

矿床形成深度与深部成矿预测

张德会¹, 周圣华², 万天丰¹, 席斌斌¹, 李建平¹

ZHANG De- hui¹, ZHOU Sheng- hua²,

WAN Tian- feng¹, XI Bin- bin¹, LI Jan- ping¹

1. 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京 100083; 2. 有色金属矿产地质调查中心, 北京 100021

1. School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China;

2. China Nonferrous Metals Resource Geological Survey, Beijing 100021, China

摘要: 阐述了不同类型内生矿床的成矿深度和金属沉淀的垂直范围。热液成矿作用的深度下限可以下降到10000~12000 m。不同类型矿床的成矿深度范围与成矿时的具体地质构造特征有关, 且有很大的变化空间。金属矿床的形成深度受成矿母岩岩浆侵位深度的约束, 而岩浆侵位的深度又与岩浆中挥发组分的数量、流体释放的时间、成矿元素的矿物/熔体和溶液/熔体分配系数等因素有关。据此可以解释斑岩铜- (钼)、斑岩钼- (铜)和斑岩钨矿床形成深度的差异。地温梯度和多孔岩石的渗透率也与成矿深度有关。CO₂等挥发组分的溶解度对压力非常敏感, 因此流体包裹体地质压力计对于成矿深度的确定有重要的应用价值。在开展深部成矿预测和找矿时, 探寻隐伏岩体顶上带或岩钟是寻找深部与花岗岩有关的多金属矿床的捷径之一。

关键词: 成矿深度; 深部成矿预测; 热液矿床; 顶上带和岩钟; 深部隐伏岩体

中图分类号: P612 文献标志码: A 文章编号: 1671- 2552(2007)12- 1509- 10

Zhang D H, Zhou S H, Wan T F, Xi B B, Li J P. Depth of ore deposit formation and prognosis of deep-seated ore deposits. Geological Bulletin of China, 2007, 26(12):1509- 1518

Abstract: This paper deals with the depths of mineralization and vertical range of metal precipitation of different endogenic ore deposits. The lower limit of the depth of hydrothermal mineralization may reach 10- 12 km below the surface. The depth ranges of different types of deposit are closely related to the characteristics of particular geological structure and magmatism at the time of mineralization, and the ore deposits show a very large variation space. The depth of metal deposit formation is constrained by the depth of emplacement of parent ore magmas, while the depth of magmatic emplacement is in turn related to such factors as the quantity of volatile components in parent magmas, fluid separation time and partitioning coefficients between minerals and melts and between hydrothermal fluids and melts. Thus, we may explain the differences in mineralization depths of porphyry Cu (- Mo) deposits, porphyry Mo (- Cu) deposits and porphyry W deposits. The depths of mineralization are also related to geothermal gradients and permeability of porous rocks. Because the solubility of volatiles such as CO₂ is very sensitive to pressures, the use of the fluid inclusion geobarometer can be considered to determine the depth of mineralization. During prognosis and prospecting of deep-seated granite-related polymetallic ore deposits, it is important to look for the top belt or cupola of hidden intrusions.

Key words: Formation depth of ore deposits; prognosis of deep-seated ore deposits; hydrothermal ore deposit; top belt and cupola; hidden intrusion at depth

近年来随着国家危机矿山接替资源找矿项目的陆续实施, 关于隐伏矿床预测和深部找矿的理论研

究面临着新的挑战和发展契机。与深部找矿和成矿预测有关的一些理论问题, 如不同类型矿床的成矿

收稿日期: 2007- 08- 03; 修订日期: 2007- 09- 17

基金项目: 全国危机矿山接替资源找矿项目 (编号: 200636033) 和国家自然科学基金项目 (编号: 40573033和40173021) 资助。

作者简介: 张德会(1955-), 男, 教授, 博士生导师, 从事地球化学和应用地球化学的教学和研究。E-mail: zhdehui@cugb.edu.cn

深度、成矿的垂直范围、影响矿床形成深度的主要因素、成矿深度的判别、成矿压力的判别、矿床分带等问题的阐明将使深部找矿和成矿预测建立在地质地球化学的基础理论之上, 会极大地提高成矿预测的水平和深部找矿的成效。本文就所掌握的有关文献和研究成果对上述问题进行初步的阐述和探讨, 以内生金属矿床, 特别是热液矿床为研究对象, 以期抛砖引玉, 加快这方面的研究进展。

1 不同类型内生矿床的成矿深度

斯米尔诺夫^[1]指出, 不能否定在整个地壳范围内都存在热液矿床, 特别是过去地质时代的地壳厚度比现今的地壳厚度要小。许多内生矿床与各种岩浆作用有关, 因此与岩浆侵入作用关系密切的矿床的形成深度取决于岩浆的侵位深度。按照矿床与岩浆岩的空间和成因联系, Schneiderhohn^[1]将矿床从浅部到深部分为远成低温矿床、隐岩浆矿床、外岩浆矿床、岩浆缘矿床、岩浆内矿床等, 矿床类型从表成热液到中温热液矿床, 再到伟晶岩矿床和岩浆矿床, 形成深度从小于1 km到6 km, 最深可达10 km。斯米尔诺夫^[1]按矿床形成的深度分为近地表带(1~1.5 km)、浅成带(3~5 km)、深成带(5~10 km)和超深带(10~15 km)。近地表带形成火山一次火山型浅成热液矿床、金伯利岩型金刚石矿床和碳酸岩、碱性岩矿床; 浅成带矿床类型众多, 形成铜、镍、钽、铁的岩浆熔离型矿床, 铁、铜的矽卡岩矿床, 有色金属和金等的热液矿床; 深成带形成铁、铬、钽、铂的岩浆分凝矿床, 含稀有、有色、贵金属的矽卡岩矿床、热液矿床和主要的伟晶岩矿床, 包括部分变质矿床; 超深成带主要形成变质矿床。

伟晶岩浆是一种富含挥发分的残余岩浆, 其形成条件为: 残余岩浆含有丰富的挥发分, 但挥发分尚未饱和; 相对稳定的持续时间较长的结晶作用; 较好的封闭体系。绝大部分伟晶岩, 特别是花岗伟晶岩是在2~20 km区间形成的。浅成带上部和近地表不能形成伟晶岩。形成各种伟晶岩的压力从晶洞伟晶岩的100~200 MPa 稀有金属伟晶岩的200~400 MPa 白云母- 稀有金属伟晶岩的300~700 MPa 白云母伟晶岩的500~800 MPa 直到最深的深成伟晶岩(abysal)的400~900 MPa^[2]。以大陆地压梯度27 MPa/km计算^[3], 相当于4~30 km的深度。

与伟晶岩不同, 形成矽卡岩的条件是: 有足够

CaCO₃和SiO₂物质的供应; 异常的高温; 涉及1种以上流体相的固液平衡反应。反应形成的流体相如CO₂等能不断地被移出, 使反应向形成矽卡岩矿物的方向进行。CO₂等挥发分移出的条件是深度浅(压力小)或构造裂隙发育。因此矽卡岩的形成深度要小于伟晶岩的形成深度。根据形成深度将矽卡岩分为: 浅成相1~4 km、中深相4~15 km和深成相15~40 km^[4]。镁矽卡岩和钙矽卡岩的形成条件不同, 前者形成于岩浆期和所有的深度相, 在深成条件下也能形成于岩浆期后阶段; 而后者只能形成于岩浆期后阶段, 为典型的浅成相产物。大多数学者认为矽卡岩形成在浅部, 有些学者将其延伸至大于10 km的深度, 特别是含W矽卡岩^[5]。斯米尔诺夫^[1]认为, 矽卡岩矿床形成的最适宜深度在500~2000 m之间。与矽卡岩有关的金属矿床的形成深度与其成矿元素有关。浅部主要形成与I型花岗岩类有关的矽卡岩型铜-金矿床, 深部则形成与S型花岗岩类有关的矽卡岩型钨-锡矿床。矿床形成深度的差异与岩浆的氧化状态、结晶程度、流体分离时间等因素有关^[6]。

具有斑状结构的斑状岩石(斑岩-次火山岩)一般为浅成相(epizonal or hypabyssal), 也包括与它们成分相同的呈显晶质的深成相, 如石英闪长岩、二长岩、石英二长岩和花岗岩。斑状结构的发育与岩浆的化学成分、温度、压力、结晶时间等因素有关。此类岩石形成于地壳中100~200 MPa, 即1.5~4 km深度的浅成环境中, 形成温度为750~850^[7]。实际上斑岩矿床的形成深度变化很大, 可以从小于1 km的火山型斑岩矿床到深达10 km的深成岩型斑岩矿床。以美国的斑岩铜矿为例, 从形成于3 km深度的Red Mountain矿床、5 km深度的Santa Rita矿床、7 km深度的Bingham Canyon矿床, 直到10 km深度的Butte斑岩铜矿床^[8]。中国斑岩铜矿的形成深度也呈现较大的变化范围, 马拉松多斑岩岩浆侵位深度为0.5 km, 玉龙斑岩铜矿岩浆侵位深度为2.5~3 km, 德兴斑岩铜矿床岩浆侵位深度为3~4 km, 黑龙江多宝山斑岩矿床岩浆侵位的深度达4~6 km^[9]。对于不同矿种的斑岩矿床, 其形成深度与前述矽卡岩矿床类似, 浅部形成斑岩铜矿床, 较深部位形成斑岩钼矿床, 更深部位形成斑岩钨锡矿床^[10]。

热液矿床形成的深度一般小于5 km^[11]。将深度与温度相联系, 分为浅成低温热液矿床(epithermal)、中温中深热液矿床(mesothermal)和深成高温热液矿

床(hypothermal)^[7]。目前的研究已经有了很大的改变,如浅成矿床不一定是低温热液矿床,而中温矿床的形成深度也不一定是中等深度。

浅成热液矿床源自Lindgren^[12]对热液矿床的分类,指那些形成在浅部地壳(epizone)位置的矿床。根据对成矿环境,特别是对新西兰北岛Taupo火山岩带现代活动热液产物的研究,浅成热液矿床是指形成温度为160~270℃、形成压力相当于50~1000 m深度的热液矿床。20世纪70年代以来,在环太平洋地区发现了大量世界级的与活动火山或最新火山环境有关的浅成热液矿床。这是重要的金矿床类型。分为高硫化作用(HS)和低硫化作用(LS)浅成热液矿床。前者形成深度达1500 m,后者一般不超过1000 m,且可以出露地表,如泉华壳和热泉矿床。高硫化作用环境的更深部分会侵犯斑岩系统,表明高硫化作用浅成热液矿床的深部可以过渡到斑岩矿床。如菲律宾吕宋岛Lepanto浅成热液铜-金矿床与Far Southeast斑岩铜-金矿床都赋存在上新世晚期的火山岩中,二者空间上相距很近,浅成热液矿床位于斑岩矿床之上,而低硫化作用金-银矿化位于Lepanto-Far Southeast成矿系统几千米之外。这表明在高硫化作用矿床、低硫化作用矿床与斑岩矿床之间存在密切的空间和成因联系^[13]。

高温气化热液矿床——脉状钨、锡、钼矿床的形成温度为600~300℃,压力为20~100 MPa,形成深度为1.5~5 km,与中成—深成岩浆岩的关系密切,常产于岩体内外接触带或其附近。Cerny等^[2]阐述了与脉状钨锡矿床有关的花岗岩岩钟的结构和组成成分带。与锡、钼和/或钨矿化有关的花岗岩形成在高度分异的长英质侵入体的上部,与它们有关的接触变质晕形成在较浅的深度。侵入体上部形成岩钟、岩脊、高位小岩株、岩枝或岩脉群。岩石一般呈斑状到连续不等粒(seriate)结构,包括伟晶岩和细晶岩,向内和向下变为等粒结构的花岗岩。中国南岭地区石英大脉型钨矿床形成的深度更大,为4~8 km^[9]。

中温热液脉状金矿床(Mesothermal lode gold deposits),又称造山型金矿(orogenic gold ores)^[14],形成于不同时代的区域变质地体中,空间上与消减相关的热事件有关。金属元素的富集产生于增生(大洋-大陆板块相互作用)和碰撞(陆-陆碰撞)会聚板块边缘的压性到转换变形的过程中。在长期的碰撞过程中,含水的大洋沉积物和火山岩加入到大陆边缘,增

生楔或边缘增生带中赋存有不同地质时代的金矿床。剪切带、与剪切带伴生的含金石英脉及围岩形成的深度变化范围很大,从近地表(3~5 km)到中深成(15~20 km)的深度都能发生金的沉淀^[15]。

舍赫特曼等^[16]指出,“矿床形成深度”的概念有某些不明确之处,因为对深度不知作何理解:是矿石沉淀的上限?金属矿物分出的最大可能深度?还是矿体形成于其中的一个间隔(包括典型矿体的平均分布深度)?地表是成矿深度的上限,而成矿深度的下限则是该矿床标型金属矿物按温度已不能沉淀的深度,开放裂隙空腔的存在也是决定矿体形成极限深度的重要条件。从成矿预测的角度,金属沉淀的总垂直范围最具实用意义,这一范围直接决定了原则上进行深部勘查工作的垂直间隔,在详细勘探具体矿体或容矿带(中段、块段)向深部的可能延伸时成为首要问题。

石英脉型钨钼矿床与含矿岩体的顶部关系最为密切,据此可以查明影响这类矿化规模和富集程度的重要因素。脉状钨矿的含脉垂直范围为矿床中石英脉出露最高标高和延深最低标高之间的距离,包括石英脉或脉带上部和下部的无矿带在内;而含矿垂直范围指矿化的最高标高与最低标高之间的距离。南岭地区脉状钨矿床的含脉垂直范围为1400~100 m,而含矿垂直范围为1200~80 m^[17]或1100~150 m,这一规律被称为脉状钨矿床的“等深规则”(南岭钨矿成矿区划组,1986)。前苏联学者^[4]也指出,矿体垂直幅度在250~350 m以下的规模不大的脉状钨钼矿床主要赋存于内接触带中,垂直幅度达1200~1500 m的大型矿床则分布于岩体顶部的上方,只有矿床下部才局部伸入花岗岩中达200~250 m。这与南岭地区脉状钨矿床“五层楼分带”的模式类似。含脉垂直范围、含矿垂直范围及“等深规则”对石英脉型黑钨矿床的深部预测具有重要意义。

龙德克维斯特^[18]提出“大地水准面控矿原则”,即与花岗岩类有关的矿床形成时的大地水准面附近最有利于矿床形成并在成矿后保存下来。大地水准面是重力矢量的等势面,是大陆下面的世界大洋面,一般情况下决定了区域的侵蚀基准面、渗透水的渗透面、渗透水和深部上升水的混合面,代表了氧化和还原条件的交替带,因此会对成矿作用产生重要的影响。这一认识对于矿床形成深度和保存能力等的研究很重要,但是没有考虑地壳中多孔岩石的渗透

率及其变化, 岩浆的氧化还原状态, 挥发组分的含量及其出溶时间等对成矿深度的影响。在一定程度上, 成矿深度是根据控制流体流动的断裂裂隙的发育深度、温度变化与岩石脆韧性的变化等来推断的。大陆地壳多孔介质的渗透率足够大, 可使自由对流出现在大多数地热梯度环境中, 对流驱动或地形驱动的流动可以产生在15 km深度上, 而在走滑或张性断裂地区和低级区域变质地区, 流体可以渗透到至少15 km的深处。

综上所述, 矿床可以形成于比传统所认识的更大的深度空间中。考虑到科拉半岛和德国超深钻获得的资料, 热液成矿作用的下限可以下降到10000~12000 m^[16]或10000 m以下^[19]。而不同类型矿床成矿的深度范围与成矿时的具体地质构造特征有关, 可以有很大的变化空间。

2 热液矿床成矿深度的主要控制因素

金属矿床形成的深度与成矿母岩的形成深度有关。伟晶岩的形成深度决定了伟晶岩矿床的形成深度, 镁矽卡岩和钙矽卡岩的形成深度决定了与此相关的矽卡岩矿床的形成深度。与变质作用有关的中温脉状金矿床的形成深度受变质相的控制。浅成矿床(epizonal)与葡萄石-绿纤石相和低绿片岩相有关, 中深矿床(mesozonal)与高绿片岩相和角闪岩相有关, 而深成矿床(hypozonal)则与麻粒岩相有关。矿床的形成深度从浅部的葡萄石-绿纤石的低级变质作用到中深部高级变质的角闪岩相, 再到深部超地壳岩石的麻粒岩相^[14], 构成了中温脉状金矿床的地壳连续成矿模型^[20]。

与岩浆作用有关的矿床形成深度的主要控制因素是岩浆侵位的深度, 而侵位深度与挥发组分的含量、流体释放的时间、成矿元素的分配系数等有关。

来自不同岩浆源区的物质熔融形成的花岗岩浆初始水的含量不同。主要由白云母组成的岩石深熔形成的S型花岗岩浆含水7 wt%~8 wt%。因初始含水量大, 上侵过程中较早地交切饱和水的岩浆固相线, 侵位到白云母分解线与饱和水花岗岩固相线相交的中地壳(400~500 MPa, 约16 km)深度, 岩浆结晶变为固相不再上侵。由于向围岩散失热量, 结晶作用可能在此深度之下进行。含角闪石源区的岩石在更高温压(更深地壳)的条件下脱水熔融形成含2 wt%~3 wt%水的熔体, 更干的I型花岗岩浆主要

源自岩石圈深处, 临近消减带且获得地幔物质的贡献, 岩浆温度更高(1000 °C), 初始水含量较低(<3 wt%~4 wt%), 在压力较低的浅部交切饱和水的岩浆固相线。因此I型花岗岩浆可以侵位到地壳更浅的部位, 甚至喷发形成火山^[21]。构造-岩浆活动的研究结果显示, S型花岗岩常沿逆掩断层贯入, 断裂带相对比较闭合, 岩浆不易于在断裂带内流动, 因而其起源深度小(15~20 km), 但就位深度大(5~15 km); I型花岗岩浆经常沿张性断裂贯入, 岩浆易于在断裂带内流动, 因而其起源深度大(莫霍面之下), 但就位深度浅(1~3 km)^[22]。

与I型花岗岩类有关的矿床是斑岩型或矽卡岩型铜-钼-金矿床, 与S型花岗岩类有关的矿床是斑岩型或矽卡岩型和高中温热液型钨-锡多金属矿床。以斑岩铜-(钼)、斑岩钼-(铜)和斑岩钨矿床的形成为例, 讨论岩浆挥发分的初始含量、出溶早晚、氧化状态及其与成矿深度的关系。斑岩铜-(钼)矿床的形成可以归结为初始水含量较低的岩浆在大量结晶作用发生之前上升到地壳上部。高位岩浆房内的一部分熔体可能从中溢出并喷出到地表, 结晶形成火山岩和次火山(斑)岩系列。由于先于喷出产生的低度分异, 它们不是高度分异的岩浆岩(如花岗闪长岩或流纹岩)。岩浆在低围压下侵入, 饱和水含量相对较低, 将在结晶早期由于“一次沸腾”出现气体饱和。Cu为相容元素($D_{\text{Cu}}^{\text{晶体/熔体}}=2$, $D_{\text{Cu}}^{\text{流体/熔体}}=9.1$), 高的晶体/熔体分配系数使其富集于早期形成的副矿物硫化物和黑云母中, 而结晶作用的缺乏和气相较早出溶, 意味着当饱和水出溶时从熔体中移至晶体中的金属量很少。出溶的气相具有高的Cl⁻含量, 将有效地从硅酸盐熔体中萃取Cu。与Cu不同, 在花岗岩熔体结晶的过程中, Mo是不相容元素($D_{\text{Mo}}^{\text{晶体/熔体}}=0.02$, $D_{\text{Mo}}^{\text{流体/熔体}}=2.5$), 由于结晶程度低, 在水饱和之前, Mo在残余岩浆中的浓度不会显著增加, 一旦达到水饱和, Mo将分配进入H₂O流体相。由于分配系数相对较小且不受Cl⁻浓度的影响, 流体相中的Mo达不到显著的富集。因此高位I型花岗闪长岩岩浆将出溶高度富Cu、中等富Mo的水流体相, 形成典型的斑岩铜-(钼)矿床^[23]。斑岩钼-(铜)矿床的形成, 可以设想I型岩浆可能只比含Cu体系的岩浆初始水含量略高(可能因含黑云母原岩的无水熔融), 这种岩浆不会上升到比它更干的岩浆侵位的深度——地壳浅部, 岩浆饱和水的含量也会明显升高。在达到水饱和

前, 岩浆具有相对更高层次的结晶作用, 通过二次沸腾达到气相饱和。岩浆结晶过程中Cu从熔体中萃取并均匀分布在岩体边缘带, 一旦水达到饱和, Cu将不能分配进入水溶液中。Mo是不相容元素, 其浓度在残余熔体中持续增加, 熔体达到水饱和时, Mo将进入分离出的流体相中。由于早期晶体-熔体的分离, Cu在熔体中明显亏损, 出溶的气相已不能有效地富集Cu。这种岩浆的结晶分异程度更高, 表现出较为高度分异的特征, Mo的富集程度超过Cu, 形成斑岩钼- (铜) 矿床。

Candela^[24]强调, 富钼斑岩矿床与地壳较深部位结晶的还原含钛铁矿的S型花岗岩之间存在紧密的联系。在I型含磁铁花岗岩那样的氧化条件下, 从岩浆热液体系萃取W进入矿体的效率相对较低, 因此W不是斑岩铜钼矿床的正常元素。然而在还原条件下, 根据晶体-熔体的分配特征($D_{\text{晶体/熔体}}^W=0.05$, $D_{\text{流体/熔体}}^W=1$), W具有不相容元素的行为。当变沉积岩的原岩部分熔融形成岩浆时, 熔体相对富水, 在地壳较深位置结晶。由于可能与含有机碳的变沉积物质平衡, 熔体是过铝质和相对还原的。在这种条件下饱和水含量较高, 在达到饱和之前(二次沸腾)会产生较高级别的结晶作用。W的不相容性使其浓度在残余熔体中升高。在还原条件下Mo的相容性增强, 其浓度将会降低。水溶液相出溶时与富W的高度分异的熔体相互作用, 萃取一定量的W。相对低的流体/熔体分配系数将确保在水饱和之前绝大部分的W就达到了富集, 形成与深侵位高度分异花岗岩伴生的浓集W、含少量Mo的斑岩钼(铜)矿床。

上述模式也可以解释铜-金矽卡岩矿床和钨-锡矽卡岩矿床形成深度的差异^[10]。与前不同的是, 侵位到浅部的岩浆熔体中水溶解度的变化和从静岩到静水压力的迅速漂移使得浅成岩浆在完全结晶之前产生大量热液流体, 地壳浅部形成铜-金矿床的矽卡岩的规模远较深部形成钨-锡矿床的矽卡岩规模更大, 即随深度的增大, 矽卡岩的规模相应减小。

成矿深度也与地温梯度、多孔岩石的渗透率有关。地温梯度大时成矿深度小, 地温梯度小时成矿深度大。研究结果表明^[25], 克拉通地区地温梯度为16~20 /km, 活动的构造边缘为20~30 /km, 受构造引张机制控制的地区为30~35 /km, 现代火山活动地区的地温梯度为50 /km甚至高达65 /km。因此, 赋存于克拉通地区的中温热液脉状金矿床的形成深

度最大, 而形成于火山活动地区的浅成热液矿床的成矿深度最小。成矿作用进行的过程中构造环境的长期稳定可以使矿层向深部稳定延深, 世界上最深的矿床都分布在克拉通或准克拉通地区^[16]。古老地块中发育的断裂存在的时期很长, 可以不只一次地复活, 并向深部顺序生长, 同时断层岩被研磨, 在聚矿断裂带的垂直延长范围内形成比较稳定的成矿沉淀条件, 因此中温脉状金矿床和与岩浆关系尚不明确的热液矿床成矿的总垂直范围最大。

金属矿物的富集成矿与流体地质作用过程有关, 而流体的流动模式则受岩石渗透率的制约, 因此矿床的形成深度也与多孔岩石的渗透率相关。描述流体流动的无量纲参数Rayleigh数决定着流体对流发生的条件、对流失稳、紊流的产生等。而临界瑞利数是多孔介质中对流发生的最小值, 临界瑞利数取决于渗透率和地热梯度。Nesbitt^[26]计算了多孔介质中自由对流的瑞利数。假定多孔介质从脆性向韧性体制流变学过渡的温度是400 , 那么400 等温线的深度就是可渗透单元岩层的厚度。计算结果表明, $Ra=40$ 是假定对流可以产生的最小值, 根据Au在对流流体中溶解度的计算, 从高地热梯度的浅部到中等地热梯度的深部构造环境, 循环大气降水都能形成贵金属矿化, 构成范围从浅部(1~2 km深度)的浅成热液矿床到中等深处(约5 km深度)的Carlin型金矿再到深部(10~12 km深度)的中温热液脉状矿床的金矿成因序列, 反映了流体对流深度和成矿深度具有同步增大的相关关系。

3 确定热液矿床形成深度的 流体地球化学方法

Holloway^[27]指出, 存在于大多数岩石中的流体组成属于C-O-H-S-NaCl类体系。NaCl类代表NaCl、KCl、CaCl₂、MgCl₂等氯化物, 变质岩中还含有一定量的N₂, 另外还有F等, 一般含量都较低。对基本的C-O-H-S体系的分析可以对地质上较宽广的温度、压力条件下物种的稳定性作出判断: H₂O和CO₂一般很稳定, CO在高温低压下才有意义, CH₄的出现要求低温和低氧逸度或很高的压力。氧逸度高时, 以H₂O+CO₂为主。除较低的氧逸度或高硫逸度外, 流体以H₂O+CO₂为主。氧逸度低时, 流体组成是H₂O+CH₄、H₂O+CO₂+CH₄、H₂+CH₄+H₂O+CO₂或H₂O+CH₄+H₂S(硫逸度很高时)。因此地壳浅部流体

为 H_2O - NaCl 为主的低温低盐度的地下水卤水体系,中上地壳流体为 H_2O - NaCl - CO_2 为主的中高温高盐度的岩浆卤水体系,深部地壳和地幔流体为 CO_2 - CH_4 - N_2 等气体为主的超临界流体体系。

不同类型矿床的流体组成体系也不同。形成于近地表的浅成热液矿床的盐度小于12 wt%,成矿流体为主要受大气降水控制的 H_2O - NaCl 体系, $X_{\text{CO}_2}<0.015$ (CO_2 摩尔分数);形成深度略大的斑岩铜矿流体包裹体的盐度高达70 wt%,在深部系统中含有 CO_2 包裹体,属于 H_2O - NaCl - KCl 体系^[27-28]。伟晶岩矿床为 H_2O - NaCl - CO_2 体系, $X_{\text{CO}_2}=0.148\sim0.998$,表明成矿深度变化范围较大,成矿深度也较大;中高温热液矿床呈现 H_2O - NaCl - CO_2 体系的特征, $X_{\text{CO}_2}=0.015\sim0.148$,相当于中级变质岩流体的特征;中温脉状金矿为富含 CO_2 和 CH_4 或 N_2 的低盐度(<10 wt% NaCl)流体体系,其中 X_{CO_2} 高达0.5,多数在0.1~0.25之间,相当于中高级变质岩流体的特征^[29-30]。

斑岩铜矿流体包裹体的研究结果表明,不同矿床的流体包裹体被圈闭的温度压力条件也不同。Butte矿床以富液包裹体为主,圈闭条件为600 和170 MPa,相应于形成深度约为10 km;Bingham矿床以富气包裹体为主,圈闭条件为625 和110 MPa,形成深度约为7 km;Santa Rita矿床以富气、高盐度和含子矿物包裹体为主,形成温度范围较大(500~800),压力大于等于100 MPa,形成深度最小(约5 km深)。John^[31]描述了Central Wasatch Mountain侵入体的流体包裹体,指出在小于等于4.5 km的浅部发育高盐度和富气的包裹体,这与浅部从熔体中出溶的岩浆流体处在2个相区(高盐度流体+低盐度蒸气)的结果一致,大于该深度只发育两相包裹体。在更大深度(更高压力)下,岩浆流体处在1个相区内。Yang等^[32]对斑岩铜矿成矿系统根部的花岗岩中流体包裹体的研究表明,熔融包裹体与富液和含子矿物的多相包裹体共生,而不与气体包裹体共生,可能是斑岩铜矿根部无矿带的重要的成矿流体特征。

斑岩铜矿床的流体包裹体在垂向上的分布有4种组合:顶部的气体+气液包裹体组合;上部的气体+气液+多相包裹体组合,有时可见 CO_2 包裹体;以中部的气液+多相包裹体为主,气相包裹体减少;下部的气液+多相包裹体, CO_2 包裹体增加。其中沸腾包裹体的发育是成矿深度浅的重要证据之

一。Thompson等^[33]、Lang等^[34]根据金矿流体包裹体的研究成果,提出了与侵入体有关的金-钨-锡-铋-碲多金属成矿系统的认识,将那些曾经被认为与岩浆作用无关的金矿床与岩浆建立了联系。主要论据就是这些矿床中富含 CO_2 包裹体,由于 CO_2 的含量与压力(即深度)相关,因此矿床的形成深度不同,成矿流体的组成也不同,特别是 CO_2 包裹体和 CO_2 的含量呈现明显的差异。自上而下,流体包裹体呈现以下变化趋势:浅部岩墙/岩床/火山穹丘容矿的矿床,石英斑晶中圈闭了高温(300~700)岩浆卤水(8 wt%~45 wt% NaCl),存在含少量 CO_2 气体与卤水的不混溶的包裹体,晚期金属矿物在200~350 的温度区间内形成于低—中等盐度(5 wt%~15 wt% NaCl)的流体中;向下出现角砾岩/网脉状矿床,早期为高温(340~600)卤水(20 wt%~50 wt% NaCl),共存的卤水(>40 wt% NaCl)和富 CO_2 气体的包裹体表明在350~650 、50 MPa条件下流体发生过不混溶;深度加大出现席状矿脉,早期在220 MPa和300~400 条件下,圈闭了低盐度与含甲烷和 CO_2 的两相不混溶包裹体,晚期为卤水包裹体(2 wt%~14 wt% NaCl);中深部为浸染状矿床,与形成深度较大(200 MPa)的侵入体有关,含有在250~350 温度区间内圈闭的低盐度(<10 wt% NaCl)富 CO_2 的包裹体,与Au伴生的石英流体包裹体中溶液稀薄且含有 CO_2 ;更深部产出的平卧脉状矿床距侵入体有一定的距离,Au-Bi呈强相关,含有磁黄铁矿和低硫化物集合体,流体含有低盐度、富 CO_2 ($\pm\text{CH}_4$)的包裹体,均一温度为305~470 ,圈闭压力为170~200 MPa。

Roedder等^[35]曾讨论过使用流体包裹体作为地质压力计的问题,提出了用作地质压力计的6种方法:溶液的蒸汽压力;均一温度与一个独立的地质温度计的比较方法;2种不混溶流体的同时圈闭;2种部分不混溶流体的同时圈闭;沸腾流体的圈闭;含子矿物的流体包裹体。Hagmann等^[15]在太古宙脉状矿床的研究中评述了这些方法,认为方法 可以用于中地壳深度热液流体形成压力的确定,而方法 可以确定浅成热液矿床或地热地区的形成压力。例如浅成热液矿床普遍发育富液和富气共存的流体包裹体,表明流体包裹体被圈闭时处于沸腾的环境中,由此可以使用沸腾温度计算压力,从而估计矿床的形成深度,假定存在静水条件下的沸点深度梯度,与估计的垂直温度梯度一致,矿石

沉淀产生于潜水面之下50~110m的深度范围。成矿流体中还存在少量CO₂,而CO₂的加入使得流体总压力增加数百万帕,相应的沸腾深度也增大。因此浅成热液矿床的成矿深度应在潜水面之下50~1500m的深度范围内^[38]。

Groves等^[20]认为太古宙脉状金矿形成的深度变化范围很大,从形成于浅部地壳到形成于绿岩带的根部带,称之为地壳连续型模型。证据包括:蚀变和脉石矿物从浅部的玉髓到地壳深部的高As含量的毒砂+斜方砷铁矿等高温矿物;构造类型从近地表矿床呈现的脆性热液角砾岩到深部呈韧性的纹层状矿脉;浅部矿床以地下水的注入为主,深部缺乏地下水的加入;变质相从葡萄石-绿纤石的低级变质相,经绿片岩相,到角闪岩相和超地壳环境中低麻粒岩相的高级变质相。Hagmann等^[15]利用H₂O-CO₂-NaCl-CH₄-CO₂-CH₄-CO₂-H₂O等流体体系等容线相交法计算了太古宙矿床的形成压力和深度,属于Roedder等^[36]提出的2种部分不混溶流体同时圈闭的压力计算方法。据此将太古宙脉状金矿床分为3类:浅成型(epizonal levels,压力小于150 MPa,深度小于6 km);中成型(mesozonal levels,压力150~300 MPa,深度6~12 km);深成型(hypozonal levels,压力大于300 MPa,深度大于12 km)。

长石-石英脉是脉状钨矿特有的根部带的特征。一方面,此类矿脉可能是联系热液矿化与岩浆作用的桥梁,是岩浆-溶液过渡性流体的特征^[37-40]。另一方面,这种脉体形成的深度可能较大。Burnham^[41]在各种条件下将纯水与花岗岩反应,在高的温压(1000 MPa, 650 °C)条件下,溶液中溶质的总含量约为9wt%,其中Si、Na、K的总含量与花岗岩共结晶体(最小熔体)的组成在比例上近似相等,表明高温高压下从热液中沉淀的物质具有与硅酸盐熔体(近似为石英+斜长石+钾长石)结晶花岗岩相同的组成和矿物组合。随着温度压力的降低,溶液中总溶质的浓度降低(200 MPa以下达到最低值),溶液中SiO₂、碱金属的含量相对也降低。因此越接近地表,从热液中沉淀的产物中石英的含量越高。

江西大吉山脉状钨矿的石英中鲜见沸腾包裹体,结合含矿岩体上部发育似伟晶岩壳、矿脉深部变为长石-石英脉、隐爆角砾岩不发育等特征,表明成矿作用发生在相对封闭的环境中和较深的部位。究竟成矿深度有多大?笔者根据石英脉中发育的主要

由CO₂气相、CO₂液相及水溶液组成的含CO₂三相包裹体,利用前述方法,即同时圈闭2种部分不混溶流体的方法计算了圈闭压力。根据部分包裹体Tm_{CO₂}为-63.5~-56.6 °C和拉曼光谱的分析结果,包裹体中还含有CH₄。由于与CO₂三相点(-56.6 °C)相差不很大,可近似看作H₂O-CO₂-NaCl体系。显微测温分析发现,同一视域中充填度变化很大的含CO₂包裹体的2个端元组分的均一温度值相差很小,在245.5~265 °C之间。利用刘斌^[42-43]提供的状态方程,结合Bakker等^[44-45]编写的FLUIDS软件,算出CO₂的摩尔分数为0.06~0.76,CO₂的相密度和包裹体的总密度分别为0.77~0.84 g/cm³和0.83~1.00 g/cm³,包裹体的完全均一压力为114~132 MPa。考虑到成矿时的压力由静水压力和上覆岩层的静岩压力2部分组成,初步确定大吉山石英脉型钨矿的成矿深度约为4.6~5.3 km。比Cerny等^[2]提出的含锡、钨和钼的矿床及其花岗岩5~1.5 km的形成深度略深,与芮宗瑶等^[9]提出的4~8 km的深度基本一致。

4 隐伏岩体和矿体的深部预测

本文对成矿深度的讨论涉及的只是成矿深度研究的部分内容,尽管如此,也足见其对于深部成矿预测的重要现实意义,特别是矿床的实际成矿深度比曾经想象的还要大,可以坚定我们开展深部成矿预测的决心。在一个较大的区域进行15万以上中大比例尺的寻找与岩浆作用有关的热液矿床的调查,在某种程度上就是寻找隐伏含矿岩体和隐伏岩体上方的岩钟(cupola)。

袁奎荣^[46]提出“隐伏岩体顶上带”的概念,是指以花岗岩浆侵入定位及成岩成矿作用过程为主,并与其后经历的地质历史叠加改造作用有关,在岩浆顶部及其围岩内造成各种地质、地球化学和构造作用的效应,以及由此间接造成的各种地球物理和遥感地质的异常效应所对应的地带。“顶上带”是显示花岗岩存在的地质、地球物理及地球化学的异常地带,是对隐伏花岗岩的存在具有指示意义的地带。侵入体上部的岩钟,是指直径为200~1000 m的陡边(筒状)岩株或岩颈顶端的穹状部分,这里是岩浆期后热液矿化的赋存位置,是Climax型斑岩钼矿形成的重要控制因素^[47]。Cloos^[48]指出,Cupola是一个穹隆状的顶部,将其称为在已经固结的侵入体与残余岩浆房上部边界处的穹隆状区域,即处在上部火山杂岩与深

部岩株-岩基岩浆房(stock-batholith magma chamber)之间的穹状区域。杜乐天^[49]提出曲率效应的概念,是指在低曲率的岩浆岩顶部又突出一个高曲率的穹隆,其中高曲率之下气液积累的密度远大于低曲率之下气液积累的密度。

岩体顶上带和岩钟在与花岗岩有关的矿床的形成过程中起着重要的控矿作用。岩浆的热量和挥发分自岩浆岩顶上带、凸起的岩钟或穹隆处向周围介质传递和流动,这里是构造应力最强、热传导效应最强,也是构造薄弱的位置。而顶上带中凸起的接触面比平坦的接触面发生的作用更为强烈,在凹陷的接触面上则最弱。多孔介质中流体动力学对于揭示岩体顶上带和岩钟部位流体对流循环并导致显著的成矿效应具有重要意义。Norton等^[50]通过数值模拟构建了岩浆流体对流循环冷却模式,岩浆侵位引起多孔介质中的地下水被加热,加上岩浆热液的注入,流体因密度差和应力差在侵入体上部 and 周围发生对流循环。这表明流体运移路径的流线沿侵入体两侧下降时分开,沿侵入体中间和顶部上升时汇聚,造成侵入体顶部流体通量最大。此后Norton^[51-53]、Cathles^[54-55]、Hanson^[56-57]、Garven等^[58-59]、Hayba等^[60]都进行过这方面的模拟和讨论。国内最早开展此项研究的是於崇文等^[61-62]。

通过对与侵位岩浆有关的流体动力学的模拟获得以下认识:侵入体上方是流体聚焦流动的位置,这里的流体通量远大于岩体旁侧围岩中的流体通量;侵入体上方存在液、气两相区,即流体产生沸腾的主要部位;侵入体上方的围岩中温度最高,且持续的时间最长;随着侵入体温度的降低,侵入体上方的渗透率逐渐增大。在岩浆结晶的初期,岩浆流体释放与较低渗透率的耦合增大了侵入体附近和近地表流体的压力,早期进化阶段流体是粒间流动,当流体聚集到一定的程度时,最大渗透率出现在侵入体的顶部,形成构造裂隙及水力破裂,流体流动变为沟道化(channelized),形成各种脉型矿化。流体在侵入体上部高强度聚积、沸腾并与地下水混合,随着温度和压力的下降,金属元素的浓度达到饱和,从而在侵入体上部产生矿质的沉淀富集。因此岩钟或其他岩枝的位置属于构造弱化带(structural weakness),是热液矿脉密集发育的部位^[63]。

研究结果表明,侵入体的顶上带是不同类型热液矿床的密集分布带,赋存有斑岩型矿床,矽卡岩型

矿床,花岗岩型、云英岩型稀有金属矿床,脉状钨、锡、铜、铅、锌多金属矿床,浅成热液矿床,花岗岩型铀矿床等。不管是与过铝质花岗岩有关的亲氧元素锡-钨-铀矿床、与准铝质花岗岩有关的亲硫元素铜-钼多金属矿床,还是与过碱性花岗岩有关的稀有金属铌-钽-锆-铪-稀土-铀-钍矿床,都集中于花岗岩岩体顶上带和岩钟部位^[64]。南岭地区石英脉型钨-锡矿床“五层楼”式的分带模式中矿脉就处在花岗岩岩体顶上带和岩钟部位,这里是气成热液作用的最佳成矿部位。岩体一旦出露地表,大部分最有利的成矿部位就会遭到剥蚀,如果没有出露地表,那么深部还有很大的找矿潜力。因此,开展深部成矿预测和找矿,探寻隐伏岩体的顶上带或岩钟,是寻找深部与花岗岩有关的多金属矿床的捷径。对此,袁奎荣^[49]曾给予了详细的讨论和阐述。建议有关部门对此给予关注并给予相应的支持。

5 结 语

成矿作用是一种特殊的能够造成金属元素高度富集的地质作用,因此矿床的形成深度是一个涉及地球科学多领域的研究课题。与对矿床形成温度的了解相比,人们对成矿压力(深度)的了解还相当薄弱,尚有许多问题未阐明。在危机矿山接替资源找矿实践的过程中,很有必要加强这方面的理论研究和实践。成矿深度的问题涉及到地球科学的方方面面,也需要矿床勘查学家与矿床学家、地球化学家、岩石学家、矿物学家、构造地质学家和地球物理学家密切配合,共同开展对深部地质构造、岩浆作用与成矿作用的研究。

致谢:在野外工作中得到江西大吉山钨业有限公司甘正圣总工程师和张金明工程师的热情帮助,在此谨致谢意。

参考文献:

- [1]斯米尔诺夫.矿床地质学[M].《矿床地质学》翻译组译.北京:地质出版社,1985:532.
- [2]Cerny P, Blevin P L, Cuney M, et al. Granite-related ore deposits [C]//Hedenquist J W, et al. Economic Geology 100th Anniversary Volume. Littleton: Society of Economic Geologists Inc, 2005:337-370.
- [3]Walther J V. Essentials of Geochemistry [M]. Sudbury: Jones and Bartlett Publishers, 2005:704.
- [4]波卡洛夫 B T. 矿床预测和评价原理(上册)[M]. 秦国兴等译.北京:地质出版社,1981:218.

- [5] Kwak T A P. W- Sn skarn deposits and related metamorphic skarns and granitoids[M]. Amsterdam: Elsevier, 1987: 451.
- [6] Meinert L D. Skarns and skarn deposits[J]. Geoscience Canada, 1992, 19: 149- 162.
- [7] Guilbert J M, Park Jr C F. The Geology of Ore Deposits [M]. New York: W.H. Freeman and Company, 1986: 405- 453.
- [8] Bodnar R J. Fluid-inclusion evidence for a magmatic source for metals in porphyry copper deposits [C]// Thompson J F H. Magmas, Fluids and Ore Deposits. Vancouver: Mineralogical Association of Canada Short Course Series, 1995: 139- 152.
- [9] 芮宗瑶, 李荫清, 王龙生, 等. 从流体包裹体研究探讨金属矿床成矿条件[J]. 矿床地质, 2003, 22(1): 13- 23.
- [10] Meinert L D. Igneous petrogenesis and skarn deposits [C]// Kirkham R V, et al. Mineral Deposit Modeling. Ottawa: Geological Association of Canada Special Paper 40, 1993: 569- 583.
- [11] 袁见齐, 朱上庆, 翟裕生. 矿床学[M]. 北京: 地质出版社, 1985: 345.
- [12] Lindgren W. Mineral deposits [M]. New York: McGraw- Hill, 4th ed., 1933: 930.
- [13] Hedenquist J W, Arribas A Jr, Reynolds T J. Evolution of an intrusion- centered hydrothermal system: Far Southeast- Lepanto porphyry and epithermal Cu- Au deposits, Philippines[J]. Econ. Geol., 1998, 93: 373- 405.
- [14] Hagemann S G, Cassidy K F. Archean orogenic lode gold deposits [C]// Hagemann S G, Brown P E. Gold in 2000: Reviews in Economic Geology. Littleton: Society of Economic Geologists Inc., 2000: 9- 68.
- [15] Hagemann S G, Brown P E. Geobarometry in Archean lode- gold deposits[J]. Eur. J. Mineral., 1996, 8: 937- 960.
- [16] 舍赫特曼, 科罗列夫, 尼基福罗夫, 等. 热液矿床详细构造预测图[M]. 石准立等译. 北京: 地质出版社, 1982: 263.
- [17] 柳志清. 脉状钨矿成矿预测理论[M]. 北京: 科学出版社, 1980: 150.
- [18] 龙德克维斯特. 建立矿石建造地质- 成因模式的一般原则[J]. 国外地质科技, 1985, (3): 53- 62.
- [19] Skinner B J. Hydrothermal mineral deposits: what we do and don't know [C]// Barnes H L. Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. New York: John Wiley & Sons Inc., 1997: 1- 30.
- [20] Groves D J. The crustal continuum model for late- Archean lode gold deposits of the Yilgarn block, Western Australia[J]. Mineralium Deposita, 1993, 28: 366- 374.
- [21] Strong D F. Ore deposits models 5: A model for granophile mineral deposits[J]. Geoscience Canada, 1981, 8(4): 155- 161.
- [22] 万天丰. 中国大地构造学纲要[M]. 北京: 地质出版社, 2004: 387.
- [23] Robb L. Introduction to Ore- forming Processes [M]. Malden: Blackwell Science Ltd., 2005: 373.
- [24] Candela P A. Controls on ore metal ratios in granite- related ore systems: an experimental and computational approach[J]. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, 1992, 83: 317- 326.
- [25] Nesbitt B E. The gold deposit continuum: A genetic model for lode Au- mineralization in the continental crust[J]. Geology, 1988, 16: 1044- 1048.
- [26] Holloway J R. Compositions and volumes of supercritical fluids in the Earth's crust [C]// Hollister L, Crawford M L. Short Course in Fluid Inclusions: Applications to Petrology. Mineralogical Association of Canada, Calgary, 1981: 13- 28.
- [27] Wilkinson J J. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits[J]. Lithos, 2001, 55: 229- 272.
- [28] 卢焕章, 范宏瑞, 倪培, 等. 流体包裹体[M]. 北京: 科学出版社, 2004: 285- 344.
- [29] Ridley J R, Diamond L W. Fluid chemistry of orogenic lode gold deposits and implications for genetic models [C]// Hagemann S G, Brown P E. Gold in 2000: Reviews in Economic Geology. Littleton: Society of Economic Geologists Inc., 2000: 141- 162.
- [30] Diamond L W. Review of the systematics of CO₂- H₂O fluid inclusions[J]. Lithos, 2001, 55(1/ 4): 69- 99.
- [31] John D A. Geologic setting, depths of emplacement, and regional distribution of fluid inclusions in intrusions of the Central Wasatch Mountains, Utah[J]. Econ. Geol., 1989, 84: 386- 409.
- [32] Yang K, Bodnar R J. Magmatic- hydrothermal evolution in the "bottoms" of porphyry copper systems: Evidence from silicate melt and aqueous fluid inclusions in granitoid intrusions in the Gyeongsang Basin, South Korea[J]. Internat. Geol. Review, 1995, 36: 608- 628.
- [33] Thompson J F H, Sillitoe R H, Baker T, et al. Intrusion- related gold deposits associated with tungsten- tin provinces[J]. Mineralium Deposita, 1999, 34: 323- 334.
- [34] Lang J R, Baker T. Intrusion- related gold systems: the present level of understanding[J]. Mineralium Deposita, 2001, 36: 477- 489.
- [35] Roedder E, Bodnar R J. Geologic pressure determinations from fluid inclusion studies[J]. Annual Rev. Earth Planet. Sci., 1980, 8: 263- 301.
- [36] Simmons S F, White N C, John D A. Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits [C]// Hedenquist J W, et al. Economic Geology 100th Anniversary Volume. Littleton: Society of Economic Geologists Inc., 2005: 485- 522.
- [37] 林新多, 张德会, 章传玲. 湖南宜章瑶岗仙黑钨矿石英脉的成因[J]. 地球科学, 1986, 11: 153- 160.
- [38] 林新多. 岩浆- 热液过渡型矿床[M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1999: 1- 139.
- [39] 张德会. 石英脉型黑钨矿床成矿流体性质的进一步探讨[J]. 地球科学, 1987, 12(2): 185- 192.
- [40] 张德会. 矿物包裹体液相成分特征及其矿床成因意义[J]. 地球科学, 1992, 17(6): 677- 688.
- [41] Burnham C W. Hydrothermal fluids at the magmatic stage [C]// Barnes H L. Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. New York: Holt, Rinehart, and Winston, 1967: 34- 76.
- [42] 刘斌. 流体包裹体热力学[M]. 北京: 地质出版社, 1999: 207- 249.
- [43] 刘斌. 流体包裹体计算软件及算例[M]. 北京: 地质出版社, 2000: 14- 35.
- [44] Bakker R J. Package FLUIDS 1: Computer programs for analysis of

- fluid inclusion data and for modeling bulk fluid properties[J]. *Chemical Geology*, 2003, 193: 3- 23.
- [45] Bakker R J, Brown P E. Computer modeling in fluid inclusion research[C]// Iain Samson, Alan Anderson, et al. *Fluid inclusions analysis and interpretation*. Mineralogical Association of Canada Short Course Volume, 2003: 175- 212.
- [46] 袁奎荣. 隐伏花岗岩预测及深部找矿[M]. 北京: 科学出版社, 1990: 214.
- [47] Neuendorf K K E, Mehl J, Jackson, J J A, et al. *Glossary of geology*[M]. Alexandria: American Geological Institute, Fifth Edition, 2005: 158.
- [48] Cloos M. Bubbling magma chambers, cupolas, and porphyry copper deposits[C]// Ernst W G. *Frontiers in Geochemistry: Organic, solution, and ore deposits geochemistry*. Konrad Krauskopf Volume 2, Bellwether Publishers Ltd., 2002.
- [49] 杜乐天. 烃碱流体地球化学原理——重论热液作用和岩浆作用[M]. 北京: 科学出版社, 1996: 551.
- [50] Norton D, Knight J. Transport phenomena in hydrothermal systems cooling plutons[J]. *Amer. Jour. Sci.*, 1977, 277: 937- 981.
- [51] Norton D. Fluid and heat transport phenomena typical of copper-bearing pluton environments Southeastern Arizona[C]// Titley S R. *Advances in Geology of the Porphyry Copper Deposits Southwestern North America*. University of Arizona Press, 1982: 59- 72.
- [52] Norton D. Theory of hydrothermal systems[J]. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 1984, 12: 155- 177.
- [53] Norton D. Metasomatism and permeability[J]. *Amer. J. Sci.*, 1988, 288: 604- 618.
- [54] Cathles L M. An analysis of the cooling of intrusives by groundwater convection which includes boiling[J]. *Econ. Geol.*, 1977, 72: 804- 826.
- [55] Cathles L M. Fluid flow and genesis of hydrothermal ore deposits[J]. *Econ. Geol.*, 1981, 75: 424- 457.
- [56] Hanson R B. The hydrodynamics of contact metamorphism[J]. *GSA Bulletin*, 1995, 107: 595- 611.
- [57] Hanson R B. Hydrodynamics of magmatic and meteoric fluids in the vicinity of granitic intrusions[J]. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 1996, 87: 251- 259.
- [58] Garven G. Continental-scale groundwater flow and geologic processes[J]. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 1995, 23: 89- 117.
- [59] Garven G, Ruffenberger J P. Hydrogeology and geochemistry of ore genesis in sedimentary basins[C]// Barnes H L. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. New York: John Wiley & Sons, Inc., 1997: 125- 189.
- [60] Hayba D O, Ingebritsen S E. Multiphase groundwater flow near cooling plutons[J]. *J. Geophys. Res.*, 1997, 102(B6): 12235- 12252.
- [61] 於崇文, 岑况, 鲍征宇, 等. 热液成矿作用动力学[M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1993: 100- 123.
- [62] 於崇文, 岑况, 鲍征宇, 等. 成矿作用动力学[M]. 北京: 地质大学出版社, 1998: 230.
- [63] Candela P A, Piccoli P M. Magmatic processes in the development of porphyry-type ore systems[C]// Hedenquist J W, et al. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*. Littleton: Society of Economic Geologists Inc., 2005: 25- 37.
- [64] Clarke D B. *Granitoid Rocks*[M]. London: Chapman & Hall, 1992: 1- 283.