滤。

矿化元素 Pb、Zn、Cu 相对于各类岩(矿)石表现出不同程度的富集，其中相对于灰岩富集程度较大，显示其主要来源于原生矿石和硅质岩。亲铁元素相对于各类岩(矿)石都有所富集，其中的幔源元素 Cr 相对于原生矿石、Co 相对于硅质岩和灰岩明显富集，说明矿区及外围的幔源玄武岩也提供了部分风化产物。此外，Mo 相对于灰岩明显亏损，W 相对于各类岩石均呈现明显富集，说明可能来源于茅口灰岩，也可能与 W 一起由其他岩石提供。

这些特征显示该矿床的红色黏土主要由原生卡林型金矿石、大厂硅质岩和峨眉山玄武岩的风化产物构成，而茅口灰岩所提供的物质较少。

(三)稀土元素地球化学特征

老万场红色黏土型金矿的红色黏土及相关岩(矿)石的稀土元素分析结果(表 6-34)可以看出，红色黏土的稀土元素含量较高，为 124.95×10^{-6}～442.26×10^{-6}，其组成中轻稀土所占比重较大，为 82.69%～91.81%，平均 89.66%，轻重稀土比值在上芒岗金矿为 6.85～11.14，老万场金矿为 4.78～11.20。此外，红色黏土中均具有明显的 Eu 负异常。

1.剖面分布特征

老万场金矿红色黏土剖面中稀土元素的垂向分布特征(图 6-22)显示，各元素含量在剖

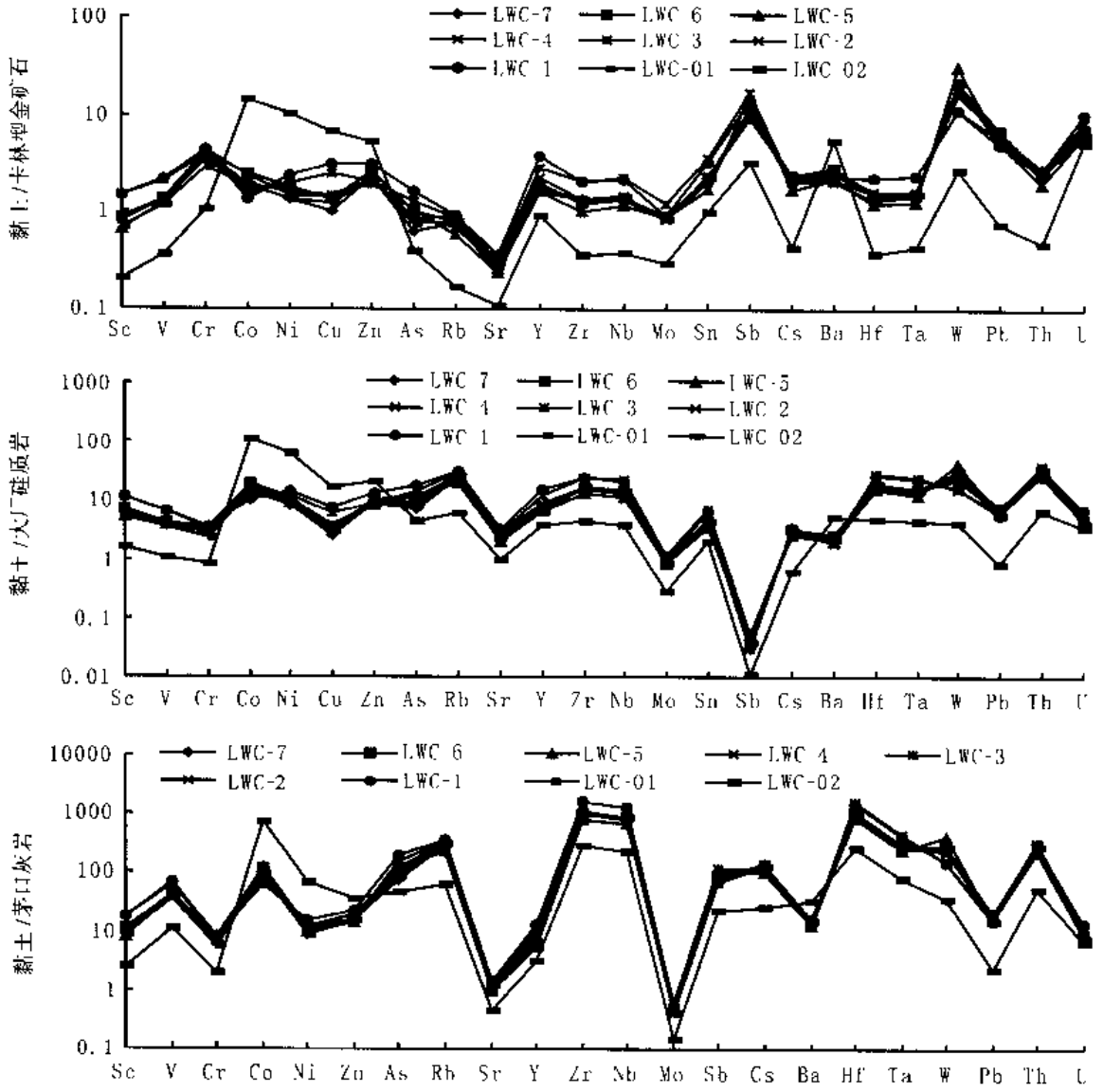


图 6-21　贵州老万场红色黏土型金矿中红色黏土的微量元素相对各类岩石的标准化图

面中部铁质富集部位增高，显示铁氧化物对稀土元素的富集有影响。各元素在稀土总量中的百分比在剖面底部出现变化，除 Pr 外，La、Ce 减小，其他元素则增高，显示稀土元素构成中出现了分异，轻稀土减少，中稀土和重稀土增加，显然受该部位氧化锰含量增高的影响。

2. 物质来源示踪

老万场金矿红色黏土的稀土元素标准化图(图 6-23)显示，相对于球粒陨石，稀土总量显著增高，且轻重稀土分异明显，呈轻稀土富集的右倾型，其中轻稀土曲线相对较陡，重稀土曲线相对平缓，并具有较明显的 Eu 负异常。

老万场金矿的红色黏土对各类基岩的标准化，红色黏土中REE含量不同程度地高于各

表 6-34　贵州老万场红色黏土型金矿红色黏土及相关岩石的稀土元素等离子体质谱分析结果($w_B/10^{-6}$)

元素	LWC-7	LWC-6	LWC-5	LWC-4	LWC-3	LWC-2	LWC-1	LWC-01	LWC-02
La	51.766	60.486	54.135	62.998	84.085	68.211	91.035	57.093	18.372
Ce	137.747	155.708	117.810	135.918	171.929	148.942	168.112	130.049	44.216
Pr	11.389	13.266	12 291	14.096	19.812	15.372	22.727	12.478	5.725
Nd	42.039	48.804	45.078	51.617	73.974	57.781	86.139	45.849	25.513
Sm	7.699	8 553	8.071	9.563	13.295	10.190	16.794	8 468	7.569
Eu	1.695	1.874	1 762	2 018	3.118	2.150	3.886	1.723	1.921
Gd	7 165	7.261	6.646	7.854	11.883	8.747	15.817	7.029	7.486
Tb	1.064	1.090	1.089	1.217	1.837	1.387	2.443	1.071	1.197
Dy	6.584	6 787	6 422	7.325	10.941	8.213	14.582	6.670	6.212
Ho	1.314	1.370	1.267	1.445	2.254	1.676	2.822	1.314	1.009
Er	4.046	3.987	3.615	4.169	6.359	4.777	7.961	3.837	2.644
Tm	0.608	0.598	0.563	0.656	0 991	0 684	1 144	0.568	0.381
Yb	3.987	4.090	3.568	4.181	6 306	4.581	7.699	3.851	2.403
Lu	0.626	0.583	0.531	0.601	0 905	0.680	1.095	0.549	0.298
REE	277.729	314.457	262.848	303.658	407.689	333.391	442.256	280.549	124.946
LREE	252 335	288.691	239.147	276.210	366.213	302 646	388.693	255.660	103.316
HREE	25.394	25.766	23.701	27.448	41 476	30.745	53.563	24.889	21.630
L/H	9.937	11.204	10.090	10 063	8.830	9.844	7.257	10.272	4.777
Eu*	0.687	0.709	0 715	0.692	0.744	0.680	0.718	0.664	0.772
Ce*	1 310	1.268	1.059	1.055	0.981	1.065	0.867	1.124	1.031

分析单位：中国科学院地球化学研究所矿床地球化学开放研究实验室等离子体光谱室，漆亮。

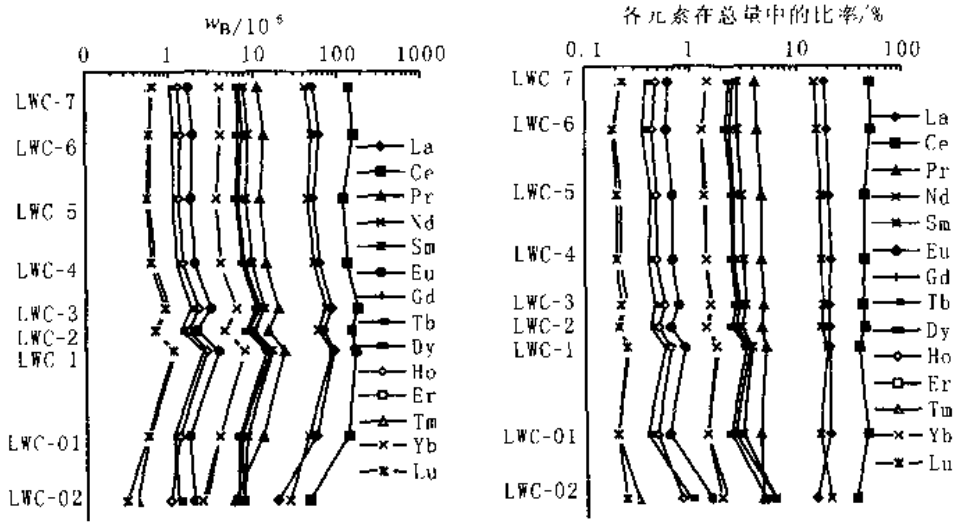


图 6-22　贵州老万场红色黏土型金矿广岭坡矿段红色黏土剖面中稀土元素的垂向变化特征

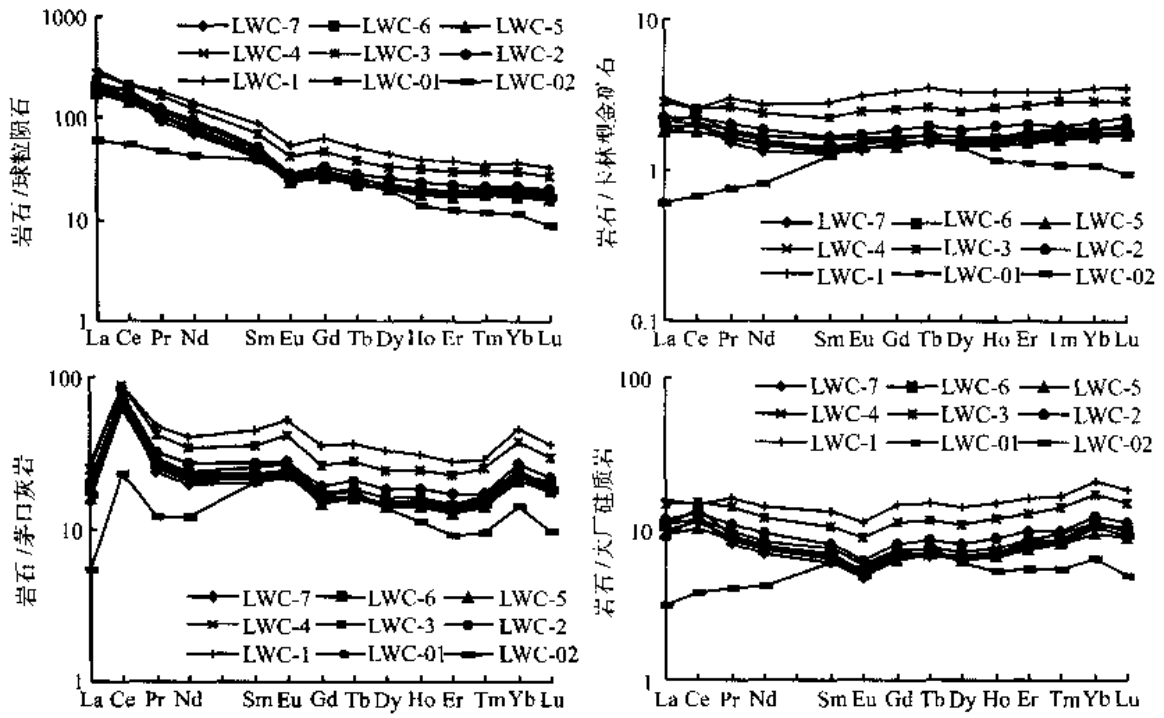


图 6-23 贵州老万场红色黏土型金矿红色黏土的稀土元素标准化图

类基岩，其中相对于茅口灰岩和大厂硅质岩富集程度较大，并且相对于茅口灰岩出现 Ce 的明显富集。值得注意的是，剖面底部的富锰质黏土带（样品 LWC-02）具有与其他各带明显不同的稀土元素标准化形式，特别是在对原生金矿石和大厂硅质岩的标准化图中与其他各带呈现截然相反的变化特征，只有在对茅口灰岩的标准化图中才与其他各带具有一定的相似性，显示其物质来源与其他各带存在着明显的差异，应主要由茅口灰岩风化形成，而其他各带由大量原生矿石和硅质岩的风化物构成。

总之，在老万场红色黏土型金矿床形成过程中，稀土元素发生了明显的分异。其中，轻稀土相对富集，重稀土相对亏损。红色黏土的稀土元素与各类基岩的标准化图解分析表明，原生卡林型金矿石和热液蚀变岩为红色黏土层中提供了大量的物质成分。虽然，在老万场红色黏土型金矿红色黏土层之下的茅口灰岩尚未见到热液蚀变现象，但是，红色黏土的稀土元素特征指示在被风化了的基岩中有卡林型金矿石或矿化岩的存在。

第七章　云南北衙与富碱斑岩有关的金矿

富碱斑岩型金矿是指与富碱正长斑岩类和碱性花岗斑岩类有关的斑岩型金矿床，或岩浆热液矿床，两类富碱斑岩总碱(K_2O+Na_2O)含量>8%。富碱斑岩产于峨眉地幔热柱活动区南部上地幔上拱拉张-裂谷环境下，是上地幔物质部分熔融产生的岩浆顺深大断裂上升并同化部分地壳岩石的产物(赵振华，1994a)。因此，富碱斑岩体多呈线状沿两大构造单元之间或大陆边缘的深大断裂分布。近年来，随着前苏联远东地区、南太平洋诸岛、加拿大，美国和巴布亚新几内亚和我国河北东坪等地的富碱侵入岩中及其附近相继发现了若干大型-特大型金矿床，富碱侵入岩与金矿化的密切成因关系，已引起人们的广泛注意(涂光炽，1989b，1989c)。滇西"三江"哀牢山-金沙江富碱侵入岩带是我国重要的富碱侵入岩带之一，相继发现了北衙、姚安、马厂箐和金厂箐等富碱斑岩型金矿床。本次研究工作着重北衙富碱斑岩型金矿床的地质地球化学特征。

第一节　区域地质背景

北衙与富碱斑岩有关的金矿位于峨眉地幔柱活动区南部的三江褶皱带与扬子地台西缘的弧形结合部位(图 7-1)。区域北西向金沙江-哀牢山-红河深大断裂构造作用，控制了区域地层、碱性岩浆侵入活动及其金矿形成。已发现北衙、姚安、马厂箐和金厂箐等富碱斑岩型金矿床、矿点多处，构成了我国重要的滇西"三江"哀牢山-金沙江北西向富碱斑岩金矿成矿带。

一、区域构造

北衙金矿区位于扬子地台西南缘丽江台缘褶皱带，夹持在金沙江-红河深大断裂与程海深大断裂之间。在空间上，滇西地区富碱斑岩体成群成带分布，分属几个不同的大地构造单元，受金沙江-哀牢山-红河深大断裂带控制。现就金沙江-哀牢山断裂构造主要特征介绍如下：

金沙江-哀牢山深大断裂带由北段金沙江深大断裂带和南段哀牢山深大断裂带两部分所组成(图 7-1、7-2)。其中，南段哀牢山深大断裂带包括红河深断裂和九甲-墨江深断裂，总体走向北西，倾向北东，倾角 40°～70°，断裂带宽 1～3km，挤压破碎带和糜棱岩带广泛发育。该断裂带控制地层的分布，其东侧为古元古界哀牢山群深变质岩，西侧为上古生界浅变质岩。在新生代，金沙江-哀牢山深大断裂带再次活动(以拉张为主)，伴随地幔上拱出现裂谷式断陷盆地和富碱岩浆活动及其相关的富碱斑岩型金矿成矿作用。

二、区域地层概况

北衙金矿区域地层包括扬子地台基底和盖层两个部分。其中基底主要为古元古界-下震旦统变质岩系，包括哀牢山群、大红山群和昆阳群变质岩系。上震旦统-上三叠统下部构成地台的构造层，主要为碳酸盐岩和基性火山岩(峨眉山玄武岩)建造。上三叠统上部-新生

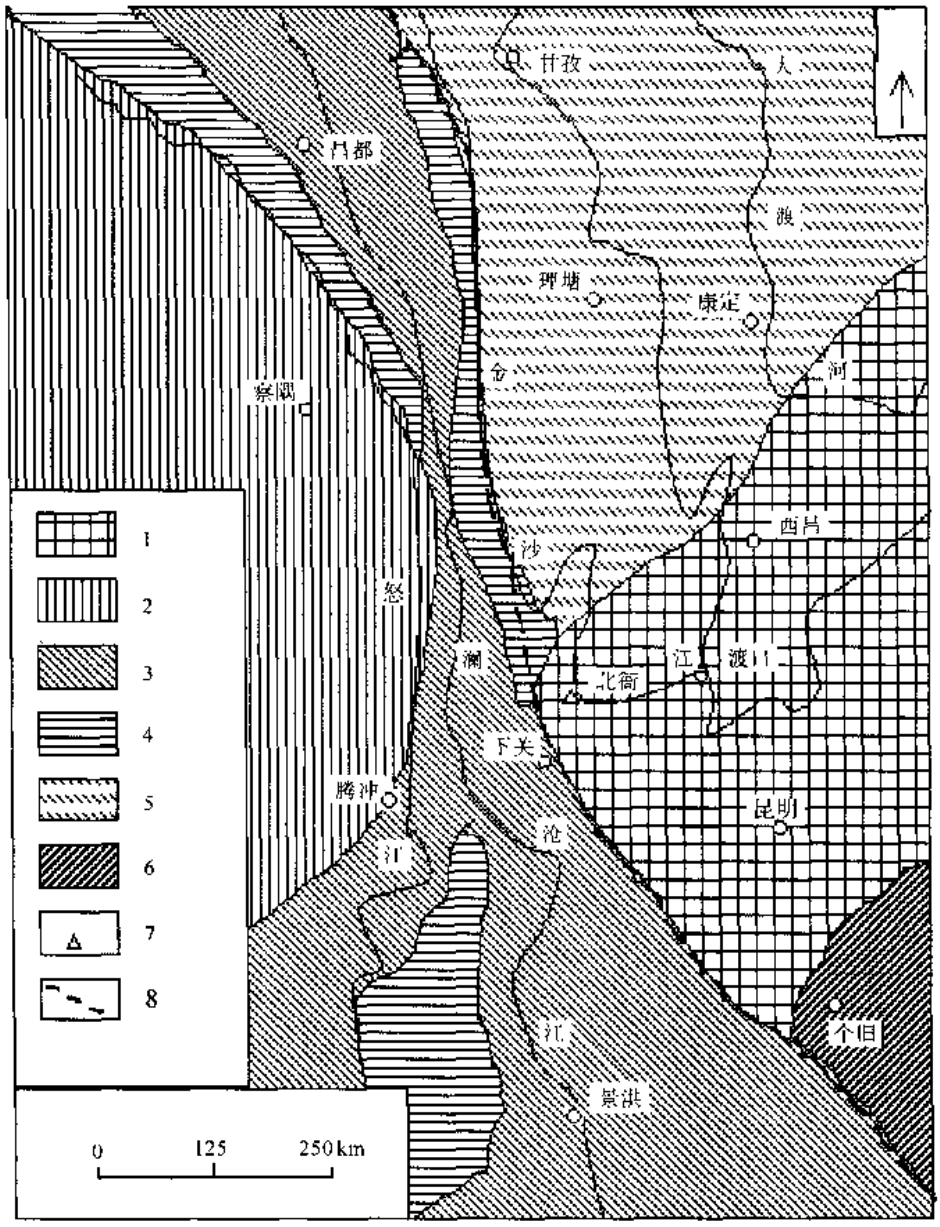


图 7-1　云南北衙富碱斑岩型金矿大地构造位置图

1—扬子地台;2—波密腾冲褶皱系;3—二江褶皱系;4—乍贡耿马褶皱系;5—松潘甘孜褶皱系;6—华南褶皱系滇东南褶皱带;7—北衙金矿区;8—金沙江-哀牢山深大断裂带

界构成地台区活化构造层。其中,上三叠统为基性、中酸性火山岩建造,侏罗系主要为一套海陆交互相碎屑岩与碳酸盐岩建造以及复理石建造,白垩系主要为河湖相红色砂泥岩与磨拉石建造,第三系发育河湖相红色砂泥岩与磨拉石建造。

三、金沙江-哀牢山富碱侵入岩带

金沙江-哀牢山富碱侵入岩带是我国重要的碱性岩带之一,主要分布于澜沧江断裂以东,沿红河-金沙江断裂及其两侧呈北西向展布,在云南省境内延伸长约 800km,宽 40～

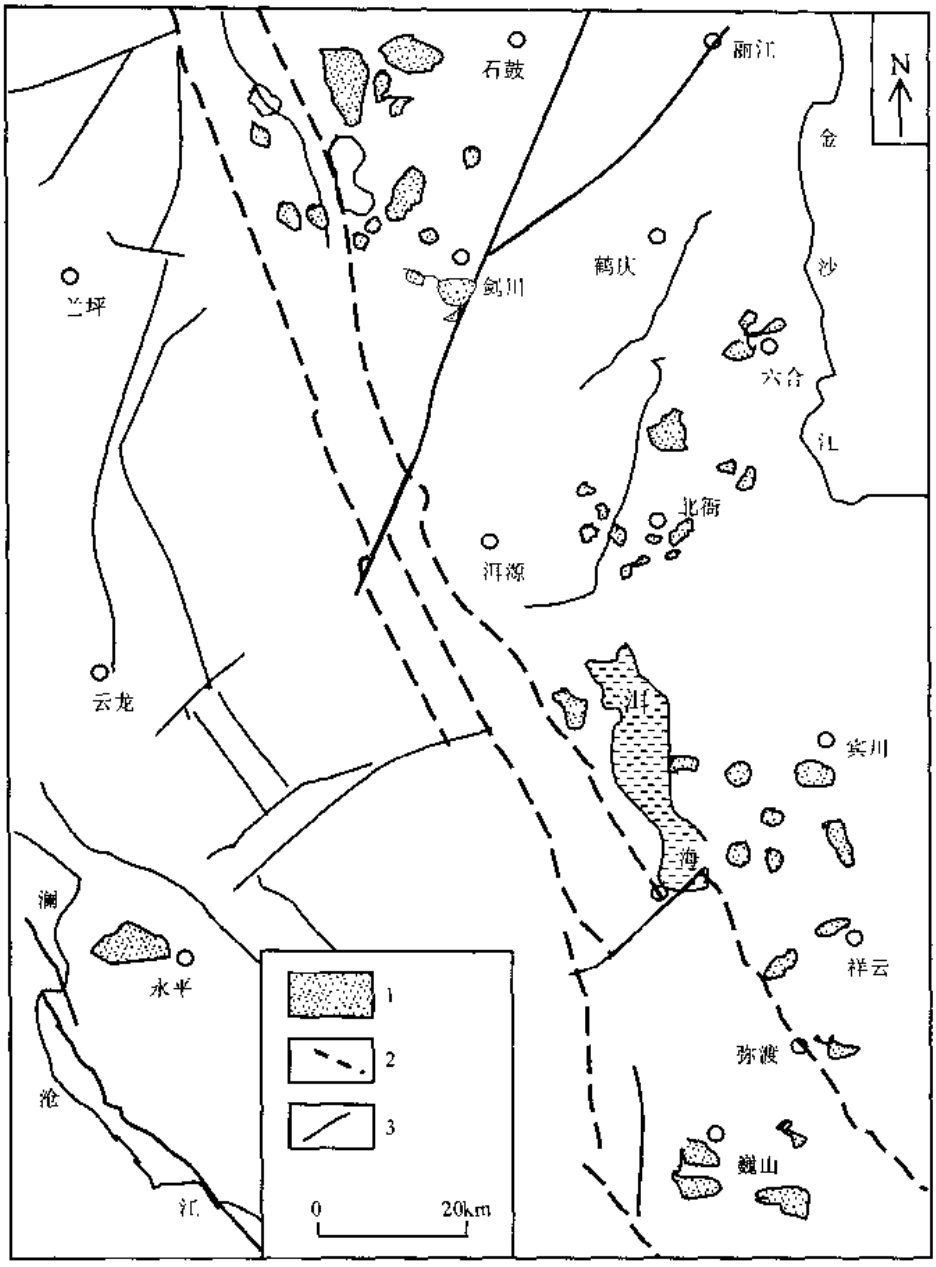


图 7-2　滇西中部富碱斑岩分布简图

1—富碱斑岩体;2—主断裂(金沙江-哀牢山深大断裂带中段);3—次级断裂

60km(图 7-2)。

富碱侵入岩主要由碱性岩类和碱性花岗岩类组成,岩体规模较小,多呈小岩基、岩株、岩筒、岩脉、岩枝产出。岩石类型主要有辉石正长岩、闪辉正长岩、霞石正长岩、霓石正长岩、正长岩、正长斑岩、石英正长斑岩和花岗斑岩等,碱性花岗岩类有钾长花岗岩、碱长花岗岩和碱闪花岗岩-花岗斑岩等。

金沙江-哀牢山富碱侵入岩带年代学研究表明,富碱侵入岩及其共生的碱性火山岩、煌斑岩同位素地质年龄范围分别为 41～28Ma、37.3～30Ma、37.1～35Ma,限定在喜马拉雅

期，与它们同产在第三纪断陷盆地相吻合。其中，碱性花岗斑岩类和碱性正长岩类的年龄范围分别为41～35Ma和38～28Ma，反映富碱正长斑岩类的形成略晚于富碱花岗斑岩类、碱性火山岩类、煌斑岩类。整个富碱侵入岩带总体上具有从东到西由老到新的演化趋势(张玉泉，1997；刘显凡，1999)。

富碱侵入岩的成因主要有三种认识(高振敏，1987)：

(1)原始岩浆在上侵过程中分异结晶作用派生而成，原始岩浆可直接来自地幔的镁铁质岩浆或碱性岩浆或I型花岗岩浆。

(2)部分熔融形成的原始岩浆上侵产物，但初始源区认识不一。

(3)同化混染分异结晶(AFC)产物，形成富碱侵入岩的岩浆来自地幔，但在其上升侵位过程中不同程度地混染了地壳物质，而混染比例决定了地幔碱性岩浆形成碱性岩(小比例混染)或碱性花岗岩(较大混染)。

滇西中部多数富碱斑岩群中发现了金矿化，其中成矿条件最好的是北衙富碱斑岩群，北衙金矿床即产在富碱斑岩体内。

第二节　金矿地质地球化学特征

一、北衙金矿地质特征

北衙金矿区位于一个轴向北北东的北衙次级向斜构造区，向斜的轴部为第四系覆盖(图7-3)。已知金矿体产于向斜的东西两翼，形成东西两个矿化带。其中，西矿化带包括万洞山、红泥塘、焦石洞3个矿床或矿段；东矿化带由笔架山、锅盖山、桅杆坡、锅厂河4个矿段所组成。

(一) 矿区地层

矿区出露的地层主要有三叠系中统北衙组碳酸盐岩，其次是二叠系玄武岩、三叠系下统腊美组砂页岩、三叠系上统松桂组砂页岩，以及第三系古溶洞堆积和古风化壳、第四系坡积和冲积层(图7-3)。

三叠系中统北衙组(T_2b)灰岩可进一步分为五段(T_2b_{1-5})：T_2b_1为角砾状灰岩和泥质灰岩，T_2b_2为蠕虫状灰岩和含泥质砂岩，T_2b_3为致密块状灰岩和含硅质微晶灰岩，T_2b_4为含铁质灰岩，T_2b_5为角砾状白云质灰岩和含碎屑白云质灰岩，总厚度320～550m。其中，T_2b_3和T_2b_4为主要的含矿围岩。

(二)控矿断裂构造

矿区控岩控矿断裂构造发育，主要为不同规模与序次的北北东向、近东西向及北北西向断裂构造，其中规模较大的断裂构造主要为隐伏的基底断裂。

1.北东向深断裂

为隐伏的基底断裂，与北衙向斜构造盆地延伸方向一致，是北衙矿区主要控岩控矿断裂构造，依次控制了老马洞、焦石洞、红泥塘、万洞山、狮子山等环状斑岩体的空间分布及其相关的成矿作用。

2.东西向深断裂

隐伏的基底断裂，控制了龙潭后山、马头湾、笔架山、白砂井等斑岩体的空间分布及其相关的成矿作用；在红泥塘一带，该断裂与上述北北东向断裂构造交汇，控制了爆破角砾岩筒

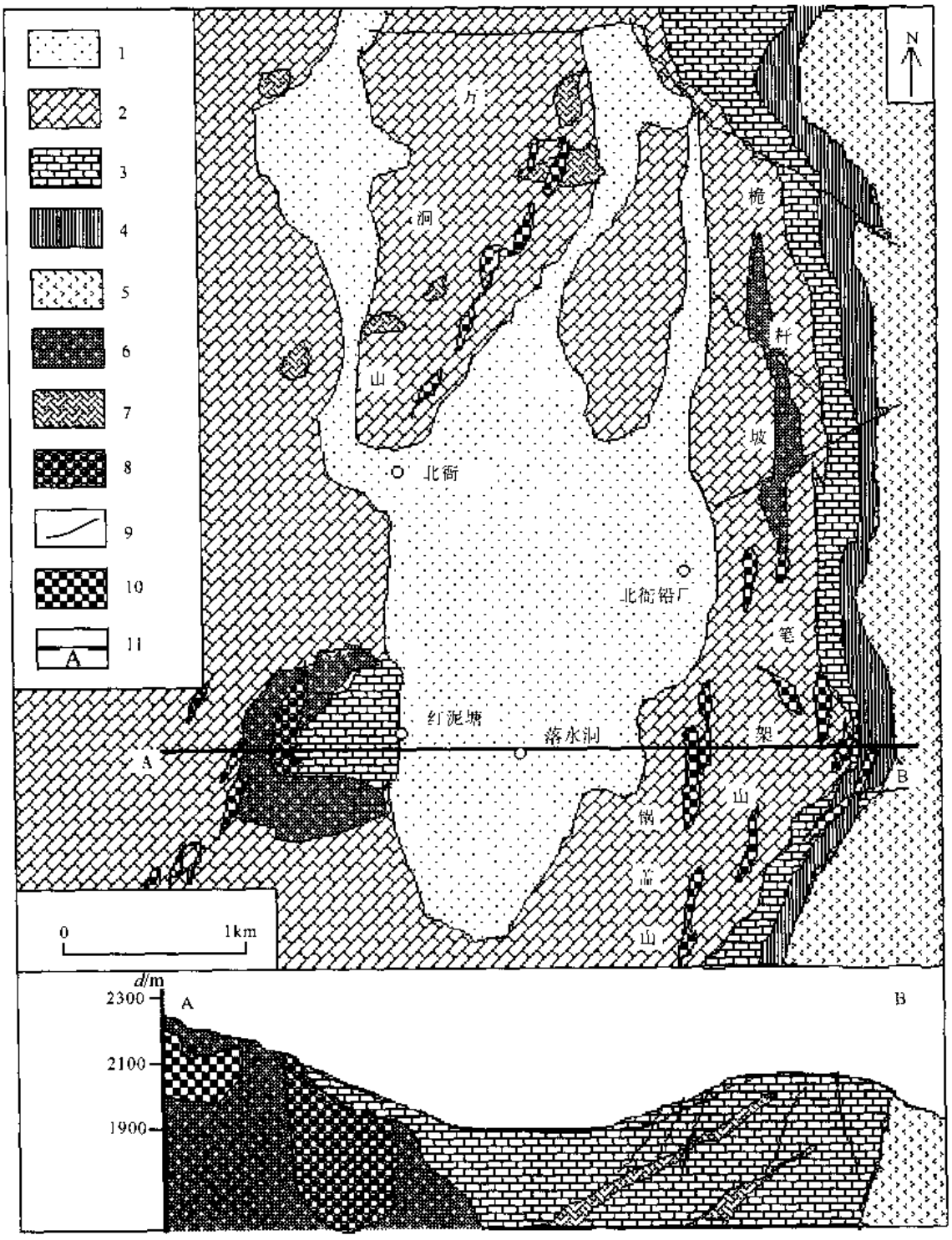


图 7-3　云南北衙富碱斑岩型金矿区地质简图

（据王会远，1993；蔡新平，1994 改编）

1—第四系；2—中三叠统北衙组上段灰岩；3—中三叠统北衙组下段灰岩；4—下三叠统砂页岩；5—二叠系玄武岩；6—喜马拉雅期正长斑岩；7—斑岩脉；8—热液角砾岩；9—断层；10—金矿体和矿脉；11—剖面线

的空间分布及其相关的成矿作用。

3.浅部次级断裂

矿区内北北西向、北北东向、东西向、近东西向、近南北向次级断裂构造发育，主要为张性和张扭性断裂，倾角较陡。其中，北北东向和北北西向断裂为主要的控矿或容矿断裂构造，其余多表现为成矿后断裂。

4.与岩体侵入有关的次级褶皱构造

北衙矿区与岩体侵入有关的褶皱构造较为发育，主要发育在岩体周边地带，在岩体顶部多为背斜构造，两侧或外侧发育小型向斜构造。岩体接触带和外侧向斜内的层间滑脱带多构成重要的赋矿部位。

(三)北衙金矿区富碱斑岩类

北衙金矿区岩浆岩以富碱斑岩类侵入体成群分布为特点，除二叠系玄武岩外，矿区及其外围侵入岩体主要为喜马拉雅期浅成、超浅成的富碱斑岩类。岩性主要为正长斑岩、石英正长斑岩、角闪石英二长斑岩、闪长斑岩、花岗斑岩、煌斑岩等。与金矿化有关的富碱斑岩体主要分布在北衙向斜的两翼，其中以红泥塘环状富碱斑岩体为典型代表(蔡新平，1994；刘显凡，1999)。

红泥塘石英正长斑岩，具有典型的斑状结构，斑晶主要为正长石(10%～20%)、透长石(10%～15%)和石英(5%)。在岩体中心部位，发育一直径约500m的爆破角砾岩筒。角砾岩类型包括热液注入角砾岩、蚀变震碎角砾岩、坍塌角砾岩等。前者主要见于爆破角砾岩筒西缘，呈北北东向带状分布，角砾成分复杂，大小悬殊，以碳酸盐岩和玄武岩角砾为主，砂页岩、片岩、千枚岩、板岩及角岩角砾次之。角砾岩胶结物为硅化、绢云母化、碳酸盐岩化等热液蚀变产物。石英正长斑岩成脉状穿插角砾岩带，斑岩体边缘可见磁铁矿、镜铁矿、黄铁矿、黄铜矿、方铅矿和闪锌矿等矿化。

(四)矿体形态产状和矿石类型及物质成分

1.矿体形态与产出特征

北衙金矿床矿体形态以脉状和透镜状为主，似层状矿体次之。矿体主要产于斑岩体内和岩体内外接触带以及岩体边缘次级向斜构造中的各类裂隙内，矿体的产状主要受斑岩体接触带和裂隙构造控制。

在红泥塘矿段，矿体主要为脉状和似层状，近接触带岩体的下凹部位矿体厚大，远离接触带矿体变薄，品位降低。该矿段共发现8个矿体，其中H7、H5号矿体长230～400m，延深150～250m，平均厚3.5～4.8m。

在方洞山矿段，矿体呈大脉状和囊状产出，为富含多金属硫化物Fe-Au型和Cu-Au型共生矿体。W1号矿体长300m，延深150m，平均厚11.5m，最厚可达40m。

2.矿石类型与矿物成分

北衙金矿矿石类型可划分为赤铁矿-磁铁矿-黄铁矿型(原生)Fe-Au矿石、赤铁矿-褐铁矿(氧化)型Fe-Au矿石、蚀变斑岩型Cu-Au矿石、爆破角砾岩型金矿石、热液岩溶角砾岩型金矿石等，其中氧化型Fe-Au矿石和蚀变斑岩型Cu-Au矿石较为重要。

北衙金矿矿物成分复杂，包括赤铁矿、褐铁矿、黄铁矿、黄铜矿、辉铜矿、斑铜矿、方铅矿、闪锌矿、磁铁矿、铅铁钒、黑铅矿、白铅矿、黄钾铁钒、软锰矿、硬锰矿、铜蓝、孔雀石、菱锌矿、铁白云石、白云石、方解石、石英、长石、重晶石、铬水云母、绿泥石、绿帘石等，以及自然金、银金矿、自然银、银金矿等贵金属矿物。

金主要呈自然金、银金矿等不规则微粒或片状分布在褐铁矿、铅铁钒、黄铁矿、黄铜矿等矿物的粒间、微裂隙及解理缝间，其次是呈超显微包体（$<1\mu m$）赋存在褐铁矿、黄铁矿和自然银中。

（五）热液蚀变

北衙金矿床热液蚀变强烈而广泛，主要有硅化、钾化（正长石化和绢云母化）、夕卡岩化、大理岩化、绿泥石化和碳酸盐岩化等。热液蚀变主要发育在富碱斑岩体内及其接触带和围岩中，可分为面型和线型两种蚀变类型，且与金矿化密切相关（刘显凡，1999）。

红泥塘正长斑岩：热液蚀变主要表现为正长石化、钾长石化和绢云母化。例如，正长石渗透交代基质和斑晶中的斜长石和石英，钾长石交代斜长石，正长石化和钾长石化之后绢云母（鳞片状集合体）交代钾长石，以及斑岩体边缘和顶部的碳酸盐岩化、绿泥石化和泥化等。

万洞山斑岩：石英绢云母化、绿泥石化、碳酸盐岩化及金属硫化物矿化广泛发育，后期泥化作用强烈而广泛。

红泥塘和万洞山富碱斑岩体接触带和围岩（均为北衙组碳酸盐岩）：热液蚀变主要表现为夕卡岩化、大理岩化、硅化和“铁化”等。其中，在岩体内弯部位的接触带弯曲地段，夕卡岩化相对发育，磁铁矿、赤铁矿、绿泥石、钙铁榴石、透辉石、透闪石、阳起石等矿物分布广泛。

远离接触带，往往出现北衙富碱斑岩型金矿热液蚀变特征标志——铁化灰岩。可有两种情况：其一，近接触带灰岩铁含量明显增高，全 Fe 含量可高达 25%，并伴随有较强的硅化。此类岩石与铁矿石十分相类似，呈红褐色，致密坚硬；比如，万洞山南段发育厚数十米的铁化灰岩。其二，近接触带灰岩铁质球团或贯入铁质细脉广泛发育，如红泥塘一带。

应当强调指出，在北衙金矿区，硅化往往环绕斑岩体呈面状分布，并叠加“铁化”带之上，与矿化带相对应，构成金矿区重要的热液蚀变类型。

二、北衙金矿地球化学特征

（一）岩石化学特征

北衙金矿主要含矿与非含矿富碱斑岩岩石化学成分列入表 7-1。可以看出，与不含矿富碱斑岩相比，含矿富碱斑岩明显富钾（$K_2O>>Na_2O$），总碱量也相对增高，可能与富钾质的流体对原岩进行的钾化蚀变（钾长石化和绢云母化）有关。

（二）微量元素特征

北衙金矿区及外围主要蚀变矿化斑岩类微量元素含量列入表 7-2。如表所示，北衙金矿区富碱斑岩体与成矿有关的金属、半金属及重矿化剂元素明显富集。其中，Ag、As、Sb、Bi、Hg 在浅部相对富集；Au、Cu 在浅部和深部均较富集。在成矿热液蚀变与矿化岩体中，Au、Mo、W 为特征富集元素，而亲石元素 Mn、Ti、Ba、Sr 相对亏损，反映热液蚀变与成矿密切相关。而且，根据表 7-2 中含金量变化分析，从未蚀变→弱蚀变→强蚀变矿化岩石，Au 由亏损到富集，Au 的运移和富集过程在岩体内进行并由岩体向破碎带和接触带转移，而且，Au 迁移与富集过程主要是通过成矿热液的钾质蚀变实现的。

北衙金矿区富碱斑岩及相关矿物的微量元素含量列于表 7-3。根据地幔部分熔融元素的不相容性，将大离子亲石元素（LILE：Sr、K、Rb、Ba）、高场强元素（HFSE：Th、Ta、Zr、Hf）和过渡族元素（Ti、Sc、Cr、Ni）及特征稀土元素（Ce、Sm）与 MORB 标准化（J. A. Pearce, 1984）的微量元素分配模式如图 7-4 和图 7-5 所示。

表 7-1　云南北衙富碱斑岩型金矿区含矿与非含矿富碱斑岩岩石化学成分(w_B/%)

含矿性	不含矿			含矿						闽浙沿海富碱侵入岩	澳大利亚A型花岗岩
样号及样品数	YN20	2件平均	1件	HB-54-1	2件平均	HL03	HL06	1件	1件		
岩　石	正长斑岩	石英正长斑岩	正长斑岩	石英正长斑岩	正长斑岩	石英正长斑岩	石英正长斑岩	正长斑岩	正长斑岩		
SiO_2	68.63	68.10	66.62	70.86	65.75	69.43	68.03	67.50	67.96	76.3	73.9
TiO_2	0.19	0.26	0.38	0.10	0.32	0.22	0.20	0.34	0.58	0.15	0.30
Al_2O_3	16.16	15.00	16.50	13.36	14.89	15.32	15.14	16.40	15.47	12.1	12.7
Fe_2O_3	1.37	0.10	2.11	0.23	1.97	0.45	2.53	2.41	3.11	0.89	1.00
FeO	0.35	2.13	0.30	0.25	0.69	0.39	0.33	0.23	0.40	0.76	1.53
MnO	0.03	0.03	0.02	0.01	0.04	0.07	0.05	0.01	0.25	0.05	0.27
MgO	0.18	1.53	0.40	0.20	1.26	0.09	0.25	0.16	0.48	0.17	0.28
CaO	1.14	2.12	1.40	1.30	3.30	0.45	0.50	0.34	1.57	0.39	0.99
Na_2O	4.95	4.33	4.42	0.40	1.90	1.34	0.67	0.67	3.81	4.11	3.45
K_2O	5.81	5.95	6.86	9.30	8.30	10.66	10.70	11.64	7.00	4.49	4.61
P_2O_5	0.07	0.11	0.14	0.14	0.20	0.07	0.10	0.10	0.20	0.01	0.08
烧失量	0.81			3.11	0.93	0.67	1.02				
总计	99.69	99.66	99.15	99.26	99.55	99.17	99.52	99.80	100.83	99.5	99.1
AR	4.29	4.00	4.41	4.91	3.55	7.34	6.33	6.56	4.47	5.37	3.87
资料来源	邓力明等，1998	李文博等，1995	甫为民等，1994	刘显凡，1999	张玉泉等，1987	蔡新平等，1992	蔡新平等，1992	晏祥云等，1991	晏祥云等，1991	涂光炽等，1982	涂光炽等，1982

表 7-2　云南北衙富碱斑岩型金矿区及外围主要蚀变矿化斑岩类微量元素含量($w_B/10^{-6}$)

岩性	闪长斑岩	未蚀变正长斑岩	弱蚀变正长斑岩	浅部风化蚀变正长斑岩	蚀变正长斑岩	深部含黄铁矿石英脉正长斑岩	深部细脉浸染黄铁矿化正长斑岩	深部稠密浸染状黄铁矿化正长斑岩	深部浸染状黄铁矿黄铜矿化正长斑岩	未蚀变正长斑岩	斑岩类平均	矿区外围未蚀变斑岩类	方铜山地表铜矿化蚀变正长斑岩
样数	2	7	6	5	10	5	6	12	11	9	64	11	1
Au*	2.1	2.66	7.65	166	27.4	58.16	114.5	279.4	493.4	2.38	170.8	1.04	310
Ag*	100	418.6	960	7400	5490	720	1741	1747	5577	259.3	3080	125.5	1245
Cu	19.0	97.57	40.0	242	242	235	411	789	1238	58.3	489	14.7	1049
Pb	55.0	260	230	1220	1219	120	333	127	753	157	531	155	182
Zn	55	162	91.6	160	159	228	248	112	210	108	163	105	841
Sn	0.85	2.57	1.97	2.40	3.18	4.10	4.28	6.58	5.32	1.71	4.05	3.17	4.04
Mo	0.60	2.36	1.93	3.86	2.71	8.20	4.17	12.2	2.30	1.48	4.89	0.57	0.82
Mn	250	378	630	207	610	170	300	233	1261	314	667	658	739
W	6.50	36.86	5.33	33.0	23.7	36.0	77.5	41.9	36.36	21.68	35.20	1.66	4.32
V	30.0	35.0	93.3	21.0	31.0	33.0	26.67	30.83	88.18	32.5	46.02	55.9	33.08
Ti	1500	1714	2066	1600	1630	1220	1816	1250	5054	1607	2176	2610	326
Ni	13.5	2.71	26.5	2.8	3.7	4.4	5.67	4.33	20.8	8.11	9.27	10.94	18.66
Co	4.5	4.29	8.5	11.8	7.1	7.0	11.5	10.2	13.8	4.39	9.34	7.88	143
Cr	125	57.1	31.7	50.0	35.5	38.0	45.0	80.1	91.8	91.1	60.7	26.3	1.55
Ba	350	977	416	580	360	1640	1333	671	890	663	790	1221	63.9
Sr	125	244	215	226	215	250	221	185	279	184	225	305	6.37
As	4.6	110	22.4	200	99.9	120	117	67.6	122	57.5	99.8	17.5	310
Sb	1.0	14.2	1.42	6.54	4.46	12.3	15.5	8.36	53.2	7.59	16.1	4.45	5.4
Bi	0.45	1.46	1.22	8.20	2.50	2.86	1.97	5.01	2.52	0.95	3.10	0.85	45.0
Hg	11.6	20.7	16.6	64.6	17.5	10.7	20.13	38.81	26.32	16.14	26.48	11.54	24.80

引自：中国科学院黄金科技工作领导小组办公室编《中国金矿研究新进展》第一卷，下篇，1994；* $\times 10^{-9}$。

表 7-3　云南北衙富碱斑岩型金矿区富碱斑岩和有关矿物微量元素含量($w_B/10^{-6}$)

样品名称	石英正长斑岩	斑晶石英	铅矿石中的异极矿	夕卡岩化斑岩中石榴子石	正长斑岩
样品编号	HB-54-1	A-328-2	HB-55-3	HB-56-7	YN-20
Sr	307	92.0	346	9.0	805.6
K(%)	9.32	3.91	0.14	0.47	4.82
Rb	506	202	4.0	61.0	241.4
Ba	2208	406	276	37.0	1848
Th	15.35	4.02	1.77	0.61	12.31
Ta	0.77	0.31	1.40	0.74	0.71
Ce	60.64	8.50	7.44	14.54	26.79
Zr	191	53.0	635	210	310.9
Hf	5.70	2.60	2.00	4.60	4.19
Sm	3.89	1.20	2.17	2.37	2.37
Ti(%)	0.58	0.52	0.01	1.14	0.11
Yb	1.12	0.66	4.77	1.03	0.83
Sc	2.36	0.56	0.10	2.98	2.3
Cr	16.0	3.0	12.0	5.0	11.43
Ni	16.0	7.0	450	8.0	0.81

引自刘显凡，1999，富碱斑岩特征及其成岩成矿地球化学机制研究，博士后研究工作报告。

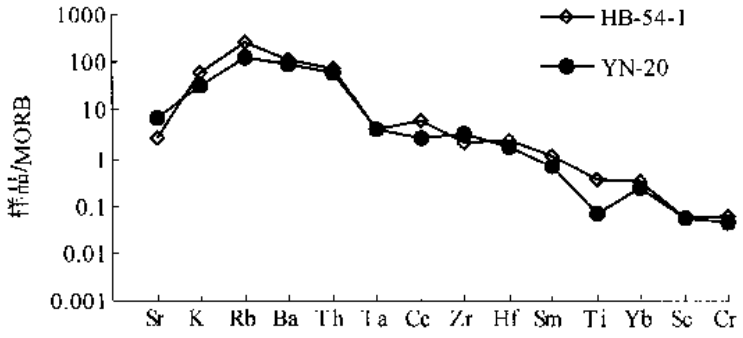


图 7-4　北衙金矿区富碱斑岩微量元素配分模式

(经 MORB 标准化，标准值引自 J. A. Pearce, 1984)HB-54-1：石英正长斑岩；YN-20：正长斑岩

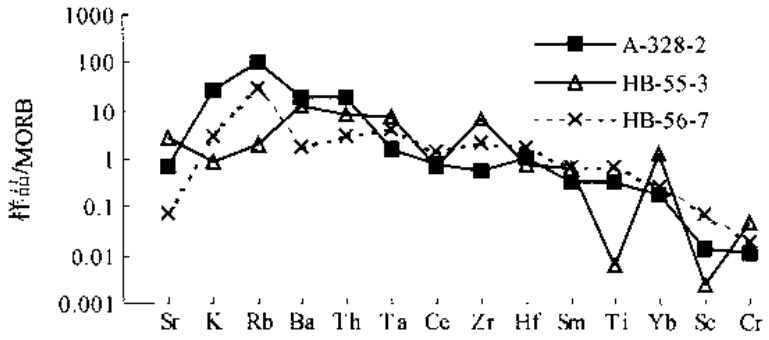


图 7-5　北衙金矿区富碱斑岩特征矿物的微量元素配分模式

(经 MORB 标准化，标准值引自 J. A. Pearce, 1984)A-328-2：斑晶石英；HB-55-3：铅矿石中的异极矿；HB-56-7：夕卡岩化蚀变斑岩中石榴子石

富碱斑岩的微量元素配分模式曲线具有类似的"骆峰"型，与 Rock(1990)统计的钙碱性煌斑岩微量元素特有的"Ta-Nb-Ti"负异常分配模式相似，与 MORB(J. A. Pearce, 1984)相比，富集大离子亲石元素(LILE)和高场强元素(HFSE)。成矿的富碱斑岩表现为地幔物质部分熔融程度较高的产物。

斑晶石英的模式曲线与其寄主斑岩较为接近。异极矿的模式曲线表现出一定的不协调性，大离子亲石元素(Sr、K、Rb、Ba)仅接近或略高于 MORB 值，高场强元素(Th、Ta、Zr、Hf)具有明显的正异常，过渡元素明显亏损。这种微量元素特征与富碱岩浆的富集地幔源区似有一定的差异。夕卡岩化蚀变矿化岩体中石榴子石的微量元素配分模式总体与斑岩和斑晶石英相似。但是，石榴子石明显贫 Sr 富 Rb。而且，^{85}Rb 易不断地向地壳迁移富集，Rb 相对于 Sr 在地壳中更富集，反映伴随富岩浆结晶自变质夕卡岩化蚀变过程中有地壳物质加入。

(三) 稀土元素特征

北衙金矿主要富碱斑岩及矿物样品的稀土元素含量列入表 7-4，主要样品稀土元素的球粒陨石标准化(据维若格拉多夫，1962)模式如图 7-6。从图表可知，富碱斑岩的稀土元素配分模式总体表现为平滑的右倾斜型，轻稀土明显富集，稀土总量(ΣREE)较高，普遍具有弱的铈亏损，部分有弱的铕亏损，轻稀土分馏明显强于重稀土的分馏程度。这些特征总体相当于赵振华等(1994b)划分富碱侵入岩中的铕正常型-铕亏损型，指示北衙富碱斑岩岩浆的深源性。

表 7-4 云南北衙富碱斑岩型金矿富碱斑岩和矿物的稀土元素含量($w_B/10^{-6}$)

样品名称	石英正长斑岩	斑晶石英	铅矿石中的异极矿	夕卡岩化斑岩中石榴子石	石英正长斑岩	正长斑岩
样品编号	HB-54-1	A-328-2	HB-55-3	HB-56-7	BY-1	YN-20
La	29.8	5.70	2.76	8.31	30.50	16.28
Ce	60.64	8.50	7.44	14.54	52.66	26.79
Pr	6.27	0.87	0.99	1.55	6.01	3.09
Nd	33.91	4.62	6.88	8.66	20.83	11.35
Sm	3.89	1.20	2.17	2.37	2.89	2.37
Eu	0.66	0.17	0.83	0.52	0.75	0.93
Gd	4.12	1.11	4.19	1.61	2.23	2.49
Tb	0.62	0.19	0.80	0.28	0.25	0.29
Dy	3.57	1.24	5.84	1.85	1.23	1.57
Ho	0.66	0.26	1.38	0.40	6.22	0.32
Er	1.62	0.73	4.29	1.12	0.53	0.76
Tm	0.21	0.11	0.70	0.17	0.08	0.13
Yb	1.12	0.66	4.77	1.03	0.48	0.83
Lu	0.18	0.08	0.42	0.13	0.08	0.83
资料来源	刘显凡，1999	刘显凡，1999	刘显凡，1999	刘显凡，1999	李文桦等，1995	邓万明等，1998

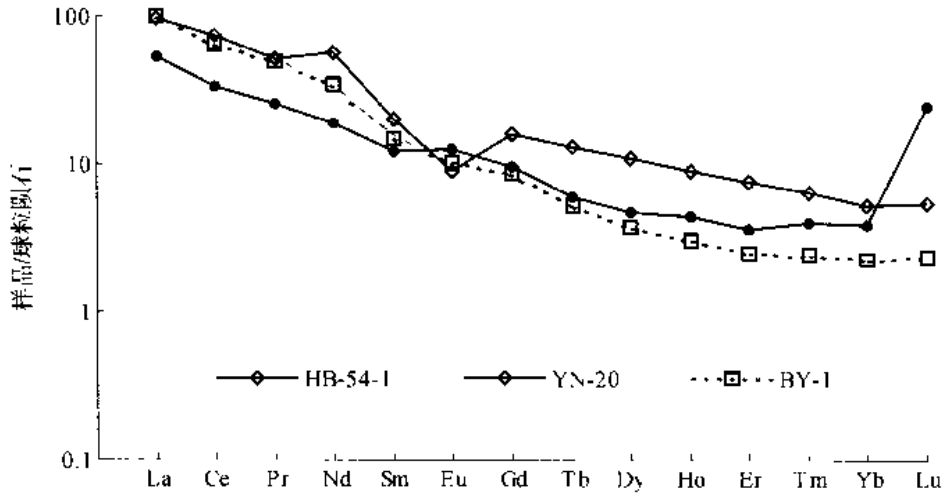


图 7-6　云南北衙富碱斑岩型金矿富碱斑岩稀土元素配分模式

HB-54-1：石英正长斑岩；BY-1：石英正长斑岩；YN-20：正长斑岩

如图 7-7 和表 7-4 所示，富碱斑岩中的斑晶石英，其稀土配分模式与富碱斑岩体总体上一致。主要差别表现为稀土总量(ΣREE)相对较低，轻稀土富集程度相对降低，轻重稀土之间的分馏总体转为重稀土强于轻稀土，且具有明显的铕负异常。

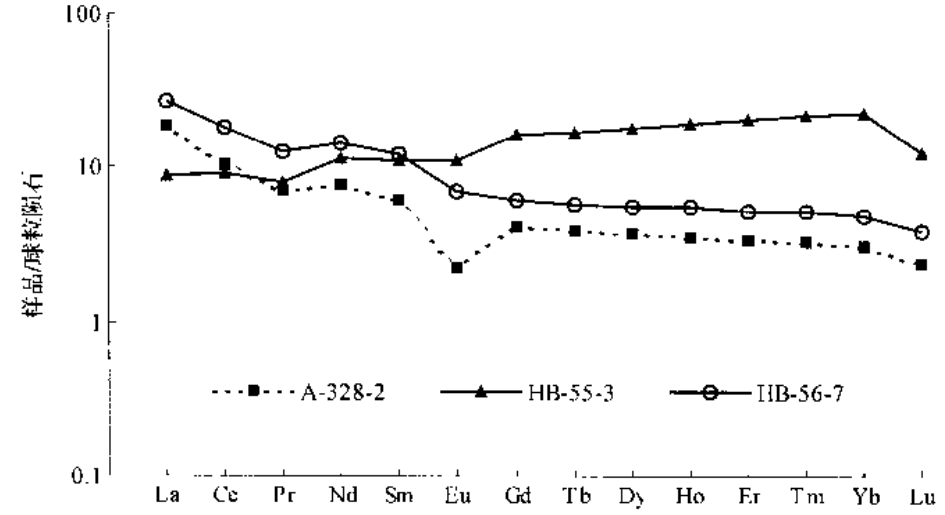


图 7-7　云南北衙富碱斑岩型金矿富碱斑岩特征矿物稀土元素配分模式

A-328-2：斑晶石英；HB-55-3：铅矿石中的异极矿；HB-56-7：夕卡岩化斑岩中石榴子石

北衙岩体蚀变矿化体中与残留原生方铅矿紧密伴生的异极矿($Zn_4(H_2O)[Si_2O_7](OH)_2$)，从其含水性分析，应当是由原生闪锌矿在氧化条件下经富硅成矿流体作用之产物。但是，其稀土元素配分曲线表现为平滑的左倾型，即重稀土较轻稀土富集(ΣLRE/ΣHRE = 0.94)，轻重稀土之间的分馏不明显($(La/Sm)_N = 0.80$，$(Tb/Yb)_N = 0.75$)，类似于原始地幔岩的稀土配分特征。这些特征反映了富硅成矿流体具有地幔深部来源特点。

(四) 同位素地球化学特征

1.铅同位素组成

北衙金矿主要岩矿石的铅同位素组成列于表 7-5。一般来讲,长石和方铅矿中的铀、钍含量较低,结晶之后基本无放射成因铅增加,可近似代表所赋存岩矿石的初始铅同位素组成。从表 7-5 可以看出,不同样品的铅同位素组成比较稳定。从铅同位素组成图解中可以看出(图 7-8),各样品的投点较为集中,反映富碱斑岩和成矿热液蚀变流体具有一定的统一性,或最初的铅源基本是同相的。样品投点主要分布在 OR 线与 M 线之间,其中斑晶长石和热液蚀变矿物主要偏重于 M 线,少数富碱斑岩样品分散于 LC 线与 M 线之间和 UC 线与 OR 线之间。这指示富碱斑岩和成矿蚀变流体的最初铅源可能来自深部地幔。但是,富碱岩浆和成矿蚀变流体在沿深大断裂通道向上运移过程中,不可避免地混染了部分地壳或地层铅,进而使最终的铅同位素组成由地幔向造山带,甚至向上地壳过渡。

表 7-5 云南北衙富碱斑岩型金矿区铅同位素组成

序 号	样品号	岩石或矿物	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$
1	HB-54-1	正长斑岩	18.599	15.624	38.847
2	A-328-2	长石	18.581	15.598	38.754
3	HB-55-2	方铅矿	18.636	15.667	38.988
4	BY-2	正长斑岩	18.621	15.709	39.038
5	BY-3	正长斑岩	18.637	15.728	39.094
6	YN20	正长斑岩	18.605	15.636	38.899

引自刘显凡,1999,富碱斑岩特征及其成岩成矿地球化学机制研究,博士后研究工作报告。

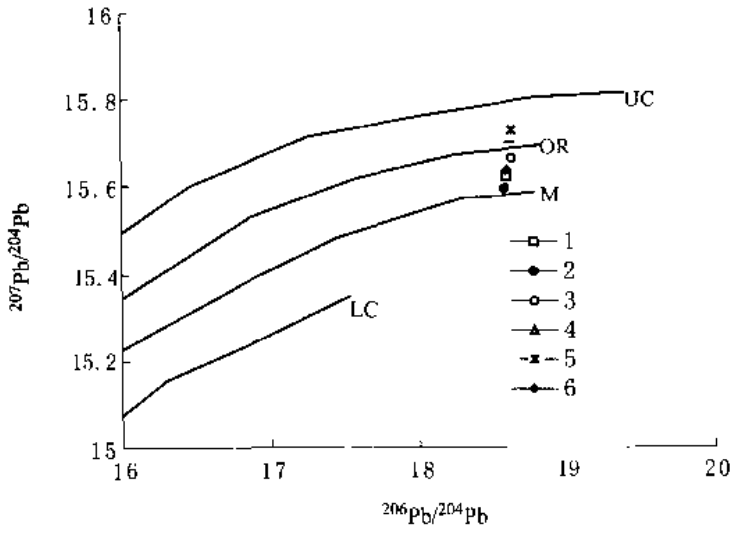


图 7-8 云南北衙富碱斑岩型金矿主要岩石和矿物铅同位素组成图解

1—正长斑岩;2—斑晶长石;3—方铅矿;4—正长斑岩;5—正长斑岩;6—正长斑岩;UC—上地壳;OR—造山带;M—地幔;LC—下地壳

2.硫同位素组成

硫同位素测试对象为富碱斑岩发生不同程度成矿热液蚀变过程中的产生的黄铁矿和方铅矿。因此，黄铁矿和方铅矿的硫同位素组成特征可直接反映导致富碱斑岩矿化的成矿流体性质。北衙金矿主要岩石和矿石的硫同位素组成列入表 7-6。可以看出，主要样品的$\delta^{34}S$值变化范围在 $-2.4‰ \sim +4.5‰$，绝大部分集中在狭窄范围 $-1.58‰ \sim +2.17‰$，与陨石硫同位素组成(0.0‰)非常接近。这反映富碱斑岩的成矿蚀变流体具有地幔流体性质，与富碱岩浆有基本相似的深部源区。但是，富碱岩浆及其相关的成矿蚀变流体又有一定的差异，当富碱岩浆定位结晶时，这种地幔流体可能对结晶固相进行交代蚀变，生成蚀变硫化物并在适宜条件下富集成矿。

表 7-6　云南北衙富碱斑岩型金矿区硫同位素组成($\times 10^{-3}$)

矿物名称	样号	采样位置	$\delta^{34}S$	矿物名称	样号	采样位置	$\delta^{34}S$
黄铁矿	Ws2	万洞山采坑	4.5	方铅矿	Hs2	红泥塘	0.6
黄铁矿	Sb-1	万洞山采坑	1.4	方铅矿	Gc1	锅厂河	2.4
黄铁矿	Ws1	万洞山采坑	0.49	方铅矿	Hs1	红泥塘	0.56
黄铁矿	Ws4	万洞山钻孔	1.58	方铅矿	Bs2	笔架山	-1.4
黄铁矿	Ws3	万洞山钻孔	1.2	方铅矿 * 1			-0.68
黄铁矿 *			2.17				

引自中国科学院黄金科技工作领导小组办公室，1994b；* 引自昌伯西等，1993；* 1 引自邓庆同等，1992。

3.碳同位素组成

北衙金矿主要岩石和矿石碳酸盐矿物的碳同位素组成如表 7-7，可以看出，富碱斑岩体和成矿热液碳酸盐岩脉的 $\delta^{13}C$ 值的分别为 $-5.05‰$ 和 $-8.13‰$，具有明显的岩浆来源或地幔源特点。而斑岩体围岩铁化灰岩、硅化灰岩和砂塘状碳酸盐岩，$\delta^{13}C$ 值逐渐增高，反映随成矿热液蚀变程度的降低，岩浆源碳同位素与海相碳酸盐岩碳同位素的混合比例逐渐降低。

表 7-7　云南北衙富碱斑岩型金矿碳同位素组成($\times 10^{-3}$)

样品号	采样位置	岩石或矿物	$\delta^{13}C$	样品号	采样位置	岩石或矿物	$\delta^{13}C$
Bywx02	万洞山	砂糖状碳酸盐岩	0.60	by-02	笔架山	硅化灰岩	0.49
lw20	万洞山	砂糖状碳酸盐岩	0.72	89w5	万洞山	碳酸盐脉	-8.13
89w18	万洞山	铁化灰岩	-0.84	wd1	万洞山	岩体内方解石脉	-5.05

引自中国科学院黄金科技工作领导小组办公室，1994b。

4.硅同位素组成

北衙金矿某些岩石和矿石的硅同位素组成列入表 7-8。如表所示，夕卡岩化蚀变斑岩的 $\delta^{30}Si$ 值为 0.3‰，与富碱斑岩的 $\delta^{30}Si$ 值 0.4‰基本一致。但是，原生成矿的富硅成矿流体(异极矿)的 $\delta^{30}Si$ 值 $-2.4‰$，明显不同于富碱斑岩，反映成矿物质的来源或者是富碱岩浆或者是富硅成矿流体。两个源区有一定的差异，可能指示上地幔硅同位素组成的不均一

表 7-8　云南北衙富碱斑岩型金矿硅同位素组成($\times 10^{-3}$)

序号	样品号	测定岩石或矿物	$\delta^{30}Si$	采样位置
1	A-328-2	长石	0.4	北衙正长斑岩
2	HB-55-3	异极矿	-2.4	蚀变岩中原生锌矿
3	HB-56-7	钙铬铝榴石	0.3	夕卡岩化蚀变斑岩
4	HB-56-3	粉砂岩	0.7	富碱斑岩围岩

引自刘显凡,1999,富碱斑岩特征及其成岩成矿地球化学机制研究,博士后研究工作报告。

性。在另一方面,北衙地区富碱斑岩的 $\delta^{30}Si$ 值与陨石和月岩的 $\delta^{30}Si$ 值(-0.5‰)相差甚远,可能反映上地幔硅同位素组成的不均一性,特别是大陆板块内的碱性岩浆活动较强地区,或指示存在 $\delta^{30}Si$ 值大大高于地球原始硅同位素组成的源区。这种源区的形成可能与地幔交代作用直接相关,而富硅成矿流体则可能是地幔交代作用过程中残余原始地幔熔浆的分异物。

三、北衙金矿成矿机制讨论

从区域成规律分析,北衙富碱斑岩型金矿床是金沙江-哀牢山富碱侵入岩有关金多金属成矿带的一个组成部分,成矿作用主要与喜马拉雅期裂谷拉张环境下的富碱岩浆活动有关。幔源富碱岩浆沿深大断裂构造活动提供了主要的成矿物质来源和热源;伴随富碱岩浆演化,Au、Cu、Fe、Pb、Zn 等成矿物质和成矿流体逐步富集。这种富含矿质的热流体在浅部富碱斑岩侵位过程中气液沸腾,进而产生爆破角砾岩筒和强烈而广泛的面型-线型热液蚀变作用,以及以金为主的铁-铜多金属成矿作用,最终形成以富碱斑岩体为中心的富碱斑岩型金多金属矿床。

其中,与富碱斑岩有关的成矿作用可分为:早期高温钾质蚀变和夕卡岩化阶段,主期中低温热液蚀变矿化阶段,晚期浅层低温热液金再富集阶段,以及次生氧化淋滤改造阶段。相应形成三种主要矿化类型:热液交代(夕卡岩)型铁金矿床,蚀变斑岩型金或铜金矿床,浅层低温热液充填脉状金矿床。由于其均与富碱斑岩活动有关,总体上构成富碱斑岩型金矿床(组合)。

从构造控制作用分析,不同规模与序次的断裂构造分别控制了北衙富碱斑岩群、成矿富碱斑岩体、不同类型矿体及矿脉或矿石类型的时-空-位。其中,北衙富碱斑岩群是北西向金沙江-哀牢山富碱侵入岩带的一个组成部分,岩体的侵位主要受区域北西向金沙江-哀牢山深大断裂构造带控制。次级北西向和北东向断裂构造及其交叉与复合控制了北衙成矿富碱斑岩的具体就位和深部成矿物质的上升运移(传输)通道。与富碱斑岩岩浆活动有关的环状构造、接触带、爆破角砾岩筒、岩体顶拱所形成的向斜构造、成矿期岩体自身裂隙构造及灰岩中层间破碎带等,构成成矿热液浅部运移通道和蚀变矿化空间,是重要的容矿构造,严格控制了不同类型成矿热液蚀变与最终富集成矿。

第八章　云南墨江变质碎屑岩型金矿

变质碎屑岩型金矿是指含矿岩系为区域变质岩或浅变质碎屑沉积岩的变质热液型与沉积改造型金矿床，相当于国外所称的浊积岩型、硬砂岩或黑色岩系型金矿。该类型金矿床在国外进展较快，发现了前苏联的穆龙套、澳大利亚的本迪戈和加拿大的洛奈夫等超大型金矿床。涂光炽教授(1990a, 1994)认为该类型金矿是我国最有前景的金矿类型之一。研究区以哀牢山金矿带的墨江金厂和镇沅老王寨金矿床为代表(高振敏, 1998)。本次研究着重墨江金厂金矿床的地质地球化学特征。

第一节　区域地质背景

墨江金矿(又称金厂金矿)位于三江褶皱系哀牢山变质带之北段南端(图 8-1)。该区北西向深大断裂构造活动频繁，岩浆活动与区域变质作用强烈，浅变质带中已发现墨江金矿、镇源金矿等金矿床、矿点多处，构成了重要的北西向哀牢山金矿化带。

一、区域构造

哀牢山变质带亦称哀牢山褶皱带，其东为扬子地块，其西为中甸地块(图 8-1)。该变质带总体呈北西-南东向带状展布，受红河、哀牢山和九里-安定三条北西向的深大断裂带控制(图 8-1)。三条深大断裂总体呈帚状分布，在北西端收敛，向南东方向撒开。其中，红河断裂与哀牢山断裂之间为哀牢山深变质带，哀牢山断裂与阿墨江断裂之间哀牢山浅变质带，以低绿片岩相为主。墨江以北主要为上古生界浅变质岩系，即金矿床含矿岩系。矿床主要受北西向大断裂的次级北西向和近东西向构造的控制。在浅变质岩系中发育蛇绿岩套，其与北西向金矿带展布方向一致。

二、区域地层与岩石

墨江金矿区域地层主要为元古宇哀牢山群深变质岩和古生界浅变质岩系，以及中生代“红层”，其主要特点分述如下。

1. 元古宇哀牢山群(Pt)深变质岩系

哀牢山群分布于哀牢山深变质带内，岩性主要为片麻岩、角闪岩、斜长角闪岩、变粒岩、片岩和大理岩等。由于经历了多期次变形变质作用，岩石变形变质程度普遍较高，发育糜棱岩化和不均匀的混合花岗岩化。哀牢山群深变质岩为扬子地块结晶基底，由于印支期构造抬升向西推覆到古生界地层之上。

2. 古生界(Pz)浅变质岩系

古生界地层为一套以低绿片岩相为主的浅变质岩系，哀牢山金矿成矿带已知金矿床和金矿点均赋存其中。原岩主要为碎屑岩、碳酸盐岩、蛇绿岩及部分火山碎屑岩等。墨江金厂

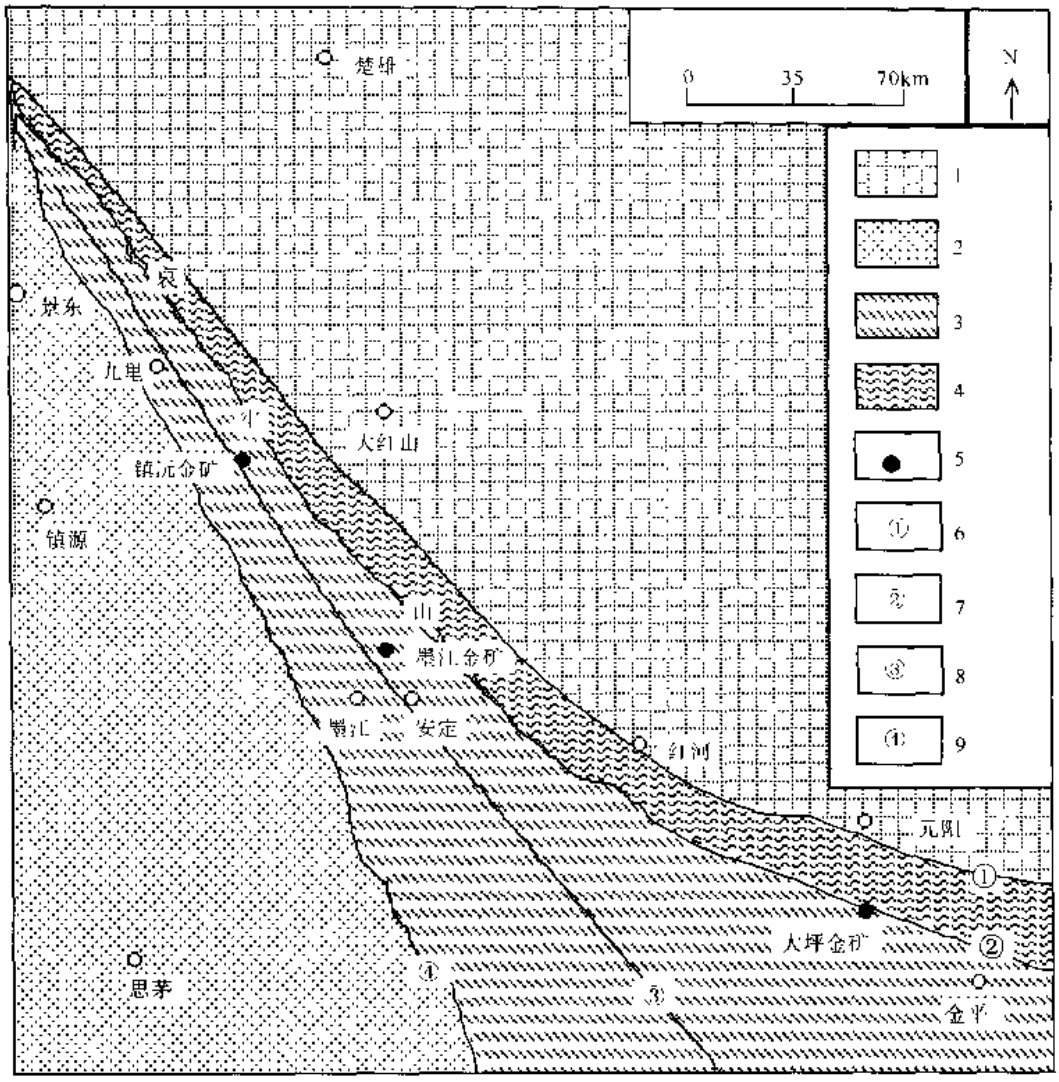


图 8-1 哀牢山金矿带区域构造简图

1—扬子地块;2—中甸地块;3—哀牢山浅变质带;4—哀牢山深变质带;5—金矿床;
6—红河深大断裂;7—哀牢山深大断裂;8—九甲-安定深大断裂;9—阿墨江深大断裂

金矿区内出露的古生代地层主要为石炭系金厂组(C_2j)浅变质的碎屑岩与火山岩。

3.三叠系、侏罗系及白垩系(T、J、K)

在区域上,三叠系、侏罗系及白垩系地层统称"红层"。但是,在矿区范围内,以三叠系"红层"为主,其余仅零星分布。比如,上三叠统一碗水组(T_3y)紫红色砂泥岩出露于矿区西侧。

三、区域岩浆活动

区域岩浆活动频繁,持续时间较长,基性-超基性岩、中酸性、碱性侵入岩与喷发岩类较为齐全。该区岩浆活动主要受区域北西向深大断裂构造和次级北东向、近东西向断裂构造的控制,具有明显的深源性和区域空间分带性。

岩浆活动对区域成矿有一定的控制作用。在岩浆活动较为强烈的地区,往往是金矿化

集中分布区。

1.超基性侵入岩

区域出露34个超基性岩群，共418个超基性岩体，空间上形成北西向哀牢山超基性岩带，时代主要为海西期。

2.基性侵入岩

区域出露基性岩40余个，空间上构成与超基性岩带相对应的北西向基性岩带。岩性以辉长岩和辉绿岩为主，时代为海西期至燕山期。

3.中酸性侵入岩与富碱侵入岩

区内中性侵入岩较少，主要为辉石闪长岩小侵入体。区内酸性岩主要为花岗岩、花岗斑岩、石英斑岩类。规模较大的纸厂岩体和狗头坡岩体同位素年龄分别为278.3Ma(薛啸峰，1989)和234Ma(云南区调队，1989)。碱性岩类主要沿哀牢山-红河断裂及其两侧呈岩株、岩筒、岩瘤、岩脉及岩基分布，岩性主要为碱性岩和碱性花岗岩及碱性花岗斑岩类。其黑云母和钾长石的K-Ar年龄为49～33Ma(何文举，1993)，相当于喜马拉雅早期。碱性岩多在第三纪地壳拉张环境下形成，物质来源具有深源性。

4.煌斑岩类

区内煌斑岩脉较为发育，主要为云煌岩和橄辉云煌岩，全岩K-Ar年龄为80～27.5Ma。根据黄智龙(1999)研究，这些煌斑岩源于交代地幔。此外，区域尚有玄武岩、安山岩、安山凝灰岩、流纹岩等。在金厂矿区的金厂组地层中，亦有基性火山岩和凝灰质碎屑岩。

第二节　金矿地质地球化学特征

一、墨江金矿地质特征

墨江金厂金矿区，北起四十八两山，南至猫鼻梁子，呈北西-南东向展布，长3.2km，由四十八两山、老金牛、烂山、滴水坎和猫鼻梁子5个矿段组成(图8-2)。矿床和矿体受地层、构造、岩浆岩等多种因素的综合控制(俞广钧等，1986；李元，1992)。

(一)赋矿地层

墨江金厂金矿赋矿层位为哀牢山浅变质岩系，主要为石炭系金厂组(C_2j)浅变质的碎屑岩与火山岩，可分为3个岩性段(图8-2)。

1.烂山段(C_2j^1)

烂山段是矿区金、镍矿床的主要赋矿层位。该段出露于四十八两山、老金牛、烂山、平坡和猫鼻梁子地段，岩性主要为深灰色石英岩(硅质岩)、变余砂岩和板岩。其中石英岩可能与热水沉积和多期次硅化有关，呈似层状和透镜状分布，是金、镍矿的主要容矿岩石。

2.四十八两山段(C_2j^2)

该段主要出露于烂山以北、四十八两山地段以西，岩性以灰黑色板岩、变余粉砂岩为主，局部为滑石化板岩，底部有一层绿片岩(变基性火山岩)或含凝灰质的绿泥石片岩；顶部有一薄层杂色灰岩，局部地段见微弱的镍矿化。

3.马乎洞段(C_2j^3)

主要出露于矿区西北部，岩性与四十八两山段基本相同，仅变质程度相对较低。该段尚

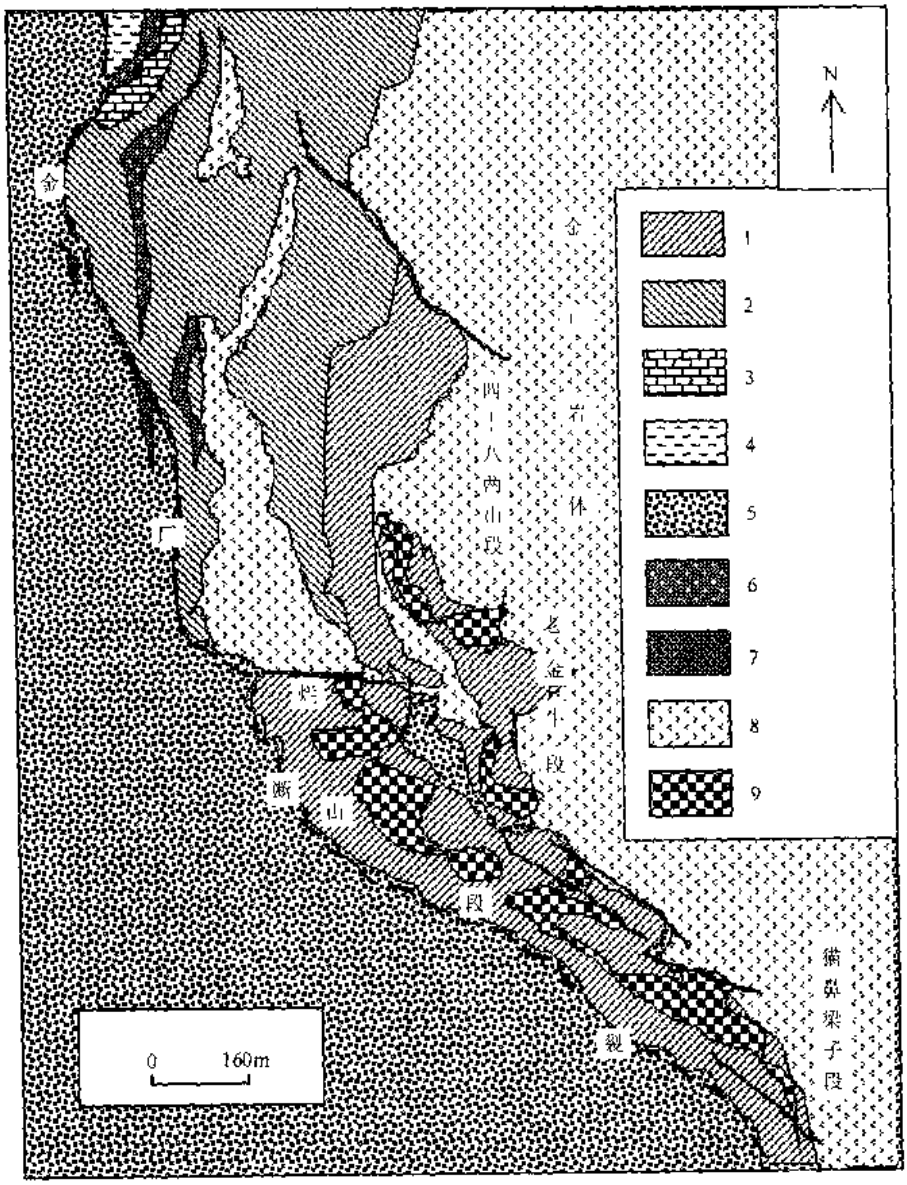


图 8-2　云南墨江金厂变质碎屑岩型金矿地质简图

1—(烂山段 C_2j^1)石炭系凝灰岩、板岩夹硅质岩;2—(四十八两山段 C_2j^2)石炭系钙质和凝灰质砂岩和板岩;3—(双乎洞段 C_2j^3)石炭系含碳钙质板岩、薄层泥灰岩;4—(C_2j^4)石炭系凝灰质板岩和粉砂岩;5—(T_3y)上三叠统一碗水组砂砾岩;6—($\gamma\pi$)花岗斑岩;7—(x)煌斑岩;8—(Σ)超基性岩体;9—(Au)金矿体

未见到金、镍矿化。

上三叠统一碗水组(T_3y)紫红色砂泥岩"红层"(矿区上构造层),出露于矿区西侧,产状倒转,构成矿带的底板。

(二)控矿断裂构造

矿区控矿断裂构造主要为北西-南东向金厂断裂和近东西向断裂(图 8-2)。

1.金厂断裂

金厂断裂总体走向北西，倾向北东，倾角 40°～70°(图 8-2)。该断裂构造将石炭系金厂组地层和超基性岩体推覆于上三叠统一碗水组紫红色砂泥岩"红层"之上，局部使超基性岩体以构造"冷侵位"的形式挤入红色岩层中(蔡新平，1999)。沿断裂带构造透镜体、碎裂岩、糜棱岩和断层泥等广泛发育。该断裂具有明显的多期次活动特点。其中，在印支晚期-燕山早期，该断裂由北东向南西逆冲推覆，伴随有小规模的基性岩浆活动；在燕山中晚期-喜马拉雅期，该断裂及其次级北西向断裂构造再次活动，断裂破碎带可宽达 16m，成为重要的运矿或储矿断裂构造，伴随有花岗斑岩的侵入；在成矿后期仍有活动。

2.东西断裂构造

近东西向断裂往往是区域北西断裂构造的次级构造或伴生构造，其倾向北，倾角 50°～80°，具有多期活动特点。该组断裂早期活动主要表现为左行斜冲，形成东西向的叠瓦状断裂；第二期活动则为右行正断，断裂带多为含金石英脉所充填或张性角砾被含金蚀变岩或石英细网脉所胶结与充填；成矿后断裂压扭作用使含金石英脉不同程度地破碎。

矿区内断裂构造派生的次级羽状裂隙广泛发育，其中北西向和近东西向两组裂隙为主要成矿期裂隙，构成含金石英脉和砷硫化镍矿的容矿裂隙。

(三) 金厂超基性岩

墨江金矿床与金厂超基性岩有一定的关系，该超基性岩体为哀牢山超基性岩带西亚带的一个重要组成部分。岩体长 16km，宽 1.2～2km，为一个两端狭窄中间膨大的岩墙，多被断裂分割成大小不等的透镜体。其岩性主要为斜辉橄榄岩、斜辉辉橄岩。岩体自变质作用强烈而广泛，普遍蛇纹石化、绢云母化和石棉化，岩体边缘碳酸盐化、滑石化等强烈，形成规模不等的菱镁岩带和滑石片岩带。蛇纹岩的金含量为 0.035×10^{-6}，岩体蛇纹石化橄榄岩内发现有自然金与黄铁矿共生(俞广钧等，1986；蒋志，1984)，局部形成含金滑石脉。该岩体"冷侵位"于石炭系地层之中，并在上三叠统底砾岩中发现该岩体成分的砾石，指示该超基性岩体的定位时间应当在石炭系之后和晚三叠世之前。

此外，尚见辉绿岩脉沿石炭系变质地层中的北西向断裂分布，并有硅化和绿泥石化等蚀变，以及局部金含量的增高。另有花岗斑岩呈岩株状侵入石炭系地层及超基性岩体之中。

(四) 矿体产出状态和矿石类型及物质成分

墨江金厂金矿床矿体形态主要呈脉状、透镜状、扁豆状及似层状(图 8-3)。矿体有含金石英脉型、含金硅质岩型、含金石英脉与含金硅质岩混合型、含金滑石脉型及古堆积型 5 种类型。其中，含金石英脉与含金硅质岩混合型最为重要，含金硅质岩型和含金石英脉型次之，含金滑石脉型矿体小规模零星分布。

在空间分布上，金矿体具有以下特点：

(1)金矿体分布于超基性岩体的围岩之中，多数位于外接触带 200m 范围内。

(2)金矿体往往集中分布于"红层"底板起伏较大的地段。

(3)含金石英脉型矿体主要分布于烂山段上部的板岩夹变余砂岩、粉砂岩之中，矿体多呈雁行式成群成带穿切地层，与围岩界线清晰。金矿体中的含金石英细脉多呈近东西向展布，少数为北西或北东向。

(4)含金石英脉与含金硅质岩混合型金矿体明显受硅质岩和变余粉砂岩产出层位的控制。含金硅质岩多呈不规则的巨大透镜体，与其他碎屑岩多呈渐变过渡关系。其外观似燧

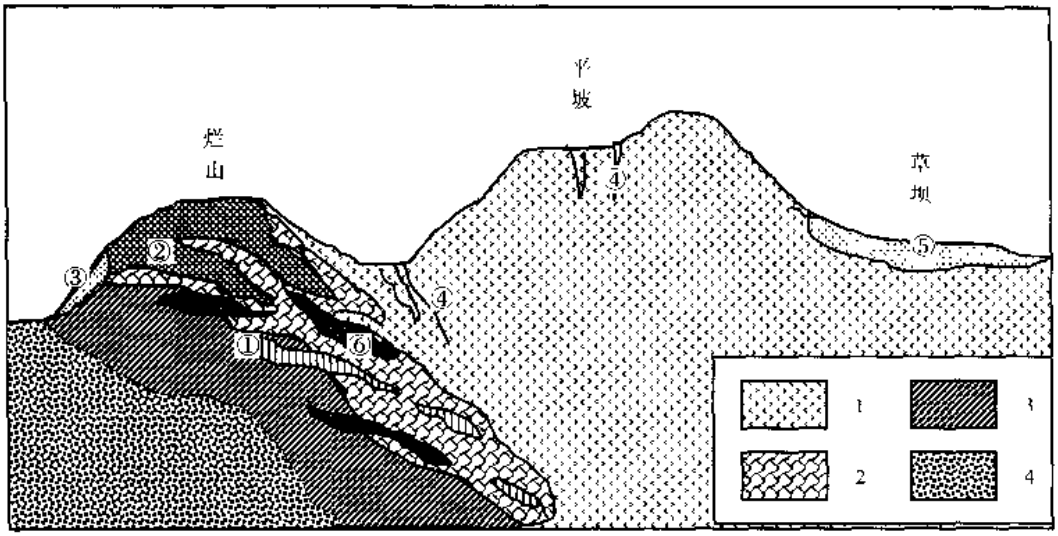


图 8-3　云南墨江变质碎屑岩型金矿金、镍矿化类型综合剖面示意图

①—石英脉型金矿;②—混合型金矿;③—坡积型金矿;④—滑石脉型金矿;
⑤—硅酸镍中金矿-硅酸镍矿;⑥—硫化镍矿;1—超基性岩;2—"石英岩";
3—(C_2)中石炭统;4—(T_3y)上三叠统

石岩或似碧玉岩,以块状构造为主,条带状和角砾状构造次之。含金硅质岩中的黄铁矿多具生物成因特点,指示硅质岩可能为热水沉积成因。

(5)金矿体的产状与含金石英脉产状基本一致,如猫鼻梁子地段的矿体。在其与含金石英脉斜交时,脉带长轴方向与矿体长轴方向也基本一致。

矿石类型可分为含金石英脉型和含金硅化硅质岩型,前者金含量较高。非金属脉石矿物主要为石英、玉髓、隐晶质硅质、白云石、方解石、蛇纹石、绿泥石、高岭石和水云母等,金属矿物主要是黄铁矿、黝铜矿、辉砷镍矿、辉锑矿、方铅矿和闪锌矿等。在含金石英脉中,金属矿物占 1%～2%,在硅化硅质岩中占 5%～15%。金银矿物有自然金、银金矿和自然银等,其主要赋存于黄铁矿、石英等矿物的裂隙和晶间(刘星,1992)。

矿石构造以稀疏至稠密浸染状构造为主,条带状和网脉状构造次之,矿石结构主要为他形粒状结构和自形-半自形不等粒结构及包含结构。

(五)围岩蚀变

墨江金矿围岩蚀变有硅化、黄铁矿化、铬云母化、碳酸盐化、蛇纹石化、绢云母化和绿泥石化等,其中以硅化最为重要。硅化既可以石英脉的形式出现,亦可表现为硅质岩中的浸染状石英和隐晶质硅质。其中石英脉可分 4 期:

(1)早期贫金石英脉,含金多在 2×10^{-6},少数含金达 10×10^{-6}以上,通常与硅质岩密集相间排列,少数成过渡关系。这种石英脉呈灰白-白色,主要有颗粒细小、边界模糊的石英组成。

(2)第二期富金石英脉,形态复杂,多与地层斜交;多中心向两侧,石英脉体可分为含金不高的白色石英带、翠绿色的石英带、黑白相间的条带状石英带。其中,黑色石英带含黝铜矿,金含量较高。该期石英脉主要由粒度细小的石英组成。

(3)第三期含明金石英脉,相对少见,石英颗粒粗大,其中偶见辉锑矿晶簇。

(4)无矿石英脉,石英颗粒粗大,几乎不含金属矿物,金含量很低。

二、墨江变质碎屑岩型金矿的地球化学特征

(一)微量元素特征

墨江金矿区主要地质体的微量元素分析结果列入表 8-1。硅化硅质岩型金矿石和主要岩石的微量元素平均含量与地壳克拉克值(维氏,1962)的比值,作为元素的富集系数(K)也列入表 8-1。现取元素富集系数 $K>1$ 者为富集元素,$K<0.5$ 者为亏损元素。

从表 8-1 可以看出,硅化硅质岩型金矿石富集 Cr、Ni、Co、As、Sb、Ag,亏损 Ta、Hf、Rb、Sr、Ba、Zr、Th 和 U;超基性岩和硅化硅质岩型金矿石的微量元素富集、亏损特征与矿石基本类似(图 8-4);而煌斑岩、花岗斑岩、碳质砂岩、粉砂岩和板岩的元素富集、亏损特点则与矿石有较大的差异(图 8-5);指示矿石的微量元素分布特征对超基性岩和地层有一定继承性。

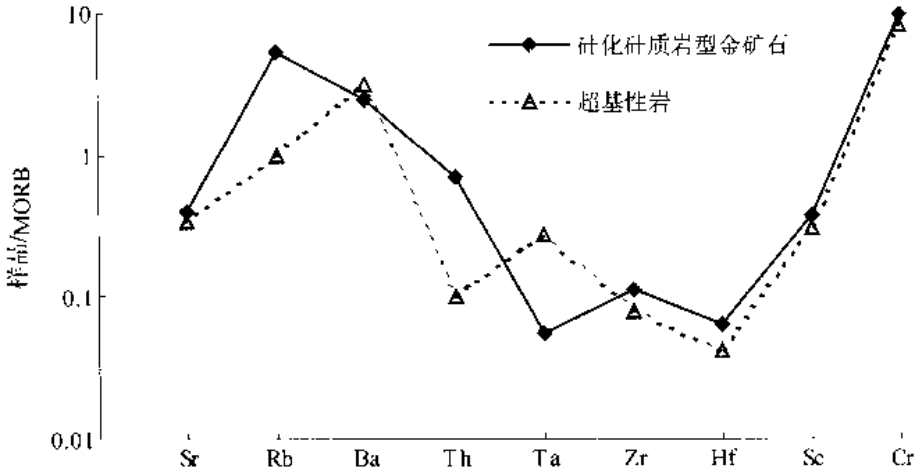


图 8-4 云南墨江金厂变质碎屑岩型金超基性岩与硅化硅质岩型金矿石的微量元素配分模式
(经 MORB 标准化,MORB 标准值引自 J. A. Pearce, 1984)

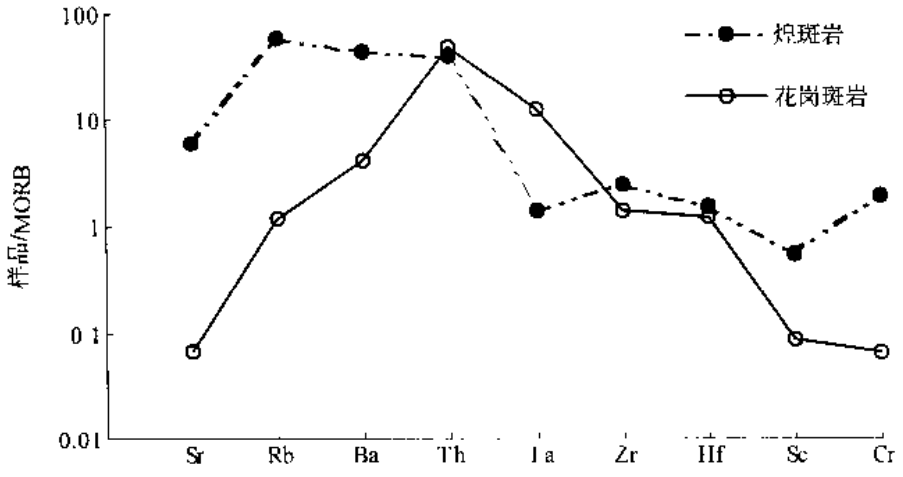


图 8-5 云南墨江金厂变质碎屑岩型金矿煌斑岩与花岗斑岩的微量元素配分模式
(经 MORB 标准化,MORB 标准值引自 J. A. Pearce, 1984)

表 8-1　云南墨江金厂变质碎屑岩型金矿矿石、岩石微量元素含量($\times 10^{-6}$)

	硅化硅质岩型矿石		超基性岩		煌斑岩		变余粉砂岩		花岗斑岩		炭质砂岩、粉砂岩、板岩		维氏值(1962)
	X	K	X	K	X	K	X	K	X	K	X	K	
Sc	14.93	1.49	12.1	1.21	22.7	2.27	17.04	1.70	3.62	0.36	6.87	0.69	10
Cr	2393	28.83	2042	24.60	503	6.06	2691	32.42	17	0.20	357	4.30	83
Co	129.5	7.19	1012	56.22	30.9	1.72	106.4	5.91	1	0.06	4.67	0.26	18
Ni	2596	44.76	2064	35.59	151	2.60	2734	47.14	25	0.43	40.3	0.69	58
Zn	20	0.24	22	0.27	72	0.87	29	0.35	20	0.24	13.67	0.16	83
Rb	10.5	0.07	2	0.01	121	0.81	13	0.09	2.36	0.02	86.3	0.58	150
Sr	49	0.14	40	0.12	738	2.17	54	0.16	8	0.02	54	0.16	340
Cs	3.15	0.85	5.4	1.46	21.8	5.89	21.8	5.89	12.2	3.30	6.2	1.68	3.7
Ba	50	0.08	64	0.10	916	1.41	43	0.07	83	0.13	175.7	0.27	650
Zr	10	0.06	7	0.04	219	1.29	97	0.57	127	0.75	105.7	0.62	170
Hf	0.15	0.15	0.1	0.10	3.8	3.80	2.2	2.20	2.9	2.90	3.8	3.80	1
Ta	0.01	0.00	0.05	0.02	0.26	0.10	0.11	0.04	2.31	0.92	0.53	0.21	2.5
Th	0.14	0.01	0.02	0.00	8.41	0.65	3.28	0.25	10	0.77	7.9	0.61	13
U	0.26	0.10	0.58	0.23	3.25	1.30	0.57	0.23	4.8	1.92	1.65	0.66	2.5
Se	3	60.00	0.3	6.00	0.1	2.00	0.6	12.00	0.4	8.00	0.63	12.60	0.05
As	404.3	237.82	1.2	0.71	20.9	12.29	1151	677.06	11.8	6.94	581.7	342.18	1.7
Sb	123.1	246.20	1.7	3.40	3.3	6.60	207.8	415.60	7.2	14.40	200.6	401.20	0.5
Ag	0.95	13.57	0.8	11.43	0.3	4.29	0.8	11.43	0.1	1.43	0.37	5.29	0.07
Au *	1054	245.12	7.7	1.79	9.3	2.16	15	3.49	1.5	0.35	78.5	18.26	4.3

注：*($\times 10^{-9}$)，测试单位：成都理工学院中子活化分析，X-平均值，K-富集系数。

(二)稀土元素特征

墨江金矿各类岩矿石样品的稀土元素含量分析结果列入表 8-2,主要样品稀土元素的球粒陨石标准化模式如图 8-6、图 8-9。

如图表所示,金厂组地层岩石的稀土总量相对较高,其中硅质岩和凝灰岩具有非常接近的稀土总量和分量,轻稀土均相对富集,球粒陨石标准化模式均为平滑的右倾曲线(图 8-6),反映出两种岩石的物源和形成环境的相关性以及硅质岩的海底热水沉积成因。

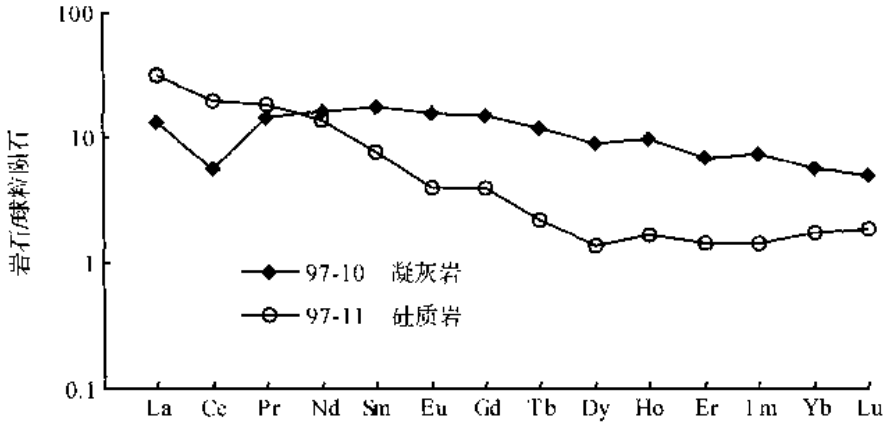


图 8-6 云南墨江金矿变质碎屑岩型金矿区凝灰岩、地层硅质岩的稀土元素配分模式

在岩浆岩中,花岗斑岩和煌斑岩的稀土元素总量较高,轻稀土相对富集;而超基性岩的稀土元素总量相对较低,分异不明显(图 8-7)。

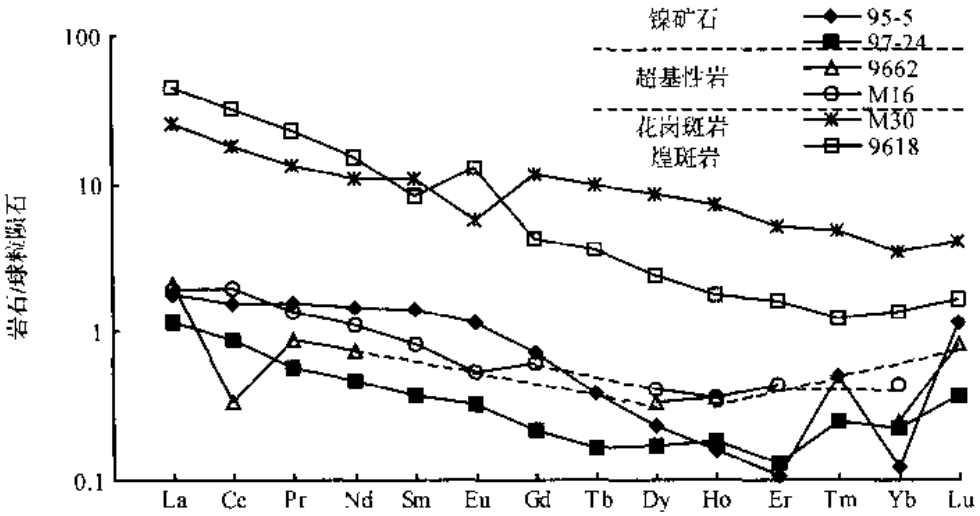


图 8-7 云南墨江金矿变质碎屑岩型金矿区镍矿石与岩浆岩的稀土元素配分模式

硫化物型镍矿石与超基性岩具有基本一致的稀土元素总量和分量,其模式曲线也基本一致(图 8-7),反映了硫化物型镍矿石与超基性岩具有密切的成因关系。

表 8-2　云南墨江金矿变质碎屑岩型金矿岩石和矿石的稀土元素含量($\times 10^{-6}$)

名称	镍矿石	片岩	凝灰岩	硅质岩	石英脉	硅质岩	硅质岩	硅质岩	石英脉	硅质岩	石英脉	镍矿	超基性岩	超基性岩	花岗斑岩	煌斑岩
样号	97-5	97-6	97-10	97-11	97-13	97-16	97-17	97-18	97-19	97-20	97-21	97-24	9662*	M16*	M30*	9618*
Y	0.16	2.08	9.41	1.67	0.15	0.096	0.17	0.14	0.19	0.093	0.11	0.20				
La	0.42	0.36	3.19	7.59	0.093	0.15	0.084	0.13	0.17	0.088	0.093	0.27	0.49	0.45	6	10.35
Ce	0.94	1.44	3.35	11.9	0.13	0.23	0.079	0.21	0.33	0.14	0.16	0.53	0.2	1.2	11	18.98
Pr	0.14	0.10	1.31	1.64	0.013	0.021	0.014	0.024	0.042	0.014	0.013	0.051	0.08	0.12	1.2	2.04
Nd	0.66	0.49	7.26	6.22	0.082	0.10	0.093	0.11	0.20	0.08	0.076	0.21	0.34	0.5	5	6.96
Sm	0.21	0.36	2.57	1.13	0.024	0.029	0.031	0.03	0.075	0.02	0.02	0.054	<0.19	0.12	1.6	1.22
Eu	0.064	0.21	0.88	0.22	0.008	0.005	0.011	0.005	0.026	0.006	0.007	0.018	<0.05	0.03	0.32	0.73
Gd	0.14	0.96	2.94	0.77	0.02	0.019	0.032	0.021	0.05	0.018	0.021	0.043	<0.09	0.12	2.3	0.85
Tb	0.014	0.16	0.43	0.08	0.002	0.001	0.003	0.002	0.006	0.001	0.002	0.006	<0.02		0.36	0.13
Dy	0.057	0.74	2.18	0.33	0.022	0.02	0.028	0.02	0.045	0.018	0.02	0.042	0.08	0.1	2.1	0.59
Ho	0.009	0.17	0.54	0.09	0.004	0.004	0.007	0.003	0.009	0.003	0.004	0.01	0.02	0.02	0.41	0.1
Er	0.017	0.35	1.08	0.22	0.012	0.006	0.009	0.009	0.018	0.006	0.008	0.021	<0.05	0.07	0.84	0.26
Tm	0.012	0.041	0.18	0.034	0.003	0.002	0.002	0.002	0.006	0.01	0.002	0.006	<0.01		0.12	0.03
Yb	0.02	0.32	0.92	0.28	0.015	0.011	0.014	0.011	0.019	0.008	0.016	0.036	0.04	0.07	0.56	0.22
Lu	0.028	0.047	0.12	0.045	0.01	0.014	0.008	0.025	0.016	0.008	0.006	0.009	0.02		0.1	0.04
Au**	129	412	41.8	41.5	1142	64.9	46.3	83.9	17220	302	8009	574				

分析单位：中国科学院地球化学研究所；*据蔡新平，1998；**($\times 10^{-9}$)。

矿化硅质岩和富金石英脉具有总体一致的稀土元素特征，稀土总量均较低，而且富金石英脉的稀土总量最低，稀土模式显示轻稀土和重稀土均无明显分馏，表现出较为复杂的来源(图 8-8)。

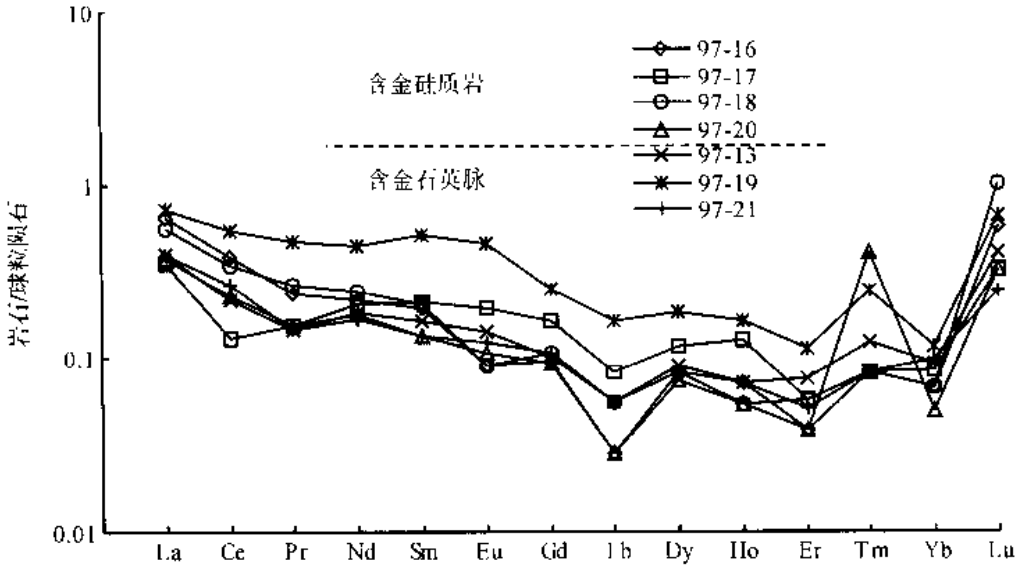


图 8-8　云南墨江金矿变质碎屑岩型金矿区含金硅质岩及含金石英脉的稀土元素配分模式

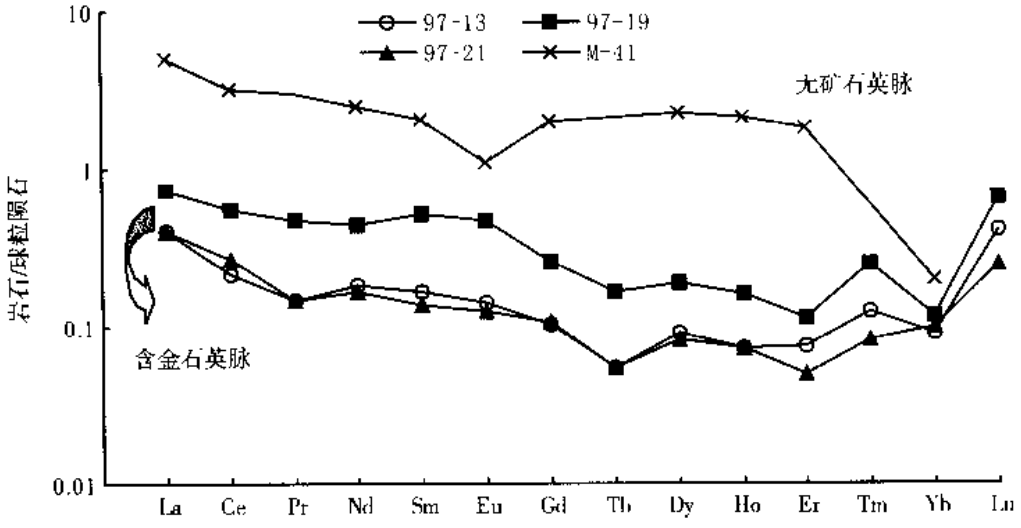


图 8-9　云南墨江金矿变质碎屑岩型金矿区含金石英脉及无矿石英脉的稀土元素配分模式

与矿化硅质岩和富金石英脉稀土元素特征完全不同(图 8-9)，晚期无矿石英稀土元素具有较高的稀土元素总量和明显的铕负异常，指示物质来源和形成环境的不同。

总之，矿石的稀土元素组成具有超基性岩与其他岩石的混合特征。而且，已知矿体主要

赋存在超基性岩外接触带的金厂组地层中，超基性岩和金厂组浅变质细碎屑岩是该区分布最广的岩石类型。因此，可以认为，墨江金矿矿石的稀土组成可能主要受超基性岩和金厂组地层的控制。

(三)同位素地球化学特征

1. 铅同位素组成

如图 8-10 所示，墨江金矿床的矿石铅同位素组成介于超基性岩与花岗斑岩和地层的铅同位素组成之间，指示矿石铅并非全部来自于超基性岩，部分放射性成因铅可能主要来自于地层。而且，矿石铅的同位素组成与区域斑岩的铅同位素组成也较为接近。可见，墨江金厂金矿床铅的来源具有明显的多源性，与超基性岩、花岗斑岩和地层均有一定的关系。

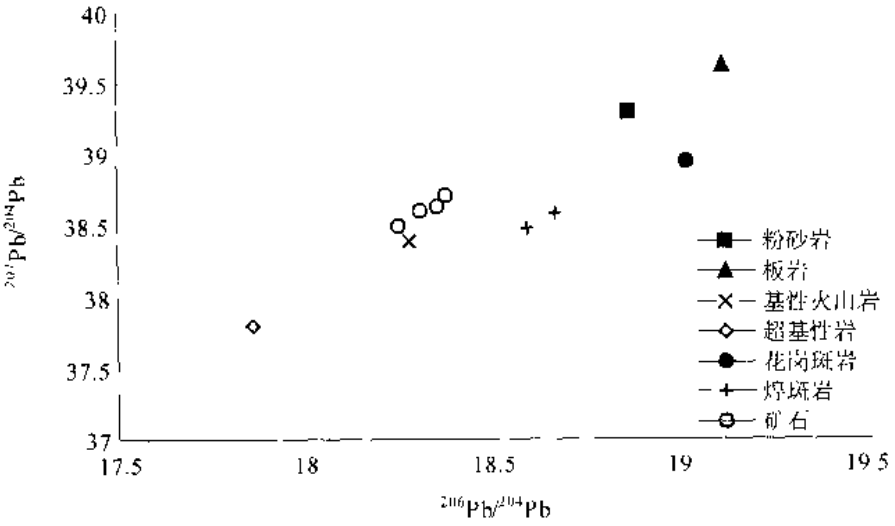


图 8-10　云南墨江变质碎屑岩型金厂金矿区铅同位素组成$^{207}Pb/^{204}Pb$-$^{206}Pb/^{204}Pb$

2. 硫同位素组成

墨江金厂金矿床矿石的 $\delta^{34}S$ 在 -8.35‰～-0.64‰之间变化，极差 8.99‰，平均值为 -4.45‰，与矿区出露的超基性岩、基性脉岩和花岗斑岩的硫同位素组成(-5.1‰～-2.9‰)基本一致，反映它们可能为来自同一源区的演化产物。

矿石的硫同位素组成直方图呈明显的塔式分布(图 8-11)，揭示成矿流体中的硫以深源硫为主，但与正常的幔源硫(0‰左右)相比，又有一定程度的偏离。这种偏离可能反映成矿过程中有部分地层硫的混入。

3. 氢氧同位素组成

墨江金厂金矿床石英的氢氧同位素组成列入表 8-3。根据表 8-3 分析，成矿流体中的水以大气降水为主，混有一定的岩浆水和同生地层水。

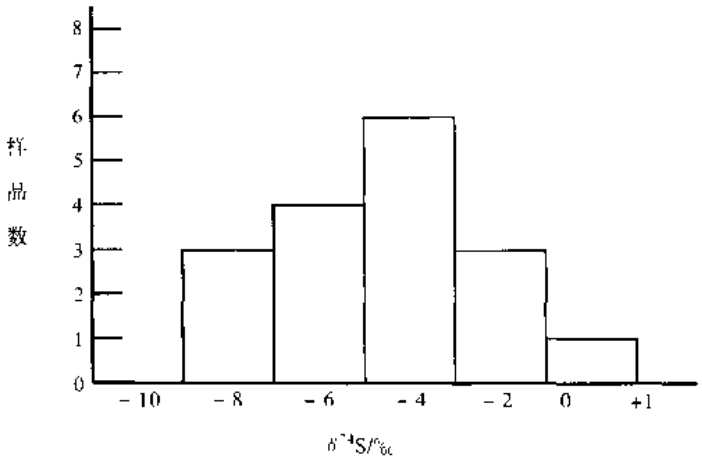


图 8-11　墨江金矿矿石 $\delta^{34}S/‰$ 直方图

表 8-3　云南墨江金厂变质碎屑岩型金矿氢、氧同位素组成

成矿阶段	测定矿物	$\delta^{18}O_{SMOW}/‰$（实测）	温度/℃	$\delta^{18}O_{H_2O}/‰$（计算）	$\delta D_{H_2O}/‰$（实测）	资料来源
中期富金石英脉	石英	+14.7	300	+7.8	3.59	张志兰等，1987
	石英	+14.0	220	+3.5	-16.32	
	石英	-	-	-	-87.88	
晚期贫金石英脉	石英	+16.6	150	+1.06	-30.26	
贫金石英脉	石英	+21.0				蔡新平，1999

三、云南墨江变质碎屑岩型金矿成矿机制讨论

（一）成矿时代

关于墨江金矿的成矿时代存在不同认识，蔡新平等(1999)认为：含矿的石炭系浅变质岩系、超镁铁岩体和三叠系一碗水组砂砾岩呈不整合，底砾岩中含金石英脉砾石和含金石英质杂岩砾石的发育，都说明墨江金矿的主成矿期应在三叠纪之前。应汉龙(1995，1999)认为浸染状含金硅质岩型金矿体与矿区大量硅质岩一样，系热泉沉积成因，成矿时代为石炭纪。张志兰(1987)分析的石英脉模式年龄为 290×10^6a，与金矿伴生的滑石和菱镁矿的模式年龄为 218×10^6a 和 248×10^6a，即含金石英岩和其伴生的富金石英脉的成矿时间为海西晚期晚二叠世。总之，他们均认为墨江金矿成矿时代为海西期。

毕献武(1995，1996)利用电子顺磁共振(ESR)年龄测定技术对富金石英脉金成矿期的石英年龄测定结果列入表 8-4，平均年龄为 50.8Ma，与哀牢山金矿带镇沅金矿床用 ESR 法(46.5Ma)、Rb-Sr 法和 K-Ar 法确定的成矿时代相当，相当于喜马拉雅早期。

表 8-4　云南墨江金厂变质碎屑岩型金矿含金石英 ESR 法测年结果

样　号	测定矿物	等效总剂量	等效年剂量	年龄/Ma	平均年龄/Ma
HBM-62	石英	0.375×10^{15}SP/g	1.13ppmeu	66.4	50.8
HBM-108	石英			63.0	
HBM-63	石英	0.236×10^{15}SP/g	1.63 ppmeu	29.0	
HBM-105	石英	0.172×10^{15}SP/g	0.77 ppmeu	44.8	

据毕献武,1995,1996

(二) 成矿机制

关于墨江金矿的成因存在着不同的认识,主要分歧集中在成矿时代和成矿物质来源方面。俞广钧(1986,1989)认为金矿床的成因与超镁铁岩体侵入有关的中低温热液蚀变有密切关系;蔡新平(1999)认为成矿与海西期的区域变质作用有关,成矿物质来源于围岩的变质热液;张志兰(1987)认为主成矿期为海西期,成矿物质主要来源于结晶基底的混合热液;胡瑞中(1998)、毕献武(1995,1996,1998)、刘星(1992)等认为成矿应在燕山晚期-喜马拉雅期,主要由受金厂断裂控制的热液活动成矿,成矿物质来源与超镁铁岩有关。

从硫同位素和铅同位素的分析资料分析,成矿物质主要来源于超镁铁岩岩浆热液,同时,混入了地层岩石的物质。从氢氧同位素资料分析,成矿流体主要是来自大气降水和变质热液的混合流体。成矿时间不是一次完成,海西期超镁铁岩侵入,使地层岩石中的成矿元素活化,再加上岩浆期后热液本身的成矿物质,使成矿物质得到了预富集,构成成矿的初级阶段。在燕山晚期和喜马拉雅期由于印度板块与欧亚板块碰撞,造成区域性的新构造运动十分强烈,这时期断裂构造和岩浆活动频繁而强烈,又产生了大量成矿流体和活化了大量成矿物质,导致矿床的最后形成。

综上所述,墨江金厂金矿床成矿模式可概括为:在海西期成矿物质预富集,即在初期成矿的基础上,于喜马拉雅早期的拉张构造背景下,富 S 和 C 等矿化剂的深源流体由深部向浅部运移,加入到在地壳浅部断裂系统内循环的贫矿化剂流体中,形成富矿化剂并能大量浸取和迁移金的流体,浸取金厂组富金岩石(局部可能含贫金矿石)和海西期超基性岩中的金,产生富金的成矿流体,并在有利构造部位或由于构造运动造成的热动力条件的改变,金最终富集沉淀成矿。

第三节　成矿规律与找矿预测

一、金矿化富集规律

墨江金厂金矿床具有明显的矿化富集规律,成矿作用受构造、地层、岩性、岩浆、热液活动等多种因素的复合控制。

金厂金矿床分布在九甲-安定深大断裂旁侧的哀牢山浅变质岩系中,矿床成矿富集作用明显受区域深大断裂构造和区域变质作用的控制。与此同时,金厂金矿床又产于岩浆热液活动较为强烈的地带,成矿作用明显与海西期超镁铁岩侵入和燕山晚期-喜马拉雅早期区域

岩浆活动有关。

金厂金矿床赋存于金丰度值较高的金厂组烂山段硅质岩、板岩和细碎屑岩互层的(并有火山熔岩夹层,含有火山凝灰质)硅质建造中,指示成矿富集作用受地层层位和岩石性质的控制。

金厂金矿床主要产在金厂超镁铁岩岩体与金厂组烂山段地层的接触带及附近之强烈热液蚀变带内,金矿床的成矿富集作用与热液活动密切相关,受多期热液活动的叠加、改造作用控制。

金厂金矿床成矿富集作用受层间褶曲和断裂面产状的控制,在红层底板凸凹不平地段上部金矿体集中分布。含金石英脉明显受层间断裂、裂隙、张扭性断裂破碎带的控制。

墨江金矿矿体在空间分布上表现出一定的规律性。由北向南,矿体埋深逐渐增大,北部以露头矿为主,南部以隐伏矿为主。由于超镁铁岩构造侵入对金厂组烂山段地层的穿插和构造变形,该含矿地层多次重复,形态复杂,所含矿体也表现出多层状重复出现。

二、找矿标志

墨江金厂金矿床找矿标志主要有地层、构造、岩浆岩、热液蚀变与矿化。

(一) 地层标志

石炭系金厂组烂山段浅变质地层是重要的找矿标志之一。该段地层以浅变质砂岩、板岩互层为主,间夹硅质岩,其中以浅变质砂岩夹硅质岩矿化较佳。根据现有资料分析,这套岩石组合原岩具有热水沉积作用的特点,经后期区域变质和热液蚀变叠加改造作用,金多次富集。

(二) 岩浆岩标志

在超基性岩体边部地带,喜马拉雅期花岗斑岩、富碱斑岩、煌斑岩等岩浆侵入活动导致超基性岩发生强烈热液蚀变,促使金和镍迁移富集于接触带附近裂隙中,进而在空间分布上金和镍矿化均发生在外接触带 400m 范围内。因此,超基性岩与金厂组烂山段地层接触带附近侵入岩,是极为重要的找矿标志之一。

(三) 构造标志

区域北西向的深大断裂控制了成矿带的分布,其旁侧次级构造控制了矿体的形成和展布。已知矿床或矿体位于倒转背斜的倒转翼或扭压性断裂中。北西向的金厂断裂直接控制了岩浆活动和金矿床的形成;而矿体,尤其是富矿体受控于燕山晚期-喜马拉雅早期近东西向的张扭性断裂或褶曲构造。

(四) 热液蚀变标志

墨江金厂金矿床,成矿热液活动强烈而广泛,近矿围岩热液蚀变种类繁多、特征明显,与成矿密切相关的热液蚀变主要有硅化、黄铁矿化,其次是水云母化、碳酸盐化、高岭石化、蛇纹石化和滑石化。

(五) 矿化标志

矿区内矿化(矿体)有金、银、镍、钴、铂族、铬、石棉等,除后两种外,其余均产于同一地质体中。Ag、Cu、Sb、As、Ni 元素组合为重要的矿化标志。由于风化淋滤作用,地表或近地表褐铁矿化较为发育。

三、找矿预测

根据墨江金厂金矿床地质地球化学特征和矿化富集规律分析，金矿体和硫化镍矿体主要分布在超基性岩与金厂组烂山段硅质建造的外接触带中；其中，镍矿成矿物质主要来源于超基性岩，金矿成矿物质具有多源性。金矿床可分为上、下两层矿，上部金矿体与外接触带的裂隙系统（特别是近东西向断裂）有关，下部金矿体与外接触带中花岗斑岩的侵入活动有联系，是深部找矿突破的重要方向。

因此，在前人工作基础上，根据墨江金厂金矿成矿规律与找矿标志的综合分析，筛选出平坡地段深部为进一步找矿的靶区（分布范围跨越原地质勘探线 69～86 线之间）。

其主要地质依据有：

（1）目前勘探深度相对较浅，大多为 300m 以内，而且矿化向深部并未尖灭；采矿资料表明，矿床在垂深方向上尚未完全控制，隐伏矿体也时有发现。

（2）含矿构造带向深部延伸较为稳定。

（3）喜马拉雅期花岗斑岩侵入地带，断裂构造发育，成矿条件较为有利。

（4）平坡地段处于墨江金矿烂山矿段—猫鼻梁子矿段之间，两个矿段已探明金矿储量近 20t，占墨江金矿探明的金矿储量的绝大部分，是成矿极为有利地段；该预测靶区原勘探程度较低，绝大多数勘探钻孔未能打穿含矿构造和含矿地层（仅 4 孔见矿），未能圈出表内矿。

因此，该预测靶区是墨江金矿深部找矿突破的最佳地段，其潜在资源量可能相当于猫鼻梁子矿段。

第九章　几种地球化学勘查方法在云南潞西金矿找矿中的应用

地球化学勘查是进行找矿预测的重要手段之一，长期以来，勘查地球化学一直致力于各种新技术、新方法的应用和探索，在大比例尺找矿预测地球化学勘查实践中，涌现出多种勘查方法，包括：X荧光测量法(XRF)、汞蒸汽法、地电化学法(CHIM)、γ能谱法、铅同位素化探法、地气法(Geogas)、酶提取法、元素有机态法(MPF)、活动金属离子法(MMI)及金属活动态法(MOMEO)等。云南潞西上芒岗金矿找矿中应用了X荧光测量、地电化学、氡气测量和γ能谱，多种勘查手段并用，相互补充、相互验证，取得了良好的找矿效果。

第一节　X荧光测量

一、应用X荧光测量的可行性分析

对滇西潞西上芒岗金矿地质地球化学研究表明，在成矿作用中，金常与砷、铜、铅、锌、汞、锑等元素共生(杨竹森，2001)，这些共生或伴生的元素成为金矿的成矿指示元素，虽然目前X荧光方法还不能直接测定地质体中微量的金元素含量，但可利用X荧光方法测定与金共生元素的含量圈定矿化带和金矿体，在紧密共生的情况下，还可以用于估算金元素在地质体中的含量或在矿体中的品位。

(一)矿石(红土)中元素的共生关系

对上芒岗金矿9个红色黏土型金矿矿石样品等离子质谱分析，分析结果如表9-1所示，元素相关性分析（表9-2）表明金与砷、铜、铅、锌、汞等元素相关性好，具有良好的共生关系。

表9-1　红土型金矿样品部分元素含量分析结果($\times 10^{-6}$)

样　号	Au	As	Cu	Pb	Zn	Hg
S111	1.43	90.4	53.40	79.00	98.10	11.600
S112	1.17	563.0	54.80	58.70	88.80	2.540
S113	50.00	2288.0	175.70	335.70	219.70	73.300
S114	0.45	247.0	55.60	58.40	99.50	2.410
S115	0.45	158.0	50.50	41.60	63.00	2.960
S116	0.65	336.0	54.80	46.00	43.10	4.010
S117	0.93	430.0	21.23	36.19	38.54	1.488
S118	0.56	404.0	12.77	16.05	31.17	1.053
S119	0.5	391.0	28.35	37.06	50.84	0.855

* 样品由贵阳地化所等离子质谱分析，分析者：漆亮。

表 9-2　金与砷、铜、铅、锌、汞的相关性

元　素	Au	As	Cu	Pb	Zn	Hg
Au	1	0.9762	0.9396	0.9859	0.8983	0.9922

(二) 矿石(红土)X 射线谱

采用 IED400 型多元素高精度 XRF 分析仪对上芒岗红土型金矿矿石样品进行全谱分析得到红色黏土型金矿矿石 X 射线谱如图 9-1 所示，砷的特征峰非常明显，并有较高的计数(表 9-3)，铜、锌的特征峰也能够识别，据表上芒岗矿石样品砷、铜、铅、锌、汞的含量一般在几十—几百个 10^{-6}，砷的含量最高达几千个 10^{-6}，达到和超过了 X 荧光的检出限，因此，可以采用 X 荧光分析技术检测与金含量密切相关的部分金属元素进行找矿预测。

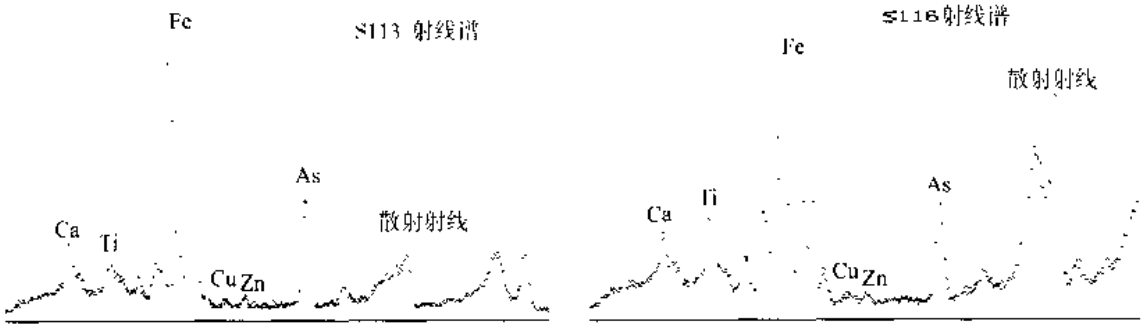


图 9-1　上芒岗红土型金矿矿石 X 射线谱(^{238}Pu 激发源)

表 9-3　上芒岗红土型金矿矿石样品全谱分析元素特征 X 射线计数

元素	Ca	Ti	V	Cr	Mn	FeK_α	FeK_β	Ni	Cu	Zn	As
道址	98	155	167	197	222	243	273	293	320	348	437
S113	252	203	138	127	184	10345	1728	86	55	63	450
S116	126	160	99	84	158	4745	819	52	31	25	133
S117	132	150	69	78	129	4449	801	60	27	23	176

* IED-400 型 XRF 分析仪分析。

二、X 荧光测量仪器简介及工作曲线的建立

(一) X 荧光测量的基本原理

X 荧光测量是通过人工放射性激发探测样品物质成分的一种物理探测方法，可以用来确定元素的种类和含量。当待测样品受到外界辐射的激发，各种元素的原子发生电子跃迁，各自放射出特征 X 射线，特征 X 射线的能量 E(或波长 υ)与该元素的原子序数 Z 有关[$\upsilon = a^2(Z-b)^2$，a、b 为常数，在原子物理学中称为莫塞莱定律]，通过测量这些特征 X 射线的照射量率(强度)可计算元素的含量。

能够用于现场测量、适合地质勘查工作的便携式 X 荧光仪在美国 60 年代末首先研制出来，我国 1970 年开始研制并很快取得成功(曹利国，1998)。近年来，随着微电子学和微型

计算机技术的迅速发展，先进的核探测器件、微电子学器件及微型计算机硬软件的采用，仪器测量灵敏度不断提高，测定元素范围不断扩大，基体效应校正能力大为增强，并由于该分析方法简便、快速、经济，已成为当代化探分析的主要手段(贾文懿，1989；赖万昌，1999；周四春等，1999)。

(二) 仪器简介

研究工作中，采用成都理工大学核工系研制生产的 IED-88A 型便携式 XRF 分析仪(进行野外测量)，并采用 IED-400 型多元素高精度 XRF 分析仪对 IED-88A 型便携式 XRF 分析仪进行数据校验。

IED-88A 型便携式 XRF 分析仪整机重量 3.5kg，功耗 0.8W，适合野外现场快速测量，主要用于对金属元素 Ti、V、Cr、Mn、Fe、Ni、Cu、Zn、As、Sr、Zr、Mo、Sn、Sb、Ba、Pb、U 进行定性、定量分析，检出线为 $n\times10^{-3}\sim n\times10^{-5}$。仪器工作装置如图 9-2 所示。

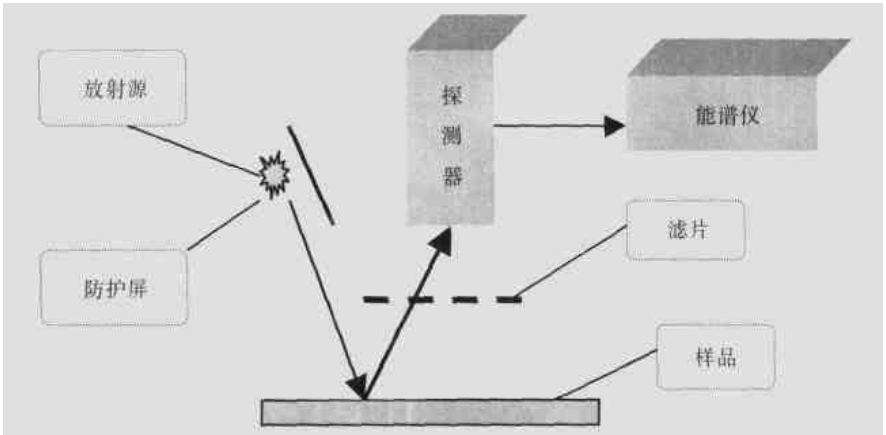


图 9-2　XRF 分析仪工作装置示意图

IED-88A 型仪器采用闪烁探测器和平衡滤光片对技术，具有两个测量道，运用特散比法作基体效应校正，双道分别记录待测元素特征 X 射线荧光和散射射线计数率。

平衡滤光片对是利用物质吸收限能量的差别形成能量通带，以测量能量通带内 X 射线的计数率。平衡滤光片对的两个薄片在某一能量区间之外透过率相等，而在该能量区间之内透过率有较大差异(图 9-3)。

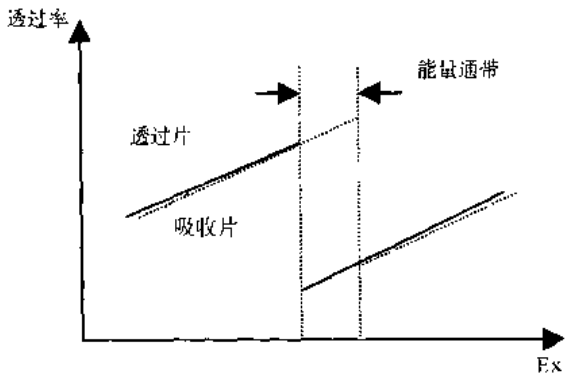


图 9-3　平衡滤光片对的特性

对每一待测元素或元素群，平衡滤光片对的两个滤片，一个为透过片（+片），另一个为吸收片（-片）。仪器测量第一道正、负片读取计数率的差值 I_k 与第二道（负片）测量散射射线计数率 I_c 的比值称为特散比：

$$R_k = (I_k^+ - I_k)/I_c$$

特散比 R_k 是计算样品待测元素含量的参数。

特散比法是利用激发源初级辐射在试样上的散射作为标准，对待测元素 X 射线荧光进行归一，在很大程度上对试样的吸收效应和密度变化、表面效应以及仪器的漂移起到了校正作用。

根据七芒岗金矿元素相关性分析、含矿性指示元素的含量特点及仪器检测的可能性，研究工作设计制定了三对平衡滤光片对，分别检测待测样品中的 As（Pb）、Cu 含量及包含主要含矿性指示元素 Cu、Zn、As、Hg、Pb 在内的综合参量（CP），以克服单参数分析的缺陷，获取多种 X 荧光找矿信息，起到相互验证、相互补充的作用，更全面反映勘查地区的元素地质地球化学特征，从而准确圈定和评价异常带及确定找矿靶位，达到找矿目的。

IED-400 型多元素高精度 XRF 分析仪主要用于在室内对典型岩矿样品进行全谱分析，该仪器由硅（锂）探测器（探测直径为 80mm，对 MnK_α 的分率 FWHM 为 175e V）和微机多道脉冲幅度分析器组成，可测量的特征 X 射线波段从钠（Na）—铀（U）。由于系统的能量分辨率高，因此，一次能同时分析 20 多种元素，对大多数金属元素的检测出限及灵敏度达到 $1\times10^{-6}\sim5\times10^{-6}$量级。

（三）工作曲线的建立

对 S_{111} 等 9 个红土矿石样品进行 X 荧光测定，得到 As、Cu、Cu-Pb(CP)的特征 X 荧光特散比（表 9-4），与样品等离子质谱分析结果进行拟合（图 9-4），得到 X 荧光测定的工作曲线，方程示于图 9-4 中。

表 9-4　矿石样品元素含量（10^{-6}）及对应元素的 X 荧光特散比

样　号	As	Cu	Pb	Zn	Hg	CP	R(As)	R(Cu)	R(CP)
S111	90.4	53.40	79.00	98.10	11.60	332.5	0.0483	0.0266	0 1048
S112	563.0	54.80	58.70	88.80	2.54	767.8	0.0724	0.0296	0.1188
S113	2288.0	175.70	335.70	219.70	73.30	3092.4	0.1370	0.0445	0.1470
S114	247.0	55.60	58.40	99.50	2 41	462.9	0.0471	0 0345	0.1002
S115	158.0	50.50	41.60	63.00	2.96	316.1	0.0490	0.0277	0.1098
S116	336.0	54.80	46.00	43.10	4.01	483.9	0.0447	0.0318	0.1078
S117	430.0	21.23	36.19	38.54	1.488	527.4	0.0620	0.0300	0.1175
S118	404.0	12.77	16.05	31.17	1.053	465	0.0620	0.0234	0.1053
S119	391.0	28.35	37.06	50 84	0.855	508.1	0.0650	0 0260	0.1090
B1(标样)	5000.0						0.2097		

（四）工作方法

（1）室内分析（土壤全谱测量）

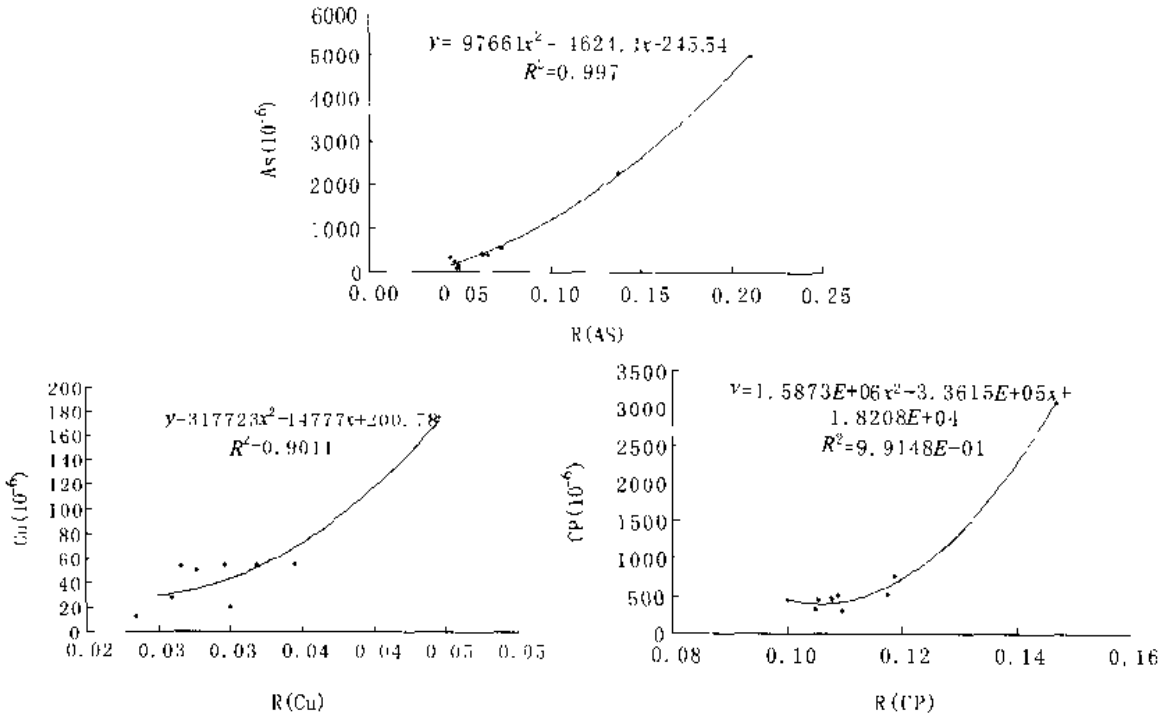


图 9-4　样品 X 荧光特散比与等离子质谱分析结果拟合关系

① 准备样品：将样品烘干并粉碎至于 160～200 目(过 160 目筛)，然后取得 30～50g 装入样杯中，压实，注意保持样品装填密度一致(压力一致)；

② 开机预热，稳谱；

③ 样品测量，记录样品特征 X 荧光道址及强度计数，每次测量计数时间为 3min。

(2)野外工作方法(土壤特散比测定)

①仪器准备工作：开机预热 30min 进行自稳，然后测定谱漂修正系数；

②土壤测量：按不同精度布置测网、测线，在测点掘出一尺深度上的 B 层土壤，捣细、整平后进行测量。每次读取特征 X 射线及散射射线强度计数，每次测量计数时间为 18s。

(五) 数据校验

IED-88A 与 IED-400 对样品 As 测定的数据如表 9-5 所示，线形拟合如图 9-5，两者具有高度的线形关系，表明 IED-88A 型便携式 X 荧光仪测定结果的有效性。

表 9-5　IED-88A 与 IED-400 样品对应检测(As 的测定数据)

仪　器	样品编号	S113	S116	S117	Glp-pm-02	Glp-pm-20
IED-88A	测量参数 R	0.1370	0.0447	0.0620	0.12357	0.05454
IED-400	测量参数 I	450	133	176	421	172

三、测量结果及数据处理

对上芒岗金矿的广岭坡矿段、麦窝坝矿段及找矿预测区勘查进行了系统的 X 荧光测

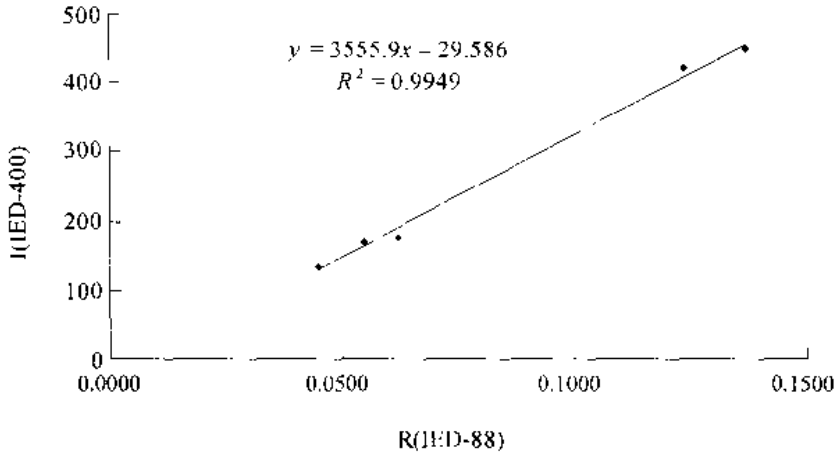


图 9-5　IED-400 对 IED-88A 样品 As 测定的数据校验

量，沿 NE 走向的上芒岗断裂，共测 NW 向剖面 9 条，其中广岭坡矿段实测剖面 4 条，麦窝坝矿段实测剖面 3 条，勐莫预测区实测剖面 2 条，剖面线距 200～400m，每条剖面测点 20 个，点距 20m 左右，每个测点测定 As、Cu 及 Cu-Pb(CP)组合参量。

(一)共生元素地球化学分布及金含量的间接估算

根据特散比计算公式计算出所有测点的各测量元素的特散比 R 值，按工作曲线计算出各测点的 As、Cu 的含量及 As、Cu、Pb、Zn、Hg 组合(CP)的参考数据。将数据作趋势面处理选合于地质图中，即得到各测区与 Au 共生的元素地球化学分布。

虽然目前 X 荧光方法还不能直接测定地质体中微量的金元素含量，但据前述分析，金与砷、铜、铅、锌、汞、锑等元素紧密共生，因此，可以通过砷、铜、铅、锌、汞、锑等元素 X 荧光方法测定间接估算金元素在地质体中的含量或在矿体中的品位，我们采用 Au 与共生元素的测定参数 R 直接进行拟合(减少经中间运算产生的计算误差)计算 Au 品位的参考值。典型样品 Au 的等离子质谱分析值与 As 的特散比如表 9-6 所列，拟合关系如图 9-6 所示，金含量与 R(As)的拟合函数关系为：

$$Au(\times 10^{-6}) = 0.04839e^{48.188R(As)}$$

表 9-6　标样 Au 含量 R(As)对应值

样　号	R(As)	Au($\times 10^{-6}$)
S111	0.0483	1.43
S112	0.0724	1.17
S113	0.1370	50.00
S114	0.0471	0.45
S115	0.0490	0.45
S116	0.0447	0.65
S117	0.0620	0.93
S118	0.0620	0.56
S119	0.0650	0.5

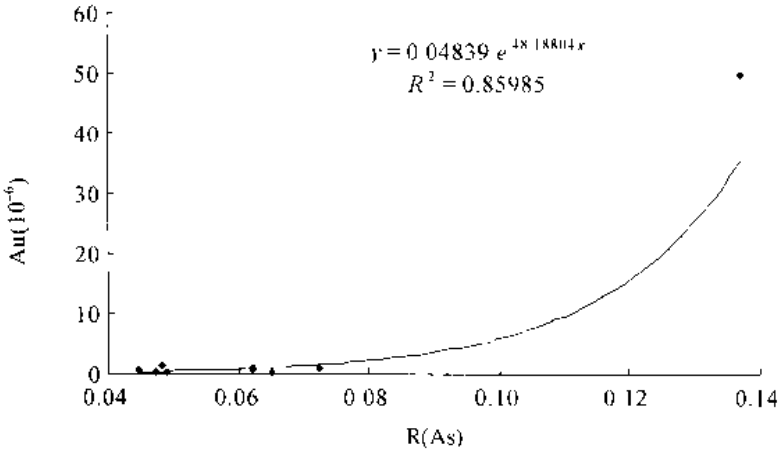


图 9-6　Au 与 R(As)的拟合关系

以麦窝坝矿段为例，实测 X 荧光剖面 3 条，测线线距 200m 左右，点距 20m 左右，测点 63 个，根据测量结果计算 As、Cu、CP 的含量及 Au 品位的参考值，各测定元素地球化学分布及 Au 品位的估算值趋势分布如图 9-7 所示。

（二）元素地球化学异常

地表土壤地球化学异常及其分级是进行地球化学找矿及靶位选择的重要内容。我们以已知矿段广岭坡为基准，剔除因受采矿影响的非地表样数据，进行数理统计分析，得到相应的元素地球化学参数，以此为统一标准应用于各测区，作为衡量各测区元素地球化学异常、圈定找矿有利部位的依据。

X 荧光元素地球化学参数计算结果如表 9-7。*Me* 为中位数，*S* 为均方差。

统计分析表明，As、Cu 基本上服从对数正态分布。根据统计参数，对元素地球化学趋势分布按含量区段作图，因为以已知矿段作为统一参比标准，因此，中位数以上可视为初级异常下限。

为了同相应的元素地球化学异常水平相对应，元素含量分段考虑为：$Me \sim Me + S$、$Me + S \sim Me + 2S$、$> Me + 2S$，分别代表准异常、异常和强异常，将对数值换算为含量，分段指标如表 9-8 所示。

根据表 9-8 所列指标，对广岭坡、麦窝坝及勐莫 3 个地段 X 荧光测量成果的 As、Cu 及综合参量 CP 进行元素地球化学异常分级处理，对异常数值化，即准异常、异常和强异常分别以 0 级、1 级、2 级异常表示，并采用“累加法”以 As、Cu、CP 的地球化学异常等级之和作为衡量金矿地球化学异常的综合尺度——异常强度。地球化学预测与找矿的一般经验认为，多元素“累加法”或“累乘法”能够提高地球化学异常识别的宽度和衬度，达到增强弱的地球化学标志(A. A. 斯梅斯洛夫，1985)，鉴于本区金矿化指示元素有一定的分带型，我们认为“累加法”较为适用(高振敏，2000b)。采用地球化学异常等级进行累加，比一般采用含量累加具有更为合理的权值效果。

3 个测区的多元素地球化学异常累加强度如图 9-8 所示。

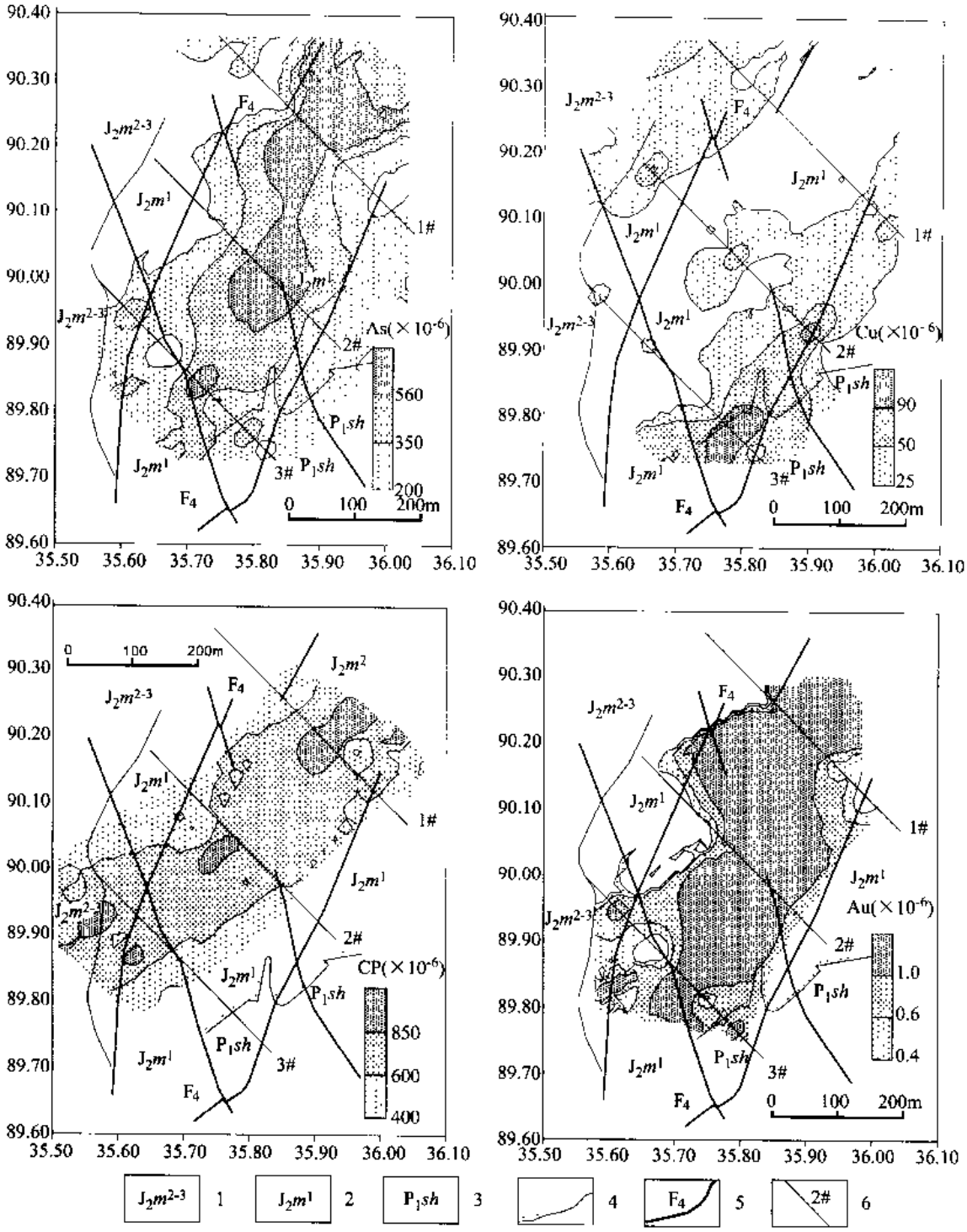
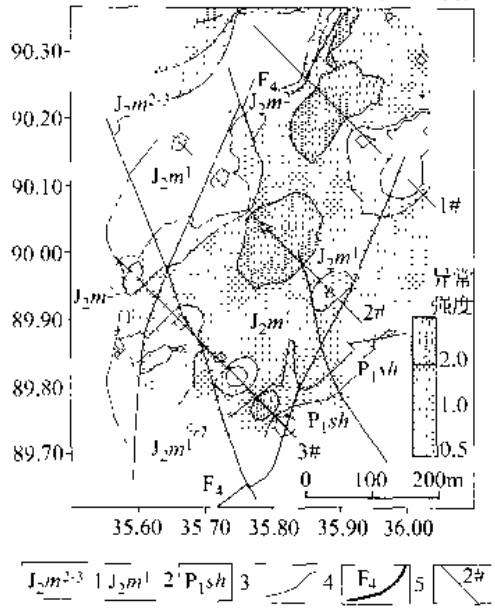


图 9-7 麦窝坝矿段各测定元素地球化学分布及 Au 品位的估算值趋势分布

1—中侏罗统勐嘎组中、上段；2—中侏罗统勐嘎组下段；3—下二叠统沙子坡组；4—地层界线；5—断层及编号；6—探测线及编号

麦窝坝矿段多元素地球化学异常累加强度图



1—中侏罗统勐嘎组上、中段

2—中侏罗统勐嘎组下段

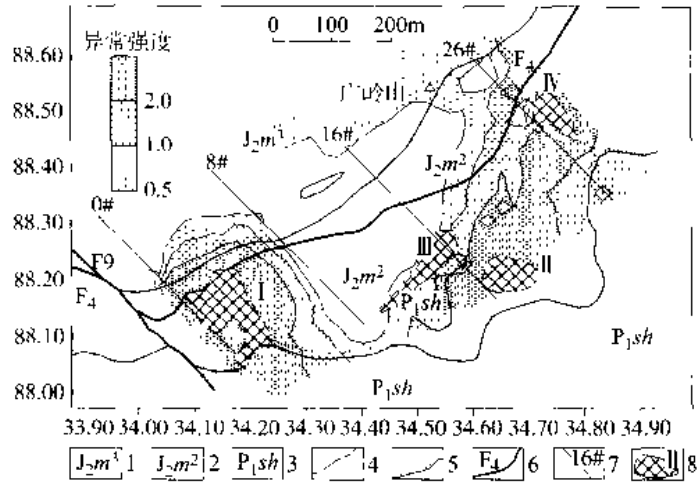
3—下二叠统沙子坡组

4—地层界线

5—断层及编号

6—探测线及编号

广岭坡矿段多元素地球化学异常累加强度图



1—中侏罗统勐嘎组上段

2—中侏罗统勐嘎组中段

3—下二叠统沙子坡组

4—地层界线

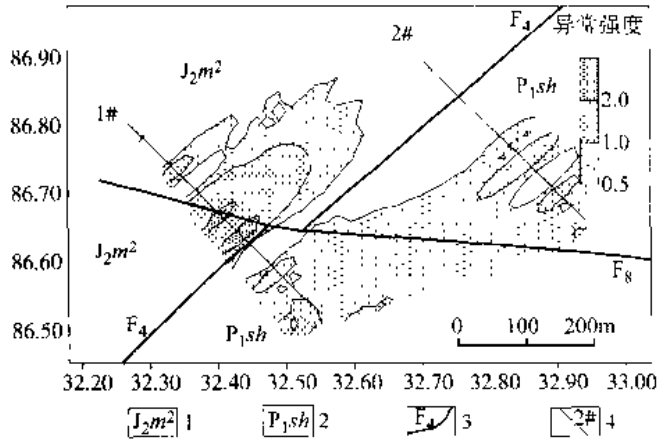
5—地层不整合界线

6—断层及编号

7—勘探线及编号

8—金矿体及编号

勐莫地段多元素地球化学异常累加强度图



1—中侏罗统勐嘎组中段

2—下二叠统沙子坡组

3—断层及编号

4—探测线及编号

图 9-8　广岭坡、麦窝坝及勐莫多元素地球化学异常累加强度图

表 9-7　广岭坡矿段 X 荧光测量的数理统计参数(10^{-6})

元素或参量	LnAs	LnCu	LnCP
中位数(*Me*)	5.319	3.261	5.992
平均值	5.402	3.356	5.925
均方差(*S*)	0.504	0.603	0.371
偏度	0.685	0.866	2.644
峰度	0.624	0.832	5.402

*统计样本数 64 个。

表 9-8　As、Cu 及多元素综合参量 CP 的地球化学异常分级指标($\times 10^{-6}$)

元　素	准 异 常	异　常	强 异 常
As	200～350	350～560	>560
Cu	25～50	50～90	>90
CP	400～600	600～850	>850

四、应用效果评述

X 荧光方法是通过人工放射性激发探测样本物质成分的一种物理探测方法，可以定性、定量确定样本所含元素的种类和含量，对原子参数大于 20 的元素检测效果较好。

金在地质体中的丰度极低(10^{-9}级)，金矿体品位一般也只有几个 10^{-6}，红色黏土型金矿由于含矿黏土与无矿黏土在形貌上无明确区分，在找矿上，野外工作人员片面依赖于室内分析结果，在野外地质调查过程中无良好的识别手段，难以有效地提高找矿效果，依靠野外地质观察、采样、再送化验室分析的常规地质找矿方法，由于获取分析成果的严重滞后，大大地延缓了找矿进程，周期长，效率低。

20 世纪 80 年代，我国开始采用便携式 X 荧光技术，开展现场测量勘察金矿的研究和应用，取得一定成效，但主要局限于单参数的 X 荧光勘查，当所测元素因某些原因反映不好时，则不能很好地指导找矿，因此，单参数 X 荧光勘查方法被逐步扬弃(金景福，1999；贾文懿，1989；庹先国，1996；章哗等，1984)。本次研究采用多参数 X 荧光分析，现场同时测量多个元素，以获取多种 X 荧光找矿信息，在地质理论指导下通过这些信息间的相互验证和补充，能够较准确地确定找矿靶位以达到找矿目的。

上芒岗红色黏土型金矿金与砷、铜、铅、锌、锑、汞等元素相关性很好，在认真分析本区红土型金矿地球化学特征的基础上，设计采用测定砷、铜及砷、铜、铅、锌、汞综合参量的三套滤光片对，同时获取多种参数，应用效果良好，可以在采场快速圈定矿体，也能在成矿区内对地表土样野外直接测定确定矿化异常带。

对广岭坡、麦窝坝两矿段及预测靶区勐莫地段进行的 X 荧光探测，探测到显著的地球化学异常。在已知矿段上，据 X 荧光分析得到的元素地球化学分布及圈定的异常带与矿体分布高度吻合，显示出探测手段及异常带圈定的有效性。应用于预测靶区勐莫地段，圈定出了两条金的地球化学异常带(地表样 0.6g/t 以上)，在这一区域初步预测可获得可观的资源量。另外，各矿段或地段异常带均沿断裂 F_4 展布，表明在上芒岗成矿带北东向断裂 F_4 是重要的控矿构造。

总之，对红色黏土型金矿采用X荧光勘查是一个行之有效的办法。

第二节　γ能谱测量

γ能谱测量是一种天然放射性测量技术，兼有物探方法和化探技术的特色，是一种重要的放射性方法。

γ能谱测量采用γ能谱仪在野外直接测定岩石、土壤表面，可得到射线总强度IC，U、Th、K的含量和它们的比值U/Th，、U/K、Th/K等7个参数，信息量大。根据各测点测量结果的差异，可以解决有关地质问题。

大多数金矿床受构造控制是明显的，而在金成矿过程中，放射性元素在不同的构造部位也会产生不同程度分离和变异，这些元素的空间分布、变化和相互关系可以反映地质构造特征及金矿成矿线索（葛君伟等，1994）。根据矿区岩矿石元素地球化学特征研究，矿化蚀变岩石相对未蚀变岩石U、Th有显著富集，在红土黏土矿床中，金的富集地段也伴有放射性元素U、Th的较高含量（杨竹森，2001），因此，放射性元素U、Th可视为本类矿床的矿化指示元素。故此，通过测量地质体中铀、钍、钾含量，并对其进行适当的数据统计和分析处理，进而可以达到间接圈定金矿找矿靶区的目的。

一、γ能谱测量原理

γ能谱法的主要依据是天然放射性元素铀系、钍系和^{40}K的γ射线能谱存在着一定差异，利用这种差异选择几个合适的谱段进行能谱测量，从而推算出岩石（或土壤中）的U、Th、K含量。图9-9是平衡铀模型、平衡钍模型及钾模型上测得的γ射线仪器谱，从谱线

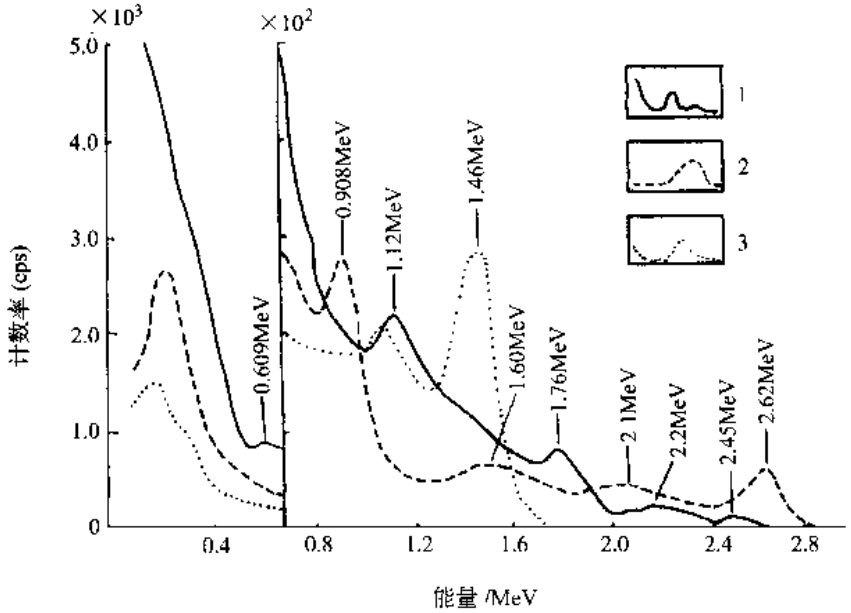


图9-9　平衡铀模型、平衡钍模型及钾模型上的放射线仪器谱

1—平衡铀模型；2—平衡钍模型；3　钾模型

图上能够明显地分辨出铀系的 0.609MeV、1.1MeV、1.76MeV 和 2.2 MeV 的谱峰；钍系的 0.908 MeV 和 2.62 MeV 谱峰；^{40}K 的 1.46 MeV 谱峰也非常清晰。在野外 γ 能谱测量中，一般选择铀系中 ^{214}Bi 的 1.76 MeV 谱峰、钍系中 ^{208}TI 的 2.62 MeV 谱峰和 ^{40}K 的 1.46 MeV 谱峰作为测量 U、Th、K 含量的特征峰。

从图 9-9 可看出，虽然 1.76 MeV、2.62 MeV 和 1.46 MeV 3 个谱峰在能谱图上清晰可辨，但由于测量仪器的能量分辨率的限制和康谱散射的影响，每一个特征峰都伴随有其它两个谱线存在。例如，对 1.76 MeV 谱线，其 γ 射线照射量率不但与岩石(或土壤)中铀含量成正比，而且还与岩石(或土壤)中钍、钾的含量成正比。同理，2.62 MeV 和 1.46 MeV 的 γ 射线照射量率都与岩石或土壤中 U、Th、K 的总含量成正比，因此，存在下列三元一次联立方程组：

$$I_1 = A_{11} \cdot C_1 + A_{12} \cdot C_1 + A_{13} \cdot C_1$$

$$I_2 = A_{21} \cdot C_2 + A_{22} \cdot C_2 + A_{23} \cdot C_2$$

$$I_3 = A_{31} \cdot C_3 + A_{32} \cdot C_3 + A_{33} \cdot C_3$$

式中，I_1、I_2、I_3 分别为 γ 能谱仪的 U、Th、K 道的净计数率(扣除仪器本底)；

C_1、C_2、C_3 分别代表岩石(或土壤)中 U、Th、K 的含量；

$A_{ij}(i, j = 1\cdots\cdots 3)$：换算系数，即在 γ 射线饱和层下岩石(或土壤)中单位含量的 U、Th、K 在相应道中的净计数率。A_{ij} 值是在纯平衡铀、纯平衡钍和纯平衡钾的 γ 射线饱和模型上对 γ 能谱仪进行标定时求出。

求解上述联立方程组，即可求出 U、Th、K 的含量，以逆矩阵表示为：

$$\begin{pmatrix} C_1 \\ C_2 \\ C_3 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} A_{11} & A_{12} & A_{13} \\ A_{21} & A_{22} & A_{23} \\ A_{31} & A_{32} & A_{33} \end{pmatrix}^{-1} \times \begin{pmatrix} I_1 \\ I_2 \\ I_3 \end{pmatrix}$$

因此，采用已标定的 γ 能谱仪在野外现场通过测量岩石(或土壤)放出的 1.76、2.62 和 1.46 MeV 的 γ 射线照射量率(以计数率表示)，可以直接读出被测岩石(或土壤)中 U、Th、K 的含量。

二、野外能谱测量

由于放射性具有统计涨落的随机性特点，因此，γ 能谱仪测定的 U、Th、K 的含量也必然具有随机性。为了减少随机性的统计误差，应尽可能延长每次测量的时间，但也应考虑到现场工作的效率。为此，确定每次测量时间为 30s。

按事先选择设计好的测量剖面(或测网)，逐点进行测量。在测量中注意使探测器保持 2π 立体角(即平面)的测量条件，并且始终保持测量的几何条件一致

野外使用的测量仪器为上海电子仪器厂生产的 GAD-6 能谱仪，该仪器由微机控制、自动稳谱、自动测量、灵敏度高、稳定性好。因未根据标准模型进行标定，所以，测量结果为 U、Th、K 3 个测量道脉冲计数及总强度计数。

三、测量结果

按 X 荧光测量等其他地球化学勘查一致的测线和网点，对广岭坡矿段、麦窝坝矿段和找矿预测靶区勘查地带作了系统的地面 γ 能谱测量。各测区 γ 能谱测量总强度曲线如图 9-10 所示。

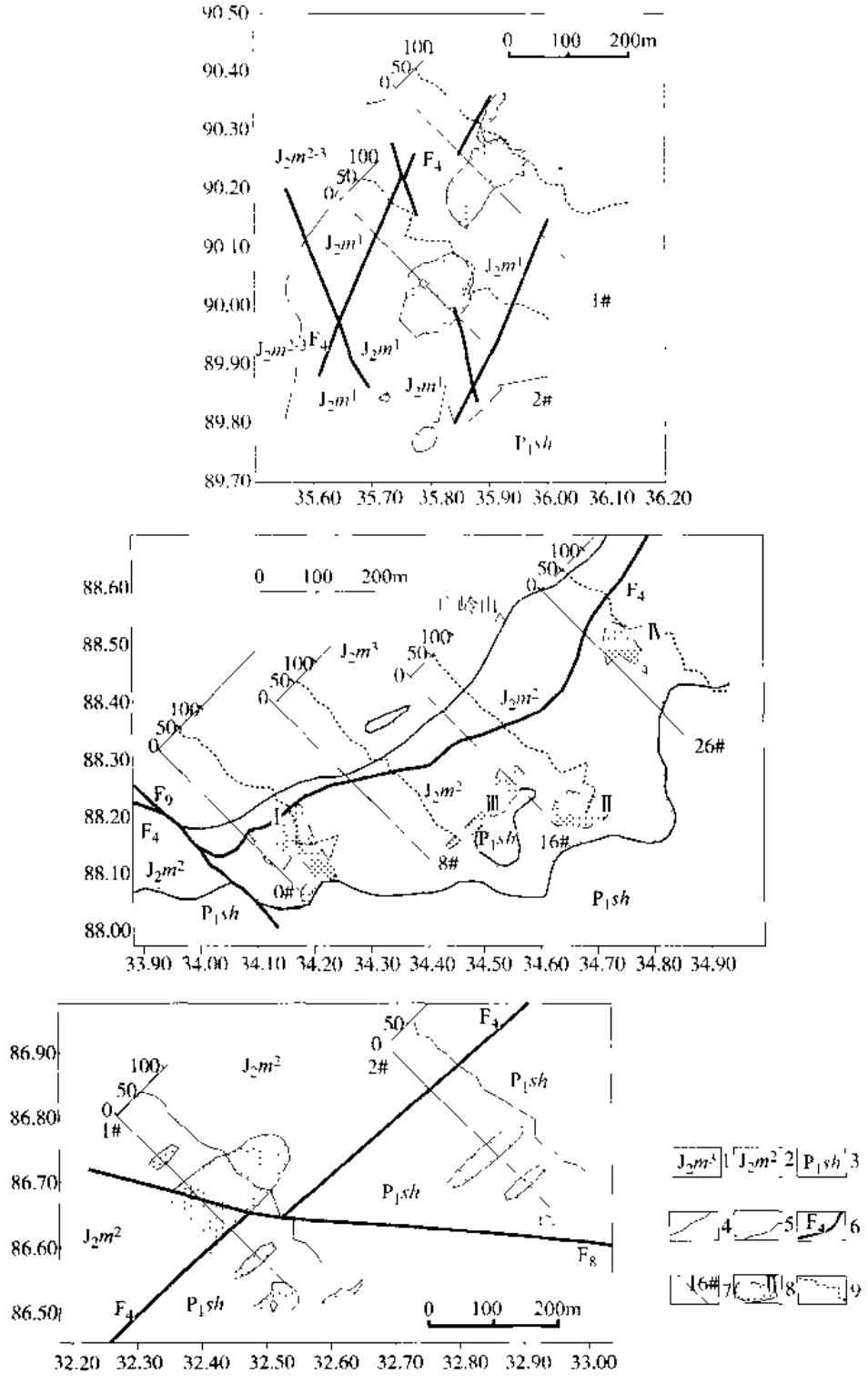


图 9-10　各地段 γ 能谱测量总强度计数平面剖面图

(上：麦窝坝；中：广岭坡；下：勘莫)

1—中侏罗统勘吸组上段；2—中侏罗统勘吸组中段；3—下二叠统沙子坡组；4—地层界线；5—地层不整合界线；6—断层；7—测线及编号；8—矿体及编号(勘莫及麦窝坝为 X 荧光圈定矿化异常区)；9—γ 能谱测量总强度计数曲线

四、成果分析

经统计分析，上芒岗地区各地段放射性测量结果的统计特征如表 9-9。

表 9-9　上芒岗地区放射性元素统计结果(cps:脉冲计数/s)

地　段	参　数	U	Th	K	总强度
全　区 (N=163)	中位数	19.5	7.5	26.7	64.6
	平均值	20.592	7.642	23.6	68.977
	方　差	5.134	1.571	8.681	16 91
	方差/平均值	0.25	0.21	0 37	0.25
广岭坡 (N-80)	中位数	18 9	7.5	25.9	62.1
	平均值	21 177	7 871	23.6	68.434
	方　差	5 118	1 377	8.927	16.956
	方差/平均值	0.24	0.17	0 38	0.25
麦窝坝 (N-43)	中位数	21 2	7.3	29.5	70.4
	平均值	21.216	7.493	23	73 044
	方　差	6.127	2.078	11.213	21.49
	方差/平均值	0.29	0.28	0.49	0.29
勐　莫 (N-41)	中位数	19.3	7.7	26.6	65.1
	平均值	18.81	7 356	23	65.759
	方　差	3.272	1.19	5.212	8.382
	方差/平均值	0.17	0.16	0.23	0.13

注：N 为样本数量。

以广岭坡矿段的两条典型地质剖面与地面 γ 能谱测量计数曲线复合如图 9-11、9-12。从图可以看出，U、Th 、K3 个测量道及 γ 射线总强度计数曲线形态基本一致，且能够较好地反映矿带或矿体位置。体现 U、Th、K 作为成矿指示元素在矿化作用中与金的矿化密切相关，相互间具有大体上的同步关系。

γ 射线总强度计数曲线对于反映矿化带十分明显，从统计参数上看(表 9-9)，以均方差与平均值作为衡量各参量变化的量度，U、Th 、K 及 γ 射线总强度以 K 变化幅度最大，Th 变化幅度最小，γ 射线总强度及 U 均有较大的变化幅度，考虑到 γ 射线总强度具有综合代表性及最大计量，因此，在分析中主要以 γ 射线总强度作为确定异常，圈定矿化异常带的重要参考依据。

据图 9-11 及图 9-12，地面 γ 能谱测量总强度计数背景值(非矿化部位)一般在 60cps 左右，60 cps 以上可视为异常表现，以 60cps 作为异常下限，圈定异常带。考虑 3 个测区总强度变化情况(表 9-9)，其均方差分别是广岭坡为 16.596、麦窝坝为 21.49、勐莫为 8.382，以 10cps 变化量度划分不同显著程度的异常，另以 70cps 和 80cps 划分出强度更大的两级异常。

3 个测区比较，γ 射线总强度的平均值基本相当，广岭坡 68.4cps、麦窝坝 73.0cps、勐莫 65.8cps，均有大量测段高于矿化异常临界值，从中位数来看，预测靶区勐莫地段(65.1cps)比广岭坡(62.1 cps)还高，即以相同的测点数比较，勐莫有更多的测点在较高的水平上，显示勐莫有良好的找矿前景，再次肯定勐莫作为找矿靶区的可行性。

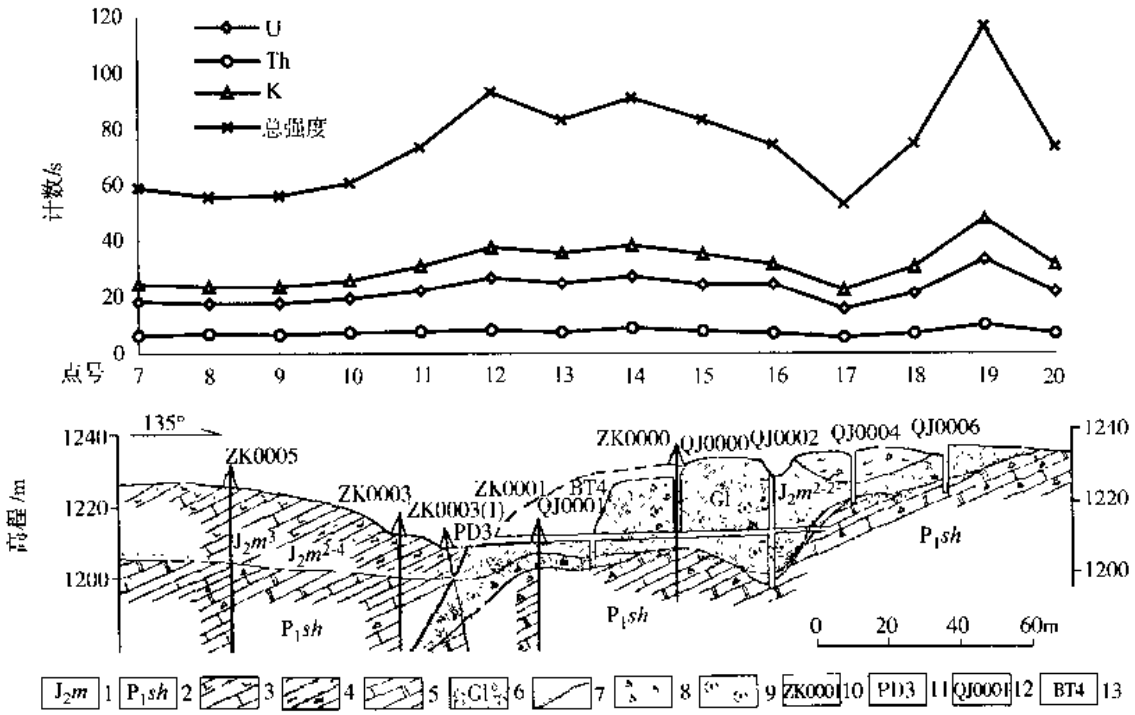


图 9-11　广岭坡矿段 0#线地质剖面 γ 能谱测量曲线

1—中侏罗统勐嘎组;2—下二叠统沙子坡组;3—灰质粉砂泥岩;4—泥质粉砂岩;5—灰质白云岩;6—矿体及编号;7—地层不整合界线;8—构造破碎带;9—硅化;10—钻孔编号;11—平剖编号;12—浅井编号;13—剥土编号

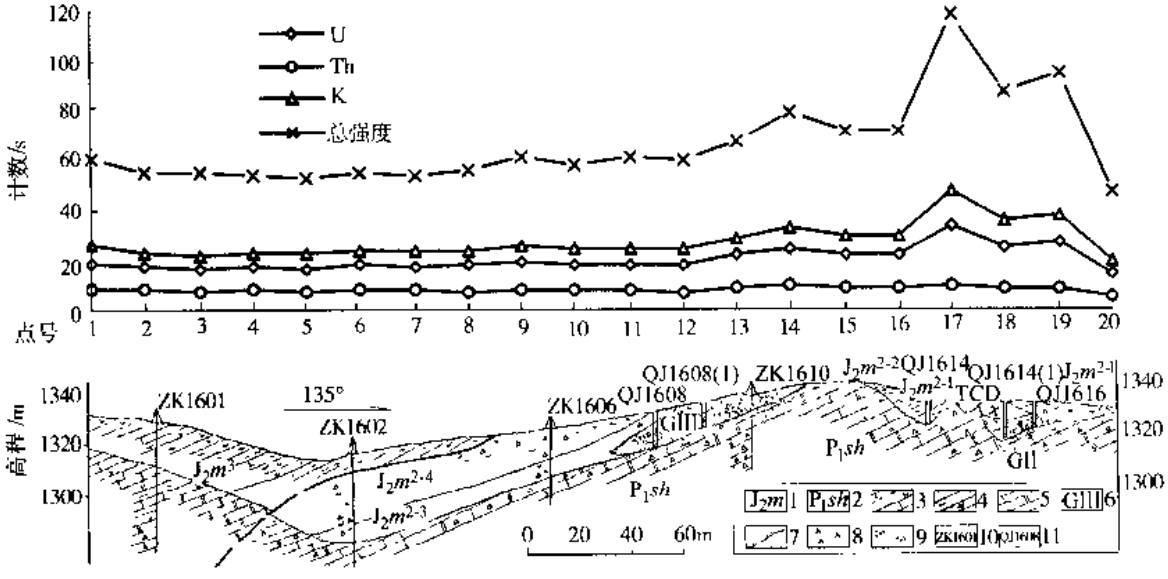


图 9-12　广岭坡矿段 16#线地质剖面 γ 能谱测量曲线

1—中侏罗统勐嘎组;2—下二叠统沙子坡组;3—灰质粉砂泥岩;4—泥质粉砂岩;5—灰质白云岩;6—矿体及编号;7—地层不整合界线;8—构造破碎带;9—硅化;10—钻孔编号;11—浅井编号

在γ射线总强度为70cps的异常水平上，勐莫地段有一个穿越两条测线的异常带，宽度超过50m。麦窝坝矿段一条异常带穿越两测线中部，超过80cps的高放射性异常带出现在图幅东南部，可能与原生矿化有关。广岭坡矿段70cps以上异常与原勘探矿体位置基本相符，但在26#测线上较原勘探红土型矿体分布范围扩大，且大部分为超过80cps的高放射性异常。

从各个测线的情况来看(图9-10)，广岭坡矿段26#东南段(10号测点起)，普遍有很高的计数值(γ射线总强度及U、Th、K计数)，γ射线总强度最低值为79.8，最高达109.7，均远远高于矿化异常临界值，与氡气测量及地电化学测量所反映的情况非常相似，指示该地段可能有良好的前景，结合X荧光测量资料(有异常表现，但异常强度不高)，可能存在深部原生矿化。广岭坡矿段1#测线11－16号测点也有很高的γ放射性测量计数，已被工程揭露有原生矿化。勐莫地段两条测线的测量结果比较，2#测线异常在东南段，1#测线γ射线大部分测点的测量值高于据广岭坡矿段所确定的矿化异常临界值，两条测线总体上表现出总强度沿测线变化较小的特点，反映勐莫比较宽缓的红土矿化，可能是在相对平缓的地形条件下长期红土化作用均化的结果。

根据上述分析，可得到以下结论：

(1)地面γ能谱测量能有效地反映矿化作用及其分布。

(2)勐莫地段有很广阔的异常分布，而且在北东、南西和东南3个方向上异常均未封闭，可以期待有很好的找矿前景；两测线中部偏东南有一高值异常带通过，在2#测线上的宽度约50m左右，在1#测线达100m以上，可以作为首选勘探靶位。

(3)广岭坡东北部的26#测线有很高的放射性异常，向北东方向未封闭，有扩大远景储量的潜在优势，包括00#测线中部向西南方向，均有可能找到有价值的原生矿体。

(4)麦窝坝矿段放射性高值异常偏向于东南，即放射性强度有自北西向东南增强的总体趋势，反映原生矿化或矿体可能在东南部。

第三节　氡气测量

一、测氡技术简介

岩矿石中铀、钍等放射系列的核数在衰变过程中会不断产生放射性气体氡(称射气)，因这些射气可以进入岩石的裂隙、溶洞、土壤孔隙以及地下水中，在衰变期内(^{222}Rn的半衰期为3.825天)，具有较强的迁移运动能力，并且，氡与放射α射线占较大比例的衰变子体能够在较短时间内达到放射性平衡(研究表明，累计^{222}Rn的子体^{218}Po、^{214}Po，历时30min和4h左右，可达到稳定值)。因此，捕集地质体中的氡气，测定氡衰变子体的α辐射，即可反映地质体中的氡气含量的相对高低并间接反映测点部位的构造、岩性、矿化蚀变(放射性元素含量)等地质信息(丘元德，1992；方方等，1996)。已有研究表明，氡的运移距离可以超过10m，甚至达到百米以上(贾文懿等，1999)。因此，氡气测量较γ能谱测量更能反映深部地质信息(放射性射线α、β、γ的射程都非常有限，有相对较大射程的γ射线在岩石中也只能穿透1m左右)，但影响因素较多，与γ能谱测量配合使用，有较好效果。

历来的测氡方法主要有射气测量(采用打孔取气)、α径迹测量、活性炭测量、^{210}Po法、α

杯(卡)法。本次采用α杯法测氡技术探测土壤中氡的相对含量。

二、仪器简介

α杯法是一种放射性累计测氡技术。将普通塑料杯埋于地下,杯壁积聚土壤中氡的放射性衰变子体,一定时间后取出,用α辐射仪测量其α射线产生的脉冲计数,根据各测点α射线相对强弱,解决有关地质问题。

α杯法探测对象是氡的衰变子体^{218}Po、^{214}Po等,测量结果反映土壤中氡的含量。

由于氡是一种气态放射性元素,能从地下深处沿裂隙通道运移到地表,所以,探测深度较大,可达数十米,适宜在浮土覆盖地区工作。

α杯法具有累计测氡的优点,干扰因素较少,本底极低,易于突出微弱的放射性变化,探测灵敏度高,操作简便。

仪器工作原理:以电离室作为α探测器,电离室内形成1000V左右的高压电场,当α射线使电离室内的空气电离时,电离电荷被中心电极收集并形成脉冲信号,经放大、甄别输出。

三、采用的野外测量工作方法

选择典型矿段广岭坡及找矿预测靶区勐莫地段进行探测。

与X荧光及地电化学测量配合,测线线距200m左右,测点点距20m左右。

测点上撅深40cm,探杯倒置于坑中,用土覆严。

埋杯在4h以上(在头天下午埋杯,次天上午测量)取出,立即放入α探测仪内测量。

每分钟计数一次,累计计数三次,以平均脉冲计数/分作图分析。

四、测量成果

按X荧光测量及γ能谱测量一致的测线和网点,对典型矿段广岭坡矿段和找矿预测区勐莫地带作了系统的土壤α杯测氡。

广岭坡矿段及勐莫地带的氡气测量计数趋势分布如图9-13、图9-14所示,图9-15、图9-16为测氡曲线与地质剖面复合图。

五、异常分析

(1)测氡计数背景值一般在25左右,勐嘎组泥质粉砂岩较沙子坡组白云岩背景值略高,35以上可视为异常表现。

(2)氡异常明显受矿化带控制,其它控制因素有红土层厚度,基岩断裂破碎情况等。

(3)断裂对土壤氡含量有一定影响,但是需结合具体情况分析,包括断裂的破碎发育程度、断裂产状以及断裂自身的矿化蚀变,破碎发育程度较差、断裂产状较缓以及断裂自身的矿化蚀变微弱的情况下,并不能显示出明显的异常,本区主干断裂F_4产状较缓,在非矿化部位显示异常较弱,如广岭坡矿段8#、16#及26#测线上所见。

(4)氡含量高值异常(计数>45)可能反映以下几种情况:厚大的红土层中有良好的矿化体存在,土壤下基岩有原生矿化,基岩强烈破碎的断裂交汇部位。在广岭坡0#剖面12号测点,工程揭露及地质分析表明,红土下含碳质泥岩及泥质粉砂岩有原生矿化。

(5)广岭坡矿段:广岭坡矿段土壤氡计数为25的趋势等值线范围包络了整个矿化范围,

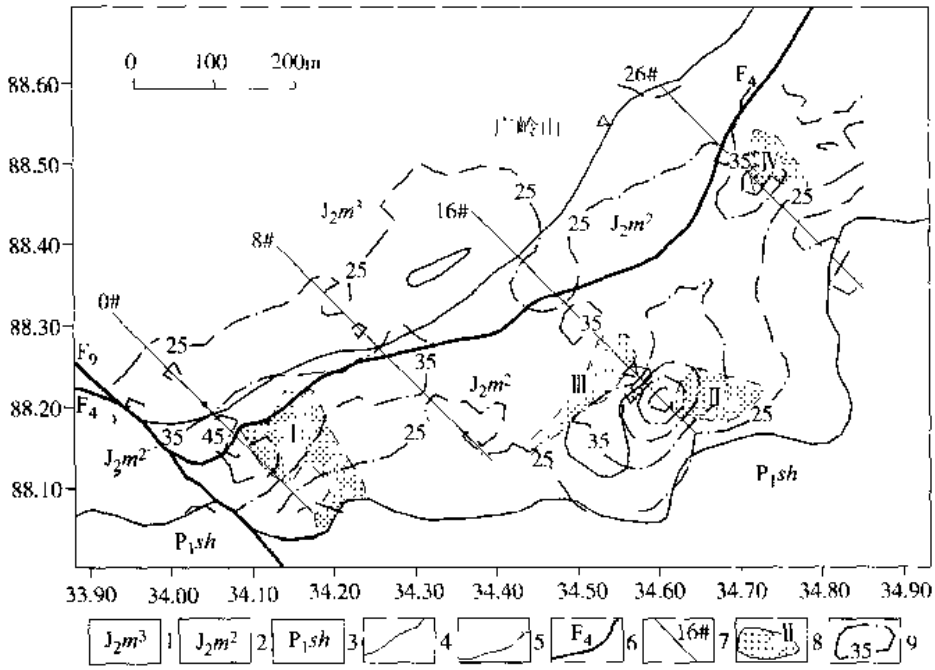


图 9-13　广岭坡矿段氡趋势分布

1—中侏罗统勐嘎组上段;2—中侏罗统勐嘎组中段;3—下二叠统沙子坡组;4—地层界线;
5—地层不整合界线;6—断层及编号;7—勘探线及编号;8—矿体及编号;9—氡等值线(脉冲计数)

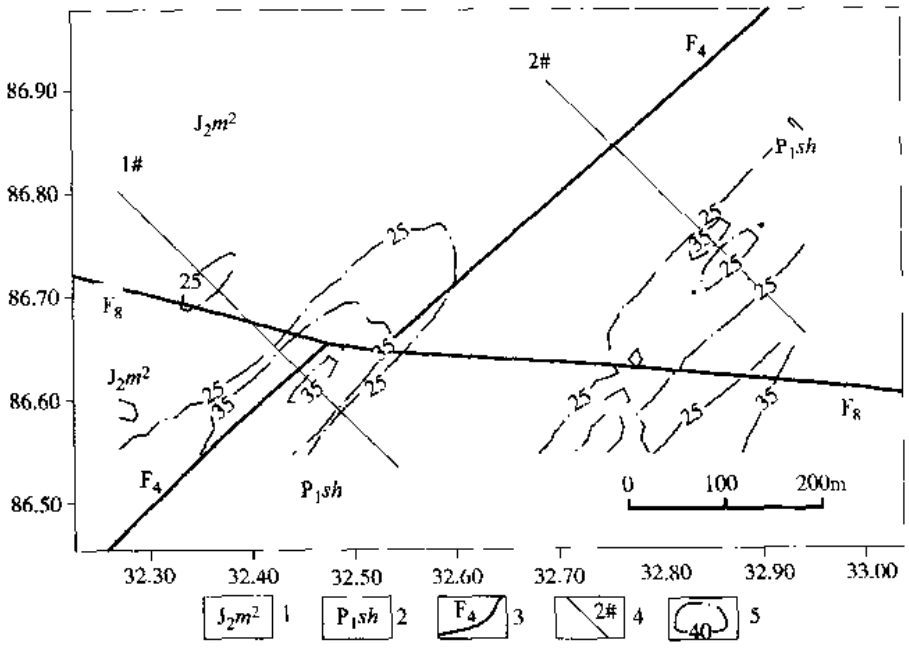


图 9-14　勐莫地段氡趋势分布

1—中侏罗统勐嘎组中段;2—下二叠统沙子坡组;3—断层及编号;
4—探测线及编号;5—氡等值线(脉冲计数)

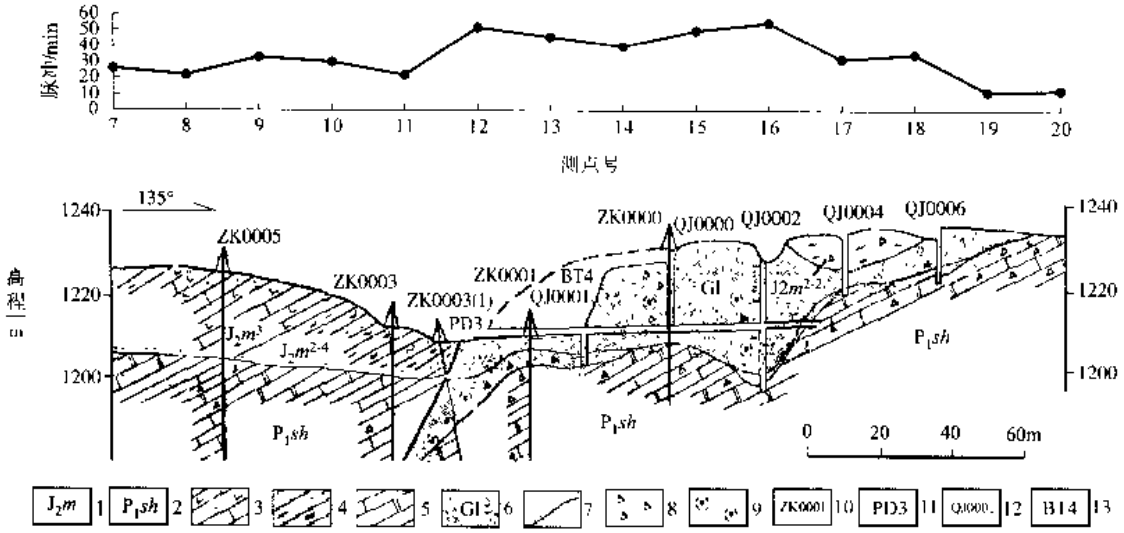


图 9-15 广岭坡矿段 0＃线地质剖面及测氡曲线

1—中侏罗统勐嘎组;2—下二叠统沙子坡组;3—灰质粉砂泥岩;4—泥质粉砂岩;5—灰质白云岩; 6—矿体及编号; 7—地层不整合界线;8—构造破碎带;9—硅化;10—钻孔编号;11—平硐编号;12—浅井编号;13—剥土编号

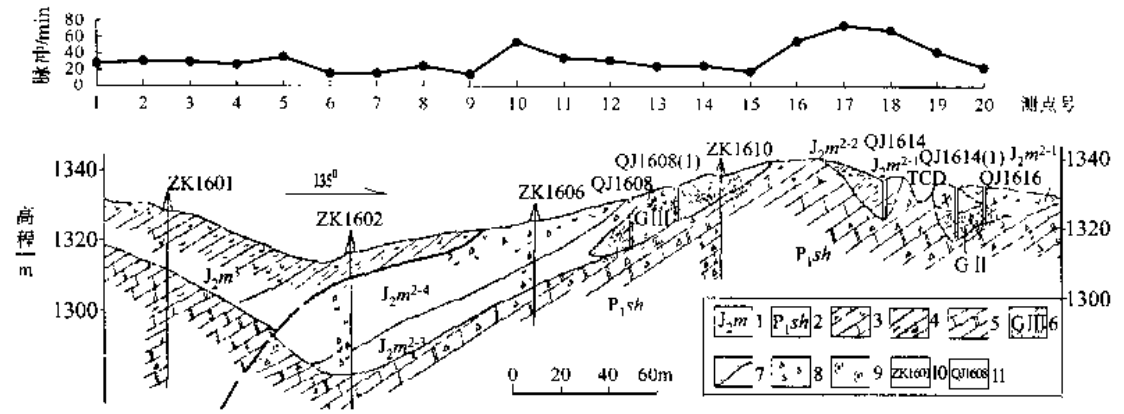


图 9-16 广岭坡矿段 16＃线地质剖面及测氡曲线

1—中侏罗统勐嘎组;2—下二叠统沙子坡组;3—灰质粉砂泥岩;4—泥质粉砂岩;5—灰质白云岩; 6—矿体及编号;7—地层不整合界线;8—构造破碎带;9—硅化;10—钻孔编号;11—浅井编号

几个主要的高值异常则与矿体相对应,说明土壤氡气测量对本类矿床的找矿具有良好的指示效果。并且,土壤氡高值异常有可能反映深部存在原生矿化,如上所述,在广岭坡 0＃剖面 12 测点,工程揭露及地质分析表明,红土下含碳质泥岩及泥质粉砂岩有原生矿化,16 号测点下部也可能有原生矿化存在。16＃线 16～19 号点连续的高值异常反映较好的红土型矿化异常(Ⅱ号矿体),下部是否有原生矿化,有待于进一步查证。26＃线 9 号测点的高值异常的原因还不清楚,虽然矿床勘查圈定有一个Ⅳ号矿体,但表层揭露认为矿化较弱,结合地电化学勘查结果,可能该区深部有良好的隐伏矿体,值得注意。区域控矿断裂 F_4 在土壤氡测量计数上有一定表现,但在测定的 4 条剖面上,8＃、16＃、26＃三条剖面上断裂异常均不

高，仅0#线剖面上呈现高异常值(与强矿化叠合)。一方面反映非矿化断裂导致的氡异常有限，在另一方面反映出控矿断裂F_4一般自身矿化较弱，可能为导矿构造，实际的原生容矿构造为旁测的次级断裂，Ⅰ号矿体1#线16号点附近及Ⅲ号矿体(16#线18点)一带深部剥露有构造断裂存在的迹象。断裂的交汇部位可能是成矿有利的场所，Ⅰ号矿体处于F_4与F_9的交汇部位附近，而且在良好的红土型矿体之下已发现有原生矿化，对应于土壤氡气高值异常。

在Ⅲ号矿体上的地表土壤氡计数较低，反映矿化相对较差。

(6)勘莫地段：找矿预测区勘莫地段土壤氡气平均值略低于广岭坡矿段，趋势等值线25脉冲/min的包络范围与X荧光探测的元素地球化学异常范围基本一致。总体上表现出两个土壤氡气异常带，沿构造线方向，一条通过2#测线东南部(13～16号测点)，一条通过1#测线中部F_4与F_8交汇部位附近。在1#测线的13、14、16号测点，2#测线的13、16、20号测点出现高值异常。2#测线的高值异常位置与X荧光As高异常吻合，下面有矿体或矿化存在的可能性极大；1#测线的高值异常与X荧光As高异常点异位，但与X荧光Cu异常一致，究竟是断裂破碎带的影响还是与矿化作用有关，尚难定论，有待工程验证，初步分析认为，有发现原生矿化的可能。1#测线的5～10号测点有土壤氡弱异常，对应有X荧光As的高异常，也需要注意，该段地形为低洼湿地，氡测定值可能偏低。

第四节　地电化学勘查

地电化学勘查技术方法是近30年来国际上隐伏矿床找矿勘查新技术、新方法的重大进展。俄罗斯地矿部地球物理勘查局1988年2月8日发布的《矿床勘查地电化学方法应用经验》文件中声称："在60年代末由于不断完善电法勘探和地球化学勘探而发展起来的地电化学勘探方法能够进行大深度的矿床的成矿物质组成的直接定量评价。"

俄罗斯应用地电化学勘查在金属、有色金属、贵金属矿床和石油天然气矿床普查找矿方面取得了显著的效果(Ю.С.勒斯，1980；О.Ф.普吉科夫，1998)。

我国80年代初开始介绍俄罗斯地电化学勘查的部分提取法，80年代中期以后开始在隐伏矿床找矿实践中应用部分提取法，并获得显著的找矿效果(谭克仁，2000)。

我国近几年在隐伏矿床成矿规律及地电化学找矿勘查技术方法研究包括吸附提取法、吸附恒电压提取法及相应的电极制作技术等研究和应用方面取得重要进展，谭克仁研究员研制的地电化勘查技术方法及配套的电极制作技术优于俄罗斯的部分提取法和扩散提取法，并在找矿勘查应用上效果良好，利用地电化学找矿勘查技术方法先后在湖南新邵龙山金锑矿区、山东五莲县七宝山金矿区、黑龙江大安河金矿等地区应用，均取得良好的找矿效果，如湖南新邵龙山金锑矿区识字界—鲤龙界地段2号地电化学异常经3个中段的坑道验证，发现100多m长、厚4m、金品位6g/t的矿体，异常长700多m，矿体尚未完全控制，地电化学提取方法的应用取得找矿上的突破(谭克仁，2000)。

本次在上芒岗地区采用谭克仁研究员研制的吸附恒电压提取勘查技术也发现清楚的地电化学金异常。

一、地电化学勘查原理

吸附恒电压提取和吸附提取法以捕获地电化学异常为目标，地电化学异常的特点和形

成机制是地电化学勘查和解释的基础。在应用地电化学勘探新技术、新方法的找矿勘探实践中，谭克仁(2000)总结出地电化学晕具有如下特点：

(1) 地电化学晕与隐伏矿床在地表的垂直投影是吻合的；

(2) 地电化学指示元素与隐伏矿体的成矿物质元素是一致的。

(3) 矿体上方地表，地电化学晕中指示元素的浓度是极微量的，例如在金矿上方地表的金离子浓度只有 $n\times10^{-11}$ 到 $n\times10^{-13}$，铜矿上方地表铜离子浓度有时只有零点几到几个 10^{-6}。地电化学晕中这样低的离子浓度用常规化探方法是无法观测到的，必须用相应的技术和方法进行收集、富集和分析，才能发现这种微量的地电化学晕。

(4) 矿体上方组成地电化学晕的指示元素的赋存状态是多种多样的。其基本形态是水溶性离子，而且以元素高价离子居多，此外还有金属有机化合物，含金属的铁锰氧化物，含金属的腐殖质酸盐等。由于指示元素赋存状态不同，就需要采用不同的技术方法富集、接收，获得不同的地电化学异常。例如，用部分提取法、扩散提取法、吸附提取法、气体地电化学提取法提取离子晕异常，用热磁法提取铁锰化物中重金属元素异常，用元素存在状态法提取土壤腐殖质层中腐殖质酸盐中的金属元素与碳元素及含量比值异常等。

(5) 产出很深的矿体与近地表地电化学晕存在对应的成因联系，而且是离子晕与隐伏矿体之间始终存在动态平衡关系，就是说，离子晕中的离子不断扩散、迁移、沉淀、还原而消耗，在另一方面又不断地得到深部隐伏矿体离子的补充，使之保持动态平衡状态，如果深部离子源(矿体)消失或离子迁移的通道被切断，地表的地电化学晕也就随之消失。

(6) 从离子源(矿体)来的离子迁移的距离可以很大，用地电化学勘探方法和技术可以发现许多产出很深的矿体。运用地气原理找矿的勘探实践表明，可发现 500m 以下基岩中的金属、贵金属矿床和 1400m 以下基岩中的油气藏(童纯菡，1996)。

地电化学晕，其中包括离子晕的形成机制，有许多学者提出了一些新的观点和认识。

Ю.С.勒斯(1980)和 О.Ф.普吉科夫(1998)提出，在隐伏矿床上部存在天然道，在矿体中的含矿活泼物质就是沿该通道迁移的。含矿物质沿垂直天然通道进行远距离迁移的现象叫射流。在自然界中，矿体上方普遍存在射流分散晕。射流形成的主要控制因素是沿垂直方向上的温度梯度和压力梯度。实践观测表明，沿垂直方向延伸很大的射流分散晕仅见于地热梯度大的局部地区。地压力垂直方向上的变化梯度直接影响充填于岩石、矿石和构造破碎带中的地下水里气体的运动，地下水中的气体呈无数个小气泡，含矿物质可以直接转移到气泡里，也可以被吸附在气泡的表面上，含矿物质和气泡一起形成射流和射流分散晕。

在隐伏矿床上面，离地面 5～100cm 高的空气中，存在气体地电化学元素晕。有人提出，气体地电化学元素晕的指示元素是呈气溶胶状态存在。C.B 格里戈良用一种特殊的具双层半透膜离子接收器也能捕获气体地电化学晕，从而否定了气体地电化学晕中指示元素呈气溶胶状态存在的观点，认为金属元素气体离子晕在自然界是存在的，在气体地电化学离子测量中，离子接收器捕获的指示元素呈离子状态存在于近地面的空气中。

根据上述地电化学晕的特点及形成机制以及地电化学勘查实践可以得出以下几点成因机制的认识：

(1) 在地球内部，尤其在地壳里存在法线方向上的微电场。

(2) 在地壳法线方向上微电场的长期作用下，金属矿体表面存在一层电离层，金属阳离子向金属矿体上部电离层聚集，矿化剂阴离子向矿体下部电离层聚集。

(3) 在矿体上部电离层中的金属阳离子在法线方向微电场力的作用下不断向地表及靠近地表的空气中进行远距离迁移;而且迁移服从电学定律的支配。

(4) 地壳表层氧化层和土壤层是物理化学介面层,来自矿体的金属离子可以与氧化带层及土壤层中各种活性物质结合,形成各种准稳定状态物质聚集在氧化层中,例如含指示元素的铁、锰氧化物、腐殖质酸盐、富里酸盐、金属有机化合物和无机络合物等,可以用热磁法、元素存在状态法、生物地球化学法来捕获指示隐伏矿床存在的找矿信息。而且,在土壤层及其靠近地面 5～100cm 的空气中,矿体上方还存在离子射流分散晕,可以用部分提取法、吸附提取法、扩散提取法、气体地电化学离子测址法观测到它的存在。

(5) 这些指示元素离子,在法线方向电场力作用下,可以在液相和气-液混合相介质中迁移,但是在纯气相介质中迁移很困难。因此,在矿体上部存在大范围空洞时,离子难以通过,上部的离子晕就消失。在矿体上部离开地面的空气中,离子逸出地面的高度也是很有限的。

(6) 在矿体上方存在相应的金属离子射流分散晕。金属离子射流分散晕的分布范围与矿体向地表垂直投影范围一致。在金属离子射流分散晕分布范围内,都可以用部分提取法、吸附提取法、扩散提取法、气体地电化学离子测址法观测它的存在。

本次采用的隐伏矿体吸附恒电压提取勘查技术和方法参见中国国家知识产权局 001145347 号专利报告书。

二、电化学勘查施工

本项地电化学勘测查采用吸附恒电压提取勘查方法。

项目研究共施工 3 个矿段、8 条地电化学勘查剖面,总长 3100m,测点数 163 个,其中勐莫矿段 01 号地电化学剖面 MM-01-01 点和 MM-01-04 点及麦窝坝矿段 01 号地电化学剖面 MWB-01-16 因村民干扰,致使在施工现场提取电极丢失,其余 160 个测点施工正常,所获资料满足地电化学勘查要求,现将地电化学勘查野外作业简述如下:

麦窝坝矿段:共施工两条剖面,北侧为 01 号剖面,南侧为 02 号剖面。01 号剖面长度 420m,测点数 22 个,测点编号从 MWB-01-01 到 MWB-01-22,其中 MWB-01-16 样品因电极受破坏丢失。02 号剖面长 400m,测点间距 21 个,测点编号 MWB-02-01 到 MWB-02-21。

广岭坡矿段:共施工 4 条剖面,从北往南分别为 26、16、08、00 号地电化学勘查剖面(与广岭坡矿段地质勘探剖面编号一致)。其中 26 号剖面 360m,测点间距 20m,测点数 19 个,测点编号 GLP-26-01 到 GLP-26-19。16 号剖面长 380m,测点间距 20m,测点数 20 个,测点编号 GLP-16-01 到 GLP-16-20。08 号剖面长 380m,测点数 20 个,测点间距 20m,测点编号 GLP-08-01 到 GLP-08-20。00 号剖面长 380m,测点 20 个,测点间距 20m,测点编号 GLP-00-01 到 GLP-00-20。

勐莫矿段施工两条剖面。北面为 02 号剖面,南面为 01 号剖面,02 号剖面长 380m,测点数 20 个,测点间距 20m,测点编号 MM-2-01 到 MM-2-20。01 号剖面长 400m,测点数 21 个,测点间距 20 m,测点编号从 MM-01-01 到 MM-01-21,其中 MM-01-01 和 MM-01-04 号样品丢失。

三、地电化学勘查结果及解释

上芒岗金矿广岭坡矿段、麦窝坝矿段及勐莫矿段地电化学勘查测试分析结果见表 9-10、表 9-11 和表 9-12，地电化学勘查平面剖面图如图 9-17。

表 9-10　广岭坡段地电化学勘查试分析结果[单位：Au (m)/ng]

剖面号	GLP-00 剖面																	
测点号	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	16	17	18
分析结果	1830	79	27	153	133	95	62	45	21	103	126	24	355	70	93	76	45	77
剖面号	GLP-08 剖面																	
测点号	19	20	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	16	17	18
分析结果	64	2330	39	41	21	36	31	19	23	68	22	435	4980	81	70	31	20	51	74	122
剖面号	GLP-16 剖面																			
测点号	19	20	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
分析结果	276	79	70	131	43	35	85	47	34	71	72	207	83	73	94	155	24	36	20	20	73
剖面号	GLP 24 剖面																			
测点号	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	
分析结果	82	41	48	43	99	686	176	140	117	287	274	1224	1284	1616	226	218	416	104	38	

表 9-11　麦窝坝矿段地电化学勘查测试分析结果[单位：Au(m)/ng]

剖面号	MWB-01 剖面																			
测点号	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
分析结果	<20	<20	<20	<20	21	<20	<20	<20	<20	47	3992	181	20	23	21	缺	114	<20	<20	<20
剖面号	MWB-02 剖面																					
测点号	21	22	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
分析结果	20	20	<20	<20	<20	20	20	<20	21	<20	<20	21	152	171	130	253	20	20	70	<20	20	27	20

表 9-12　勐莫矿段地电化学勘查测试分析结果[单位：Au(m)/ng]

剖面号	MM-02 剖面																			
测点号	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
分析结果	142	140	66	106	51	42	74	70	51	119	96	41	141	281	49	110	76	56	79	51
剖面号	MM-01 剖面																			
测点号	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
分析结果	缺	20	33	缺	33	31	42	37	41	36	49	75	64	26	25	24	20	20	<20	20	22

上述 3 个矿段取 100Au(m)/ng 以下的样品分析数据进行统计。广岭坡矿段样品总数为 79 件，100 Au(m)/ng 以下样品平均值为 53.44 Au(m)/ng，标准离差为 24.32；100 Au(m)/ng 以上者 27 件，占总数的 34%，平均值为 1506 .52 Au(m)/ng，100 Au(m)/ng 含量以上的样品均值是 100 Au(m)/ng 含量以下的样品均值的 28.19 倍。麦窝坝矿段样品总数 42 件，100 Au(m)/ng 含量以下的样品 35 件，占总样品的 83.3%，含量均值为 21.17 Au(m)/ng，标准离差为 9.45 Au(m)/ng；含量为 100 Au(m)/ng 以上者 7 件，占样品总数的 16.7%，含量的平均值为 693.29 Au(m)/ng。100 Au(m)/ng 含量以上的样品均值是 100 Au(m)/ng 含量以下样品均值的 32.75 倍。勐莫矿段样品总数 39 件，100 Au(m)/ng 含量以下的样品

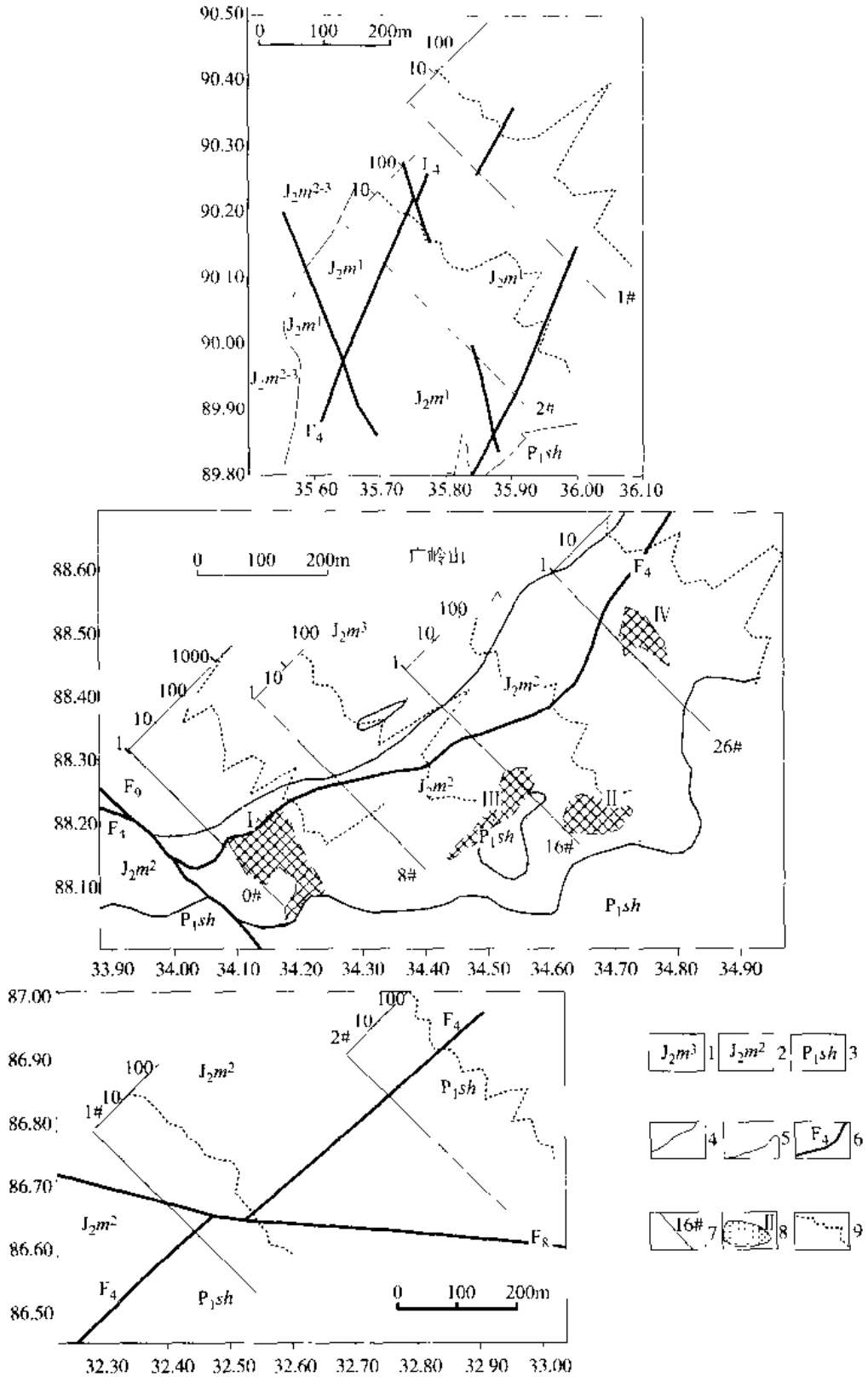


图 9-17 地电化学勘查结果各地段平面剖面图

(上:麦黄坝;中:广岭坡;下:勐宽)

1—中侏罗统勐嘎组上段;2—中侏罗统勐嘎组中段;3—下二叠统沙子坡组;4—地层界线;5—地层小整合界线;6—断层;7—测线及编号;8—矿体及编号(广岭坡矿段);9—地电化学提取浓度曲线

32 件，占样品总数的 82%，含量均值为 45 Au(m)/ng，标准离差为 20.26；100 Au(m)/ng 含量以上的样品 7 件，总数的 18%，含量的平均值为 14829 Au(m)/ng；100 Au(m)/ng 含量以上样品的均值是 100 Au(m)/ng 含量以旧样品均值的 3.3 倍。

由上述初步统计分析表明，广岭坡矿段样品含量峰值高，最高达 12840 Au(m)/ng，100 Au(m)/ng 含量以下的样品的分析平均值也高，为 53.44 Au(m)/ng，100 Au(m)/ng 含量以上的样品分析平均值也高，达 1506.52 Au(m)/ng，100 Au(m)/ng 含量以上样品平均值与 100 Au(m)/ng 含量以下样品平均值的比值也高，达 28.19，这 4 个高点反映了本区矿化普遍、强烈，找矿潜力大。麦窝坝矿段样品含量峰值较高，最高达 3992 Au(m)/ng，而且 100 Au(m)/ng 以下的样品均值低，为 21.27 Au(m)/ng，100 Au(m)/ng 含量以上的样品平均值较高达 693.29 Au(m)/ng。本矿段最大特点是不但 100 Au(m)/ng 含量以上样品与 100 Au(m)/ng 含量以下样品的均值的比值大，达 32.75，且它们各自分布集中，界线清楚，这说明，本矿段矿化强烈，而且矿化集中，矿体与围岩界线分明，勐莫是本次研究确定的找矿靶区，本矿段样品峰值较高，为 281 Au(m)/ng，100 Au(m)/ng 含量以上的样品均值偏低，只有 148.29 Au(m)/ng，而且 100 Au(m)/ng 含量以上样品均值与 100 Au(m)/ng 含量以下样品均值的比例也偏低，只有 3.3 倍，这反映本矿段具有矿化现象，可能位于矿床的边部。

取麦窝坝矿段 100 Au(m)/ng 含量以下样品的均值为上芒岗金矿区地电化学勘查的背景值，即为 21.17 Au(m)/ng，根据公式：

$$C_a = C_0 + t \times \delta$$

取可靠性系数 $t = 3$，则上芒岗金矿床地电化学勘查异常下限值为

$$C_a = 21.17 + 3 \times 9.45$$
$$= 49.52$$
$$\approx 50 \text{Au(m)/ng}$$

取可靠性系数 $t = 7$，作为圈定强矿化异常体的边际值 C_q，则：

$$C_q = 21.17 + 9.45 \times 7$$
$$= 87.32$$
$$\approx 90 \text{Au(m)/ng}$$

广岭坡矿段异常测点数为 50 个，占总测点数的 63.33%，异常衬度为 40.09，异常强度为 848.7 Au(m)/ng，最大异常值为 12840 Au(m)/ng，最大衬度为 606.52。麦窝坝矿段异常强度为 632.88 Au(m)/ng，异常衬度为 29.90，最大异常值为 3992 Au(m)/ng，最大衬度值为 18857。勐莫地段异常测点数 19 个，占总测点数的 48.72%。异常强度为 97.26Au(m)/ng，异常衬度 4.59，最大异常值为 281 Au(m)/ng，最大异常衬度为 13.27。

从广岭坡矿段地电化学勘查成果可知，GLP-00＃、GLP-08＃、GLP-16＃、GLP-24＃4 条地电化学勘查剖面圈定的地电化学异常为一个北东向延伸的大异常，异常异常延续性好，异常强度大、衬度高，异常边界清楚，其中 GLP-00＃、GLP-08＃、GLP-16＃3 条地电化学勘剖面圈定的异常与工程验证的矿体边界一致，据强矿化异常进一步划分出两个主要的强矿化异常体，特别有意义的是，GL-26 地电化学勘查剖面圈定出宽度超过 300m 的连续地电化学异常，而且异常强度较南部 3 条剖面的异常强度高，最高达 12840 和 12240 Au(m)/ng，这反映本异常北部找矿潜力大，在 GLP-26＃线剖面所圈定的异常为含矿异常，广岭坡矿段主矿体可能位于 GLP-26＃线剖面及其以北地段。在南部 GLP-00＃线剖面西部发现新的异常，异

常在剖面上的长度达 120m，且剖面西北端尚未圈闭，异常南西也未封闭，该异常往南西也有较大的延伸，找矿潜力较大。

麦窝坝矿段异常强度大，异常衬度高，异常边界清楚，MWB-01＃线剖面异常宽 80m，MWB-02＃线剖面异常亦为 80m，该两面条地电化学剖面圈定的异常为统一的异常，异常强度大、衬度高、连续性好，异常边界清楚，为含矿异常，已为工程所验证。

勐莫矿段，MM-02 号剖面几乎全线都在地电化学异常下限值以上，构成一个宽大的地电化学异常带，此异常在 MM-01 号剖面的 12、13 号测点也有反映，异常长 500 余 m，按样品含量 90Au(m)/ng 则圈定出两个强矿化异常体，分别位于 2＃东南部和西北端，其中，1 号强矿化异常体异常宽度约 100m，其异常与 X 荧光、γ 能谱测量及氡气测量异常吻合，该矿化异常体北东端尚未圈闭，是一个较优的预测勘探靶位。

四、结论

(1) 麦窝坝矿段、广岭坡矿段吸附恒电压提取法勘查结果表明，本技术方法对于埋藏在侏罗系红砂岩之下二叠系沙子坡组泥砂质灰岩-白云岩中的金矿床的找矿勘查是有效的。

(2)广岭坡矿段 GLP-26 剖面发现长 280m、最高达 1284 和 12240 Au(m)/ng 的异常，与已知含矿段异常类比，本剖面发现的异常为矿异常，该剖面以及北东部，1411.5 高地可能为主矿体产出位置，是重要的金矿勘探靶区；广岭坡矿 GLP-00 剖面南东异常尚未圈闭，也是重要找矿勘查靶区，该剖面西端发现 140m 长的异常，也为一个找矿有望的异常。

(3) 麦窝坝矿段获得地电化学异常强度大、衬度高、连续好，边界清楚，为含矿异常，与工程验证的矿体吻合，异常两端尚未封闭，找矿潜力较大。

(4) 勐莫矿段已圈定一个地电化学异常，在 MM-02 剖面上，异常宽 200 m，呈北东方向延深，本异常强度较小、衬度较低，但北东端没有圈闭，有较好的找矿远景。

(5)本次进行的地电化学勘查所获的地电化学异常是地下地质体的(包括矿体)综合作用的结果，因此，本法对地下矿体含矿层数尚无法判读。可进一步对已知地电化学异常进行地电化学时量曲线测量研究。

第五节　多种地球化学勘查方法应用效果评价

从以上对各种方法的介绍，表明所采用的 4 种地球化学勘查手段均对本区红色黏土型金矿找矿有良好的指示作用，异常明确，界限清晰，而且还能够根据高低异常的相对分布和总体表现推论原生矿化的可能位置及找矿前景，特别是地电化学勘查技术能够在一定程度上反映深部原生矿化情况，其它几种勘查方法也各有所长，X 荧光能直接测定矿化相关元素或成矿元素在地质体中的含量，查明其分布，快速圈定矿化或矿体。γ 能谱能快速有效地识别含量极微(几个或几十个 10^{-6}级)的放射性元素异常，反映矿化作用中一个重要的侧面，U、Th、K 等放射性元素通常是成矿作用中极活跃的特征元素，对识别矿化非常敏感。氡气测量则能够反映深部构造或指示隐伏原生矿化、矿体的可能产出部位。更为重要的是，各种方法并用，能够相互补充、相互验证，避免由单一方法可能出现的偶然因素导致的误解、造成工程部署上的失误和浪费。

将 3 个测区各种勘查方法成果，按照地质分析及统计计算得出的统一的对比标准，选择

图例说明

1—中侏罗统勐嘎组上段

2—中侏罗统勐嘎组中段

3 中侏罗统勐嘎组下段

4—下二叠统沙子坡组

5—地层界线

6 断层及编号

7—探测线及编号

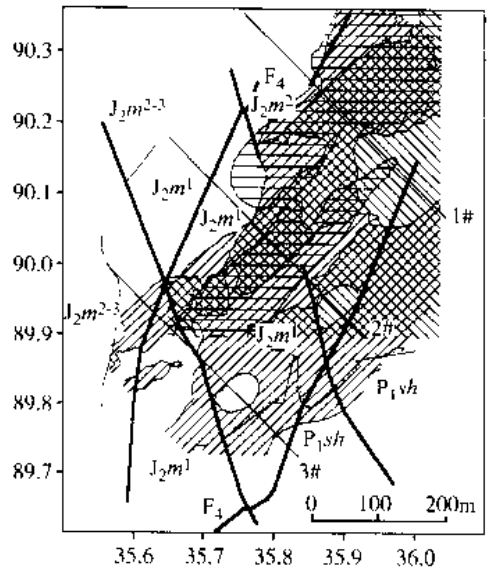
8 探明矿体及编号

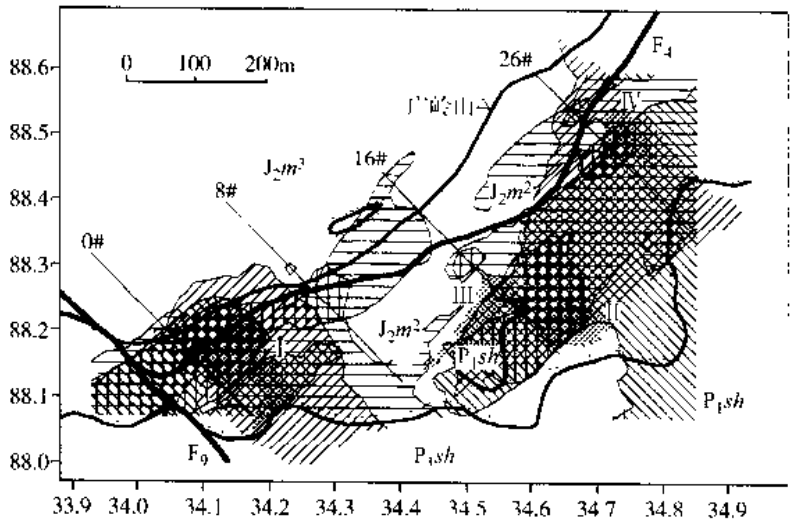
9 X 荧光多元素累加强度一级以上异常分布区

10 γ 总强度大于70cps 分布区

11—地电化学提取值大于90A/m(m)/ng 分布范围

12 氡气测量计数值大于35 的异常范围





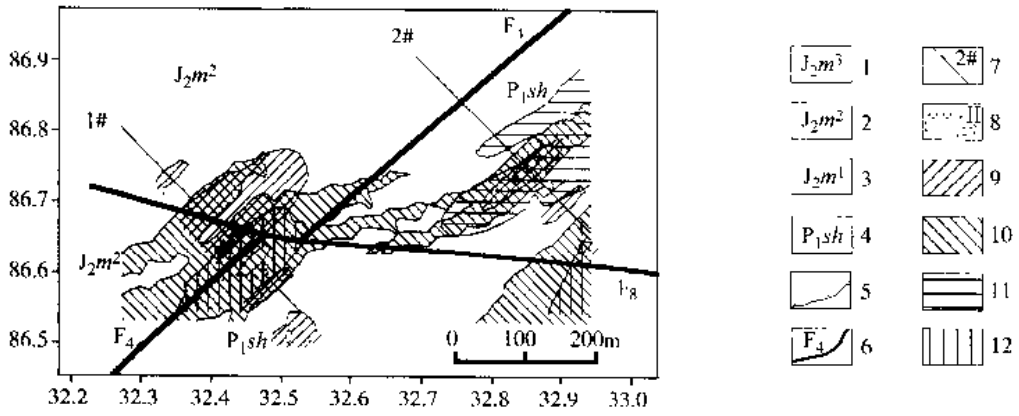


图 9-18 X 荧光、γ 能谱、地电化学、氡气测量多方法地球化学勘查异常叠加图

(上:麦窝坝;中:广岭坡;下:勐莫)

相对可靠的异常水平(X 荧光累加异常强度 一级以上，γ能谱总强度计数＞70cps，地电化学计量＞90Au(m)/ng，氡气计数 35 脉冲/min 以上)，将各种类型的异常叠加，如图 9-18 所示，各类异常所圈定的范围基本一致，表明各测区的几个主要异常带为矿化带的可靠性比较大。综合分析，还可以得出以下几条明确的结论：

γ能谱测量及地电化学等均有异常向南东增强的趋势，可能指示原生矿化部位在各测区东南部。

广岭坡矿段 26＃测线中部有很高的地电化学异常，氡测量值也较高，找原生矿的前景较好，进一步找原生矿的有利地段还包括 16＃测线东南端、0＃测线中部一带。

麦窝坝矿段各类异常范围比较稳定集中，异常衬度高、强度大，沿东南部北东向断裂一线找原生矿的前景也很好。

勐莫高值异常不明显，但临界异常及中等强度异常表现很好，如γ能谱测量总强度中位数甚至高于广岭坡矿段。各类异常叠加良好，异常范围广阔，2＃测线东南部与 1＝测线中部异常可构成一个宽大的异常带，宽度 100m 左右，有十分良好的找矿前景，据初步工程验证，证实下部红土层有工业矿体存在。1＃测线中部两组断裂交汇部位也有可能找到原生矿体。

结 束 语

本书涉及的主要内容是滇黔地区主要类型金矿的地质地球化学及成矿机制研究，其中金矿类型的划分原则是关键问题。因金矿类型的划分原则各家不统一，有的强调工业利用，从工业利用的角度来划分工业类型(如原苏联)；有的强调矿床的成因和成矿背景及条件，将金矿床划分成若干成因类型，因人们对矿床成因的看法是发展的、不断改变的，即使同一矿床，不同专家有不同成因的观点，同一专家对同一矿床在不同时期也有前后不同的看法，因此，按成因分类也并非易事，本书主要采用涂光炽院士的简便易行的分类方案。

涂光炽(1990，1994)院士的分类方案是以含矿岩系为依据，但还兼顾了工业利用及矿床成因、形成条件等。这样的分类简便易行，经过野外和少量室内分析测试即可大致明确类型。根据这一分类原则，他将我国的原生独立岩金矿床分为如下五大类型：①绿岩带型金矿；②变质碎屑岩型金矿；③沉积岩型或卡林型或细碎屑岩-碳酸盐岩-硅质岩型金矿床；④火山岩型金矿床(可再分为两个亚类型)：a.陆相火山岩型金矿床；b.海相火山岩型金矿床；⑤侵入岩内及内外接触带型金矿床。

上述五种类型在滇黔地区几乎全部涉及到了，只是有主次之分。在该区域大量产出的金矿是变质碎屑岩型和卡林型，其他类型少见。如绿岩带型金矿只在高黎贡山元古宇的变质带中见到了金矿化，至今未找到一定规模的矿床。据说在缅甸境内的这一变质带发现了较大规模的金矿床，因此，在此带上仍有找矿前景；在滇黔地区未找到陆相火山岩型金矿，而海相火山岩型有所发现，如思茅盆地西部边缘的大平掌铜金矿床；需强调指出的是本书专写了富碱斑岩型金矿一章，富碱斑岩型金矿在涂光炽院士的划分中没有这一类型，该类型可归为侵入岩内外接触带型，若是次火山岩又可划归火山岩型。因滇西地区富碱斑岩型或与富碱斑岩有关的金矿很发育，为强调起见专门作为一种类型来描述；还需要强调的是，本书对红色黏土型金矿用了很大篇幅进行介绍，因涂光炽院士划分的类型是指原生的岩金矿床，不包括次生的风化壳型金矿。而红色黏土型金矿在滇黔地区又广泛存在，而且多形成了一定规模，还是目前开发的主要对象。本书作者近几年来对该类型金矿找矿做了大量成矿地质背景、地貌及气候条件、矿物学、地球化学等方面的研究工作，总结了红色黏土型金矿的类型划分、成矿时间、成矿机制、成矿规律和找矿标志，建立成矿模式等等。这些理论和基础资料对在我国南方寻找该类型金矿及其开发利用有重要的参考价值，因此，本书作为主要内容之一进行了重点叙述。

本书所描写的几种类型金矿大多是近几年来作者研究过的矿床，但对哀牢山南部的侵入岩内及内外接触带型的金矿床、现代热泉型金矿和砂金矿，作者对它们研究得很少，便于系统起见，书中作了一些初步介绍。

滇黔地区的金矿类型多，分布广泛，在不同的构造单元和不同的地质背景条件下均有产出。总结这一地区金矿的分布情况，按地理位置大致可划分为如下6个主要成矿区带(高振敏，1998)：

(1)哀牢山成矿带。该带主要有两种金矿类型:①变质碎屑岩型金矿,主要分布在墨江以北地区,典型矿床有墨江-元江金厂金矿、镇源的老王寨金矿,此外,在新平县内还有若干金矿点;②侵入岩内及内外接触带型金矿,金矿的产出与中性及中酸性侵入岩有关,多出现在哀牢山南部,主要分布在元阳和金平等县内。

(2)大理-丽江-宁蒗成矿区。金矿主要在中甸微板块内沿金沙江断裂和红河断裂的北端分布。这一成矿区内主要产出两种主要类型的金矿:①富碱斑岩型或与富碱斑岩有关的金矿,以北衙金矿和祥云县的金厂箐金矿床为典型代表;②卡林型金矿,目前发现的有丽江玉湖金矿和宁蒗县红旗乡白牛厂金矿。该类金矿在此区主要产于峨眉山玄武岩与下二叠统碳酸盐岩接触部位,严格受次一级的断裂控制,此区该种类型金矿研究程度较低。

(3)保山-腾冲-潞西-瑞丽金矿带。金矿主要沿怒江和龙陵-瑞丽断裂带分布。这一区域的金矿目前主要发现了三大类型:①卡林型金矿,以潞西上芒岗金矿为代表;②热泉型金矿,以腾冲县的松木箐金矿为代表;③红色黏土型金矿,以潞西上芒岗金矿为代表。此外,在高黎贡山变质地体内,靠近怒江断裂和龙陵-瑞丽断裂部位,可能会出现绿岩带型金矿,在潞西市境内的红球河地区已发现了该类型的金矿异常点,据说在缅甸已找到了该类型金矿。

(4)黔西南-滇东南卡林型金矿区。该区属于滇黔桂金三角区,在滇东南区此类矿床点有46处,黔南区也有46处。较大的典型矿床有滇东南的苇档和金坝;黔西南有烂泥沟、丫他、板其、戈塘、紫木凼,这类矿床主要赋存于二叠系、二叠系和中上泥盆统地层中。该区还存在红色黏土型金矿,卡林型金矿是红色黏土型金矿的主要矿源。由于该区的碳酸盐岩地层发育,致使喀斯特地貌广泛出露,于第四纪更新世形成了红色黏土型金矿。较大的典型矿床以黔东南晴隆县的老王场、安龙县的豹子洞、盘县砂锅厂为代表,这类矿床和矿点有几十处。

(5)滇东成矿区。该区是康滇成矿带的一部分,受晋宁运动和东安运动的影响,金矿形成于新元古界下部和中元古界上部的昆阳群变质碎屑岩地层中,这一地区的金矿多为变质碎屑岩型金矿。需指出的是昆阳群地层大体相当于湘西的板溪群,燕山地区的青白口系、陕西的碧口群和海南的石碌群。在其他省区的相当地层中均找到了较大规模的金矿床,如陕西碧口群中的李家庄金矿、湘西板溪群中的沃溪金矿、海南石碌群中的抱板、二甲和土外山金矿及广东的河台金矿等,但在滇东地区至今还未找到较大规模的金矿床,可喜的是在昆阳群中发现了拖布卡的蒋家湾小型金矿和七角地、小水井等矿点。与其他省区相比,该区应还有较大的找矿潜力。

(6)黔东成矿区。该区与湘西构成一个金成矿区带,该区主要有两种类型金矿:①变质碎屑岩型金矿,从成因上分有石英脉型和蚀变岩型,以石英脉型为主,常见明金。主要产于板溪群浅变质岩地层中,以天柱金矿为代表。其次还有产在梵净山群(中元古界)和震旦系地层中的小型金矿床和矿点。②卡林型金矿,主要产于寒武系地层中,以苗龙和丹寨金矿为代表。

上述6个金成矿区带研究程度不同,研究最深入的是黔西南-滇东南卡林型金矿成矿区,很多地矿、科研部门和高等院校做了大量研究工作,为该成矿区的找矿和地质勘查及矿床成因研究积累了丰富资料。对哀牢山变质碎屑岩型金矿和大理以北的富碱斑岩型金矿的研究也较深入。其余几个金成矿区带的研究工作很薄弱,特别是大理以北的金沙江断裂带上的卡林型金矿,大量的研究工作尚未深入开展。

根据卡林型金矿往往是成群成带分布的特点，开展进一步找矿研究，有望出现一个新的卡林型金矿集中区。对滇东、黔东和怒江断裂带上的保山、腾冲、潞西地区的研究更显薄弱，今后加强这些地区的找矿工作，有可能会出现新的突破。

由于作者掌握的资料不全面，还会有遗漏的找矿远景区。随着研究工作的深入将有新的资料不断补充。本书的不足之处在所难免，望读者批评指正。

参 考 文 献

毕献武等. 哀牢山变质带金成矿的若干特征. 矿物岩石(增刊), 1995. 121～122

毕献武等. 哀牢山金矿带成矿时代及其成矿机制探讨. 地质地球化学(1), 1996. 94～98

毕献武, 胡瑞忠. 哀牢山金矿带成矿流体稀土元素地球化学. 地质论评. 1998. 44(3): 264～269

边千韬. 扬子克拉通西南缘低速性与超大型矿床. 中国科学(D辑), 1998. 28: 93～96

蔡新平. 扬子地台西缘新生代富碱斑岩中的深源包体及其意义. 地质科学, 1992. 27(2): 183～189

蔡新平, 季成云, 应汉龙等. 滇西北衙金矿床的地质地球化学. 中国金矿研究新进展: 第一卷(下篇). 北京: 地震出版社, 1994. 223～243

蔡新平, 徐新旺, 张宏林等. 滇西墨江金厂金矿时空四维结构模型. 矿床地质, 1999. 18(1): 55～62

曹利国. 能量色散X射线荧光方法. 成都: 成都科技大学出版社. 1998. 300～309

曹新志, 高秋斌, 徐伯骏. 论红土型金矿床和铁帽型金矿床的关系及研究意义. 有色金属矿产与勘查, 1998. 7(4): 198～202

曹新志. 中国红土型金矿床研究综述. 地质科技情报, 1998. 17(1): 50～54

陈大经, 杨明寿. 中国南方红土型金矿床地质特征. 矿产与地质. 1998. 12(6): 377～385

陈大经, 杨明寿. 中国南方红土型金矿成矿特征及成矿模式. 有色金属矿产与勘查, 1999. 8(6): 651～652

陈根文, 任治机等. 红土型金矿研究中的几个问题及在云南的找矿方向. 有色金属矿产与勘查, 1999. 8(3): 153～159

陈光远, 孙岱生, 殷辉安. 成因矿物学与找矿矿物学. 重庆: 重庆出版社, 1987. 451～454

陈殿安. 晴隆老万场红土型金矿常量元素地球化学特征及其红土化作用. 贵州地质, 1999. 16(4): 307～314

陈殿安. 老万场红土型金矿成矿过程的地球化学作用. 贵州地质, 2000. 17(1): 18～26

陈世益. 铝针铁矿的X衍射的衍射分析. 轻金属, 1997a. (7): 7～10

陈世益. 广西铝针铁矿的研究及其意义. 广西地质, 1997b. 10(2): 21～24

崔之久, 高全洲, 刘耕年等. 夷平面、古岩溶与青藏高原隆升. 中国科学(D辑), 1996. 26(4): 378～385

邓晋福, 赵海玲, 吴宗絮等. 中国北方大陆下的地幔热钝与岩石圈运动. 现代地质, 1992. 6: 267～274

邓晋福, 莫宣学, 赵海岭等. 中国东部岩石圈根/去根作用与大陆"活化". 现代地质, 1994. 8: 349～356

邓万明等. 滇西新生代富碱斑岩的岩石学特征与成因. 地质科学, 1998. 33(4): 412～425

樊文苓, 王声远, 吴建军. 低温热液中金-硅络合作用的实验研究. 科学通报, 1993. 38(10): 933～935

方方, 贾文懿, 周蓉生. 累积测氡技术在勘查隐伏地质构造中的应用. 理工科技进展. 成都: 四川科学技术出版社, 1996

甫为民, 胡朝平. 鹤庆北衙富碱斑岩侵入体的岩石学特征及其构造环境. 云南地质, 1994. 13(1): 33～41

高振敏, 倪集众, 杨秋剑. 我国云南与巴西若干碱性侵入岩的稀土元素地球化学初步研究. 矿物岩石, 1987. 7(3): 69～76

高振敏, 罗泰义. 云南省的主要金矿类型及重点找矿区域研究. 黄金科学技术, 1998. 6(5～6): 1～5

高振敏, 杨竹森, 陶琰等. 云南潞西上芒岗金矿及外围成矿预测和找矿研究. 科研报告. 贵阳: 中国科学院地球化学研究所, 2000a. 1～120

高振敏, 陶琰, 罗泰义等. X荧光测量在云南潞西金矿找矿中的应用. 矿物岩石地球化学通报, 2000b. 19(4):

378～380
葛君伟、贾文懿等.金矿床γ能谱分布现象及找矿预测.中国地球物理学会年刊.北京:地震出版社,1994
贵州省地质矿产局.贵州省区域地质志 北京:地质出版社,1990.1～251
郭振春 贵州紫木凼金矿床地质特征及勘查实践.中国卡林型微细浸染型金矿床.南京:南京大学出版社,1994
郭振春.贵州兴仁紫木凼金矿床地质特征及成因初探.贵州地质,1988.3
韩志钧,王砚耕等.黔西南金矿地质与勘查.贵阳:贵州科技出版社,1999.17～50
何维基.赣西红土型金矿床地质特征、成矿条件和找矿前景分析.矿产与地质,1998.12(5):329～334
何文举.镇沅金矿田煌斑岩特征及其与金矿成矿关系.云南地质,1993.12(2):148～158
核工业云南地质调查队.云南省潞西县上芒岗金矿床广岭坡矿段勘探报告.1993
洪汉烈.金在红土化过程中的迁移特征.黄金,1997.18(7):3～7
洪汉烈,叶先贤.红土型金矿床金的特征研究.电子显微学报,1998.17(3):267～271
洪金益.红土型金矿的找矿地质特征.中南工业大学学报,1995.26(增刊).148～152
洪金益等.湘南红土型金矿的成矿条件分析.中南工业大学学报,1996.27(5).511～515
侯增谦,卢记仁,李红阳等.中国西南特提斯构造演化-幔柱构造控制.地球学报,1996.17(4):439～453
侯增谦,李红阳.试论幔柱构造与成矿系统——以三江特提斯成矿域为例.矿床地质,1998.17:97～113
胡鸿翔.滇西地区壳幔过渡带性质的研究.地震学报,1996(4).
胡瑞忠等.滇黔桂三角区微细浸染型金矿床成矿热液一种可能的演化途径:年代学证据.矿物学报,1995.(2):144～149
胡瑞忠,毕献武,何明友等.哀牢山金矿带矿化剂对金成矿的制约.中国科学(D),1998.28(增刊):24～30
花永丰.贵州金矿的基本地质特征及找金工作建议.西南矿产地质,1987.3
黄镇国等.中国南方红色风化壳.北京:海洋出版社,1996
黄智龙,刘丛强等.云南老王寨金矿区煌斑岩成因及其与金矿化的关系.北京:地质出版社,1999.161～191
贾文懿.放射性勘探的科技进展.物化探技术,1989.13(5):381～385
贾文懿.累及其子体向上运移的内因与团簇现象.四川省、国土资源部"地学核技术"重点实验室年报(1998).成都:成都科技大学出版社,1999.37～43
蒋年生.湖南红土型金矿地质特征及控矿因素.湖南地质,1999 18(2、3):312～323
蒋志.金厂金锑矿床形成的地球化学过程.地质与勘探,1984.(1):1～13
金景福,陶琰,赖万昌等.湘中锡矿山式锑矿成矿规律及找矿方向.成都:四川科学技术出版社,1999.1～176
赖万昌等.应用原位X辐射取样技术现场测定钼矿品位.四川省、国土资源部"地学核技术"重点实验室年报(1998).成都:成都科技大学出版社,1999.51～56
李百福.腾冲硅藻土层孢粉组合特征.云南地质,1994.13(3):312～323
李红阳,侯增谦,王国富.试论华北地台中生代超变质作用与地幔热柱作用.地球学报,1996.17:376～392
李红阳,闫升好,王金锁等.初论地幔热柱与成矿——以冀西北矿化集中区为例.矿床地质,1996.15(3):249～256
李红阳,侯增谦.初论幔柱构造成矿体系.矿床地质,1998.17:247～255
李红阳,杨竹森等.阿尔泰大型-超大型矿床富集区地壳演化.地球学报,1999.20(4):409～419
李红阳,高振敏,杨竹森等.我国西南地区卡林型金矿成矿模式讨论.矿物岩石地球化学通报,2000.19(4):360～361
李红阳,高振敏,杨竹森等.滇西上芒岗卡林型金矿床地球化学特征.黄金,2001.(6):1～5.
李京昌.滇西怒江断裂带新构造特征.地震地质,1998.20(4):312～320
李松生.湖北蛇屋山红土型金矿地质特征和成因.地质与勘探,1993.1:12～15

李松生.再论蛇屋山红土型金矿的成因.湖北地质,1997.11(2):15～23
李文辉,彭省临,胡祥昭等.扬子地台西缘富碱斑岩铜多金属矿床成矿条件及找矿远景.科研报告,1995
李文亢.黔西南微细粒金矿床地质特征及成矿作用.中国金矿主要类型区域成矿条件文集(6).北京:地质出版社,1989.1～86
李小壮.川西北地区"东北寨式"微细浸染型金矿的地质地球化学特征、成矿条件及成矿模式.四川地质学报,1992.12(专辑),13～21
李琰,贺菊瑞,戴爱华,孙南生.长江中下游铁帽型金矿床地质特征及其成因.沈阳地质矿产研究所编:金矿地质论文集(1).北京:地质出版社,1990.182～191
李元.黑江金矿床的构造控矿特征.云南地质,1992.(4):308－317
李云通等.中国的第三系.中国地层(13).北京:地质出版社,1984.79～86
李志群.含金硫化物基岩区红土型金矿的成矿作用.矿产与地质,1996.10(6):380－387
李志群.云南红土型金矿床地质特征及成矿条件研究.矿产与地质,1998.12(3):160～166
李志群.云南红土型金矿浅析.黄金,1999.20(3):1－4
刘国平,汪东波,徐勇.中国红土型金矿类型、成因和找矿.地质与勘探,1999.35(3):14～16
刘家军,刘建明,顾雪祥等.黔西南微细浸染型金矿床的喷流沉积成因.科学通报.1996.42:2126～2127
刘建华,刘福田,吴华等.中国南北带地壳和上地幔的三维速度图像.地球物理学报,1989.32:143～151
刘腾飞.湖北蛇屋山红土型金矿地质特征与勘探.黄金地质,1996.2(3):25～30
刘文均,曾允孚,张锦泉等.右江盆地火山岩的地球化学特点及其构造环境.广西地质,1993.6:1～14
刘星,陈友春.黑江金矿的矿化空间分布规律.云南地质,1992.(2):153～161
刘幼平.贵州红土型金矿的成矿与找矿.有色金属矿产与勘查,1999.8(6):353～358
卢记仁.峨眉地幔热柱的动力学特征.地球学报,1996.17:424～438
陆卡梅,沈瑞锦.湘东某地铁帽型金银矿床特征与成因探讨.湖南地质,1993.12(4):237～240
吕伯西,段建中,潘长云等.三江地区花岗岩类及其成矿专属性.北京:地质出版社,1993
吕伯西,云南省红土型金矿找矿前景.云南地质科技情报,1994.2:1～3
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.地质出版社,1994.1～49
穆治国,佟伟,Curtis, G.H.,腾冲火山活动的时代和岩浆来源问题.地球物理学报,1987.30:261～270
倪师军,刘显凡,金景福等.滇黔桂三角区微细粒浸染型金矿成矿流体地球化学.成都:成都科技大学出版社,1997
牛树银,李红阳,孙爱群等.地幔热柱的多级演化及其成矿作用以冀北地区为例.矿床地质,1996.15:298～307
丘元德.金矿带铀、钾、氡异常特征.地质与勘探,1992.8
邱祖林,陈复鑫.江苏某地金矿地质特征及成矿机理分析,江苏地质,1998.21(1):27～30
饶文波,高振敏,杨竹森,罗泰义.滇西上芒岗红色黏土型金矿床金的分布特征.矿物岩石地球化学通报,2000.19(4):276～278
饶文波,高振敏,杨竹森等.中国红色黏土型金矿成矿特征.地质地球化学,2001.29(2):1－8
沈阳地矿所.中国金矿主要类型区域成矿条件文集(第6辑).北京:地质出版社,1989
盛学庸,韩至钧.一种新类型金矿——试谈老万场式金矿成因及其找矿方向.贵州地质,1998.15(1):37～42
斯梅斯洛夫 A A.等.地球化学预测与找矿.阎立本译.北京:地质出版社,1985.98－105
宋谢炎,王玉兰,曹志敏等.峨眉山玄武岩峨眉地裂运动与幔热柱.地质地球化学,1998.256:186～193
孙承兴,罗怡,戴福盛.红土型金矿某些地质特征、成矿条件再认识及其意义.云南地质,1999.18(4):431～437
谭克仁.部分电提取法和吸附提取法在隐伏金矿床普查找矿勘查中的应用.黄金科学技术,2000.8(2):

26～29
谭运金.滇黔桂地区微细粒浸染型金矿床的矿床地球化学类型.矿床地质,1994 (4):308～321
陶琰,金景福.湘中锡矿山式锑矿锑与砷、金的共生分异现象研究.矿物学报,2001.(1):67～72
童纯菡,李晓林,李巨初等.地气法:找深部金矿的新方法.物化探计算机技术,1996.18(5)
涂光炽,张玉泉,王中刚等.西藏南部花岗岩类地球化学.北京:科学出版社,1982
涂光炽.中国金矿床若干特征.黄金,1989a.6
涂光炽.关于富碱侵入岩.矿产与地质.1989b.13(3):1～4
涂光炽.华南两个富碱侵入岩带的初步研究.花岗岩地质与成矿关系.南京:江苏科学技术出版社,1989c.21～37
涂光炽.我国原生金矿类型的划分和不同类型金矿的远景剖析.矿产与地质,1990a.4(1):1～10
涂光炽.西南秦岭与西南贵州铀金成矿带及其与美国西部卡林型金矿的类似性.铀矿地质,1990b.6(6):321～325
涂光炽.中国金矿床若干地质问题的探讨.金的经济地质学.北京:科学出版社,1991
涂光炽.关于寻找超大型金矿的有关问题.四川地质学报(增刊),1992.12:1～9
涂光炽.超大型矿床的探寻与研究的若干进展.地学前缘,1994(3)
涂光炽,刘秉光,李朝阳等.庞然大物—与寻找超大型矿床有关的基础研究.长沙:湖南科学技术出版社,1995
涂光炽等.低温地球化学.北京:科学出版社,1998.123～139
涂光炽.贵金属找矿的若干问题讨论 见:陈毓川主编.当代矿产资源勘查评价的理论与方法.北京:地震出版社,1999.186～191
庹先国.X射线荧光分析技术在萨尔布拉克金矿区的综合应用.物化探计算技术,1996.18(5):42～45
王 燕.红土型金矿床的勘查及研究现状.有色金属矿产与勘查,1999.8(6):546～550
王登红.地幔柱与热点的成矿作用.地球学报,1996.17(4):393～400
王登红.地幔柱及其成矿作用.北京:地震出版社,1998
王鸿祯.全球构造研究的简要回顾.地学前缘,1995.2:37～42
王会远.北衙金矿地质特征及成矿地质条件的初步分析.西南矿产地质,1993.(2):17～24
王奎仁,周有勤,孙立广等.中国几个典型卡林型金矿床金的赋存状态研究.北京:科学出版社,1994:1～86
王曼生.广东首次发现含金花岗闪长岩风化壳型金矿.广东区域地质,1991.26～29
王瑞湖.广西红土型金矿基本类型及找矿前景分析.广西地质,2000.13(1):29～36
王秀琼等.中国改造型金矿床地球化学.北京:科学出版社,1992.161～163
王砚耕等.南盘江地区浅层地壳结构与金矿分布模式研究(专集).贵州地质,1995.12(2):79～100
王砚耕,陈履安,李兴中,王立亭.贵州西南部红土型金矿.贵阳:贵州科技出版社,2000a.p110
王砚耕,陈履安,李兴中,王立亭.贵州西南部红土型金矿特征及其分布规律.贵州地质,2000b.17(1):2～13
夏邦栋等.滇黔桂裂谷.石油实验地质,1992.(1):20～29
徐惠长,李建中,康卫清.郴州马脑山红土型金矿地质特征.湖南地质,1999.18(4):238～240
晏祥云.北衙铅锌矿床金银矿化特征及其找矿方向讨论.西南矿产地质,1991.5(3):42～48
杨科佑等.滇黔桂地区卡林型金矿的地球化学特征及找矿远景.中加金矿床对比研究.北京:地震出版社,1994
杨竹森,高振敏,饶文波等.滇西上芒岗红色黏土型金矿成因研究.矿床地质,2000a.19(2):97～104
杨竹森,高振敏,罗泰义等.黔西南老万场红色黏土型金矿成因探讨.矿物岩石地球化学通报,2000b.19(4):273～275
杨竹森,高振敏,罗泰义,李红阳,饶文波.黔西南老万场红色黏土型金矿矿物特征及其意义.矿物学报,

2001.21(2):239～245
叶庆同,胡云中,杨岳清等.三江地区区域地球化学背景和金银铅锌成矿作用.北京:地质出版社,1992
应汉龙,蔡新平,刘康光.云南墨江金矿床含金硅质岩的地球化学特征和成因.地球化学,1999.28(4):307～316
应汉龙.哀牢山变质带金成矿模式与找矿方向.研究报告.北京:中国科学院地质与地球物理研究所,1995
俞广钧,谢如勇.墨江金厂金矿床的地质特征及成因.地质与勘探,1986.(2):11－18
俞广钧.云南金矿床的主要类型及找矿前景 地质与勘探,1989.25(1):27～28
云南省地质矿产局.云南省区域地质志.北京:地质出版社,1990.4～271
张峰,杨科佑.黔西南微细浸染型金矿裂变径迹成矿时代研究.科学通报,1992.(17):1593～1595
张学书.红土型金矿床成矿地质特征及其在云南的找矿前景分析.云南地质,1997.16(3):264～271
张学书.滇西北衙红土型金矿特征及其找矿前景.有色金属矿产与勘查,1998.7(3):156－159
张玉泉,谢应雯,涂光炽.哀牢山-金沙江富碱侵入岩及其与裂谷构造关系初步研究.岩石学报,1987.(1):17～25
张玉泉,谢应雯.哀牢山-金沙江富碱侵入岩年代学和 Nd,Sr 同位素特征.中国科学(D),1997.27(4):289～293
张志兰,张树发,袁海华等.云南墨江金厂金矿的同位素地质特征及成因探讨,成都地质学院院报,1987.(4):29－41
张祖海.红土型金矿化.贵金属地质,1998.7(4):308～314
章哗等.X 荧光探矿技术.北京:地质出版社,1984
章民奎.红壤中高岭石无序度研究.科学通报,1997.14(1):17～21
赵国春,吴福元.热幔柱构造——一种新的大地构造理论.世界地质,1994.13(1):25～34
赵杏媛,张有瑜.黏土矿物与黏土矿物分析.北京:海洋出版社,1990.341～346
赵永贵,钟大赉,刘建华等.地震层析地质解释原理及其在滇西深部构造研究中的应用.地质科学,1992.2:105～113
赵振华,富碱富侵入岩——窥探地幔成分的窗口.中国矿物岩石地球化学研究新进展.欧阳自远主编.兰州:兰州大学出版社,1994a:113～114
赵振华,周玲棣.我国某些富碱侵入岩的稀土元素地球化学.中国科学(B),1994b.24(10):1109～1120
植起汉,李家珍.指示红土型金矿表征的遥感地质特征.矿产与地质,1997.11(4):248～253
中国科学院黄金科技工作领导小组办公室.中国金矿研究新进展:第一卷(上篇).北京:地震出版社,1994a
中国科学院黄金科技工作领导小组办公室.中国金矿研究新进展:第一卷(下篇).北京:地震出版社,1994b
中国科学院矿床地球化学开放研究实验室.矿床地球化学.北京:地震出版社,1997.295～314
周茂基.黔西南卡林型、次生富集型金矿.黄金地质,1996.2(4):15～20
周四春等.川西"金三角"地区多参数 X 荧光测量现场勘查金矿,四川省、国土资源部"地学核技术"重点实验室年报(1998).成都:成都科技大学出版社,1999.139～144
朱谷昌,吴建生,吴德文等.利用 TM 数据快速提取红土型金矿地表特征标志.国土资源遥感,1998.(4):29～32
朱恺军,张景荣.湘黔地区"卡林型"金矿中金的赋存形式.岩石矿物学杂志,1994.(2):160～167
朱赖民,刘显凡,金景福等.滇黔桂微细浸染型金矿床时空分布与成矿流体来源研究.地质科学,1998.33(4):463～474
朱赖民,胡瑞忠.黔西南微细浸染型金矿床中的金和锑共生分异现象及其热力学分析.中国科学(D 辑),1999.29(6):481～488
朱立军.碳酸盐岩地层红土针铁矿中铝对铁的置换作用及其环境意义.地质地球化学,1997.(1):42～45
庄新国.桂西北地区古地热场特征及其在微细粒浸染型金矿床形成中的作用.矿床地质,1995.(1):82－89

Anders E, Grevesse N. Abundances of the elements: meteoritic and solar. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1989. 53:197～214

Anderson D L. Plate tectonics and hotspots. Science, 1992. 256:1645 - 1651

Barley M E, Groves D I. Supercontinent cycles and the distribution of metal deposits through tim. Geology, 1992. 20:291～294

Burke K, Dewey J F. Plume－generated triple junctions: Key indiedtors in applying plate tectonics to old rocks. J. Geol., 1973. 81, 406～433

Butt C R M and Zeegers H. Classification of geochemical exploration models for tropically weathered terrains. J. Geochem. Explor., 1989. 32:65～74

Colin F, Sanfo C, Brown E, Bourles D and Minko A E. Gold: a tracer of the dynamics of tropical laterites. Geology, 1997. 25(1): 81～84

Costa M L. Gold distribution in lateritic profiles in South American, Africa and Australia: Application to geochemical exploration in tropical regions. J. Geochem. Explor., 1993. 37(1～3): 143～163

Cullers R L, Bock B, Guidotti C. Elememtal distribution isotopic composition of sillurian metasediments, Western Main, USA: Redistrubution of the rare earth elements. Geochim. et Cosmochim. Acta, 1997. 61(9): 1847～1861

Davies T C, et al. Geochemitry and mineralogy of laterittie in the Sula Mountain green belt, Lake Sonfon gold district, Sierra Leone. J. Geochem. Explor., 1989. 32:75～98

Davy R, El－Ansary M. Geochemical patterns in the laterite profile at the Boddington gold deposit, western Australia. J. Geochem. Explor., 1986 26:119～144

Freyssinet Ph, Zeegers H and Tardy Y. Morphology and geochemistry of gold grains in lateritic profiles of southern Mali. J. Geochem. Explor., 1989a. 32(1):17～32

Freyssinet Ph, Lecomte P and Edimo A. Dispersion of gold and base metals in the Mborguene lateritic profile, east Cameron. J. Geochem. Explor., 1989b. 32:99～116

Freyssinet Ph, Lawrance L M and Butt C R M. Geochemistry and morphology of gold in lateritic profiles in savanna and semi-arid climates. Chemical Geology, 1990. 84(1～4): 61～63

Glasson M J, Lehne R W and Wellmer F W. Gold exploration in the Callion area, eastern Goldfields, Western Australia. J. Geochem. Explor., 1988. 31: 1～19

Gleeson C F and Poulin R. Gold exploration in Niger using soils and termitaria. J. Geochem. Explor., 1989. 31: 253～283

Hart S R. Mantle plumes and entrainment: The isotopic evidence. Science, 1992. 256:517～520

Henley R W. Solubility of gold in hydrothemal cloride solutions. Chemical Geology, 1973. 11:73～87

Henley R W. pH calculations for hydrothemal fluids. In: Fluid－mineral equilibium in hydrothemal systems. Review in Econ. Geol., 1984. 1～90

Heylmun E B. Nickel-iron-gold laterites in Washington State. California Mining Journal, 1986. 56(2): 55～57

Hill R I. Mantle plume and continental tectonics. Science, 1992. 256:186～193

Lecomte P and Colin F. Gold dispersion in a tropical rainforest weathering profile at Dondo Mobi, Gabon. Journal of Geochemical Exploration, 1989. 32:285～301

Loper D E. Mantle plume. Tectonophysics, 1991. 187:37～84

Mann A W. Mobility of gold and silver in lateritic weathering profiles: some observations from western Australia. Econmic Geol., 1984. 79:38～49

Maruyama S. Plume tectonics. Jour. Soc. Japan, 1994. 100:24～49

Matthews A and Beckinsale R D. Oxygen isotope equilibration systematics between quartz and water, Am. Min-

eral, 1979. 64: 232～240

Miller A D, Fisher E I. Dissolution of gold during oxidation by MnO_2, Geochem. Int., 1973. 10(3): 656～663

Mitchell A H G, Garson M S. Mineral deposits and global tectonic settings. Academic press, 1981. 1～108

Narayanaswamy and Krishnakumar N. Geology and geochemistry of lateritic gold occurrences in Nilambur Valley, Kerala and their economic potential. Indian Mineralogist, 1996. 30: 31～47

Norrish K and Taylor R M. The isomorphous replacement of iron by aluminum in soil goethites. Journal of Soil Science, 1961. 12: 249～306

Pearce J A, et al., Trace elements discrimination diagrams for the tectonic interpretation ofgranitic rocks, J. Petrology, 1984. 25: 956～983

Porto C G and Hale M. Gold redistribution in the stone line lateritic profile of the Posse Deposit, central Brazil. Economic Geology, 1995. 90(2): 308～321

Porto C G and Hale M. Mineralogy, morphology and chemistry of gold in the stone line lateritic profile of the Posse Deposit, central Brazil. Journal of Geochemical Exploration, 1996. 57(1～3): 115～125

Radtke A S, Rye R O and Dickson F W. Geology and stable isotope studies of the Carlin gold deposit, Nevada. Econ. Geol., 1980. 75: 641～672

Rock N M S. Lamprophyres. Blackie Glasgow, 1990: 285

Santosh M and Omana P K. Very high purity gold from lateritic weathering profiles of Nilambur, southern India Geology, 1991. 19: 746～749

Sawkins F J. Metal deposits related to intracontinental hotspot and rifting environments. Journal of Geology, 1976. 84(6): 653～671

Schulze D G. The influence of alumium on iron oxides: Ⅷ, Unitcelldimensions of Al-substituted geothites and estimation of Al from them. Clays and clay minerals, 1984. 32(1): 36～44

Seward T M. The complexes of gold and the transport of gold in hydrothemal ore solutions. Geochim. et Cosmochim. Acta, 1973. 37: 370～399

Seward T M. The stability of chloride complexes of silver in hydrothemal solution up to 350℃. Geochim. et Cosmochim. Acta, 1976. 40: 1329～1341

Shcherbakov Y G, Nguyen C J and Nguen V F. Gold in laterites of Vietnam. Russian Geology and Geophysics, 1992. 33(5): 75～81

Sillitoe R H. Tin mineralization above mantle hot spots. Nature, 1974. vol. 248: 497～499

Smith R E and Perdrix J L. Pisolitic laterite geochemistry in the Golden Grove massive sulphide district, Western Australia. Journal of Geochemical Exploration, 1983. 18(2): 131～164

Taylor G H, Coste B, Lambert A Zeegers H. Geochemical signature(bedrock and saprolite)of gold mineralization and associated hydrothermal lateration at Dorlin, French Guyana. J. Geochem. Explor., 1989. 32: 59～66

Taylor S R and Mcclennan S M. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell Scientific Publication, 1985

Topp S E, Salbu B, Roaldset E, et al., Vertical distribution of trace elements in laterite (Suriname). Chemical Geology, 1984. 47: 159～174

Trolard F and Tardy Y. A model of Fe^{3+}-kaolinite, Al^{3+}-goethite, Al-hematite equilibria in laterites. Clay Minerals, 1989. 24: 1～21

Webster J G. The solubility of gold and silver in the system Au-Ag-S-O_2-H_2O at 25℃ and 1 atm. Geochim. et Cosmochim. Acta., 1986. 50: 1837～1845

Weisheng Zang, Fyfe W S. A three-stage genetic model for the Igarape Bahia lateritic gold deposit, Carajas, Brazil. Economic Geol., 1993. 88(2): 1768～1779

Wester J G, Mann A W. The influence of climate, geomophology and primary geology on the supergene migration of gold and silver. J. Geochem. Explor., 1984. 22:21～42

White D E. Active geothermal systems and hydrothermal ore deposite. Econ. Geo., 75 th. Ann., 1981. 392～423

Yang Zhusen, Li Hongyang, Gao Zhenmin, Luo Taiyi, Rao Wenbo and Ding Zhenju. Gold redistribution in Shangmanggang red-clay gold deposit, Western Yunnan Province, China. Chinese Science Bulletin, 1999. 44 (Suppl. 2): 214～216

Путиков О Ф. Моделирование струйных ореолов рассеяния, развитие оптических геоэлектрохитических методов Наука Санкт- Петербургского государственного горното института. 1998. 2:98～101

Рысс Ю С, Чамаев В Н. Воэможности метода КСПК для характеристикй золоторудных объектов. методйкаи мехника раэведки, 1980. 136:51～57