

黔西南灰家堡金矿田成矿构造模式及 构造地球化学研究

谭亲平¹, 夏勇^{2*}, 王学求¹, 谢卓君², 韦东田^{2,3}

(1.国土资源部地球化学探测技术重点实验室, 中国地质科学院 地球物理地球化学勘查研究所, 河北 廊坊 065000; 2.中国科学院 地球化学研究所, 矿床地球化学国家重点实验室, 贵州 贵阳 550081; 3.中国科学院 大学, 北京 100049)

摘 要: 通过解析灰家堡金矿田地质和地球物理等资料, 建立该矿田成矿构造模式, 并应用构造地球化学研究方法了解 Au 和其他微量元素在不同构造部位分布情况, 最后将研究结果应用于找矿勘探实践。灰家堡背斜是龙潭组及其之上地层由弯滑褶皱作用形成的。背斜中 Au 元素在垂向上主要沿着构造蚀变体和背斜轴分布, 在横向上背斜核部越紧闭金矿化越强, 显示了明显的背斜控矿特征。微量元素因子分析显示成矿元素组合为 Au、As、Sb、Hg 和 Tl。对应分析表明构造蚀变体中的角砾岩主要富集 Sb 和 Tl, 龙潭组和长兴组的生物碎屑灰岩主要富集 Au, 龙潭组的黏土岩、粉砂质黏土岩等主要富集 Hg 和 As。原生晕垂向分带序列自下而上为 Tl-Sb-Hg-Au-As。在综合成矿构造模式和构造地球化学研究的基础上, 认为黔西南二叠系-三叠系浅海碳酸盐台地相区的背斜/穹窿及相关的逆断层构造组合区是重要的找矿区域, Au、As、Sb、Hg 和 Tl 元素异常套合最好的地段为找 Au 有利靶区, 高 As/Tl 比值地段深部找矿潜力大, 且碳酸盐岩和黏土岩组合部位是有利的富 Au 部位。

关键词: 灰家堡背斜; 卡林型金矿; 构造模式; 构造地球化学

中图分类号: P613; P595 文献标志码: A 文章编号: 1001-1552(2017)02-0291-014

0 引言

卡林型金矿床是全球黄金资源的重要来源之一, 它主要分布在美国中西部和我国“滇黔桂”、“陕甘川”地区(Arehart, 1996; Hofstra and Cline, 2000; Hu et al., 2002; Peters et al., 2007; Chen and Santosh, 2014; Tan et al., 2015b; Xie et al., 2017)。黔西南地区作为我国最早发现卡林型金矿地区, 是滇黔桂“金三角”最重要的组成部分。根据构造变形、矿床(点)

空间分布与构造的关系等, 前人对黔西南卡林型金矿的成矿模型进行了大量的探索(毛健全等, 1990; 杜定全, 1991, 1999; 郭振春, 1993; 何丰胜等, 1997; 罗孝桓, 1997, 1998)。构造地球化学作用对黔西南的 Au 及其相关元素的成矿成晕具有明显的控制作用, 在区域上金的成矿作用与区域地质构造事件紧密扣合, 在空间上金矿体的形态产状受控矿构造几何学、运动学和动力学的制约(罗孝桓, 2000)。根据控矿构造的空间关系和产状, 部分学者建立了黔西南

收稿日期: 2016-03-10; 改回日期: 2016-10-20

项目资助: 物化探所中央级公益性科研院所基本科研业务费专项资金资助项目(AS2016P02)和国家重点研发计划“深地资源勘查开采专项”课题“卡林型金矿立体地球化学探测试验示范”(2016YFC0600607)联合资助。

第一作者简介: 谭亲平(1986-), 男, 博士后, 矿床地球化学专业。Email: 565310821@qq.com

通信作者: 夏勇(1960-), 男, 研究员, 从事矿床地球化学研究。Email: xiayong@vip.gyig.ac.cn

金矿的“两层楼”模式,将二叠系龙潭组之上受逆冲断层和层间滑动控制的矿体称之为“楼上矿”,而产于深部龙潭组中的矿体称之为“楼下矿”(王砚耕,1994;郭振春,2002;刘建中等,2006)。

灰家堡金矿田的金矿体严格受构造控制,主要分布在背斜北翼的逆冲断层带和二叠系龙潭组及其之上的地层中,即在该区金矿勘探和研究中被广泛应用的断裂(控)型和层间(控)型金矿(刘建中和刘川勤,2005;夏勇,2005;郭振春和周忠赋,2006)。有学者运用断层相关褶皱理论对灰家堡金矿田“两层楼”模式的控矿构造关系进行了进一步探讨,并建立了一个不同类型金矿体的控矿构造模式(张蕾等,2012)。构造地球化学现象在自然界非常普遍,构造作用在控制岩石形成和变形过程中还影响其中地球化学元素的分布、分异和成矿(吴学益,2000;孙岩等,2002;韩润生,2005;钱建平,2006;吕古贤等,2011)。本文试图建立灰家堡金矿田的成矿构造模式,在此基础上应用构造地球化学的研究方法(韩润生,2003,2005),了解成矿元素在成矿过程中的迁移富集规律及其空间分布特征,为本区卡林型金矿找矿勘探及深部成矿预测提供可靠依据。

1 灰家堡金矿田地质背景

黔西南地区所有的卡林型金矿床均位于右江盆地的构造范畴内(Liu et al., 2002; Gu et al., 2012)。右江盆地呈明显的三角形,大地构造位置处于扬子陆块、江南陆块与越北陆块夹持的构造三角区,三个陆块的相互分裂与聚合作用,导致了三角区裂陷盆地内的构造形迹基本平行于陆块边缘,从而形成东西向、北西向与北东向相交的三角形构造格架(Chen et al., 2011; Cline et al., 2013; 邱小平等, 2013)。右江盆地内泥盆系-二叠系均以碳酸盐岩为主,三叠系在罗平、兴义、贞丰、安顺一线西北部的台地相区仍以碳酸盐岩为主,而东南部的盆地相区则以细碎屑岩为主(陈懋弘等,2007;王疆丽等,2014;刘寅等,2015)。灰家堡金矿田构造位置位于右江盆地西北部的台地相区,地理位置处于贵州省兴仁县与贞丰县接壤附近,由紫木幽大型金矿床、太平洞大型金矿床、大坝田中型汞矿床、滥木厂大型汞(铊)矿床、水银洞超大型金矿床及一系列金矿(化)点、汞矿(化)点构成(付芝康等,2008;刘建中等,2010b;张瑜等,2010;王泽鹏等,2012)。

1.1 地层组成

组成灰家堡金矿田的地层由新到老依次为下三叠统永宁镇组(T_{1yn})、夜郎组(T_{1y}),上二叠统大隆组(P_{3d})、长兴组(P_{3c})、龙潭组(P_{3l})和中二叠统茅口组(P_{2m})。茅口组主要为浅灰色厚层生物碎屑灰岩,局部含燧石结核,节理和裂隙不发育,岩石较为致密,能干性强。龙潭组主要为深灰色薄至中层细砂岩、黏土质粉砂岩、粉砂质黏土岩、黏土岩夹生物碎屑灰岩、灰岩及煤线,总体泥质和炭质含量较高,能干性弱,易于变形或流变。长兴组和大隆组为深灰色中层生物碎屑灰岩夹钙质黏土岩。夜郎组和永宁镇组岩石较为致密,能干性强,主要岩性为中厚层灰岩、泥灰岩、鲕粒灰岩夹黏土岩。金矿田内出露的地层由背斜两翼向背斜核部层位逐渐降低,时代逐渐变老。背斜两翼出露地层为下三叠统永宁镇组和夜郎组,上二叠统大隆组、长兴组和龙潭组只在背斜核部有零星出露(图 1)。

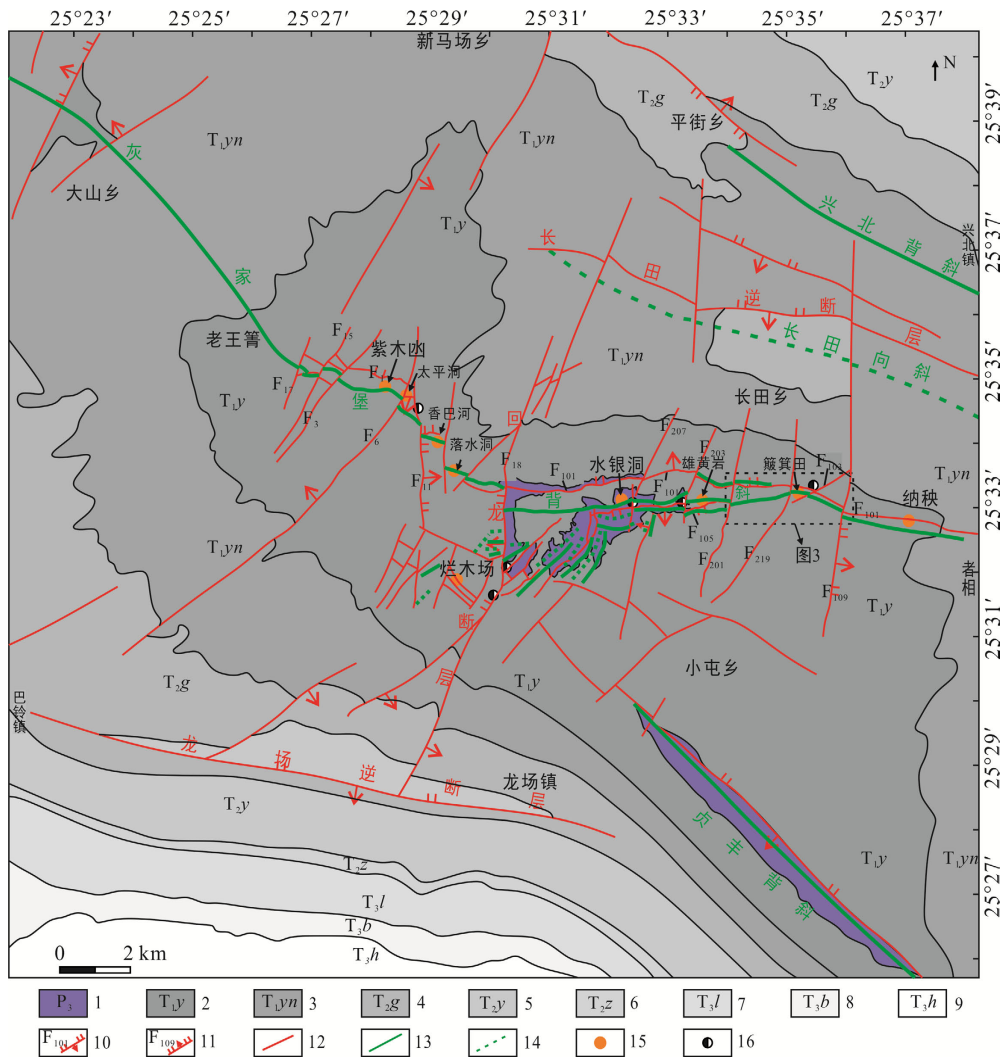
产于茅口组和龙潭组之间的沉积间断不整合界面附近,由区域性构造作用形成并经热液蚀变的岩石,定义为构造蚀变体(SBT)(刘建中等,2009,2010a,2010c,2014)。构造蚀变体是沉积作用、构造作用和热液蚀变作用的综合产物,包含了茅口组顶部灰岩和龙潭组底部黏土岩两部分,向下依蚀变强度由强硅化角砾状灰岩 强硅化灰岩 弱硅化灰岩 正常的茅口组灰岩呈渐变关系;向上由硅化角砾状黏土岩 硅化碎裂化黏土岩 正常龙潭组黏土岩过渡。

1.2 构造特征

灰家堡背斜是金矿田的主干构造,东起者相,西止兴仁大山附近,南北宽 6 km,长 20 km(郭振春,2002),总体为宽缓短轴背斜,发育不平衡,西段轴向为 NW 向,两翼基本对称,东段受灰家堡台地(砥柱)的影响轴向转为近 EW 向,呈北翼陡、南翼缓的不对称形态(图 1)。灰家堡背斜发育近 EW 向、NE 向和 SN 向三组断裂。近 EW 向断裂与背斜轴基本平行,西段为 NW 向(如 F_1),东段转为 EW 向(如 F_{105} 和 F_{101}),控制了矿区内“断控型”矿体的产出。NE 向(如 F_6)和 SN 向(如 F_{109})断裂斜切或横切背斜轴,多为正断层兼具右行或左行剪切特征,东部纳秧至者相一带,则表现为逆断层性质,部分控制了矿田内汞铊矿的产出。

1.3 矿体产状

灰家堡金矿田的金矿体严格受构造控制,浅部的“断裂型”矿体和深部“层控型”矿体构成了“两



1. 上二叠统龙潭组、大隆组和长兴组; 2. 下三叠统夜郎组; 3. 下三叠统永宁镇组; 4. 中三叠统关岭组; 5. 中三叠统杨柳井组; 6. 中三叠统紫云组; 7. 上三叠统龙头山组; 8. 上三叠统把南组; 9. 上三叠统火把冲组; 10. 逆断层及其编号; 11. 正断层及其编号; 12. 未明性质断层; 13. 背斜轴; 14. 向斜轴; 15. 金矿床; 16. 汞矿床(点)。

图 1 灰家堡金矿田地质图(据邱小平等, 2013 和贵州省地矿局 105 队资料修编)

Fig.1 Geological plan map of the Huijiabao gold orefield

层楼”成矿模式(郭振春, 2002; 刘建中等, 2006), 控制 Au 资源量超过 300 t。“断控型”金矿体分布在受背斜近轴部的低角度逆冲断层控制的浅部, 矿体呈板状、透镜状沿破碎带产出, 其产状与断层产状基本一致。“层控型”金矿体呈层状、似层状, 主要产出于灰家堡背斜核部生物碎屑灰岩和构造蚀变体中。背斜核部向两翼 500 m 范围内控制了“层控型”金矿体产出, 远离背斜轴部矿体逐渐消失, 产状与岩层产状一致, 走向上波状起伏、空间上多个矿体上下重叠。

2 灰家堡金矿田成矿构造模式

2.1 钻孔揭露的深部构造特征

灰家堡背斜上平行于背斜轴向发育若干逆冲断

层, 在西段紫木凶和太平洞矿区主要为背斜北翼向北东逆冲向西南倾覆的 F_1 , 在东段水银洞矿区主要为背斜北翼向南逆冲向北倾覆的 F_{101} 和背斜南翼向北逆冲向南倾覆的 F_{105} (图 1)。太平洞金矿 248 号勘探线剖面图显示(图 2a), 矿区内的控矿断层 F_1 向深部延伸过背斜轴后逐渐消失于长兴组和龙潭组的接触面附近(刘建中, 1999)。另外据已有文献(郭振春, 2002), 紫木凶金矿区 32 号勘探线剖面上断层 F_1 向下延入龙潭组后并未消失, 而是逐渐变缓为顺层发育并被 F_6 切断, 传播至龙潭组后与褶皱底板滑脱断层连接为一条断层。同样, 在水银洞金矿的 7 号勘探线剖面图上(图 2b), 背斜南翼的 F_{105} 断层在龙潭组中转变为顺层滑动断层, 并逐渐消失, 而位于

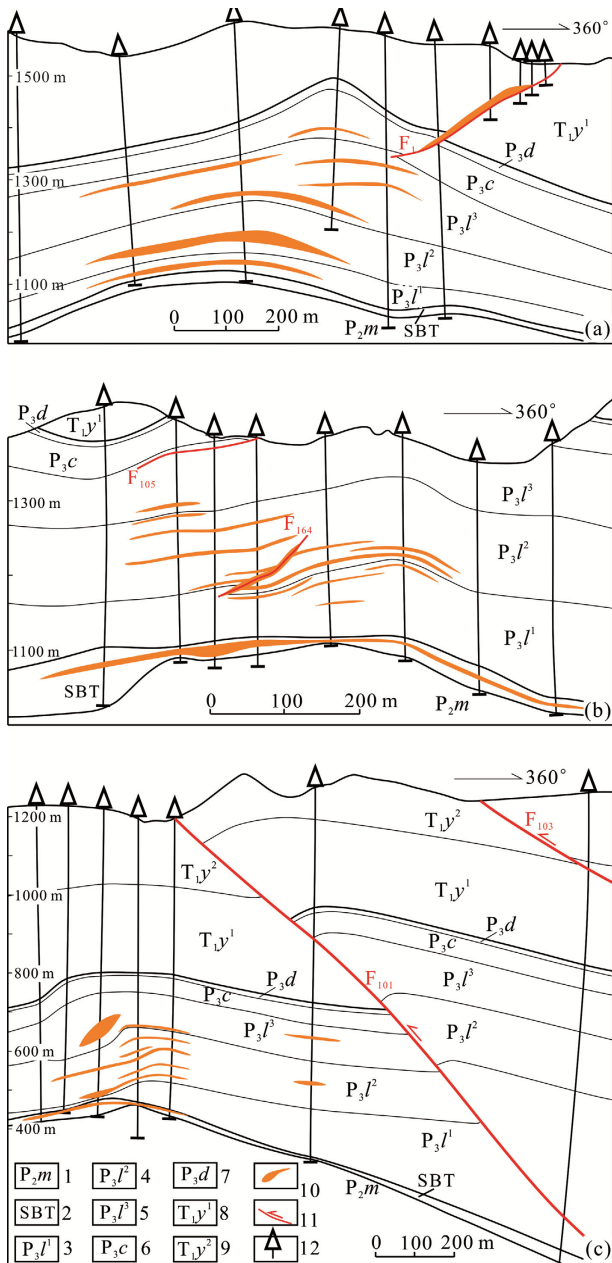
背斜核部的断层 F_{164} 向下逐渐转变为顺层滑动并逐渐消失, 向上并未出露地表, 可能是滑脱断层由顺层滑动转化为切层逆冲过程中因能量耗尽或受阻而导致逆冲终止。水银洞金矿 287 号勘探线剖面图显示(图 2c), 背斜北翼的断层 F_{101} 向下延伸较深, 至龙潭组下部靠近构造蚀变体附近, 倾角逐渐与构

造蚀变体产状一致, 向下继续延伸可能消失于构造蚀变体。

为了进一步研究灰家堡背斜深部构造形态, 本文统计了图 1 中断层 F_{201} 与 F_{109} 之间的所有钻孔数据(图 1 中虚线框所示), 记录每个钻孔地层分界线的高程和钻孔的二维平面坐标, 经过 Surfer 软件处理后, 得到立体可视化图像(图 3)。为了便于描述, 将 F_{109} 和 F_{219} 两条断层所夹块体命名为块体 1, 将 F_{219} 和 F_{201} 两条断层所夹块体命名为块体 2。图 3a 显示构造蚀变体在块体 1 和块体 2 中背斜的紧闭程度基本一致, 块体之间的构造形态连续而渐变, 没有显示明显的错动, 说明之下的茅口组可能没有卷入褶皱构造作用。龙潭组第一段在背斜核部, 块体 1 比块体 2 略显紧闭(图 3b); 龙潭组第二段在块体 1 和块体 2 中的构造形态差异巨大, 块体 1 中背斜核部紧闭, 而块体 2 中背斜核部平坦(图 3c); 龙潭组第三段在块体 2 中背斜核部平缓, 在块体 1 中背斜核部紧闭, 并且形成箱式背斜, 局部岩层近直立(图 3d), 显示出明显的横向缩短和纵向加厚。块体 1 中, 从龙潭组第一段到第三段背斜核部越来越紧闭, 说明地层与地层之间甚至地层内部普遍发育顺层滑动构造, 并有可能形成若干虚脱空间。块体 1 和块体 2 之间构造形态的巨大差异, 显示它们之间存在明显的差异性顺层滑动, 在顺层滑动过程中为调整前进位移的差距必然会造成两个块体之间的撕裂, 从而形成垂直于背斜轴向的横断层。早期形成的垂直于背斜轴向的横断层, 后期构造活动中往往被改造而复杂化, 表现为多期活动特点。

2.2 地球物理显示的深部构造特征

水银洞金矿区可控源音频大地电磁测深研究显示构造破碎带、富地下水层和龙潭组含炭岩系表现为低阻带, 与茅口组和夜郎组形成明显的电阻率差异(邱小平等, 2013; 杨炳南等, 2016), 具有对该类型金矿深部构造探测的可行性。根据水银洞矿区 343 勘探线音频大地电磁剖面的电性结构(杨炳南等, 2016), 结合研究区钻孔资料, 显示 F_{101} 断层上下盘视电阻率差异明显, 表现为上盘相对高阻、下盘相对低阻的组合特征, F_{101} 断层则位于该高/低阻界面交汇处, 这一高/低阻界面向下延伸至构造蚀变体中, 与构造蚀变所显示的低阻带交合, 没有显示出 F_{101} 断层向下延伸切过构造蚀变体而进入茅口组中。



(a) 太平洞金矿 248 号勘探线(刘建中, 1999); (b) 水银洞金矿 7 号勘探线(刘建中等, 2006); (c) 水银洞金矿 287 号勘探线。1. 茅口组; 2. 构造蚀变体; 3. 龙潭组一段; 4. 龙潭组二段; 5. 龙潭组三段; 6. 长兴组; 7. 大隆组; 8. 夜郎组一段; 9. 夜郎组二段; 10. 矿体; 11. 逆断层; 12. 钻孔。

图 2 灰家堡金矿田勘探线剖面图
Fig.2 Cross-sections of the Huijiabao gold orefield

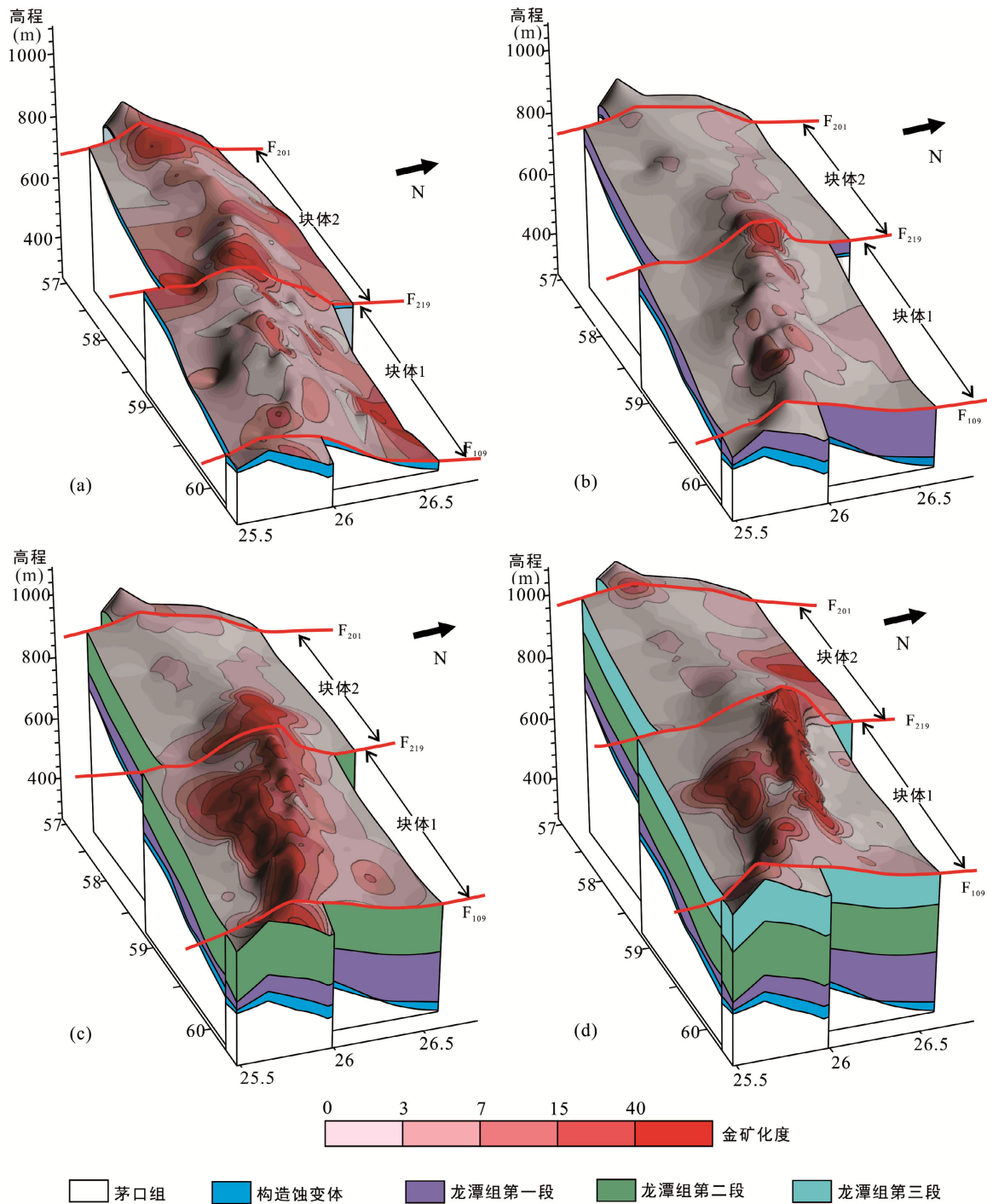


图 3 灰家堡背斜构造形态特征及其与金矿化作用关系

Fig.3 Tectonic geometry of the Huijiabao anticline and the spatial distribution of gold mineralization

2.3 地层之间的显著物性差异

灰家堡背斜出露地层的岩石力学参数(张蕾等, 2012)显示, 具有能干性的为永宁镇组、夜郎组、长兴组和茅口组灰岩、鲕粒灰岩和生物碎屑灰岩, 具有非能干性的为龙潭组、大隆组和夜郎组的黏土岩、粉砂质黏土岩和钙质黏土岩。褶皱过程中不同地层之间能干性差异有助于造成顺层滑动和滑脱构造,

同时岩层厚度差异也会影响褶皱的构造形态(Suppe, 1983; Jamison, 1987; Mitra, 2002)。非能干的塑性层在上下两个能干层变形的过程中, 能干层之间会形成虚脱空间, 塑性层会发生流动充填在虚脱空间里(Mitra, 2002)。龙潭组地层主要为细砂岩、黏土质粉砂岩、粉砂质黏土岩、黏土岩夹生物碎屑灰岩、灰岩及煤线, 岩石的厚度较大、含水率较高、抗压强

度较低、软化系数较大、弹性模量较大、抗拉强度较低,且该组地层与下伏茅口组之间又有不整合面存在,因此龙潭组及其之下的不整合面(构造蚀变体)可能是灰家堡背斜的底板滑脱(断层)带。

2.4 成矿构造模式

前人将灰家堡金矿田的成矿模式总结为“两层楼”模式,给出了不同产出状态金矿体的空间关系(郭振春, 2002; 刘建中和刘川勤, 2005)。本文综合以上地质和地球物理资料,将灰家堡背斜的成矿构造模式总结为:卷入背斜构造的岩层主要为龙潭组及其之上的地层,而龙潭组之下的茅口组厚层灰岩基本保持原始的水平岩层产状。龙潭组及其之上的地层沿着龙潭组和茅口组之间的不整合面形成顺层滑动,产生横向缩短和纵向加厚。灰家堡背斜不同地段,顺层缩短的位移大小不同,为调整不同地段之间的位移差而形成垂直于背斜轴向的走滑(撕裂)断层,并把背斜切割成若干块体(图 4)。顺层滑脱断层在背斜近核部受阻或应力集中,转化为切层逆冲后发育平行于背斜轴的逆冲断层。受龙潭组和茅口组之间不整合面上底板滑脱(断层)带控制,灰家堡背斜上无论是平行背斜轴向的逆冲断层还是垂直背斜轴向的走滑断层,向深部均不会进入中二叠统茅口组中。

3 构造地球化学研究

3.1 样品的采集、加工和测试

本次研究选择水银洞矿区的 239 号勘探线进行剖面地球化学测量,对该剖面施工的 8 个钻孔进行取样,取样位置见图 5。样品点距在矿化部位较密

(点距 1~3 m),在无矿化部位稀疏(点距 5~50 m),共采集样品 350 件,并研磨至 200 目,测试元素为 Au、As、Hg、Sb、Tl、V、Cr、Co、Ni、Cu、Zn、Sr、Y、Mo、Ba、Pb、Th 和 U。其中 Au 采用火试法原子吸收光谱法、As 和 Hg 采用等离子光谱法、Sb、Tl、V、Cr、Co、Ni、Cu、Zn、Sr、Y、Mo、Ba、Pb、Th 和 U 采用等离子质谱法,分析误差均小于 5%。

3.2 Au 元素空间分布特征

根据水银洞矿区 239 剖面中每个样品的空间位置和 Au 元素含量,绘制 Au 元素剖面构造地球化学图解(图 5),图中显示 Au 元素主要沿着构造蚀变体和背斜轴分布。成矿流体在运移过程中或多或少会改变围岩化学组成。低含量的 Au 沿构造蚀变体和背斜轴连续分布的特征,显示了成矿流体的运移路径,即成矿流体进入构造蚀变体后,沿着构造蚀变体横向迁移,在背斜的高点位置汇集,之后沿着背斜的轴面向上覆地层迁移,背斜轴扮演了流体上升的通道(Tan et al., 2015a)。顺层滑脱褶皱过程中在背斜核部形成的低压虚脱空间或切层裂隙构造可能促使成矿热液沿背斜轴上涌并在有利部位富集成矿。

为了进一步研究不同背斜构造形态对 Au 分布的影响,本文统计了断层 F₂₀₁ 与 F₁₀₉ 之间的所有钻孔中各取样段(段间距平均 1 m)的 Au 品位数据,再用矿化范围内(Au>1×10⁻⁶)每个取样段的 Au 品位乘以段间距来计算线金属量,然后按地层分别求和得到每个钻孔在各个地层中的矿化度,即可绘制各个地层中金矿化度与背斜构造形态空间关系图(图 3)。

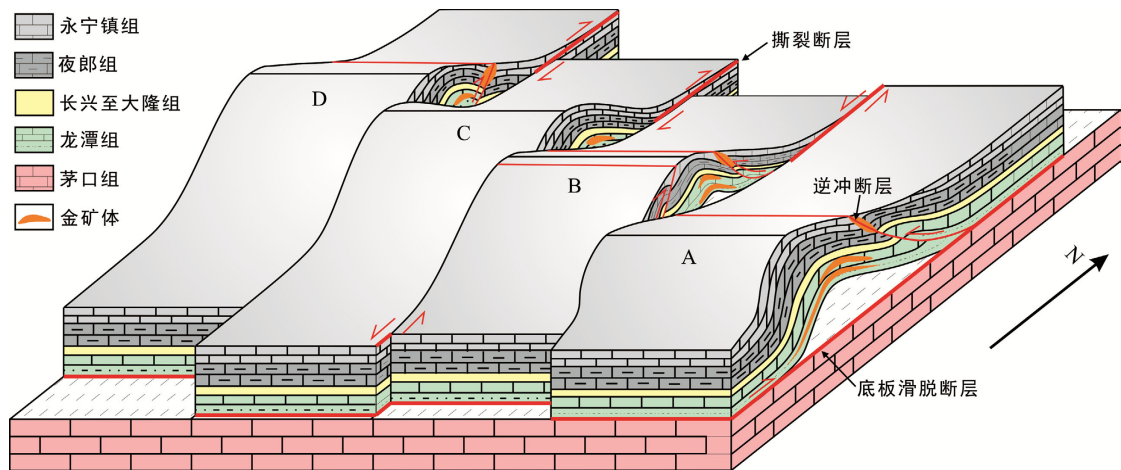
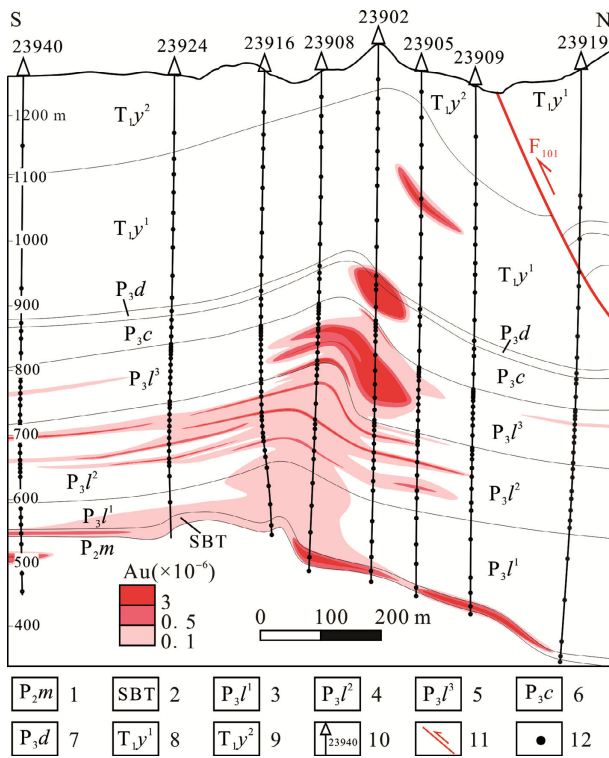


图 4 灰家堡金矿田构造模式图

Fig.4 Tectonic model of the Huijiabao gold orefield



1. 茅口组; 2. 构造蚀变体; 3. 龙潭组第一段; 4. 龙潭组第二段; 5. 龙潭组第三段; 6. 长兴组; 7. 大隆组; 8. 夜郎组第一段; 9. 夜郎组第二段; 10. 钻孔及编号; 11. 逆断层; 12. 钻孔中采样点位置。

图 5 水银洞金矿区 239 勘探线剖面及金元素分布特征
Fig.5 Isopleth of gold distribution along the No.239 cross-section at the Shuiyindong gold deposit

整个构造蚀变体, 不管在背斜核部还是背斜两翼, 均有不同程度的金矿化(图 3a), 显示它是区域构造作用和大规模低温热液蚀变作用的综合产物, 是区域内金富集就位的良好场所。龙潭组从第一段到第三段在块体 1 中背斜越来越紧闭, 金矿化越来越强烈, 且集中在背斜高点部位特别是在背斜核部岩层陡倾处, 在块体 2 中背斜核部平缓, 金矿化弱, 并且不沿着背斜高点分布(图 3b、c、d)。通过临近两个块体的对比, 可知背斜核部的紧闭程度与金矿化的强度密切相关, 这可能与顺层滑脱褶皱过程能否形成低压虚脱空间或切层裂隙构造促使成矿热液从构造蚀变体沿背斜轴上涌至上覆地层中有关。

3.3 微量元素含量特征

按不同地层计算元素含量均值、标准差、变化系数和浓度克拉克值等参数(表 1)。总的看来, Au、As、Hg 和 Sb 在所有地层中均具高的变异系数和浓度克拉克值, 显示出强烈的矿化作用, Tl 仅在构造蚀变体中显示出高的变异系数和浓度克拉克值, 而在茅口组和夜郎组中的值最低, 没有显示明显矿化作用。Mo 和 U 在构造蚀变体中浓度克拉克值大于 5, 且变异系数大于 1, 显示出一定的矿化作用。V、Co、Y、Cu、Zn、Sr 和 Ba 在龙潭组及少量其他地层中浓度克拉克值虽然 >1, 但 <3, 且变异系数多 <1, 其他的微量元素, 如 Cr、Ni、Pb 和 Th, 在大部分

表 1 水银洞金矿地层中微量元素地球化学参数统计($\times 10^{-6}$)

Table 1 Trace element ($\times 10^{-6}$) parameter statistics of each stratum at the Shuiyindong gold deposit

地层(样品个数)	参数	Au	As	Hg	Sb	Tl	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Sr	Y	Mo	Ba	Pb	Th	U
T _{1y} (63)	平均值	0.11	468	2.01	2.05	0.51	121	63.6	25.8	47.9	55.8	79.9	1273	19.6	1.65	587	6.15	5.23	1.73
	标准差	0.76	1700	5.38	4.30	0.88	51.6	37.0	20.9	15.4	30.9	32.6	518	7.88	4.98	1665	4.52	3.15	1.48
	变异系数	6.61	3.63	2.68	2.10	1.72	0.42	0.58	0.81	0.32	0.55	0.41	0.41	0.40	3.03	2.83	0.73	0.60	0.85
	浓度克拉克值	88.4	187	67.0	10.2	1.02	0.88	0.47	0.97	0.81	2.07	1.11	3.98	1.03	2.06	1.29	0.56	0.93	1.33
P _{3c-d} (60)	平均值	2.22	544	10.1	18.0	0.96	106	43.9	23.0	52.3	43.2	88.8	1150	18.7	0.80	222	7.51	5.63	2.55
	标准差	6.48	902	15.7	87.4	1.25	68.1	26.4	9.93	24.1	31.3	57.0	252	9.23	0.69	163	5.05	3.96	0.96
	变异系数	2.92	1.66	1.54	4.86	1.30	0.64	0.60	0.43	0.46	0.73	0.64	0.22	0.49	0.86	0.73	0.67	0.70	0.38
	浓度克拉克值	1708	218	338	89.9	1.92	0.77	0.33	0.87	0.89	1.60	1.23	3.59	0.99	1.00	0.49	0.68	1.00	1.96
P _{3l3} (97)	平均值	0.42	591	10.2	8.37	0.99	141	78.6	28.9	48.7	50.4	95.0	859	21.8	1.26	309	5.61	5.45	2.52
	标准差	1.45	1005	32.3	12.5	1.12	98.9	61.6	16.6	26.8	46.8	70.7	397	12.6	0.88	240	3.97	4.46	1.12
	变异系数	3.44	1.70	3.16	1.50	1.13	0.70	0.78	0.57	0.55	0.93	0.74	0.46	0.58	0.70	0.78	0.71	0.82	0.45
	浓度克拉克值	325	236	341	41.8	1.98	1.02	0.58	1.09	0.83	1.87	1.32	2.69	1.15	1.57	0.68	0.51	0.97	1.94
P _{3l2} (85)	平均值	0.74	847	22.5	21.0	2.03	172	92.0	32.6	46.9	70.0	116	566	27.2	1.30	564	6.01	5.94	2.25
	标准差	2.09	1129	43.3	79.8	2.07	102	60.1	14.6	23.6	54.5	69.6	339	12.3	1.44	691	4.30	4.45	1.18
	变异系数	2.82	1.33	1.92	3.80	1.02	0.59	0.65	0.45	0.50	0.78	0.60	0.60	0.46	1.11	1.23	0.72	0.75	0.52
	浓度克拉克值	569	339	750	105	4.06	1.25	0.68	1.23	0.80	2.60	1.62	1.77	1.43	1.62	1.24	0.55	1.06	1.73
P _{3l1} (26)	平均值	0.14	1331	30.5	14.8	3.27	250.1	98.5	43.3	50.8	124	196	351	46.1	1.63	769	10.6	12.2	2.83
	标准差	0.40	2290	58.2	19.3	5.02	45.7	38.2	9.35	15.5	43.4	71.6	187	21.2	0.74	905	4.53	7.32	1.47

续表 1:

地层(样品个数)	参数	Au	As	Hg	Sb	Tl	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Sr	Y	Mo	Ba	Pb	Th	U
P_3l^1 (26)	变异系数	2.76	1.72	1.91	1.30	1.54	0.18	0.39	0.22	0.31	0.35	0.37	0.53	0.46	0.45	1.18	0.42	0.60	0.52
	浓度克拉克值	111	532	1016	74.4	6.54	1.81	0.73	1.63	0.86	4.60	2.72	1.10	2.43	2.04	1.69	0.97	2.19	2.18
SBT (10)	平均值	1.36	1216	20.8	129	33.6	167	109	44.7	47.4	57.6	95.6	534	25.5	35.8	573	9.23	7.49	9.25
	标准差	2.98	1693	23.1	226	64.4	109	142	34.7	39.9	43.8	60.4	943	19.4	65.0	1155	7.79	7.09	11.9
	变异系数	2.19	1.39	1.11	1.75	1.91	0.65	1.30	0.78	0.84	0.76	0.63	1.76	0.76	1.82	2.02	0.84	0.95	1.29
	浓度克拉克值	1049	486	692	648	67.3	1.21	0.81	1.68	0.80	2.14	1.33	1.67	1.34	44.7	1.26	0.84	1.34	7.11
P_2m (9)	平均值	0.01	14.5	1.06	42.9	0.20	9.05	8.52	7.18	31.2	1.41	19.2	130	6.27	3.17	16.9	0.85	0.09	1.04
	标准差	0.004	15.7	0.91	122	0.22	13.9	3.80	3.95	10.6	1.10	11.8	36.3	1.85	5.19	6.03	0.70	0.06	0.98
	变异系数	0.56	1.09	0.86	2.85	1.11	1.54	0.45	0.55	0.34	0.78	0.62	0.28	0.29	1.64	0.36	0.82	0.60	0.94
	浓度克拉克值	5.73	5.78	35.3	214	0.39	0.07	0.06	0.27	0.53	0.05	0.27	0.41	0.33	3.96	0.04	0.08	0.02	0.80
陆壳克拉克值		0.0013	2.50	0.03	0.20	0.50	138	135	26.6	59.0	27.0	72.0	320	19.0	0.80	456	11.0	5.60	1.30

注: Au, Hg 和 As 在广州澳实分析检测有限公司测试, 其他微量元素在中国科学院地球化学研究所测试。陆壳克拉克值引自 Rudnick and Gao (2014)。

地层中变异系数和浓度克拉克值 <1 , 说明这些元素可能和成矿前的沉积作用有关, 显示了该区域地层本身的元素含量特征。

3.4 因子分析

因子分析是一种降维的分析方法, 用因子代替原始变量, 不仅对原始变量信息损失无几, 而且更能反映地质现象的内在关系(韩润生等, 2003; 罗先熔等, 2008)。它能够归纳和提炼元素组合, 并可以通过元素组合特征推算、解释成矿过程和成矿元素的迁移、富集规律, 划分成矿阶段, 确定成矿物质来源(韩润生等, 2001; 钱建平等, 2011)。

本次研究对所采集的 350 件样品进行基于主成分的 R 型因子分析, 旋转方法为方差最大法, 以特征值 >1 为准共提取 4 个主因子, 累计方差贡献为 68.6%(表 2)。每个样品在各因子上的得分利用回归方法计算而来(Johnson and Wichern, 2007), 再应用 Surfer 软件绘制剖面因子得分分布图(图 6)。因子 1 ($F1$: V、Zn、Cu、Y、Th、Co、Pb、Ni、Cr)的得分分布图上显示整个龙潭组第一段具高因子得分, 其他地层中具有与地层产状一致的带状分布, 说明 $F1$ 代表了地层本身的元素含量特征, 与黏土质的沉积作用有关(图 6a)。因子 2($F2$: Sb、Au、Tl、As)为一套与金成矿有关的低温成矿元素组合, 因子得分分布(图 6b)与 Au 分布相似(图 5), 代表了 Au 的成矿作用。因子 3($F3$: Mo、U)得分分布图上显示构造蚀变体中具有明显高的因子得分, 另外在龙潭组及其之上的地层中也有少数与地层产状一致的高得分带(图 6c), 说明 $F3$ 一方面可能代表了一期富 Mo 和 U 的热液活动, 另一方面代表了地层本身含量特征。因子 4($F4$: Ba、Sr)的得分以长兴组为界, 在其之上

表 2 水银洞金矿微量元素 R 型因子分析结果
Table 2 R-factor analysis of trace elements at the Shuiyindong gold deposit

元素	$F1$	$F2$	$F3$	$F4$
V	0.93	0.04	0.05	-0.09
Zn	0.92	0.08	0.01	-0.11
Cu	0.90	0.12	-0.11	-0.07
Y	0.89	0.06	0.10	-0.05
Th	0.88	0.06	0.15	0.04
Co	0.79	0.11	-0.07	0.04
Pb	0.77	0.14	0.24	0.11
Ni	0.74	-0.12	0.16	0.04
Cr	0.74	-0.03	0.32	-0.11
Sb	-0.04	0.86	0.03	0.05
Au	-0.12	0.71	-0.02	0.00
Tl	0.06	0.67	0.09	0.21
As	0.19	0.64	0.02	-0.12
Hg	0.32	0.48	-0.08	-0.29
Mo	0.05	0.01	0.89	-0.07
U	0.24	0.07	0.83	0.03
Ba	0.31	0.18	-0.08	0.74
Sr	-0.38	-0.14	0.00	0.71
方差的%	39.8	13.1	8.9	6.85
累积%	39.8	52.9	61.8	68.6

注: 提取方法为主成分法, 旋转方法为方差最大法; 黑体数字表示因子载荷 >0.6 。

显示高的因子得分, 之下显示低的因子得分(图 6d), 说明与灰岩沉积作用有关, 代表了地层本身的元素含量特征。

3.5 对应分析

对应分析是通过把变量与样品投影到由某两个主轴所决定的同一因子平面上, 同时研究样品和变

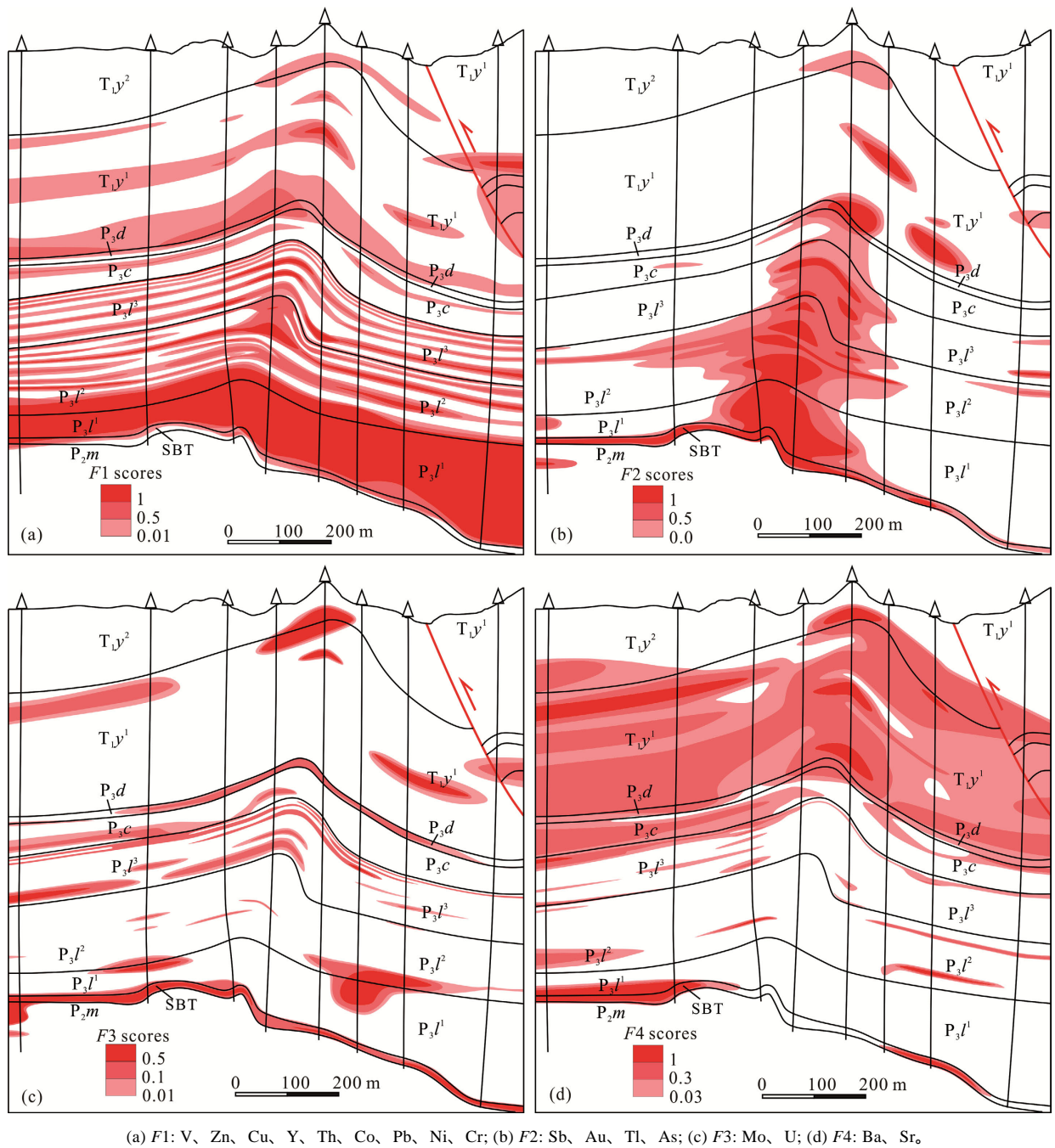


图 6 水银洞金矿区 239 勘探剖面因子得分分布特征
 Fig.6 Factor scores distribution along the No.239 cross-section at the Shuiyindong gold deposit

量之间的相互关系, 获得 R 型和 Q 型因子结果, 来解释推断原始数据的成因联系、地质特征及空间分布的一种多元统计方法(黄德志等, 2002; 罗先熔等, 2008; 钱建平等, 2011)。本次研究对水银洞金矿中采集的 350 件样品的岩性/地层与元素之间进行对应分析。图 7 是对应分析散点图, 借助该散点图可以直观地表现地层或岩性与元素行为的倾向性, 图中距离越接近的类别表示关系越密切。

元素与岩性之间的对应分析结果(图 7a)显示生

物碎屑灰岩和角砾岩位于第四象限, 其富集的元素有 Au、Sb、As、Tl 以及 Mo 和 U, 但 U 和 As 更靠近原点, 靠近黏土岩方向, 说明 As 和 U 在部分黏土岩中也有一定的含量富集。灰岩和泥灰岩位于第三象限, 其富集的元素为 Sr, 另外可能也有少量 Ni 的富集。粉砂质黏土岩、钙质黏土岩和黏土岩集中位于维度 1 (F1) 方向上, 其富集的元素有 Ni、V、Zn、Cu、Y、Th、Co、Pb、Ni、Cr、Ba, 同时 Hg 也在这个方向上, 显示这些岩石中也有大量的 Hg 富集。

表 5 水银洞金矿各层位成矿元素分带指数
Table 5 Zonation index of ore metals in each stratum at the Shuiyindong gold deposit

层位	Au	As	Hg	Sb	Tl
T _{1y}	0.281	0.523	0.011	0.137	0.048
P _{3c-d}	0.508	0.157	0.024	0.297	0.014
P _{3f} ³	0.264	0.315	0.055	0.337	0.029
P _{3f} ²	0.058	0.260	0.106	0.495	0.081
P _{3f} ¹	0.018	0.344	0.105	0.463	0.070
SBT	0.080	0.044	0.007	0.687	0.182

注: 黑体数字表示每个元素最大富集系数位置。

化指数分别为 12.2 和 27.6, 说明 Tl 向下聚集的趋势更大, 排序在最下。因此, 成矿元素原生晕垂向分带序列自下而上为 Tl、Sb、Hg、Au、As。由于 As 趋向于在矿区的浅部地层富集, 而 Tl 趋向于在深部构造蚀变体中富集, 因此地表高 As/Tl 比值地段, 剥蚀较浅, 可能深部找矿潜力大。

4 找矿模型分析

4.1 成矿模式

在燕山期区域构造作用下, 沿深大断裂上涌的与深部岩浆作用有关的富含成矿物质和 CH₄、N₂、CO₂、H₂O 等的含矿超压流体进入茅口组与龙潭组(或峨眉山玄武岩组)之间的区域构造滑脱面(夏勇等, 2009; 刘建中等, 2014)。龙潭组底部的厚层黏土岩在背斜翼部产状平缓, 裂隙构造不发育, 组成了天然的屏蔽层, 把成矿流体围限在滑脱面内并侧向运移。成矿流体在这一滑脱面内与附近的岩石发生水/岩交代反应形成构造蚀变体(SBT)。构造滑脱面既是热液运移的通道, 也是金锑矿就位的场所。超压成矿流体沿着构造滑脱面运移到背斜高点部位后, 背斜核部附近由弯滑褶皱作用形成的低压虚脱空间或切层裂隙构造使得热液进入上覆具有渗透层和封闭层相间组合的地层系统(碳酸盐岩和黏土岩类互层)。碳酸盐岩顶底板的黏土岩形成良好的封闭层阻止热液扩散而导致含矿热液沿孔隙度大的碳酸盐岩侧向运移并富集成独特的层状金矿体。

4.2 控矿规律

(1) 不整合面控矿 茅口组和龙潭组之间的沉积间断不整合面为一弱构造面, 常被后期构造作用所利用, 并因其起伏不平, 导致后期构造运动中应力局部集中, 是构造发育的重要因素, 也为成矿提供有利环境, 并形成了一些金矿或锑矿床(夏勇和张启厚, 1993; 刘建中等, 2014)。

(2) 背斜控矿 弯滑褶皱过程中不同地层之间能干性差异, 有利于在背斜核部形成若干低压虚脱空间, 像抽水泵一样把汇集到构造蚀变体高点部位的成矿流体泵入上覆地层。另外, 由于应力集中或阻挡, 顺层滑脱断层在背斜核部转变为切层断层后进一步加速了成矿流体向上覆地层运移, 并在背斜轴部高点附近的岩性有利部位富集成矿。

(3) 断裂控矿 灰家堡金矿田中不同矿床的坑道中, 不同层位、不同级别的层间破碎带非常发育并且控制大量矿体的产出, 这些层间破碎带中矿体虽然顺层产出, 但构造变形非常明显, 实际是受顺层滑脱断层控制, 属于“断坪”控矿(张蕾等, 2012)。在褶皱过程中顺层滑脱断层转变为切层逆冲断层后, 成为成矿流体穿透一些构造封闭层(如黏土岩层)到达另外一些渗透性较好地层(碳酸盐岩)的通道, 控制了灰家堡背斜两翼逆冲断层内金矿体的产出, 属于“断坡”控矿。

(4) 岩性控矿 龙潭组第一段的厚层黏土岩, 在背斜两翼产状平缓部位, 裂隙构造不发育, 岩石均一、致密, 孔隙度低、渗透性差, 可能是将成矿热液围限在构造蚀变体中的良好屏蔽层; 在背斜核部附近, 由于顺层滑脱褶皱过程形成的低压虚脱空间或切层裂隙构造使得这一厚层黏土岩失去屏蔽作用, 造成了成矿热液沿背斜轴上涌。另外, 金矿化对岩性具有明显的选择性。碳酸盐岩与其顶底板的黏土岩或粉砂质黏土岩成为 Au 成矿的有机组合体, 顶底板的黏土岩或粉砂质黏土岩所形成的良好屏蔽层, 是形成水银洞金矿高品位层状矿体最直接的原因(夏勇, 2005; 刘建中等, 2008)。

4.3 找矿分析

黔西南二叠系-三叠系浅海碳酸盐台地相区的背斜或穹窿或与背斜轴近于平行的逆断层构造组合区是重要的找矿靶区, 如灰家堡背斜、戈塘背斜、包谷地背斜、雄武背斜和碧痕穹窿等(刘建中等, 2014)。灰家堡背斜以回龙断裂为界, 东西两盘枢纽相背倾伏, 向东西两段深度逐渐加大, 更有利于超压成矿流体的保存, 并且图 1 所显示的背斜范围远远大于目前勘探的范围, 因此, 灰家堡背斜纳秧金矿东部和紫木凶金矿西部, 是重要的金矿深部成矿远景区(邱小平等, 2013)。Au、As、Sb、Hg 和 Tl 元素异常套合最好的地段往往为找金最有利地段, 同时根据成矿元素垂向分带规律, 计算相关元素比值(如 As/Tl)可大致估算剥蚀深度, 预测深部成矿潜力。卷入背斜构造的是龙潭组及其之上的地层, 且

位于背斜两翼平行背斜轴向的逆断层往往向下倾角逐渐变缓,最深消失于构造蚀变体,因此施工钻孔以揭露构造蚀变体进入茅口组终孔。根据因子分析和对应分析结果,构造蚀变体是 Sb 和 Tl 富集的有利部位,而龙潭组和长兴组的生物碎屑灰岩层是找 Au 的有利岩层。

5 结 论

通过研究可以得出以下结论: (1)灰家堡背斜中卷入背斜构造的是龙潭组及其之上的地层,这些地层沿着龙潭组和茅口组之间的不整合面形成顺层滑动,产生横向缩短和纵向加厚,为调整不同地段之间横向缩短的位移差而形成垂直于背斜轴向的走滑(撕裂)断层,并把背斜切割成若干块体。(2)Au 元素在垂向上沿着构造蚀变体和背斜轴分布显示了成矿流体的运移路径,即背斜轴是成矿流体从构造蚀变体进入上覆地层的通道,在横向上金矿化越强部位,背斜也越紧闭,显示了明显的背斜控矿特征。(3)微量元素多元统计分析显示 Au、As、Sb、Hg 和 Tl 是金矿田内成矿元素组合,其他微量元素与金成矿作用均无相关性,且构造蚀变体主要富集 Sb 和 Tl,龙潭组和长兴组的生物碎屑灰岩主要富集 Au,龙潭组的黏土岩类主要富集 Hg 和 As。(4)黔西南二叠系—三叠系浅海碳酸盐台地相区的背斜或穹窿与背斜轴近于平行的逆断层构造组合区是重要的找矿区域,Au、As、Sb、Hg 和 Tl 元素异常套合最好的地段往往为找金有利靶区,且高 As/Tl 比值地段深部找矿潜力大,碳酸盐岩和黏土岩组合处是有利的富金部位。

致谢: 本次研究在野外工作和成文过程中得到贵州省地质矿产勘查开发局 105 地质大队刘建中研究员、王泽鹏高级工程师、祁杰、杨成富工程师的指导和帮助;在审稿过程中,中国地质科学院地质研究所邱小平研究员和昆明理工大学韩润生教授提出了众多宝贵的意见和建议,在此一并致谢。

参考文献(References):

陈懋弘,毛景文, J. Uttley, P Norman T, 吴六灵, 郑建民, 秦运忠. 2007. 贵州锦丰(烂泥沟)超大型金矿床构造解析及构造成矿作用. 矿床地质, 26(4): 380-396.
杜定全. 1991. 贵州纸房汞矿逆冲推覆构造研究. 贵州工学院学报, 20(2): 7-12.
杜定全. 1999. 紫木函金矿控矿断层的变形特征及其与

成矿作用关系的讨论. 贵州工业大学学报(自然科学版), 28(4): 22-26.
付芝康, 祁杰, 张金忠. 2008. 贵州水银洞金矿区纳秧矿段逆冲推覆构造特征及其找矿意义. 贵州地质, 96(3): 188-192.
郭振春. 1993. 黔西南金矿的构造控制作用探讨. 贵州地质, 10(1): 54-61.
郭振春. 2002. 黔西南灰家堡金矿田“两层楼”模式及找矿意义. 黄金地质, 8(4): 18-23.
郭振春, 周忠赋. 2006. 黔西南灰家堡背斜金矿勘查实践及“两层楼”模式的建立. 贵州地质, 23(3): 176-181, 186.
韩润生. 2003. 初论构造成矿动力学及其隐伏矿定位预测研究内容和方法. 地质与勘探, 39(1): 5-9.
韩润生. 2005. 隐伏矿定位预测的矿田(床)构造地球化学方法. 地质通报, 24(10): 978-984.
韩润生, 陈进, 高德荣, 黄智龙, 马德云, 李元, 赵德顺. 2003. 构造地球化学在隐伏矿定位预测中的应用. 地质与勘探, 39(6): 25-28.
韩润生, 刘丛强, 马德云, 马更生, 胡彬. 2001. 陕西铜厂地区断裂构造地球化学及定位成矿预测. 地质地球化学, 29(3): 158-163.
何丰胜, 毛健全, 杜定全. 1997. 戈塘矿区层滑构造研究. 贵州工业大学学报, 26(2): 13-19.
黄德志, 戴塔根, 孔华, 邱瑞龙, 徐祥. 2002. 安徽张八岭构造带小庙山金矿容矿断裂构造地球化学研究. 大地构造与成矿学, 26(1): 69-74.
李强, 韩润生, 黄应才, 李德. 2011. 易门狮子山铜矿床构造岩微量元素特征及构造地球化学异常模式. 大地构造与成矿学, 35(1): 149-155.
刘建中. 1999. 贵州灰家堡金矿田Au/Ag比值特征及找矿意义. 贵州地质, 16(2): 97-102.
刘建中, 陈景河, 陈发恩, 夏勇, 陈松, 邓一明, 付芝康, 陈明. 2010a. 贵州水银洞超大型金矿床矿石初步研究. 矿产勘查, 1(2): 145-150.
刘建中, 邓一明, 刘川勤, 张兴春, 夏勇. 2006. 贵州省贞丰县水银洞层控特大型金矿成矿条件与成矿模式. 中国地质, 33(1): 169-177.
刘建中, 刘川勤. 2005. 贵州水银洞金矿床成因探讨及成矿模式. 贵州地质, 22(1): 9-13.
刘建中, 夏勇, 邓一明, 苏文超, 张兴春, 邱林, 陈明, 陈发恩, 付芝康. 2009. 贵州水银洞Sbt研究及区域找矿意义探讨. 黄金科学技术, 17(3): 1-5.
刘建中, 夏勇, 陶琰, 杨成富, 王泽鹏, 谭亲平, 付绍洪, 陈睿, 吴文明. 2014. 贵州西南部SBT与金锑矿成矿找矿. 贵州地质, 31(4): 267-272.
刘建中, 夏勇, 张兴春, 邓一明, 苏文超, 陶琰. 2008. 层

- 控卡林型金矿床矿床模型——贵州水银洞超大型金矿. *黄金科学技术*, 16(3): 1–5.
- 刘建中, 杨成富, 刘全军, 游彬, 夏勇, 雷德堂, 舒家荣, 胡基明. 2010b. 贵州兴仁县太平洞金矿金的赋存状态研究. *黄金科学技术*, 18(5): 93–98.
- 刘建中, 杨成富, 夏勇, 陈松, 陈发恩, 游彬, 付芝康. 2010c. 贵州西南部台地相区Sbt研究及有关问题的思考. *贵州地质*, 27(3): 178–184.
- 刘寅, 胡凯, 韩善楚, 孙泽航. 2015. 右江盆地构造和演化及对卡林型金矿床的控制作用. *高校地质学报*, 21(1): 1–14.
- 罗先熔, 文美兰, 欧阳菲, 唐甲光. 2008. 勘查地球化学. 北京: 冶金工业出版社: 1–261.
- 罗孝桓. 1997. 黔西南右江区金矿床控矿构造样式及成矿作用分析. *贵州地质*, 14(4): 312–320.
- 罗孝桓. 1998. 浅析控矿断裂的运动学模式及动力学背景. *贵州地质*, 15(3): 234–239.
- 罗孝桓. 2000. 黔西南卡林型金矿勘查中的构造地球化学研究. *贵州地质*, 17(4): 249–253.
- 吕古贤, 孙岩, 刘德良, 吴学益, 刘瑞珣. 2011. 构造地球化学的回顾与展望. *大地构造与成矿学*, 35(4): 479–494.
- 毛健全, 杜定全, 潘年勋, 余大龙. 1990. 滑脱构造与黔西南地区金矿浅析. *贵州工学院学报*, 19(3): 44–49.
- 钱建平. 2006. 构造地球化学方法找矿的基本问题. *云南地质*, 25(4): 384–386.
- 钱建平, 谢彪武, 陈宏毅, 白艳萍, 吴小雷. 2011. 广西金山金银矿区成矿构造分析和构造地球化学找矿. *现代地质*, 25(3): 531–544.
- 邱小平, 孟凡强, 于波, 任卫波. 2013. 黔西南灰家堡金矿田成矿构造特征研究. *矿床地质*, 32(4): 784–794.
- 孙岩, 朱文斌, 郭继春, 刘德良, Lin A. 2002. 构造地球化学研究展望. *自然科学进展*, 12(9): 908–912.
- 谭亲平, 夏勇, 谢卓君, 闫俊. 2014. Excel在地球化学数据处理中的高级应用. *物探化探计算技术*, 36(5): 626–633.
- 王疆丽, 林方成, 于远山, 王宏, 吴松洋. 2014. 右江沉积盆地印支–燕山期金矿成矿系统研究. *地质与勘探*, 50(1): 105–113.
- 王砚耕. 1994. 试论黔西南卡林型金矿区域成矿模式. *贵州地质*, 11(1): 1–7.
- 王泽鹏, 夏勇, 宋谢炎, 游彬, 郑新华, 汪小勇. 2012. 太平洞–紫木凶金矿区同位素和稀土元素特征及成矿物质来源探讨. *矿物学报*, 32(1): 93–100.
- 吴学益. 2000. 构造地球化学学科的前缘问题. *地学前缘*, 7(1): 122.
- 夏勇. 2005. 贵州贞丰县水银洞金矿床成矿特征和金的超常富集机制研究. 贵阳: 中国科学院地球化学研究所博士学位论文.
- 夏勇, 张启厚. 1993. 大厂锑矿田构造控矿特征及实验构造地球化学初步研究. *地质与勘探*, 29(10): 48–53.
- 夏勇, 张瑜, 苏文超, 陶琰, 张兴春, 刘建中, 邓一明. 2009. 黔西南水银洞层控超大型卡林型金矿床成矿模式及成矿预测研究. *地质学报*, 83(10): 1473–1482.
- 杨炳南, 王家俊, 何彦南, 刘建中, 祁连素, 王泽鹏, 胡涛. 2016. 黔西南层控卡林型金矿床电性结构特征——水银洞剖面音频大地电磁测深研究. *贵州地质*, 126(1): 1–7, 13.
- 张蕾, 杜定全, 张晗彬, 张汉龙, 张丽华. 2012. 黔西南灰家堡金矿田的构造控矿模式研究——“两层楼”模式的构造意义. *黄金*, 33(9): 13–18.
- 张瑜, 夏勇, 王泽鹏, 闫宝文, 付芝康, 陈明. 2010. 贵州簸箕田金矿单矿物稀土元素和同位素地球化学特征. *地学前缘*, 17(2): 385–395.
- Arehart G B. 1996. Characteristics and origin of sediment-hosted disseminated gold deposits: A review. *Ore Geology Reviews*, 11(6): 383–403.
- Chen M H, Mao J W, Bierlein F P, Norman T and Uttley P J. 2011. Structural features and metallogenesis of the Carlin-type Jinfeng (Lannigou) gold deposit, Guizhou Province, China. *Ore Geology Reviews*, 43(1): 217–234.
- Chen Y J and Santosh M. 2014. Triassic tectonics and mineral systems in the Qinling Orogen, central China. *Geological Journal*, 49(4-5): 338–358.
- Cline J S, Muntean J L, Gu X X and Xia Y. 2013. A comparison of Carlin-type gold deposits: Guizhou Province, golden triangle, southwest China, and northern Nevada, USA. *Earth Science Frontiers*, 20(1): 1–18.
- Gu X X, Zhang Y M, Li B H, Dong S Y, Xue C J and Fu S H. 2012. Hydrocarbon- and ore-bearing basinal fluids: A possible link between gold mineralization and hydrocarbon accumulation in the Youjiang basin, South China. *Mineralium Deposita*, 47(6): 663–682.
- Hofstra A H and Cline J S. 2000. Characteristics and models for Carlin-type gold deposits. *Reviews in Economic Geology*, 13: 163–220.
- Hu R Z, Su W C, Bi X W, Tu G Z and Hofstra A H. 2002. Geology and geochemistry of Carlin-type gold deposits in China. *Mineralium Deposita*, 37: 378–392.
- Jamison W R. 1987. Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. *Journal of Structural Geology*, 9(2): 207–219.

- Johnson R A and Wichern D W. 2007. Applied Multivariate Statistical Analysis. Sixth Edition. New Jersey: Prentice Hall: 481–526.
- Liu J M, Ye J, Ying H L, Liu J J, Zheng M H and Gu X X. 2002. Sediment-hosted micro-disseminated gold mineralization constrained by basin paleo-topographic highs in the Youjiang basin, South China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 20(5): 517–533.
- Mitra S. 2002. Fold-accommodation faults. *AAPG Bulletin*, 86(4): 671.
- Peters S G, Huang J Z, Li Z P and Jing C G. 2007. Sedimentary rock-hosted Au deposits of the Dian–Qian–Gui area, Guizhou, and Yunnan Provinces, and Guangxi District, China. *Ore Geology Reviews*, 31(1): 170–204.
- Rudnick R L and Gao S, 2014. Composition of the Continental Crust // Holland H D and Turekian K K. Treatise on Geochemistry (Second Edition). Oxford: Elsevier: 1-51.
- Suppe J. 1983. Geometry and kinematics of fault-bend folding. *American Journal of Science*, 283(7): 684–721.
- Tan Q P, Xia Y, Xie Z J and Yan J. 2015a. Migration paths and precipitation mechanisms of ore-forming fluids at the Shuiyindong Carlin-type gold deposit, Guizhou, China. *Ore Geology Reviews*, 69: 140–156.
- Tan Q P, Xia Y, Xie Z J, Yan J and Wei D. 2015b. S, C, O, H, and Pb isotopic studies for the Shuiyindong Carlin-type gold deposit, Southwest Guizhou, China: Constraints for ore genesis. *Chinese Journal of Geochemistry*, 34(4): 1–15.
- Xie Z J, Xia Y, Cline J S, Yan B W, Wang Z P, Tan Q P and Wei D T. 2017. Comparison of the native antimony-bearing Paiting gold deposit, Guizhou Province, China, with Carlin-type gold deposits, Nevada, USA. *Mineralium Deposita*, 52(1): 69–84.

Tectonic Model and Tectonic-geochemistry Characteristics of the Huijiabao Gold Orefield, SW Guizhou Province

TAN QINPING¹, XIA YONG^{2*}, WANG XUEQIU¹, XIE ZHUOJUN² and WEI DONGTIAN^{2,3}

(1. MLR Key Laboratory of Geochemical Exploration, Institute of Geophysical and Geochemical Exploration, CAGS, Langfang 065000, Hebei, China; 2. State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550081, Guizhou, China; 3. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Abstract: The Huijiabao gold orfield is located at the border of Xingren and Zhenfeng counties, southwestern Guizhou province. Sedimentary rocks in the gold orfield consist of bioclastic limestone, siltstone, and argillite, which are Middle and Upper Permian and Lower Triassic in age. The Upper Permian and its overlying strata were deformed into an East–West-trending anticline with limbs cut by reverse faults. A series of Northeast-striking faults cut the major reverse faults, some of which control the mercury–thallium deposits/occurrences. In this paper, we established the tectonic model of the Huijiabao gold orfield based on geology and geophysics, determined the spatial distribution of gold and other trace elements, and proposed geological prospecting direction at the southwestern Guizhou province. Folding of the Upper Permian and its overlying strata caused the horizontal shortening and vertical thickening. Displacement differential of these strata at different parts of the anticline led to tear which cuts the anticline into several blocks. Blocks with closed anticline show strong gold mineralization, whereas blocks with gentle anticline display weak gold mineralization. Gold mainly distributes along the anticlinal axis and the unconformity between the Middle and Upper Permian on a representative profile. Factor analysis of trace elements shows that ore-forming elements consist of Au, As, Sb, Hg and Tl, which are important prospecting indicator elements. Other trace elements have no obvious relation with gold mineralization. Correspondence analysis between elements and rocks/strata shows that the unconformity is enriched in Sb and Tl, the bioclastic limestone of the Longtan and Changxing Formations is enriched in Au, and the argillite of the Longtan Formation is enriched in Hg and As. The zonation of ore-forming elements is calculated to be Tl–Sb–Hg–Au–As (from bottom to top). We therefore propose that (1) zones near the anticline/dome and related reverse fault are important target areas, (2) element anomalies of Au, As, Sb, Hg and Tl are helpful prospecting indicators, (3) high As/Tl ratio may indicate concealed gold orebodies, and (4) locations of carbonate rock and argillite are favorable gold precipitation position.

Keywords: Huijiabao anticline; Carlin-type gold deposit; tectonic model; tectonic-geochemistry