

湘东北万古金矿床控矿构造特征与控矿规律研究

文志林¹, 邓 腾^{2,3*}, 董国军¹, 邹凤辉^{2,3}, 许德如²,
王智琳⁴, 林 舸², 陈根文²

(1.湖南省地质矿产勘查开发局 402 队, 湖南 长沙 410014; 2.中国科学院 广州地球化学研究所, 矿物学和成矿学重点实验室, 广东 广州 510640; 3.中国科学院大学, 北京 100049; 4.中南大学 地球科学和信息物理学院, 湖南 长沙 410083)

摘 要:湘东北位于江南造山带中部, 呈典型的盆岭构造格局。该盆岭省由北东向深大走滑断裂、花岗岩山岭和红层盆地组成, 其中产有大型-超大型规模的万古金矿。该矿床赋存在新元古界冷家溪群层间破碎带内, 矿石类型主要为含石英脉型和蚀变岩型, 其次为构造角砾岩型。万古矿区发育北西(西)向和北东向两组断裂, 其中北西(西)向断裂为赋矿构造。通过分析华南板块的构造演化, 认为万古金矿区的北东向断裂与燕山期古太平洋板块俯冲与后撤有关, 而北西(西)向断裂可能形成于加里东-印支期, 但在燕山期重新活化并成为容矿构造。区域航磁异常、CSAMT 法地球物理探测和深部钻探工作进一步显示, 低阻的北西(西)向含矿断裂可能延伸至万古矿区外围深部的黄浒洞组, 且沿该断裂带赋存的矿体具侧伏规律, 说明万古金矿区深部仍有找矿潜力。万古金矿区-金井一带有较大的航磁正异常和稳定的低重力场, 其深部的黄浒洞组地层中有局部强磁异常, 推测该区深部可能存在较大的隐伏岩体, 该岩体侵位时的热量可为含矿流体的迁移提供能量。

关键词: 万古金矿; 控矿构造; 深部找矿; 湘东北

中图分类号: P612; P613 文献标志码: A 文章编号: 1001-1552(2016)02-0281-014

0 引 言

万古金矿床位于江南造山带湖南段东部, 经过 20 余年的勘查及开采, 在矿区 12 条含金构造带内, 共发现金矿体 48 个, 已控制储量 85 t 以上, 平均品位 3.55~11.87 g/t, 为大型-超大型规模。万古金矿主要受层间破碎带控制, 矿石类型主要有石英脉型和蚀变岩型, 其次为构造角砾岩型。金主要赋存在毒砂和黄铁矿之中。前人曾从矿床地质特征、成矿物理化学条件、成矿时代以及成矿物质和流体来源等方面对万古金矿床开展过多方面研究(柳德荣等,

1994; 胡瑞英等, 1995; 刘亮明等, 1997, 1999; 毛景文等, 1997a, 1997b; Mao et al., 2002; 符巩固等, 2002; 肖拥军和陈广浩, 2004; 贺转利, 2009; 韩凤彬等, 2010; 安江华等, 2011)。肖拥军和陈广浩(2004)指出, 万古金矿的成矿作用受区域性的黄金洞-平江韧性剪切带控制, 矿体的控矿、容矿构造为矿区北西(西)向断裂。成矿年代学研究表明, 万古金矿的主成矿期为燕山期, 其次为雪峰期和加里东期(柳德荣等, 1994; 胡瑞英等, 1995; 毛景文等, 1997a; 贺转利, 2009; 韩凤彬等, 2010)。S、H、O、He 同位素, 包裹体成分以及 Sr 同位素研究表明, 万古金矿的成

收稿日期: 2015-03-23; 改回日期: 2016-02-06

项目资助: 中国地调局湖南省金井-九岭地区矿产远景调查(资[2014]01-019-026)。

第一作者简介: 文志林(1982-), 男, 工程师, 从事矿床学研究。Email: 2004dxwz@163.com

通信作者: 邓腾(1990-), 男, 博士研究生, 从事构造地质学研究。Email: dengteng2015@126.com

矿物质和成矿流体主要来自于深部和新元古界冷家溪群板岩(柳德荣等, 1994; 毛景文等, 1997a; 贺转利等, 2004; 韩凤彬等, 2010)。安江华等(2011)对万古金矿含石英脉的流体包裹体研究表明, 成矿流体的均一温度为 220~260 °C, 盐度为 8.65%~11.58%NaCl_{eqv.}, 属于中温低盐度矿床。前人的研究主要集中在矿床地球化学方面, 但对控矿构造特征及其形成与演化的研究仍相对薄弱, 已直接影响到深部成矿预测与找矿勘查。本文在对研究区地质构造演化分析的基础上, 结合区域地球物理和矿区深部探测等, 进一步剖析了万古金矿区的控矿构造特征及形成机制, 总结了构造控矿规律, 以期确定为深部矿体的分布规律、开展找矿预测提供科学依据。

1 区域地质构造背景

1.1 地质构造演化特征

新元古代华夏和扬子板块的碰撞是 Rodinia 大陆聚合的重要事件(Li et al., 1995, 2008; Shu et al., 2011), Rodinia 超大陆聚合后于 820 Ma 左右又开始裂解, 扬子和华夏板块之间则形成未完全分裂开的大陆裂谷(Li et al., 2008)。早古生代, 扬子和华夏板块再次发生板内汇聚碰撞作用, 开启了强烈的加里东造山作用(Wang et al., 2010)。印支运动造成华南内陆地区早三叠世以前的地层普遍褶皱变形并伴随一系列逆冲推覆构造(Li et al., 2012), 同时发生广泛的印支期变质作用和岩浆作用, 并使得华南地区完成了向大陆的转变, 成为 Pangea 超大陆的组成部分(范蔚茗等, 2003; 徐夕生等, 2003; 邓希光等, 2004; 王岳军等, 2005)。燕山期, 华南板块总体处于 SE-NW 向应力场作用下, 形成了 NE 向的构造格局, 并导致了华南发育大规模的燕山期花岗岩(陈培荣等, 2002; 王德滋, 2004; Xu et al., 2007; 张国伟等, 2013; Zhu et al., 2014)。

湘东北地区位于江南造山带湖南段东部, 处于扬子板块的东南部(图 1)。该区出露的地层主要为新元古界冷家溪群和上覆板溪群, 还有少量的泥盆系、白垩系和第四系。其中, 冷家溪群为一套灰-灰绿色绢云母板岩、条带状板岩、粉砂质板岩、岩屑杂砂岩、凝灰质细碎屑岩, 局部夹火山岩, 与上覆的板溪群呈角度不整合接触(高林志等, 2011)。湘东北地区发育有晋宁期、加里东期、印支期和燕山期岩浆岩, 其中燕山期的岩浆分布最为广泛, 代表性的岩体有连云山岩体、金井岩体、幕阜山岩体和望湘

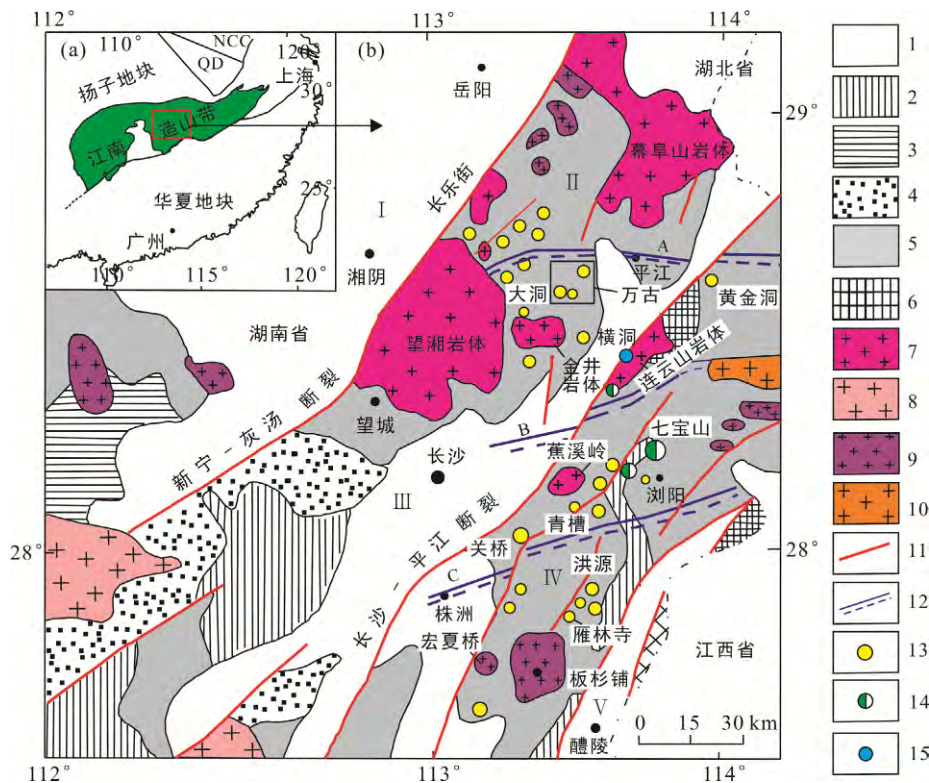
岩体(彭和求等, 2002, 2004; 贾大成等, 2003; 李鹏春等, 2005; 许德如等, 2009)。湘东北地区的构造特征主要反映了加里东期-印支期和燕山期构造作用的结果。加里东期-印支期的构造主要为贯穿基底的三条近东西向韧性剪切带(图 1)。燕山期构造岩浆活动对研究区影响最为明显, 形成了醒目的北东向“盆-岭”构造格局(图 1)。湘东北地区的矿产以金为主, 还有铜、钴和铅锌等(符巩固等, 2002; 贺转利等, 2004; 董国军等, 2008)。

1.2 构造特征

湘东北地区表现为典型的“盆-岭”构造格局, 自西向东由汨罗凹陷盆地、幕阜山隆起、长沙-平江凹陷盆地、连云山断隆及醴陵凹陷盆地组成。主要构造形迹包括褶皱和不同性质的断裂及夹持于北东向断裂之间的构造盆地。北东向的断裂附近有大量燕山期 S 型花岗岩侵位, 形成花岗岩山岭, 而断裂之间则为伸展的红层盆地, 这与美国西部的盆岭省相似(Parsons et al., 1994; 舒良树和王德滋, 2006; Lerch et al., 2008; Egger and Miller, 2011)。目前, 大部分学者都认同华南燕山期的构造演化与古太平洋板块俯冲作用有关, 只是对古太平洋板块俯冲开始的时间和方式还存在争议(Zhou et al., 2006; Li and Li, 2007; Jiang et al., 2009, 2011)。古太平洋板块的俯冲和回撤, 使得华南板块在燕山期经历先挤压, 后伸展的构造背景转换。位于湘东北地区南侧的南岭地区发育了大量的 160 Ma 左右的 A 型花岗岩, 说明华南在 160 Ma 之后处于伸展环境, 这为盆-岭构造的形成提供了良好的构造背景(赵振华和包志伟, 2000; Li et al., 2007a, 2007b; 柏道远等, 2007; 付建明等, 2007; 朱金初等, 2008, 2009)。前人的研究表明, 湘东北地区的 S 型花岗岩的年龄为 170~128 Ma, 华南地区的断陷红层盆地的形成时代为早白垩世-古近纪(李鹏春, 2006; 舒良树和王德滋, 2006)。据此, 我们推测湘东北地区的盆岭省的形成年龄可能为白垩纪-古近纪。

1.2.1 褶皱构造

湘东北地区褶皱构造发育, 主要有东西向的大云山背斜、钟洞向斜、邓里坪向斜、福寿山背斜、石柱峰倒转向斜、枫树坑倒转背斜和跃龙向斜; 北西向的雷神庙-笔管冲复背斜和七里冲向斜; 北东向的黄花向斜、思村向斜、官渡向斜、澄潭江-文安市向斜、金井向斜和呈弧形的浏阳向斜等(符巩固, 2009)。其中, 轴向近东西向的褶皱形成时代可能与区域上近东西向的韧性剪切带一致, 形成于加里东



1. 第四系-白垩系; 2. 三叠系-泥盆系; 3. 志留系-震旦系; 4. 新元古界板溪群; 5. 新元古界冷家溪群; 6. 古元古界-太古宇(?); 7. 燕山期花岗岩; 8. 印支期花岗岩; 9. 加里东期花岗岩; 10. 元古宙花岗岩; 11. 断裂; 12. 韧性剪切带; 13. 金矿床(点); 14. 铜多金属矿床(点); 15. 钴矿点。
 . 汨罗断陷盆地; . 幕阜山-望湘断隆; . 长沙-平江断陷盆地; . 浏阳-衡东断隆; V. 醴陵-攸县断陷盆地; A. 九岭-清水韧性剪切带; B. 连云山-长沙韧性剪切带; C. 青草-株州韧性剪切带。

图 1 湘东北地区区域地质图(据贺转利等, 2004; Xu et al., 2007 修改)
 Fig.1 Geological map of the northeastern Hunan province

期-印支期, 轴向为北东向的褶皱则形成于燕山期 SE-NW 向应力场的作用下。

1.2.2 断裂构造

区内断裂构造发育, 其形成演化时间较长, 规模不等、变形强度不一。按照断裂的空间分布、构造变形特征、规模大小等, 可分为深大走滑断裂、北东向断裂及北西(西)向断裂(图 2)。

(1) 深大走滑断裂 三条北东向的深大走滑断裂是湘东北地区最醒目的构造, 自西向东分别为新宁-灰汤断裂, 长沙-平江断裂和醴陵-衡东断裂(许德如等, 2009)。其中长沙-平江断裂是研究区主体构造之一, 起重要的控岩控矿作用。该断层两侧分布有幕阜山、望湘和金井花岗岩以及大万和黄金洞金矿(金维群等, 2000; 贺转利等, 2004)。此外, 长沙-平江断裂切割了早期形成的东西向连云山-长沙韧性剪切带, 并使之出现错位, 表现左行走向滑移特征(图 1)。北东向深大走滑断裂的形成与燕山期古太平洋板块的俯冲和后撤有关(Zhou et al., 2006; Li and Li, 2007; Chen et al., 2008; Chu

et al., 2012)。

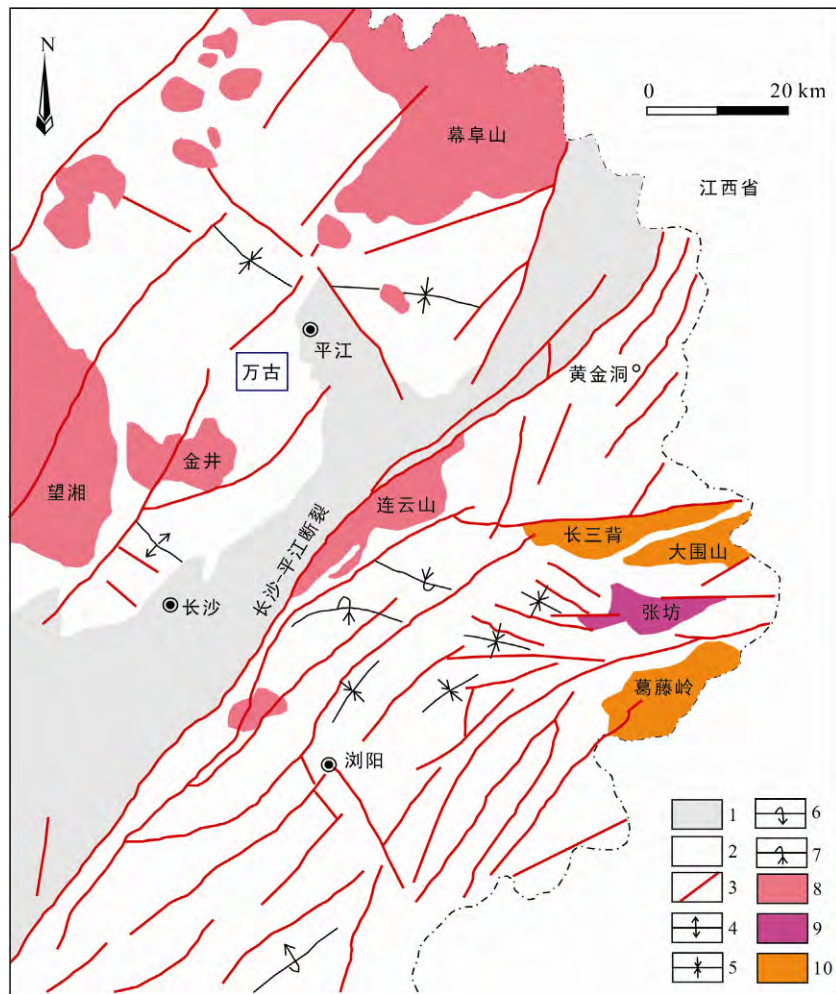
(2) 北东向断裂 该组断裂在本区内总体走向 30°~50°, 是与北东向深大走滑断裂同期形成的次级断裂, 两者具有相同的形成机制, 只是规模较小(图 2)。

(3) 北西(西)向断裂 此组断裂主要发育于新元古界冷家溪群地层中, 这些断裂规模较小, 大致呈平行排列, 与地层产状基本一致或局部斜交, 倾向 NNE, 倾角 30°~65°不等。

1.3 地球物理场和构造形迹特征

1.3.1 航磁场特征

区域航磁场主要反映的是地质体含铁物质量的变化, 负异常通常为弱磁性地质体, 如沉积岩地层; 正异常反映的是强磁性地质体, 如岩浆岩及部分较高变质岩层。异常的线性展布及正负异常的交界线多为线性构造或断裂。湘东北地区的航磁特征与该区的北东向的“盆-岭”构造一致。如图 3 所示, 本区北西部和中部的两个较大正异常区明显呈北东向排列, 与花岗岩山岭的分布一致, 而花岗岩山岭之间



1. 白垩系-第四系; 2. 新元古界; 3. 断裂; 4. 背斜; 5. 向斜; 6. 倒转背斜; 7. 倒转向斜; 8. 燕山期花岗岩; 9. 加里东期花岗岩; 10. 武陵期花岗岩。

图 2 湘东北地区构造纲要图(据湖南省地质矿产局, 1988 修改)

Fig.2 Regional structural outline of the northeastern Hunan province

的断陷盆地则表现出较为宽泛和稳定的航磁负异常。此外, 图 3 中可见较多的北西(西)向的呈羽状分布的小异常带, 这与湘东北地区的广泛分布的北西(西)向断裂相对应。万古金矿区处于航磁负异常区, 且变化较小, 这与矿区稳定产出的冷家溪群板岩和无岩体出露的现象一致。

1.3.2 重力场特征

区域布格重力异常主要反映了地质构造特征及花岗岩的空间分布(张永谦等, 2014)。湘东北地区的低重力场反应了花岗岩体和凹陷盆地的分布, 总体呈北东向展布, 与盆岭省的构造线方向一致(图 4)。重力高值主要与中生代局部隆起有关, 本区幕阜山隆起带、连云山隆起带等重力异常特征明显, 相互之间由反映断裂构造的重力梯度带所分割, 即公田-灰汤重力梯度带和长沙-平江重力梯度带。此外, 本区的高重力梯度带还可能反映了相对高密度的变

质基底。万古矿区的赋矿围岩主要为浅变质冷家溪群板岩、且矿区 8 km 范围内无岩体出露, 其深部存在有高密度的变质基底(贾宝华和彭和求, 2005), 因此, 矿区具有相对较高的重力值。

1.3.3 地球物理与地质构造关系

湘东北地区的区域航磁和布格重力异常与该区北东向的盆岭省构造格局一致。航磁正异常分布在连云山岩体、金井岩体、望湘岩体和幕府山岩体附近, 明显呈北东向排列。同时, 几处重力负异常区也呈北东向分布, 与花岗岩山岭的位置一致。在花岗岩山岭之间, 则分布有宽泛而稳定的航磁负异常和低重力场, 反应了红层盆地的分布。北东向深大走滑断裂控制着花岗岩山岭和红层盆地的分布。此外, 在思村-社港一带(图 3), 有本区最大的航磁正异常分布, 暗示金井岩体的深部可能有一较大的隐伏岩体存在。

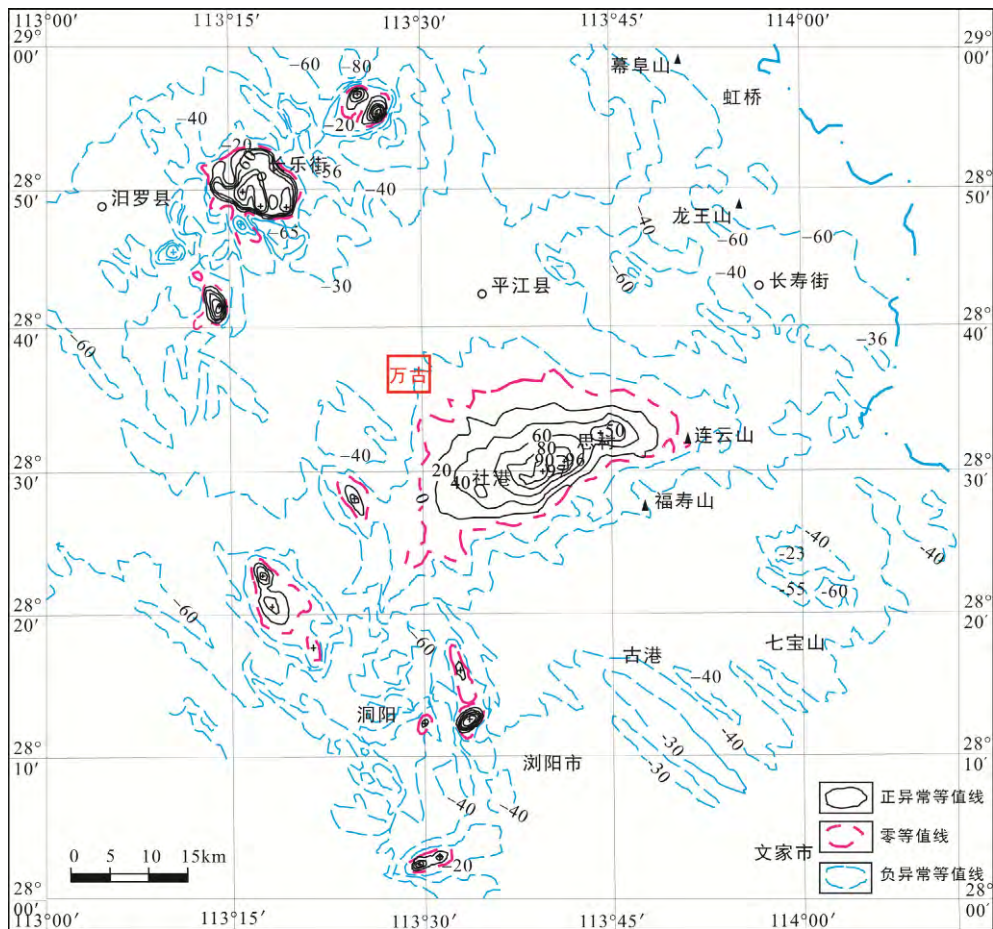


图3 平江-浏阳地区航磁 ΔT 等值线平面图(据湖南省地质矿产局, 1988 修改)

Fig.3 Aeromagnetic ΔT isogram map of the Pingjiang-Liuyang area

2 矿床地质特征

2.1 地层与岩浆岩

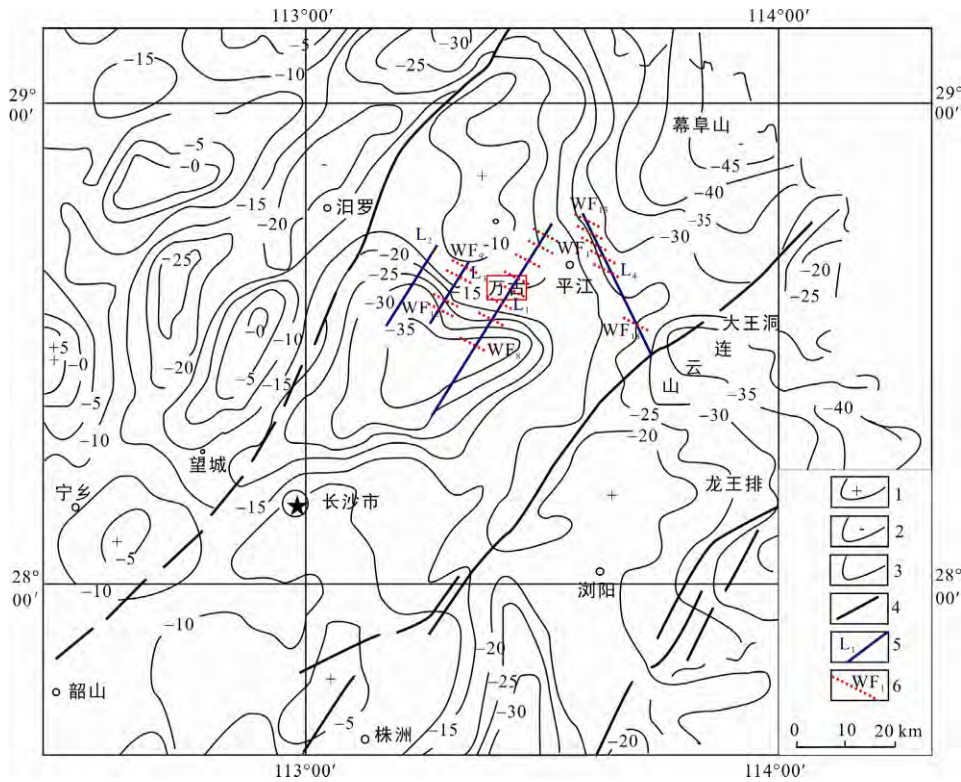
万古金矿区出露地层简单, 仅有新元古界冷家溪群板岩、上白垩统戴家坪组砂岩及第四纪沉积物(图5)。冷家溪群从下往上可以分为雷神庙组、黄浒洞组、小木坪组和坪原组, 矿区地表出露的为坪原组板岩。区内目前尚未发现岩浆岩体, 但在矿区西南10~12 km处有燕山期侵入的金井壳源型二云母(二长)花岗岩岩基, 岩体侵入冷家溪群地层中, 接触面倾向围岩, 为中深成相岩体, 有明显的重力异常反映。根据异常形态推测岩体向北东方向还有一定延伸, 即万古金矿区深部可能有隐伏岩体存在。以往地球化学研究表明, 金井花岗岩体某些微量元素出现富集或贫化特征可能与本区金矿化存在某些内在联系, 岩体与石英脉型金矿在稀土元素特征上也有一定的相似性(贺转利等, 2004)。

2.2 矿区构造特征

矿区构造以断裂为主, 褶皱不发育, 为一单斜构造, 属于区域性福寿山背斜北东翼, 位于长沙-平江断裂的北西侧。地层倾向北东, 倾角中等(40°~60°), 产状较稳定。矿区断裂按产出方位, 主要可分为北西(西)向和北东向两组(图5)。

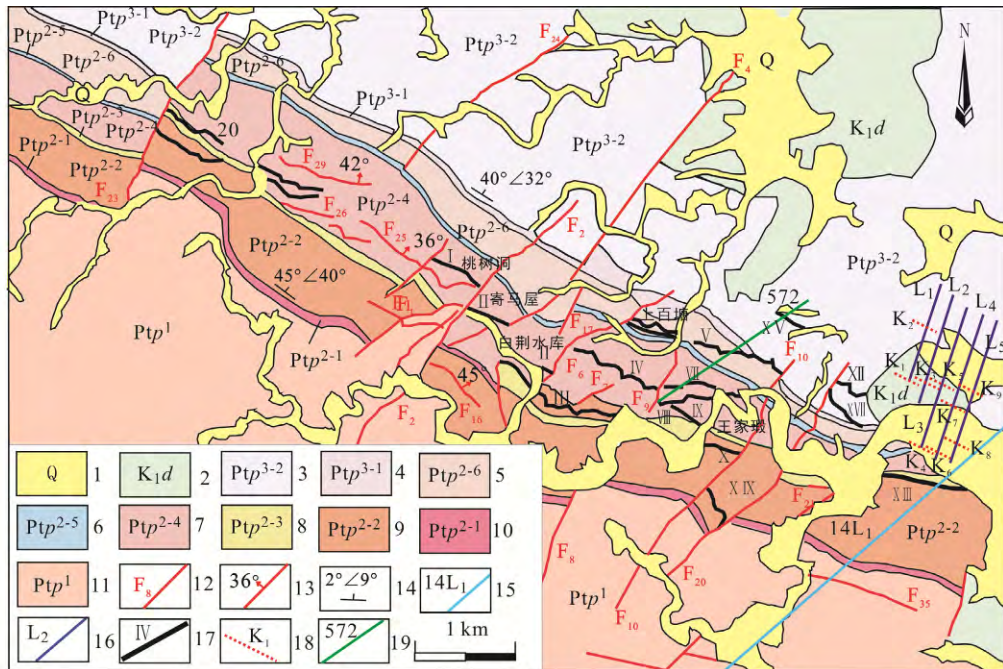
2.2.1 北西(西)向断裂

矿区北西(西)向断裂与区域上的北西(西)断裂的产状一样, 倾向北东, 与地层产状相近, 为层间断裂。该组断裂可能与早期区域褶皱引起冷家溪群不同能干性的板岩之间发生的层间滑动有关。加里东期-印支期的构造运动形成了区域上近东西向的褶皱和韧性剪切带。因此, 北西(西)向断裂可能形成于加里东期-印支期。燕山期, 华南板块经历从挤压向伸展转换的过程, 可能使得该组断裂重新活动, 这与前人的认识一致(傅昭仁等, 1999)。伸展作用使得该组断裂伸展扩容, 并形成含构造角砾岩的脆性容矿构造, 这与肖拥军和陈广浩(2004)认为该组断裂经历了先压后张的结论一致。



1. 重力正异常等值线; 2. 重力负异常等值线; 3. 重力异常零等值线; 4. 断裂; 5. 2014 年物探勘探线; 6. 2014 年物探工作推断出的深部断层及其编号。

图 4 区域布格重力异常平面图(据毛景文等, 1997a 修改)
Fig.4 Map of the regional Bouguer gravity anomaly



1. 第四系; 2. 上白垩统戴家坪组; 3. 新元古界冷家溪群坪原组第三段第二岩性段; 4. 新元古界冷家溪群坪原组第三段第一岩性段; 5. 新元古界冷家溪群坪原组第二段第六岩性段; 6. 新元古界冷家溪群坪原组第二段第五岩性段; 7. 新元古界冷家溪群坪原组第二段第四岩性段; 8. 新元古界冷家溪群坪原组第二段第三岩性段; 9. 新元古界冷家溪群坪原组第二段第二岩性段; 10. 新元古界冷家溪群坪原组第二段第一岩性段; 11. 新元古界冷家溪群坪原组第一段; 12. 断层及编号; 13. 断层及其产状; 14. 地层产状; 15. 2013 年 CSAMT 法勘探线; 16. 2014 年物探勘探线; 17. 矿脉及编号; 18. 2013 年 CSAMT 法推断出的深部破碎带及其编号; 19. 钻探线及编号。

图 5 万古金矿区地质图(据毛景文等, 1997a 修改)
Fig.5 Geological map of the Wangu gold deposit

本组断裂是矿区最发育的一组控矿构造。断裂破碎带内构造角砾岩和断层泥发育，自断裂破碎带中心向两侧依次出现石英脉和蚀变破碎带-蚀变岩石带-正常岩石带。矿区现已查明的含矿构造破碎带共有 12 条(图 5)，分别控制了相应矿脉的展布。

图 6 为万古金矿 8 号矿脉的构造破碎带的素描图。该破碎带呈北西(西)走向、宽约 3 m，中间夹有含矿石英脉。由于破碎带周围的岩层变形较弱，且错动较小，因此无法确定其性质。破碎带的上下顶板较清晰，顶板的产状为 $26^{\circ} \sim 37^{\circ}$ ，底板的产状为 $26^{\circ} \sim 47^{\circ}$ ，产状较稳定，且总体上与地层的产状一致。含矿石英脉的两侧为构造角砾岩，其中有较

强的硅化和黄铁矿化。

2.2.2 北东向断裂

矿区内一系列北东向断裂大致呈等距分布，它们和区域上北东向断裂一样，是在北西-南东向应力场作用下形成的，为古太平洋板块北西向俯冲及回撤作用的结果(Zhou et al., 2006; Li and Li, 2007)。矿区内北东向断裂的总体走向为 $30^{\circ} \sim 50^{\circ}$ ，倾角变化较大。北东向断裂以左旋为主，如矿区北西侧的断裂 F_{23} 使得冷家溪群坪原组赋矿地层和北西(西)向含矿断裂破碎带发生错动(图 5)。

2.2.3 矿体变形特征

万古金矿区矿体剪切变形较强烈，含矿石英脉多出现左旋剪切揉皱，其剪切性质与矿区北东向断裂的主要剪切方向一致(图 7a)。左旋剪切变形的含矿石英脉说明，矿体形成时可能总体处于局部剪切挤压的构造环境。在 8 号脉的-140 m 采场还可见挤压环境下出现的伸展型窗棱构造(图 7b)，即大型 b 型线理。结合矿区以蚀变破碎岩型矿石为主的特征(图 7c)，说明万古金矿可能有局部挤压应力的作用。

2.2.4 矿物组合及矿石类型

万古金矿床成矿物质组分比较简单，按照矿石的矿物组成、结构、构造，可分为三种类型，主要为石英脉型和蚀变破碎板岩型，其次为构造角砾岩型(图 7a~d)。

矿区大片出露的冷家溪群岩石普遍经受了区域浅变质作用，产生的蚀变主要为绢云母化，其次为

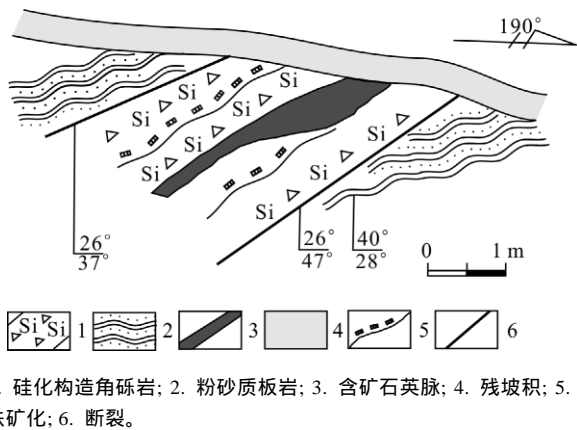


图 6 含矿破碎带素描图
Fig.6 Sketch of the gold-bearing fracture zone

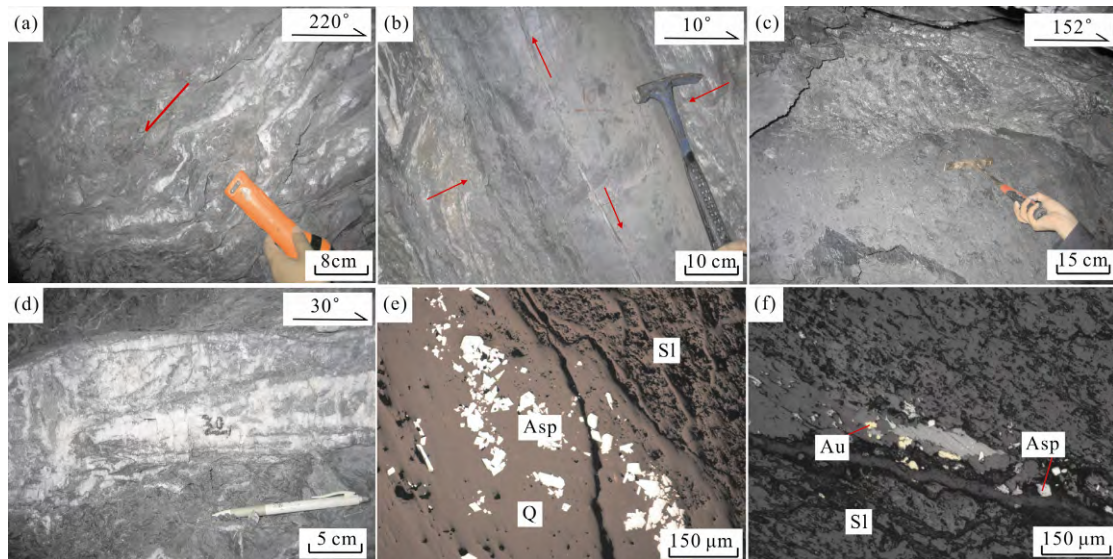


图 7 万古金矿野外、井下和镜下照片
(a) 含矿石英脉的左旋揉皱构造; (b) 窗棱构造，为挤压环境下出现的伸展构造; (c) 蚀变岩型矿脉; (d) 石英脉型矿脉; (e) 含 Au 毒砂集中分布在石英脉和赋矿围岩接触带附近; (f) 板岩裂隙中共生的自然金和毒砂。矿物名称缩写: Au. 金; Asp. 毒砂; Q. 石英; SI. 板岩。

图 7 万古金矿野外、井下和镜下照片
Fig.7 Field and thin section photographs of the Wangu gold deposit

弱硅化及少量绿泥石化、黄铁矿化和碳酸盐化。在构造破碎带及两侧,岩石受热液作用蚀变普遍较强。主要蚀变有硅化、黄铁矿化、毒砂化、绢云母化。含金石英脉中常伴有铅矿化、铁闪锌矿化,局部地段则具明显的辉锑矿化。地表矿脉带中具较强的褐铁矿化,部分围岩具褪色化现象。金矿化与硅化、黄铁矿化、毒砂化(地表为褐铁矿化)关系密切,当上述蚀变同时出现时,金也相对富集。

万古金矿的矿石矿物主要为毒砂和黄铁矿,还有少量方铅矿,闪锌矿,辉锑矿等。脉石矿物主要为石英,方解石,此外,还有少量的绿泥石,绢云母等。金主要以不可见金的形式存在于毒砂和黄铁矿之中,可见少量的自然金。含金的毒砂和黄铁矿的分布受构造面控制,主要分布在石英脉和板岩的接触界面和板岩的裂隙之中(图 7e, f)。

3 地球物理深部探测

为查明北西(西)向控矿构造在矿区外围深部的延伸情况,以揭示深部构造特征及控矿规律,我们于 2013 年在万古矿区外围东北部进行了 CSAMT(可控源音频大地电磁法)地球物理探测。此次工作布置了 $L_1 \sim L_5$ 五条测线,推断出该区深部存在 $K_1 \sim K_9$ 九条破碎带(图 5)。这九条破碎带总体倾向北东,倾角 $50^\circ \sim 70^\circ$ 不等,其产状与矿区北西(西)向赋矿断裂破

碎带一致,说明矿区外围东北部的低阻带很可能为含矿破碎带。如图 8 所示,测线 L_5 地层深部的电阻率普遍 $>300 \Omega \cdot m$, 部分区域可高达 $2000 \Omega \cdot m$ 。而在 L_5 距起点 200 m、700 m 处,可见两条明显的低电阻带。第一条低阻带的标高 20 m 左右,倾向北东,倾角约 70° ,电阻率为 $150 \sim 300 \Omega \cdot m$ 。另一条为低阻带在距 L_5 起点 700 m 处,标高 -100 m 左右,倾向北东,倾角约 70° ,电阻率 $<200 \Omega \cdot m$ 。由于含矿破碎带的电阻较低,因此我们认为这两条低电阻带对应于深部含矿破碎带 K_8 和 K_9 。

为了进一步探索区内北西(西)向含矿构造在深部的空间分布及与燕山期岩体的关系,我们于 2014 年又对研究区展开了 CSAMT 法、重力测量和高精度磁法物探工作。此次物探工作共布置了 $14L_1 \sim 14L_4$ 四条测线(图 4),其中 $14L_1$ 的北东段位于万古金矿区的东南侧(图 5)。根据 $14L_1 \sim 14L_4$ 线的电阻率断面图及磁异常形态特征,可以圈定出断裂 18 条(图 4)。这些断裂大多数倾向北东,少部分倾向南西,与万古金矿北西(西)向含矿构造的产状相似,可能是地表北西(西)向断裂向深部的延伸部分。

重力测量表明,深部的黄骀洞组重力值变化较小,总体上表现出布格重力(Δg)负异常,没有表现出明显的局部异常(图 9a)。但矿区外围深部的磁异常(ΔT)广为发育,出现多个规模大、强度大的局部异常。图 9b 是在 $14L_1$ 线北东段测得的磁异常曲线,可

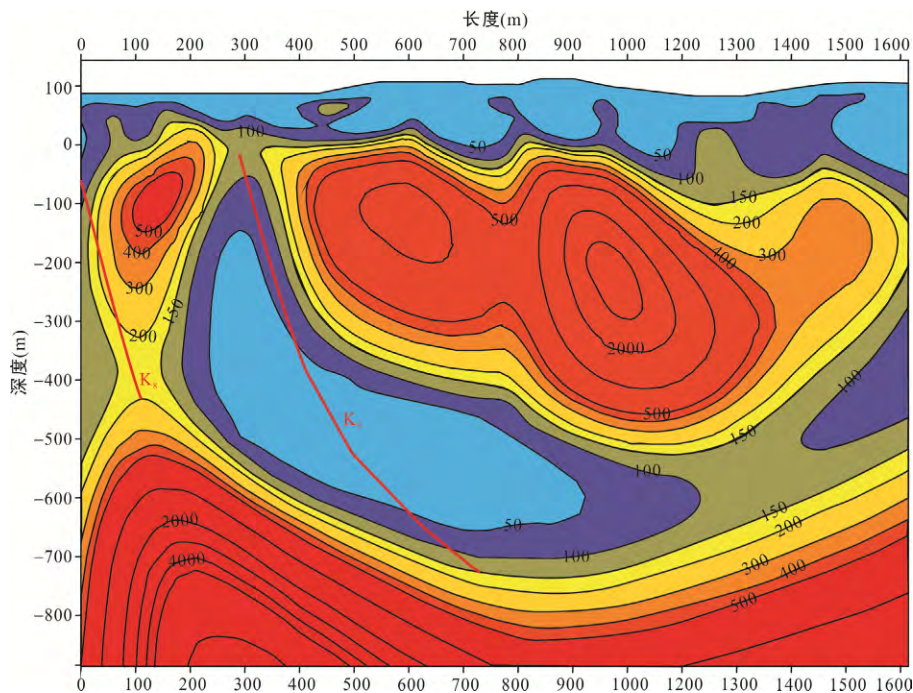


图 8 L_5 线视电阻率剖面图
Fig.8 Apparent resistivity section of Line L_5

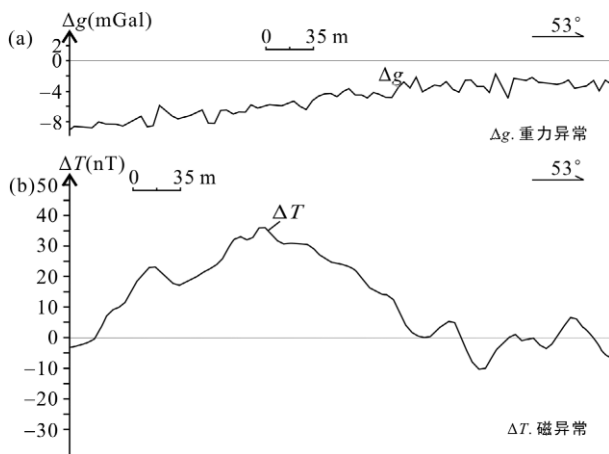


图9 14L₁线北东段黄浒洞组重力异常曲线(a)和磁异常曲线(b)

Fig.9 Gravity anomaly (a) and magnetic anomaly (b) diagram for the Huanghudong Formation of the northeast part of Line 14L₁

见明显的局部磁异常,磁异常值 $\Delta T=10\sim 35$ nT,明显大于该层地表出露板岩的磁异常值,暗示深部有强磁性体。局部强磁异常可以解释为岩浆侵位作用使得铁磁性矿物发生迁移,在岩体和地层的接触带部位富集并形成铁磁壳。因此,该区深部的强磁性体说明深部的黄浒洞组中可能有岩体存在。结合思村-社港一带,有本区最大的航磁正异常和区域低重力场(图3、4),我们推测在矿区外围,万古金矿区-金井岩体一带的深部可能存在隐伏岩体。

由此可知,大万矿区及周围普遍发育的北西(西)向断裂可能一直延伸到深部,尽管其倾角略有变化,但总体上产状基本稳定。此外,万古金矿区-金井岩体深部还可能存在着隐伏岩体,可以为成矿提供有利条件。

4 构造控矿规律

4.1 构造-岩浆作用与金成矿关系

区域地质构造、地球物理、矿床地质特征以及成矿年代学研究(胡瑞英等,1995;毛景文等,1997a;贺转利,2009),均表明湘东北地区金矿尽管均以冷家溪群为容矿地层,但矿床的形成可能与燕山期构造和岩浆活动有着密切的关系。

受古太平洋板块俯冲和回撤的影响,湘东北地区在晚侏罗世之后,处于伸展的应力环境下,形成与北美西部相似的盆岭构造。该盆岭省控制着湘东北地区的成岩成矿作用。区域地质、航磁和重力特征显示,燕山期岩体总体上沿着北东向的断裂分布,

形成花岗岩山岭。广泛发育的燕山期岩体可为成矿流体的迁移提供能量,并可能提供部分成矿物质来源。万古金矿的赋矿围岩为浅变质碎屑岩,矿体分布与岩体具有一定的空间关系,结合矿石类型,这些特征与国内外主要的脉状金矿床特征一致(Chen, 1998; Goldfarb et al., 1998, 2001; Groves et al., 1998; Tosdal et al., 2003; Peters, 2004; Cline et al., 2005; Chen et al., 2005, 2006)。

区域上,盆岭构造对该区的成矿具有较强的控制作用。万古金矿形成于伸展的构造环境之中,该盆岭省中的北东向深大断裂连通了变质基底和浅部沉积盖层,使得深部的韧性下地壳流体向上运移,同时萃取新元古代地层中的Au、As和Sb等成矿物质,在脆性的上地壳富集成矿,这与前人的矿床地球化学研究结果和矿体的脆性变形特征一致(柳德荣等,1994;刘亮明等,1997,1999;Mao et al., 2002;符巩固等,2002;贺转利,2009)。万古金矿的区域盆岭构造控矿特征与北美盆岭省的内华达金矿的特征一致(Tosdal et al., 2003; Peters, 2004; Cline et al., 2005)。

万古金矿位于北东向的长沙-平江深大断裂附近,其含矿构造为矿区北西(西)向的次级断裂,这与国内外主要的脉状金矿床的特征一致(Pitfield and Campbell, 1996; Zheng et al., 2012; Ding et al., 2014; Zhou et al., 2014, 2015)。北西(西)向断裂在湘东北地区广泛发育,位于长沙-平江深大断裂的附近,单个断裂的规模较小。该断裂不仅分布在地表,还延伸至深部。区域航磁异常显示,在该区有较多的局部产出的北西(西)向羽状分布异常,这些异常可能反应了湘东北地区北西(西)向的断裂。金井-九岭地区的重力测量、高精度磁法和CSAMT法物探以及万古金矿区外围的CSAMT法工作表明,北西(西)向断裂不仅在地表的坪原组发育,而且还一直延伸到深部的小木坪组和黄浒洞组。矿区北东走向的断裂则切穿了北西(西)向的含矿断裂,对矿体也有改造作用。

4.2 矿区构造控矿规律

万古金矿区发育的北东向和北西(西)向两组断裂共同控制着矿体的分布。虽然单个矿脉呈北西(西)向分布,但是矿脉与矿脉之间呈北东向等距排列(图5)。此外,矿体的富矿部位也受到了两组断裂的控制。在7号矿脉-140 m坑道可见石英脉型和含矿破碎蚀变板岩型两种矿脉,矿体的含金硫化物的含量在北西(西)向断裂和北东向断裂的交汇处明显增加(图10)。

矿体的侧伏规律实质上也是构造控矿规律。研究表明, 构造, 特别是容矿构造是控制矿体侧伏的决定性因素, 而且是有规律可循的(沈瑞锦等, 2002, 刘安璐等, 2014)。侧伏矿体一般走向长度小, 沿倾向延深长度是矿体走向长的数倍至十余倍。矿体的侧伏方向与控矿构造的方向有关, 一般都向区域或矿区主要控矿断裂倾向一侧作侧向延伸(侧伏)。为了解矿体的侧伏特征, 我们在矿区布置了 572 勘探线, 勘探线的位置如图 5 所示。572 线上的 3 个钻孔控制了四条矿体, 这些矿体的产状受控于矿区北西(西)向的断裂, 沿倾向方向延伸较长, 具有北东向侧伏的特征(图 11), 反映矿区北东部位的深部仍具有较大找矿远景。

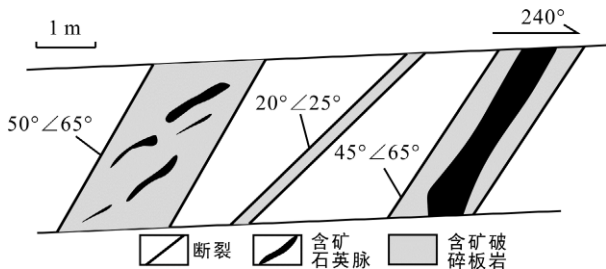


图 10 7号矿脉剖面图

Fig.10 Section of the No.7 gold-bearing vein

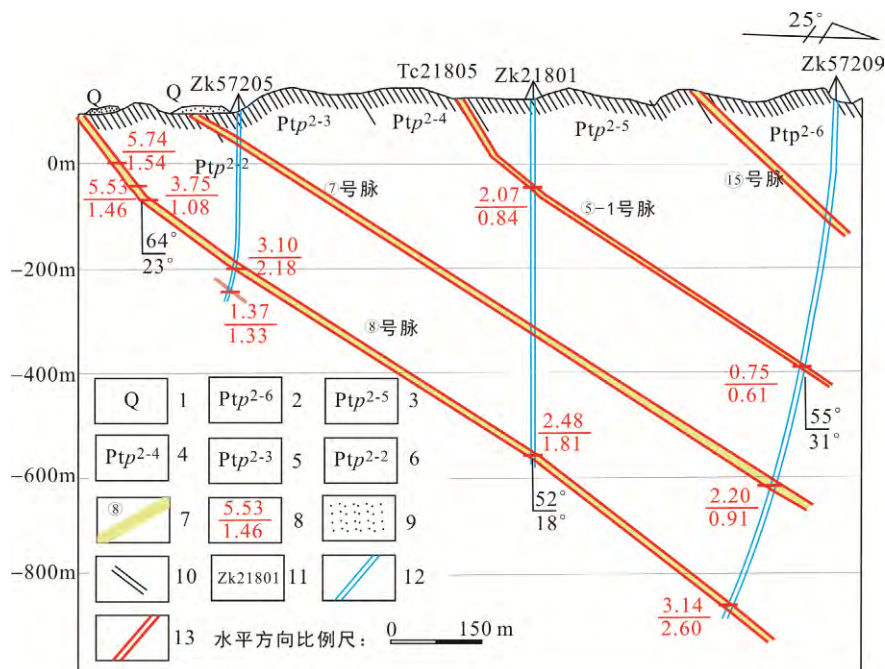
5 结 论

(1) 湘东北地区为典型的“盆-岭”构造, 由北东向深大走滑断裂、花岗岩山岭及之间的红层盆地组成。该盆岭省形成于白垩纪-古近纪, 与燕山期古太平洋板块的俯冲和回撤有关。其中的北东向深大断裂是金等成矿物质的运移提供通道。

(2) 万古金矿的控矿构造包括北西(西)向断裂和北东向断裂。其中含矿的北西(西)向断裂可能形成于加里东期-印支期, 并在燕山期重新活化成为容矿构造。

(3) 北西(西)向断裂为主要的赋矿和控矿构造, 北东向断裂则等距离切割北西(西)向断裂, 使得矿体呈北东向等距分布, 二者共同控制着矿体的产出。此外, 这些呈北西(西)向产出的矿体具有北东向侧伏的规律。

(4) 地球物理探测结果显示, 控矿的北西(西)向断裂可延伸到深部的黄浒洞组, 说明万古金矿的深部仍具有巨大的找矿潜力。此外, 万古金矿区-金井岩体一带的深部可能存在一较大的隐伏岩体, 该岩体可以为成矿流体的迁移提供能量。



1. 第四系; 2. 新元古界冷家溪群坪原组第二段第六岩性段; 3. 新元古界冷家溪群坪原组第二段第五岩性段; 4. 新元古界冷家溪群坪原组第二段第四岩性段; 5. 新元古界冷家溪群坪原组第二段第三岩性段; 6. 新元古界冷家溪群坪原组第二段第二岩性段; 7. 矿脉及编号; 8. 矿体品位(g/t)及真厚度(m); 9. 残积坡层; 10. 板岩; 11. 钻孔及编号; 12. 钻孔的位置; 13. 北西(西)向断裂。

图 11 万古金矿 572 线地质剖面图

Fig.11 Geological profile of the Line 572 in the Wangu gold deposit

致谢:湖南省地质勘查局 402 队宁钧陶高级工程师在野外考察期间给予了热情支持,中国地质科学院陈宣华研究员和中南大学刘亮明教授对文稿提出了许多建设性建议,一并致谢!

参考文献(References):

- 安江华,李杰,陈必河,唐分配,谭仕敏,贺春平. 2011. 湘东北万古金矿的流体包裹体特征. 华南地质与矿产, 27(2): 169-173.
- 柏道远,黄建中,李金冬,王先辉,马铁球,张晓阳,陈必河. 2007. 华南中生代构造演化过程的多地质要素约束——湘东南及湘粤赣边区中生代地质研究的启示. 大地构造与成矿学, 31(1): 1-13.
- 陈培荣,华仁民,章邦桐,陆建军,范春方. 2002. 南岭燕山早期后造山花岗岩类: 岩石学制约和地球动力学背景. 中国科学(D辑), 32(4): 279-289.
- 邓希光,陈志刚,李献华,刘敦一. 2004. 桂东南地区大容山-十万大山花岗岩带SHRIMP锆石U-Pb定年. 地质论评, 50(4): 426-432.
- 董国军,许德如,王力,陈广浩,贺转利,符巩固,吴俊,王智琳. 2008. 湘东地区金矿床矿化年龄的测定及含矿流体来源的示踪——兼论矿床成因类型. 大地构造与成矿学, 32(4): 482-491.
- 范蔚茗,王岳军,郭锋,彭头平. 2003. 湘赣地区中生代镁铁质岩浆作用与岩石圈伸展. 地学前缘, 10(3): 159-169.
- 符巩固. 2009. 湘东北地区韧性剪切变形作用及其对金成矿的制约. 广州: 中国科学院广州地球化学研究所博士学位论文: 14-18.
- 符巩固,许德如,陈广浩,李鹏春. 2002. 湘东北地区金成矿地质特征及找矿新进展. 大地构造与成矿学, 26(4): 416-422.
- 付建明,李华芹,屈文俊,杨晓君,魏君奇,刘国庆,马丽艳. 2007. 湘南九嶷山大坳钨锡矿的Re-Os同位素定年研究. 中国地质, 34(4): 651-656.
- 傅昭仁,李紫金,郑大瑜. 1999. 湘赣边区NNE向走滑造山带构造发展样式. 地学前缘, 6(4): 263-273.
- 高林志,陈峻,丁孝忠,刘耀荣,张传恒,张恒,刘燕学,庞维华,张玉海. 2011. 湘东北岳阳地区冷家溪群和板溪群凝灰岩SHRIMP锆石U-Pb年龄. 地质通报, 30(7): 1001-1008.
- 韩凤彬,常亮,蔡明海,刘孙决,张诗启,陈艳,彭振安,徐明. 2010. 湘东北地区金矿成矿时代研究. 矿床地质, 29(3): 563-571.
- 贺转利. 2009. 江南造山带湖南段金多金属成矿动力学特征及成矿模式. 广州: 中国科学院广州地球化学研究所博士学位论文: 26-116.
- 贺转利,许德如,陈广浩,夏斌,李鹏春,符巩固. 2004. 湘东北燕山期陆内碰撞造山带金多金属成矿地球化学. 矿床地质, 23(1): 39-51.
- 胡瑞英,程景平,郭士伦,郝秀红. 1995. 裂变径迹法在金矿研究中的应用. 地球化学, 24(2): 188-192.
- 湖南省地质矿产局. 1988. 湖南省区域地质志. 北京: 地质出版社: 1-722.
- 贾宝华,彭和求. 2005. 湘东北前寒武纪地质与成矿. 北京: 地质出版社: 8-76.
- 贾大成,胡瑞忠,赵军红,谢桂青. 2003. 湘东北中生代望湘花岗岩体岩石地球化学特征及其构造环境. 地质学报, 77(1): 98-103.
- 金维群,刘姝群,张录秀,沈克富. 2000. 湘东北铜多金属矿床控岩控矿构造研究. 华南地质与矿产, (2): 51-57.
- 李鹏春. 2006. 湘东北地区显生宙花岗岩岩浆作用及其演化规律. 广州: 中国科学院广州地球化学研究所博士学位论文: 49-99.
- 李鹏春,许德如,陈广浩,夏斌,贺转利,符巩固. 2005. 湘东北金井地区花岗岩成因及地球动力学暗示: 岩石学、地球化学和Sr-Nd同位素制约. 岩石学报, 21(3): 921-934.
- 刘安璐,张均,范建强,徐志永,陈学峥. 2014. 黔东南那哥铜铅多金属矿床的矿化时空结构. 地质找矿论丛, 29(3): 368-374.
- 刘亮明,彭省临,吴延之. 1997. 湘东北地区脉型金矿床成矿构造特征及构造成矿机制. 大地构造与成矿学, 21(3): 197-204.
- 刘亮明,彭省临,吴延之. 1999. 湘东北地区脉型金矿床的活化转移. 中南工业大学学报, 30(1): 4-7.
- 柳德荣,吴延之,刘石年. 1994. 平江万古金矿床地球化学研究. 湖南地质, 13(2): 83-90.
- 毛景文,李红艳,徐钰,罗福廷. 1997a. 湖南万古地区金矿地质与成果. 北京: 原子能出版社: 1-133.
- 毛景文,李延河,李红艳,王登红,宋鹤彬. 1997b. 湖南万古金矿床地幔流体成矿的氦同位素证据. 地质论评, 43(6): 646-649.
- 彭和求,贾宝华,唐晓珊. 2004. 湘东北望湘岩体的热年代学与幕阜山隆升. 地质科技情报, 23(1): 11-15.
- 彭和求,唐晓珊,郭乐群. 2002. 雪峰山东段-连云山杂岩区域变质特征及岩石圈深部作用信息. 资源调查与环境, 23(4): 235-243.
- 沈瑞锦,符巩固,罗定量. 2002. 浅谈矿体的侧伏. 湖南地质新进展, 2: 28-35.
- 舒良树,王德滋. 2006. 北美西部与中国东南部盆岭构造

- 对比研究. 高校地质学报, 12(1): 1-13.
- 王德滋. 2004. 华南花岗岩研究的回顾与展望. 高校地质学报, 10(3): 305-314.
- 王岳军, 范蔚茗, 梁新权, 彭头平, 石玉若. 2005. 湖南印支期花岗岩SHRIMP锆石U-Pb年龄及其成因启示. 科学通报, 50(12): 1259-1266.
- 肖拥军, 陈广浩. 2004. 湘东北大洞-万古地区金矿构造形成矿定位机制的初步研究. 大地构造与成矿学, 28(1): 38-44.
- 徐夕生, 邓平, 周新民, 谭正中. 2003. 华南贵东杂岩体单颗粒锆石激光探针ICPMS U-Pb定年及其成岩意义. 科学通报, 48(12): 1328-1334.
- 许德如, 王力, 李鹏春, 陈广浩, 贺转利, 符巩固, 吴俊. 2009. 湘东北地区连云山花岗岩的成因及地球动力学暗示. 岩石学报, 25(5): 1056-1078.
- 张国伟, 郭安林, 王岳军, 李三忠, 董云鹏, 刘少峰, 何登发, 程顺有, 鲁如魁, 姚安平. 2013. 中国华南大陆构造与问题. 中国科学(D辑), 43(10): 1553-1582.
- 张永谦, 吕庆田, 滕吉文, 王谦身, 徐涛. 2014. 长江中下游及邻区的地壳密度结构与深部成矿背景探讨——来自重力学的约束. 岩石学报, 30(4): 931-940.
- 赵振华, 包志伟. 2000. 柿竹园超大型钨多金属矿床形成的壳幔相互作用背景. 中国科学(D辑), 30: 161-168.
- 朱金初, 陈骏, 王汝成, 陆建军, 谢磊. 2008. 南岭中西段燕山早期北东向含锡钨A型花岗岩带. 高校地质学报, 14(4): 474-484.
- 朱金初, 王汝成, 张佩华, 谢才富, 张文兰, 赵葵东, 谢磊, 杨策, 车旭东, 于阿朋, 王禄彬. 2009. 南岭中段骑田岭花岗岩基的锆石U-Pb年代学格架. 中国科学(D辑), 39(8): 1112-1127.
- Chen C H, Lee C Y and Shinjo R. 2008. Was there Jurassic paleo-Pacific subduction in South China?: Constraints from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating, elemental and Sr-Nd-Pb isotopic geochemistry of the Mesozoic basalts. *Lithos*, 106(1): 83-92.
- Chen Y J. 1998. Fluidization model for continental collision in special reference to study on ore forming fluid of gold deposits in the eastern Qinling Mountains, China. *Progress in Natural Sciences*, 8(4): 385-393.
- Chen Y J, Pirajno F and Qi J P. 2005. Origin of gold metallogeny and sources of ore-forming fluids, Jiaodong Province, Eastern China. *International Geology Review*, 47(5): 530-549.
- Chen Y J, Pirajno F, Qi J P, Li J and Wang H H. 2006. Ore geology, fluid geochemistry and genesis of the Shangong gold deposit, eastern Qinling Orogen, China. *Resource Geology*, 56(2): 99-116.
- Chu Y, Lin W, Faure M, Wang Q and Ji W. 2012. Phanerozoic tectonothermal events of the Xuefengshan Belt, central South China: Implications from U-Pb age and Lu-Hf determinations of granites. *Lithos*, 150: 243-255.
- Cline J S, Hofstra A H, Muntean J L, Tosdal R M and Hickey K A. 2005. Carlin-type gold deposits in Nevada: Critical geologic characteristics and viable models. *Economic Geology*, 100: 451-484.
- Ding Q F, Wu C Z, Santosh M, Fu Y, Dong L H, Qu X and Gu L X. 2014. H-O, S and Pb isotope geochemistry of the Awanda gold deposit in southern Tianshan, Central Asian Orogenic Belt: Implications for fluid regime and metallogeny. *Ore Geology Reviews*, 62: 40-53.
- Egger A E and Miller E L. 2011. Evolution of the northwestern margin of the Basin and Range: The geology and extensional history of the Warner Range and environs, northeastern California. *Geosphere*, 7(3): 756-773.
- Goldfarb R J, Groves D I and Gardoll S. 2001. Orogenic gold and geologic time: A global synthesis. *Ore Geology Reviews*, 18(1): 1-75.
- Goldfarb R, Phillips G and Nokleberg W. 1998. Tectonic setting of synorogenic gold deposits of the Pacific Rim. *Ore Geology Reviews*, 13(1): 185-218.
- Groves D I, Goldfarb R J, Gebre M M, Hagemann S G and Robert F. 1998. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Reviews*, 13(1): 7-27.
- Jiang Y H, Jiang S Y, Dai B Z, Liao S Y, Zhao K D and Ling H F. 2009. Middle to late Jurassic felsic and mafic magmatism in southern Hunan province, southeast China: Implications for a continental arc to rifting. *Lithos*, 107(3): 185-204.
- Jiang Y H, Zhao P, Zhou Q, Liao S Y and Jin G D. 2011. Petrogenesis and tectonic implications of Early Cretaceous S- and A-type granites in the northwest of the Gan-Hang rift, SE China. *Lithos*, 121(1): 55-73.
- Lerch D W, Miller E, McWilliams M and Colgan J. 2008. Tectonic and magmatic evolution of the northwestern basin and range and its transition to unextended volcanic plateaus: Black Rock Range, Nevada. *Geological Society of America Bulletin*, 120(3): 300-311.

- Li X H, Li Z X, Li W X, Liu Y, Yuan C, Wei G and Qi C. 2007a. U-Pb zircon, geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic constraints on age and origin of Jurassic I- and A-type granites from central Guangdong, SE China: A major igneous event in response to foundering of a subducted flat-slab? *Lithos*, 96(1): 186–204.
- Li X H, Li W X and Li Z X. 2007b. On the genetic classification and tectonic implications of the Early Yanshanian granitoids in the Nanling Range, South China. *Chinese Science Bulletin*, 52(14): 1873–1885.
- Li X H, Li Z X, He B, Li W X, Li Q L, Gao Y and Wang X C. 2012. The Early Permian active continental margin and crustal growth of the Cathaysia Block: In situ U-Pb, Lu-Hf and O isotope analyses of detrital zircons. *Chemical Geology*, 328: 195–207.
- Li Z X, Bogdanova S, Collins A, Davidson A, De W B, Ernst R, Fitzsimons I, Fuck R, Gladkochub D and Jacobs J. 2008. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis. *Precambrian Research*, 160(1): 179–210.
- Li Z X and Li X H. 2007. Formation of the 1300-km-wide intracontinental orogen and postorogenic magmatic province in Mesozoic South China: A flat-slab subduction model. *Geology*, 35(2): 179–182.
- Li Z X, Zhang L and Powell C M. 1995. South China in Rodinia: Part of the missing link between Australia-East Antarctica and Laurentia? *Geology*, 23(5): 407–410.
- Mao J W, Kerrich R, Li H Y and Li Y H. 2002. High $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios in the Wangu gold deposit, Hunan province, China: Implications for mantle fluids along the Tanlu deep fault zone. *Geochemical Journal Japan*, 36(3): 197–208.
- Parsons T, Thompson G A and Sleep N H. 1994. Mantle plume influence on the Neogene uplift and extension of the US western Cordillera? *Geology*, 22(1): 83–86.
- Peters S G. 2004. Syn-deformational features of Carlin-type Au deposits. *Journal of Structural Geology*, 26(6): 1007–1023.
- Pitfield P E J and Campbell S D G. 1996. Significance for gold exploration of structural styles of auriferous deposits in the Archaean Bulawayo-Bubi greenstone belt of Zimbabwe. *Applied Earth Science*, 105: 41–52.
- Shu L S, Faure M, Yu J H and Jahn B M. 2011. Geochronological and geochemical features of the Cathaysia block (South China): New evidence for the Neoproterozoic breakup of Rodinia. *Precambrian Research*, 187(3): 263–276.
- Tosdal R, Cline J, Fanning C M and Wooden J. 2003. Lead in the Getchell-Turquoise Ridge Carlin-type gold deposits from the perspective of potential igneous and sedimentary rock sources in northern Nevada: Implications for fluid and metal sources. *Economic Geology*, 98(6): 1189–1211.
- Wang Y J, Zhang F F, Fan W M, Zhang G W, Chen S Y, Cawood P A and Zhang A M. 2010. Tectonic setting of the South China Block in the early Paleozoic: Resolving intracontinental and ocean closure models from detrital zircon U-Pb geochronology. *Tectonics*, 29(6): 1–16.
- Xu D R, Gu X X, Li P C, Chen G H, Xia B, Robert B, He Z L and Fu G G. 2007. Mesoproterozoic-Neoproterozoic transition: Geochemistry, provenance and tectonic setting of clastic sedimentary rocks on the SE margin of the Yangtze Block, South China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 29(5): 637–650.
- Zheng Y, Zhang L, Chen Y J, Qin Y J and Liu C F. 2012. Geology, fluid inclusion geochemistry, and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of the Wulasigou Cu deposit, and their implications for ore genesis, Altay, Xinjiang, China. *Ore Geology Reviews*, 49: 128–140.
- Zhou X M, Sun T, Shen W Z, Shu L S and Niu Y L. 2006. Petrogenesis of Mesozoic granitoids and volcanic rocks in South China: A response to tectonic evolution. *Episodes*, 29(1): 26–33.
- Zhou Z J, Chen Y J, Jiang S Y, Hu C J, Qin Y and Zhao H X. 2015. Isotope and fluid inclusion geochemistry and genesis of the Qiangma gold deposit, Xiaoqinling gold field, Qinling Orogen, China. *Ore Geology Reviews*, 66: 47–64.
- Zhou Z J, Chen Y J, Jiang S Y, Zhao H X, Qin Y and Hu C J. 2014. Geology, geochemistry and ore genesis of the Wenyu gold deposit, Xiaoqinling gold field, Qinling Orogen, southern margin of North China Craton. *Ore Geology Reviews*, 59: 1–20.
- Zhu K Y, Li Z X, Xu X S and Wilde S A. 2014. A Mesozoic Andean-type orogenic cycle in southeastern China as recorded by granitoid evolution. *American Journal of Science*, 314(1): 187–234.

Characteristics of Ore-controlling Structures of Wangu Gold Deposit in Northeastern Hunan Province

WEN Zhilin¹, DENG Teng^{2, 3*}, DONG Guojun¹, ZOU Fenghui^{2, 3}, XU Deru², WANG Zhilin⁴,
LIN Ge² and CHEN Genwen²

(1. 402 Geological Brigade of Hunan Geology and Mineral Exploration Bureau, Changsha 410014, Hunan, China; 2. CAS Key Laboratory of Mineral and Metallogeny, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, Guangdong, China; 3. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 4. School of Geoscience and Info-Physics, Central South University, Changsha 410083, Hunan, China)

Abstract: The central Jiangnan Orogenic Belt in northeastern Hunan province shows typical basin and range characteristics. This basin and range province, which is host to the super-large Wangu gold deposit, is composed of NE-trending large strike-slip faults, granitic plutons and red-bed basins. The Wangu gold deposit is hosted in the interlayer fracture zone in the Neoprotozoic Lengjiaxi Group. The ore types are mainly auriferous quartz veins and altered rock type with minor tectonic breccia type. NW(W)- and NE-trending faults were recognized in the orefield, and the NW(W)-trending faults are the gold-bearing structures. Integrating the tectonic evolution of South China and comparison of the Wangu gold deposit with other lode-type gold deposits, it is inferred that the NE-trending faults were related to the subduction and rollback of the paleo-Pacific plate during the Yanshanian. The NW(W)-trending faults might have been formed during the Caledonian-Indosinian, and were reactivated during the Yanshanian, thus accommodated the ores. Aeromagnetics, CSAMT and deep drilling indicate that the NW(W)-trending faults with low resistivity extend to the depth of the Huanghudong Formation outside of the Wangu orefield. The lateral extension of orebodies in the NW(W)-trending faults shows the potential of deep prospecting in the Wangu gold deposit. Combined with the strong local magnetic anomalies in the Huanghudong Formation, the large positive aeromagnetic anomalies and the low gravity field in the Wangu deposit and the Jinjing district, we suggest a large concealed intrusion possibly provided energy for the transportation of gold-bearing fluid.

Keywords: Wangu gold deposit; ore-controlling structure; deep prospecting; northeastern Hunan