华南地区钦杭成矿带地质特征和矿床时空分布规律

毛景文，陈懋弘，袁顺达，郭春丽

中国地质科学院矿床资源研究所，国土资源部成矿作用和资源评价重点实验室，北京，100037

内容提要：钦杭成矿带位于华南板内，尽管是扬子与华夏古陆在新元古代拼接部位，但绝大多数矿床形成于中晚侏罗世至白垩纪。本文在梳理前人工作成果的基础上，将钦杭带及旁侧矿床归纳为两个成矿系列和三个成矿亚系列，即：新元古代海底喷流沉积型铜锌矿床成矿系列和燕山期与花岗岩有关的钨锡铜铅锌多金属矿床成矿系列，后者可以进一步分为中晚侏罗世斑岩-矽卡岩-热液脉状铜多金属矿床成矿亚系列，晚侏罗世与花岗岩有关的钨锡多金属矿床成矿亚系列和白垩纪与次火山活动有关的浅成低温热液型金银铅锌钨锡矿床成矿亚系列。进而讨论了各成矿系列和亚系列的主要矿产类型、基本特点、形成过程、时空分布关系和成矿规律。初步认为其成矿背景为：新元古代的块状硫化物铜锌矿形成于弧后或弧前盆地，由于成矿物质主要来源于地幔，因而更可能为弧前盆地；中晚侏罗世斑岩-矽卡岩-热液脉状铜多金属矿床可能是俯冲板片沿古钦杭结合部位发生局部重熔，形成高钾钙碱性花岗岩，然后上侵定位与成矿；而160～150Ma的大规模钨锡多金属成矿作用及大花岗岩事件可能与板片窗有关，钦杭带中段是板片窗的西部边界，也是壳幔相互作用的中心，因而有大量地幔物质参与成矿；135Ma之后，由于俯冲板片运动方向发生调整，从斜俯冲变成几乎平行大陆边缘运动，导致大陆大规模岩石圈伸展，相应绝大多数不同来源的矿产资源聚集在火山盆地和断陷盆地。此外，结合前人工作和以往工作的基础，提出了在钦杭成矿带进一步找矿勘查的一些思考。

关键词：斑岩-矽卡岩-脉状铜铅锌矿床；花岗岩有关钨锡矿床；中晚侏罗世；白垩纪盆地；成矿多样性；钦杭成矿带；华南地区

钦州-杭州成矿带（简称钦杭带），亦称十万大山-杭州成矿带（简称十杭带）或杭州-十万大山成矿带（简称杭十带），位于华南地区，大地构造上属于扬子与华夏两个古陆块在晚元古代碰撞拼接带。该带于中晚侏罗世复活，沿其发育一系列铜多金属和钨锡多金属矿产，构成了一个罕见的板内多金属成矿带。该成矿带大致自西南端的广西钦州湾、经湘东和赣中延伸到东北端浙江杭州湾，整体呈北东向反S状弧形展布，全长近2000km，宽100～150km。对于其边界有两种认识，其一为绍兴—江山—鹰潭—萍乡—郴州—北海断裂带为西北界线，浙江上虞—遂昌隆起至武夷—云开隆起一线前寒武系分布区的西缘为东南界线（水涛，1987）；其二为绍兴—江山—鹰潭—萍乡—彬州—北海断裂带是东南界线，西北界线则为浏阳—宜丰—景德镇—苏州断裂带及其延伸部分（杨明桂，2009）。杨明桂等（2009）比较清楚地将杭十带从构造地质上单独划分出，并命名为钦-杭结合带，从北向南包括怀玉古岛弧地体、赣中对冲叠覆带、湘东褶皱带和钦州造山带（图1）。

钦杭结合带及其旁侧是华南地区最为重要的Cu-Au-Pb-Zn-Ag多金属成矿带，分布着一大批特大型铜金铅锌钽铀矿床（杨明桂等，2009），也有大批钨锡多金属矿床，从东北到西南有锡田、柿竹园钨锡钼铋多金属矿田、黄沙坪铅锌锡钼矿床、芙蓉锡矿田、新田岭钨矿、香花岭锡钨矿田、九疑山锡矿田和姑婆山锡矿田，构成了世界上最大的钨锡成矿带（毛景文，2007）。过去，通常将钦杭成矿带作为华南成矿区的组成部分，但随着研究程度不断加深和找

注：本文为国家重点基础研究发展规划项目（编号2007CB411405），国家自然科学重点基金项目（编号40930419），中国地质调查项目（编号1212011120831）资助的成果。

收稿日期：2010-11-19；改回日期：2011-03-23；责任编辑：郝梓国。

作者简介：毛景文，男，1956年生。研究员。从事矿床学与地球化学研究。通讯地址：100037，北京市西城区百万庄大街26号；Email：jingwenmao@263.net。

DOI：CNKI：11-1951/P.20110512.0827.001 网络出版时间：2011-5-12 8：27：29

网络出版地址：http://www.cnki.net/kcms/detail/11.1951.P.20110512.0827.001.html

万方数据

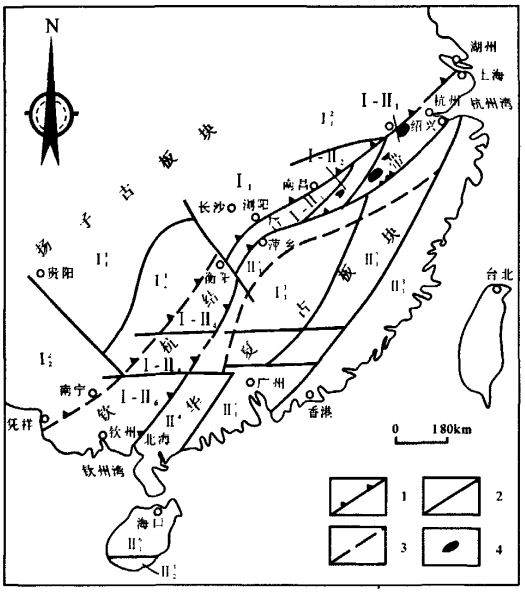


图 1　钦杭结合带及邻区构造分区略图
(据杨明桂等,2009)

Fig. 1　Sketched map of Qing-Hang combined belt and adjacent regions (after Yang Minggui et al., 2009)

1—古板块结合带(断线为推测部分);2—断层及构造分区界线;3—过渡性构造带边界;4—蛇绿岩体;I_1—扬子陆块;I_1^1—江南地块;I_1^2—下扬子坳陷;I_2—湘桂陆缘造山带;I_2^1—湘中坳陷;I_2^2—右江裂谷带;II_1—浙畔陆缘造山带;II_1^0—罗-仙霞前缘褶冲带;II_1^1—罗仙褶皱带;II_1^2—武夷褶皱带;II_1^3—东南沿海火山断裂带;II_1^4—云开褶皱带;II_1^5—粤东褶皱带;II_1^6—海南褶皱带;II_2^1—华夏陆块—琼南残留地块;$I-II_1$—浙西地体;$I-II_2$—万年地体;$I-II_3$—萍-乐坳陷;$I-II_4$—湘东南坳陷;$I-II_5$—南岭复合带;$I-II_6$—钦州坳陷

1—Ancient combining belt (The dotted lines are inferred parts); 2—Faults and boundaries of tectonic units; 3—boundaries of transitional tectonic belts; 4—Ophiolite; I_1—Yangtze block; I_1^1—Jiangnan Massif; I_1^2—Lower Yangtze depression; I_2—continental orogenic belt in Hunan-Guangxi; I_2^1—depression in central Hunan; I_2^2—Youjiang rift; II_1—continental orogenic zone in Zhejiang; II_1^0—Luo-Xian fore folded punch belt; II_1^1—Luo-Xian fold belt; II_1^2—Wuyi fold belt; II_1^3—volcanic fault belt in Southeast coast; II_1^4—Yunkai fold belt; II_1^5—Eastern Guangdong fold belt; II_1^6—Hainan fold belt; II_2^1—Cathaysian Block-South Hainan residual block; $I-II_1$—West Zhejiang Terrane; $I-II_2$—Wannian Terrane; $I-II_3$—Ping-Le depression; $I-II_4$—Southeast depression; $I-II_5$—Nanling compound zone; $I-II_6$—Qinzhou depression

矿勘查的需要,尤其是鉴于扬子与华夏古陆拼合部位为钦杭带的证据日益增多和此带紧缺矿种铜金铅锌矿产找矿前景良好,因此,中国地质调查局将其单独增列为一个重点成矿区带。本文初步介绍了钦杭成矿带的基本特征,尝试探讨矿床形成和分布的时空规律性。

1　成矿地质背景

1.1　华南大地构造格局及其演化

黄汲清(1960,1977)根据多旋回构造运动造理论,将华南划分为"扬子准地台"和"华南加里东褶皱系"两个主要构造单元,任纪舜(1990)进一步将华南加里东旋回划分为扬子准地台、华南加里东褶皱带、印支-南海准地台 3 个单元,认为华南加里东褶皱系不是一个碰撞造山带,而是一个向滇越呈剪刀状张开的拗拉槽型冒地槽褶皱系。

20 世纪 70 年代后期,随着板块构造学说的兴起,我国学者开始运用板块构造理论来研究华南大地构造演化。郭令智等(1980,1986),王鸿祯等(1986)认为华南存在不同世代的沟-弧-盆体系,华南大陆是不同时代的岛弧由北西向南东依次拼贴增生而成,岛弧的南东部是古大洋,不存在古大陆。而水涛(1986,1987,1988,1995)、刘宝珺等(1993)等认为华南存在江南古陆与华夏古陆,两者在晋宁期沿江山-绍兴断裂带碰撞缝合,但向湘、粤、桂方向开启,形成"加里东"残洋盆地;自晋宁期—加里东期盆地沉积中心不断向南西迁移,最终于广西运动或东吴运动关闭。不过,余达淦等(1993),汤加富和姚穗(2000)认为扬子与华夏地块在中元古代末碰撞对接后发生多次开合,华南地壳的演化实际上是扬子地块和华夏地块多次闭合、张启的过程,华南是一个陆内造山带。

许靖华(1980,1987);Hsu(1981,1988);赵崇贺等(1996);李继亮等(1989)曾提出"是华南造山带而不是华南地台"的观点,认为华南不是一个加里东期后的地台,而是一个中生代碰撞型造山带。但国内多数地质学家不同意华南中生代碰撞造山这一观点(水涛,1986,1987;任纪舜,1990;刘宝珺,1993;丘元禧,1993,1994;马瑞士,1994;程裕淇,1994;汤加富,1994;余达淦,1994;郭福祥,1994a,1994b,1996;舒良树等,2006)。许靖华等(1998)后来也承认了在"板溪群"认识上的一些错误,并提出了华南"多岛海型造山作用"的修正模式。陈海泓和肖文交(1998)认为华南造山带是弧弧碰撞作用所形成的碰撞型造山带,二叠—三叠纪的古地理存在着与东南亚今天类似的多岛海格局。

20 世纪 90 年代,超大陆学说思潮开始兴起。

万方数据

Li et al.(1999)、李江海和穆剑(1999)、吴根耀(2000)、王剑(2000)、李献华等(2008)认为华南是中元古超大陆 Rodinia 的重要组成部分。在 1.0～0.9 Ga 四堡造山运动期间,扬子板块南北缘同时发生洋壳俯冲(北缘指康滇一带,南缘指湘桂一带),形成岩浆弧。0.9～0.85Ga 地幔柱冲击在华南岩石圈底部,华南岩石圈厚度快速减薄,伴随着强烈的裂谷作用,大约在 0.7Ga 时 Rodinia 的裂解使得华南(包括扬子陆块和华夏陆块)与其它大陆分离。

进入 21 世纪,对华南中生代构造演化及动力学背景有了新的认识。周新民等(2002)、毛景文等(2004,2007,2008)认为华南在早、中侏罗世经历了一次从 EW 向古亚洲构造域向 NE 向西太平洋构造域的体制转换。近东西向褶皱是对印支早期华南地块南北边缘碰撞造山事件和俯冲增生事件的远程响应,NE-NNE 向褶皱则起源于燕山早期(175±5 Ma)古太平洋板块向华南大陆之下低角度俯冲作用,两者发生转换的时代在中晚侏罗世之交(舒良树和周新民,2002;张岳桥,2009)。

1.2 华夏古陆

华夏古陆是否存在以及扬子地块与华夏地块的交接部位、两者之间海盆的形成、演化与关闭,是华南大地构造研究中一个长期争议的问题。

美国地质学家 Grabau (1924) 首次提出了"华夏古陆"的概念,指的是出露了一套区域变质岩系的中国东南沿海及其相邻广大地区,但没有明确的时间、空间概念。李四光(1951)、陈国达(1959)、张文佑(1959)等也使用过"华夏古陆"的概念。

20 世纪 50～60 年代,郭令智等(1965)根据浙赣铁路线以南地区主要由震旦纪-早古生代岩层构成的事实,将"华夏古陆"改为"华南加里东褶皱带"。黄汲清(1954,1960)、谢家荣(1961)、任纪舜(1960,1964)也认为"华夏古陆"实际为加里东褶皱带。

80 年代以来,由于放射性同位素测年技术的发展,华南古老变质岩系中(特别是江绍断裂一带)获得了大批前震旦纪的年代数据(Shui et al.,1986;Shui,1988;水涛,1986,1987,1988,1995;余达淦等,1993;胡雄健等,1991,1992;周新民等,1989,1992,1993;袁忠信等,1991;甘晓春等,1993,1995,1996;高林志等,2008),前震旦纪存在"华夏古陆"的观点又重新获得了支持。

近年来,云开地区前寒武纪研究也取得了很大进展。云开地区古老变质岩系已经分解成两层(钟增球等,1996)。下部在广西称为天堂山群,其石榴辉石岩锆石 SHRIMP 年龄为 1894±17Ma、1847±59Ma,花岗质片麻岩为 2702±13Ma(覃小锋等,2006,2007);在广东称为高州杂岩,花岗岩全岩 Sm-Nd 等时线年龄为 1410±69Ma(张业明和彭松柏,2000);于津海等(2007)在粤北南雄地区副片麻岩中获得碎屑锆石年龄为 0.9～3.76 Ga,证明云开地区存在新太古代—古元古代的结晶基底。上部称为云开岩群,其中云母片岩含微古植物化石,时代为蓟县纪—青白口纪(周国强等,1996),地层中夹有洋中脊型变质基性火山岩(斜长角闪岩),获得锆石 SHRIMP 年龄为 1462±28Ma(覃小锋等,2005,2006,2007),证明云开地区存在中(新)元古代的古洋壳残片-蛇绿岩。对碰撞前-同碰撞期的花岗质片麻岩(天堂山复式岩体)的测年结果为 906±24Ma,表明它是华夏古陆与扬子板块在 Grenville 期发生碰撞造山作用形成统一的 Rodinia 超大陆阶段岩浆活动的产物。目前基本认为,云开地区于 2600～1800Ma 古陆壳基底形成;中元古宙早期裂解,1400Ma 火山-沉积岩系形成;中元古宙扬子陆块向华夏陆块俯冲形成武夷-云开古岛弧(1000Ma 四堡运动);1000～800Ma 云开群火山-沉积岩系形成;500～400Ma 加里东运动强烈变形变质再造,形成浅层次基底(张业明和彭松柏,2000)。

最近,舒良树(2006)根据收集到已发表的 61 多组前震旦纪年龄数据,发现多集中在三个时间段:①>16 亿年(古元古代);②16～10 亿年(中元古代);③10～8 亿年(新元古代),认为华南曾经存在过一个前成冰纪的古老基底——华夏地块。同时,江南造山带东段的蛇绿岩、火山岩和蓝片岩形成时代集中在 860～1030Ma;扬子陆块东南缘江南造山带发育大量 820Ma 左右的 S 型花岗岩(李献华,1998;李献华等,2001),暗示在 8～9 亿年间,伴随古华南洋的闭合,华夏地块与扬子陆块碰撞聚合,成为 Rodinia 超大陆的一部分。聚合不久,受成冰纪 Rodinia 超大陆裂解事件的影响(825Ma 左右),原华夏地块被肢解成浙南—闽北、赣中—赣南和云开大山三个古陆残块,中间是裂谷或海槽。震旦纪—早古生代,这些海槽被进一步扩张变宽,其内被巨厚的碎屑岩夹灰岩所充填,但缺少同期蛇绿岩和火山岩,暗示拉张强度没有深达到上地幔,为一被动陆缘环境。到志留纪,华南发生了强烈的构造-热事件,导致震旦纪—早古生代海槽关闭,巨厚沉积物褶皱隆升,在元古代变质基底上形成了加里东期褶皱造山带。同时,还发生了强烈的花岗岩浆活动,岩浆峰

万方数据

期为 430～400Ma，但绝大多数是过铝质的 S 型花岗岩，I 型花岗岩少见。之后，晚泥盆世砂砾岩层呈角度不整合大规模地覆盖在整个华南前泥盆纪岩层之上；至此，整个华南地区的沉积环境与古地理才得以真正统一。

1.3 “十一杭”高 ε_{Nd}、低 t_{DM} 花岗岩带

Gilder et al.（1996）根据花岗岩地球化学研究成果最早在华南内部从杭州横穿江西中部至广西十万大山识别出一条高 ε_{Nd}、低 t_{DM} 花岗岩带（称十一杭带），它同中生代的拉分盆地的分布一致，并认为该带是华南东南部中生代岩浆-盆地发育的活动区与西部相对稳定区的大致界线。洪大卫等（2002）认为该高 ε_{Nd} 低 t_{DM} 花岗岩带可能是扬子板块和华夏板块在新元古时的一条板块碰撞带，随后被古生代沉积所掩盖。该带于加里东-印支-燕山期多次开合，成为地幔物质上涌加入地壳的一条重要通道，导致花岗岩的 ε_{Nd} 值升高和 t_{DM} 值降低。

至于该带的南延问题，洪大卫等（2002）推测至广西花山后，可能沿岑溪-博白断裂分布，与桂东南大容山-十万大山花岗岩基的走向一致。但祁昌实等（2007）认为十万大山—大容山花岗岩带并不是高 ε_{Nd} 低 t_{DM} 花岗岩带，而是中三叠世具低 ε_{Nd}、高 t_{DM} 特征的碰撞型堇青石花岗岩带，形成于印支期，是由推覆构造引起地壳增厚、地壳重熔形成的（邓希光等，2004）。因此，“十一杭”带的南延就成了一个谜。最近，李献华等（1999，2000，2001，2009），郭新生等（2001）在博白-岑溪断裂带和十万大山东西两侧厘定出一条北东向分布的板内型钾玄质侵入岩带，走向与“十一杭”带基本一致，表明中生代该区发生了软流圈地幔上涌、岩石圈伸展和裂谷作用。彭松柏等（2004）通过对大容山—十万大山花岗岩带中 A 型紫苏花岗岩、麻粒岩包体的研究，认为桂东南印支期 A 型紫苏花岗岩的源岩为中元古代末四堡期造山事件（格林威尔）形成的麻粒岩相变质岩，印支期碰撞造山后的快速抬升伸展揭顶部分熔融作用形成了 A 型紫苏花岗岩，证明该岩带为华南中元古末四堡期（格林威尔）江山-绍兴造山带的南延部分。

上述研究成果表明，钦杭带与加里东残余洋盆的位置大体相当，中生代高 ε_{Nd}、低 t_{DM} 花岗岩带可能反映了岩石圈内部北东向线型的拉张减薄带或者裂谷带，由于拉张作用导致地幔物质的加入以及地壳质量的净增长。扬子板块同华夏板块沿该带碰撞对接可能发生过不止一次，更可能是中生代沿该带的复活。

2　钦杭成矿带主要矿床类型和成矿系列

钦杭结合带是一条晚元古代碰撞对接带，在中晚侏罗世再次活化，于表壳显示出一种先挤压后伸展的环境。因此，沿钦杭带不仅有元古代海底喷流型铜锌矿床，而且更多还有与中生代中酸性和酸性花岗岩类有关的铜多金属矿床和钨锡多金属矿床，后者不仅成矿强度大、分布广和保存较好，而且空间上沿钦杭结合带两侧分布宽度加大。

2.1　主要矿床类型及其分布规律

钦杭成矿带为一条长达 1500km 以上的 Cu-Pb-Zn-Au 和 W-Sn-Mo-Bi 多金属成矿带（毛景文等，2007，2008，2010；杨明桂等，2009）。按照成矿时代可以分成晚元古代海底喷流型铜锌矿床，中侏罗世与（中）酸性岩浆活动有关的斑岩型-矽卡岩型-脉状充填型 Cu-Pb-Zn-Au-Ag 多金属矿床，与酸性花岗岩有关的 W-Sn-Mo-Bi 矿床和白垩纪与次火山活动有关的浅成低温热液型金银铅锌钨锡矿床以及时代不明的剪切带型金矿床（图 2）。按照成矿系列学术思想（陈毓川等，1989，2006）可以划分出新元古代海底喷流沉积型铜锌矿床成矿系列和燕山期与花岗岩有关的钨锡铜铅锌多金属矿床成矿系列，后者可以进一步分为中晚侏罗世斑岩-矽卡岩-热液脉状铜多金属矿床成矿亚系列，晚侏罗世与花岗岩有关的钨锡多金属矿床成矿系列和白垩纪与次火山活动有关的浅成低温热液型金银铅锌钨锡矿床成矿亚系列。除此之外，在钦杭带还有一些晚三叠世矿床，例如，广西栗木 Nb-Ta-W-Sn 矿床，其云母 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 年龄为 214.1 ±1.9 Ma（杨锋等，2009），湘南王仙岭岩体接触带的荷花坪锡矿床，其辉钼矿 Re-Os 等时线年龄为 224±1.9Ma（蔡明海等，2006）。毛景文等（2008）野外考察认为锡田锡矿区主体矽卡岩型锡矿体位于印支期粗粒花岗岩体的外接触带，湘东（邓阜仙）钨矿与印支期岩体具有明显的时空和成因关系。该期成矿呈东西向分布，主要为华北、华南与印支三大板块后碰撞的产物，与钦杭结合带活动没有明显的成因联系。因此，在这里不多赘述。

按照矿床成因类型，钦杭带内的主要矿床可以分为海底喷流沉积型铜锌矿（例如浙江的西裘）；斑岩铜钼矿（例如江西的德兴和粤西的圆珠顶），斑岩-矽卡岩型铜多金属矿床（例如江西的永平，湖南的七宝山和粤北的大宝山）；浅成低温热液型铅锌银矿（例如江西的银山和冷水坑，粤西的富湾），浅成低温

万方数据

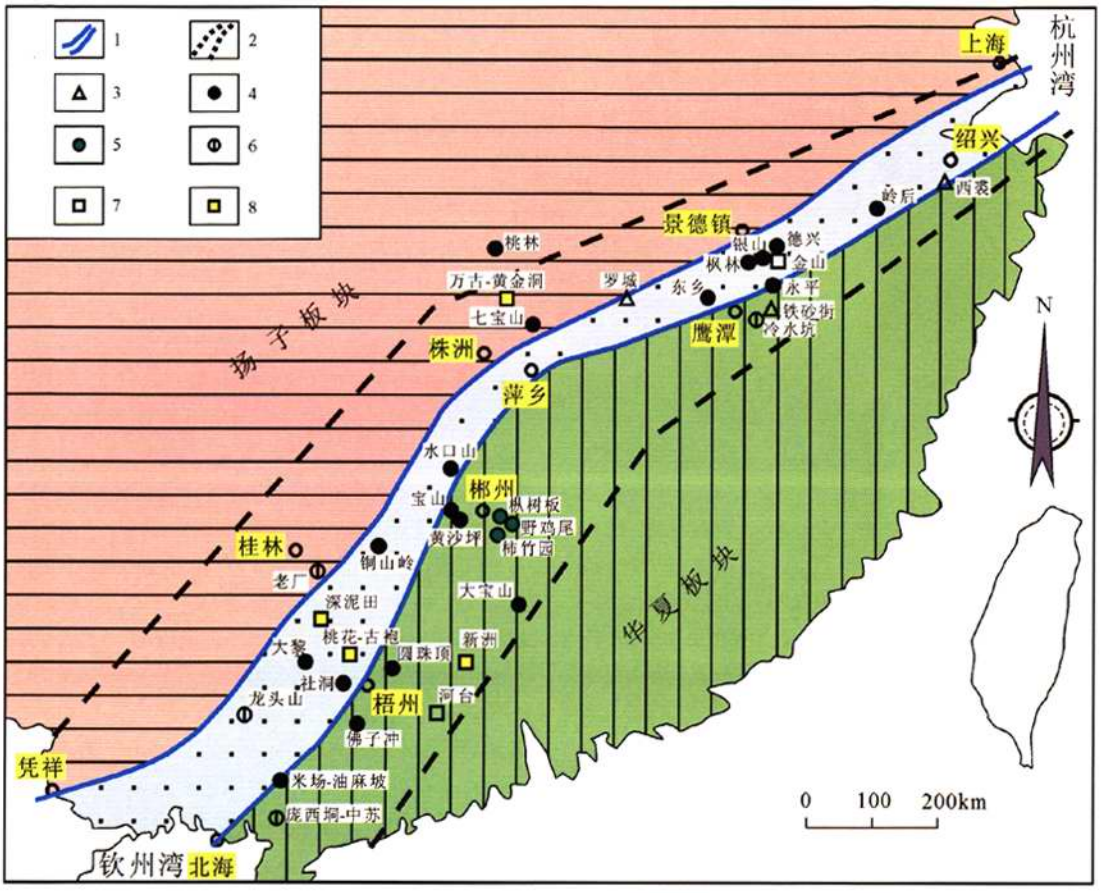


图 2 钦杭结合带主要铜金铅锌矿床分布略图

Fig. 2 Spatial distribution of major copper-gold-zinc-lead deposits in Qing-Hang combined belt

1—钦杭结合带；2—研究区范围；3—与晋宁期岛弧火山作用有关的同生矿床；4—与壳幔混源型中酸性岩有关的铜多金属矿床；5—与壳源型或壳幔混源型酸性岩有关的铜多金属矿床；6—热液脉状充填铜铅锌矿床；7—韧性剪切带型金矿；8—破碎蚀变带型金银矿

1—Qing-Hang combined belt; 2—research range; 3—volcanic arc-related syngenetic mineral deposit (VMS type) in Jinning period; 4—polymetallic Cu deposit related to intermediate-acidic rocks of crust-mantle mixed type; 5—polymetallic Cu deposit related to crustal remelt type and crust-mantle mixed type granitoids; 6—hydrothermal vein type copper-zinc-lead deposit; 7—ductile shear zone type gold deposit; 8—altered fracture zone type gold-silver deposit

热液型金矿(例如浙江的治头岭，粤西的长坑和广西的龙头山)；热液脉状和似层状铅锌银矿(湖南水口山、桃林和枞树板，粤西的高栏)，似层状硫铁矿和铜矿(例如粤西的云浮和江西的枫林)；与花岗岩有关的矽卡岩型钨锡矿(例如湖南的柿竹园、瑶岗仙、新田岭、芙蓉和锡田)，与花岗岩有关的石英脉型钨锡矿(例如粤西的大金山)和与花岗岩有关的斑岩锡矿(例如粤西的银岩)；剪切带型金矿(例如江西的金山，湖南的黄金洞和万古，粤西的河台，桂东南的古袍等)。

2.2 新元古代海底喷流沉积型铜多金属矿床成矿系列

沿杭州至萍乡一带的中晚元古代地层发现和探明有西裘、铁砂街和罗城三个铜锌矿床。容矿围岩在西裘铜矿区为晚元古代双溪坞群细碧岩-角斑岩(王执军和赵筱福，1980；黄有年，1992)，同位素年龄为 802.3～976.4Ma(黄有年，1992)；在铁砂街矿区为中元古代蓟县群细碧岩-角斑岩(贺菊瑞等，2008)，Re-Os 同位素年龄为 850Ma，也说明是晚元古代同一时期的产物；在罗城铜矿区为中元古代宜丰岩组，属于一套沉积变质火山岩系，包括绢云绿泥石片

万方数据

岩、绿泥石英片岩夹钠长玢岩、变质石英砂岩及透镜状次闪石片岩夹细碧岩或细碧质玄武岩(罗小洪等,2006)。它们共同所有的双峰式火山岩组合指示出弧后裂谷环境,与日本黑矿,白银厂铜多金属矿具有类似的成矿环境。但是,由于三个矿床的主成矿元素为铜和锌,又表明成矿物质主要来自洋壳,地壳物质混染较少,很可能是一种弧前沉积盆地。

在该系列矿床中,矿体形态简单,主要表现为层状、似层状和透镜状,矿体中条带状、层纹状和角砾状构造发育,矿石呈块状和浸染状构造。在西裘矿区,两元结构比较清楚,在矿体之下为网脉状矿体(黄有年,1992),后者显示为补给带。矿体顶盘围岩蚀变不明显,在底盘具有特有的筒状蚀变组合,与矿体形态特征相应,在矿体中心(4～6 勘探线深部)块状矿体下盘的长英质火山碎屑岩中发育次生石英岩化→黄铁黄铜矿化筒状蚀变核,向外过渡为绢云母化→绿泥石化。围绕主矿体中心向外,元素分带为:块状 Zn-Cu(Ba)矿体(Cu/Zn＜1)→浸染状 Cu, S(Zn)矿体(Cu/Zn＞1)→浸染状硫矿体→黄铁绢云石英片岩(图 3)。相应的矿物分带为:闪锌矿、黄铜矿、重晶石和黄铁矿带→黄铁矿和黄铜矿带→黄铁矿带。碧玉、石英、赤铁矿和磁铁矿仅见于矿层的边缘。

总体来讲,这类矿床的主要矿石矿物为黄铁矿、黄铜矿和闪锌矿,主要脉石矿物为石英和重晶石。除了铜、锌和硫外,可以综合利用的元素有金、银、硒和钡。围岩蚀变通常有黄铁矿化、黄铁绢英岩化、硅化、绿泥石化、绢云母化、菱铁矿化。贺菊瑞等(2008)在铁砂街矿区鉴别出一套喷气岩石,但由于变质作用的改造,特征性不十分明显。也正是由于成矿后经历过强构造事件,矿体与围岩同步褶皱,矿体和矿化有关岩石均遭受明显的变质作用。

2.3　中晚侏罗世斑岩-矽卡岩-热液脉状铜多金属矿床成矿亚系列

斑岩型-矽卡岩型-热液脉状铜多金属矿床是钦杭带中的主要矿床类型,也是中国地质调查局部署找矿勘查的主要目标。这类型矿床沿整个钦杭带断续分布,具有很好的进一步找矿远景,而且成矿时代从东北向西南逐渐变新,大致从 175Ma 到 155Ma。该系列矿床的最主要特点是矿化围绕一系列深来源和高侵位的小花岗质岩体分布。按成矿岩浆物质来源及地球化学特征的不同还可以细分为两类:一类是与壳幔混源型中酸性岩有关的铜多金属矿床,如德兴、银山、永平、陈坊、东乡、大宝山、宝山、铜山岭、圆珠顶、大黎、社洞、佛子冲等矿床,这类矿床以铜、钼、金、铅锌、银为主,与成矿有关的岩浆岩为花岗闪长(斑)岩或英安岩;第二类是与壳源型酸性岩有关的铅锌银多金属矿床,如七宝山、黄沙坪、水口山、桃林、米场-油麻坡等矿床,这类矿床以银、铅锌、铜、金为主,与成矿有关的岩浆岩为花岗(斑)岩。

与壳幔混源型中酸性岩有关的铜铅锌多金属矿床成矿元素在空间上具有明显的分带性,例如,与壳幔混源型中酸性岩有关的斑岩-矽卡岩型铜(金)铅锌(银)矿床(以宝山为代表)分带性如下:以隐伏花岗闪长斑岩为中心,内带以斑岩铜为主,中带为矽卡岩型钼,铜,钨,铋等多种矿化,外带为热液充填-交代型铅,锌,银和汞矿化(图 4)(曾昭健,1993;龙汉春,1983)。银山矿田也有类似的分带,以英安玢岩体为中心,矿化分带为斑岩型铜金矿化-次火山-火山岩型铜铅锌矿化-热液脉状充填型铅锌矿化-铅银矿化(图 5)。而德兴斑岩铜矿,从斑岩体内向外,依次为细脉浸染型(斑岩型)→爆发角砾岩型→热液大脉型(脉带、脉群或单独大脉型)。围岩蚀变总体上由内向外为钾化-石英黄铁绢云母化带→粘土化带→硫酸盐化带→碳酸盐化带。对德兴矿田而言,银山矿床代表了岩浆成矿系统的上部,而德兴铜矿床代表着系统中下部特征,它们同属于斑岩铜多金属矿床系统(李新芝等,2003)。毛景文等(2009,2010)研究认为铜厂等三个斑铜矿和银山铅锌银(铜)矿床外围的金山金矿和蛤蟆石金矿是一种远接触带热液矿床,与前两者为统一成矿系统,并改进了矿床模型。

与壳源型酸性岩有关斑岩-矽卡岩型铅锌铜(金银)矿床也有明显的分带性,例如,在黄沙坪矿区以隐伏花岗斑岩为中心,由内向外依次为斑岩型钨钼矿化带→矽卡岩型磁铁矿化带→矽卡岩型铁钨钼矿化带→矽卡岩型含钨锡铅锌矿化带→充填交代型铅锌矿化带等;主要成矿元素自岩体中心向外依次呈现 W, Mo-Fe-(Fe), W, Mo-Zn, Pb(W, Sn)-Pb, Zn 的变化趋势(图 6)(曾昭健, 1993)。

在钦杭成矿带中与铜多金属矿有关的岩浆岩也有两种类型:其一,与 Pb-Zn-Cu-Mo 矿床有关的壳源型酸性岩浆岩,岩性以花岗(斑)岩为主,SiO_2 含量在 73.3%～75.2%之间,如湖南黄沙坪花岗斑岩。这类岩石主量元素表现为高硅、高钾、高 K_2O/Na_2O 比值,微量元素以富集 Rb、Th、U、K、Th、Nb,贫 Ba、Sr、P、Eu、Ti 为特征,具有明显的 Eu 负异常,Sr/Y 值相对较低,属于低钛低磷类型,Rb/Sr 值较高(10.8～57.8),氧化性($Fe_2O_3/FeO=0.66$～

万方数据

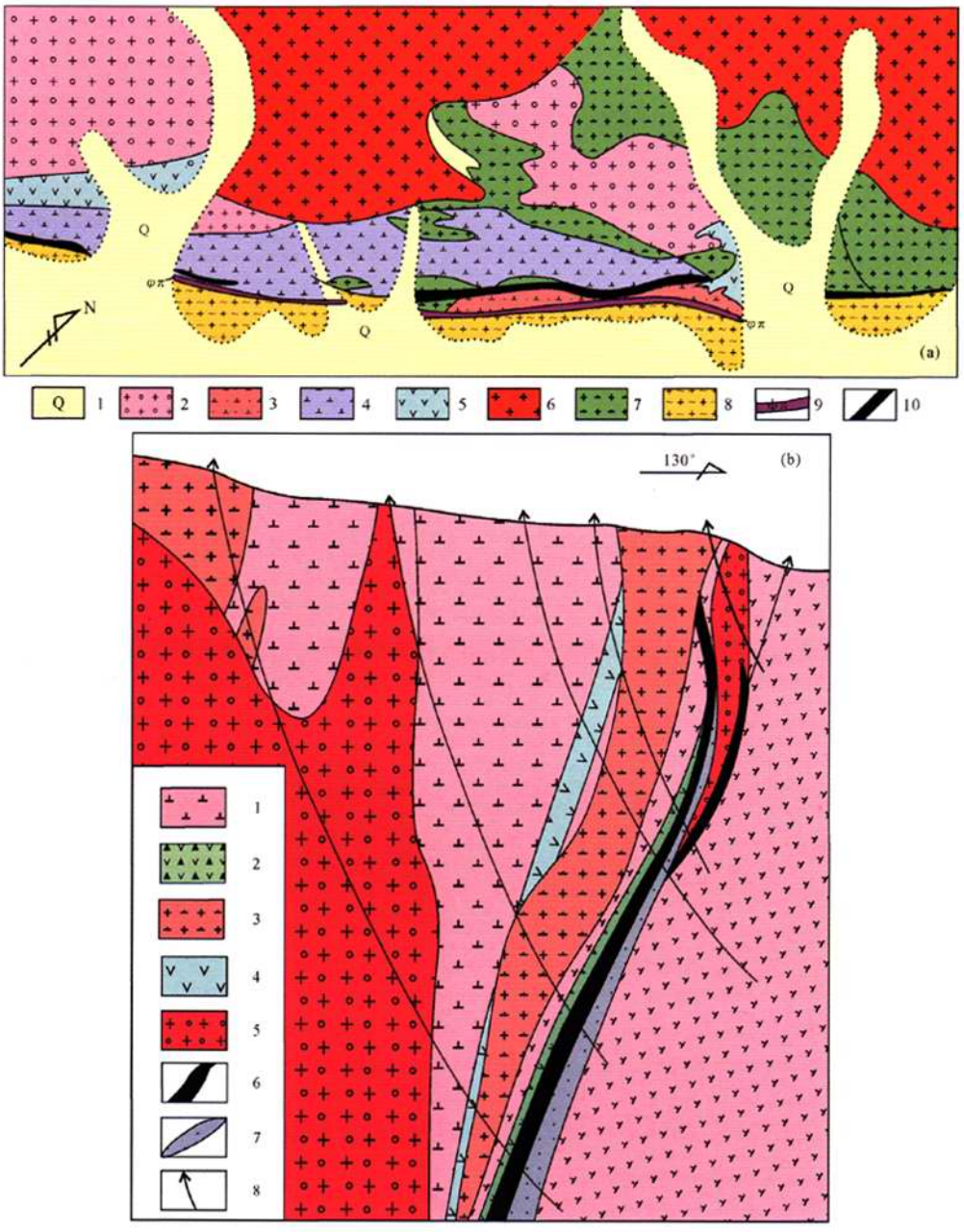


图 3 浙江西裘铜矿地质图(上)和剖面图(下)(据王执军和赵筱福,1980)

Fig. 3 Geological map (upper) and the section (lower) of the Xiqiu Copper deposit, Zhejiang province (modified from Wang Zhijun and Zhao Xiaofu, 1980)

(a) 1—第四系沉积物;2—晚元古代双溪坞群石英角斑岩;3—晚元古代双溪坞群角斑岩及重晶石角斑岩;4—晚元古代双溪坞群细碧质角斑熔岩;5—细碧岩;6—钠长花岗岩;7—钠长斑岩;8—混合石英闪长岩;9—霏细斑岩;10—含矿岩系;(b) 1—晚元古代双溪坞群角斑岩;2—晚元古代双溪坞群细碧质角砾熔岩;3—钠长斑岩;4—细碧粉岩脉;5—钠长花岗岩;6—块状-条带状矿石;7—浸染状矿石;8—钻孔

(a) 1—Quaternary sediments; 2—Neoproterozoic Shuangxiwu Group quartz keratophyre; 3—Neoproterozoic Shuangxiwu Group keratophyre and barite-keratophyre; 4—Neoproterozoic Shuangxiwu Group spilite-keratophyre lava; 5—spilite; 6—albite granite; 7—albite porphyry; 8—quartz diorite; 9—felsite porphyry; 10—ore-hosted rocks; (b) 1—Neoproterozoic Shuangxiwu Group keratophyre; 2—Neoproterozoic Shuangxiwu Group spilite-keratophyre lava; 3—albite porphyry; 4—spilite porphyrite dike; 5—albite granite; 6—massive-banded ore; 7—disseminated ore; 8—drill hole

万方数据

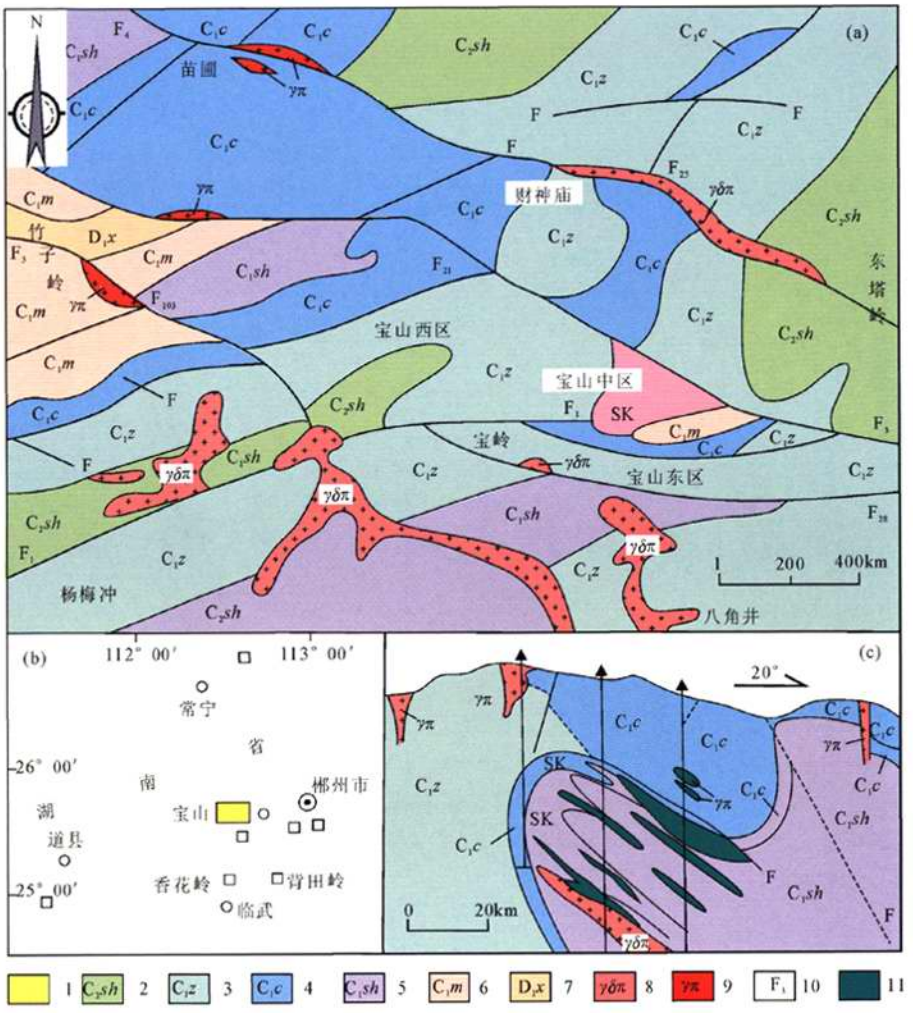


图 4　湖南宝山铜铅锌多金属矿床地质图(a)和剖面图(c)(据路远发等,2006)

Fig. 4　Geological map (a) and the section (c) of the Baoshan Cu-Pb-Zn polymetallic ore deposit, Hunan (after Lu Yuanfa et al., 2006)

1—研究区(图 4b)在湘南的位置;2—中上石炭统壶天群;3—下石炭统梓门桥组;4—下石炭统测水组;5—下石炭统石蹬子组;6—下石炭统孟公坳组;7—上泥盆统锡矿山组;8—花岗闪长斑岩;9—花岗斑岩;10—断裂及编号;11—矿体

1—The location of research area (Fig. 4b) in the South Hunan province; 2—Mid-Upper Carboniferous Hutian Group; 3—Lower Carboniferous Zimenqiao Formation; 4—Lower Carboniferous Ceshui Formation; 5—Lower Carboniferous Shichengzi Formation; 6—Lower Carboniferous Menggong'ao Formation; 7—Upper Devonian Xikuangshan Formation; 8—granodiorite porphyry; 9—granite porphyry; 10—fault and numbers; 11—ore body

1.74)(姚军明等,2005;李晓峰等,2008)。黄沙坪花岗斑岩与邻区的千里山、骑田岭等为代表的花岗岩类不论是地球化学特征还是年龄上都基本一致,属于碱性岩系列,为壳源花岗岩类。其二,与 Cu-Au-Mo 矿床有关的壳幔混源型中酸性岩浆岩,岩性以花岗闪长(斑)岩为主,次为英安(斑)岩,SiO_2 含量在 60.3%~68.1%之间,如江西德兴、银山、永平,广东大宝山,湖南水口山、宝山、铜山岭,广西佛子冲、社洞等。这些花岗闪长质岩体具有低 SiO_2,高 K_2O/Na_2O 比值,$K_2O+Na_2O>6.0\%$,低 Ti、Na,高 K 和相对富 Al 的特点,属高钾钙碱性系列岩石,铕负异常不明显,$\delta Eu=0.71\sim0.89$,富集大离子亲石元素,Nb-Ta 亏损(王岳军,2001),具有高的 Sr/Y 值,属于高钛高磷类型,Rb/Sr 值较低(0.05~3.3),氧

万方数据

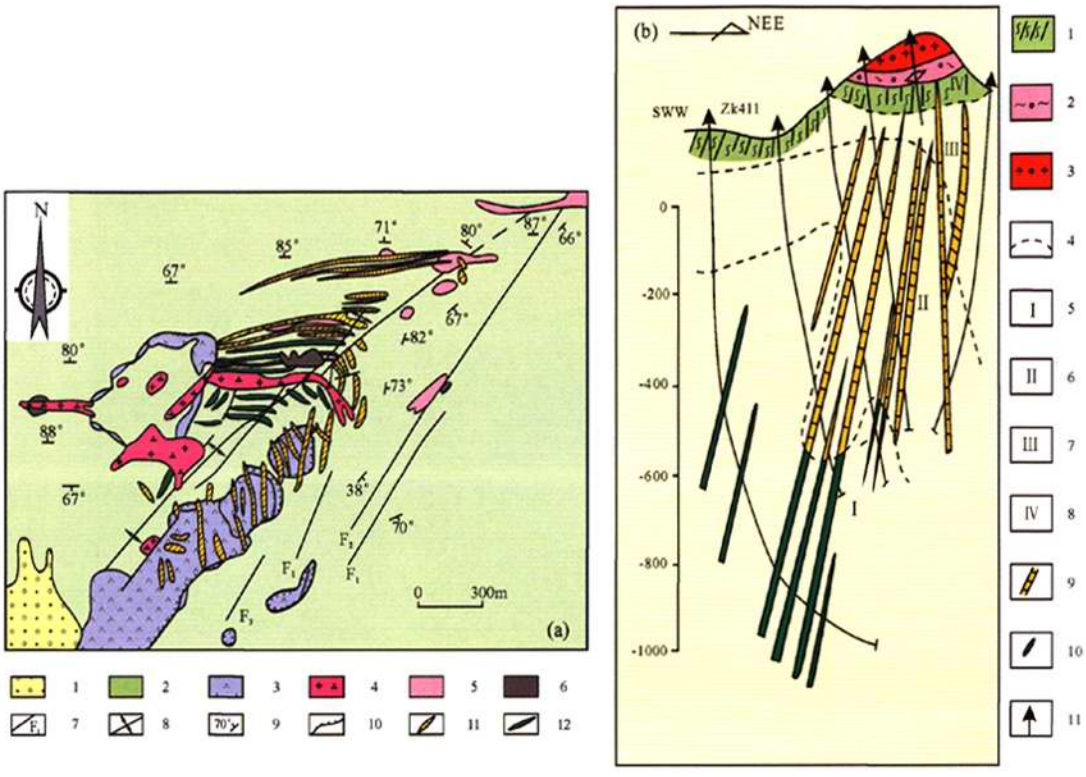


图 5 江西银山铜铅锌多金属矿床地质图(a)和剖面图(b)(据刘迅和申世亮,1994)

Fig. 5 Geological map (a) and section (b) of the Yinshan polymetallic deposit in Jiangxi province (after Liu Xun and Shen Shiliang, 1994)

(a)1—第四系沉积物;2—中元古界双桥山群千枚岩;3—侏罗纪中酸性火山岩;4—侏罗纪英安岩;5—侏罗纪石英斑岩;6—爆破角砾岩;7—断层及编号;8—背斜轴;9—片理产状;10—不整合界线;11—铅锌矿体;12—铜硫矿体;(b)1—中元古界双桥山群千枚岩;2—侏罗纪千枚质角砾岩;3—侏罗纪角闪流纹岩;4—矿化分带线;5—黄铁绢英岩化-铜硫金带;6—黄铁绢英岩化、绿泥石化-铜硫金铅锌银矿化重叠带;7—绿泥石化-铅锌银矿化带;8—碳酸盐化-铅锌银矿化带;9—铅锌银矿体;10—铜金硫矿体;11—钻孔

(a) 1—Quaternary sediments; 2—Mesoproterozoic Shuangqiaoshan Group phyllite; 3—Jurassic intermediate-acidic volcanic rocks; 4—Jurassic dacite; 5—Jurassic quartz porphyry; 6—explosive breccia; 7—fault and its number; 8—anticlinal axis; 9—geometry of schistosity; 10—uncomformity surface; 11—Pb-Zn orebody; 12—copper-sulphur orebody; (b) 1—Mesoproterozoic Shuangqiaoshan Group phyllite; 2—Jurassic phyllite breccia; 3—Jurassic amphibole rhyolite; 4—the zoning of mineralization; 5—beresitization associated with copper-sulphur orebody; 6—beresitization and chloritization associated with copper-sulphur orebody and Pb-Zn orebody; 7—chloritization associated with Pb-Zn orebody; 8—carbonatization associated with Pb-Zn orebody; 9—Pb-Zn-Ag orebody; 10—Cu-Au-sulphur orebody; 11—drill hole

化性较高($Fe_2O_3/FeO=0.31\sim1.81$)(姚军明等,2005;李晓峰等,2008)。

2.4 晚侏罗世与花岗岩有关的钨锡多金属矿床成矿系列

晚侏罗世与花岗岩有关的钨锡多金属矿床是华南地区一次重要成矿事件,矿化作用主要集中在南岭地区及邻区,呈一个走向 NE 的椭圆状(图 7),时间上集中在 160~150Ma(毛景文等,2007,2008)。南岭及邻区钨锡多金属成矿省的西部边界与钦杭结合带的中南段相吻合,从北到南分布有一系列大型超大型矿床,包括锡田锡矿、柿竹园钨锡铋铋矿田、瑶岗仙钨矿、新田岭钨矿、芙蓉锡矿、白云仙钨矿、香花岭锡钨矿田、九嶷山锡矿田、姑婆山锡矿田、珊瑚钨矿和大绀山矿田(包括云浮硫矿、金山钨矿和高椅铅锌银矿)。

这类型矿床成因上与高分异的过铝质或准铝质花岗岩有关,由于这套岩石具有高硅富铝,贫镁铁质组分,而且锶初始值(I_{Sr})较高,一般大于 0.7100,磁化率大约 0.07×10^{-3} SI,通常被认为是 S 型或改造型花岗岩。李献华等(2007)认为这套岩石缺少典

万方数据

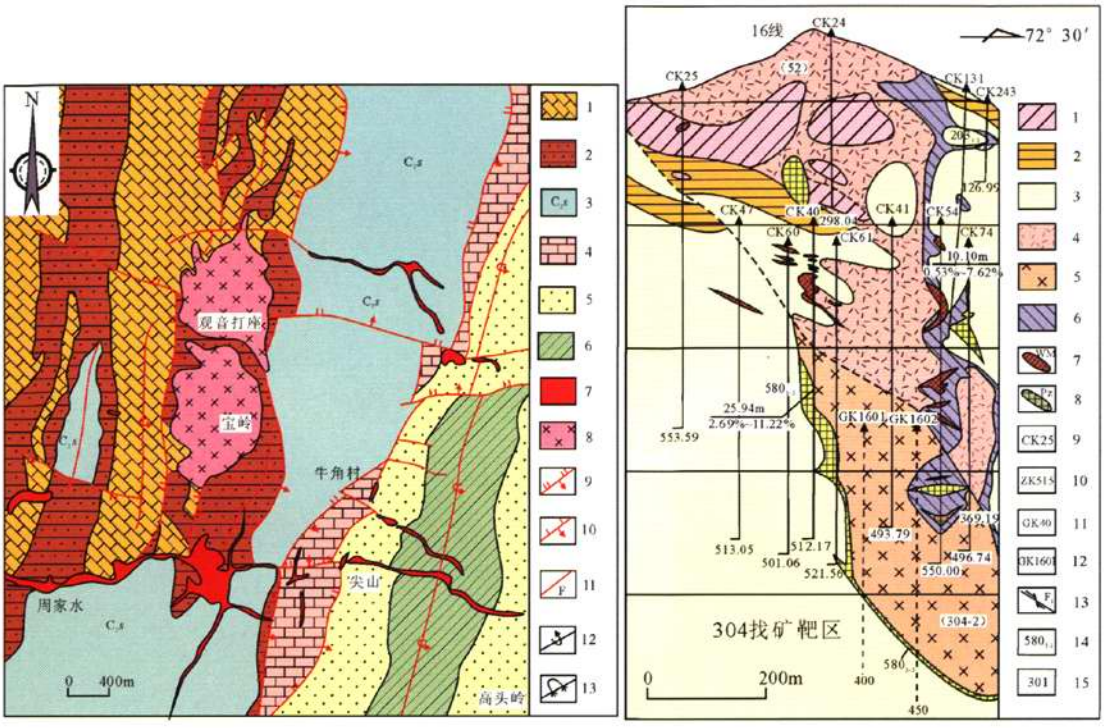


图 6　湖南黄沙坪铅锌多金属矿床地质图(a)和 16 线剖面图(b)(据许以明等，2007；雷泽恒等，2010)

Fig. 6　Geologic map of the Huangshaping Pb-Zn deposit, Hunan province (a) and No. 6 geological section (b) (after Xu Yiming et al., 2007; Lei Zeheng et al., 2010)

(a)1—石炭系梓门桥组；2—石炭系测水组；3—石炭系石蹬组；4—石炭系跳岭坳组；5—泥盆系锡矿山组；6—泥盆系余田桥组；7—英安斑岩；8—石英斑岩；9—逆断层及编号；10—正断层及编号；11—性质不明断层；12—倒转背斜轴；13—倒转向斜轴；(b) 1—下石炭统梓门桥组；2—下石炭统测水组；3—下石炭统石蹬组；4—石英斑岩；5—花斑岩；6—矽卡岩；7—钨钼矿体；8—铅锌矿体；9—408 队施工钻孔；10—238 队施工钻孔；11—黄沙坪矿施工钻孔；12—设计钻孔；13—断层及编号；14—矿体编号；15—岩体编号

(a) 1—Carboniferous Zimenqiao Formation; 2—Carboniferous Ceshui Formation; 3—Carboniferous Shideng Formation; 4—Carboniferous Douling'ao Formation; 5—Devonian Xikuangshan Formation; 6—Devonian Shetianqiao Formation; 7—dacite porphyry; 8—quartz porphyry; 9—reverse fault and its number; 10—normal fault and its number; 11—fault and its number; 12—overturned anticline axis; 13—overturned syncline axis; (b) 1—Lower Carboniferous Zimenqiao Formation; 2—Lower Carboniferous Ceshui Formation; 3—Lower Carboniferous Shideng Formation; 4—quartz porphyry; 5—granophyer; 6—skarn; 7—W-Mo orebody; 8—Pb-Zn orebody; 9—drilling hole performed by No. 408 Geological Team; 10—Drill hole performed by No. 238 Geological Team; 11—drill hole performed by Huangshaping Mine; 12—drill hole designed; 13—fault and its number; 14—orebody's number; 15—magmatic body's number

型 S 型花岗岩所特有的标志性矿物如堇青石、石榴石和红柱石等，而且其岩石化学成分不是过铝质而是准铝质—弱过铝质以及 SiO_2-P_2O_5 均呈明显的负相关关系，因而建议为高分异型 I 型花岗岩。由于这套岩石相对其它花岗岩类比较富集碱质组分，有些学者建议为 A 型花岗岩(柏道远等，2005；付建明等，2004b)。

沿钦杭带中段(湘南-粤北-桂东地区)的出露地层多为晚古生代碳酸盐岩，因此，钨锡多金属矿床类型以矽卡岩型为主，或者为矽卡岩与云英岩复合型。向南到云开隆起区，成矿围岩多为碎屑岩或变质岩，因而，出现石英脉型钨矿床。此外，该亚系列矿床的矿化作用在空间上也表现出清楚的分带现象。例如，枞树板、南风坳和蛇形坪等分布于湖南千里山花岗岩体的远接触带(图 8)，而近接触带为柿竹园和金船塘矽卡岩-云英岩型等钨锡钼铋矿床，又如，高椹脉状铅锌矿位于大绀山花岗岩体南侧远接触带，在岩体内接触带发育有大金山脉状钨矿，在近接触带有云浮硫铁矿床(图 9)。

2.5　白垩纪与次火山活动有关的浅成低温热液型金银铅锌钨锡矿床成矿亚系列

这一亚系列矿床主要分布于钦杭结合带的武夷

万方数据

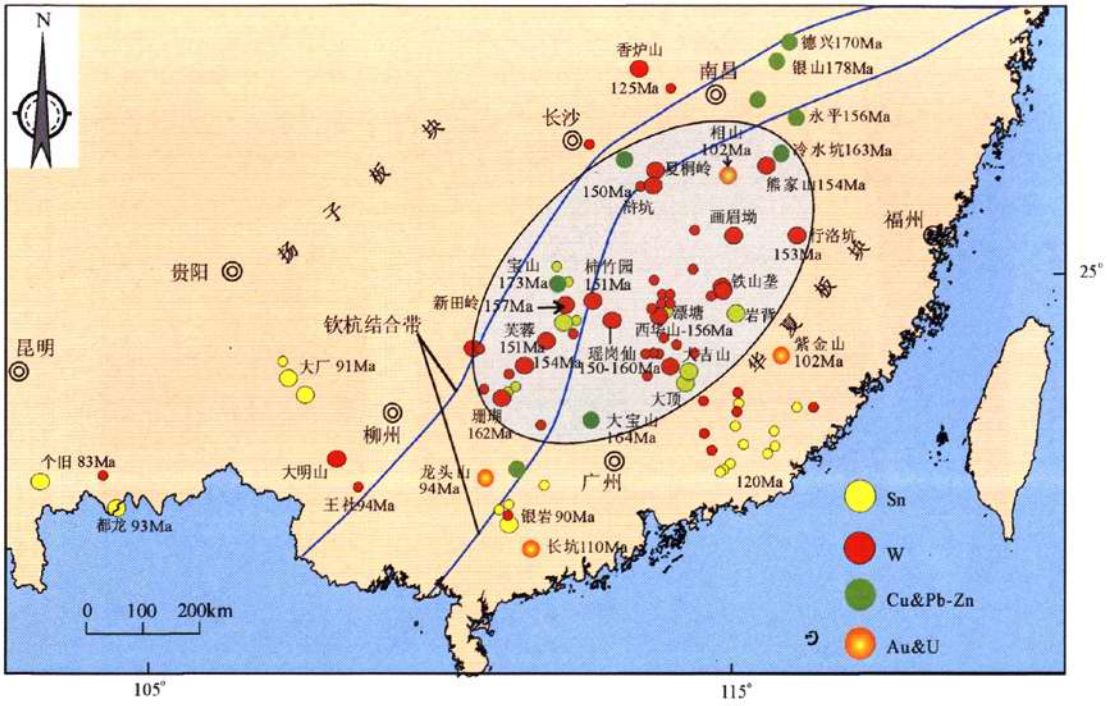


图 7 华南钨锡多金属矿床分布图(据毛景文等 2008,修改)

Fig. 7 Map showing the distribution of W-Sn polymetallic ore deposit of South China (modified from Mao et. al., 2008)

山隆起带北部边缘和广西与广东交界的云开—大瑶山地区。成矿时代为白垩纪,在 135～80Ma 之间,几乎所有矿床均发育于白垩纪火山盆地、断陷盆地或变质核杂岩的拆离断层中。

在武夷山北坡发育有一系列 NEE 走向断陷火山盆地,从西向东有天华山、黄岗山、铜钹山和仙霞岭四个火山盆地,盆地走向为 NEE。在这些盆地中有一套陆相火山岩和有关的次火山岩,过去将这套火山岩统称为晚侏罗统打鼓顶组和鹅湖岭组酸性火山岩,包括火山碎屑岩夹火山熔岩,流纹质熔结凝灰岩、流纹质晶屑熔结凝灰岩、熔结角砾凝灰岩、含集块角砾凝灰岩以及粗面质凝灰岩和粗面质晶屑凝灰岩。与之有关的次火山岩为超浅成花岗岩类,呈小岩株、岩瘤、岩脉和岩被状产出(华嵘辉等,2008)。孟祥金等(2007)对含矿斑岩进行了 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年,获得了 162.4±2.2Ma 数据,但苏惠敏(未发表资料)对冷水坑外围的火山岩和次火山岩进行了系统测年,获得数据为安山岩 151Ma,流纹岩 141±1Ma,石英正长斑岩 142±2Ma,钾长花岗斑岩 141±1Ma 和流纹斑岩 141±1Ma,表明这套火山岩为白垩纪早期的产物。在仙霞岭盆地之东,出现早白垩世治头岭金矿,成矿时代大约为 141Ma. 该脉状金矿的赋矿围岩为磨石山组火山岩由酸性凝灰岩、流纹岩、流纹斑岩和火山角砾岩组成,地表隐现为一个破火山口,下伏地层为前寒武纪变质岩类。燕山期石英闪长岩岩墙、花岗斑岩墙、霏细斑岩墙、闪斜煌斑岩墙在矿区广泛发育(毛伟雄和华杰雄,2001),可能指示出一个伸展盆地。

天华山盆地中的冷水坑银铅锌多金属矿床是武夷山北坡一个代表性矿床,最近几年,在其他盆地中也陆续发现了一批铅锌银多金属矿床,包括生米坑、焦塘、黄柏坑、蔡家坪、金竹坪以及下湖、东坑、九排骨、洋锡洞、梨子坑和篁碧等矿点。矿体成脉状,受断裂系统控制,局部可见细脉浸染状和网脉状矿石。赋矿围岩不仅有花岗斑岩,也有晚侏罗统打鼓顶组和鹅湖岭组火山岩,沿某些层间张性断裂形成高品位富矿体,呈似层状和透镜状。常见的围岩蚀变有硅化,绿泥石化、黄铁矿化、绢云母化和碳酸盐化。在冷水坑银铅锌矿区,从斑岩体向外,蚀变组合变化为绿泥石化-绢云母化、绢云母化-碳酸盐化-硅化-黄铁矿化、碳酸盐化-绢云母化。从岩体根部往上,岩体由内向外依次发育铜(金)矿化、铅锌矿化、银铅锌矿化(图 10)(孟祥金等,2007)。张家菁等(2009)对金竹坪铅锌钼矿床中的辉钼矿测年,获得 Re-Os 等

万方数据

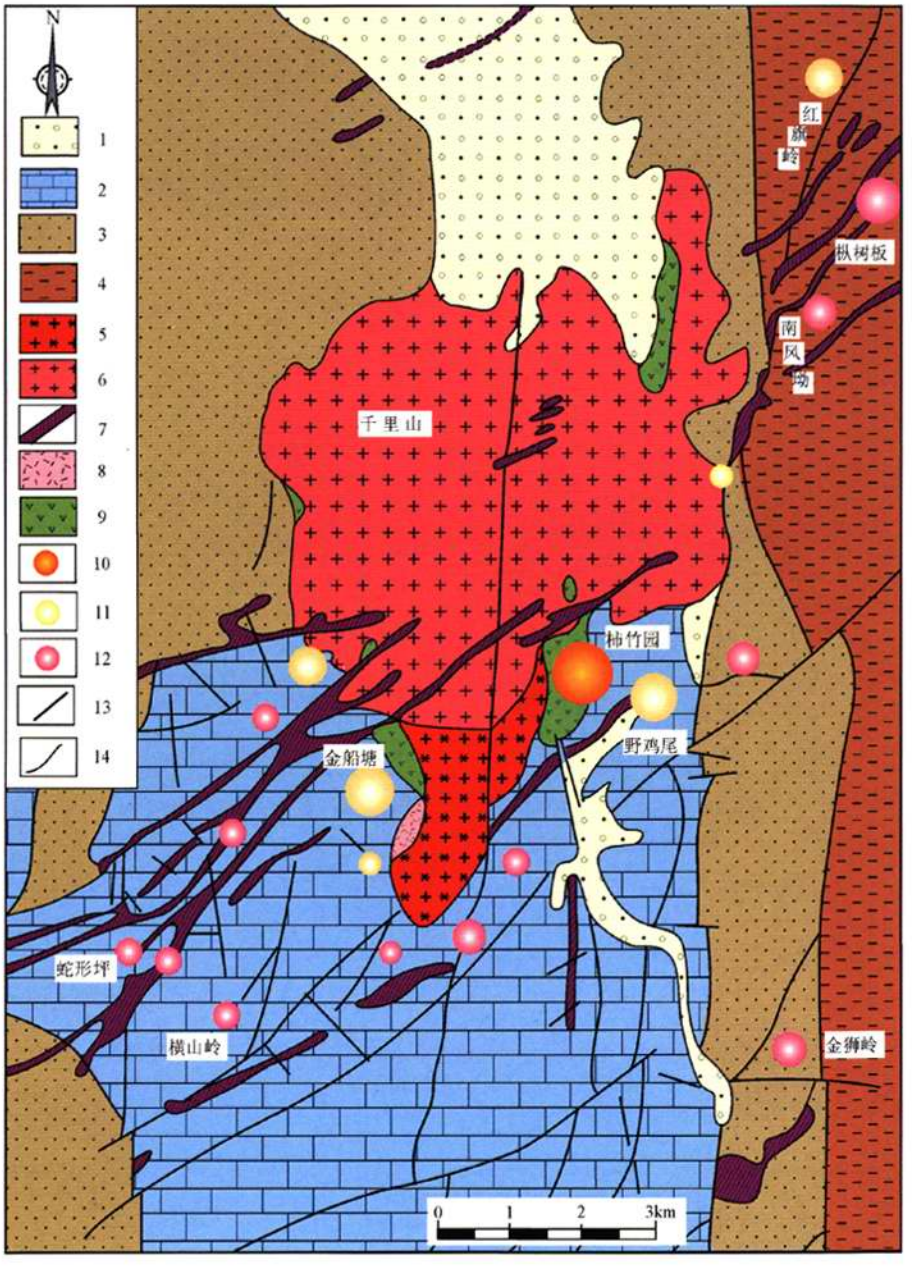


图 8　与千里山花岗岩体有关的矿床分布图(据万全柏，2005，进行修改)

Fig. 8　Distribution of deposits surrounding the Qianlishan granite pluton (modified from Wan Boquan, 2005)

1—第四纪沉积物；2—中上泥盆统碳酸盐岩；3—中泥盆统跳马涧组砂岩；4—震旦系变碎屑岩；5—燕山期似斑状黑云母花岗岩；6—燕山期等粒黑云母花岗岩；7—燕山期花岗斑岩；8—云英岩；9—矽卡岩；10—钨锡多金属矿；11—锡多金属矿；12—铅锌矿；13—断层；14—地质界线

1—Quaternary sediments; 2—Mid-Upper Devonian carbonate; 3—sandstone of Middle Devonian Tiaomajian Formation; 4—Sinian metamorphic clastic rocks; 5—Yanshanian porphyritic biotite granite; 6—Yanshanian equigranular biotite granite; 7—Yanshanian granite porphyry; 8—greisen; 9—skarn; 10—tungsten-tin polymetallic deposit; 11—tin polymetallic deposit; 12—lead-zinc deposit; 13—faults; 14—geological boundary

时线年龄为(135. 5 ±5. 7) Ma，也表明矿化发生于早白垩世。

位于钦杭成矿带西南段的粤西-桂东地区(或云开大山-大瑶山地区)，白垩纪成矿作用发育，矿床类

万方数据

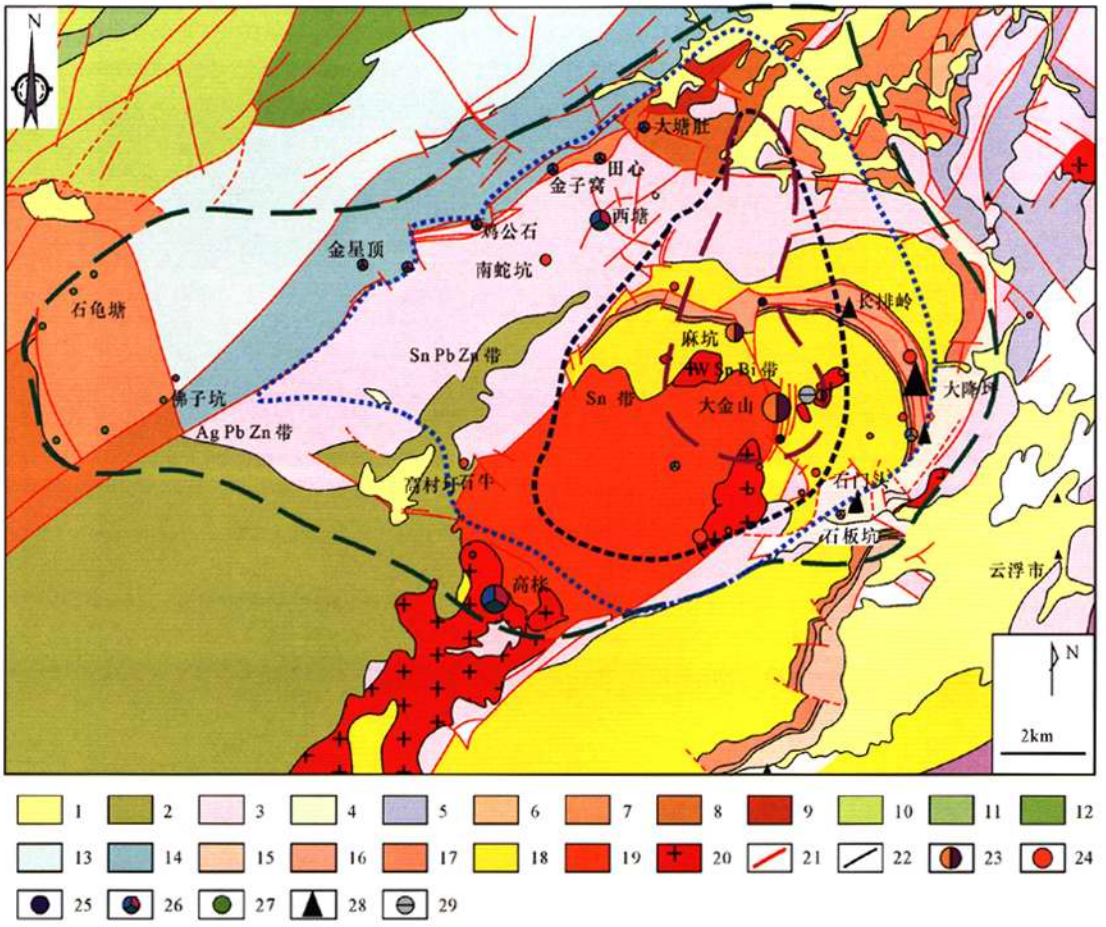


图 9 与粤西大绀山花岗岩体有关的钨锡铅锌银矿床分布图(据广东省地质调查院,2006 修改)

Fig. 9 Spatial distribution of tungsten-tin-sulfur-zinc-lead-silver deposits related to Daganshan granite pluton in western Guangdong(modified by Guangdong Geology Survey, 2006)

1—第四系沉积物;2—白垩系罗定组红色碎屑岩建造;3—三叠系小云雾山组含煤碎屑岩建造;4—石炭系石澄子组碳酸盐岩夹页岩;5—石炭系连县组灰岩夹白云岩;6—泥盆系榴江组粉砂质、硅质页岩;7—泥盆系东岗岭组灰岩夹白云岩;8—泥盆系信都组细砂岩夹粉砂岩;9—泥盆系老虎头组砂砾岩夹粉砂岩;10—志留系连滩组石英绢云千枚岩,粉砂岩;11—志留系古蔡组细砂岩夹石英绢云千枚岩;12—志留系大岗顶组砂砾岩夹粉砂岩;13—奥陶系兰瓮组细砂岩,粉砂岩,条带状千枚岩;14—奥陶系东冲组细砂岩,粉砂岩,石英片岩;15—震旦系大绀山组碳质千枚岩,粉砂岩与黄铁矿夹层;16—震旦系大绀山组石英云母片岩夹灰岩,大理岩;17—震旦系大绀山组石英岩夹千枚岩;18—前震旦纪沙坪组石英云母片岩、黑云母变砾岩;19—前震旦纪云开群片麻岩,混合岩;20—燕山期花岗岩;21—断层;22—地质界线;23—钨锡;24—锡;25—钨;26—银铅锌;27—铜;28—黄铁矿;29—稀土

1—Quaternary sediments; 2—Cretaceous red clastic rocks of Luoding Formation; 3—Triassic coal beam-bearing clastic rocks of Xiaoyunwushan Formation; 4—Carboniferous carbonate intercalated with shale of Shichengzi Formation; 5—Carboniferous limestone intercalated with dolomite of Lianxian Formation; 6—Devonian siltstone and siliceous shale of Liujiang Formation; 7—Devonian limestone intercalated with dolomite of Dongganliang Formation; 8—Devonian fine sandstone intercalated with siltstone of Xindu Formation; 9—Devonian conglomerate intercalated with siltstone of Laohutou Formation; 10—siliceous phyllite and siltstone of Liantan Formation; 11—sliceous fine sandstone and phyllite of Gumo Formation; 12—siluceous fine sandstone and conglomerate of Daganding Formation; 13—Ordovician phyllite, fine sandstone and siltstone of Lanweng Formation; 14—Ordovician schist, fine sandstone and quartz schist of Dongchong Formation; 15—Sinian carbonaceous phyllite, fine sandstone intercalted with pyrite layers of Daganshan Formation; 16—Sinian quartz mica schist intercalated with marble of Daganshan Formation; 17—Sinian quartzite intercalated with phyllite, of Daganshan Formation; 18—Presinian schist and metaconglomerate of Presinian Shapinwan Fromation; 19—gnesis and migmatite of Presinian Yunkai Group; 20—granite of Yanshan Period; 21—fault; 22—geological boundary; 23—tungsten-tin deposit; 24—tin deposit; 25—tungsten deposit; 26—silver-zinc-lead deposit; 27—copper deposit; 28—pyrite deposit; 29—rare earth deposit

万方数据

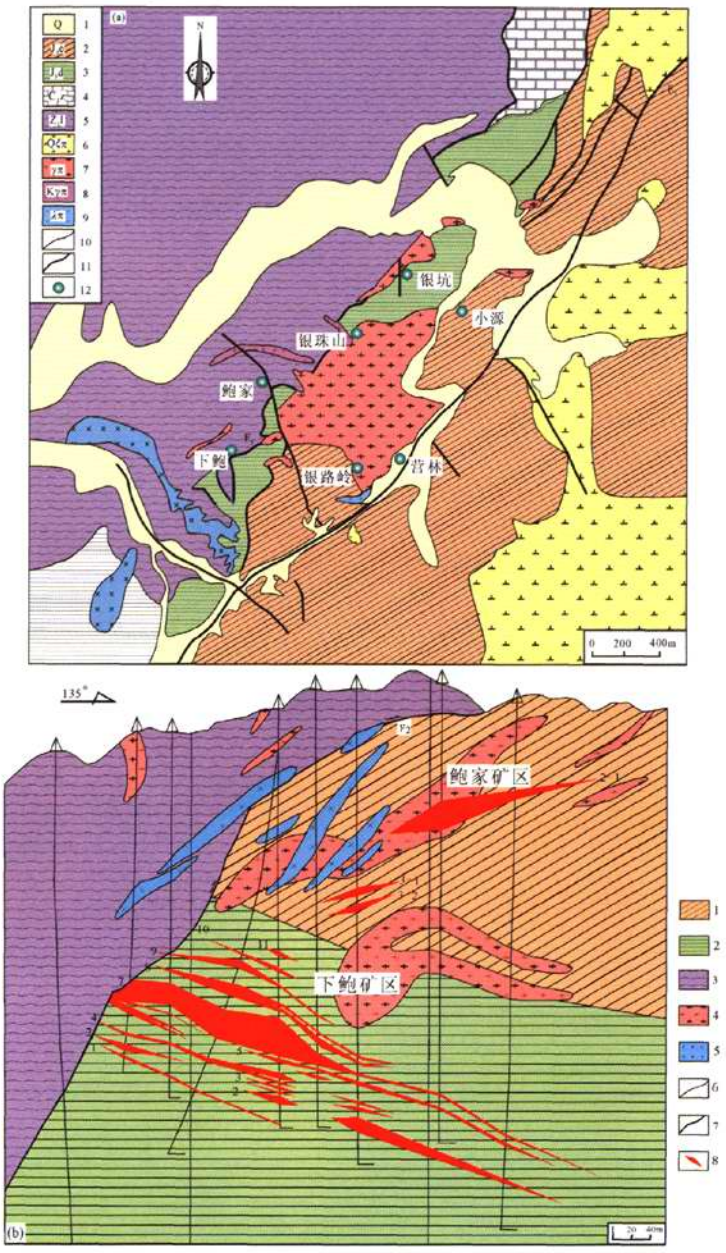


图 10　江西冷水坑银铅锌多金属矿床地质图(a)和 132 矿体剖面图(b)(据孟祥金等，2007 修改)

Fig. 10　Geological sketch (a) and section of Line 132 (b) of Lengshuikeng Ag-Pb-Zn deposit in Jiangxi province (modified from Meng et al., 2007)

(a)1—第四纪粘土；2—上侏罗纪鹅湖岭组熔结凝灰岩、流纹岩、晶屑凝灰岩；3—上侏罗纪打鼓顶组晶屑凝灰岩、火山角砾岩、层凝灰岩；4—下石炭统梓山组含电气石石英粗砂岩、含砾石英砂岩；5—震旦系老虎塘组云母石英片岩；6—石英正长斑岩；7—花岗斑岩；8—钾长花岗斑岩；9—流纹斑岩；10—地层界线；11—断层；12—矿点；(b) 1—上侏罗纪鹅湖岭组熔结凝灰岩、流纹岩、晶屑凝灰岩；2—上侏罗纪打鼓顶组晶屑凝灰岩、火山角砾岩、层凝灰岩；3—震旦系老虎塘组云母石英片岩；4—花岗斑岩；5—流纹斑岩；6—地层界线；7—断层；8—矿体

(a) 1—Quaternary claystone; 2—Upper Jurassic Ehuling Formation welded tuff, rhyolite, crystal tuff; 3—Upper Jurassic Daguding Formation crystal tuff, volcanic breccia, beded tuff; 4—Lower Carboniferous Zishan Formation tourmaline-bearing coarse-grained quartz sandstone, pebbled quartz sandstone; 5—Sinian Laohutang Formation mica quartz schist; 6—quartz syenite porphyry; 7—granite porphyry; 8—moyite porphyry; 9—rhyolite porphyry; 10—strata boundary; 11—faults; 12—ore body; (b) 1—Upper Jurassic Ehuling Formation welded tuff, rhyolite, crystal tuff; 2—Upper Jurassic Daguding Formation crystal tuff, volcanic breccia, beded tuff; 3—Sinian Laohutang Formation mica quartz schist; 4—granite porphyry; 5—rhyolite porphyry; 6—strata boundary; 7—faults; 8—ore body

万方数据

型也表现出多样化，包括长坑、富湾和龙头山浅成低温热液型金矿或银矿，银岩斑岩锡矿和阳春脉状锡矿，河台、金山顶、古袍、桃花、龙山和龙水脉状金矿，庞西垌脉状银金铅锌矿，石碌和天堂矽卡岩铜矿，多罗山、大桂山和小南山石英脉型钨矿等。尽管这些矿床仍然缺乏比较精确的成矿时代，但以往的放射性同位素数据（蔡明海等，2001，及其参考文献）表明成矿时代集中在 133～80 Ma，如孙晓明等（2003）获得长坑金矿的 Ar/Ar 同位素年龄为 109.9±1.4～110.1±1.3Ma。区内矿化特点是大多数金属矿床集中发育于白垩纪或白垩纪-第三纪盆地内及其边缘，例如，在三水盆地除了长坑金矿和富湾银矿外，还有横江、迭平、茶山、西樵山和鹿洲银铅锌矿（图 11）。在阳春、庞西垌、罗定和龙头山几个盆地都有一组矿床形成，表现出以盆地为中心形成一系列矿集区。这些矿床成因抑或与不同来源的花岗质岩石有关，抑或表现为与次火山活动有关的浅成低温热液型金矿、银矿和金银矿。与钨锡矿有关的花岗岩类明显富硅高碱多挥发组分，具有过铝质花岗岩的基本特点，而与铜铅锌矿床有关的花岗岩类尽管也显示为以地壳来源为主，但有相对有较多的地幔物质参与，岩石性质为准铝质，铁镁组分增高。浅成低温热液型金银矿通常分布在酸性火山岩-花岗斑岩区内，或者邻近的断裂带中，尤其是盆地边缘的拆离断层中，例如，长坑金矿和富湾银矿就是出现在三水盆地西南边缘的拆离断层中（图 12）。一些金矿脉在浅表沿脆性断裂或韧脆性剪切带分布，到深部可见斑岩体及其斑岩金矿，在桃花-古袍矿田就是一个典例。

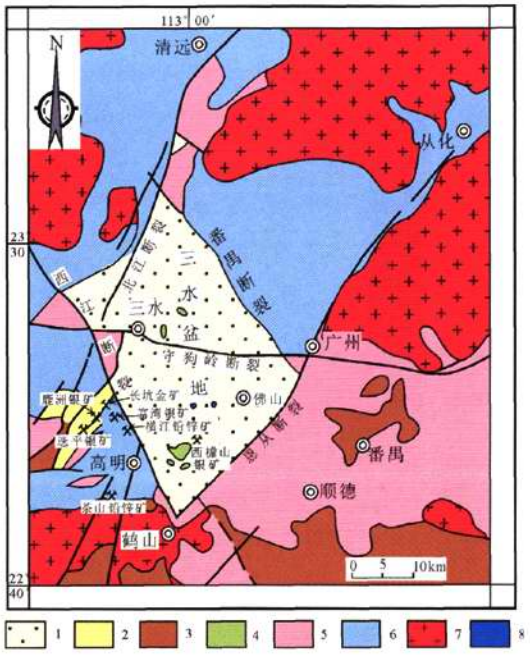


图 11 广东三水盆地及其周缘矿床分布图
（据伍广宇等，2001 修改）

Fig. 11 Sketch map of Sanshui basin with the deposits in West Guangdong (modified from Wu Guangyu et al., 2001)

1—老第三系砂岩；2—三叠系碎屑岩；3—震旦系-寒武系变质基底；4—粗面岩；5—白垩系砂砾岩；6—石炭系-泥盆系碳酸盐岩夹碎屑岩；7—燕山期花岗岩；8—玄武岩

1—Early Tertiary sandstone; 2—Triassic clastic rock; 3—Sinian-Cambrian metamorphosed basement; 4—trachite; 5—Cretaceous sandy conglomerate; 6—Carboniferous to Devonian carbonatite with clastic rock; 7—Yanshannian granite; 8—basalt

3 区域成矿规律及其动力学背景

钦杭带作为一个成矿带具有特殊性，与以往国内外任何其他成矿带不同。在通常成矿带，可以有大洋开裂和演化过程形成的海底喷流型矿床（包括洋中脊块状硫化物型 Cu 矿床和 Cu-Zn 矿床）；板块俯冲有关的大陆边缘型与岩浆活动有关斑岩-矽卡岩型矿床、IOCG 矿床（氧化铁铜金矿床），与次火山岩有关的锡多金属矿床，造山型金矿和大陆边缘弧后伸展带的斑岩-矽卡岩型钼矿和卡林型金矿等；大陆碰撞（包括碰撞过程和后碰撞）有关的多种类型矿床，包括造山型金矿，斑岩-矽卡岩型铜铅锌矿，造山带弧后伸展带的斑岩钼矿-脉状铅锌银矿，与花岗岩与有关的 W-Sn 多金属矿床。甚至可以由于在同一造山带出现多次开合过程，上述矿产发生多旋回的叠加复合。但是，在钦杭带，大洋演化、大洋与大陆板块的相互作用以及扬子与华夏大陆碰撞对接或拼合发生在元古代，但目前能够看到与造山带演化有关的矿产资源很难被保留下来，至少迄今发现的很少，而目前看到的绝大多数矿产资源是形成于中侏罗世以后。因此，钦杭带的成矿规律具有特殊性，其中不同类型矿产资源及其组合的时空分布规律也是区域地球动力学演化过程的良好指示。

过去近 20 年的研究，逐渐认识到华南板块活动体制始于中、新元古代，北为扬子，南为华夏古陆，中间是古华南洋（周新民等，1993，2007；刘宝珺，1993）。大洋俯冲消减、大陆侧向增生的高峰期在 1050～900Ma（舒良树等，1995）。杨明桂等（2002）认为中元古代晚期（蓟县纪）在钦杭带东段曾经历过

万方数据

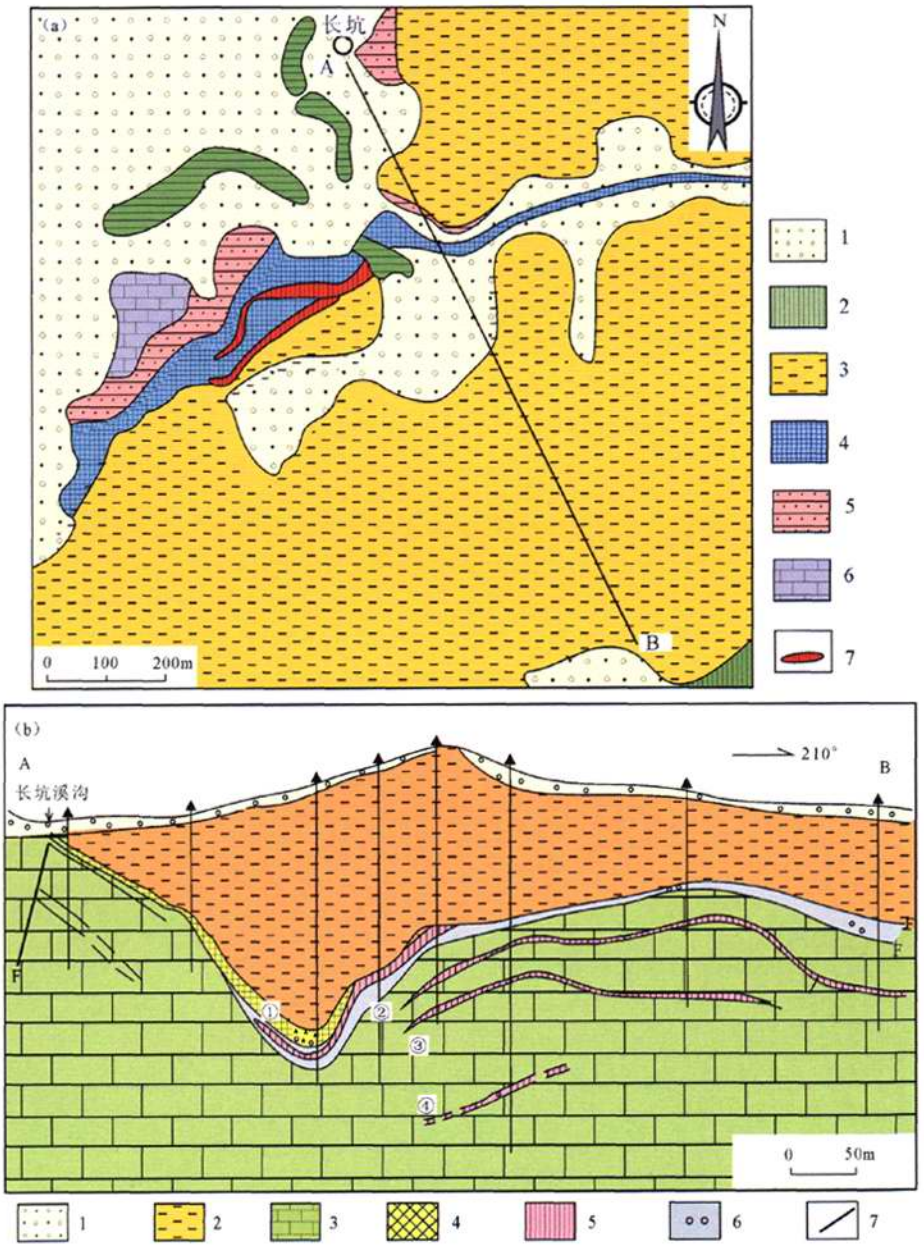


图 12　广东长坑-富湾金银矿地质图(a)和剖面图(b)(据杜均恩等,1993 修改)

Fig. 12　Geological map (a) and geological section (b) of the Changkeng-Fuwan gold-silver deposit in western Guangdong (modified from Du Junen et al., 1993)

(a) 1—第四系沉积物;2—古近纪红层;3—上三叠统小坪组页岩、粉砂岩、砂岩和砂砾岩;4—下石炭统梓门桥组灰岩;5—上石炭统测水组细砂岩夹页岩;6—上石炭统石磴子组灰岩偶夹粉砂质页岩;7—金矿体;(b) 1—第四系沉积物;2—三叠系碎屑岩;3—石炭系碳酸盐岩夹碎屑岩;4—金矿体;5—银矿体;6—硅化带;7—断层

(a) 1—Quaternary sediments; 2—Paleogene red bed; 3—shale, siltstone, sandstone and sandy conglomerate of upper Triassic Shaoping Formation; 4—limestone of lower Carboniferous Zimenqiao Formation; 5—fine-grained sandstone interbedded with shale of upper Carboniferous Ceshui Formation; 6—limestone occasionally interbedded with silty shale of upper Carboniferous Shidengzi Formation; 7—gold orebody; (b) 1—Quaternary sediments; 2—Triassic clastic rock; 3—Carboniferous carbonate rock interbedded with clastic rock; 4—gold orebody; 5—silver orebody; 6—silicified zone; 7—fault

万方数据

多岛洋演化阶段，从西向东有雪峰岛弧、赣中岛弧和浙西岛弧，其北侧是弧后盆地。蓟县纪晚期（约1050 ±50 Ma）雪峰-赣中-浙西古岛弧链弧后盆地关闭，逐渐转变为残留海。蓟县纪末—青白口纪早期四堡运动（约 950 ±50 Ma）导致扬子与华夏板块在萍乡—绍兴一带对接，可能成为罗迪尼亚超大陆的一部分。青白口纪晚期华夏板块大规模扩张裂陷，浙西下沉，海水总体向南变深，基性—酸性火山广泛喷发，形成了西裘、铁砂街和罗城 Cu-Zn 矿床，空间上与细碧岩、石英角斑岩、碳酸盐岩建造共存。青白口纪末的晋宁运动（约 800 Ma）引致江南、浙西地体和雪峰地体向北拼合加入到扬子陆块中。在目前缺少精确同位素年龄支持的情况下，西裘、铁砂街和罗城 Cu-Zn 矿床被认为形成于弧后盆地（王执军和赵箴福，1980；黄有年，1992，罗小洪等，2006；贺菊瑞等，2008）或裂谷环境（杨明桂等，2002），但成矿元素组合为 Cu-Zn，而不是 Cu-Pb-Zn，似乎表明成矿过程地壳物质很少参与，可能为一些弧前盆地，更加偏向大洋内部一侧。矿床产出环境和矿床本身的基本特点都比较清楚地反映出这一成矿系列形成于大洋开裂和演化过程，他们是由海底喷流沉积成矿作用所形成的以火山岩为容岩的块状硫化物矿床。

进入显生宙后，直到中侏罗世，尽管华南区域上经历过强变质变形所记载的加里东运动和印支运动，尤其是在武夷山和云开隆起表现最为清楚，但是，在晚元古代焊接的钦杭结合带未发生明显的活化。中侏罗世是一个重要的构造转折时期，即从特提斯体制向太平洋体制进行转变。任纪舜等（1990，2000）曾指出，印支末期以来，中国东部在持续遭受南北向挤压的同时，又出现特提斯-古太平洋板块在印支晚期向古亚洲大陆下消减，燕山期中国东部及邻区环太平洋的构造作用愈演愈烈，以至于中国东部的构造发展逐步成为环太平洋构造的一部分，形成了中国东部的构造系统，并铸造了亚洲东缘宏伟的燕山褶皱带。但究竟什么时候包括华南地区在内的中国东部开始从特提斯体制转变为太平洋体制，这是一个长期受到关注的科学问题。最近几年，从大地构造、岩石学和成矿规律等方面研究结果一致趋向于 156Ma 左右或 175Ma 左右（毛景文等，2004b，2005，2007，2008；舒良树等，2006；王彬等，2006；董树文等，2007）。毛景文等（2007）根据华南金属矿产形成最早时间及其动力学特点，推测伊泽奈奇板块大约于 175Ma 左右从南东方向向北西俯冲，导致大陆加厚。自 175Ma 左右，中国东部大陆边缘由于受伊泽奈奇板块向北西俯冲逐渐成为活动大陆边缘，沿钦杭古板块焊接带发生俯冲板片重熔，甚至撕裂，形成埃达克质岩浆或高钾钙碱质岩浆，这种岩浆高侵位于浅地表形成了花岗闪长（斑）岩和相关的斑岩-矽卡岩铜多金属矿床，其成岩成矿时间在 175～155Ma 之间。如果岩浆系统有较少地壳物质加入，则形成德兴式斑岩铜矿-浅成低温热液型铅锌银矿-脉状金矿系统（包括永平、大宝山、七宝山、铜山口等矿床），当该岩浆在上侵过程有较多的地壳物质的加入，则形成斑岩铜钼矿和斑岩-矽卡岩-脉状铜铅锌矿床，甚至矽卡岩-脉状铅锌银矿床（包括圆珠顶、水口山、桃林和营前等）。在钦杭带中段的湘东-湘南地区，可能由于该期含矿岩浆与接踵而至的含钨锡花岗质岩浆的混合或先后侵位，形成了一系列铜铅锌与钨锡共生的矿床，例如，黄沙坪、宝山、野鸡尾等矿床。

随着大洋板块持续低角度俯冲，大陆地壳不断加厚，在弧后地区出现一系列 NE 向岩石圈伸展带和深大断裂，在 160～150Ma 期间大规模岩浆侵位爆发式出现在南岭及其邻区，主要沿着大断裂展布，尤其是在 NE 向深大断裂与 EW 向古老深大断裂交汇部位是岩浆活动的中心。钦杭结合带正是这一大规模成岩成矿事件的西部边界（图 7），也是重要的岩浆活动中心带，沿其不仅有大量花岗岩体侵位，而且形成了全球规模最大的钨锡钼铋多金属成矿带。毛景文等（2007，2008）推测可能是俯冲板片在晚侏罗世于南岭及邻区开天窗或撕裂，导致发生大规模的岩浆活动和钨锡多金属的成矿事件。该期在南岭及邻区的花岗质岩总体上是过铝质超酸性高分异岩石（华仁民等，2005a），但沿钦杭结合带中段的锡田、千里山、骑田岭、贵东、佛冈、姑婆山-花山和九嶷山岩体显示出有地幔物质的加入，并且碱质元素含量较高。因此，李献华等（2007）称之为高分异 I 型花岗岩，付建明等（2004），柏道远等（2005）和蒋少涌等（2008）称之为 A 型花岗岩。此外，可能正是由于板片撕裂或开天窗事件，巨大的能量引发流体向外流动以及区域受热而产生一系列对流循环系统和低温成矿事件，在南岭西北及北部地区出现 Sb-Hg-Au 矿化，例如，锡矿山锑矿和沃溪锑金矿的成矿时代为 155.1±1.1Ma～156.3Ma（Hu et al.，1996；Peng et al.，2003）和 144.8±11.7Ma（史明魁，1993）。

在过去几年，对于包括钦杭带在内的华南地区中生代成矿作用研究表明，成矿作用在时间上可以分为晚三叠世、中晚侏罗世和白垩纪三次成矿高峰

万方数据

（毛景文等，2004b；2007，2008；华仁民等，2005b）。但是，最近地质调查和研究工作发现在武夷山北侧，以冷水坑为代表的一批铅锌银矿和铜钼铅锌银矿及其治头岭浅成低温热液型金矿形成于早白垩世，时代为 151～135Ma，成因上与火山岩-次火山岩活动有关。这一成岩成矿事件在时间上与扬子地块北缘的长江中下游铜多金属成矿带中的斑岩-矽卡岩型 Cu-Mo-Au-Fe 矿床系统相吻合（毛景文等，2004a），这似乎表明沿钦杭结合带的最东端在晚侏罗世-早白垩世曾发生过一次伸展过程。从岩石地球化学和 Sr/Nd 同位素数据判断，该期的火山岩-次火山岩与银山矿区的火山岩-次火山岩明显不同，主要显示为地壳物质来源。因此，很可能与岩石圈局部底侵，地壳物质重熔成岩成矿有关。究竟为什么在晚侏罗世-早白垩世在武夷山北坡发生局部伸展事件，目前尚不清楚。

135Ma 之后，中国大陆，乃至东亚大陆边缘处于持续伸展阶段，Goldfarb et al.（2007），毛景文等（2007，2008），Mao et al.（2008a，2008b，2009）认为应归属于太平洋板块运动方向发生转向，由原来的斜俯冲转向几乎平行大陆边缘运动。在华南地区，成矿作用集中发生在火山盆地、断陷盆地和变质核杂岩中。拆离构造是主要的控矿构造，而与成矿有关的岩石显示为多来源，抑或是与紫金山斑岩-浅成低温热液型铜金银矿有关的花岗闪长岩类，以上地幔-下地壳来源为主，抑或以银岩、个旧和大厂锡矿为代表，花岗岩来源于上地壳。这一期成矿作用在钦杭带仅仅出现在西南段的云开-大瑶山地区，而且矿化强度大，矿床类型多，绝大多数矿床分布在盆地及其周缘。事实上，粤西-桂东南地区白垩纪矿化是中国东部大陆边缘成矿的一部分，也可能正是由于沿古钦杭结合带，也就是具有“伤疤”的薄弱地带，壳幔相互作用强烈，成岩成矿不仅强度大，而且出现多样性，各种类型矿产，钨锡钼铜铅锌金银锰在 100～80 Ma 时间段巨量聚集。

4　存在主要问题及进一步找矿勘查的思考

4.1　存在主要问题

钦杭带作为一个单独的新列成矿带，最近几年刚开始受到关注和专门研究，有不少问题有待于厘定，这些基础问题的解决将进一步提高找矿的效率。

（1）尽管在云开地区和湘东平江发现了两处新元古代蛇绿岩的残片，但钦杭结合带从萍乡向西和西南延伸仍然不十分清楚，扬子与华夏陆块碰撞拼贴方式和演化过程也有待于厘定。

（2）自从 20 世纪 60 年代以来，对于永平、枫林、大宝山、云浮和大降坪等矿区的层状矿体存在同生与后生成矿的争议，随着同位素年龄测试技术的精度增高和成矿物质来源示踪方法的开拓，这一问题已经到了破解的边缘。

（3）沿钦杭成矿带从南到北，剪切带型和破碎蚀变岩型金矿广泛分布，但他们的形成时代、机制和成因及其建立合理矿床模型，是一个重要的科学问题，有待于查明。

（4）尽管已经初步探索了成矿峰期的动力学背景，但仅仅是开始，有待于进一步深化。

4.2　找矿勘查思考

钦杭成矿带不是一个简单的造山带，目前所探明的主要矿产资源并不是在新元古代造山前、造山过程和造山后形成，而是在中生代大陆板内演化过程形成。矿床的分布特点并不一定局限在缝合带及其附近，整个区带从南到北的宽度不相同。不同地段矿床类型和成矿时代取决于钦杭结合带复活的强度、次数和牵引的动力学机制。就目前来看，在东北段的德兴-东乡和武夷山北坡和西南段的云开隆起-大瑶山（粤西-桂东南）至少经历了中侏罗世或中晚侏罗世和白垩纪两次成矿作用的复合，也就是线性分布的斑岩-矽卡岩铜铅锌金银多金属矿床带与白垩纪以盆地为核心的多样化矿产资源共存。在粤西地区，也存在与晚侏罗世酸性花岗岩有关的钨锡多金属矿床系列（例如大绀山花岗岩体内外接触带中的矿床），应该是 3 次成矿峰期的叠加。就整个成矿带而言，云开隆起-大瑶山和武夷山北坡找矿勘查程度低，找矿前景好。在钦杭带中段，仅有两期成矿事件的叠加，即中晚侏罗世的斑岩-矽卡岩铜铅锌金银多金属矿床带与晚侏罗世的花岗岩有关的矽卡岩-云英岩-石英脉型钨锡多金属矿床的复合。由于中晚侏罗世的斑岩-矽卡岩铜铅锌金银多金属成矿作用从东到西成矿时间越来越新（大约从 175Ma 到 155Ma），在中段和中南段两种不同来源的岩浆在比较短时间内先后侵位，甚至在小范围可见两者复合叠加在一起。因此，在找矿过程中应关注闪长斑岩、花岗闪长斑岩与花岗岩或花岗斑岩的叠加，可能指示出与酸性花岗岩有关的钨锡多金属矿床和与中酸性花岗岩类有关的斑岩-矽卡岩-脉状铜铅锌银矿床的复合，如果已知一种类型矿床，应探寻另一种类型矿床。

万方数据

尽管钦杭带作为一个新成矿带，但位于华南板内，而且主要矿产形成于中生代，因而，其各类型矿床的成矿作用已经有比较多研究，前人提出的成矿模式或矿床模型，对于钦杭带中找矿勘查具有较好的指导作用。毛景文等(2009)在前人工作基础上归纳出华南地区中生代四种矿集区尺度的矿床模型，也适于钦杭结合带找矿评价工作。对于寻找各类矿床成矿系列或亚系列而言，都有必要参照矿床模型，开展综合找矿评价，例如，在斑岩-矽卡岩型铜钼金矿外围找脉状铅锌矿和脉状金矿，在矽卡岩和脉状钨锡矿外围也要寻找脉状铅锌矿和金矿，而在白垩纪盆地中可能有不同来源的岩体和不同类型矿产资源组合的复合叠加。

此外，通过深入的基础地质研究，构建元古代扬子与华夏古陆相互作用的演化历史，以此为基础，关注在不同地质演化历史和不同构造环境寻找相应的矿产资源组合。其中的细碧角斑岩是寻找块状硫化物型 Cu-Zn 矿床的重要目标，而造山晚期和期后的花岗岩可能与钨锡多金属矿床有关，碰撞造山形成的走滑断裂是金矿的重要赋矿环境。

常印佛院士是矿产资源研究与勘查学界著名科学家，曾在长江中下游地区找矿勘查做出过突出贡献，他所提出的层控矽卡岩概念深化了斑岩-矽卡岩型矿床系统，他所倡导的立体填图和立体找矿的新思路正在为大家所接受和开始实践。2011 年 7 月是常先生 80 华诞，撰写此文以表热烈恭贺。

注 释

❶ 广东省地质调查院. 2006. 广东云浮大绀山地区地质矿产图(1∶50000)(内部资料).

参 考 文 献

柏道远，陈建超，马铁球，王先辉. 2005. 湘南骑田岭岩体 A 型花岗岩的地球化学特征及其构造意义. 岩石矿物学杂志，24(4)：255～272.

蔡明海，陈开旭，屈文俊，刘国庆，付建明，印建平. 2006. 湘南荷花坪锡多金属矿床地质特征及辉钼矿 Re-Os 测年. 矿床地质，25(3)：263～268.

蔡明海，彭松柏，孟祥金，刘国庆. 2001. 桂东—粤西地区中生代成矿规律及动力学机制探讨. 华南地质与矿产，(2)：35～42.

陈国达. 1959. 中国地台"活化区"的实例并兼论"华夏古陆"问题. 地质学报，39(3)：227～241.

陈海泓，肖文交. 1998. 多岛海型造山作用——以华南印支期造山带为例. 地学前缘，5(增刊)：95～102.

陈懋弘，梁金城，张桂林，李文杰，潘罗忠，李容森. 2006. 加里东期扬子板块与华夏板块西南段分界线的岩相古地理制约. 高校地质学报，12(1)：111～122.

陈毓川，裴荣富，王登红. 2006. 三论矿床的成矿系列问题. 地质学报，80(10)：1501～1508.

陈毓川，裴荣富，张宏良，白鸽，李崇佑，胡永嘉，刘后群，冼柏琪. 1989. 南岭地区与中生代花岗岩类有关的有色及稀有金属矿床地质. 北京：地质出版社，1～507.

程裕淇. 1994. 中国区域地质概论. 北京：地质出版社，1～520.

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.

董树文，张岳桥，龙长兴，杨振宇，季强，胡建民，陈宜化. 2007. 中国侏罗纪构造变革与燕山运动新诠释. 地质学报，81(11)：1449～1461.

杜均恩，马超槐，魏琳. 1996. 广东长坑金银矿地球化学特征. 广东地质，(1)：49～59.

付建明，马昌前，谢才富，张业明，膨松柏. 2004a. 湖南骑田岭岩体东缘莱岭岩体 SHRIMP 锆石定年及其意义. 中国地质，31(1)：96～100.

付建明，马昌前，谢才富，张业明，膨松柏. 2004b. 湖南九嶷山复式花岗岩体 SHRIMP 锆石定年及其意义. 大地构造与成矿学，28(4)：370～378.

甘晓春，李惠民，孙大中，金文山，赵凤清. 1995. 浙西南古元古代花岗质岩石的年代. 岩石矿物学杂志，14(1)：1～8.

甘晓春，李惠民，孙大中，庄建民. 1993. 闽北前寒武纪基底的地质年代学研究. 福建地质，12(1)：17～31.

甘晓春，赵凤清，金文山，孙大中. 1996. 华南火成岩中捕获锆石的早元古代—太古宙 U-Pb 年龄信息. 地球化学，25(2)：112～119.

高林志，杨明桂，丁孝忠，刘燕学，刘训，凌联海，张传恒. 2008. 华南双桥山群和河上镇群凝灰岩中的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄——对江南新元古代造山带演化的制约. 地质通报，27(10)：1744～1751.

郭福祥. 1994a. 广西大地构造单元. 桂林冶金地质学院学报，14(3)：233～243.

郭福祥. 1994b. 华南大陆四次裂陷和中生代南代造山带. 安徽地质，4(1)：10～21.

郭福祥. 1996. 是南华陆上三向造山带不是华南三叠纪碰撞造山带. 广西地质，9(1)：79～90.

郭令智，施央申，马瑞士. 1980. 华南大地构造格架和地壳演化. 第 26 届中际地质大会国际交流学术论文集. 北京：地质出版社，109～116.

郭令智，施央申，马瑞士. 1986. 江南元古代板块运动和岛弧构造的形成和演化. 国际前寒武纪地壳演化讨论会议论文集(构造地质). 北京：地质出版社，1∶30～37.

郭令智，施央申，沈修志，卢华复，马瑞士，左国朝. 1965. 论地质构造的形成和发展的二种型式——继承和上叠(以皖南浙西加里东地槽系的加里东和华力西构造、宁镇山脉侏罗系构造形成和发展的研究为例). 见：陈国达，郭令智，张伯声，(等). 主编. 中国大地构造问题. 北京：科学出版社，53～65.

郭新生，陈江峰，张巽，汤加富，谢智，周泰禧，刘玉龙. 2001. 桂东南富钾岩浆杂岩的 Nd 同位素组成：华南中生代地幔物质上涌事件. 岩石学报，17(1)：19～27.

贺菊瑞，王爱国，芮行健，曾勇，李春海. 2008. 江西弋阳铁砂街中

万方数据

元古代海底火山喷流成矿作用. 资源调查与环境, 29(4): 261～269.

洪大卫, 谢锡林, 张季生. 2002. 试析杭州-诸广山—花山高 ε_{Nd} 值花岗岩带的地质意义. 地质通报, 21(6): 348～354.

胡雄健, 许金坤, 童朝旭. 1991. 浙西南前寒武纪地质. 北京:地质出版社, 1～278.

胡雄健,许金坤,童朝旭, 陈程华. 1992. 浙西南中元古界龙泉群的地质年代学. 地质论评, 38(3): 271～277.

华仁民, 陈培荣, 张文兰, 陆建军. 2005b. 论华南地区中生代 3 次大规模成矿作用. 矿床地质, 24(2): 99～107.

华仁民, 陈培荣, 张文兰, 姚军明, 林锦富, 张展适, 顾晟彦. 2005a. 南岭与中生代花岗岩类有关的成矿作用及其大地构造背景. 高校地质学报, 11(3): 291～304.

华嵘辉, 吴德来, 余祖寿, 成镇高, 李元宝, 罗国辉, 刘消清. 2008. 江西上饶黄柏坑铅锌(铜银)矿床地质特征及找矿标志. 福建地质, 27: 361～367.

黄汲清, 任纪舜, 姜春发, 张之孟, 许志琴. 1977. 中国大地构造基本轮廓. 地质学报, (2): 117～135.

黄汲清. 1954. 中国主要地质构造单位. 北京:地质出版社, 1～154.

黄汲清. 1960. 中国地质构造基本特征的初步总结. 地质学报, 40(1): 1～37.

黄启勋. 2000. 广西若干重大基础地质特征. 广西地质, 13(3): 3～12.

黄有年. 1992. 浙江西裘含铜块状硫化物矿床特征及成矿模式. 地质找矿论丛, 7(3): 22～34.

蒋少涌, 赵葵东, 姜耀辉, 戴宝章. 2008. 十杭带湘南-桂北段中生代 A 型花岗岩带成岩成矿特征及成因讨论. 高校地质学报, 14(4): 496～509.

雷泽恒,陈富文,陈郑辉,许以明,龚述清,李华芹,梅玉萍,屈文俊,王登红. 2010. 黄沙坪铅锌多金属矿成岩成矿年龄测定及地质意义. 地球学报,31(4):532～540.

李继亮, 孙枢, 许靖华, 陈海泓, 彭海波, 王清晨. 1989. 南华夏造山带构造演化的新证据. 地质科学, (3): 217～225.

李江海, 穆剑. 1999. 我国境内格林威尔期造山带的存在及其对中元古代末期超大陆再造的制约. 地质科学, 34(3): 259～272.

李四光. 1951. 受了歪曲的亚洲大陆. 地质论评, (1): 29.

李献华, 李武显, 李正祥. 2007. 再论南岭燕山早期花岗岩的成因类型与构造意义. 科学通报, 52: 981～991.

李献华, 李武显, 王选策, 李秋立, 刘宇, 唐国强. 2009. 幔源岩浆在南岭燕山早期花岗岩形成中的作用:锆石 Hf-O 同位素制约. 中国科学(D 辑), 39(7): 872～887.

李献华, 李正祥, 葛文春, 周汉文, 李武显, 刘颖. 2001. 华南新元古代花岗岩的锆石 U-Pb 年龄及其构造意义. 矿物岩石地球化学通报, 20(4): 271～273.

李献华, 王选策, 李武显, 李正祥. 2008. 华南新元古代玄武质岩石成因与构造意义:从造山运动到陆内裂谷. 地球化学, 37(4): 382～398.

李献华, 周汉文, 刘颖, 李寄嵎, 陈正宏, 于金生, 桂训唐. 2000. 粤西阳春中生代钾玄质侵入岩及其构造意义:岩石学和同位素地质年代学. 地球化学, 29(6): 513～520.

李献华, 周汉文, 刘颖, 李寄嵎, 孙敏, 陈正宏. 1999. 桂东南钾玄质岩浆岩带的厘定. 科学通报, 44(18): 1992～1998.

李献华. 1998. 华南晋宁期造山运动——地质年代学和地球化学制约. 地球物理学报, 41(增刊), 184～194.

李晓峰, Watanabe Yasushi, 华仁民, 毛景文. 2008. 华南地区中生代 Cu-(Mo)-W-Sn 矿床成矿作用与洋岭/转换断层俯冲. 地质学报, 82(5): 625～640.

李新芝, 黄贺, 曾晓建, 陈正钱. 2003. 赣东北德兴矿集区成矿特征. 矿产与地质, (增刊): 331～334.

刘宝珺, 许效松, 潘杏南, 黄慧琼, 徐强. 1993. 中国南方古大陆沉积、地壳演化与成矿. 北京:科学出版社, 1～236.

刘迅,申世亮. 1994. 江西银山多金属矿田矿化分布特征及构造控岩控矿作用. 江西地质,8(2):91～102.

龙汉春. 1983. 铜山岭多金属矿床的成因特点和矿质来源. 大地构造与成矿学, 7(3): 198～208.

路远发,马丽艳,屈文俊,梅玉萍,陈希清. 2006. 湖南宝山铜—钼多金属矿床成岩成矿的 U-Pb 和 Re-Os 同位素定年研究. 岩石学报,22(10):2483～2492.

罗小洪, 余忠珍, 丁少辉, 林黎, 吴光明. 2006. 江西万载县罗城铜矿地质特征及找矿前景. 华南地质与矿产, (1): 28～33.

马瑞士, 卢华夏, 叶尚夫. 1994. 论扬子古陆东南边缘造山带形成时代. 安徽地质, 4(1～2): 58～69.

毛景文, Stein H, 杜安道, 周涛发, 梅燕雄, 李永峰, 藏文栓, 李进文. 2004a. 长江中下游地区铜金(钼)矿 Re-Os 年龄测定及其对成矿作用的指示. 地质学报, 78(1): 121～131.

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. 地质论评, 55(3): 347～354.

毛景文, 谢桂青, 郭春丽, 陈毓川. 2007. 南岭地区大规模钨锡多金属成矿作用:成矿时限及地球动力学背景. 岩石学报, 23(10): 2329～2338.

毛景文, 谢桂青, 郭春丽, 袁顺达, 程彦博, 陈毓川. 2008. 华南地区中生代主要金属矿床时空分布规律和成矿环境. 高校地质学报, 14: 510～526.

毛景文, 谢桂青, 张作衡, 李晓峰, 王义天, 张长青, 李永峰. 2005. 中国北方中生代大规模成矿作用的期次及其地球动力学背景. 岩石学报, 21(1): 169～188.

毛景文, 谢桂青,李晓峰, 张长青, 梅燕雄. 2004b. 华南地区中生代大规模成矿作用与岩石圈多阶段伸展. 地学前缘, 11(1): 45～55.

毛景文, 张建东, 郭春丽. 2010. 斑岩铜矿—浅成低温热液银铅锌远接触带热液金矿矿床模型:一个新的矿床模型. 地球科学与环境学报, 32(1): 1～14.

毛伟雄, 华杰雄. 2001. 治头岭金银矿床成矿地球化学特征及矿床成因分析. 南方冶金学院学报, 22: 253～258.

孟祥金, 董光裕, 刘建光. 2007. 江西冷水坑斑岩型铅锌银矿床. 北京:地质出版社, 24～55.

彭松柏, 付建明, 刘云华. 2004. 大容山-十万大山花岗岩带中 A 型紫苏花岗岩、麻粒岩包体的发现及意义. 科学技术与工程, 4(10): 832～834.

祁昌实, 邓希光, 李武显, 李献华, 杨岳衡, 谢烈文. 2007. 桂东南大容山-十万大山 S 型花岗岩带的成因:地球化学及 Sr-Nd-Hf 同位素制约. 岩石学报, 23(2): 403～412.

丘元禧, 陈焕疆. 1993. 云开大山及其邻区地质构造论文集. 北京:地质出版社, 1～74.

万方数据

丘元禧，夏亮辉. 1994. 中国东部及邻区中新生代大陆边缘性质讨论. 中国区域地质，(3)：258～267.

任纪舜，陈廷愚，牛宝贵，刘志刚，刘凤仁. 1990. 中国东部及邻区大陆岩石圈的构造演化与成矿. 北京：科学出版社，1～230.

任纪舜，郝杰，肖黎薇. 2002. 回顾与展望：中国大地构造学. 地质论评，48(2)：113～124.

任纪舜，姜春发，张正坤 秦德余. 1980. 中国大地构造及其演化. 北京：科学出版社，1～152.

任纪舜，王作勋，陈炳蔚. 2000. 从全球看中国大地构造——中国及邻区大地构造图简要说明. 北京：地质出版社，1～50.

任纪舜. 1960. 试论中国东南部的大地构造性质. 地质论评，20(3)：132～133.

任纪舜. 1964. 中国东南部泥盆纪前几个大地构造问题的初步探讨. 地质学报，44(4)：418～431.

史明魁，傅必勤，靳西祥. 1993. 湘中锑矿. 长沙：湖南科学技术出版社，1～110.

舒良树，施央申，郭令智，等. 1995. 江南中段板块—地体构造与碰撞造山运动学. 南京：南京大学出版社，1～174.

舒良树，周新民，邓平，余心起. 2006. 南岭构造带的基本地质特征. 地质论评，52(2)：251～265.

舒良树，周新民. 2002. 中国东南部晚中生代构造格架. 地质论评，48(3)：249～260.

舒良树. 2006. 华南前泥盆纪构造演化：从华夏地块到加里东期造山带. 高校地质学报，12(4)：418～431.

水涛，徐步台，谍如华，邱郁双. 1988. 中国浙闽变质基底地质. 北京：科学出版社，1～85

水涛. 1986. 绍兴—江山古陆对接带. 科学通报，31(6)：444～448.

水涛. 1987. 中国东南大陆基底构造格局. 中国科学(B辑)，(4)：414～422.

水涛. 1995. 华夏碰撞造山带. 浙江地质，11(2)：25～32.

孙晓明，陈文，王敏，薛婷，孙凯，陈炳辉. 2003. 微细浸染型金矿激光微区$^{40}Ar/^{39}Ar$等时线测年：以长坑大型金矿为例. 科学通报，48(12)：1355～1358.

覃小锋，潘元明，李江，李容森，周府生，胡贵昂，钟锋运. 2006. 桂东南云开地区变质核杂岩锆石 SHRIMP U-Pb 年代学. 地质通报，25(5)：553～559.

覃小锋，夏斌，周府生，胡贵昂，李广宇，谢凌峰，周开华，潘艺文. 2007. 广西云开地区元古代不整合事件的确定及其构造意义. 现代地质，21(1)：22～30.

覃小锋，周府生，胡贵昂，李广宇，谢凌峰，周开华，黄锡强，潘艺文. 2005. 云开地块北缘 MORB 型火山岩的首次发现及其大地构造意义. 地质科技情报，24(3)：20～24.

汤加富，姚穗. 2000. 对安徽及邻区若干重要基础地质问题的认识. 安徽地质，10(2)：103～110.

汤加富. 1994. 华南变质基底的组成、边界与构造演化(研究综述). 安徽地质，4(1-2)：104～111.

万全柏. 2005. 东坡矿田与千里山岩体有关的铅锌矿床深部锡资源潜力及找矿方向. 华南地质与矿产，(3)：24～29

王彬，舒良树，杨振宇. 2006. 赣闽粤地区早、中侏罗世构造地层研究. 地层学杂志，30(1)：42～49

王汉荣. 2004. 广西基础地质若干问题. 南方国土资源报，(3)：20～22.

王鸿祯. 1986. 中国华南地区地壳构造发展的轮廓. 华南地区古大陆边缘构造史. 武汉：武汉地质学院出版社，1～15.

王剑. 2000. 华南新元古代裂谷盆地沉积演化——兼论与 Rodinia 解体的关系. 北京：地质出版社，1～146.

王岳军，范蔚茗，郭峰，李旭. 2001. 湘东南中生代花岗闪长质小岩体的岩石地球化学特征. 岩石学报，17(1)：169～176.

王执均，赵筱福. 1980. 西裘铜矿矿床特征及其成因探讨. 地质与勘探，(2)：19～25.

吴根耀. 2000. 华南的格林威尔造山带及其坍塌：在罗迪尼亚超大陆演化中的意义. 大地构造与成矿学，24(2)：112～123.

伍广宇，梁 伟，魏 琳，李晓焰. 2001. 广东省三水盆地及西缘喜马拉雅期内生成矿的地质特征与同位素年代学证据. 见：陈毓川，王登红，主编. 喜马拉雅期内生成矿作用研究. 北京：地震出版社. 117～129.

夏斌. 1984. 广西龙胜元古代二种不同成因蛇绿岩岩石地球化学及侵位方式研究. 南京大学学报(自然科学版)，(3)：554～566.

谢家荣. 1961. 中国大地构造问题. 地质学报，41(2)：218～229.

许靖华，孙枢，李继亮. 1987. 是华南造山带而不是华南地台. 中国科学(B辑)，17(10)：1107～1115.

许靖华，孙枢，王清晨. 1998. 中国大地构造相图(1∶4000000). 北京：科学出版社.

许靖华. 1980. 薄壳板块构造模式与冲撞造山运动. 中国科学，23(11)：1081～1089.

许以明，龚述清，江元成，雷泽恒，李玉生. 2007. 湖南黄沙坪铅锌矿深部遍布找矿远景分析. 地质与勘探，43(1)：38～43.

杨锋，李晓峰，冯佐海，白艳萍. 2009. 栗木锡矿云英岩化花岗岩白云母$^{40}Ar/^{39}Ar$年龄及其地质意义. 桂林工学院学报，29(1)：21～24.

杨明桂，黄水保，楼法生，唐维新，毛素斌. 2009. 中国东南陆区岩石圈结构与大规模成矿作用. 中国地质，36(3)：528～543.

杨明桂，梅勇文. 1997. 钦-杭古板块结合带与成矿带的主要特征. 华南地质与矿产，(3)：52～59.

杨明桂，王发宁，曾勇. 2002. 赣东北地区的成矿环境与成矿作用. 资源调查与环境，23(2)：122～129.

姚军明，华仁民，林锦富. 2005. 湘东南黄沙坪花岗岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年及岩石地球化学特征. 岩石学报，21 (3)：688～696.

于津海，O'Reilly Y S，王丽娟，Griffin W L，蒋少涌，王汝成，徐夕生. 2007. 华夏地块古老物质的发现和前寒武纪地壳的形成. 科学通报，52 (1)：11～18.

余达淦，管太阳，王贵金. 1993. 闽、浙、赣边境晚元古代早期地层特征及与板溪群对比. 东华理工学院学报(自然科学版)，(4)：320～333.

余达淦. 1994. 再论华南(东)晋宁-加里东海盆地形成、演化及封闭. 安徽地质，4(1～2)：96～103.

袁忠信，吴良士，张宗清，叶笑江. 1991. 闽北麻源群 Sm-Nd、Rb-Sr 同位素年龄研究. 岩石矿物学杂志，19(3)：127～133.

曾昭健. 1993. 郴州—桂阳地区内生金属矿床成矿系列与矿床模式. 湖南地质，12(1)：17～22.

张家菁，吴木森，陈郑辉，刘善宝，李立兴，邱良明，吴斌，黄安杰，祝平俊. 2009. 江西省上饶县金竹坪钼多金属矿床成矿年代学研究. 岩矿测试，28(3)：228～232.

万方数据

张文佑. 1959. 中国大地构造纲要及 1∶400 万中国及邻区大地构造图. 中国科学院地质研究所专刊第 1 号. 北京:科学出版社.

张业明, 彭松柏. 2000. 云开元古宙陆壳基底年代格架及华南前震旦纪构造演化初论. 华南地质与矿产, (1): 1～10.

张岳桥, 徐先兵, 贾东, 舒良树. 2009. 华南早中生代从印支期碰撞构造体系向燕山期俯冲构造体系转换的变形记录. 地学前缘, 16(1): 234～247.

赵崇贺, 何科昭, 周正国, 乐昌硕, 聂泽同, 郎道乾, 叶楞. 1996. 关于华南大地构造问题的再认识. 现代地质, 10(4): 512～517.

钟增球, 游振东, 周汉文, 韩郁菁. 1996. 两广云开隆起区基底的组成演化及其基本结构格局. 中国区域地质, (1): 36～42.

周国强, 郑有铭, 吴安生. 1996. 两广云开地区前震旦纪地层. 中国区域地质, (4): 296～302.

周新民, 李显武. 2002. 中国东南部晚中生代花岗质火山-侵入杂岩形成的构造岩浆模式. 见:王德滋, 周新民, 主编. 中国东南部晚中生代花岗质火山-侵入杂岩成因与地壳演化. 北京:科学出版社, 273～295.

周新民, 朱云鹤. 1992. 江绍断裂带的岩浆混合作用及其两侧的前寒武纪地质. 中国科学(B辑), (3): 296～303.

周新民, 朱云鹤. 1993. 中国东南部晚元古代碰撞造山带与地缝合带的岩石学证据. 见:李继亮主编,东南大陆岩石圈结构与地质演化. 北京:冶金工业出版社, 87～97.

周新民, 主编. 2007. 南岭地区晚中生代花岗岩成因与岩石圈动力学演化. 北京:科学出版社,1～691.

周新民, 邹海波, 杨杰东, 王银喜. 1989. 安徽歙县伏川蛇绿岩套的 Sm-Nd 等时线年龄及其地质意义. 科学通报, (16): 1243～1245.

Gilder S A, Gill J, Coe R S, Zhao X, Liu Z, Wang G. 1996. Isotopic and paleomagnetic constraints on the Mesozoic tectonic evolution of South China. Journal of Geophysical Research, 101: 16137～16154.

Goldfarbl R J, Hart C, Davis G, Geoves D. 2007. East Asian gold: Deciphering the anomaly of Phanerozoic gold in Precambrian cratons. Economic Geology, 102(3): 341～345.

Grabau A W. 1924. Stratigraphy of China, Part 1, Paleozoic and Older. Beijing: The National Geological Survey of China, Ministry of Agriculture and Commerce, 528.

Hsu K J. 1981. Thin-skinned plate tectonic model for collision-type orogenesis. Science in China (A), 24(1): 100～110.

Hsu K J, Sun S, Li J L, Chen H H, Pen H P, Sengor A M C. 1988. Mesozoic overthrust tectonics in South China. Geology, 16: 418～421.

Hu X, Pei R, Zhou S. 1996. Sm-Nd dating for antimony mineralization in the Xikuangshan deposit, Hunan, China. Resource Geology, 46(4): 227～231.

Huang T K. 1945. On major tectonic forms of China. Geol. Memoirs, Ser. A, 20: 1～165.

Li Z X, Li X H, Kinny P D, Wang J. 1999. The breakup of Rodinia: Did it start with a mantle plume beneath South China? Earth Planet Sci. Lett, 173(3): 171～181.

Mao J W, Xie G Q, Bierlein F, Ye H S, Q W J, Du A D, Pirajno F, Li H M, Guo B J, Li Y F, Yang Z Q, 2008a. Tectonic implications from Re-Os dating of Mesozoic molybdenum deposits in the East Qinling-Dabie orogenic belt. Geochimica et Cosmochimica Acta, 72: 4607～4626.

Mao J W, Wang Y T, Li H M, Pirajno F, Zhang C Q, Wang R T, 2008b. The relationship of mantle-derived fluids to gold metallogenesis in the Jiaodong Peninsula: Evidence from D-O-C-S isotope systematics. Ore Geology Reviews, 33: 361～381.

Peng J T, Hu R Z, Burnard P G. 2003. Samarium-neodymium isotope systematics of hydrothermal calcites from the Xikuangshan antimony deposit (Hunan, China): The potential of calcite as a geochronometer. Chemical Geology, 200(1～2): 129～136.

Shui T, Xu B T, Liang R H, Qiu Y S. 1986. Shaoxing-Jiangshan deep-seated fault zone, Zhejiang Province. Chinese Science Bulletin, 31(18): 1250～1255.

Shui T. 1988. Tectonic framework of the continental basement of southeast China. Science in China (Series B), 31(7): 885～896.

万方数据

Geological Characteristics of the Qinhang (or Shihang) Metallogenic Belt in South China and Spatial-Temporal Distribution Regularity of Mineral Deposits

MAO Jingwen, CHEN Maohong, YUAN Shunda, GUO Chunli

MLR Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Assessment, Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037

Abstract

The Qinhang belt is located along the Qinhang (Qinzhou Bay to Hangzhou Bay) or Shihang Shiwandashan Mt. to Hangzhou Bay) Neoproterozoic suture in South China, which separates the Yangtze craton and Cathaysian Blocks. The most ore deposits in the belt are Mesozoic age although they occurred along the Precambrian suture. Based on the previous researches we recognize these deposits in two episodes, i. e. Neoproterozoic marine exhalative Cu-Zn deposits, and Yanshanian granitoids related W-Sn-Cu-Pb-Zn deposits. The latter can be subdivided in Mid-Late Juarassic porphyry-skarn-vein polymetallic copper deposits, Late Jurassic granite related W-Sn deposits, and Cretaceous epithermal Au-Ag-Pb-Zn-Sn deposits. After descriptions of the basic characteristics, ore-forming mechanics, spatial-temporal distribution of these deposits it is proposed that the Neoproterozoic marine exhalative Cu-Zn deposits occurred in the foreland basins of the oceanic islands whereas the Mid-Late Juarassic porphyry-skarn-vein polymetallic copper deposits are related the high-K calc-alkaline granites derived locally from the remelt of the subducted Izanagi plate at 180～155 Ma along the ancient Precambrian suture. The large-scale Late Jurassic granite related W-Sn deposits associated with the crust-source granites with input of the mantle substances at 160～150 Ma, which are inferred to be the result from subducted plate window in the central part in South China and bounded in west by the Qinhang suture, where a lot of large and supper large tin and tungsten deposits developed. After 135Ma the subducted oceanic plate changed its motion direction to be along northeast, paralleling the Eurasian continental margin, which induced the large-scale lithospheric extension. Therefore, the all Cretaceous epithermal Au-Ag-Pb-Zn-Sn deposits developed within the volcanic basins and faulting basins at 120～90 Ma along the Eurasian continental margin.

Key words: porphyry-skarn-veined Cu-Pb-Zn deposits; W-Sn deposits related to granitoids; Mid-Late Jurassic; Cretaceous basins; mineralogenetic variety; Qin-Hang metallogenic belt; South China

万方数据