

福建紫金山矿田西南铜钼矿段蚀变矿化特征及 SWIR 勘查应用研究*

许超^{1,2}, 陈华勇^{1,3,4**}, Noel WHITE⁵, 祁进平⁶, 张乐骏⁵, 张爽¹, 段甘^{1,2}

(1 中国科学院广州地球化学研究所, 矿物学与成矿学重点实验室, 广东 广州 510640; 2 中国科学院大学, 北京 100049; 3 广东省矿物物理与材料研究开发重点实验室, 广东 广州 510640; 4 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 550002; 5 Centre of Excellence in Ore Deposits (CODES), University of Tasmania, Private Bag 79, Hobart, Australia; 6 紫金矿业集团股份有限公司, 福建 上杭 364200)

摘要 西南铜钼矿段位于中国著名的福建上杭县紫金山矿田内,是该矿田最新发现的另一个典型的斑岩型矿床。该矿床形成于白垩纪,矿化(浸染状和细脉浸染状)与成矿同期花岗闪长斑岩密切相关。围岩蚀变由深到浅分别为青磐岩化带、绢英岩化带、高级泥化-泥化蚀变带和氧化带。蚀变矿化期次可划分为:(早期)绢英岩化期、斑岩矿化期、浅成低温热液叠加期、成矿后期脉和表生期。其中,斑岩矿化期又可分为钾硅酸盐化阶段、青磐岩化阶段和(晚期)绢英岩化阶段;浅成低温热液叠加期主要为泥化-高级泥化蚀变。对比研究发现,西南矿段具有与典型斑岩矿床相似的矿化蚀变特征,但缺失钾化带且矿化规模小,成矿斑岩以岩枝状(非岩株状)水平侵位,产生非对称蚀变分带,据此推测西南矿段深部可能存在真正的成矿斑岩岩株和大储量及高品位的矿化中心。通过短波红外光谱(SWIR)研究发现,从矿化中心到外围,伊利石结晶度值(IC)和伊利石 2200 nm 吸收峰位值(Pos2200)均有明显的从高值到低值的变化趋势。此外,研究发现高 IC 值(>2.1)和高 Pos2200 值(>2203 nm)可作为紫金山地区勘查该类矿床的找矿标志。本研究可以为紫金山地区斑岩矿床的成矿规律认识和找矿勘查提供科学依据。

关键词 地质学;蚀变分带;蚀变矿化期次;短波红外光谱;伊利石结晶度;西南铜钼矿段;紫金山矿田

中图分类号: P618.41;P618.65

文献标志码: A

Alteration and mineralization of Xinan Cu-Mo ore deposit in Zijinshan orefield, Fujian Province, and application of short wavelength infra-red technology (SWIR) to exploration

XU Chao^{1,2}, CHEN HuaYong^{1,3,4}, Noel WHITE⁵, QI JinPing⁶, ZHANG LeJun⁵,
ZHANG Shuang¹ and DUAN Gan^{1,2}

(1 Key Laboratory of Mineralogy and Metallogeny, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, Guangdong, China; 2 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 3 Guangdong Provincial Key Laboratory of Mineral Physics and Materials, Guangzhou 510640, Guangdong, China; 4 Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Guiyang 550002, Guizhou, China; 5 Centre of Excellence in Ore Deposits (CODES), University of Tasmania, Private Bag 79, Hobart, Australia; 6 Zijin Mining Group Co., Ltd., Shanghang 364200, Fujian, China)

* 本文得到中国科学院“百人计划”项目(编号: Y333081A07)、中国科学院创新交叉合作团队项目(编号: Y433131A07)和矿床地球化学国家重点实验室开放课题(编号: 201508)联合资助

第一作者简介 许超,男,1989年生,博士生,矿物学、岩石学、矿床学专业。Email: xuchao11989@sina.com

** 通讯作者 陈华勇,男,1976年生,研究员,矿床学及找矿勘探方向。Email: huayongchen@gig.ac.cn

收稿日期 2016-04-22; 改回日期 2017-06-26。秦思婷编辑。

Abstract

The Xinan Cu-Mo deposit is a newly-discovered Cretaceous porphyry deposit located in the Zijinshan ore-field, Shanghang County, Fujian Province. The Cu-Mo mineralization mainly occur in dissemination and veinlet-dissemination forms, associated with the granodiorite porphyry. From bottom upward, the Xinan deposit generally exhibits propylitic, phyllic, (advanced-) argillic alteration and supergene oxidation. Five stages of hypogene alteration-mineralization were recognized in the Xinan deposit: the early phyllic alteration; porphyry mineralization alteration, consisting of potassic, propylitic and (late) phyllic alteration; overlapping epithermal alteration, which includes (advanced-) argillic alteration; late veined alteration; and supergene alteration. A comparison indicates that the Xinan deposit shows similar mineralization and alteration features to typical porphyry deposits, but it lacks potassic alteration zone and the mineralization is at small scale in the deposit. The ore-bearing granodiorite porphyry intruded flatly as an apophysis (not a stock) into the deposit. It is thus inferred that the real ore-bearing porphyry stock and potential porphyry mineralization (with large reserves and high grades) probably occur in the depth of the Xinan ore district. SWIR research on the Xinan deposit reveals that the illite crystallinity (IC) and the position of illite 2200 nm absorption peak (Pos2200) both show strong gradients from high values to low values from the mineralized center to the distal barren area. Meanwhile, the SWIR anomalies (IC values > 2.1 and Pos2200 value > 2203 nm) can be used as the indicators of the mineralized porphyry deposits in the Zijinshan orefield. The results obtained by the authors provide scientific basis for further understanding of the metallogenic patterns of porphyry deposits and future exploration of mineral resources in the Zijinshan orefield.

Key words: geology, alteration zone, alteration and mineralization sequence, short wavelength infra-red (SWIR), illite crystallinity (IC), Xinan Cu-Mo deposit, Zijinshan orefield

21世纪以来,斑岩矿床的成矿模型日趋完善,斑岩矿床的勘查已经取得了重大成就(Sillitoe, 2014; 侯增谦等, 2009),其中的多数矿床就位于浅部。随着近地表矿床的日渐减少,对于深部隐伏斑岩矿床的矿产勘查将是未来趋势,然而,隐伏斑岩矿床的埋藏深度大且地表蚀变作用强烈,用传统的找矿方法(化探、地球物理等)效果有时并不显著(McIntosh, 2010; Cooke et al., 2014),急需其他新方法和手段补充。近年来,短波红外光谱(Short Wavelength Infra-red, SWIR)技术在斑岩-浅成低温热液矿床的矿产勘查领域得到广泛应用,尤其对隐伏矿床的找矿勘查效果显著(Yang et al., 2005; Thompson et al., 2009; Chang et al., 2011; 章革等, 2004)。中国学者对新疆土屋、云南普朗及西藏驱龙等斑岩铜矿的短波红外光谱研究,识别出许多肉眼难以鉴定的黏土矿物,并通过系统矿物填图结果建立了矿床蚀变分带模式及PIMA找矿模型(章革等, 2005; 连长云等, 2005a; 2005b)。同时,该技术还可利用一些矿物反射光谱特征(如伊利石结晶度和伊利石吸收峰位值)的系统变化,直接定位热液/矿化中心(杨志明等, 2012)。

这种技术能够快速地、有效地识别出含氢氧根或含水的层状硅酸盐(黏土类)矿物,这些矿物大多发育在斑岩矿床或浅成低温热液矿床的浅部热液蚀变带内,因此,可将黏土类矿物的光谱特征参数在矿区的系统性变化规律作为找矿勘查新标志(章革等, 2005)。

福建紫金山矿田位于华夏板块的东南缘(图1a),是中国最典型的斑岩-浅成低温热液成矿系统(So et al., 1998; Zhong et al., 2014; 黄文婷等, 2013)。截止2013年底,矿区内的金金属量为400吨(品位约0.3 g/t),铜金属量约400万吨(品位约0.4%),钼金属量11万吨(品位约0.032%)(张锦章, 2013)。代表性矿床主要有紫金山高硫型浅成低温热液型铜金矿床、罗卜岭斑岩型铜钼矿床等(Chen et al., 2015; 王少怀等, 2009; 邱小平等, 2010),前人已经对上述2种矿床的地质特征,岩浆岩的年代学、成矿年代学、矿床成因、流体特征等方面进行了大量研究(Jiang et al., 2013; 张德全等, 2003; 2005; 毛建仁等, 2004; 梁清玲等, 2012),但区内斑岩型矿床的成矿规律还有待进一步研究。此外,矿田内SWIR

找矿勘查研究仍处于空白。西南铜钼矿段作为紫金山矿田内最新发现的矿床, 钻孔资料显示其具有斑岩型矿床的矿化蚀变特征, 可作为矿田内斑岩矿床另一个理想的研究对象。

本文在前人研究工作的基础上, 基于详细的野外观察编录和系统的岩相学工作, 根据矿物的交代次序、脉体穿插关系、矿物共生组合及空间分布等特征, 对紫金山西南铜钼矿段的蚀变分带及矿化特征进行详细的研究, 并与罗卜岭斑岩矿床和典型斑岩矿床进行综合对比研究, 目的是进一步完善紫金山矿田内斑岩矿床的成矿规律。此外, 本文还对西南矿段探索性开展了矿床短波红外光谱研究, 建立了有效的 SWIR 找矿勘查新标志, 为后续的找矿勘探工作提供进一步的科学依据。

1 区域地质背景

华南地处欧亚大陆东南部, 主要是指秦岭-大别造山带以南、青藏高原以东及太平洋板块以西的中国大陆南部区域, 以江绍-钦防断裂带为界, 可将华南划分成扬子克拉通与华夏板块(图 1a, Chen et al., 2007; 毛景文等, 2009; 2011; 舒良树等, 2012)。紫金山矿田位于华夏板块的东南缘(图 1a), NE 向宣和复式背斜与北西向上杭-云霄深大断裂的交汇部位(Li et al., 2014; Zhong et al., 2014)。矿田中主要有震旦系、泥盆系、石炭系、白垩系、第四系。震旦系为楼子坝群, 灰绿色, 主要分在矿田的西北部, 另外有少量分布在南部(图 1b), 其岩性为浅海相变质细碎屑岩, 包括千枚岩、千枚状粉砂岩、变质细砂岩等(钟军等, 2011)。泥盆系为上泥盆统天瓦崙-桃子坑群, 主要分布在矿田的东南部(图 1b), 属于浅海-滨海相碎屑岩, 由粉砂岩、粉砂质泥岩、石英砂岩及砂砾岩等组成(钟军等, 2011)。石炭系为下石炭统林地群, 分布在矿田的东南部, 属于滨海相碎屑岩, 岩性为石英砂砾岩、石英砾岩夹石英细砂岩和粉砂岩等(钟军等, 2011)。白垩系为下白垩统石帽山群, 大面积分布于矿田的西南部(图 1b), 另有少量分布于中部附近, 不整合覆盖于中-晚侏罗世紫金山复式花岗岩体之上, 岩性为英安岩、流纹岩、英安质晶屑凝灰熔岩、含角砾集块熔岩夹凝灰质砂岩、砂砾岩等(Jiang et al., 2013)。第四系沉积物主要分布于矿田的南部。

矿田内构造主要分为 NE 向宣和复式背斜及

NE 向与 NW 向断裂系统。其中, NE 向宣和复式背斜总长约 150 km, 宽 10~12 km, 两翼为震旦系楼子坝群浅变质岩系一下石炭统林地群碎屑沉积岩类, 岩层倾角 40°~60°(福建省地矿局, 1985)。在紫金山矿田中, 背斜已被中生代花岗岩类岩体沿背斜轴部侵入(图 1b)。矿田内构造为 NE 向、NW 向断裂, 它们将矿田分割成若干菱形块体, NE 向的压扭性断裂系统控制了区内岩体侵入(张德全等, 2003), NW 向断裂则是矿田内重要的控矿导矿构造(张锦章, 2013)。

紫金山矿田内中生代岩浆岩广泛发育(图 1b), 岩浆活动主要集中于 2 个阶段: 第一阶段中晚侏罗世包括紫金山复式花岗岩(165~155 Ma; Jiang et al., 2013; 李斌等, 2015)和二长花岗岩(157~150 Ma; Xu et al., 2017), 其中, 紫金山复式花岗岩包含 3 种岩相: 迳美中粗粒花岗岩、五龙寺中细粒花岗岩和金龙桥细粒花岗岩, 主要集中出露在矿田的中南部地区(出露面积约 25 km², 张德全等, 2001), 而二长花岗岩包括有才溪二长花岗岩(位于矿田的东北部, 出露面积有 2 km², 于波等, 2013)和西南矿段二长花岗岩(图 2, 位于西南矿段深部约 500~1300 m); 第二阶段早白垩世岩体包括四坊花岗闪长岩(112~108 Ma; 出露于矿田的东北侧, 出露面积约 15 km², Jiang et al., 2013; 张德全等, 2001), 罗卜岭花岗闪长斑岩(105~103 Ma; NW 向侵入到四坊岩体中, 地表出露面积约 0.06 km², 张德全等, 2001; 黄文婷等, 2013), 西南矿段花岗闪长斑岩(109 Ma; 位于西南矿段深部约 600~1000 m 侵入, Xu et al., 2017), 紫金山深部的似斑状花岗闪长岩(103 Ma; 于波等, 2013), 另外, 还有位于矿田中部的早白垩世隐爆角砾岩和英安玢岩, 两者与紫金山高硫型 Au-Cu 矿床密切相关(钟军等, 2011)。

紫金山矿田发育的矿床类型主要有斑岩型矿床、高硫型浅成低温热液矿床、中低硫型浅成低温热液矿床和斑岩-高硫型叠加矿床。主要实例包括: ① 斑岩型: 罗卜岭铜钼矿床(铜金属量 1.4 Mt @ 0.3%, 钼金属量 0.11 Mt @ 0.039%, 张锦章, 2013)和西南铜钼矿段(目前铜金属量 0.02 Mt @ 0.2%, 还有少量钼); ② 高硫型浅成低温热液矿床: 紫金山金铜矿床(金金属量 300 t, 铜金属量 2 Mt, 张锦章, 2013); ③ 中低硫型浅成低温热液矿床: 悦洋银金铜多金属矿床(银金属量 1300 t, 铜金属量 0.039 Mt, 金 8000 kg, 张锦章, 2013); ④ 斑岩-高硫

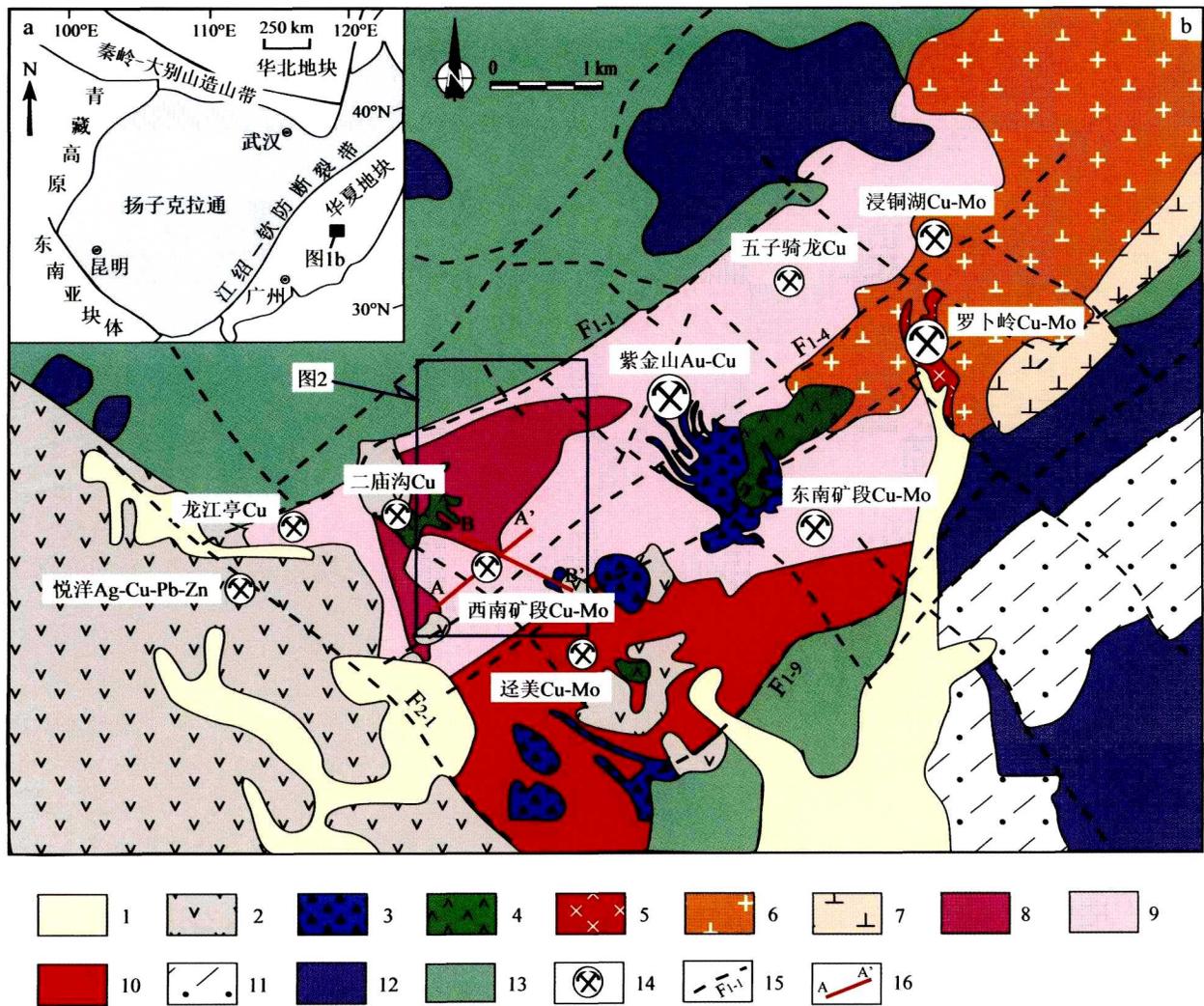


图1 紫金山矿田构造位置图(a, 据舒良树等, 2012 修改)和紫金山矿田地质图(b, 据 Zhong et al., 2014 修改)
 1—第四系沉积物; 2—下白垩统石帽山群火山岩; 3—早白垩世隐爆角砾岩; 4—早白垩世英安玢岩; 5—早白垩世罗卜岭花岗岩闪长斑岩;
 6—早白垩世四坊花岗岩闪长岩; 7—晚侏罗世才溪二长花岗岩; 8—中侏罗世金龙桥花岗岩; 9—中侏罗世五龙寺花岗岩; 10—中侏罗世迳美花岗岩;
 11—下石炭统林地群角砾沉积岩; 12—上泥盆统天瓦崇—桃子坑群碎屑岩; 13—震旦系楼子坝群变质岩; 14—矿床(点); 15—断裂;
 16—勘探线

Fig. 1 Tectonic map showing the location of the study area (a, after Shu et al., 2012) and geological map of the Zijinshan orefield (b, modified after Zhong et al., 2014)

1—Quaternary alluvium sediments; 2—Lower Cretaceous Shimaoshan Group volcanic rocks; 3—Early Cretaceous cryptoexplosive breccia pipes;
 4—Early Cretaceous dacite porphyry; 5—Early Cretaceous Luoboling granodiorite porphyry; 6—Early Cretaceous Sifang granodiorite; 7—Late
 Jurassic Caixi monzogranite; 8—Middle Jurassic Jinlongqiao granite; 9—Middle Jurassic Wulongsi granite; 10—Middle Jurassic Jingmei granite;
 11—Lower Carboniferous Lindi Formation clastic sediments; 12—Upper Devonian clastic sediments (Tianwadong-Taozikeng Formation);
 13—Neoproterozoic Louziba Group metamorphosed sediments; 14—Ore deposit; 15—Fault; 16—Exploration line

型叠加矿床有东南铜钼矿段、五子骑龙铜矿床、龙江亭铜矿床、二庙沟铜矿床等(陈静等, 2011; 2015)。

2 矿床地质

2.1 矿区和矿体地质特征

西南铜钼矿段位于福建紫金山矿田的中南部,

距离紫金山 Au-Cu 矿床西南侧约 2 km 处(图 1b), 是矿田中最新发现的铜钼矿点, 当前初步勘查获得铜金属量约 2 万吨(品位约 0.2%), 并伴有钼矿化。矿区出露的地层包括震旦系楼子坝群和下白垩统石帽山群(图 2), 其中, 震旦系楼子坝群主要出露于矿区北部, 下白垩统石帽山群主要零星分布于矿区的南部地区。西南矿段主要位于宣和复式背斜的

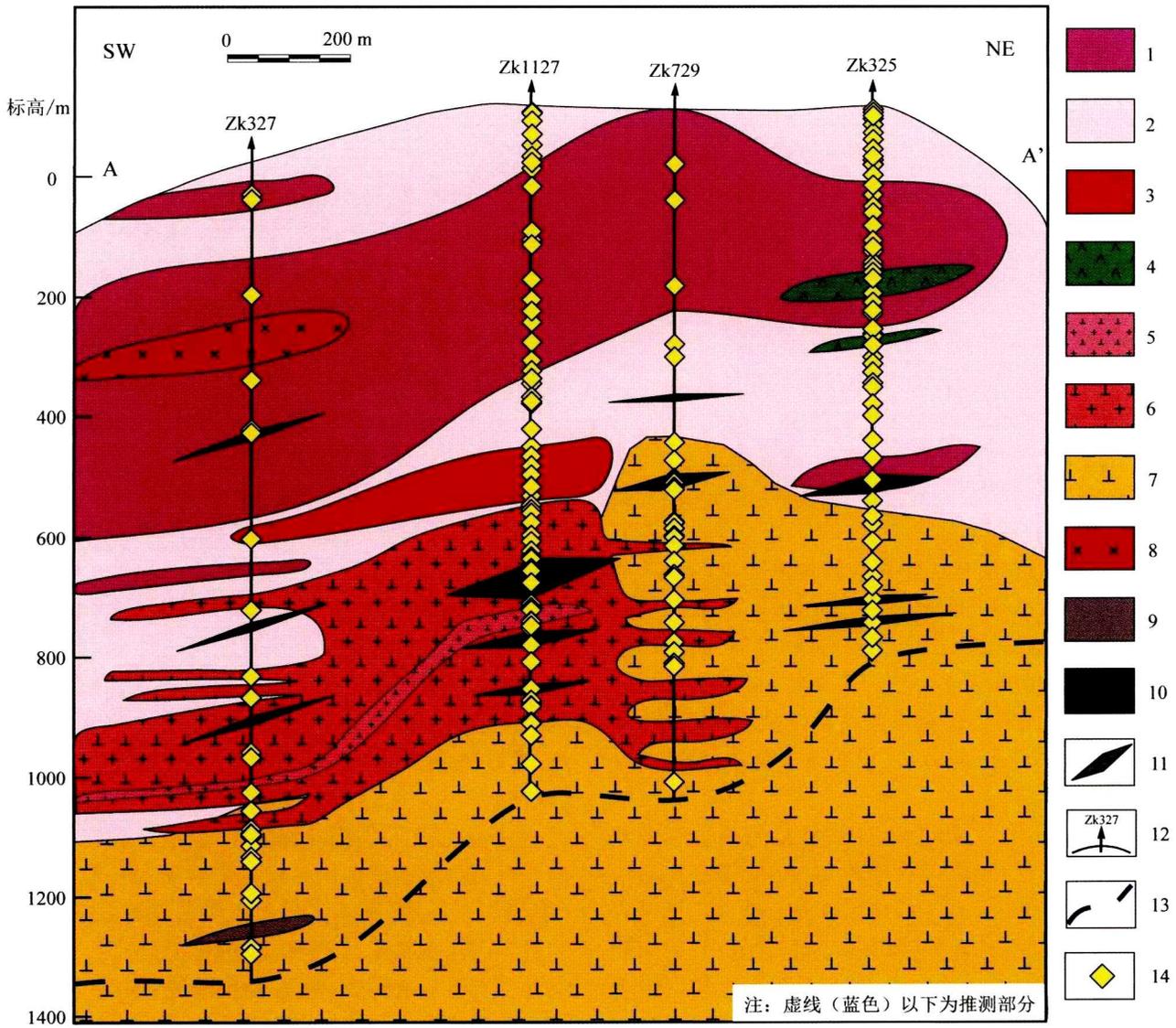


图 2 西南 Cu-Mo 矿段北东向剖面(图 1b 中 A-A')地质图

1—细粒花岗岩；2—中细粒花岗岩；3—中粗粒花岗岩；4—英安玢岩；5—细粒花岗岩闪长斑岩；6—花岗闪长斑岩；7—二长花岗岩；
8—闪长玢岩；9—花岗岩细晶岩；10—花岗斑岩；11—矿体；12—钻孔及编号；13—推测线；14—样品位置

Fig. 2 Geological section of NE-trending section (A-A' in Fig. 1b) in the Xinan Cu-Mo deposit

1—Fine grained granite; 2—Medium-fine grained granite; 3—Medium-coarse grained granite; 4—Dacite porphyry; 5—Fine-grained granodiorite porphyry; 6—Granodiorite porphyry; 7—Monzogranite; 8—Diorite porphyry; 9—Granite aplite; 10—Granite porphyry; 11—Orebody; 12—Drill hole and its serial number; 13—Inferred line; 14—Sampling position

轴部,区内广泛发育 NE 向和 NW 向断裂系统,其中 NW 向断裂是西南矿段的主要控矿与导矿构造。

矿区侵入岩包括紫金山复式花岗岩、二长花岗岩,(细粒)花岗闪长斑岩和中酸性脉岩。紫金山复式花岗岩含 3 类岩相(迺美中粗粒花岗岩、五龙寺中细粒花岗岩和金龙桥细粒花岗岩),主要就位于矿区的浅部地区;二长花岗岩主要发育在矿区的深部;花

岗闪长斑岩是西南矿段的成矿岩体,沿着紫金山复式花岗岩与二长花岗岩的接触薄弱带呈小岩枝状水平侵位,在花岗闪长斑岩的中心部位发育粒度较细的(小于 2 mm)细粒花岗闪长斑岩(矿化弱)。此外,英安玢岩、闪长玢岩、花岗细晶岩和花岗斑岩等后期脉岩,在矿区零星分布并穿过区内中侏罗世岩体(图 2)。矿区各类岩体的详细岩相学特征请参考 Xu et

al., 2017。

西南矿段的矿体主要发育在花岗闪长斑岩中, 矿化主要以浸染状和细脉浸染状见于钻孔 Zk1127、Zk729、Zk327、Zk325, 但未能连成一个矿体, 且规模较小品位低。矿石矿物主要为黄铁矿、黄铜矿、辉钼矿、磁铁矿, 其次为斑铜矿、方铅矿、闪锌矿, 少量锌砷黝铜矿等; 脉石矿物主要为白云母、蒙脱石、伊利石、石英、迪开石和高岭石, 其次为绿泥石、绿帘石、硬石膏、石膏、钾长石、黑云母及方解石, 少量明矾石和叶蜡石。矿石结构为半自形-他形、叶片状和板状结构, 矿石构造为浸染状、细脉浸染状和脉状。

2.2 围岩蚀变分布及蚀变矿化期次

基于详细的野外观察, “Anaconda”编录方法(按照每 2 m 一个单元依次往下编录, 将地质(岩石类型、岩性、岩石结构、矿物颗粒大小、颜色、风化等)、氧化(氧化程度、氧化矿物及含量等)、角砾(类型、成分、大小等)、蚀变(蚀变程度、蚀变结构、蚀变矿物种类及其相对含量等)、矿化(矿石矿物种类、结构构造及其相对含量)、脉体特征(矿物组合类型、脉体数量、穿切关系等)等信息以表格的形式记录下来, 从而建立更科学系统的地质、蚀变及矿化剖面图, 图 2 和图 3 均为通过 Anaconda 编录方法而制成的(Blackwell, 2010)。此外, 基于细致的室内岩相学观察(详细编录钻孔 8 个, 共计约 7300 m, 采集样品约 300 件, 观察探针片约 160 个), 再结合紫金山地区岩体的侵位时间及相互关系(Xu et al., 2017)、矿床的地质特征、SWIR 测试结果及蚀变矿物的共生组合等特征, 将西南铜钼矿段围岩蚀变由深到浅划分为青磐岩化带、绢英岩化带、高级泥化-泥化带和氧化带(图 3)。其中, 高级泥化-泥化带主要发育在浅部的紫金山复式花岗岩中, 包括绢云母化带、迪开石-高岭石化带和少量叶蜡石-明矾石化带; 青磐岩化带主要发育在深部的二长花岗岩中, 其主要矿物组合为绿泥石、绿帘石、方解石, 以及少量伊利石、黄铁矿等; 绢英岩化带主要发育在花岗闪长斑岩及其附近区域, 以石英、白云母、伊利石、黄铁矿为主, 含少量绿泥石和硬石膏。此外, 高级泥化-泥化带中的绢云母化带以伊利石和黄铁矿为主, 含少量白云母和硬石膏; 迪开石-高岭石化带以迪开石、高岭石为主, 含少量伊利石和蒙脱石。

基于蚀变分带划分, 根据矿石的结构构造、脉体间穿插关系及蚀变矿物的共生组合类型和相互包裹关系等特征, 笔者将西南矿段的成矿期次划分为 5

期, 分别为(早期)绢英岩化期、斑岩矿化期、浅成低温热液叠加期、成矿后期脉和表生期。其中, 斑岩矿化期可分为钾硅酸盐化阶段、青磐岩化阶段和(晚期)绢英岩化阶段; 浅成低温热液叠加期主要为泥化-高级泥化蚀变(图 4)。

(早期)绢英岩化期发育在中侏罗世紫金山复式花岗岩中, 主要蚀变矿物为细粒绢云母组矿物伊利石集合体, 交代花岗岩中的斜长石, 显微镜下可见(晚期)绢英岩化阶段中的白云母包裹早期细粒伊利石集合体(图 5a)。斑岩成矿期中钾硅酸盐化阶段蚀变在矿区发育较少, 仅在局部或显微镜下可见钾化残留(图 5b、c), 该阶段主要发育钾长石和热液黑云母以及少量石英、磁铁矿等, 显微镜下可见面状钾化蚀变的钾长石被后期青磐岩化阶段中的绿帘石(含少量硬石膏)脉穿切(图 5b), 以及局部钾化蚀变的钾长石被(晚期)绢英岩化阶段的白云母叠加(图 5c); 此外, 细粒不规则的热液黑云母与磁铁矿共生, 沿着斜长石边部对其交代, 少量黑云母已蚀变成绿泥石(图 5d)。青磐岩化阶段蚀变主要发育在深部二长花岗岩中, 以绿泥石, 绿帘石, 方解石等矿物组合为特征, 常被(晚期)绢英岩化阶段矿物叠加(图 5e~g)。(晚期)绢英岩化阶段蚀变与西南矿段矿化密切相关, 主要发育在花岗闪长斑岩中, 其次发育在与花岗闪长斑岩接触的紫金山复式花岗岩和二长花岗岩中(图 5b)。(晚期)绢英岩化阶段主要发育白云母、伊利石、石英、黄铁矿、黄铜矿和辉钼矿, 同时, 该阶段还共生有少量斑铜矿、硬石膏和蒙脱石(图 5h~j)。浅成低温热液叠加期蚀变主要发育在矿区浅部的紫金山复式花岗岩中。其中, 高级泥化蚀变发育较局限, 星点状分布, 特征矿物为叶蜡石和明矾石, 有少量伊利石共生(图 5k), 可见高级泥化蚀变的叶蜡石-伊利石组合呈脉状穿切了(晚期)绢英岩化蚀变的紫金山复式花岗岩(图 5l); 泥化蚀变广泛发育, 特征矿物以迪开石、高岭石、伊利石为主(图 5m、n)。另外, 还有少量黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿、方铅矿、锌砷黝铜矿、蒙脱石(图 5o), 可见该阶段的闪锌矿叠加在(晚期)绢英岩化阶段的黄铜矿和白云母-伊利石-石英之上(图 5p), 虽然高级泥化蚀变有可能是在泥化之后叠加, 但目前观察到的证据不足以证明这一点, 因此, 将泥化蚀变与高级泥化蚀变统一作为浅成低温热液叠加期。成矿后期脉阶段主要发育赤铁矿(少量磁铁矿)脉, 少量局部发育在钻孔中, 镜下呈针状穿切绢英岩化阶段中石英-黄铁矿±黄铜矿脉(图 5q)。

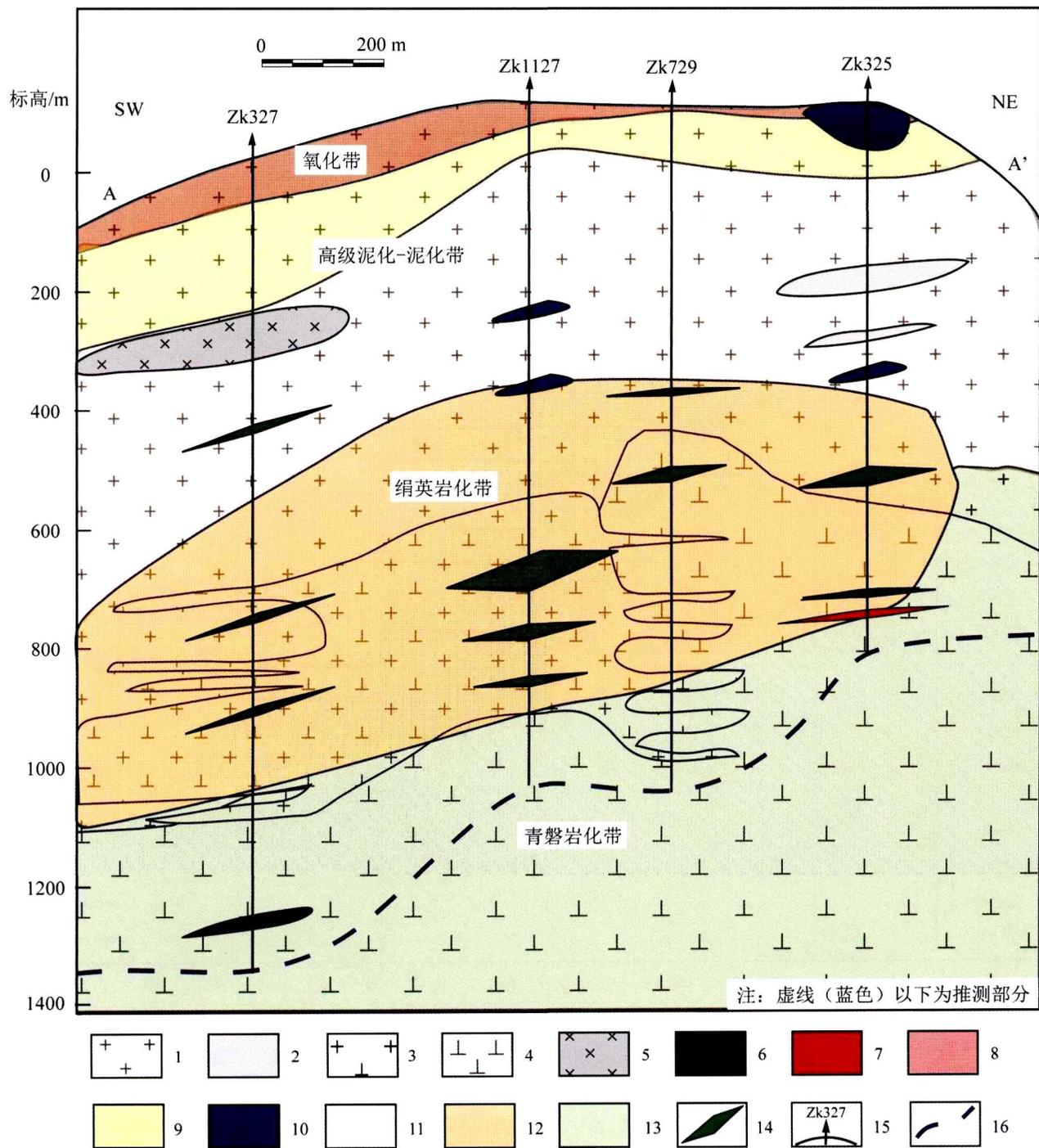


图 3 西南 Cu-Mo 矿段北东向剖面(图 1b 中 A-A')蚀变分带图

1—紫金山复式花岗岩；2—英安玢岩；3—(细粒)花岗闪长斑岩；4—二长花岗岩；5—闪长玢岩；6—花岗细晶岩；7—花岗岩斑岩；8—氧化带；9—迪开石-高岭石化带；10—叶蜡石-明矾石化带；11—绢云母化带；12—绢英岩化带；13—青磐岩化带；14—矿体；15—钻孔及编号；16—推测线

Fig. 3 Alteration zone of NE-trending section (A-A' in Fig. 1b) in the Xinan Cu-Mo deposit

1—Zijinshan granite complex; 2—Dacite porphyry; 3—(Fine-grained) granodiorite porphyry; 4—Monzogranite; 5—Diorite porphyry; 6—Granite aplite; 7—Granite porphyry; 8—Oxidation zone; 9—Dickite-kaolinite alteration zone; 10—Pyrophyllite-alunite alteration zone; 11—Sericite alteration zone; 12—Phyllic alteration zone; 13—Propylitic alteration zone; 14—Orebody; 15—Drill hole and its serial number; 16—Inferred line

期次 矿物名称	(早期) 绢英岩化期	斑岩矿化期			浅成低温热液 叠加期	成矿后期脉	表生期
		钾硅酸盐化阶段	青磐岩化阶段	(晚期) 绢英岩化阶段			
伊利石	——			——			
钾长石		——					
黑云母	——						
石英		——	——	——			
磁铁矿		——				——	
绿帘石			——	——			
绿泥石			——	——			
方解石			——	——			
黄铁矿		——	——	——	——		
白云母				——			
蒙脱石				——			
硬石膏				——			
黄铜矿				——			
斑铜矿				——			
辉钼矿				——			
迪开石					——		
高岭石					——		
明矾石					——		
叶蜡石					——		
闪锌矿					——		
方铅矿					——		
锌砷黝铜矿					——		
赤铁矿						——	——
褐铁矿							——

注：—— 大量出现；—— 局部出现；- - - 少量出现。

图4 西南Cu-Mo矿段蚀变矿化期次表

Fig. 4 Alteration and mineral paragenesis of the Xinan Cu-Mo deposit

表生期主要发育在矿区的最浅部,主要为紫金山复式花岗岩中的黄铁矿氧化形成褐铁矿和赤铁矿。

3 短波红外光谱技术在紫金山西南矿段的应用

西南矿段广泛发育(高级)泥化蚀变(迪开石、高岭石)、黏土蚀变矿物(白云母、伊利石等)和青磐岩化蚀变矿物(绿泥石和绿帘石)。为了进一步更好的识别、厘定它们在矿区的空间分布及其短波红外光

谱(SWIR)特征参数在矿区的空间分布规律,进而为建立区内SWIR找矿勘查新标志提供理论依据。因此,在划分蚀变带的基础上,笔者在矿区进行系统的钻孔采样,对样品进行短波红外光谱测试和解译,并计算SWIR特征波谱参数。

3.1 短波红外光谱

短波红外光是波长为1300~2500nm之间,介于近红外光与中红外光之间的电磁波。短波红外光谱是分子振动光谱的倍频和主频吸收光谱,主要是由分子振动的非谐性使分子振动从基态向高能级

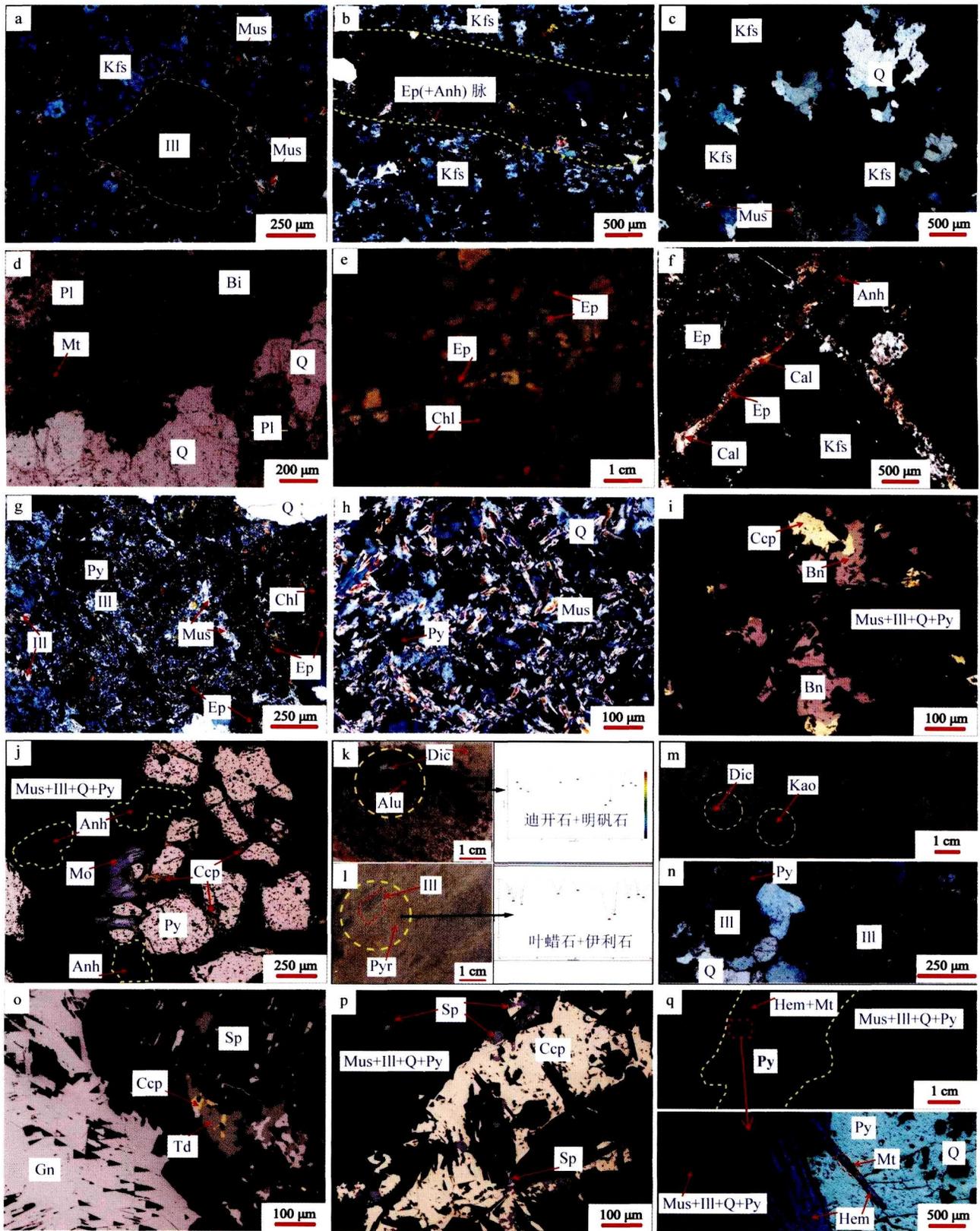


图 5 西南 Cu-Mo 矿段主要蚀变类型及其矿物组合特征

a. 细粒的(早期)绢英岩化阶段中伊利石集合体被斑岩成矿期中(晚期)绢英岩化阶段的白云母包裹(正交偏光); b. 钾硅酸盐化阶段的钾

长石被青磐岩化阶段中的绿帘石(含少量硬石膏)脉穿切(正交偏光); c. 钾硅酸盐化阶段的钾长石被(晚期)绢英岩化阶段的白云母沿边部叠加(正交偏光); d. 钾硅酸盐化阶段的细粒不规则的热液黑云母与磁铁矿共生,并沿着斜长石边部对其交代,少量黑云母已蚀变成绿泥石(正交偏光); e. 青磐岩化阶段绿泥石、绿帘石组合,绿泥石浸染状分布,绿帘石呈细脉状(手标本); f. 青磐岩化阶段绿帘石、方解石,绿帘石和方解石呈脉状和局部团块状产出(正交偏光); g. 青磐岩化阶段绿泥石和绿帘石被(晚期)绢英岩化阶段的白云母和伊利石交代呈残留状(正交偏光); h. (晚期)绢英岩化阶段白云母、石英和黄铁矿组合(正交偏光); i. (晚期)绢英岩化阶段白云母-伊利石-石英-黄铁矿蚀变内发育浸染状的黄铜矿-斑铜矿(两者边界较平直,显示共生关系)(正交偏光); j. 硬石膏、辉钼矿和黄铜矿相互之间边界平直,显示共生关系,它们三者浸染状分布于(晚期)绢英岩化阶段白云母-伊利石-石英-黄铁矿蚀变带内,另外可见黄铜矿沿边部交代早期形成的大颗粒自形黄铁矿,以及辉钼矿穿切早期形成的大颗粒自形黄铁矿(正交偏光); k. 浅成低温热液叠加期中发育明矾石与迪开石组合(手标本+SWIR波谱); l. 浅成低温热液叠加期中发育叶蜡石与伊利石组合(手标本+SWIR波谱); m. 浅成低温热液叠加期中发育迪开石、高岭石、伊利石的泥化蚀变组合(手标本); n. 浅成低温热液叠加期中发育迪开石、高岭石、伊利石的泥化蚀变组合(正交偏光); o. 泥化蚀变中发育的黄铜矿,闪锌矿,方铅矿,锌砷黝铜矿呈共生关系接触; p. 浅成低温热液叠加期中泥化蚀变内浸染状闪锌矿沿边部交代叠加(晚期)绢英岩化阶段的黄铜矿(正交偏光); q. 后期脉岩阶段赤铁矿-磁铁矿脉穿切(晚期)绢英岩化阶段的石英-黄铁矿脉(正交偏光)

Kfs—钾长石; Bi—黑云母; Anh—硬石膏; Mus—白云母; Ser—绢云母; Ill—伊利石; Chl—绿泥石; Ep—绿帘石; Q—石英; Pl—斜长石; Alu—明矾石; Dic—迪开石; Pyr—叶蜡石; Kao—高岭石; Cal—方解石; Mt—磁铁矿; Py—黄铁矿; Ccp—黄铜矿; Bn—斑铜矿; Mo—辉钼矿; Sp—闪锌矿; Gn—方铅矿; Td—锌砷黝铜矿; Hem—赤铁矿

Fig. 5 Alteration and mineral assemblages in the Xinan Cu-Mo ore deposit

a. Aggregates of illite at Early phyllic stage wrapped by muscovite of Late phyllic stage (porphyry mineralization); b. Potassic alteration cut by epidote-anhydrite vein (propylitic alteration); c. Potassic alteration overprinted by Late phyllic alteration; d. Hydrothermal biotite at potassic stage intergrowing with magnetite, replacing plagioclase. Biotite partly replaced by chlorite; e. Chlorite-epidote assemblages at propylitic stage; f. Epidote-calcite assemblages at propylitic stage; g. Chlorite-epidote assemblages of propylitic stage replaced by Late phyllic alteration; h. Muscovite, quartz and pyrite assemblages of Late phyllic stage; i. Disseminated chalcopyrite-bornite occurring at the late phyllic stage; j. Disseminated anhydrite, molybdenite and chalcopyrite, intergrowing together at the late phyllic stage; k. Epithermal overprinting stage containing alunite and dickite assemblages; l. Epithermal overprinting stage containing pyrophyllite and illite assemblages; m. Epithermal overprinting stage containing dickite, kaolinite and illite assemblages; n. Epithermal overprinting stage containing dickite, kaolinite and illite assemblages (crossed nicols); o. Argillic alteration at epithermal overprinting stage containing chalcopyrite, sphalerite, galena and tennantite assemblages; p. Chalcopyrite at late phyllic stage replaced by the disseminated sphalerite of argillic alteration; q. Quartz-pyrite vein at late phyllic stage cut by the hematite-magnetite vein at the late veins stage

Kfs—K-feldspar; Bi—Biotite; Anh—Anhydrite; Mus—Muscovite; Ser—Sericite; Ill—Illite; Chl—Chlorite; Ep—Epidote; Q—Quartz; Pl—Plagioclase; Alu—Alunite; Dic—Dickite; Pyr—Pyrophyllite; Kao—Kaolinite; Cal—Calcite; Mt—Magnetite; Py—Pyrite; Ccp—Chalcopyrite; Bn—Bornite; Mo—Molybdenite; Sp—Sphalerite; Gn—Galena; Td—Tennantite; Hem—Hematite

跃迁时产生的(Chang et al., 2012; 章革等, 2005)。不同的矿物含有不同的基团(或能级), 它们对短波红外光的吸收波长有明显的差别。因此, 短波红外光谱可作为获取矿物基团信息的一种有效的载体。短波红外光照射时, 频率相同的光线与基团会发生共振现象, 光的能量通过分子偶极矩的变化传递给分子, 同时也会被吸收并被仪器记录。利用这一原理, 当选用连续变化频率的短波红外光来照射某样品时, 样品对不同波长红外光的选择性吸收并被仪器记录, 透射出来的短波红外光就携带着样品矿物成分和结构的信息。该技术能有效识别的矿物主要为含羟基矿物(硅酸盐和黏土矿物)、硫酸盐矿物和碳酸盐矿物(杨志明等, 2012)。

3.2 常用仪器

目前, 世界上测试短波红外光谱的仪器主要有3种, 分别为美国 Analytical Spectral Devices, Inc. (ASD)生产的 TerraSpec, 澳大利亚 Integrated Spec-

tronics Pty. Ltd.生产的 PIMA(已停产)和由南京地质矿产研究所与南京中地仪器有限公司联合开发生产的 PNIRS。美国 TerraSpec 生产于 2006 年, 其光谱分辨率约为 6~7 nm, 光谱取样间距 2 nm, 测试窗口为直径 2.5 cm 的圆型区域, 测试样品所用时间可由用户自行设置, 淡色岩石完成一个测点需 4~6 s, 深色岩石完成一个测点需 6~10 s。澳大利亚 PIMA 于 20 世纪 90 年代开始投入商业生产, 目前已经停产, 其光谱分辨率约为 7~10 nm, 光谱取样间距 2 nm, 测试窗口为直径 1 cm 的圆型区域, 测试样品所用时间固定, 完成一个测点需 50 s。国产 PNIRS 商业化较晚, 2005 年卖出第一台仪器, 仪器为便携式, 野外需要一个 6 V 电源供电, 可维持数几个小时, 重量约 3 kg, 其分辨率优于 8 nm, 光谱取样间距为 2~4 nm, 测试窗口为边长 114 cm 的正方形, 测试样品所用时间范围为 30~120 s。关于三类仪器详细的参数、测试方法及注意事项, 请参考 Chang 等

(2012)。本次研究所用仪器为中国地质科学院地质研究所 2011 年购置的 TerraSpec(仪器编号:2208)。

3.3 样品采集及测试方法

本次研究工作选取西南矿段北东向剖面(由 Zk327、Zk729、Zk1127、Zk325 组成)和北西向剖面(Zk1931、Zk1127、Zk1216、Zk2418、Zk3203),采集钻孔样品共 345 件,采样规格大约每 15 m/样,在蚀变矿化比较集中及浅部白云母-伊利石蚀变矿物特别发育的区域采取加密采样(每 5 m/样)。

测试前,先将样品清洗干净、晾干。为了数据可靠性,每块样品一般测试 3 个点,用不同颜色的彩笔把点位标记出来。最后选取质量最好的数据(光谱曲线平滑、光谱信噪比低)或平均数据来解释。将实验仪器都连接好之后,需要分 2 个步骤,第一步仪器校准,此时的仪器参数光谱平均设置为 200 和基准白设置为 400,进行优化(optimization)操作,接着进行基准白(white reference)操作,此后仪器的光谱线很平直,几乎无噪音干扰即可进行样品的测试工作。测试时,为保证测试数据的质量,每隔 0.5 h 对仪器进行优化和基准白测量一次。测试的数据会自动保存,以备下一步分析处理。关于 Terra Spec 上述参数设置值的选取及其他注意事项,请参考 Chang 等(2012)。

对测试所得的光谱数据,先用“光谱地质师(The

Spectral Geologist, TSG)V.3”软件进行自动解译,然后通过人工进行逐条审查、核实并确定最终矿物种类。伊利石 1900 nm 和 2200 nm 的吸收峰位、吸收峰深度等参数都可以通过 TSG V.3 的标量(scalar)直接获取,其具体参数设置请参考杨志明等(2012)。伊利石结晶度(IC,图 6)同样也可通过 TSG V.3 的标量功能求得。每个样品一般有 3 个分析结果,取其光谱参数平均值。原始数据因数量过大,无法全部列出,故只列出绢云母族矿物光谱参数数据,详见表 1。

4 SWIR 测试结果综合分析

4.1 蚀变矿物及其空间分布

本次 SWIR 波谱测试,在西南矿段钻孔样品中共识别出 11 种蚀变矿物,分别为伊利石、白云母、蒙脱石、高岭石、迪开石、明矾石、叶蜡石、绿泥石、绿帘石、方解石、石膏。其中,伊利石,白云母、绿泥石尤为发育(图 7)。

以西南矿段北东向剖面为例(图 2),绢云母族矿物(伊利石、白云母和少量蒙脱石)主要分布在矿区的浅部地区,发育在紫金山复式花岗岩和花岗闪长斑岩中,高岭石、迪开石、明矾石和叶蜡石主要零星不连续分布在矿区浅部(小于 400 m),绿泥石和绿帘

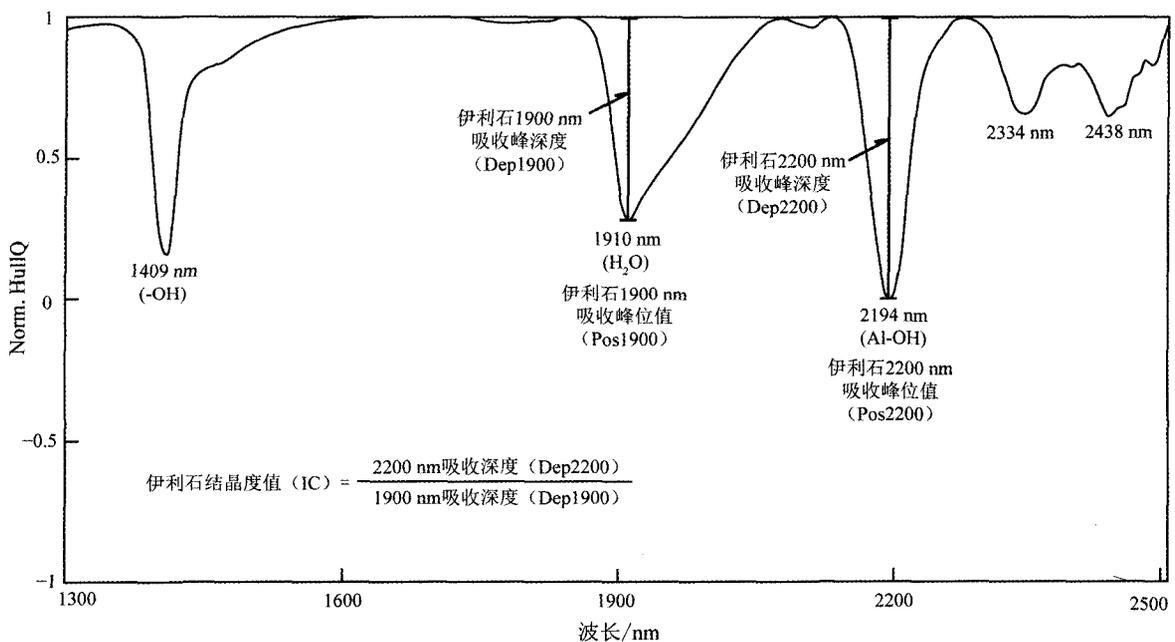


图 6 伊利石标准光谱曲线特征

Fig. 6 Hull quotient spectra of illite and the calculation of illite crystallinity

表1 西南铜钼矿段蚀变矿物(绢云母族)短波红外光谱测试结果数据表
Table 1 SWIR results of the alteration minerals (sericite group) in the Xinan Cu-Mo ore deposit

样品号	识别矿物1	识别矿物2	pos1900	Dep1900	pos2200	Dep2200	IC值	最终结果(ID)	样品深度	钻孔号	备注
ZJ14XC003-0	伊利石	无	1911.58	0.15	2195.42	0.22	1.47	伊利石	154	Zk729	
ZJ14XC004	伊利石	钠云母	1910.47	0.21	2197.72	0.42	1.99	伊利石	296	Zk729	3个数据平均值
ZJ14XC005	伊利石	无	1911.05	0.20	2200.87	0.39	1.89	伊利石	395	Zk729	3个数据平均值
ZJ14XC006	伊利石	钠云母	1912.77	0.19	2197.82	0.41	2.13	伊利石	416	Zk729	3个数据平均值
ZJ14XC007-0	白云母	无	1909.53	0.04	2200.95	0.18	4.49	伊利石	558	Zk729	
ZJ14XC008-1	伊利石	无	1913.75	0.04	2199.40	0.19	4.28	伊利石	587	Zk729	
ZJ14XC009-2	伊利石	无	1915.62	0.10	2202.89	0.19	1.83	伊利石	617	Zk729	
ZJ14XC009-620-0	白云母	无	1911.06	0.08	2208.18	0.23	2.90	伊利石	620	Zk729	
ZJ14XC009-620-1	白云母	无	1908.82	0.09	2208.64	0.28	2.93	伊利石	620	Zk729	
ZJ14XC009-622	白云母	钠云母	1912.14	0.07	2201.64	0.38	5.80	白云母	622	Zk729	
ZJ14XC009-625-0	白云母	无	1915.13	0.07	2210.21	0.46	1.26	伊利石	625	Zk729	2个数据平均值
ZJ14XC009-625-1	白云母	无	1911.19	0.04	2204.45	0.29	4.02	白云母	626	Zk729	
ZJ14XC009-632-0	白云母	钠云母	1913.30	0.05	2198.57	0.38	7.09	白云母	632	Zk729	
ZJ14XC009-632-1	白云母	钠云母	1916.30	0.06	2199.16	0.36	5.91	白云母	632	Zk729	
ZJ14XC009-636-0	伊利石	多硅白云母	1909.64	0.34	2210.30	0.42	1.24	伊利石	636	Zk729	
ZJ14XC010-690	伊利石	多硅白云母	1910.26	0.20	2210.25	0.26	1.30	伊利石	690	Zk729	2个数据平均值
ZJ14XC010-701-0	伊利石	多硅白云母	1908.86	0.34	2209.01	0.43	1.28	伊利石	701	Zk729	
ZJ14XC010-713-0	白云母	无	1912.01	0.13	2204.72	0.33	2.59	伊利石	713	Zk729	
ZJ14XC010-713-1	白云母	铁白云石	1912.18	0.17	2208.04	0.23	1.35	伊利石	713	Zk729	
ZJ14XC010-713-2	白云母	钠云母	1908.96	0.04	2199.59	0.27	7.30	白云母	713	Zk729	
ZJ14XC013	伊利石	镁绿泥石	1909.74	0.29	2212.10	0.31	1.09	伊利石	779	Zk729	3个数据平均值
ZJ14XC014-0	白云母	铁白云石	1916.63	0.20	2208.94	0.20	1.00	伊利石	784	Zk729	
ZJ14XC016	伊利石	钠云母	1909.87	0.23	2207.58	0.33	1.67	伊利石	821	Zk729	2个数据平均值
ZJ14XC017	伊利石	多硅白云母	1910.58	0.27	2208.28	0.36	1.35	伊利石	859	Zk729	3个数据平均值
ZJ14XC021	白云母	无	1910.81	0.12	2206.72	0.32	2.62	伊利石 + 白云母	932	Zk729	2个数据平均值
Zk1127-P1-0	伊利石	无	1909.98	0.21	2205.58	0.24	1.14	伊利石	15	Zk1127	
Zk1127-P2-0	伊利石	无	1909.82	0.19	2205.71	0.25	1.31	伊利石	17	Zk1127	
Zk1127-P3-0	伊利石	钠云母	1911.50	0.14	2196.12	0.22	1.56	伊利石	30	Zk1127	
Zk1127-P5-0	伊利石	无	1910.38	0.12	2201.12	0.18	1.55	伊利石	69.8	Zk1127	
Zk1127-P6-0	伊利石	钠云母	1909.98	0.24	2197.15	0.37	1.56	伊利石	88.8	Zk1127	
Zk1127-P8-0	伊利石	无	1923.83	0.15	2196.82	0.14	0.93	伊利石	109	Zk1127	
Zk1127-P14-0	伊利石	钠云母	1911.46	0.16	2194.36	0.22	1.39	伊利石	294	Zk1127	
Zk1127-P15-1	伊利石	钠云母	1910.84	0.26	2196.68	0.39	1.49	伊利石	328	Zk1127	
Zk1127-P17-0	伊利石	钠云母	1909.95	0.16	2197.20	0.34	2.08	伊利石	365.9	Zk1127	
Zk1127-P18-0	钠云母	高岭石	1910.42	0.23	2194.04	0.32	1.42	伊利石	399.5	Zk1127	
Zk1127-P19-0	伊利石	无	1909.53	0.24	2199.25	0.41	1.72	伊利石	430	Zk1127	

续表 1-1
Continued Table 1-1

样品号	识别矿物 1	识别矿物 2	pos1900	Dep1900	pos2200	Dep2200	IC 值	最终结果(ID)	样品深度	钻孔号	备注
Zk1127-P20-0	伊利石	钠云母	1911.01	0.15	2196.27	0.33	2.16	伊利石	447	Zk1127	
Zk1127-P21-0	伊利石	钠云母	1911.54	0.28	2195.65	0.42	1.48	伊利石	459.5	Zk1127	
Zk1127-P25-0	伊利石	钠云母	1909.97	0.22	2194.65	0.30	1.38	伊利石	501	Zk1127	
Zk1127-P27-0	伊利石	钠云母	1910.44	0.13	2196.74	0.34	2.70	伊利石	573	Zk1127	
Zk1127-P28-0	伊利石	无	1924.74	0.10	2199.02	0.22	2.21	伊利石	589	Zk1127	
Zk1127-P30-0	白云母	钠云母	1923.04	0.07	2197.67	0.31	4.35	白云母	620	Zk1127	
Zk1127-P32-0	伊利石	钠云母	1911.20	0.24	2195.50	0.41	1.71	伊利石	655	Zk1127	
Z14XC052-3	伊利石	无	1909.23	0.26	2203.88	0.30	1.16	伊利石	99	Zk1127	
Z14XC053-2	伊利石	无	1907.77	0.23	2198.03	0.31	1.35	伊利石	213.6	Zk1127	
Z14XC054-0	伊利石	无	1910.74	0.13	2201.10	0.28	2.20	伊利石	236	Zk1127	
Z14XC056-0	伊利石	无	1911.07	0.18	2193.89	0.17	1.70	伊利石 + 蒙脱石	460	Zk1127	
Z14XC058-1	伊利石	钠云母	1913.54	0.14	2198.66	0.34	2.33	伊利石	544	Zk1127	
Z14XC059-1	伊利石	钠云母	1910.92	0.08	2197.16	0.30	3.84	伊利石	639.6	Zk1127	
Z14XC060-0	白云母	无	1925.85	0.05	2202.65	0.28	5.23	白云母	670.3	Zk1127	
Z14XC061-1	白云母	钠云母	1916.44	0.07	2200.06	0.33	4.94	白云母	678	Zk1127	
Z14XC062-1	白云母	无	1915.19	0.05	2203.41	0.26	5.50	白云母	684	Zk1127	
Z14XC064-0	白云母	无	1913.15	0.12	2205.69	0.30	2.44	白云母	721	Zk1127	
Z14XC065-1	白云母	伊利石	1911.27	0.08	2202.07	0.34	4.20	白云母	731.5	Zk1127	
Z14XC066-0	白云母	无	1909.67	0.06	2203.29	0.17	2.66	白云母	747.5	Zk1127	
Z14XC067-1	白云母	钠云母	1922.69	0.06	2202.81	0.35	6.15	白云母	757.3	Zk1127	
Z14XC068-0	伊利石	多硅白云母	1909.03	0.16	2209.92	0.38	2.39	伊利石	761	Zk1127	
Z14XC069-1	白云母	无	1909.70	0.16	2207.84	0.34	2.22	伊利石	777	Zk1127	
Z14XC071	白云母	无	1920.52	0.06	2202.55	0.29	5.09	白云母	801	Zk1127	2 个数据平均值
Z14XC075	伊利石	多硅白云母	1908.02	0.49	2210.53	0.45	0.92	伊利石	865	Zk1127	2 个数据平均值
Z14XC076	伊利石	多硅白云母	1907.59	0.20	2209.57	0.28	1.44	伊利石	866	Zk1127	2 个数据平均值
Z14XC077	白云母	钠云母	1916.59	0.06	2199.89	0.34	5.31	白云母	878	Zk1127	2 个数据平均值
Z14XC078	白云母	镁绿泥石	1909.25	0.16	2202.47	0.36	2.27	伊利石	902.6	Zk1127	2 个数据平均值
Z14XC079	白云母	铁镁绿泥石	1909.77	0.31	2211.87	0.35	1.15	伊利石	905	Zk1127	2 个数据平均值
Z14XC083	白云母	镁绿泥石	1912.33	0.14	2208.76	0.29	1.98	伊利石	999	Zk1127	2 个数据平均值
Z14XC088-0	伊利石	多硅白云母	1907.36	0.20	2207.61	0.37	1.84	伊利石	1035	Zk1127	2 个数据平均值
Z14XC027	伊利石	无	1910.68	0.17	2198.86	0.35	2.03	伊利石	29.2	Zk327	3 个数据平均值
Z14XC028	伊利石	钠云母	1917.23	0.11	2197.12	0.36	3.27	白云母	331.4	Zk327	3 个数据平均值
Z14XC028-2	伊利石	钠云母	1912.54	0.12	2196.39	0.32	2.69	白云母	374.00	Zk327	2 个数据平均值
Z14XC029	伊利石	无	1912.77	0.10	2198.09	0.21	2.20	白云母	188.4	Zk327	3 个数据平均值
Z14XC031	钠云母	伊利石	1911.01	0.33	2193.77	0.41	1.22	伊利石	413	Zk327	2 个数据平均值
Z14XC031-419	白云母	钠云母	1920.20	0.06	2199.04	0.30	4.63	白云母	419	Zk327	3 个数据平均值
Z14XC032	伊利石	钠云母	1923.78	0.09	2199.02	0.33	3.69	白云母	596	Zk327	2 个数据平均值

续表 1-2
Continued Table 1-2

样品号	识别矿物 1	识别矿物 2	pos1900	Dep1900	pos2200	Dep2200	IC 值	最终结果(ID)	样品深度	钻孔号	备注
Z14XC033	白云母	伊利石	1911.66	0.11	2201.95	0.36	3.57	白云母	715.3	Zk327	3 个数据平均值
Z14XC035	伊利石	多硅白云母	1908.95	0.25	2209.48	0.38	1.54	伊利石	861.2	Zk327	3 个数据平均值
Z14XC040	白云母	铁白云石	1914.26	0.19	2206.31	0.19	1.00	伊利石	1080.7	Zk327	3 个数据平均值
Z14XC042-3	伊利石	铁镁绿泥石	1910.44	0.22	2205.17	0.18	0.85	伊利石	1092.6	Zk327	
Z14XC044-0	伊利石	铁白云石	1922.14	0.22	2202.88	0.09	0.41	伊利石	1127	Zk327	
Z14XC048-1	白云母	绿帘石	1923.06	0.17	2199.97	0.10	0.56	蒙脱石 + 伊利石	1262.5	Zk327	
Z14XC050-0	白云母	铁镁绿泥石	1910.24	0.18	2214.04	0.19	1.02	伊利石	1089	Zk327	
Z14XC050-1	多硅白云母	铁白云石	1909.31	0.21	2220.02	0.21	1.00	伊利石	1089	Zk327	
Z14XC050-2	多硅白云母	铁镁绿泥石	1909.55	0.20	2218.99	0.18	0.92	伊利石	1089	Zk327	
Z14XC092-1	伊利石	无	1913.04	0.25	2197.61	0.48	1.94	伊利石	349.5	Zk325	
Z14XC093-1	伊利石	无	1918.63	0.07	2199.43	0.14	2.01	伊利石	7.9	Zk325	
Z14XC097-0	钠云母	埃洛石	1911.20	0.27	2193.57	0.38	1.45	伊利石	47.2	Zk325	
Z14XC100-0	伊利石	无	1910.28	0.23	2193.30	0.25	1.09	伊利石	92.8	Zk325	
Z14XC101	伊利石	多硅白云母	1908.58	0.23	2208.85	0.30	1.40	伊利石	100	Zk325	2 个数据平均值
Z14XC102	伊利石	多硅白云母	1908.86	0.26	2210.12	0.33	1.27	伊利石	101	Zk325	2 个数据平均值
Z14XC104	伊利石	钠云母	1910.60	0.16	2197.71	0.32	1.95	伊利石	170	Zk325	2 个数据平均值
Z14XC105	伊利石	多硅白云母	1909.59	0.24	2204.80	0.29	1.23	伊利石	181	Zk325	2 个数据平均值
Z14XC106-0	伊利石	钠云母	1911.83	0.15	2196.98	0.33	2.11	伊利石	245.6	Zk325	2 个数据平均值
Z14XC106-1	伊利石	无	1914.04	0.09	2199.36	0.37	3.93	白云母	245.6	Zk325	
Z14XC108	伊利石	钠云母	1913.46	0.10	2198.21	0.22	2.14	伊利石	271	Zk325	2 个数据平均值
Z14XC109-0	伊利石	无	1911.95	0.14	2208.20	0.12	0.88	伊利石 + 蒙脱石	280	Zk325	
Z14XC111	伊利石	钠云母	1911.00	0.22	2196.63	0.40	1.85	伊利石	383	Zk325	2 个数据平均值
Z14XC112	伊利石	高岭石	1909.48	0.25	2207.36	0.31	1.24	伊利石	387	Zk325	2 个数据平均值
Z14XC113	伊利石	钠云母	1912.11	0.19	2195.69	0.34	1.87	伊利石	422	Zk325	2 个数据平均值
Z14XC114-0	伊利石	钠云母	1916.81	0.09	2195.93	0.27	2.95	伊利石	626	Zk325	
Z14XC114-1	伊利石	无	1917.04	0.07	2198.38	0.32	4.71	白云母	630	Zk325	
Z14XC115-0	伊利石	无	1911.75	0.14	2199.81	0.43	2.98	伊利石	661	Zk325	
Z14XC116-0	白云母	无	1911.99	0.06	2204.37	0.21	3.28	伊利石	700	Zk325	
Z14XC118-0	白云母	无	1910.33	0.14	2205.62	0.37	2.64	白云母	826	Zk325	
Z14XC119-1	白云母	铁镁绿泥石	1908.17	0.24	2208.82	0.37	1.52	伊利石	865	Zk325	
Zk325-P9	钠云母	伊利石	1911.47	0.24	2193.84	0.33	1.33	伊利石	87	Zk325	2 个数据平均值
Zk325-P12	钠云母	伊利石	1912.07	0.22	2194.06	0.33	1.56	伊利石	118	Zk325	2 个数据平均值
Zk325-P17	伊利石	无	1911.64	0.21	2202.94	0.30	1.39	伊利石	202	Zk325	2 个数据平均值
Zk325-P18-0	伊利石	无	1912.07	0.15	2202.10	0.35	2.29	伊利石	226.9	Zk325	
Zk325-P18-1	伊利石	无	1912.34	0.17	2200.27	0.37	2.20	伊利石	226.9	Zk325	
Zk325-P24	伊利石	无	1911.16	0.12	2200.19	0.27	2.16	伊利石	290	Zk325	2 个数据平均值
Zk325-P26	伊利石	无	1912.56	0.13	2200.24	0.25	1.94	伊利石	330	Zk325	2 个数据平均值

续表 1-3
Continued Table 1-3

样品号	识别矿物 1	识别矿物 2	pos1900	Dep1900	pos2200	Dep2200	IC 值	最终结果(ID)	样品深度	钻孔号	备注
Zk325-P27	伊利石	钠云母	1911.25	0.20	2197.03	0.38	1.86	伊利石	344	Zk325	2 个数据平均值
Zk325-P28	伊利石	钠云母	1913.29	0.20	2197.93	0.43	2.16	伊利石	375	Zk325	2 个数据平均值
Zk325-P31	伊利石	无	1914.16	0.09	2199.07	0.27	3.15	伊利石	402	Zk325	2 个数据平均值
Zk325-P33-0	伊利石	无	1923.51	0.14	2198.62	0.30	2.22	伊利石	433	Zk325	2 个数据平均值
Zk325-P34	伊利石	钠云母	1914.95	0.15	2196.34	0.31	2.07	伊利石	447	Zk325	2 个数据平均值
Zk325-P37	伊利石	钠云母	1916.71	0.13	2196.86	0.27	2.14	伊利石	500	Zk325	2 个数据平均值
Zk325-P38	伊利石	钠云母	1918.25	0.13	2197.52	0.30	2.39	伊利石	519	Zk325	2 个数据平均值
Zk325-P39	伊利石	钠云母	1912.63	0.09	2195.11	0.21	2.37	伊利石	560	Zk325	2 个数据平均值
Zk325-P40	伊利石	钠云母	1912.72	0.14	2198.08	0.26	1.91	伊利石	590	Zk325	2 个数据平均值
Zk325-P43	白云母	无	1911.92	0.07	2207.04	0.21	3.34	白云母	686	Zk325	2 个数据平均值
Zk325-P46	多硅白云母	伊利石	1909.76	0.25	2211.95	0.29	1.15	伊利石	764	Zk325	2 个数据平均值
Zk325-P48	白云母	铁镁绿泥石	1907.90	0.22	2211.11	0.32	1.42	伊利石	804	Zk325	2 个数据平均值
Zk325-P50	伊利石	多硅白云母	1910.35	0.15	2209.27	0.24	1.56	伊利石	845	Zk325	2 个数据平均值
Zk325-P51	伊利石	铁镁绿泥石	1908.87	0.23	2203.77	0.22	0.94	伊利石 + 蒙脱石	890	Zk325	2 个数据平均值
北西向剖面											
Zk1931-P3	伊利石	钠云母	1911.65	0.30	2196.15	0.44	1.5	伊利石	40	Zk1931	2 个数据平均值
Zk1931-P4	伊利石	钠云母	1911.73	0.22	2195.27	0.34	1.5	伊利石	53	Zk1931	2 个数据平均值
Zk1931-P6	伊利石	钠云母	1910.76	0.17	2196.88	0.36	2.1	伊利石	77	Zk1931	2 个数据平均值
Zk1931-P7	钠云母	伊利石	1910.96	0.25	2194.17	0.41	1.6	伊利石	95	Zk1931	2 个数据平均值
Zk1931-P8	伊利石	无	1910.78	0.23	2198.41	0.38	1.7	伊利石	142	Zk1931	2 个数据平均值
Zk1931-P9	伊利石	钠云母	1913.52	0.11	2196.87	0.28	2.6	伊利石	186	Zk1931	2 个数据平均值
Zk1931-P11	伊利石	钠云母	1911.17	0.22	2197.25	0.40	1.8	伊利石	230	Zk1931	2 个数据平均值
Zk1931-P15	伊利石	钠云母	1911.01	0.21	2196.06	0.38	1.9	伊利石	347	Zk1931	2 个数据平均值
Zk1931-P24	伊利石	镁绿泥石	1912.66	0.06	2202.33	0.26	4.5	伊利石	686	Zk1931	2 个数据平均值
ZJ14XC121	伊利石	钠云母	1910.84	0.27	2195.79	0.40	1.5	伊利石	12.4	Zk1931	2 个数据平均值
ZJ14XC122	伊利石	无	1911.06	0.23	2201.51	0.39	1.7	伊利石	65	Zk1931	2 个数据平均值
ZJ14XC123	钠云母	伊利石	1911.51	0.17	2193.73	0.18	1.0	伊利石	199	Zk1931	2 个数据平均值
ZJ14XC125	伊利石	无	1917.07	0.15	2199.06	0.24	1.6	伊利石	306	Zk1931	2 个数据平均值
ZJ14XC126	伊利石	钠云母	1910.87	0.20	2196.64	0.39	2.0	伊利石	380	Zk1931	2 个数据平均值
ZJ14XC127	伊利石	钠云母	1911.21	0.13	2197.35	0.33	2.7	伊利石	437	Zk1931	2 个数据平均值
ZJ14XC129	白云母	钠云母	1919.27	0.06	2200.81	0.37	6.3	白云母	628	Zk1931	3 个数据平均值
ZJ14XC130	白云母	钠云母	1918.20	0.08	2199.21	0.43	5.1	白云母	649	Zk1931	2 个数据平均值
ZJ14XC134	白云母	无	1910.37	0.24	2210.14	0.37	1.8	伊利石	761.5	Zk1931	2 个数据平均值
ZJ14XC135	伊利石	铁白云石	1911.97	0.05	2201.23	0.25	4.8	白云母	768	Zk1931	3 个数据平均值
ZJ14XC141	多硅白云母	伊利石	1908.47	0.27	2214.20	0.37	1.4	伊利石	951	Zk1931	2 个数据平均值
ZJ14XC142	伊利石	多硅白云母	1909.18	0.21	2213.80	0.31	1.5	伊利石	986	Zk1931	2 个数据平均值
ZJ14XC191	伊利石	多硅白云母	1910.29	0.3	2210.88	0.29	0.96	伊利石	629.40	Zk1216	2 个数据平均值
ZJ14XC192	伊利石	绿帘石	1911.56	0.15	2208.04	0.10	0.65	伊利石	825.4	Zk1216	3 个数据平均值

续表 1-4
Continued Table 1-4

样品号	识别矿物 1	识别矿物 2	pos1900	Dep1900	pos2200	Dep2200	IC 值	最终结果(ID)	样品深度	钻孔号	备注
ZJ14XC193	伊利石	无	1910.58	0.22	2205.62	0.15	0.71	伊利石	842.7	Zk1216	3个数据平均值
ZJ14XC194	伊利石	无	1920.79	0.23	2204.55	0.14	0.63	伊利石	897.4	Zk1216	3个数据平均值
ZJ14XC195	伊利石	钠云母	1912.33	0.23	2196.12	0.42	1.8	伊利石	286.3	Zk1216	3个数据平均值
Zk2418-P5	伊利石	镁绿泥石	1908.50	0.26	2204.04	0.34	1.3	伊利石	109.4	Zk2418	2个数据平均值
Zk2418-P8	伊利石	无	1909.78	0.17	2204.35	0.32	1.9	伊利石	186.2	Zk2418	3个数据平均值
Zk2418-P12	伊利石	钠云母	1911.17	0.18	2196.39	0.30	1.7	伊利石	302	Zk2418	3个数据平均值
Zk2418-P13	伊利石	多硅白云母	1910.78	0.22	2207.10	0.28	1.3	伊利石	342.8	Zk2418	3个数据平均值
Zk2418-P14-0	伊利石	钠云母	1916.11	0.10	2197.02	0.23	2.2	伊利石	365.8	Zk2418	3个数据平均值
Zk2418-P15	伊利石	多硅白云母	1908.93	0.28	2207.23	0.38	1.3	伊利石	390.5	Zk2418	3个数据平均值
Zk2418-P16	伊利石	无	1925.69	0.11	2197.39	0.13	1.1	伊利石	413	Zk2418	3个数据平均值
Zk2418-P20	白云母	无	1912.70	0.13	2204.38	0.27	2.0	伊利石	523.7	Zk2418	3个数据平均值
ZJ14XC198	伊利石	多硅白云母	1908.88	0.36	2206.98	0.36	1.1	伊利石	83.3	Zk2418	3个数据平均值
ZJ14XC199	伊利石	无	1913.96	0.22	2198.38	0.36	1.7	伊利石	148.8	Zk2418	3个数据平均值
ZJ14XC200	伊利石	无	1910.84	0.18	2204.04	0.31	1.7	伊利石	162.8	Zk2418	3个数据平均值
ZJ14XC202	伊利石	无	1910.41	0.17	2199.61	0.37	2.2	伊利石	226.6	Zk2418	3个数据平均值
ZJ14XC203	伊利石	蒙脱石	1909.59	0.44	2200.31	0.27	0.6	伊利石+蒙脱石	275	Zk2418	3个数据平均值
ZJ14XC205-1	伊利石	无	1916.83	0.13	2196.59	0.33	2.5	伊利石	487.5	Zk2418	3个数据平均值
ZJ14XC206	伊利石	钠云母	1911.95	0.20	2197.65	0.39	2.0	伊利石	509.3	Zk2418	3个数据平均值
ZJ14XC207	白云母	无	1908.72	0.16	2202.42	0.31	2.0	伊利石	541.8	Zk2418	3个数据平均值
ZJ14XC208	伊利石	无	1908.69	0.13	2201.75	0.28	2.2	伊利石	584.2	Zk2418	3个数据平均值
ZJ14XC209	伊利石	多硅白云母	1908.61	0.20	2208.78	0.36	1.8	伊利石	603.1	Zk2418	3个数据平均值
ZJ14XC211-0	白云母	铁镁绿泥石	1908.47	0.14	2208.32	0.32	2.3	伊利石	634	Zk2418	3个数据平均值
ZJ14XC211-1	白云母	无	1909.16	0.23	2207.13	0.35	1.5	伊利石	634	Zk2418	3个数据平均值
ZJ14XC213-0	伊利石	无	1913.91	0.36	2202.91	0.26	0.7	伊利石+蒙脱石	667.7	Zk2418	3个数据平均值
ZJ14XC213-1	伊利石	无	1911.72	0.32	2203.51	0.27	0.8	伊利石	667.9	Zk2418	3个数据平均值
ZJ14XC214	伊利石	无	1917.74	0.37	2202.61	0.23	0.6	伊利石	668	Zk2418	2个数据平均值
ZJ14XC215-1	白云母	无	1911.96	0.23	2209.94	0.36	1.5	伊利石	682.6	Zk2418	3个数据平均值
ZJ14XC215-2	白云母	多硅白云母	1920.91	0.07	2208.23	0.32	4.4	白云母	682.6	Zk2418	3个数据平均值
ZJ14XC222-1	伊利石	绿帘石	1909.36	0.31	2214.61	0.27	0.9	伊利石	858.6	Zk2418	3个数据平均值
ZJ14XC223	多硅白云母	伊利石	1908.74	0.27	2211.83	0.26	1.0	伊利石	888	Zk2418	2个数据平均值
ZJ14XC224-1	多硅白云母	伊利石	1909.67	0.33	2215.31	0.29	0.9	伊利石	899.1	Zk2418	2个数据平均值
ZJ14XC299	伊利石	铁白云石	1910.61	0.17	2200.60	0.11	0.7	伊利石	91.8	Zk3203	3个数据平均值
ZJ14XC301	伊利石	无	1914.64	0.31	2200.73	0.47	1.5	伊利石	284.5	Zk3203	3个数据平均值
ZJ14XC302	伊利石	多硅白云母	1910.71	0.23	2204.45	0.27	1.2	伊利石	342.5	Zk3203	3个数据平均值
ZJ14XC303-1	伊利石	无	1912.94	0.14	2200.39	0.34	2.4	伊利石	463.6	Zk3203	2个数据平均值
ZJ14XC304	伊利石	无	1918.09	0.19	2198.39	0.20	1.1	伊利石	599	Zk3203	3个数据平均值
ZJ14XC305	伊利石	无	1911.97	0.15	2203.71	0.09	0.6	伊利石	602.3	Zk3203	3个数据平均值
ZJ14XC306	伊利石	无	1912.40	0.21	2201.34	0.18	0.8	伊利石	612.5	Zk3203	2个数据平均值

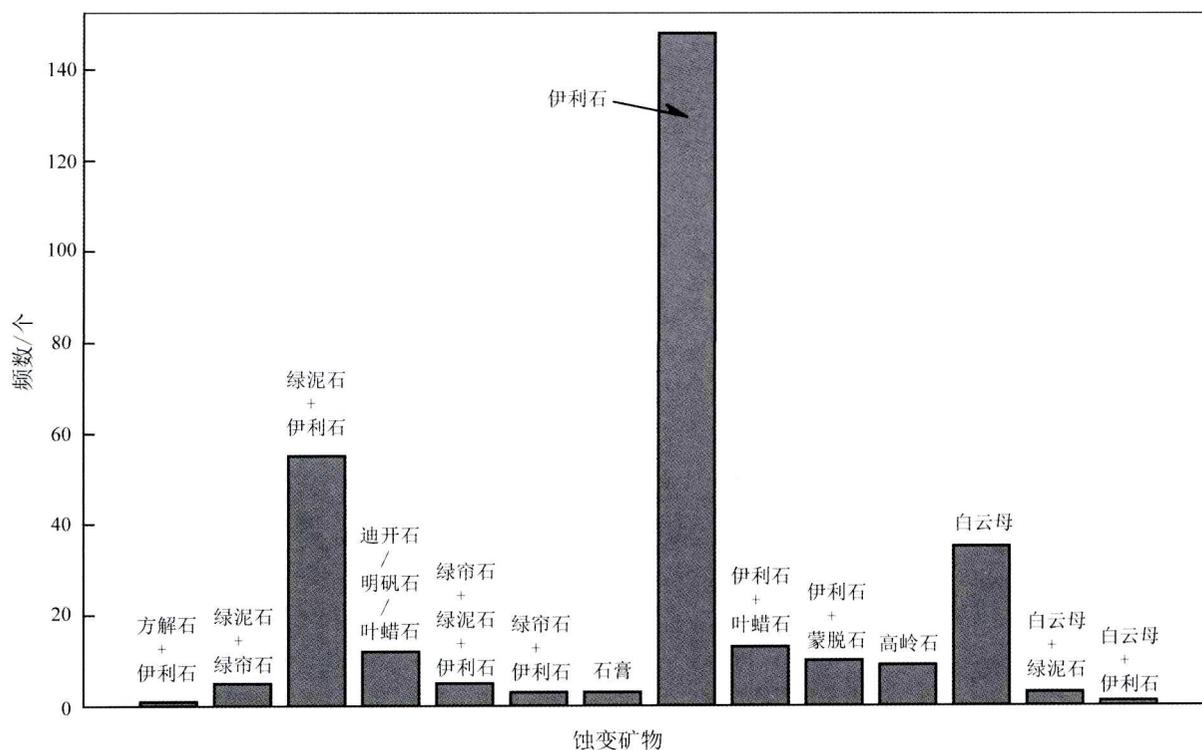


图 7 西南 Cu-Mo 矿段主要蚀变类型及其矿物组合特征

Fig. 7 Alteration types and mineral assemblages of the Xinan Cu-Mo ore deposit

石主要分布在矿区的深部(大于 650 m, 主要发育在二长花岗岩中, 少量发育在花岗闪长斑岩中)。总体上呈现出, 浅部为伊利石 + 白云母 + 蒙脱石为主的矿物组合, 深部为绿泥石 + 绿帘石 + 伊利石为主的矿物组合(图 8)。

4.2 绢云母族矿物光谱参数在矿区变化规律

绢云母族矿物(伊利石、白云母, 少量蒙脱石)在西南矿段广泛分布, 属于含水硅酸盐矿物, 分子式为 $(K, H_3O)(Al, Mg, Fe)_2(Si, Al)_4O_{10}[(OH)_2, (H_2O)]$, 其结构中主要含有 3 个特征的基团-OH、Al-OH 和 H_2O (图 6)。当短波红外照射时, -OH 基团对应的 1400 nm 的波峰, 该位置称为“伊利石 1400 nm 吸收峰位(Pos1400)”; Al-OH 在 2200 nm 附近出现特征峰吸收, 该位置称为“伊利石 2200 nm 吸收峰位(Pos2200)”, 相应的吸收峰深度称为“伊利石 2200 nm 吸收峰深度(Dep2200)”; H_2O 在 1900 nm 附近出现特征峰吸收, 该位置称为“伊利石 1900 nm 吸收峰位(Pos1900)”, 相应的吸收峰深度称为“伊利石 1900 nm 吸收峰深度(Dep1900)”(图 6); 伊利石的结晶度(IC), 即为伊利石 2200 nm 吸收深度与

伊利石 1900 nm 吸收深度的比值, 公式为: $IC = Dep2200/Dep1900$ 。伊利石结晶度与温度呈正相关关系(杨志明等, 2012)。

西南矿段北东向剖面的绢云母族矿物样品中, 伊利石 Pos1900 值变化于 1907.36 ~ 1925.85 nm (平均值为 1912.56 nm), Dep1900 值变化范围 0.04 ~ 0.49(平均值为 0.16); Pos2200 值变化于 2193.30 ~ 2220.02 nm(平均值为 2202.01 nm), Dep2200 值变化范围 0.09 ~ 0.48(平均值为 0.30); 伊利石的结晶度(IC 值)变化于 0.41 ~ 7.30(平均值为 2.32), 详细数据见表 1。在矿区空间上, IC 和 Pos2200 值具有明显的变化规律, 从矿化中心附近的绢英岩化带到远离矿化中心的高级泥化-泥化带和青磐岩化带, IC 和 Pos2200 值均有明显的从高值变为低值的变化趋势(图 9a、b)。但伊利石 1900 nm 吸收峰位值在空间上无特别明显的变化趋势。

在西南矿段北西向剖面中, 伊利石 Pos1900 值变化于 1907.36 ~ 1925.85 nm (平均值为 1912.51 nm), Dep1900 值变化范围 0.05 ~ 0.49(平均值为 0.19); Pos2200 值变化于 2193.73 ~ 2215.13 nm(平

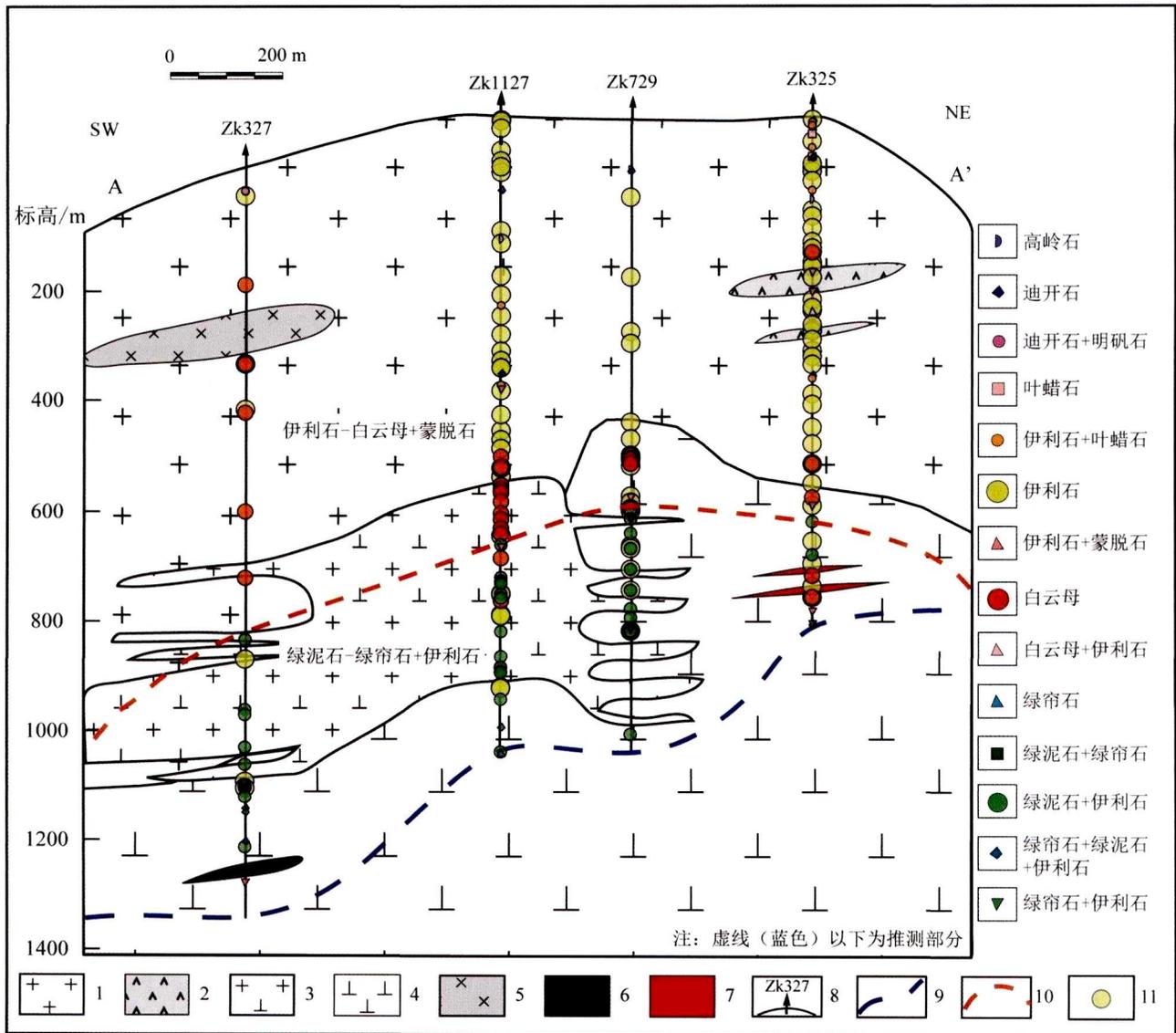


图8 西南 Cu-Mo 矿段北东向剖面(图 1b 中 A-A')短波红外光谱测试结果矿物分布图

1—紫金山复式花岗岩; 2—英安玢岩; 3—(细粒)花岗闪长斑岩; 4—二长花岗岩; 5—闪长玢岩; 6—花岗细晶岩; 7—花岗岩斑岩; 8—钻孔及编号; 9—推测线; 10—矿物组合分界线; 11—样品位置

Fig. 8 The distribution of SWIR alteration minerals in the NE-trending section (A-A' in Fig. 1b), the Xinan Cu-Mo ore deposit

1—Zijinshan granite complex; 2—Dacite porphyry; 3—(Fine-grained) granodiorite porphyry; 4—Monzogranite; 5—Diorite porphyry; 6—Granite aplite; 7—Granite porphyry; 8—Drill hole and its serial number; 9—Inferred line; 10—Boundary of mineral assemblage; 11—Sampling position

均值为 2201.89 nm), Dep2200 值变化范围 0.09~0.47(平均值为 0.31); 伊利石的结晶度(IC 值)变化于 0.6~8.1(平均值为 2.16), 详细数据见表 1。同样, 矿区空间上的 IC 和 Pos2200 值具有明显的变化规律, 从矿化中心到远离矿化中心, IC 和 Pos2200 值均有明显的从高值变为低值的变化趋势(图 10a、b), 但是 Pos2200 值在北西向剖面上的变化规律没有其在北东向剖面上的变化规律明显, 会存在部分异常

高值。

5 讨论

5.1 蚀变与矿化

前人对于紫金山矿田内斑岩型矿床的蚀变分带与矿化特征工作主要集中于罗卜岭斑岩型铜钼矿床, 并且观点较为统一: 认为罗卜岭矿床的蚀变分带

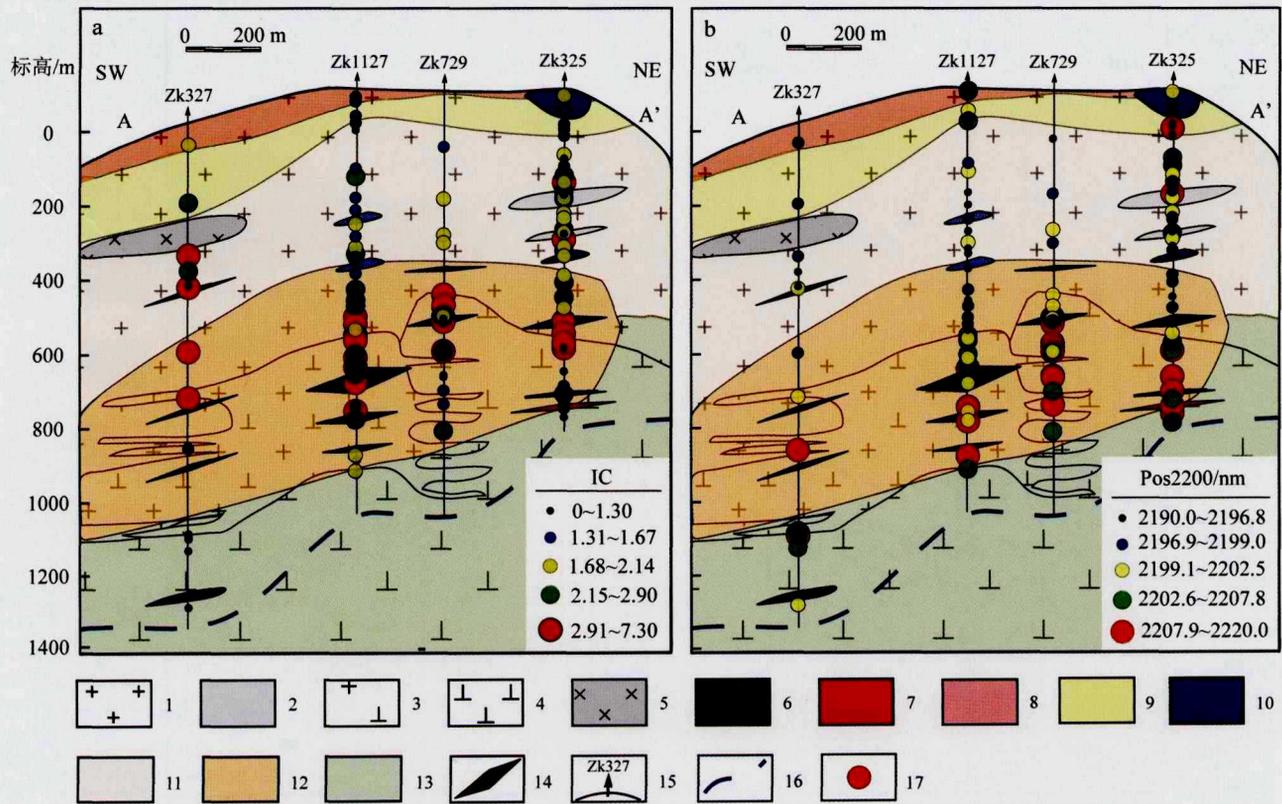


图 9 西南 Cu-Mo 矿段北东向剖面(图 1b 中 A-A')SWIR 光谱参数变化规律

a. 伊利石结晶度(IC)值在西南矿段北东向剖面(地质-蚀变图)上的变化规律图; b. 伊利石 2200 nm 吸收峰位置值(Pos2200)

在西南矿段北东向剖面(地质-蚀变图)上的变化规律图

- 1—紫金山复式花岗岩; 2—英安玢岩; 3—(细粒)花岗闪长斑岩; 4—二长花岗岩; 5—闪长玢岩; 6—花岗细晶岩; 7—花岗斑岩; 8—氧化带; 9—迪开石-高岭石化带; 10—叶蜡石-明矾石化带; 11—绢云母化带; 12—绢英岩化带; 13—青磐岩化带; 14—矿体; 15—钻孔及编号; 16—推测线; 17—样品位置

Fig. 9 The distribution features of SWIR spectrum parameters in the NE-trending section (A-A' in Fig. 1b), the Xinan Cu-Mo deposit

a. The variation of illite crystallinity (IC) along the NE-trending geology-alteration section; b. The variation of illite 2200 nm absorption peak position (Pos2200) along the NE-trending geology-alteration section

- 1—Zijinshan granite complex; 2—Dacite porphyry; 3—(Fine-grained) granodiorite porphyry; 4—Monzogranite; 5—Diorite porphyry; 6—Granite aplite; 7—Granite porphyry; 8—Oxidation zone; 9—Dickite-kaolinite alteration zone; 10—Pyrophyllite-alunite alteration zone; 11—Sericite alteration zone; 12—Phyllic alteration zone; 13—Propylitic alteration zone; 14—Orebody; 15—Drill hole and its serial number; 16—Inferred line; 17—Sampling position

具有典型斑岩型矿床蚀变分带特征,从矿化中心向外,依次发育钾硅酸盐化带(K-Q)、绢英岩化叠加的钾硅酸盐化带(K-Phy)和黄铁绢英岩化带(Phy),另外,在浅部局部地区发育明矾石-迪开石化带,但缺失斑岩型矿床比较常见的青磐岩化带,铜钼矿化主要发育在岩株状侵入的罗卜岭花岗闪长斑岩中,与钾硅酸盐化蚀变及黄铁绢英岩化蚀变密切相关(Zhong et al., 2014; 张锦章, 2013)。典型斑岩型矿床的蚀变分带由矿化中心向外依次为:钾硅酸盐化

带→绢英岩化带→青磐岩化带。其中,青磐岩化带主要发育矿区的浅部,矿化主要与岩株状的斑岩体关系密切(Sillitoe, 2010)。本次研究的西南铜钼矿段,作为紫金山矿田内最新发现的矿床,其蚀变分带由深部到浅部依次分为:青磐岩化带→绢英岩化带→高级泥化-泥化带→氧化带。现有的钻孔资料显示,西南矿段的铜钼矿化主要以浸染状、脉状分布于花岗闪长斑岩中,可能为西南矿段的成矿斑岩。结合西南矿段北东向剖面(图 2)与北西向剖面(图 10a),

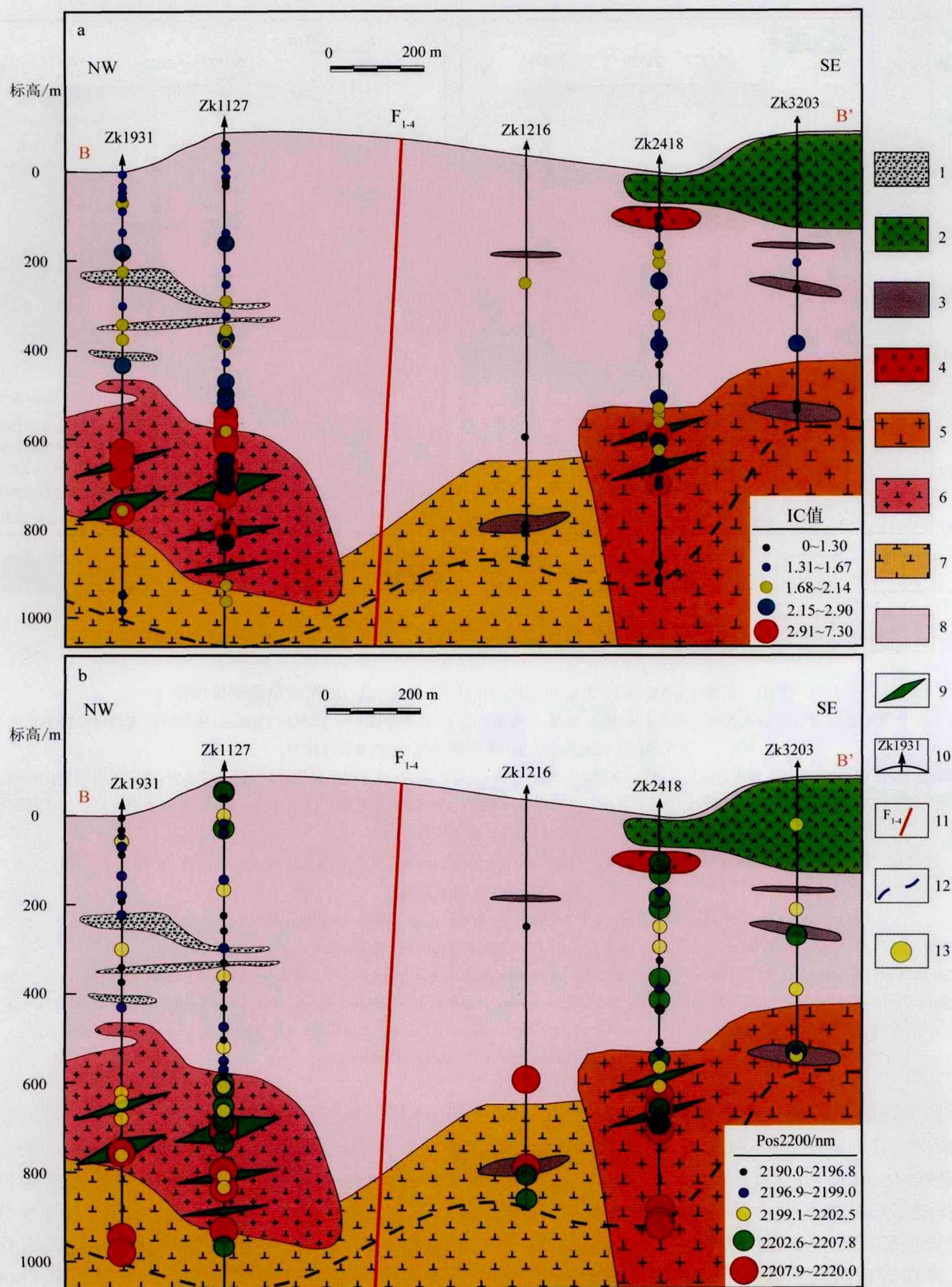


图 10 西南 Cu-Mo 矿段北西向剖面(图 1b 中 B-B')SWIR 光谱参数变化规律

a. 伊利石结晶度(IC)值在西南矿段北西向剖面上的变化规律图; b. 伊利石 2200 nm 吸收峰位置值(Pos2200)在西南矿段北西向剖面上的

变化规律图

1—隐爆角砾岩; 2—英安玢岩; 3—花岗细晶岩; 4—闪长玢岩; 5—似斑状花岗闪长岩; 6—(细粒)花岗闪长斑岩; 7—二长花岗岩;
8—紫金山复式花岗岩; 9—矿体; 10—钻孔及编号; 11—断裂; 12—推测线; 13—样品位置

Fig. 10 The distribution features of SWIR spectrum parameters in the NW-trending section (B-B' in Fig. 1b), the Xinan Cu-Mo deposit

a. The variation of illite crystallinity (IC) along the NW-trending geological section; b. The variation of illite 2200 nm absorption peak position (Pos2200) along the NW-trending geological section

1—Cryptoexplosive breccia; 2—Dacite porphyry; 3—Granite aplite; 4—Diorite porphyry; 5—Porphyritic granodiorite; 6—(Fine-grained) granodiorite porphyry; 7—Monzogranite; 8—Zijinshan granite complex; 9—Orebody; 10—Drill hole and its serial number; 11—Fault; 12—Inferred line; 13—Sampling position

可以认为成矿斑岩体是沿着紫金山复式花岗岩与二长花岗岩的接触部位,从西南方向的深部以岩枝状近水平侵位。西南矿段显然与罗卜岭斑岩矿床和典型斑岩矿床在蚀变分带特征方面存在明显不同,西南矿段缺失钾化带,并且青磐岩化蚀变主要发育在深部的二长花岗岩中,未在浅部发育,而通常典型斑岩矿床和罗卜岭矿床会发育位于矿化中心附近的钾化带,典型斑岩矿床的青磐岩化都发育在成矿斑岩体的外围浅部(Sillitoe, 2010; Cooke et al., 2005),罗卜岭斑岩矿床则缺失典型斑岩矿床外围浅部发育的青磐岩化蚀变。笔者认为造成这种蚀变分带特征差异的原因,主要是成矿斑岩体的形态及侵入方式不同造成的,罗卜岭斑岩矿床和典型斑岩矿床的成矿斑岩体主要是从深部近直立状以岩株侵位,形成常见的斑岩矿床的蚀变分带,而罗卜岭浅部未能形成青磐岩化蚀变可能是其浅部为花岗质侵入岩(容易遭受绢英岩化蚀变)和缺失火山岩地层造成的。西南矿段成矿岩体以小岩枝状低角度从矿区西南方向深部侵位(图 2),暗示在深部沿花岗闪长斑岩侵入方向可能会存在较大的斑岩岩株。西南矿段目前控制的成矿岩体较小,未见钾化带形成,仅有部分残留的钾化蚀变在镜下可见(图 5b、c),该岩枝近水平侵入后,上部的紫金山复式花岗岩由于已遭受强烈的早期绢英岩化蚀变,很难再形成青磐岩化蚀变,因此,主要叠加晚期绢英岩化和泥化-高级泥化蚀变;而深部的二长花岗岩在成矿斑岩侵位时遭受蚀变弱,则形成了青磐岩化蚀变。总体上,浅部的紫金山复式花岗岩与深部二长花岗岩都属于成矿斑岩的外围。另外,成矿斑岩体及其周围区域则发育强烈的绢英岩化蚀变。浅部广泛发育的泥化蚀变和少量高级泥化蚀变可能与成矿花岗闪长斑岩有成因联系,但也可能与紫金山矿田内大面积的浅成低温蚀变叠加相关。

需要强调的是,西南矿段出现了比较少见的两期“绢英岩化”现象,早期绢英岩化主要位于浅部的紫金山复式岩体中,而晚期绢英岩化主要与后期侵入的成矿花岗闪长斑岩相关,且常包裹早期绢英岩化之上(图 5a)。显然,早期绢英岩化并非由成矿岩体导致,而是早于成矿岩体但晚于紫金山复式岩体的其他岩体导致。从西南矿段地质情况推测其可能为深部的二长花岗岩侵位导致了紫金山复式岩体中的早期绢英岩化,这与笔者得到的岩体年龄也是一致的(Xu et al., 2017)。

从矿化特征来看,紫金山矿田内的罗卜岭斑岩型矿床(1.4 Mt @ 0.3%)的矿化主要以细脉浸染状和脉状赋存于成矿花岗闪长斑岩中,与钾硅酸盐化和绢英岩化密切相关(钟军, 2014)。典型斑岩矿床的矿化主要以细脉浸染状和脉状赋存于围岩火山岩地层及成矿斑岩中(Cooke et al., 2005),多数斑岩矿床主要与钾硅酸盐化密切相关(如美国西部 Bingham 矿床, 28.46 Mt @ 0.88%, Lanier et al., 1978; 印度尼西亚 Batu Hijau 矿床, 7.23 Mt @ 0.44%, Garwin, 2002; 智利 El Teniente 矿床, 94.35 Mt @ 0.63%, Cannell et al., 2005),也有部分矿床与绢英岩化密切相关(如巴布亚新几内亚 Wafi-Golpu 矿床, 1Gt @ 0.9%, Sillitoe, 2010; 智利中部 Chuquicamata 矿床, 7.52 Gt @ 0.55%, Ossandón et al., 2001; 中国德兴矿床, 8.4 Mt @ 0.45%, 侯增谦等, 2009)。西南矿段(0.02 Mt @ 0.2%)的矿化类型同样也是细脉浸染状和脉状,主要赋存于成矿的花岗闪长斑岩中,成矿斑岩的锆石 Ce^{4+}/Ce^{3+} 比值较高(平均值 1078, Xu et al., 2017),地球化学特征(Xu et al., 2017)与罗卜岭斑岩矿床的成矿斑岩相似,2 个矿床的成岩成矿年代也接近,但目前西南矿段控制的矿化主要与绢英岩化密切相关,明显缺失钾化带,这也是与罗卜岭矿床的主要区别。西南矿段和罗卜岭与

世界上典型的斑岩型矿床相比也存在较大差异,可能为西南矿段和罗卜岭矿区浅部缺失火山岩地层所造成的,矿化主要集中于成矿斑岩中相关。结合前文讨论的西南矿段成矿斑岩体是从矿区东南方向的深部以小岩枝状近水平侵位,并造成不对称的蚀变分带,以及其与罗卜岭矿床在成岩时代、地球化学特征及锆石 Ce^{4+}/Ce^{3+} 比值(氧逸度)均相似等特征(Xu et al., 2017),推测在西南矿段的西南方向深部可能存在真正的成矿斑岩岩株、大储量及较高品位的矿化中心。

5.2 斑岩型矿床的短波红外光谱(SWIR)找矿指示

通过前文蚀变与矿化的讨论,笔者发现西南矿段与斑岩矿床的矿化蚀变特征有一定的相似性,但是矿化规模不大,成矿斑岩体呈岩枝状(非岩株状)低角度侵位,并造成不对称的蚀变分带。此外,矿区还缺失钾化带,且深部存在斑岩矿化巨大潜力。在斑岩矿床深部勘查新方法应用中,前人利用短波红外光谱技术(SWIR)对埋藏较深的矿化中心进行找矿勘查效果显著,并建立了一系列科学有效的找矿勘查新标志,为后续的找矿勘查工作提供了科学的依据。如杨志明等(2012)在研究西藏念村矿床时提出,靠近矿化中心附近伊利石结晶度值(IC)高,远离矿化中心 IC 值逐渐降低(杨志明等, 2012)。Jin 等(2001)在研究德兴斑岩矿床时提出 XRD-IC 值(与本文研究的伊利石结晶度(IC)具有相反的规律,下同)在靠近矿体时会变小,表明伊利石结晶度(IC 值)呈现出靠近矿化中心变大,而远离矿化中心而变小。对于伊利石 2200 nm 吸收峰位值(Pos2200)在不同矿床内的变化规律则不尽相同,第一种呈现出靠近矿化中心 Pos2200 值变小,远离矿化中心其值变大,如杨志明等(2012)在研究西藏念村矿床时发现,靠近矿化中心 Pos2200 值变小,远离矿化中心 Pos2200 值变大;同样, Yang 等(2005)在研究新疆土屋斑岩矿床时发现,伊利石 2200 nm 吸收峰位值(Pos2200)在矿化中心处会变小(<2206 nm);第二种呈现出靠近矿化中心 Pos2200 值变大而远离矿化中心其值变小,如 Laakso 等(2015)在研究加拿大 Izok Lake 矿床时得出靠近矿体的 Pos2200 值较高(平均值 2203 nm),而远离矿体的 Pos2200 值低(平均值 2201 nm),同样, Sun 等(2001)在研究澳大利亚 Elura 铅锌银矿床时也呈现出,靠近矿体 Pos2200 值变大,远离矿化中心 Pos2200 值变小;第三种是 Pos2200 值在矿区呈现出无明显规律,如日本的 Hishikari 矿床

(Yang et al., 2005)。由此可见,伊利石 2200 nm 吸收峰位值在不同的矿床内的规律性并不一致。本次研究工作在西南矿段矿区内发现,北东向剖面总体上, IC 和 Pos2200 值具有明显的变化规律,由矿化中心附近的绢英岩化带到远离矿化中心的高级泥化-泥化带和青磐岩化带, IC 值(图 9a)和 Pos2200 值(图 9b)均有明显的从高值变为低值的变化趋势, IC 值的变化规律与前人在其他斑岩矿床的研究成果很接近;而 Pos2200 值的变化规律主要与上述第二种类型相似(Sun et al., 2001; Laakso et al., 2015)。另外,也可见部分 IC 高值(图 9a 中红色圈和绿色圈)出现在了西南矿段北东向剖面的左侧 Zk327 的浅部(400 m 附近), Zk729 的靠近花岗闪长斑岩附近(400 m 附近)及剖面右侧 Zk325 的浅部(220 m 和 400 m 附近)(图 9a);而 Pos2200 高值(图 9b 中红色圈)主要出现在剖面右侧 Zk325 的浅部(50 m 和 200 m 附近)(图 9b)。而在北西向剖面上,由矿化中心到外围, IC 值从高值变为低值(图 10a),这一规律性变化与北东向剖面上 IC 值变化规律一致。而 Pos2200 值总体上也具有由矿化中心到外围从高值到低值的变化趋势(图 10b),与其在北东向剖面上的规律一致。然而,也有部分高 Pos2200 值出现在 Zk1931 的底部(951 m 和 986 m),还有在 F1-4 断裂的东南侧 Zk1216 深部(629 m 和 825 m)与 Zk2418 深部(890 m 附近),造成这些高值的原因可能是由于蚀变差异和脉岩的侵入造成的。但伊利石 1900 nm 吸收峰位值(Pos1900)在空间上无特别明显的变化,与杨志明等(2012)在西藏念村矿区的的结果一致。

研究表明 IC 值可能与矿物形成温度有直接关系(杨志明等, 2012)。伊利石在高温条件下具有最接近理想的配比成分,随着温度的降低,其晶格中的 Al、K 逐渐地被 Si 和一些缺陷所替代,导致层间位置容纳了更多的 H_2O ,同时也使 Al 的流失。高的 H_2O 含量会引起较强的 1900 nm 吸收,致使伊利石 1900 nm 吸收深度值增大;而 Al 流失会使伊利石的 2200 nm 峰吸收强度降低从而降低伊利石 2200 nm 吸收峰吸收深度减小, IC 值降低,因此,温度高时, IC 值较大,温度降低, IC 值会变小(杨志明等, 2012)。这一原理可以很好地解释在西南矿段矿区内发现的由矿化中心到外围 IC 值具有明显的从高值变为低值的变化趋势,同时,在 Zk327 的浅部 400 m 出现的 IC 高值,主要是由于其附近存在脉状矿化及后期闪长玢岩的侵位,从而造成局部较高温度,形成含有较高

IC值的绢云母族矿物;在Zk729的浅部400 m出现的IC高值,主要是由于花岗闪长斑岩的侵位并伴随矿化的影响,同时,与Zk729的394 m发现含有较高IC值的白云母矿物吻合(图3);在Zk325的浅部(220 m和400 m附近)出现的IC高值,同样也是由于其附近的后期英安玢岩的侵位造成的。伊利石2200 nm吸收峰位值与其八面体内的 Al^{VI} 含量呈负相关关系,而与绢云母族矿物内的Fe、Mg含量比例呈正相关关系,蚀变越强、温度越高及附近存在含Fe、Mg的矿物(如绿泥石和绿帘石),都会促使伊利石八面体内的 Al^{VI} 与Fe、Mg之间的类质同象作用的发生,从而降低伊利石八面体内的 Al^{VI} 含量值,增加Fe、Mg含量比例,导致Pos2200变大(Post et al., 1993; Duke, 1994; Laakso et al., 2015)。在西南矿段的矿化中心蚀变比较强,加上西南矿段的蚀变分带与典型斑岩矿床不同,从剖面上(图3)可以看出靠近矿化中心底部存在大面积的青磐岩化(含Fe、Mg的绿泥石和绿帘石矿物多),会加大绢云母族矿物中的 Al^{VI} 与Fe、Mg发生类质同象作用,造成矿物内 Al^{VI} 含量降低及Fe、Mg含量比例的提高,从而导致Pos2200值高;在浅部蚀变强度变弱,另外含Fe、Mg的绿泥石和绿帘石矿物极少,不利于绢云母族矿物中的 Al^{VI} 与Fe、Mg之间的类质同象,造成矿物内 Al^{VI} 含量高及Fe、Mg含量比例的极低,从而导致Pos2200值低;而在最深处的青磐岩化带内,尽管存在富含Fe、Mg的绿泥石和绿帘石矿物,但其蚀变强度弱,同样也不利于绢云母族矿物中的 Al^{VI} 与Fe、Mg之间的类质同象,也造成Pos2200值低。同时,在Zk325(50 m和200 m附近)出现的Pos2200高值,可能是由于其附近的后期英安玢岩的侵位造成的。基于该原理,同样可以很好地解释Pos2200值在北西向剖面的变化规律(图10b),局部出现的异常高值,如Zk1931的底部(951 m和986 m)与Zk2418深部(890 m附近)是由于样品在青磐岩化蚀变的基础上产生较强的绢英岩化叠加,促使伊利石八面体内的 Al^{VI} 与Fe、Mg之间发生类质同象,造成矿物内 Al^{VI} 含量降低及Fe、Mg含量比例的提高,从而导致Pos2200值高;而Zk1216深部(629 m和825 m)可能是由于似斑状花岗闪长斑岩与花岗细晶岩脉的侵位造成的。

综上所述,通过西南矿段系统的SWIR光谱研究发现,从矿化中心向外,伊利石结晶度值(IC)和伊利石2200 nm吸收峰位值均有明显的从高值向低值

变化趋势,在矿化中心处,是高IC值与高Pos2200值的叠加区域。高IC值(>2.1)和高Pos2200值(>2203 nm)可作为紫金山地区勘查该类矿床的找矿新标志。

6 结 论

(1) 西南铜钼矿段发育斑岩型矿床的蚀变矿化特征。围岩蚀变在空间上具有明显的分带性,从深部到浅部依次为:青磐岩化带、绢英岩化带、高级泥化-泥化带和氧化带。蚀变矿化期次划分为:(早期)绢英岩化期、斑岩矿化期、浅成低温热液叠加期、成矿后期和表生期。其中,斑岩矿化期可分为钾硅酸盐化阶段、青磐岩化阶段和(晚期)绢英岩化阶段,浅成低温热液叠加期为泥化-高级泥化蚀变。

(2) 西南铜钼矿段发育的早期绢英岩化蚀变可能为二长花岗岩侵入紫金山复式岩体导致,而晚期绢英岩化蚀变则与成矿花岗闪长斑岩密切相关。

(3) 西南铜钼矿段不同于典型的斑岩型铜钼矿床蚀变特征,花岗闪长斑岩(成矿斑岩)呈岩枝状低角度侵位,蚀变分带不对称,且明显缺失钾化带。因此,推测西南矿段的西南方向深部可能存在真正的成矿斑岩岩株和大储量及较高品位的矿化中心。

(4) 西南矿段SWIR 勘查应用研究发现,从矿化中心向外,伊利石结晶度值(IC)和伊利石2200 nm吸收峰位值(Pos2200)均有明显的从高值向低值的变化趋势。高IC值(>2.1)和高Pos2200值(>2203 nm),可作为紫金山地区勘查该类矿床的找矿新标志。

志 谢 野外工作得到了紫金矿业集团股份有限公司的大力支持以及钟文标、王晴、罗玉川等工程师的帮助与指导,中国地质科学院地质研究所的杨志明博士在短波红外光谱测试方面给予了实验仪器支持,实验及成文过程中得到了韩金生博士、张宇博士、肖兵博士等的大力协助,感谢诸位审稿专家对本文提出的许多建设性意见,在此一并表示感谢!

References

- Blackwell J L. 2010. Characteristics and origins of breccias in a volcanically-hosted alkalic epithermal gold deposit, Ladolam, Lihir Island, Papua New Guinea (dissertation for Ph. D degree) [D]. Supervisor:

- Cooke D R. Hobart: University of Tasmania.
- Bureau of Geology and Mineral Resources of Fujian Province. 1985. Geological records of Fujian Province[M]. Beijing: Geological Publishing House. 671p (in Chinese).
- Cannell J, Cooke D R, Walshe J L and Stein H. 2005. Geology, mineralization, alteration, and structural evolution of the El Teniente porphyry Cu-Mo deposit[J]. *Econ. Geol.*, 100: 979-1003.
- Chang Z S, Hedenquist J W, White N C, Cooke D R, Roach M, Deyell C L, Garcia J, Gemmill J B, McKnight S and Cuisson A L. 2011. Exploration tools for linked porphyry and epithermal deposits: Example from the Mankayan intrusion-centered Cu-Au district, Luzon, Philippines[J]. *Econ. Geol.*, 106(8): 1365-1398.
- Chang Z S and Yang Z M. 2012. Evaluation of inter-instrument variations among Short Wavelength Infrared (SWIR) devices[J]. *Econ. Geol.*, 107(7): 1479-1488.
- Chen J, Chen Y J, Zhong J, Sun Y, Li J and Qi J P. 2011. Fluid inclusion study of the Wuziqilong Cu deposit in the Zijinshan ore field, Fujian Province[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 27(5): 1425-1438 (in Chinese with English abstract).
- Chen J, Chen Y J, Zhong J, Sun Y, Qi J P and Li J. 2015. Geological and ore-fluid characteristics of Longjiangting Cu deposit in Zijinshan orefield, Fujian Province, and their genetic implications[J]. *Mineral Deposits*, 34(1): 98-118 (in Chinese with English abstract).
- Chen J, Cooke D R, Zhang L J and White N C. 2015. Hydrothermal alteration, mineralization and breccias at the Zijinshan high sulfidation Cu-Au deposit, Fujian Province, China[A]. Nancy: In Society for Geology Applied to Mineral Deposits Conference. 267-270.
- Chen Y J, Chen H Y, Zaw K, Pirajno F and Zhang Z J. 2007. Geodynamic settings and tectonic model of skarn gold deposits in China: An overview[J]. *Ore Geology Reviews*, 31(1-4): 139-169.
- Cooke D R, Hollings P and Walshe J L. 2005. Giant porphyry deposits: Characteristics, distribution, and tectonic controls [J]. *Econ. Geol.*, 100: 801-818.
- Cooke D R, Baker M, Hollings P, Sweet G, Chang Z S, Danyushevsky L, Gilbert S, Zhou T F, White N C, Gemmill J B and Inglis S. 2014. New advances in detecting the distal geochemical footprints of porphyry systems: Epidote mineral chemistry as a tool for vectoring and fertility assessments[J]. *Economic Geology Special Publication*, 18: 1-27.
- Duke E F. 1994. Near infrared spectra of muscovite, Tschermak substitution, and metamorphic reaction progress: Implications for remote sensing[J]. *Geology*, 22(7): 621-624.
- Garwin S. 2002. The geologic setting of intrusion-related hydrothermal systems near the Batu Hijau porphyry copper-gold deposit, Sumbawa, Indonesia[J]. *Society of Economic Geologist Special Publication*, 9: 333-366.
- Hou Z Q and Yang Z M. 2009. Porphyry deposits in continental Settings of China: Geological characteristics, magmatic-hydrothermal system, and metallogenic model[J]. *Acta Geologica Sinica*, 83(12): 1779-1817 (in Chinese with English abstract).
- Huang W T, Li J, Liang H Y, Wang C L, Lin S P and Wang X Z. 2013. Zircon LA-ICP-MS U-Pb ages and highly oxidized features of magma associated with Luoboling porphyry Cu-Mo deposit in Zijinshan ore field, Fujian Province[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 29(1): 283-293 (in Chinese with English abstract).
- Jiang S H, Liang Q L, Bagas L, Wang S H, Nie F J and Liu Y F. 2013. Geodynamic setting of the Zijinshan porphyry-epithermal Cu-Au-Mo-Ag ore system, SW Fujian Province, China: Constraints from the geochronology and geochemistry of the igneous rocks[J]. *Ore Geology Reviews*, 53: 287-305.
- Jin Z D, Zhu J C, Ji J F, Lu X W and Li F C. 2001. Ore-forming fluid constraints on illite crystallinity (IC) at Dexing porphyry copper deposit, Jiangxi Province[J]. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 44(2): 177-184.
- Laakso K, Rivard B, Peter J M, White H P, Maloley M, Harris J and Rogge D. 2015. Application of airborne, laboratory, and field hyperspectral methods to mineral exploration in the Canadian arctic: Recognition and characterization of volcanogenic massive sulfide-associated hydrothermal alteration in the Izok Lake deposit area, Nunavut, Canada[J]. *Econ. Geol.*, 110(4): 925-941.
- Lanier G, John E C, Swensen A J, Reid J, Bard C E, Caddey S W and Wilson J C. 1978. General geology of the Bingham mine, Bingham canyon, Utah[J]. *Econ. Geol.*, 73(7): 1228-1241.
- Li B and Jiang S Y. 2014. Geochronology and geochemistry of Cretaceous Nanshanping alkaline rocks from the Zijinshan district in Fujian Province, South China: Implications for crust-mantle interaction and lithospheric extension[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 93: 253-274.
- Li B, Zhao K D, Zhang Q, Xu Y M and Zhu Z Y. 2015. Petrogenesis and geochemical characteristics of the Zijinshan granitic complex from Fujian Province, South China[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 31(3): 811-828 (in Chinese with English abstract).
- Lian C Y, Zhang G and Yuan C H. 2005a. Application of SWIR reflectance spectroscopy to the Pulang porphyry copper ore district, Yunnan Province[J]. *Mineral Deposits*, 24: 621-637 (in Chinese with English abstract).
- Lian C Y, Zhang G, Yuan C H and Yang K. 2005b. Application of SWIR reflectance spectroscopy in mapping of hydrothermal alteration minerals: A case study of the Tuwu porphyry copper prospect, Xinjiang[J]. *Geology in China*, 32: 483-495 (in Chinese with English abstract).
- Liang Q L, Jiang S H, Wang S H, Li C and Zeng F G. 2012. Re-Os dating of molybdenite from the Luoboling porphyry Cu-Mo deposit in the Zijinshan ore field of Fujian Province and its geological significance[J]. *Acta Geologica Sinica*, 86(7): 1113-1118 (in Chinese

- with English abstract).
- Mao J R, Xu N Z, Hu Q, Xing G F and Yang Z L. 2004. The Mesozoic rock-forming and ore-forming processes and tectonic environment evolution in Shanghang-Datian region, Fujian[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 20(2): 285-296 (in Chinese with English abstract).
- Mao J W, Xie G Q, Cheng Y B and Chen Y C. 2009. Mineral deposit models of Mesozoic ore deposits in South China[J]. *Geological Review*, 55(3): 347-354 (in Chinese with English abstract).
- Mao J W, Chen M H, Yuan S D and Guo C L. 2011. Geological characteristics of the Qinhang (or Shihang) metallogenic belt in South China and spatial-temporal distribution regularity of mineral deposits[J]. *Acta Geologica Sinica*, 85(5): 636-658 (in Chinese with English abstract).
- McIntosh S. The future of base metals exploration, in Looking to the future: What's next[C]? AMIRA International, 8th Biennial exploration Managers' Conference, Yarra Valley, Victoria, Proceedings Volume, 2010.
- Ossadón G, Gustafson L B, Lindsay D D and Zentilli M. 2001. Geology of the Chuquicamata mine: A progress report[J]. *Econ. Geol.*, 96(2): 249-270.
- Post J L and Noble P N. 1993. The near-infrared combination band frequencies of dioctahedral smectites, micas and illites[J]. *Clays and Clay Minerals*, 41: 639-639.
- Qiu X P, Lan Y Z and Liu Y. 2010. The key to the study of deep mineralization and the evaluation of ore-prospecting potential in the Zijinshan gold and copper deposit[J]. *Acta Geoscientia Sinica*, 31(2): 209-215 (in Chinese with English abstract).
- Shu L S. 2012. An analysis of principal features of tectonic evolution in South China Block[J]. *Geological Bulletin of China*, 31(7): 1035-1053 (in Chinese with English abstract).
- Sillitoe R H. 2010. Porphyry copper system[J]. *Econ. Geol.*, 105: 3-41.
- Sillitoe R H. 2014. Geological criteria for porphyry copper exploration[J]. *Acta Geologica Sinica*, 88(Supp.): 597-598.
- So C S, Zhang D Q, Yun S T and Li D X. 1998. Alteration mineralization zoning and fluid inclusions of the high sulfidation epithermal Cu-Au mineralization at Zijinshan, Fujian Province, China[J]. *Econ. Geol.*, 93: 961-980.
- Sun Y, Secombe P K and Yang K. 2001. Application of short-wave infrared spectroscopy to define alteration zones associated with the Elura zinc-lead-silver deposit, NSW, Australia [J]. *Journal of Geochemical Exploration*, 73(1): 11-26.
- Thompson A J, Scott K, Huntington J and Yang K. 2009. Mapping mineralogy with reflectance spectroscopy: Examples from volcanogenic massive sulfide deposits[C]. *Society of Economic Geologist, Reviews Economic Geology*, 16: 25-40.
- Wang S H, Pei R F, Zeng X H, Qiu X P and Wei M. 2009. Metallogenic series and model of the Zijinshan mining field[J]. *Acta Geologica Sinica*, 83(2): 145-157 (in Chinese with English abstract).
- Xu C, Chen H Y, Huang W T, Qi J P, Duan G, Zhang L J, Wu C, Zhang S and Zhong W B. 2017. Mesozoic multiphase magmatism at the Xinan Cu-Mo ore deposit (Zijinshan Orefield): Geodynamic setting and metallogenic implications[J]. *Ore Geology Reviews*, 88: 768-790.
- Yang K, Lian C, Huntington J F, Peng Q and Wang Q. 2005. Infrared spectral reflectance characterization of the hydrothermal alteration at the Tuwu Cu-Au deposit, Xinjiang, China[J]. *Mineral. Deposita*, 40: 324-336.
- Yang Z M, Hou Z Q, Yang S S, Qu H C, Li Z Q and Liu Y F. 2012. Application of short wavelength infrared (SWIR) technique in exploration of poorly eroded porphyry Cu deposit: A case study of Niancun ore district, Tibet[J]. *Mineral Deposits*, 31(4): 699-717 (in Chinese with English abstract).
- Yu B, Pei R F, Qiu X P, Chen J H, Li D P, Zhang W H and Liu W Y. 2013. The evolution series of mesozoic magmatism rocks in the Zijinshan orefield, Fujian Province[J]. *Acta Geologica Sinica*, 34(4): 437-446 (in Chinese with English abstract).
- Zhang D Q, Li D X, Feng C Y and Dong Y J. 2001. The temporal and spatial framework of the mesozoic magmatism system in Zijinshan area and its geological significance[J]. *Acta Geoscientia Sinica*, 22(5): 403-408 (in Chinese with English abstract).
- Zhang D Q, She H Q, Li D X and Feng C Y. 2003. The porphyry-epithermal metallogenic system in the Zijinshan region, Fujian Province[J]. *Acta Geologica Sinica*, 77(2): 253-261 (in Chinese with English abstract).
- Zhang D Q, Feng C Y, Li D X, She H Q and Dong Y J. 2005. The evolution of ore-forming fluids in the porphyry-epithermal metallogenic system of Zijinshan area[J]. *Acta Geoscientia Sinica*, 26(2): 127-136 (in Chinese with English abstract).
- Zhang G, Lian C Y and Yuan C H. 2004. Application of SWIR reflectance spectroscopy to identify the alteration minerals in the Pulang porphyry copper ore district, Yunnan Province[J]. *Earth Science Frontiers*, 11(4): 460-460 (in Chinese with English abstract).
- Zhang G, Lian C Y and Wang R S. 2005. Application of the portable infrared mineral analyser (PIMA) in mineral mapping in the Qulong copper prospect, Mozhugongka County, Tibet[J]. *Geological Bulletin of China*, 24: 480-484 (in Chinese with English abstract).
- Zhang J Z. 2013. Geology, exploration model and practice of Zijinshan ore concentrated area[J]. *Mineral Deposits*, 32(4): 757-766 (in Chinese with English abstract).
- Zhong J, Chen Y J, Chen J, Li J, Qi J P and Dai M C. 2011. Fluid inclusion study of the Luoboling porphyry Cu-Mo deposit in the Zijinshan ore field, Fujian Province[J]. *Acta Geoscientia Sinica*, 27

- (5): 1410-1424 (in Chinese with English abstract). Zhong J, Chen Y J, Pirajno F, Chen J, Li J, Qi J P and Li N. 2014. Geology, geochronology, fluid inclusion and H-O isotope geochemistry of the Luoboling porphyry Cu-Mo deposit, Zijinshan Orefield, Fujian Province, China[J]. Ore Geology Reviews, 57: 61-77.
- Zhong J. 2014. Temporal and Spatial evolution of the Zijinshan porphyry-epithermal magmatic and mineralization system, Fujian Province (dissertation for Ph.D degree)[D]. Supervisor: Chen Y J. Beijing: Peking University. 191p (in Chinese with English abstract).
- ### 附中文参考文献
- 陈静, 陈衍景, 钟军, 孙艺, 李晶, 祁进平. 2011. 福建省紫金山矿田五子骑龙铜矿床流体包裹体研究[J]. 岩石学报, 27(5): 1425-1438.
- 陈静, 陈衍景, 钟军, 孙艺, 祁进平, 李晶. 2015. 福建省紫金山矿田龙江亨矿床地质和成矿流体特征及成因意义[J]. 矿床地质, 34(1): 98-118.
- 福建省地质矿产局. 1985. 福建省区域地质志[M]. 北京: 地质出版社. 671页.
- 侯增谦, 杨志明. 2009. 中国大陆环境斑岩型矿床: 基本地质特征, 岩浆热液系统和成矿概念模型[J]. 地质学报, 83(12): 1779-1817.
- 黄文婷, 李晶, 梁华英, 王春龙, 林书平, 王秀璋. 2013. 福建紫金山矿田罗卜岭铜钼矿化斑岩锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄及成矿岩浆高氧化特征研究[J]. 岩石学报, 29(1): 283-293.
- 李斌, 赵葵东, 张倩, 徐耀明, 朱志勇. 2015. 福建紫金山复式岩体的地球化学特征和成因[J]. 岩石学报, 31(3): 811-828.
- 连长云, 章革, 元春华. 2005a. 短波红外光谱矿物测量技术在普朗斑岩铜矿区热液蚀变矿物填图中的应用[J]. 矿床地质, 24(6): 621-637.
- 连长云, 章革, 元春华, 杨凯. 2005b. 短波红外光谱矿物测量技术在热液蚀变矿物填图中的应用——以土屋斑岩铜矿床为例[J]. 中国地质, 32(3): 483-495.
- 梁清玲, 江思宏, 王少怀, 李超, 曾法刚. 2012. 福建紫金山矿田罗卜岭斑岩型铜钼矿床辉钼矿 Re-Os 定年及地质意义[J]. 地质学报, 86(7): 1113-1118.
- 毛建仁, 许乃政, 胡青, 邢光福, 杨祝良. 2004. 福建省上杭-大田地区中生代成岩成矿作用与构造环境演化[J]. 岩石学报, 20(2): 285-296.
- 毛景文, 谢桂青, 程彦博, 陈毓川. 2009. 华南地区中生代主要金属矿床模型[J]. 地质论评, 55(3): 347-354.
- 毛景文, 陈懋弘, 袁顺达, 郭春丽. 2011. 华南地区钦杭成矿带地质特征和矿床时空分布规律[J]. 地质学报, 85(5): 636-658.
- 邱小平, 蓝岳彰, 刘羽. 2010. 紫金山金铜矿床深部成矿作用研究和找矿前景评价的关键[J]. 地球学报, 31(2): 209-215.
- 舒良树. 2012. 华南构造演化的基本特征[J]. 地质通报, 31(7): 1035-1053.
- 王少怀, 裴荣富, 曾宪辉, 邱小平, 魏民. 2009. 再论紫金山矿田成矿系列与成矿模式[J]. 地质学报, 83(2): 145-157.
- 杨志明, 侯增谦, 杨竹森, 曲焕春, 李振清, 刘云飞. 2012. 短波红外光谱技术在浅剥蚀斑岩铜矿区勘查中的应用——以西藏念村矿区为例[J]. 矿床地质, 31(4): 699-717.
- 于波, 裴荣富, 邱小平, 陈景河, 黎敦朋, 张文慧, 刘文元. 2013. 福建紫金山矿田中生代岩浆岩演化序列研究[J]. 地球学报, 34(4): 437-446.
- 张德全, 李大新, 丰成友, 董英君. 2001. 紫金山地区中生代岩浆系统的时空结构及其地质意义[J]. 地球学报, 22(5): 403-408.
- 张德全, 余宏全, 李大新, 丰成友. 2003. 紫金山地区的斑岩-浅成热液成矿系统[J]. 地质学报, 77(2): 253-261.
- 张德全, 丰成友, 李大新, 余宏全, 董英君. 2005. 紫金山地区斑岩-浅成热液成矿系统的成矿流体演化[J]. 地球学报, 26(2): 127-136.
- 章革, 连长云, 元春华. 2004. PIMA 在云南普朗斑岩铜矿矿物识别中的应用[J]. 地学前缘, 11(4): 460-460.
- 章革, 连长云, 王润生. 2005. 便携式短波红外矿物分析仪(PIMA)在西藏墨竹工卡县驱龙铜矿区矿物填图中的应用[J]. 地质通报, 24: 480-484.
- 张锦章. 2013. 紫金山矿集区地质特征、矿床模型与勘查实践[J]. 矿床地质, 32(4): 757-766.
- 钟军, 陈衍景, 陈静, 李晶, 祁进平, 戴茂昌. 2011. 福建省紫金山矿田罗卜岭斑岩型铜钼矿床流体包裹体研究[J]. 岩石学报, 27(5): 1410-1424.
- 钟军. 2014 福建省紫金山斑岩-浅成低温热液成矿系统成岩成矿时空演化规律研究(博士论文)[D]. 导师: 陈衍景. 北京: 北京大学. 191页.