

中国大陆环境斑岩型矿床:基本地质特征、 岩浆热液系统和成矿概念模型

侯增谦,杨志明

中国地质科学院地质研究所,北京,100037

内容提要:中国大陆环境斑岩型矿床包括斑岩型 Cu(-Mo,-Au)、斑岩型 Mo、斑岩型 Au 和斑岩型 Pb-Zn 等矿床类型,主要产于青藏高原大陆碰撞带、东秦岭大陆碰撞带和中国东中部燕山期陆内环境,在地球动力学背景、深部作用过程、岩浆起源演化、流体与金属来源等方面与岩浆弧环境斑岩型矿床存在重要差异。在大洋板块俯冲形成的岩浆弧,主要发育斑岩 Cu-Au 矿床或富金斑岩 Cu 矿(岛弧)和斑岩 Cu-Mo 及斑岩 Mo 矿床(陆缘弧)。相比,在大陆碰撞带,晚碰撞构造转换环境发育斑岩 Cu、Cu-Mo 和 Cu-Au 矿床,矿床受斜交碰撞带的走滑断裂系统控制,后碰撞地壳伸展环境则主要发育斑岩 Cu-Mo 矿床,矿床受垂直于碰撞带的正断层系统控制;在陆内造山环境,早期发育斑岩 Cu-Au 矿床,晚期发育斑岩 Pb-Zn 矿床,它们主要沿古老的但再活化的岩石圈不连续带分布,受网格状断裂系统控制;在后造山(或非造山)伸展环境,则大量发育斑岩 Mo 矿和斑岩 Au 矿,它们则主要围绕大陆基底—克拉通(或地块)边缘分布,受再活化的岩石圈不连续带控制。大陆环境斑岩 Cu(-Mo,-Au)矿床的含矿斑岩多为高钾钙碱性和钾玄质,以高钾为特征,显示埃达克岩地球化学特性。岩浆通常起源于加厚的新生镁铁质地壳或拆沉的古老下地壳。上地幔通过三种可能的方式向岩浆系统供给金属 Cu(和 Au):①提供大批量的幔源岩浆并底垫于加厚下地壳底部,构成含 Cu 岩浆的源岩;②提供小批量的软流圈熔体交代和改造下地壳,并诱发其熔融;③与拆沉的下地壳岩浆熔体发生反应。大陆环境含 Mo 岩浆系统高 SiO₂、高 K₂O,岩相以花岗斑岩为主,花岗闪长斑岩次之,既不同于 Climax 型,又有别于石英二长斑岩型 Mo 矿床,岩浆起源于古老的下地壳。金属 Mo 主要为就地熔出,部分萃取于上部地壳。大陆环境含 Pb-Zn 花岗斑岩多属铝过饱和型,与 S 型花岗岩相当,以高 δ¹⁸O(>10‰)和高放射性 Pb 为特征,Sr-Nd-Pb 同位素组成反映其来源于中下地壳的深熔作用,金属 Pb-Zn 主要来源于深融的壳层。大陆环境含 Au 岩浆系统以富 B 花岗闪长斑岩为主,常与矿前闪长岩密切共生。Sr-Nd-Pb 同位素显示,含 Au 岩浆主要来源于上部地壳,但曾与幔源岩浆发生相互作用。金属 Au 部分来源于上地壳,部分来源于地幔岩浆。大陆环境斑岩型矿床显示各具特色的蚀变类型和蚀变分带,其中,斑岩型 Cu(-Mo,-Au)矿热液蚀变遵循 Lowell and Guilbert 模式;斑岩型 Mo 矿主要发育钙硅酸盐化、钾硅酸盐化和石英-绢云母化;斑岩型 Pb-Zn 矿主要发育绿泥石-绢云母化和绢云母-碳酸盐化,缺乏钾硅酸盐化;斑岩型 Au 矿强烈发育中度泥化。斑岩型矿床的成矿流体初始为高温、高 fO₂、高 S、富金属的岩浆水,由浅成侵位的长英质岩浆房在应力松弛环境下出溶而来,晚期有天水不同程度地混入。Cu、Mo、Pb-Zn 通常沉淀于流体分相和流体沸腾过程中,而 Au 则主要沉淀于岩浆-热液过渡阶段。

关键词: 斑岩矿床;含矿斑岩;岩浆起源;动力学机制;成矿模型;大陆环境

斑岩型矿床,作为金属 Cu 的最主要来源和 Mo、Au 等金属的重要来源,构成了从斑岩型 Cu、Mo、Au 到斑岩型 Cu-Mo、Cu-Au 以及斑岩型 Pb-Zn 矿床的连续成矿谱系。其中,斑岩型 Cu(-Mo,-Au)矿床由于规模巨大而一直是矿床学家们经久不衰的研究课题。大量资料表明,有“俯冲带工厂”之称的岩浆弧(岛弧和陆缘弧),是产出这些矿床谱系的最重要环境,世界范围 97% 的大型-巨型斑岩 Cu

(-Mo,-Au)矿床产于其中(Kerrick et al., 2000)。岛弧环境的经典成矿省主要分布于太平洋西岸,如印度尼西亚和菲律宾岛弧(Hedenquist et al., 1998;Cooke et al., 2005),主要产出斑岩型 Cu 和 Cu-Au 矿床(如印尼的 Batu Hijau 和菲律宾的 Lepanto-FSE 等);而陆缘弧环境的经典成矿省则主要分布于太平洋的东岸,如美国西南部的亚利桑那成矿省、墨西哥北部成矿省、智利北部成矿省和智利

注:本文为国家自然科学基金重点基金(编号 40730419)、杰出青年基金(编号 40425014)、国家科技支撑计划项目(编号 2006BAB01A08)、地质调查项目(编号 1212010818096)资助的成果。

收稿日期:2009-08-12;改回日期:2009-10-17;责任编辑:郝梓国。

作者简介:侯增谦,男,1961年生。博士,研究员,博士生导师。长期从事大陆成矿作用研究。Email:houzengqian@126.com。

中部成矿省等(Cooke et al., 2005; Singer et al., 2005),主要产出斑岩型 Cu-Mo 矿床(如智利 Chuquicamata、La Escondida、El Teniente 矿床;阿根廷 Bajo de la Alumbrera、Marte 等矿床)(Guilbert, 1995; Camus et al., 1996; Ulrich et al., 2001)。斑岩型 Mo 矿床在裂谷环境虽有产出(如 Clamaix 型),但主体仍产出于岩浆弧,特别是陆缘弧环境(即石英二长岩型;Misra, 2000)。

半个多世纪以来,西方学者基于大量的地质观察和细致的综合研究,建立了著名的岩浆弧斑岩铜矿成矿模型(Hedenquist et al., 1998; Richards, 2003; Seedorf et al., 2005),并在环太平洋带斑岩型矿床的勘查中实现了重大突破,成为科学理论指导矿床勘查的典范。然而,中国学者研究发现,大陆环境,特别是大陆碰撞带和陆内环境,同样也是大型-巨型斑岩型矿床的重要产出环境(图1)。例如,冈底斯和玉龙斑岩铜矿带产于青藏高原大陆碰撞带

环境(芮宗瑶等,1984;侯增谦等,2001,2004;曲晓明等,2001;Hou et al., 2003,2009),西亚提斯斑岩铜矿带也产于中新世大陆碰撞带环境(Cooke et al., 2005;张洪瑞等,2009);秦岭巨型斑岩 Mo 矿带产于秦岭大陆碰撞造山带内(黄典豪等,1994;陈衍景等,2000;李诺等,2007),德兴特大型斑岩 Cu-Au 矿床和长江中下游斑岩 Cu-Fe-Au 矿床产于我国东部燕山期陆内环境(朱训等,1983;常印佛等,1991;翟裕生等,1992; Pan et al., 1999)。此外,斑岩型 Au 矿(如内蒙毕力赫斑岩 Au 矿床;葛良胜等,2009)和斑岩型 Pb-Zn-Ag 矿(如江西冷水坑 Pb-Zn-Au 矿床;孟祥金等,2007)也在燕山期大陆环境不断发现。这些不争的地质事实表明,斑岩矿床可大量产于非弧环境,由此对经典的岩浆弧环境斑岩成矿模型构成了严重挑战。

本研究团队自 1998 起致力于青藏高原(冈底斯和玉龙)斑岩铜矿研究。研究发现,这些斑岩铜矿床

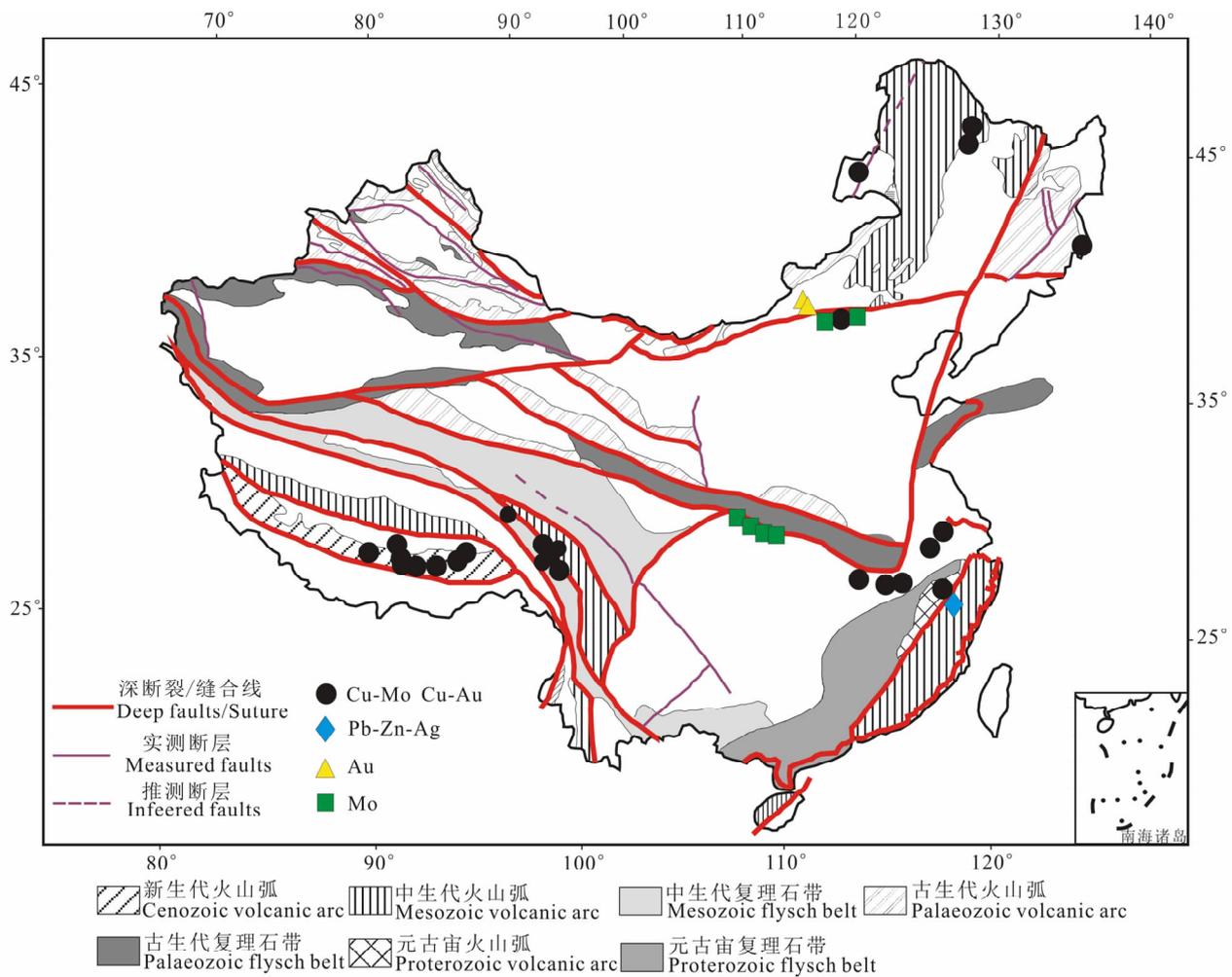


图 1 中国大陆构造格架和非弧环境斑岩型矿床分布

Fig. 1 Tectonic framework and distribution of non-arc porphyry-type deposits of China

虽然具有岩浆弧环境斑岩铜矿的蚀变-矿化特征,但两者在地球动力学背景、深部作用过程、岩浆起源演化、流体与金属来源等方面存在根本的差异(侯增谦等,2007),据此初步提出了大陆碰撞带斑岩铜矿成矿模型(侯增谦等,2008a,Hou et al., 2009;杨志明等,2009)。在国家自然科学基金重点基金资助下,我们进一步将研究地域由大陆碰撞带扩展到陆内环境,将矿床类型由斑岩型 Cu 矿扩展到斑岩型 Mo,Au 和 Pb-Zn-Ag 矿床。本专集 8 篇论文系统论述了中国大陆环境不同类型斑岩 Cu-Mo,Cu-Au,Mo,Au 和 Pb-Zn-Ag 等矿床的地质特征和成因认识(杨志明等,2009;肖波等,2009;陈建平等,2009;郭晓东等,2009;祝向平等,2009;潘小菲等,2009;孟祥金等,2009;谢玉玲等,2009)。此外,黄典豪等(2009)报道了东秦岭造山带碳酸岩型 Mo 矿床的最新研究成果;李振清等(2009)探讨了冈底斯斑岩铜矿带驱龙矿床的 Cu 同位素特征;张洪瑞等(2009)系统总结了特提斯斑岩铜矿带的基本特征,江迎飞(2009)综述了富金斑岩铜矿的研究进展。

为了使读者对中国大陆环境斑岩型矿床及其成因有一个概括性了解,本文在详细综述岩浆弧环境斑岩铜矿理论认识基础上,初步总结了大陆环境斑岩型矿床的基本地质特征、含矿岩浆系统、热液流体系统和成矿系统特征,讨论了大陆环境斑岩型矿床的深部过程和地球动力学背景,提出了大陆环境斑

岩型矿床的成矿概念模型和构造控制模型。

1 岩浆弧环境斑岩矿床的类型、特征与成因

对于岩浆弧环境的斑岩型矿床,前人已开展了大量的卓越研究(Sillitoe, 1973; Gustafson et al., 1975; Titley et al., 1981; Dilles et al., 1992; Hedenquist et al., 1998; Ulrich et al., 1999; Proffett, 2003; Cooke et al., 2005),基本查明了含矿斑岩起源及构造控制机制、岩浆浅成侵入及成矿流体的出溶过程、成矿流体的流动路径及演化过程、围岩蚀变的成因及空间分布规律,以及成矿金属聚集、运移及沉淀机制等事关矿床成因的重要科学问题(Richards, 2003, 2005; Cooke et al., 2005; Seedorf et al., 2005)。下面择其要点概述于下:

基本地质特征:斑岩型矿床通常按所含金属内容分为斑岩型 Cu、Mo、Au 矿床,以及斑岩 Cu-Mo、Cu-Au、Cu-Mo-Au 等过渡类型矿床(图 2a)。Au > 0.4 g/t 的斑岩铜矿称为斑岩 Cu-Au 矿床,Au < 0.3 g/t 的斑岩铜矿称为富 Au 斑岩 Cu 矿。斑岩 Cu 是最为常见的一种斑岩型矿床,通常具有下列特征:①大规模(>100 Mt 矿石量)、低品位(<1 % Cu),②浅成成因,③与斑岩体有关,④浸染状、网脉状矿化,⑤大规模的热液蚀变(Misra, 2000)。

斑岩岩浆系统:总体上,与成矿有关的斑岩主要

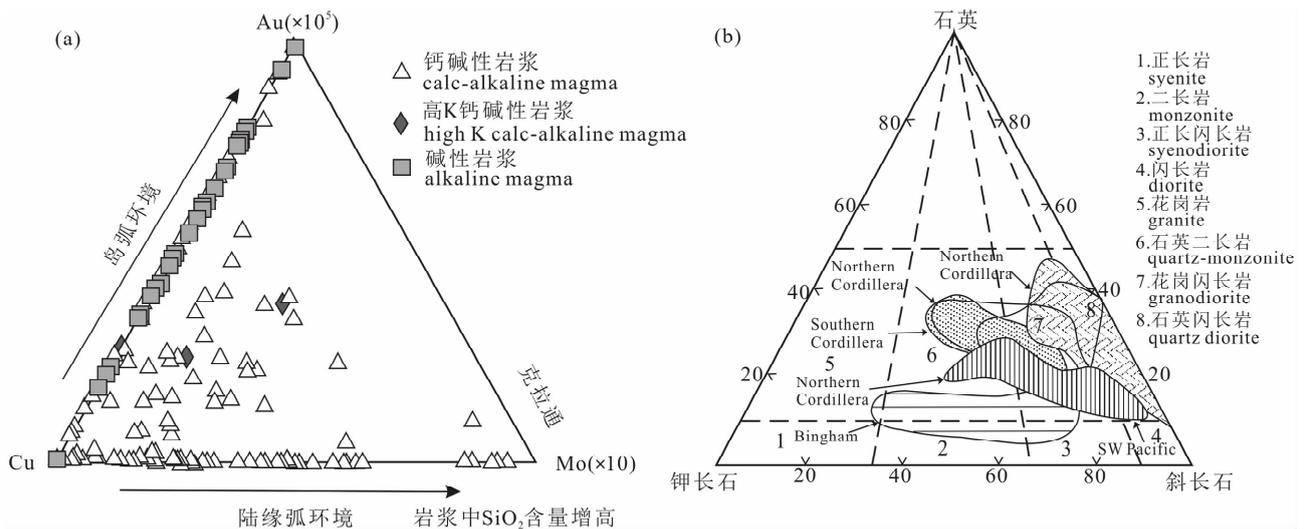


图 2 (a)不同产出环境下斑岩矿床的岩浆系列及金属组合特征(据 Kesler, 1973); (b)世界典型斑岩成矿省的含矿斑岩的主要岩石类型(Misra, 2000)

Fig. 2 (a) Relationship of metallic association with magmatic series of porphyry deposits occurring various geodynamic settings(after Kesler, 1973); (b) Main types of host rocks for porphyry deposits in classic metallogenic provinces (after Misra, 2000)

为钙碱性岩浆系列的中酸性岩,其岩性变化于石英闪长岩-石英二长岩-花岗闪长岩-花岗岩之间(图2b; Misra, 2000; Singer et al., 2005)。其中,陆缘弧环境的含矿斑岩主要为钙碱性系列,少量为高钾钙碱性系列,岩性以花岗闪长岩和石英二长岩为主(Singer et al., 2005);而岛弧环境的含矿斑岩通常为典型钙碱性系列,岩性以石英闪长岩为主,少数为花岗闪长岩、石英二长岩和正长岩(Misra, 2000)。

含矿钙碱性岩浆最早被认为是俯冲的大洋板片直接熔融的产物(如 Sillitoe, 1972; Burnham, 1979)。然而,最近研究表明,除少数具有埃达克质亲和性的钙碱性岩浆为年轻大洋板片直接熔融的产物外(如 Defant et al., 1990; Sajona et al., 1993; Peacock et al., 1994; Martin, 1999; Yogodzinski et al., 2001),绝大多数的钙碱性岩浆是俯冲的大洋板片从蓝片岩相向榴辉岩相过渡时(约 100 km),发生大规模脱水作用,释放的富含溶解物的流体交代上覆楔形地幔,并诱发其部分熔融而形成的(图3a)。这种玄武质钙碱性岩浆通常在下地壳下部经历 MASH 过程(MASH, 熔融、同化、存储、均一; Hildreth et al., 1988),并在浅部地壳内发育长期稳定的岩浆房,使金属元素得以富集,成矿流体得以分凝排泄。这些钙碱性岩浆之所以具有成矿的潜力,大洋板片的脱水被认为是最为关键的过程,该过

程不仅把大量的水、硫、卤素、金属,以及亲流体的大离子亲石元素(LILE)输送到地幔楔(Tatsumi et al., 1986; Davidson, 1996; De Hoog et al., 2001),同时还因 H_2O 的大量加入,使得楔形地幔熔融产生的岩浆常具有较高的氧逸度(Richards, 2003)。高氧逸度条件下,S 则主要以硫酸盐的形式溶解于岩浆之中(约 1.5%, Jugo et al., 2001),从而导致通常优先向硫化物分配的 Cu、Au 等开始作为不相容元素向硅酸盐熔浆中富集(Hamlyn et al., 1985; Bornhorst et al., 1986; Richards et al., 1991, 1995)。

岩浆-热液系统:斑岩矿床的形成,要求大量的流体从浅成侵位的长英质岩浆房中出溶,并沿尽可能小范围的围岩流动、反应,以增加矿化的强度(Richards, 2005)。研究表明,流体开始从岩浆中出溶时常以较小的气泡产出(Candela, 1991, 1997),对流上升至岩浆房或岩株顶部(Shinohara et al., 1995),形成流体的外壳(图3b; Whitney, 1975; Burnham, 1979; Harris et al., 2004)。去气后的高密度岩浆,将会下沉留下空间以便新鲜的、富流体的低密度岩浆再次注入,进而向外壳继续释放新的流体和热,如此循环,直至岩浆完全固结(Burnham, 1979, 1997; Shinohara et al., 1995, 1997)。

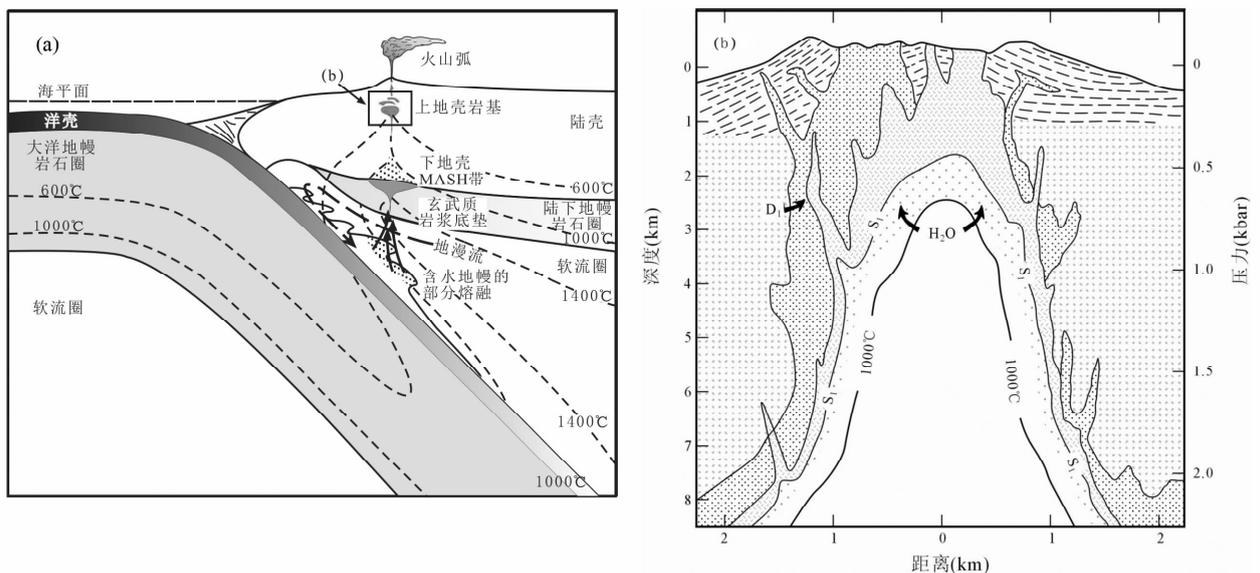


图3 (a) 岩浆弧环境下含矿斑岩形成的深部过程(Richards, 2003, 2005);

(b) 岩浆弧环境下典型斑岩矿床富水外壳形成示意图(Burnham, 1979)

Fig. 3 (a) A tectonic model for the generation of arc magmas associated with porphyry Cu deposits (after Richards, 2003, 2005); (b) Diagram illustrating generation of the H_2O -rich shell for classic porphyry Cu deposits in arc setting (after Burnham, 1979)

从深部岩浆房(温度约 700°C, 压力 ≥ 1.2 kbar)出溶的流体, 通常是盐度为 10% 左右的超临界流体(Sourirajan et al., 1962; Pitzer et al., 1986; Cline et al., 1991; Cline, 1995; Richards, 2005)。随着上升减压, 超临界流体常发生相分离, 形成高盐度富液相及低盐度富气相流体(Hedenquist et al., 1994), 且后者因压力降低会快速稀释(Henley et al., 1978)。高盐度液相是金属 Cu、Mo 等搬运的主要载体(Cline et al., 1991; Cline, 1995), 最近发现低密度气相高压下对金属的搬运作用也不可忽视(Lowenstern et al., 1991; Heinrich et al., 1999; Ulrich et al., 1999; Williams-Jones et al., 2002; Heinrich, 2005)。由于出溶流体盐度随压力的增加而增大(Kilinc et al., 1972), 而 Cu 的溶解度又随着流体盐度的增加而显著增大(Candela et al., 1984)。因此, 较高的压力条件(通常压力 ≥ 1 kbar, 即深度 ≥ 4 km; Cline et al., 1991; Cline, 1995)非常有利于流体出溶时 Cu 向流体中富集。

动力学背景: 大多数斑岩铜矿沿岛弧或陆缘弧分布的规律, 促使人们建立了经典的、斑岩铜矿起源的板块构造模型(Sillitoe, 1972; 图 2a)。这些大型-超大型斑岩铜矿常成群出现, 反映成矿弧环境常具有特殊的动力学背景和/或地壳结构, Sillitoe (1998) 首先意识到汇聚板块边缘的挤压构造背景对于形成斑岩铜矿床的重要作用, 体现为 5 种关键因素: ① 挤压环境有效地阻止了岩浆直接穿过上地壳上升到地表形成火山岩(Skarmeta et al., 2003; Gow et al., 2005); ② 挤压环境可形成比伸展环境更大的浅部岩浆房; ③ 因挤压背景下浅部的岩浆房很难喷发, 促进了岩浆房的结晶分异, 进而导致了挥发分的饱和以及大规模岩浆热液的形成; ④ 由于挤压条件下很难发育陡立的张性断裂, 有效地限制了在岩浆房顶部形成岩株(枝)的数量, 进而有利于岩浆热液向单个岩株(枝)的聚集; ⑤ 挤压背景下常发生快速的抬升与剥蚀, 因快速剥蚀而产生的突然减压作用可有效地促进岩浆热液的出溶和运移(Masterman et al., 2005)。尽管如此, 这些矿床的定位常常受张性或张扭性构造控制, 如平行岩浆弧链的走滑断裂系统和/或切割岩浆弧的正断层系统控制(Sillitoe et al., 1984; Sasso et al., 1998)。

2 中国大陆环境重要的斑岩型矿床

本文所指的大陆环境, 主要包括大陆碰撞带环境和陆内环境。按威尔逊构造旋回, 大陆的形成演

化通常经历大洋板块俯冲导致的增生造山过程、陆-陆碰撞引起的碰撞造山过程以及板内挤压缩短和岩石圈减薄诱发的陆内造山和后造山或非造山过程。在我国境内, 不论是陆-陆碰撞产生的大陆碰撞造山带(如青藏高原和秦岭造山带), 还是以燕山期构造岩浆活化为特征的陆内造山环境以及以构造体制转换为标志的非造山或后造山伸展环境, 均产出大量的斑岩型矿床(图 1 和 4)。这些矿床以其产出的非弧环境, 区别于世界范围与大洋板块俯冲有关的岩浆弧环境斑岩型矿床。

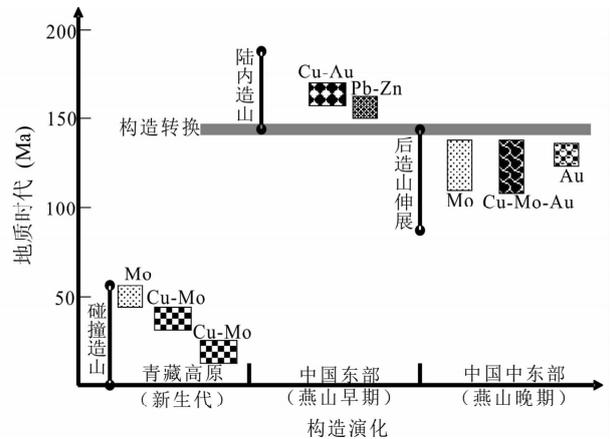


图 4 大陆构造演化的威尔逊旋回与中国大陆环境斑岩型矿床分布

Fig. 4 Evolution of the continental tectonics and distribution of non-arc porphyry-type deposits in China

2.1 斑岩型 Cu-Mo 矿床

时空分布: 中国大陆环境斑岩型 Cu-Mo 矿床集中产于青藏高原(图 5), 并向西断续延伸至西亚中新世碰撞造山带, 构成世界级规模的特提斯-喜马拉雅斑岩铜矿巨型成矿带(张洪瑞等, 2009), 堪与安第斯巨型斑岩铜矿带媲美。在青藏高原, 至少发育两条斑岩铜矿带, 即藏东玉龙斑岩铜矿带和西藏冈底斯斑岩铜矿带。前者延续长达 300km, 由 4 个大型铜矿和众多含矿斑岩体构成, 金属铜储量在 1000 万吨以上。该成矿带向北断续延伸至青海纳日贡玛, 向南经马厂氩(郭晓东等, 2009)延至云南哈博(祝向平等, 2009)。其中, 玉龙斑岩铜矿以其巨大的金属储量(Cu: 628 万吨)和较高的品位(Cu: 0.99%)而得到广泛研究(芮宗瑶等, 1984; 马鸿文, 1990; 唐仁鲤等, 1995; Hou et al., 2003a, 2007; 陈建平等, 2009)。该斑岩铜矿带与印-亚大陆主碰撞方向斜交, 受 NNW 向新生代大规模走滑断裂带控制(图 5)。斑岩带岩浆活动集中于 43~33Ma(Hou

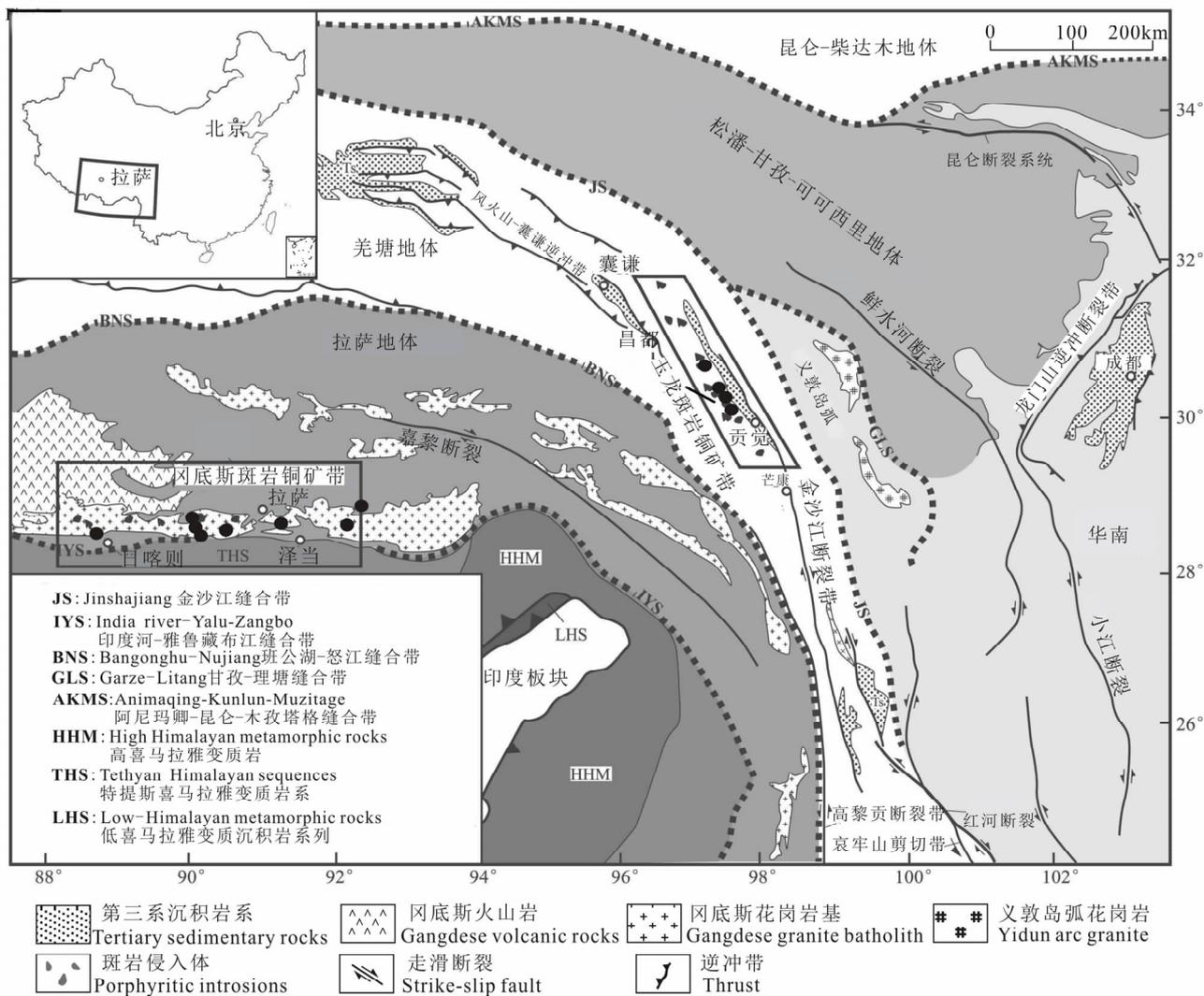


图 5 青藏高原构造格架与斑岩型 Cu-Mo 和 Cu-Au 矿床分布

Fig. 5 Simplified geological map showing tectonic framework of the Tibetan plateau and spatial distribution of collision-related Cenozoic porphyry deposits in Tibet

et al., 2003), 成矿年龄介于 40~35Ma 间 (Hou et al., 2006), 成矿作用发育于印-亚大陆晚碰撞构造转换环境 (侯增谦等, 2006b; Hou et al., 2009)。后者沿冈底斯带东西延伸约 350km, 由几个大型铜矿和一系列小型矿床矿点构成, 金属铜资源量在 2000 万吨以上, 具有世界级矿带的潜力远景 (侯增谦等, 2001, 2004; 曲晓明等, 2001)。其中, 驱龙斑岩铜矿作为典型矿床, 其规模 (Cu: 780 万吨) 位居中国首位, 得到深入研究 (郑有业等, 2002; 杨志明等, 2009; Yang et al., 2009)。该矿带产于印度-亚洲大陆主碰撞带, 矿床受近 NS 向正断层系统控制, 含矿岩浆活动集中于 18~12Ma (Hou et al., 2004a), 成矿年龄峰期在 15±2 Ma 左右 (侯增谦等, 2003a; 芮宗瑶等, 2004), 形成于后碰撞地壳伸展环境 (侯增

谦等, 2004, 2006c; Hou et al., 2004b, 2009)。

基本特征: 中国大陆环境斑岩铜矿基本地质特征与世界范围斑岩铜矿具有广泛的类似性。这些重要特征包括: ① 矿区侵入岩小体积 (直径 < 2km)、浅侵位 (0.5km 至 < 3km)、多期次侵位、多岩相分带; ② 含矿斑岩具斑状结构, 以石英二长斑岩、二长花岗斑岩、花岗闪长斑岩等。岩石主要为高钾钙碱性和钾玄岩质, 以高钾为特征 (侯增谦等, 2007); ③ 斑岩侵入体及围岩广泛发育裂隙构造控制的蚀变和矿化。蚀变从早期的中心相钾硅酸盐化和外围的青磐岩化, 演变为晚期的硅化-绢云母化和中深程度的泥化 (芮宗瑶等, 1984; Hou et al., 2003a, 2007); 矿化从早期的不规则细脉-网脉 (A 型网脉) 和板状细脉 (B 型脉) 向晚期的贯入脉 (D 型脉) 递进演变

(Yang et al., 2009); ④矿体主要产于斑岩与围岩接触带, 部分矿床全岩矿化, 矿体形态总体呈筒状、空心筒状(图 6); 矿石以细脉浸染状为主, 浸染状和细脉状矿石次之; ⑤金属硫化物以黄铁矿、黄铜矿、辉钼矿、斑铜矿为主, 氧化物以赤铁矿和磁铁矿为主, 早期为黄铁矿+黄铜矿+辉钼矿+磁铁矿组合, 晚期为黄铁矿+斑铜矿+赤铁矿组合(唐仁鲤等, 1995); ⑥成矿流体早期以高温(> 400℃)、高盐度(34%~53% NaCl) 岩浆水为主, 晚期混入大气水, 温度降低(< 350℃)、盐度衰减(< 12% NaCl)(杨志明等, 2009)。矿石 $\delta^{34}\text{S}$ 变化于 0 左右, 显示深源特征(唐仁鲤等, 1995; Qu et al., 2007)。

2.2 斑岩型 Cu-Au 矿床

时空分布: 大陆环境的斑岩型 Cu-Au 矿床主要产于中国东部燕山期活化的扬子地块边缘(图 7), 其中, 南缘发育江西德兴斑岩铜矿田(图 8), 北缘发育长江中下游成矿带的斑岩铜铁金矿(图 9)。德兴矿田由三个斑岩铜矿床组成, 铜储量达 600 万吨, 具有世界级规模(朱训等, 1983; 芮宗瑶等, 1984)。含铜斑岩锆石 SHRIMP 年龄介于 166~177Ma, 岩浆峰期年龄为 171 ± 3 Ma(王强等, 2004a), 辉钼矿 Re-Os 年龄在 173Ma(毛景文等,

2000)。矿床受变质基底网格状断裂结点控制(图 7b), 形成于中国东部燕山早期陆内造山环境(邓晋福等, 2004)。长江中下游成矿带的斑岩铜金矿主要产于鄂东(铜山口)、九瑞(城门山、封三洞等)、庐枞(沙溪)和宁镇(安基山)矿集区内, 以斑岩型 Cu-Au 矿床为主(如城门山、封三洞矿床), 斑岩型 Cu-Mo 矿床次之(如铜山口矿)(Pan et al., 1999)。可资利用的同位素测年资料表明, 含矿岩浆活动介于 150~106 Ma(常印佛等, 1991; 王立本, 1997; Pan et al., 1999), 成矿年龄介于 143~106 Ma(王立本, 1997; 徐文艺等, 1999; 罗建安, 2003; 谢桂清等, 2006), 成矿作用发育于后造山崩塌环境(邓晋福等, 2004; 侯增谦等, 2007)。

基本特征: 得益于国内矿床学家的长期研究, 中国大陆环境斑岩 Cu-Au 矿床的基本特征已基本清楚, 主要表现为: ①与 Cu-Au 矿化有关的斑岩主要为花岗闪长岩和石英闪长岩(朱训等, 1983; 翟裕生等, 1992), 很少出现与 Cu-Mo 矿化有关的花岗斑岩, 且岩石具有埃达克岩的亲性和性(Wang et al., 2006), 显示出深源的特征; ②含矿斑岩多呈直立(如城门山, 翟裕生等, 1992)或陡倾斜(如德兴, 朱训等, 1983)的小岩株产出, 岩体三维形态明显受矿区尺度

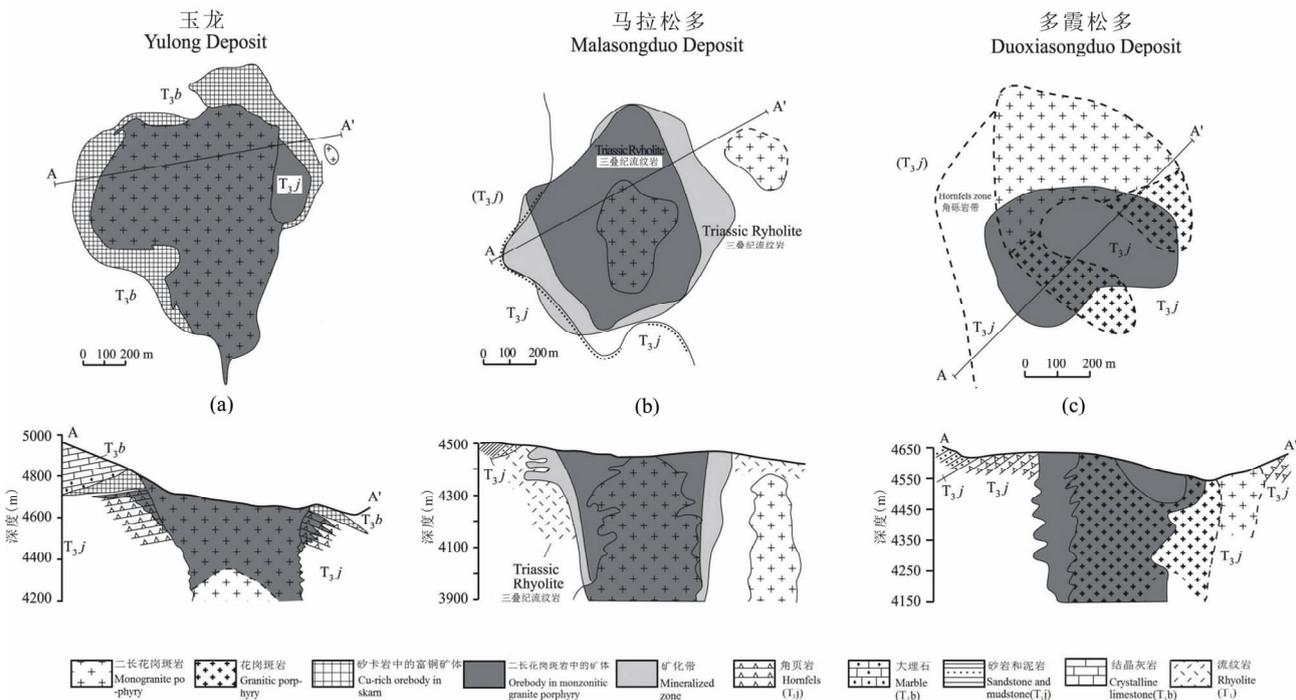


图 6 西藏玉龙斑岩铜矿带典型矿床的平剖面地质简图(据 Hou et al., 2003)

Fig. 6 Sketch geological maps and cross-sections of the three porphyry Cu deposits in the Yulong porphyry Cu belt (after Hou et al., 2003)

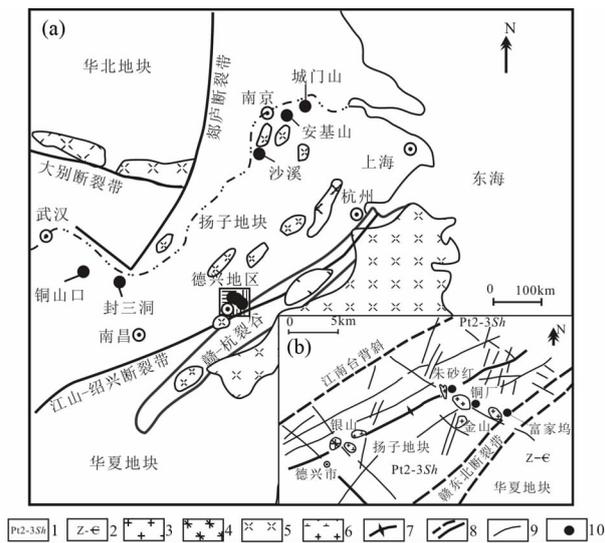


图7 中国东部构造格架与斑岩型矿床分布
(据朱训等,1983;王强等,2004a)

Fig. 7 Sketch geological geological map showing the tectonic framework and distribution of the Mesozoic porphyry-type deposits in east China (modified from Zhu et al., 1983; Wang et al., 2004a)

1—玄武质安山质火山岩及火山碎屑岩;2—震旦-奥陶系火山沉积岩;3—花岗岩长岩;4—晚侏罗纪火山岩;5—J/K火山岩;6—流纹英安斑岩及英安斑岩;7—复背斜轴;8—深大断裂带;9—断层;10—斑岩铜矿

1—Basaltic and andesitic volcanics & pyroclastic rock; 2—Sinian-Cambrian volcanic sediment; 3—Granodiorite; 4—Late-Jurassic volcanics; 5—J/K volcanics; 6—Rhyodacite porphyry & dacite porphyry; 7—Composite anticline axis; 8—Deep fracture zone; 9—Fault; 10—Porphyry Cu deposits

的构造控制,且一个矿区多出现多个斑岩侵位中心(如德兴,朱训等,1983),显示出斑岩侵位时局部地壳伸展的构造背景;③斑岩Cu-Au矿床对围岩没有选择性,既可为元古界的变质岩,也可为古生代的沉积岩,不过,区域古生代碳酸盐地层的大面积出现,致使含矿斑岩接触带及外围常具有特征的夕卡岩矿化(如城门山,翟裕生等,1992);同时,围岩与含矿斑岩截然不同的岩性,使得区域的斑岩矿床常具有明显的蚀变分带;④典型斑岩矿床常出现的蚀变类型(钾硅酸盐化、石英-绢云母化、泥化及青磐岩化,Lowell et al., 1970),在本区的斑岩Cu-Au矿床中均有出现。不过,就单个矿床来说,常缺少一种或多种蚀变类型。如德兴矿床的蚀变以石英-绢云母化和绿泥石-伊利石-水云母化为主,早期的钾硅酸盐化不发育(朱训等,1983);城门山矿床蚀变主要为钾硅酸盐化、钙硅酸盐化(即夕卡岩化)和泥化,缺少石英-绢云母化和青磐岩化(Pan et al., 1999);沙溪

矿床的蚀变则主要以钾硅酸盐化、石英-绢云母化和青磐岩化为主,缺少泥化;整体上,本区斑岩Cu-Au矿床热液蚀变遵循典型斑岩矿床蚀变分带模式(Lowell et al., 1970),不过,本区最大的斑岩矿床,德兴铜矿却呈特征的、以接触带为中心的蚀变分带模式(朱训等,1983;He et al., 1999);⑤Cu-Au矿化主要产于斑岩体之中,形成于钾硅酸盐化阶段。不过,本区最大的德兴铜矿的Cu-Au矿体则主要产于围岩之中,形成于石英-绢云母化阶段;相应的,矿体形态也有两种主要类型,多数呈筒状,而德兴则呈特征的空心筒状;除少数矿床发生次生富集形成赤铜矿等特征次生矿物外,各矿床的深成矿化特征较为相似,矿石矿物主要为黄铁矿、黄铜矿、辉钼矿、斑铜矿、磁铁矿、赤铁矿、方铅矿及闪锌矿等,金多以自然金的形式产于硫化物之中;⑥成矿流体及金属主要来自岩浆,引起矿床早期钾硅酸盐化蚀变的流体明显为高温岩浆热液(朱训等,1983;华仁民等,2000;朱金初等,2002),而引起晚期石英-绢云母化的岩浆热液中则混入了大量雨水(朱训等,1983;华仁民等,2000;朱金初等,2002)。

2.3 斑岩型Mo矿床

时空分布:大陆环境斑岩钼矿主要产于华北克拉通南缘的东秦岭地区及北缘的燕辽地区,尤其以矿床多、规模大的东秦岭地区(即东秦岭斑岩钼矿带)最为著名(陈衍景等,2000;李诺等,2007)。东秦岭钼矿带呈北西—南东向展布,西起陕西洛南,东至河南栾川,长约250 km,宽近20~30 km,矿带东段局部可宽至50~60 km(图10)。矿带整体受区域尺度的北西—南东向深大断裂控制,南界被黑沟-栾川断裂严格限制(图10),北界界限不清,石门-马超营深大断裂沿矿带中部横穿,将矿带分为南、北2个亚带(张正伟等,2001)。带内已发现的矿床有金堆城、上房沟、南泥湖、三道庄、夜长坪、鱼池岭、东沟7个超大型矿床,以及木龙沟、石家湾、木龙沟、银家沟、雷门沟、白庙沟等众多大中型矿床。按赋矿岩体性质的不同,这些钼矿床又可细分为两类:①与小岩体有关的斑岩钼矿:较早识别的斑岩钼矿类型,蚀变特征与Climax型钼矿较为类似,带内绝大多数钼矿属于此类,如金堆城、南泥湖、上房沟等;②与大岩体有关的斑岩钼矿:最近刚被发现的斑岩钼矿类型,以产于合裕岩体中的鱼池岭钼矿为代表,矿床的形成可能因岩浆不断结晶分异所致(徐道学等,未刊资料),与Climax型钼矿具有明显的成因差异,同时也具有许多不同的蚀变及矿化特征。在矿区尺度,成

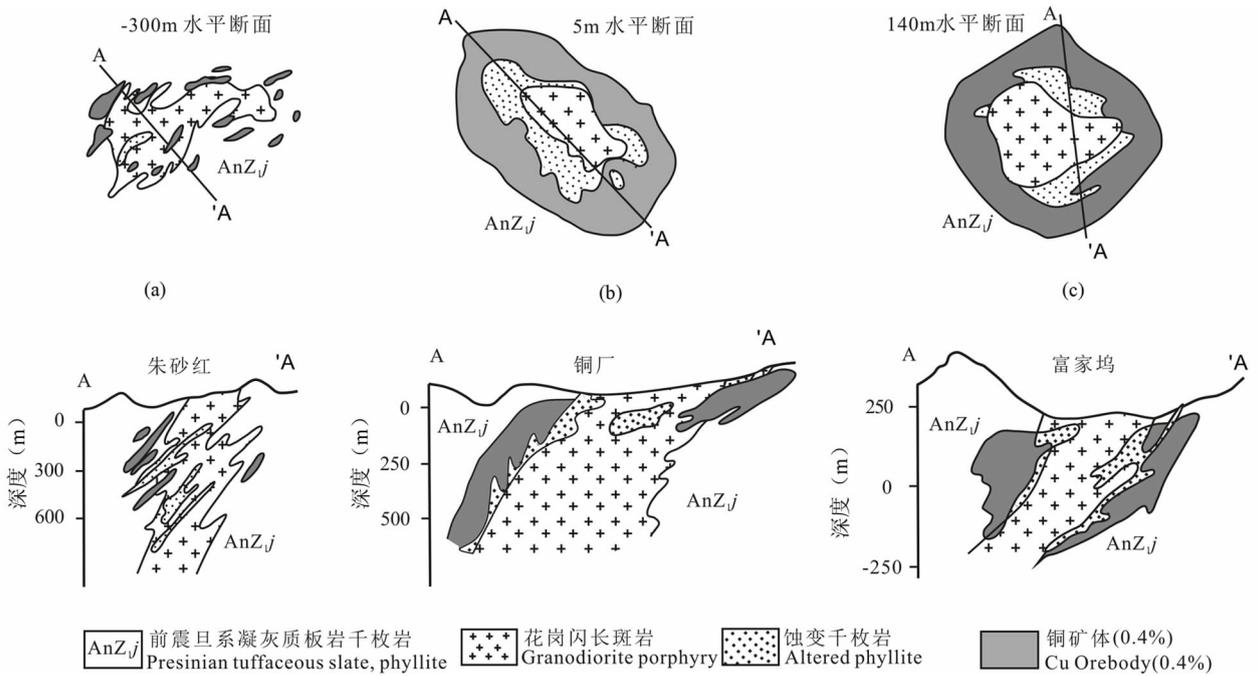


图 8 江西德兴斑岩 Cu-Au 矿床的平剖面地质图(据朱训等, 1983, 简化修改)
 Fig. 8 Sketch geological maps and cross-sections of the three orebodies in the Dexing porphyry Cu-Au deposit, Jiangxi Province (modified after Zhu et al., 1983)

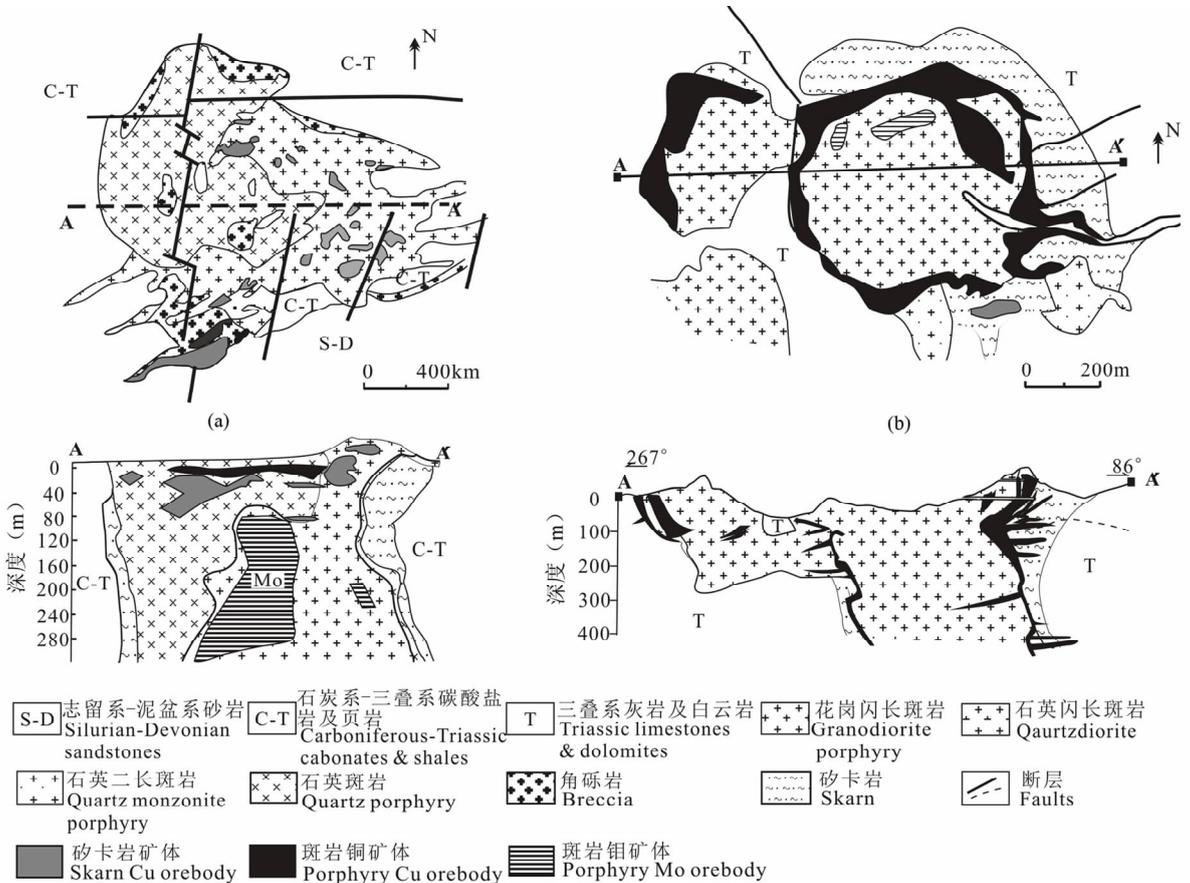


图 9 长江中下游城门山(a)和铜山口(b)斑岩型矿床的平剖面地质图(据 Pan et al., 1999)
 Fig. 9 Sketch geological maps and cross-sections of the Chengmenshan (a) and Tongshankou (b) porphyry copper deposits in the Middle-Lower Yangtze metallogenic belt (modified from Pan et al., 1999)

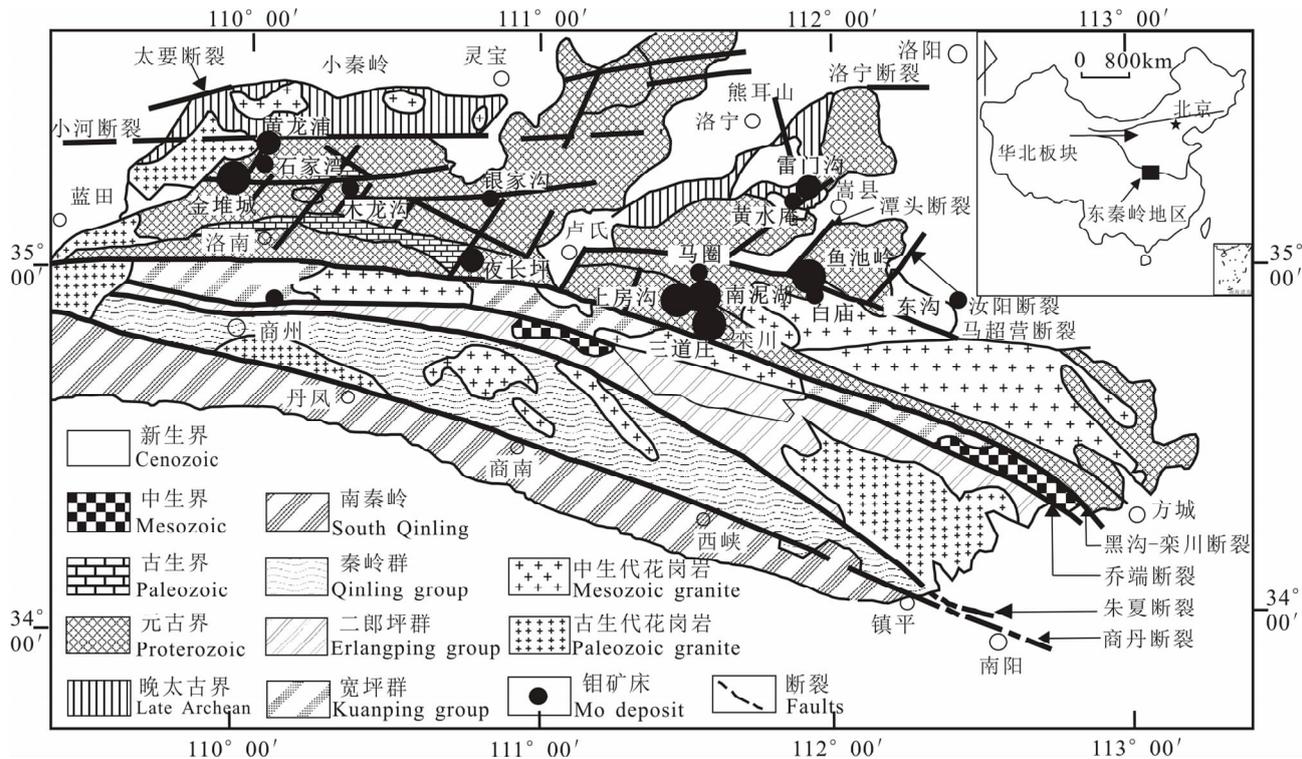


图 10 秦岭造山带构造格架与斑岩型 Mo 矿分布 (据张正伟等, 2001)

Fig. 10 Sketch geological maps showing the tectonic framework of the Qinling collisional orogen and distribution of the porphyry Mo deposits in an intra-continental setting (after Zhang et al., 2001)

矿有关的小岩体和大岩体,常产于北西向及北东向两组构造的交汇部位,明显受两者联合控制(张正伟等, 2001)。东秦岭斑岩钼矿带成矿年龄目前已得到较好地控制,除东沟矿床较为年轻外(116.5~115.5 Ma,叶会寿等, 2006),其余均集中于 130~145 Ma 之间(黄典豪等, 1994; Stein et al., 1997; 李永峰等, 2003; 周珂等, 2009),显示成矿的一致性。

基本特征:大量的资料显示,东秦岭斑岩钼矿床的基本特征具有广泛的相似性(李诺等, 2007),主要表现为:①与成矿有关的斑岩除少数为花岗闪长岩外(如木龙沟),绝大多数为高 SiO_2 (>70%)、富 F、过碱($\text{N}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 8\%$)的花岗岩(侯增谦等未刊数据),暗示可能具有统一的岩浆源区;②除鱼池岭等与大岩体有关的矿床较为复杂外,其他矿床的含矿斑岩相对简单,多为单一的、呈较小体积产出的岩株,岩株的形态受矿区尺度的构造控制(图 11),多呈直立或陡倾斜的筒状,且岩体顶部常发育记录岩浆-热液过渡过程的单向固结结构(夜长坪、金堆城等,杨志明未刊资料);③Mo 的矿化对围岩基本没有选择性,既可为安山岩等火山岩,也可为大理岩、角闪岩、细碧岩等变质岩,以及白云岩、碳酸盐等沉积岩;而矿床金属组合的差异主要因含矿斑岩的性质

不同而致,高 SiO_2 (>70%)的斑岩常对应 Mo 及 Mo-W 组合,二长花岗-花岗闪长斑岩常形成 Mo-Fe 组合,而 Mo-多金属组合则常与富 K_2O (>5%)斑岩有关(张正伟等, 2001);④典型斑岩铜矿系统中蚀变类型在东秦岭钼矿中均有发育。由于含矿斑岩富 F 的特征,大大拓展了矿床的岩浆-热液过渡过程,使得矿床具有比斑岩铜矿系统强烈得多的钾硅酸盐化蚀变;同时,由于围岩中碳酸盐地层的大量出现,区内矿床的钙硅酸盐化(及夕卡岩化)强烈发育;整体上,蚀变遵循典型斑岩铜矿蚀变分带模式,由岩体中心向外围依次为钾硅酸盐化、石英-绢云母化及青磐岩化,但泥化不发育;⑤Mo (-W-Fe) 矿化在斑岩体内部及围岩中均有发育,矿体形态因矿化类型的不同而具有明显差异,斑岩型矿化的矿体一般为筒状(图 11),如金堆城(黄典豪等, 1987)、鱼池岭(徐道学等,未刊资料),而夕卡岩型矿化的矿床则常呈似层状、透镜状,受接触带的形态控制明显;矿化一般呈脉状、细脉状的形式产出,主要发生在石英-绢云母化阶段,不过,钾硅酸盐化阶段也有少量产出(黄典豪等, 1987;任启江等, 1987);矿石矿物主要为黄铁矿、辉钼矿等,其次为白钨矿、磁铁矿、黄铜矿、闪锌矿、方铅矿、磁黄铁矿等(李永峰等, 2005);⑥成

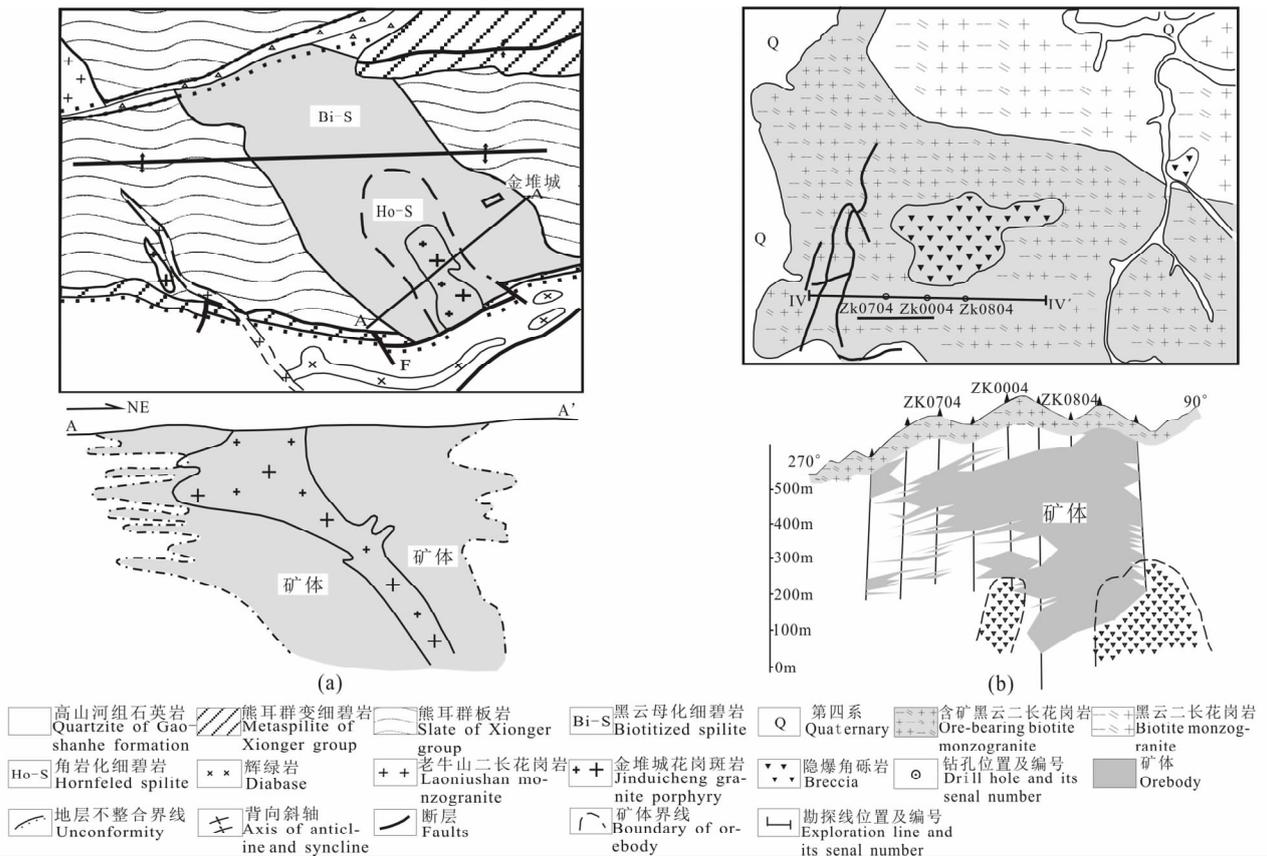


图 11 秦岭斑岩钼矿带典型矿床的平剖面地质图(a)金堆城(据黄典豪等,1987,修改);(b)鱼池岭(据周柯等,2009,修改)
 Fig. 11 Sketch geological maps and cross-sections of two porphyry Mo deposits in the Qinling orogen (a) Jinducheng(modified after Huang et al.,1987);(b) Yuchiling(modified after Zhou et al.,2009)

矿金属及 S 等主要来自岩浆,多个矿床产出的单向固结结构是流体出溶的较好记录,与矿床早期钾硅酸盐化的流体主要为高温的岩浆热液,而石英-绢云母阶段则混入了部分雨水。

2.4 斑岩型 Au 矿床

时空分布:中国大陆环境斑岩金矿目前仅在内蒙古镶黄旗有少量发现,代表性的矿床主要有哈达庙(聂风军等,1989)和毕力赫(葛良胜等,2009);两者相距约 10km,整体位于华北板块北缘白乃庙-镶黄旗成矿带内中生代陆相火山盆地的东南部(图 12),多组近 EW 向断裂和 NE 向断裂的交汇部位。斑岩体的就位受 NW 向(如毕力赫)或 EW 向(如哈达庙)等次级断裂控制。与成矿有关斑岩的形成时限目前尚未得到有效控制,不过,依据穿插关系可知,斑岩的形成应晚于矿床最年轻的围岩——玛尼吐组(约 140 Ma,高晓峰等,2005),至少在晚侏罗世之后。显然,此时区域已进入陆内伸展阶段(孟庆任等,2002)。

基本特征:尽管中国大陆环境的斑岩金矿数量

不多,但其基本特征已基本明朗,主要表现为:①与成矿有关的斑岩并非普通的钙碱性岩浆,而为富 B 的钙碱性系列,岩石组分变化于花岗闪长岩-二长花岗岩之间(杨志明等,未刊数据);此外,因岩石富 B,单向固结结构在两个矿床均有出现;②含矿斑岩多呈直立或陡倾斜的小岩株(枝)产出,形态受矿床尺度的地层及构造所控制;单个矿床常具有多个矿化中心(图 12),显示斑岩就位时区域相对伸展的构造背景;③矿床的围岩相对简单,主要为中酸性的火山岩、火山碎屑岩及侵入岩;④围岩蚀变因矿床不同,具有较大差异:哈达庙矿床的蚀变特征与典型斑岩矿床较为类似,钾硅酸盐化、石英-绢云母化、青磐岩化均有发育(聂风军等,1989),而毕力赫矿床的围岩蚀变则相对独特,主要为伊利石+绿泥石化为主,缺少由高温岩浆热液形成的钾硅酸盐化(杨志明等,未刊资料);此外,电气石化的广泛发育,是本区斑岩金矿的一大特征,可能因含矿斑岩富 B 所致;⑤矿体主要产于含矿斑岩体的顶部(如毕力赫)及与围岩的内接触带(如哈达庙)中,其形态完全受岩体的形态

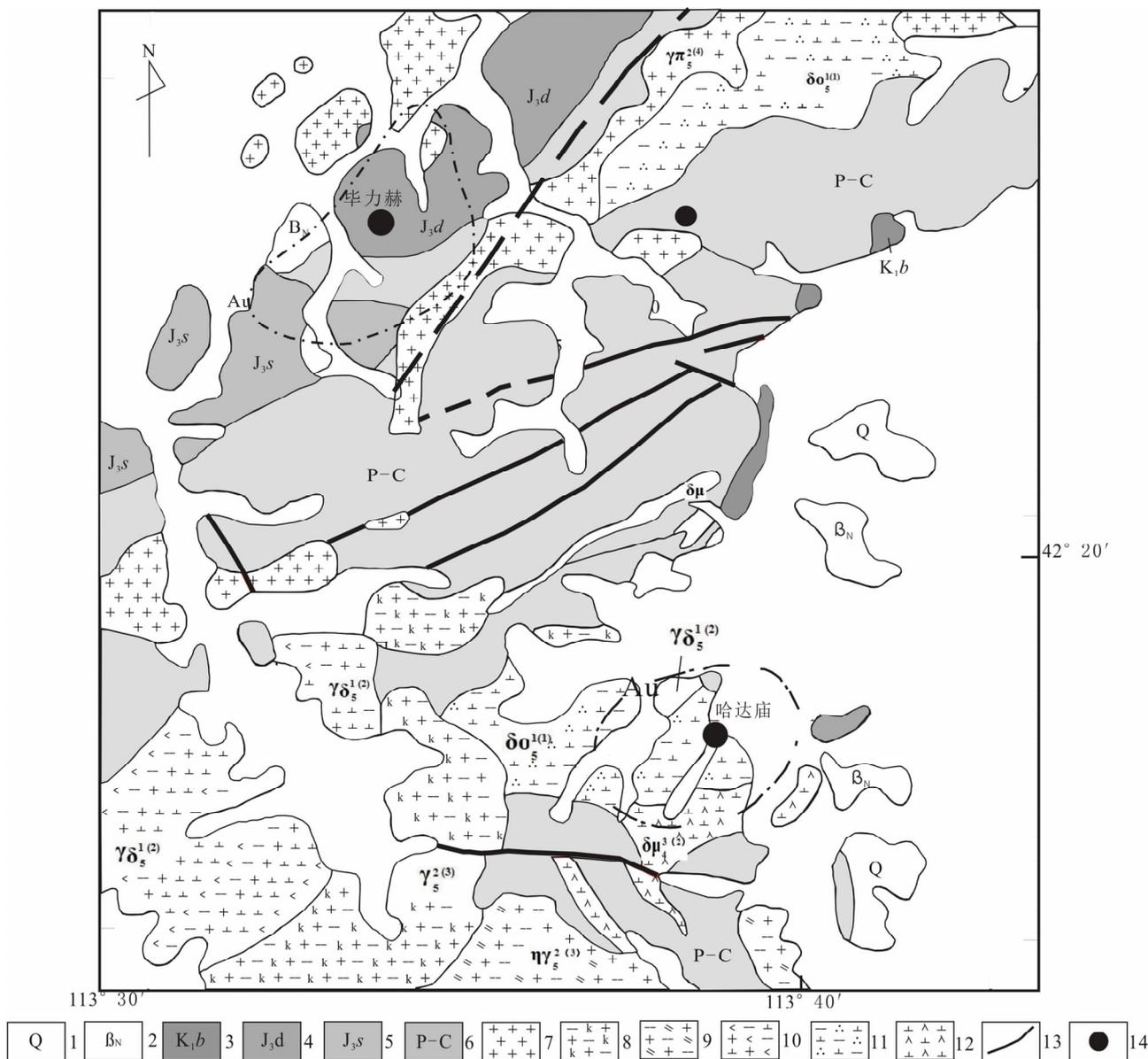


图 12 内蒙白乃庙地区区域地质简图(据内蒙古—O 三地质队 1989 年提交的 1 : 200000 白乃庙-镶黄旗区域成矿预测图修编)

Fig. 12 Sketch geological map showing distribution of the porphyry Au deposits in Bainaimiao area, Mongolia (modified after the regional metallogenic prognosis map of the Bainaimiao-Xianghuanqi district in scale of 1 : 200000 finished by the 103 geological survey team of inner mongolia in 1989)

1—第四系;2—中新统玄武岩;3—下白垩统巴音花组;4—上侏罗统多伦组;5—上侏罗统三道沟组;6—二叠系-石炭系;7—花岗岩;8—黑云钾长花岗岩;9—黑云二长花岗岩;10—角闪黑云花岗闪长岩;11—黑云石英闪长岩;12—闪长玢岩;13—断层;14—金矿床

1—Quaternary;2—Basalts of Miocene;3—Bayinhua formation of lower Cretaceous;4—Duolun formation of upper Jurassic;5—Sandaogou formation of upper Jurassic;6—Permian-Carboniferous;7—Granite porphyry;8—Biotite-feldspar granite;9—Biotite-monzogranite;10—Hornblende-biotite granodiorite;11—Biotite-quartz diorite;12—Diorite porphyry;13—Faults;14—Gold deposit

控制(图 13);因矿床不同,Au 矿化的形式具有极大差异,哈达庙矿床中的金主要产于石英-绢云母化阶段形成的石英-硫化物脉中,以自然金、银金矿的形式赋存于脉中的黄铜矿、黄铁矿等硫化物内(聂风军等,1989);而毕力赫矿床中的金则主要产于岩浆结

晶过程中形成的单向固结结构中,以自然金的形式、呈串珠状赋存在石英中(杨志明等,未刊资料);除自然金、银金矿外,两矿床中常见的矿石矿物还有白钨矿、黄铜矿、闪锌矿、黄铁矿、斑铜矿等,但与弧环境的斑岩金矿床相比,大陆环境的这些斑岩金矿中的

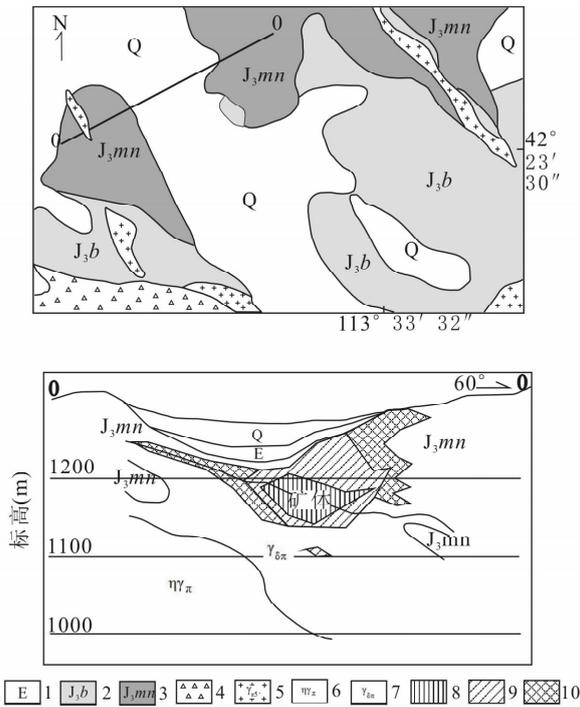


图 13 内蒙古毕力赫斑岩 Au 矿的平剖面地质图 (据葛良胜等, 2009 修改)

Fig. 13 Sketch geological maps and cross-sections of the Bilihe porphyry Au deposit in Mongolia (modified after Ge et al. 2009)

1—第三系; 2—侏罗系白音高老组; 3—侏罗系玛尼吐组; 4—构造破碎带; 5—花岗斑岩; 6—二长花岗岩; 7—花岗闪长斑岩; 8—矿体(10g/t); 9—矿体(3g/t); 10—矿体(0.5g/t)

1—Tertiary; 2—Baiyingaolao formation of Jurassic; 3—Manitu formation of Jurassic; 4—Structure fracture belt; 5—Granite porphyry; 6—Monzogranite; 7—Granodiorite porphyry; 8—Orebody(10g/t); 9—Orebody(3g/t); 10—Orebody(0.5g/t)

硫化物含量要少的多; ⑥大量单向固结结构、特别是毕力赫矿床矿化的单向固结的发现, 表明成矿金属 (Au) 来自岩浆; 同时, 与成矿有关的流体因矿床不同有较大差别, 哈达庙矿床的成矿流体为出溶的岩浆热液, 而毕力赫矿床成矿则与流体关系不大。

2.5 斑岩型 Pb-Zn-Ag 矿床

时空分布: 大陆环境的斑岩型 Pb-Zn-Ag 矿床首推江西冷水坑特大型矿床, 产出于扬子与华夏地块元古代会聚边缘南侧的武夷隆起区 (图 5), 即华夏陆块北缘 (李兆鼎等, 2003), 分布于燕山期火山断陷盆地边缘, 受 NE 和 NNE 向逆冲推覆构造 (断裂) 及其与 NW 向张性断层交汇部位控制 (孟祥金等, 2007; 图 14)。含矿岩体为超浅成侵位的长英质斑岩系统, 最新的锆石 SHRIMP 测年和全岩 Rb-Sr 定年资料表明, 含矿岩浆系统形成于 159~162 Ma,

热液蚀变矿物绢云母 $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ 年龄为 $163 \pm 1\text{Ma}$ (孟祥金等, 2009), 证明冷水坑矿体成岩成矿作用发生于燕山中期, 稍晚于德兴斑岩铜矿成矿期, 成矿作用发育于中侏罗世 (172~159 Ma) 陆内造山环境 (杨明桂等, 2002)。

基本特征: 尽管冷水坑式斑岩 Pb-Zn-Ag 矿床的总体特征与斑岩型 Cu 矿有诸多相似之处, 但有其独特性 (见孟祥金等, 2009)。主要表现在: ①含矿岩体受逆冲推覆构造控制, 超浅成侵位, 以大量发育隐爆角砾岩为特征 (图 14); ②含矿斑岩, 即花岗斑岩, 常常与非石英英正长斑岩 (流纹斑岩) 和矿后钾长花岗斑岩“三位一体”, 密切共生 (图 14)。含矿斑岩主要为高钾钙碱性和钾玄岩系列, 以高钾、高硅和铝过饱和为特征 (孟祥金等, 2007); ③热液蚀变不具明显的钾硅酸盐化蚀变, 但发育大量的铁锰碳酸盐化蚀变, 显示一定的蚀变分带, 从岩体中心向外依次为绿泥绢云母化带 → 绢云母化碳酸盐化硅化黄铁矿化带 → 碳酸盐化绢云母化带 (图 15); ④矿化以斑岩型银铅锌矿化为主, 下覆层控叠生银铅锌矿化次之。斑岩型矿化具有分带性: 铜 (金) 矿化主要产于斑岩体近根部带, 铅锌矿化位于斑岩体内带, 银铅锌矿化位于岩体前缘及接触带。矿石以浸染状和细脉浸染状为主, 似层状和细脉状矿石次之; ⑤主要矿石矿物组合为黄铁矿、闪锌矿、方铅矿、螺状硫银矿、自然银等; ⑥初始成矿流体主要来自斑岩岩浆系统, 成矿流体温度相对较低 (180~360°C), 中低盐度 (5.7%~9.4% NaCl_{eq}), 反映成矿期成矿流体有大量天水贡献 (齐进英, 1987; 孟祥金等, 2007)。

3 含矿斑岩岩浆系统

根据中国大陆环境含矿斑岩的岩石地球化学特征、Sr-Nd-Pb 同位素组成以及矿化金属组合, 可以识别出 4 套不同的含矿斑岩岩浆系统。

3.1 含 Cu(-Mo,-Au) 岩浆系统

3.1.1 岩石地球化学特征

中国大陆环境含 Cu(-Mo,-Au) 岩浆系统, 包括青藏高原大陆碰撞带的含矿斑岩以及中国东部德兴和长江中下游含矿斑岩。该岩浆系统岩石多为高钾钙碱性的和/或钾玄质中酸性岩, 尤以高 K 明显区别于岩浆弧环境钙碱性系列的含铜斑岩 (图 16a; 侯增谦等, 2007)。其中, 玉龙含矿斑岩主体为钾玄质的, 德兴含矿斑岩为高钾钙碱性的, 冈底斯含矿斑岩介于两者之间, 长江中下游含矿斑岩 SiO₂ 和 K₂O 含量变化较大, 自钙碱性到钾玄质均有发育 (图 16a)。

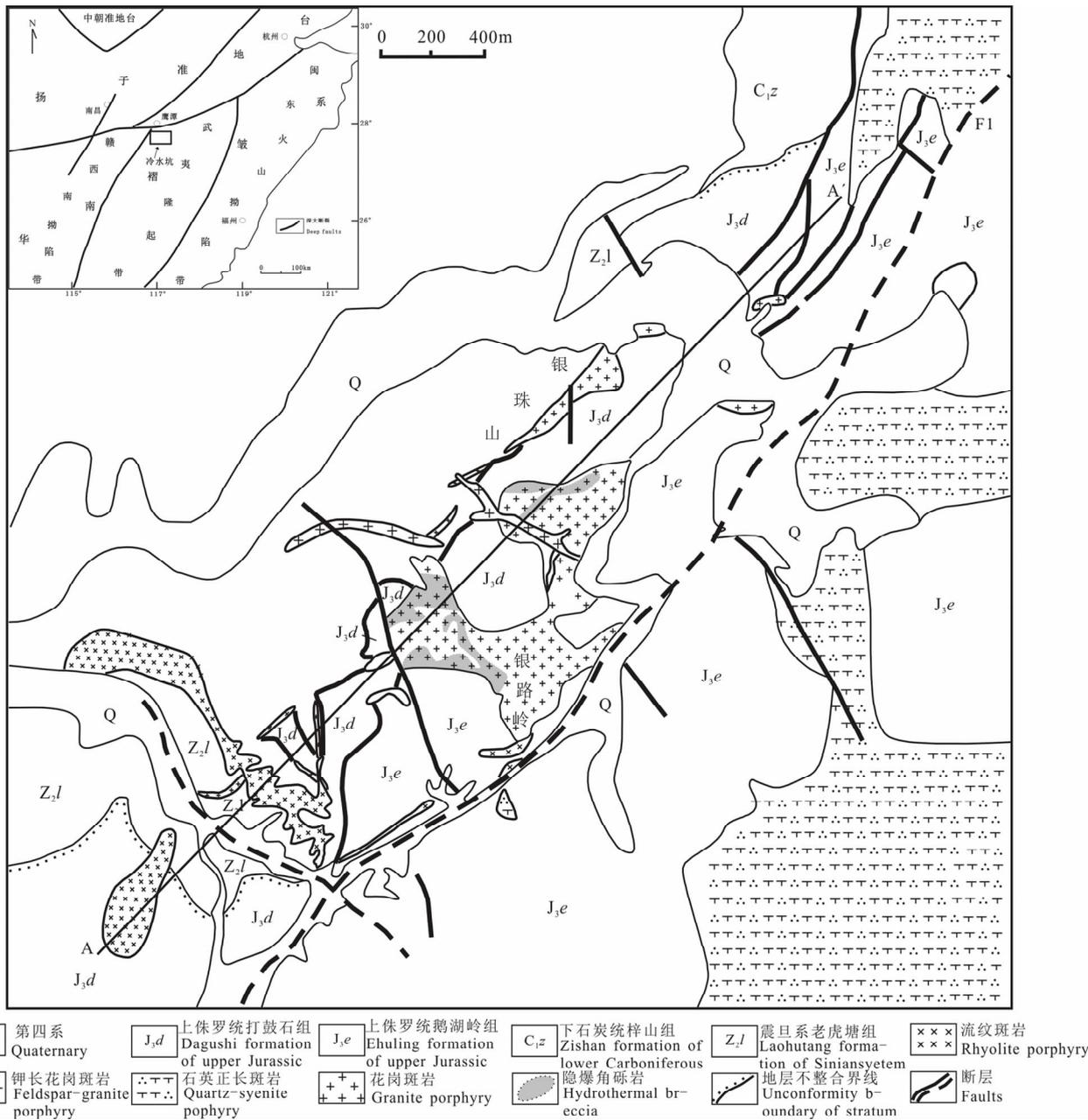


图 14 江西冷水坑斑岩型 Pb-Zn-Ag 矿矿区地质简图(据孟祥金等,2009)

Fig. 14 Sketch geological maps of the Lengshukeng porphyry Pb-Zn-Ag deposit in Jiangxi(after Meng et al. , 2009)

不同环境岩浆 K₂O 含量差别反映它们具有不尽不同的起源和演化过程。

大陆环境含 Cu 斑岩的 REE 配分型式以较明显的 LREE/HREE 分馏 (La/Yb=17.2~63.9 之间) 和无 Eu 负异常为特征(图 17a)。虽然其显示岛弧型岩石所拥有的高场强元素 (HFSE: Nb, Ta, Ti, P) 亏损和大离子不相容元素 (LILE: Rb, K, Ba) 富集特征(图 17b; 曲晓明等, 2001; 王健等, 2003; Hou et al., 2003), 但其岩浆起源与大洋板片俯冲没有直接关系(侯增谦等, 2007)。大陆环境含 Cu 斑岩通常

具有埃达克岩(adakite) 岩浆亲合性。在中国东部, 不论是产于扬子地块南缘的德兴铜矿区, 还是扬子地块北缘的长江中下游成矿带的斑岩铜矿区(铜山口、安基山), 其含矿斑岩 Y 含量变化于 $7.5 \times 10^{-6} \sim 16.9 \times 10^{-6}$ 间, Sr/Y 比值变化于 39~144 之间, La_N/Yb_N 比值变化于 16~61 之间, 均显示埃达克岩特征(图 18; Xu et al., 2002; 张旗等, 2001, 2002; 王强等, 2004a, b; Wang et al., 2006)。在青藏高原大陆碰撞带, 不论是玉龙斑岩铜矿带, 还是冈底斯斑岩铜矿带, 其含矿斑岩的 Y 变化于 $2.9 \times 10^{-6} \sim 16.7$

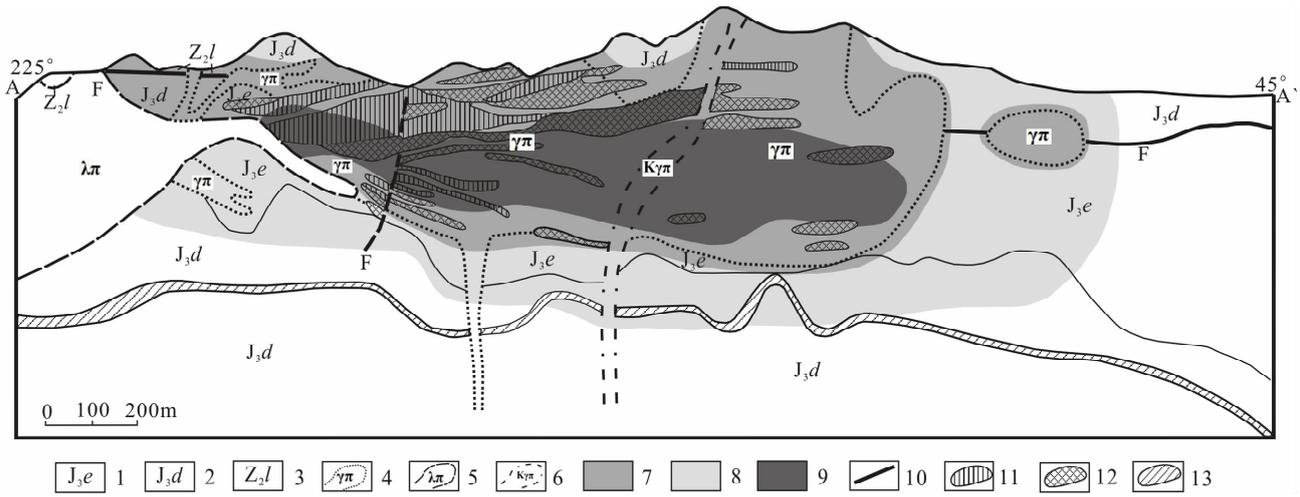


图 15 江西冷水坑矿床蚀变分带与矿体产出特征

Fig. 15 Sketch geological maps showing the alteration zonation and orebody type of the Lengshuikeng deposit

1—上侏罗统鹅湖岭组; 2—上侏罗统打鼓顶组; 3—上震旦统老虎塘组; 4—花岗斑岩; 5—流纹斑岩; 6—钾长花岗斑岩; 7—绢云母化-碳酸盐化-硅化-黄铁矿化带; 8—碳酸盐化-绢云母化带; 9—绿泥石绢云母化带; 10—断层; 11—银铅锌矿体; 12—铅锌矿体; 13—铁锰铅锌银矿层
 1—Ehuling formation of upper Jurassic; 2—Daguding formation of upper Jurassic; 3—Laohutang formation of upper Siniansystem; 4—Granite porphyry; 5—Rhyolite porphyry; 6—Syenite-granite porphyry; 7—Sericitization-carbonation-silicification-pyritized belt; 8—Carbonation-sericitization belt; 9—Chlorite-sericitization belt; 10—Faults; 11—Ag-Pb-Zn orebody; 12—Pb-Zn orebody; 13—Fe-Mn-Pb-Zn Ag orebody

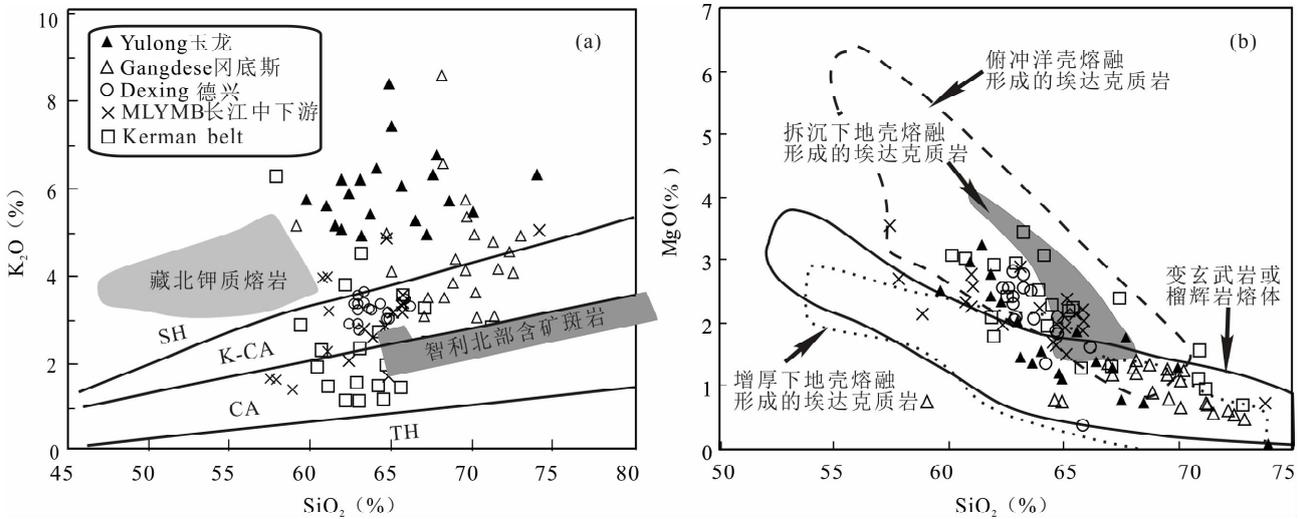


图 16 中国大陆环境斑岩矿床含矿斑岩的 SiO₂-K₂O 图(a)和 SiO₂-MgO 图(b)

Fig. 16 SiO₂ versus K₂O of the host porphyries in the porphyry-type deposits in Chinese continental settings

数据来源: 冈底斯斑岩来自 Hou et al. (2004a); 玉龙带斑岩来自王健等(2003), 侯增谦等(2004c)和姜耀辉等(2006); 德兴斑岩数据来自王强等(2004a); 铜山口斑岩数据来自王强等(2004b); 安基山含矿斑岩数据来自 Xu et al. (2002); 沙溪含矿斑岩数据来自王强等(2001)
 Date source: Gangdese from Hou et al. (2004a); Yulong belts from Wang et al. (2003), Hou et al. (2004c), Jiang et al. (2006); Dexing from Wang et al. (2004a); Tongshankou from Wang et al. (2004b); Anjishan from Xu et al. (2002); Shaxi from Wang et al. (2001)

× 10⁻⁶ 间, Sr/Y 比值变化于 19 ~ 186 之间, La_N/Yb_N 比值变化于 16 ~ 65 之间, 也同样显示典型的埃达克岩特征(图 18; Gao et al., 2003; 侯增谦等, 2004b, c; Hou et al., 2004a; 姜耀辉等, 2006)。

然而, 与岛弧环境的含矿埃达克岩相比, 大陆环

境的含矿埃达克岩以高钾、低镁为特征(图 16b)。前者通常富钠, Na₂O/K₂O > 1.8, 后者通常富钾, Na₂O/K₂O < 1.2。前者的 Sr-Nd 同位素组成接近于 MORB(张连昌等, 2004; 赵振华等, 2004), 而后者以高(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i、低¹⁴⁴Nd/¹⁴³Nd 为特征, 明显偏

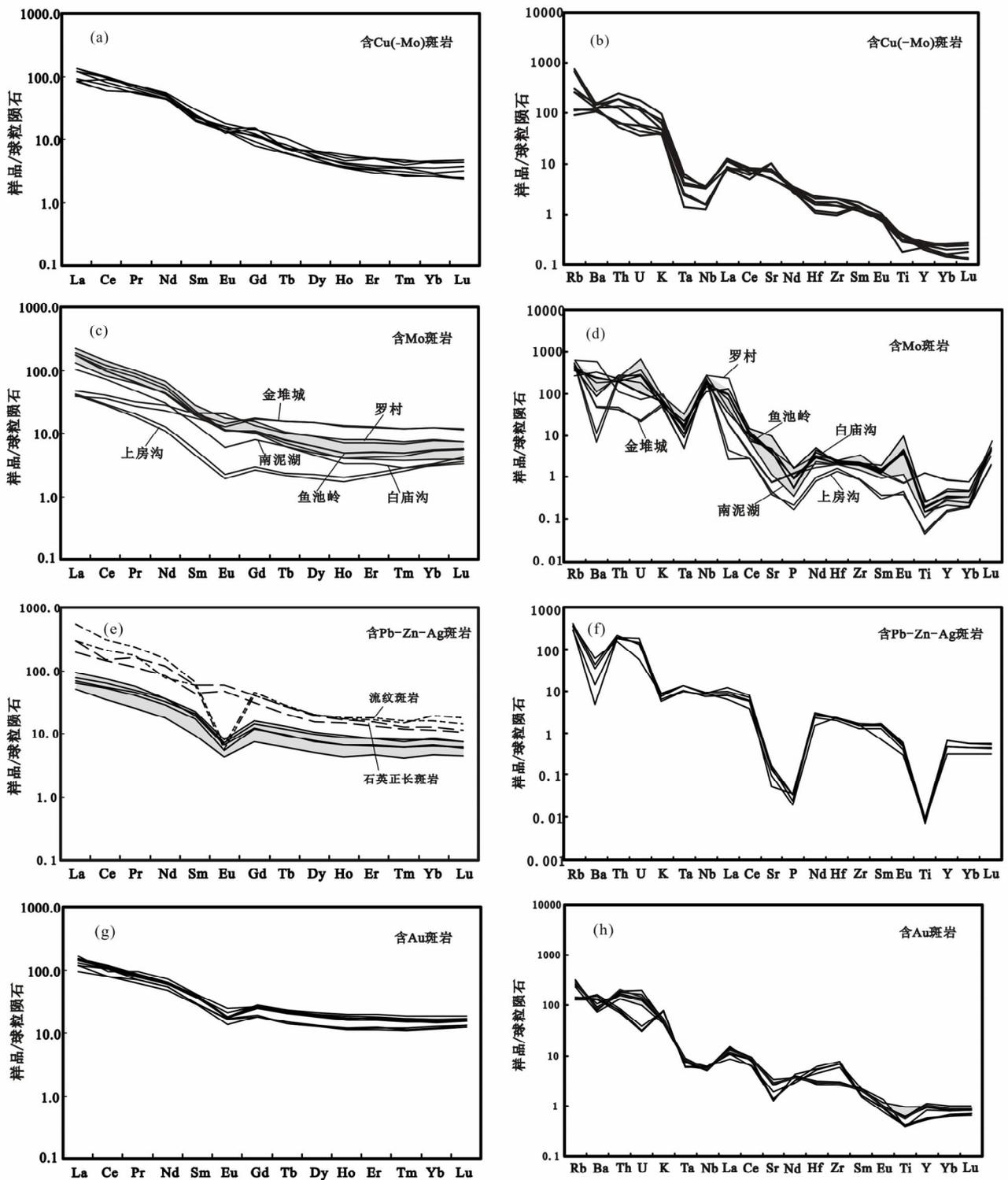


图 17 中国大陆环境含矿斑岩的 REE 配分型式和微量元素蛛网图

Fig. 17 REE patterns and spidergrams of trace elements of the host porphyries in the continental settings

a-b: 斑岩型 Cu(-Mo,-Au) 矿床; c-d: 斑岩型 Mo 矿床; e-f: 斑岩型 Pb-Zn-Ag 矿床; g-h: 斑岩型 Au 矿床

a-b: porphyry Cu(-Mo,-Au) deposits; c-d: porphyry Mo deposits; e-f: porphyry Pb-Zn-Ag deposits; g-h: porphyry Au deposits

离 MORB(图 19)。岛弧环境埃达克岩的 Pb 同位素组成以低放射性 Pb 为特征, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值通常不超过 15.55(Hou et al., 2004a), 大陆环境埃达克岩

则与之相反, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 多数大于 15.55(图 20)。这些系统差异表明, 尽管两类环境的含矿斑岩均具有埃达克岩岩浆亲和性, 但来自于显著不同的岩浆

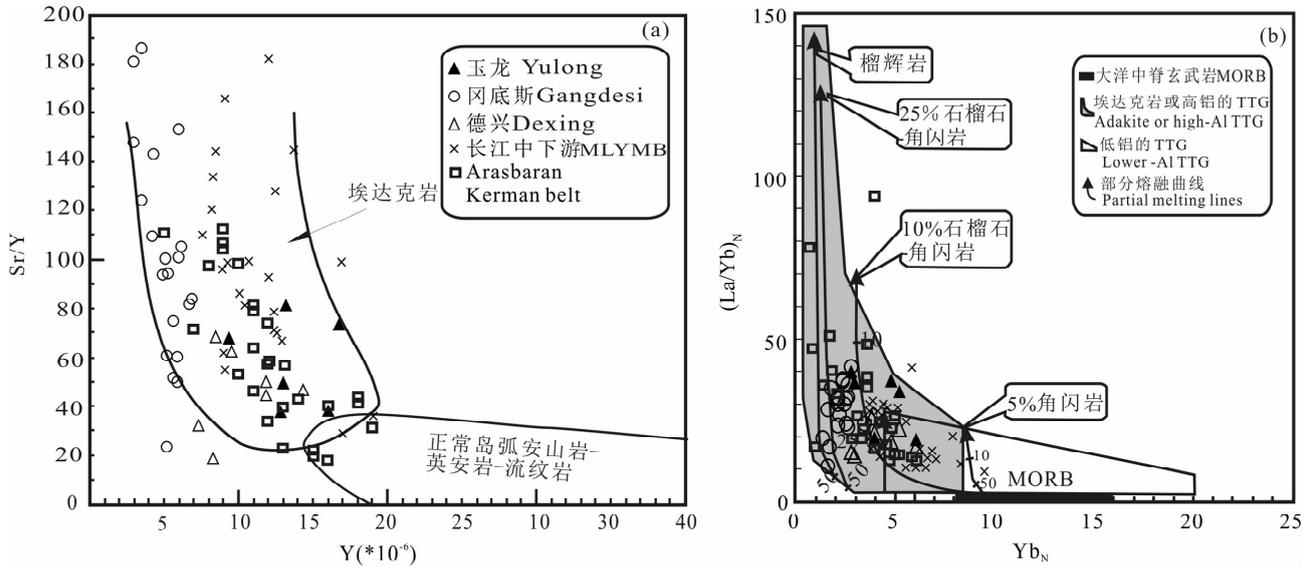


图 18 (a) 大陆环境含矿斑岩的 Y-Sr/Y 图; (b) 大陆环境含矿斑岩的 Yb_N-La_N/Yb_N 图
 Fig. 18 Y-Sr/Y (a) and Yb_N-La_N/Yb_N (b) plots for the host porphyries in the Chinese porphyry-type deposits in the continental settings

数据来源: 冈底斯斑岩来自 Hou et al. (2004a); 玉龙带斑岩来自侯增谦等(2004c)和姜耀辉等(2006); 德兴斑岩数据来自王强等(2004a); 铜山口斑岩数据来自王强等(2004b); 安基山含矿斑岩数据来自 Xu et al. (2002); 沙溪含矿斑岩数据来自王强等(2001)
 Date source: Gangdesi from Hou et al. , (2004a); Yulong belts from Hou et al. (2004c), Jiang et al. , (2006); Dexing from Wang et al. ,(2004a); Tongshankou from Wang et al. ,(2004b); Anjishan from Xu et al. , (2002); Shaxi from Wang et al. ,(2001)

源区。

3.1.2 岩浆起源演化

中国大陆环境含 Cu 斑岩的岩浆起源, 尽管尚存不同的观点, 但多数研究者认为, 这些含矿埃达克岩来自于加厚下地壳的部分熔融(张旗, 2001; 侯增谦等, 2003)。侯增谦等(2007)识别出三类不同的岩浆源区, 即, ①新生的加厚下地壳, ②软流圈物质注入的加厚下地壳, ③拆沉的加厚下地壳。

新生的加厚下地壳的部分熔融: 来自这种新生的加厚下地壳部分熔融的埃达克质熔体, 以冈底斯铜矿带含矿斑岩为代表。其可信的证据包括: ①冈底斯含矿斑岩相对高 K 而非高 Na, 相对高 Rb/Sr, Ba/Sr 比值, Sr-Nd 同位素组成明显偏离 MORB(图 19), 证明其不可能来自白垩纪末俯冲的新特提斯大洋板片, 只能来自碰撞加厚的西藏下地壳(Chung et al. , 2003; Hou et al. , 2004a); ②冈底斯含矿斑岩 Sr-Nd 同位素成分, 既偏离 MORB, 又不同于古老的下地壳, 而是处于 MORB 与下地壳混合线上(图 19), 这种特征要么反映加厚下地壳物质遭受软流圈物质渗透交代, 要么反映加厚下地壳是一种新生的镁铁质物质; ③含 Cu 斑岩岩浆锆石 Hf 同位素组成(ε_{Hf})变化于 +4.6 ~ +6.9(玉龙含 Cu 斑岩)到 +6.2 ~ +9.9(冈底斯含 Cu 斑岩)(图 21), 反映岩

浆源区为镁铁质下地壳(cf. Dobosi et al. , 2003); ④在喜马拉雅东西构造结, 已经发现折返地表的古新世榴辉岩(Pagnant et al. , 1991; Rolland et al. , 2002)及石榴石麻粒岩和石榴石辉石岩(Ding et al. , 2001), 证实青藏高原的镁铁质加厚下地壳确已相变成榴辉岩和角闪榴辉岩; ⑤地球物理探测表明, 平均厚达 65~75 km 的冈底斯带深部 60km 处, 存在一个厚约 14~20 km 的高速层(V_p = 7.2~7.5 km/s)(Kind et al. , 1996; Owen et al. , 1997), 被解释为高密度(> 3.0 g/cm³)的高压含石榴石镁铁质岩(Owen et al. , 1997), 可能是通过镁铁质岩浆大规模底侵作用形成的。这些证据表明, 印度-亚洲大陆强烈碰撞期前, 玄武质岩浆在下地壳底部大规模底侵, 形成了厚达 10 余 Km 的高密度含石榴石镁铁质岩层(Mo et al. , 2007), 为冈底斯含矿斑岩岩浆提供了源区。

玉龙铜矿带含矿斑岩的岩石地球化学特征与之类似, 也以高 K₂O、高⁸⁷Sr/⁸⁶Sr、低 ε_{Nd}、正 ε_{Hf} 为特征(图 21), 在图 19 中也介于 MORB 与古老下地壳之间。尽管对玉龙含矿斑岩成因尚有不同认识, 但越来越多的证据表明, 含矿斑岩岩浆来源于加厚下地壳的镁铁质部分, 或者来源于经历过软流圈物质添加的壳/幔过渡带(邓万明等, 1998; 钟大赉等, 2000;

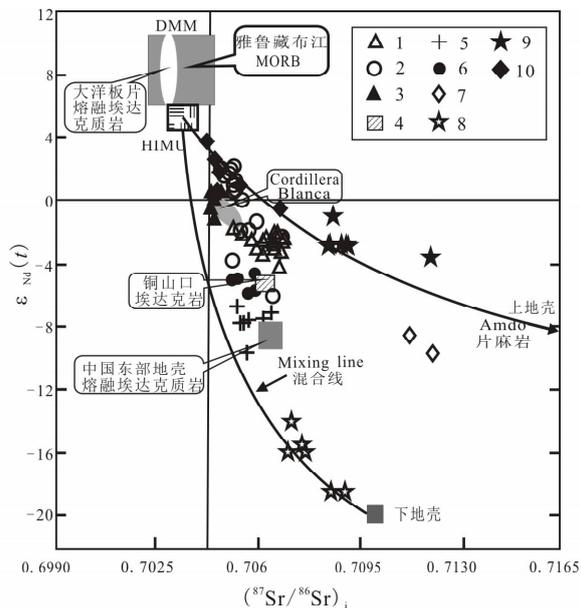


图 19 中国大陆环境含矿斑岩的 Sr-Nd 同位素组成
Fig. 19 Sr-Nd isotopic compositions of host porphyries for the Chinese porphyry-type deposits in the continental settings

1—玉龙;2—冈底斯;3—德兴;4—铜山口;5—安基山;6—沙溪;
7—冷水坑;8—秦岭;9—毕力赫;10—Kerman (Iran). 资料来源:冈底斯斑岩铜矿带的含矿斑岩数据来自 Hou et al. (2004a); 玉龙斑岩铜矿带斑岩数据来自芮宗瑶等(2004)和侯增谦等(2004c); 德兴铜矿含矿斑岩数据来自王强等(2004a); 安基山含矿斑岩数据来自 Xu et al. (2002); 铜山口含矿斑岩数据来自王强等(2004b); 沙溪含矿斑岩数据来自王强等(2001); 冷水坑含矿斑岩来自孟祥金等(2008); 斑岩型 Mo 矿和 Au 矿床资料来自侯增谦等未刊资料

1—Yulong; 2—Gangdisi; 3—Dexing; 4—Tongshankou; 5—Anjishan; 6—shaxi; 7—Lengshuikeng; 8—Qinling; 9—Bilihe; 10—Kerman (Iran). Date source: Gangdese from Hou et al., (2004a); Yulong belts from Rui et al., (2004), Hou et al., (2004c); Dexing from Wang et al., (2004a); Tongshankou from Wang et al., (2004b); Anjishan from Xu et al., (2002); Shaxi from Wang et al., (2001); Lengshuikeng from Meng et al., (2008); Porphyry Mo and Au deposits from Hou et al., (no publish)

侯增谦等, 2004c)。

总之,产于大陆碰撞带环境的含矿斑岩,起源于新生的加厚下地壳。由于幔源物质不同程度、不同方式的添加作用,致使新生的下地壳成分有别于古老的下地壳,成为含矿埃达克岩浆的重要源岩(图 22a)。

软流圈物质注入的加厚下地壳部分熔融:来自这种被软流圈物质注入和交代的下地壳的含矿埃达克质熔体,以德兴含矿斑岩为代表。王强等(2004a)和 Wang 等(2006)提出,这套埃达克质岩浆来源于

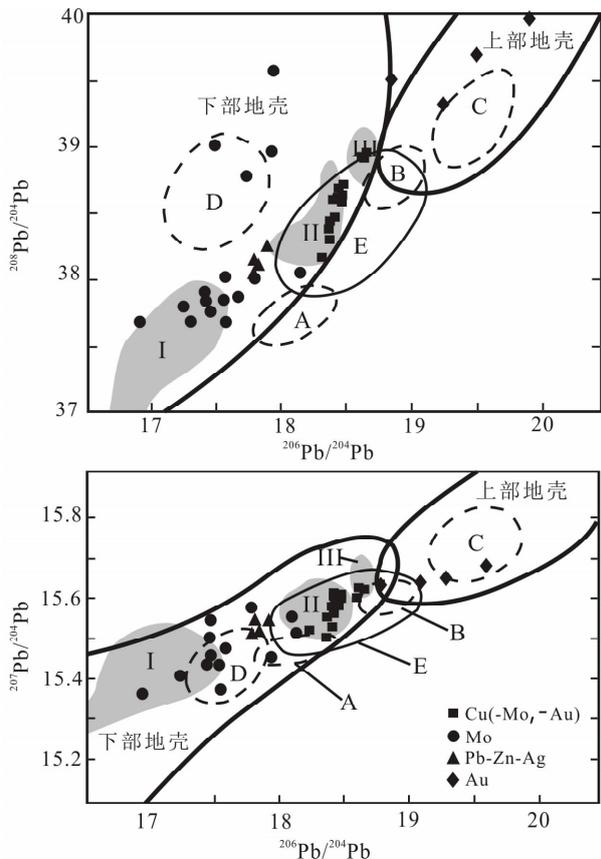


图 20 中国大陆环境含矿斑岩的 Pb 同位素组成
Fig. 20 Pb isotopic compositions of host porphyries for the Chinese porphyry-type deposits in the continental settings

资料来源:斑岩型 Cu(-Mo, -Au)矿床资料来自 Hou 等(2004)和 Hou 等(2005); 斑岩型 Mo 矿床资料来自卢钦祥等(2002); 斑岩型 Au 矿床资料来自聂凤军等(1989); 斑岩型 Pb-Zn-Ag 矿床资料来自孟祥金等(2008)。I、II、III 分区来自邓晋福等(2004), 分别代表再活化克拉通(I)、再活化的造山带(II)和大陆碰撞带或加厚地壳区(III)。A-E 分区来自卢钦祥等(2002), 分别代表地幔(A)、造山带(B)、上部地壳(C)、下部地壳(D)和壳下岩石圈(E)

Date source: porphyry Cu(-Mo, -Au) deposits from Hou et al., (2004), Hou et al., (2005); porphyry Mo deposits from Lu Q X (2002); porphyry Au deposits from Nie F J (1989); porphyry Pb-Zn-Ag deposits from Meng X J (2008). I, II, III division from Deng J F et al., (2004), I—reactivation craton; II—reactivation orogenic belts; III—continental collision belt or thicken crust region.; A-E division from Lu X X et al., (2002), A—mantle; B—orogenic belts; C—upper crust; D—lower crust.; E—lithosphere under crust

拆沉的下地壳部分熔融,但在上升过程中与上覆的地幔岩石圈发生反应。其主要依据是含矿斑岩具有相对较高的 ϵ_{Nd} 值(1.8~-1.14)和较高的 $Mg^\#$ (48~53)。然而,这一解释似乎与现有地质事实不符。我们之所以强调其来源于被软流圈物质注入和交代

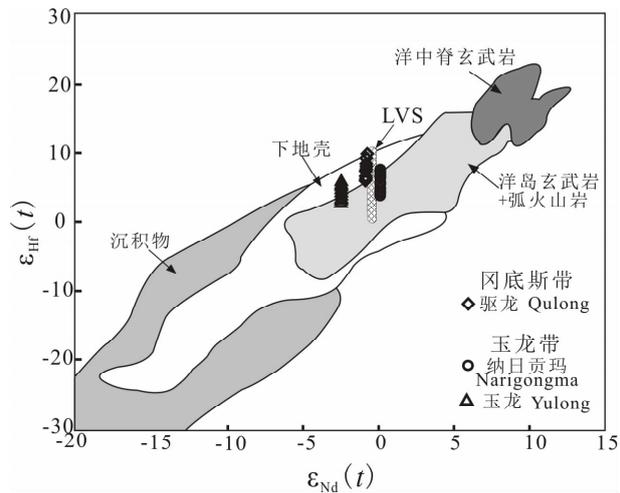


图 21 中国大陆环境斑岩型 Cu(-Mo,-Au) 矿床含矿斑岩 ϵ_{Nd} 与岩浆结晶锆石 ϵ_{Hf} 关系图

Fig. 21 Relationship between ϵ_{Hf} values of magmatic zircons and ϵ_{Nd} values of host porphyries from non-arc porphyry-type Cu(-Mo,-Au) deposits in China

的加厚下地壳,主要基于以下基本事实:①在下扬子,早侏罗世的岩浆间断(190~180Ma)和中晚侏罗世的大规模逆冲推覆构造表明,侏罗纪时期陆内造山作用导致了地壳缩短和加厚,据估计,地壳加厚厚度达 10~20 km,而岩石圈厚度减薄至 60~80km (邓晋福等,2004);②与德兴含矿斑岩岩浆活动相伴产出少量的幔源岩浆岩,呈小体积、大范围分布,指示了中侏罗世的软流圈和岩石圈地幔异常活跃。可资利用的地球物理资料显示,软流圈发生大规模上涌和热侵蚀。因此,我们认为,在中侏罗世陆内造山期,来自软流圈的小批量的岩浆沿地幔薄弱带上侵,并注入和添加到加厚的下地壳,同时对其进行强烈交代,可能形成了含一定量幔源组分的新生(juvenile)下地壳,为埃达克岩浆提供了理想的物源和热源(图 22b),其部分熔融产生了具有较高 ϵ_{Nd} 值和较高 $Mg^{\#}$ 的含矿埃达克质岩浆。

拆沉下地壳的部分熔融:属于此类的含矿埃达克岩包括长江中下游成矿带的城门山斑岩(153~118 Ma)、封三洞斑岩(149~138 Ma)、铜山口斑岩(143 Ma)、铜陵斑岩(150~120Ma)和安基山斑岩(123~106Ma)(Xu et al., 2002; 王强等, 2004a, b)。其主要证据包括:① 岩浆活动时限与中国东部构造机制转折(~140Ma)和岩石圈巨大减薄峰期时限(140~100Ma)相吻合(翟明国等, 2003; 邓晋福等, 2004);②埃达克质含矿斑岩的形成,与地壳减薄事件(减薄达 10km)及裂陷盆地发育相对应(Xu et

al., 2002);③含矿斑岩 Sr-Nd 同位素组成反映了更多的下地壳物质贡献,但仍显示地幔物质贡献的印迹(图 19);④含矿斑岩的 MgO 和 $Mg^{\#}$ 明显偏高,反映埃达克质岩浆在上升侵位途中曾与地幔橄榄岩发生相互作用(图 22c; Xu et al., 2002; 王强等, 2004a, b)。

总之,中国大陆环境含 Cu 岩浆系统以高钾为特征,主体来源于加厚的下地壳的部分熔融。幔源组分以不同的方式和不同的比例加入到含矿的岩浆系统中。从威尔逊构造旋回看,从碰撞造山,经陆内造山,到后造山伸展(或非造山),含 Cu 岩浆的起源深度逐渐减小,反映了软流圈的不断上涌-侵蚀过程,乃至岩石圈大规模拆沉过程(图 22)。

3.2 含 Mo 岩浆系统

3.2.1 岩石地球化学特征

中国大陆环境含 Mo 岩浆系统,以秦岭造山带含 Mo 斑岩为代表。该岩浆系统以较高的 SiO_2 含量有别于大陆环境含 Cu 岩浆系统,岩性以花岗斑岩为主,花岗闪长斑岩次之。岩石相对高 K 和 F,多属高钾钙碱性的和/或钾玄质系列(图 16),明显区别于岩浆弧环境石英二长岩型含 Mo 斑岩(Misra, 2000)。

中国大陆环境含 Mo 斑岩的 REE 配分型式与含 Cu 斑岩类似(图 17c),其蛛网图显示 Ti、P、Nb、Ta 等 HFSE 相对亏损,而 K、Ba、Rb 等 LILE 相对富集(图 17d),这或者暗示其岩浆源区相对富水,或者反映岩浆源区可能遭受过俯冲带流体的交代作用。根据含 Mo 斑岩的 REE 配分型式和 Y 含量,可将其分为三组:

(1)无 Eu 异常含 Mo 岩石:包括秦岭钼矿带之石家湾花岗闪长岩、鱼池岭花岗岩及花岗斑岩、罗村花岗岩和白庙沟花岗斑岩,主要呈岩基产出,少量呈岩瘤产出。它们以较为平直的 LREE 富集型配分型式($La/Yb=14.8\sim95.8$ 之间)和无或弱 Eu 异常为特征(图 17c)。这些斑岩具有较低的 Y($6.8\times 10^{-6}\sim16.1\times 10^{-6}$)和 Yb 含量($0.43\times 10^{-6}\sim11.8\times 10^{-6}$),其 Sr/Y 变化于 27.5~216.2, La_N/Yb_N 变化于 12~78 之间,处于埃达克岩区域(图 18),显示埃达克岩地球化学亲性和。

(2)MREE 亏损型含 Mo 斑岩:包括秦岭钼矿带之金堆城花岗斑岩(少量)、上房沟花岗斑岩、南泥湖花岗岩和黄水庵花岗斑岩等,主要呈孤立的含 Mo 岩瘤产出。这些斑岩高 Si($SiO_2>72\%$)、低 Al($Al_2O_3=9.0\%\sim13.8\%$),明显亏损 MREE,显著

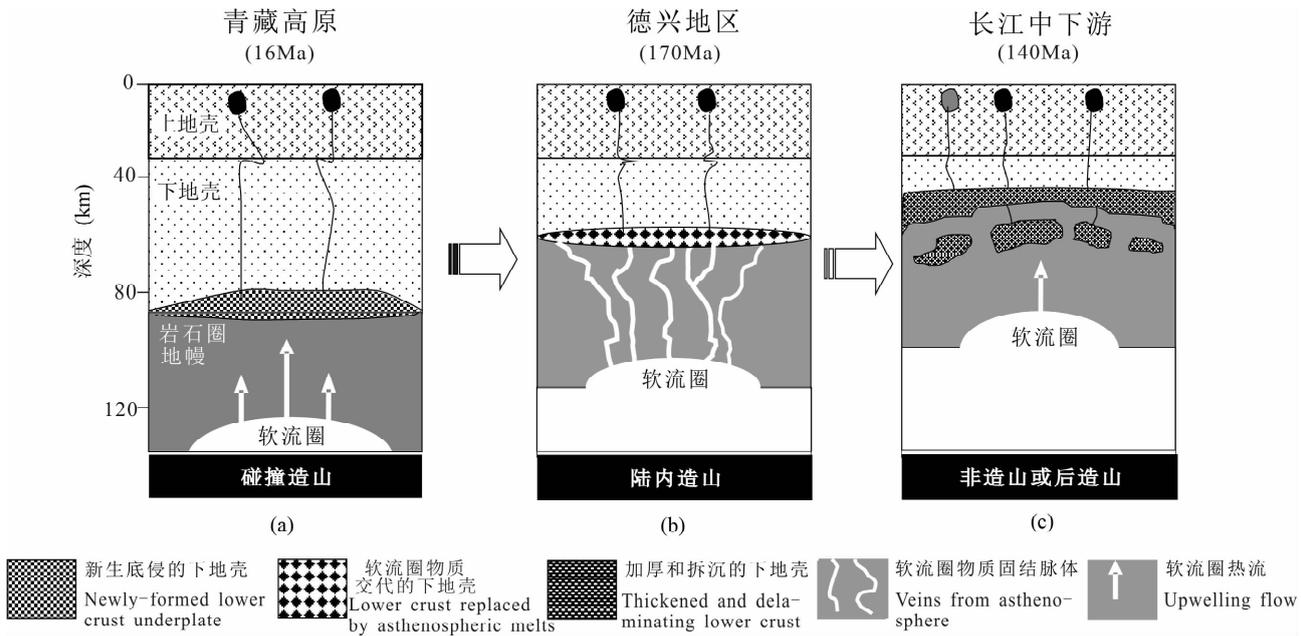


图 22 大陆环境下地壳熔融与含 Cu 斑岩岩浆形成示意图(据侯增谦等,2007)

Fig. 22 Idealized profiles illustrating the genetic relationship between the generation of Cu-bearing adakitic magmas and partial melting of thickened lower-crust sources developed in different stages of the continental evolution

(a) 新生的加厚下地壳部分熔融,产生含矿埃达克质岩浆。地壳加厚(60~80km)出现于陆内碰撞造山环境,幔源镁铁质岩浆在地壳底部大规模底侵,导致下地壳加厚,并形成角闪榴辉岩质新生下地壳。实例为青藏高原;(b) 加厚的下地壳部分熔融,产生含矿埃达克质岩浆。地壳加厚(40~60km)和岩石圈减薄出现于陆内造山环境,软流圈物质上涌,渗透交代下地壳物质,使之含有大量新生的幔源组分。实例为燕山早期(180~160Ma)的中国东部;(c) 拆沉的下地壳部分熔融,产生含矿埃达克质岩浆。高密度的下地壳物质拆沉和岩石圈巨大减薄出现于后(非)造山环境,埃达克质融浆通过与地幔反应获取幔源物质。实例是燕山晚期(140~110Ma)的中国东部

(a)—Ore-bearing adakitic magmas of intracontinental collisional settings originate from juvenile thickened lower crust (60~80km), triggered by underplating of mafic mantle-derived magmas. Example from Qinghai-Tibet plateau; (b)—Lower crust thickening and lithosphere thinning triggered by upwelling of asthenospheric mantle are regarded as the processes for generating ore-bearing adakitic magmas in intracontinental orogenic settings, while contribute mantle metals to a juvenile lower-crustal source. Yanshanian Eastern China as example; (c)—In post-orogenic (or anorogenic) settings the delamination of a thickened high-density mafic lower-crust and thinning of lithosphere greatly are the major processes to generate ore-bearing magmas which interact with mantle to interfuse mantle source. Late Yanshanian Eastern China

负 Eu 异常(图 17c)。虽然部分岩石也相对低 Y,处于埃达克岩区,但因其显著亏损 Eu,并明显贫 Al,而明显区别于典型的埃达克岩(Defant et al., 1990; Peacock et al., 1994; Gutscher et al., 2000)。

(3) 高 Y 含 Mo 斑岩:包括秦岭钼矿带之金堆城花岗岩(主体)、罗村花岗岩、木龙沟花岗岩和白庙沟花岗闪长岩。其 REE 总量变化较大,配分型式呈 LREE 富集型,有程度不同的 Eu 负异常,Y 含量较高,变化于 $17 \times 10^{-6} \sim 107 \times 10^{-6}$ 之间,在 Sr/Y-Y 图中,明显偏离埃达克岩分布区(图 18),显示典型的壳源特征。

图 19 展示了中国大陆环境含 Mo 斑岩的 Sr-Nd 同位素组成,其($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$);变化于 0.6931~0.7329 之间,而 ϵ_{Nd} 值变化于 -12.4~-18.4 之间

(侯增谦等,未刊资料),多数样品位于亏损地幔与古老下地壳两元混合线附近,但明显集中于下地壳端元(图 19)。可资利用的铅同位素资料表明,其 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 变化于 17.12~18.13,平均 17.40, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 变化于 15.14~15.54,平均 15.38, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 变化于 37.35~38.05,平均 37.67(罗铭玖,1993;卢欣祥等,2002),表明 Pb 同位素组成变化不大,具有相同的铅源。在图 20 中,来自斑岩的钾长石和方铅矿集中分布于下部地壳区,处于或接近于中国东部再活化的克拉通构造区(邓晋福等,2004)。

3.2.2 岩浆起源演化

对于中国大陆环境含 Mo 岩浆起源,似乎有这样一种流行的观点,即认为含 Mo 岩浆主要起源于下地壳的部分熔融(陈衍景等,2000),但均强调有地幔物质贡献(卢欣祥等,2002),其主要证据是有限的

岩石地球化学资料和岩石矿石铅同位素资料。然而,我们最新的同位素资料表明,含 Mo 岩浆的确起源于加厚的古老下地壳,但没有确切的证据证明地幔物质以某种形式(如底侵、交代、混合)贡献于含 Mo 岩浆系统。下列证据可以给予佐证:①秦岭碰撞造山带现今地壳厚度约 32~40km(卢欣祥等, 2002),但中生代的强烈碰撞造山和地壳缩短至少可将地壳加厚至 45~50km;②在秦岭斑岩钼矿带,呈岩基产出的含 Mo 花岗岩,具有埃达克岩亲和性,且以高 K 为特征,反映其岩浆起源于加厚的下地壳(Chung et al., 2003; Hou et al., 2004a),并就位于地壳浅部进行分异;③含 Mo 岩浆以更小的 ϵ_{Nd} 值(-12.4~-18.4之间)和更高的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值(0.7077~0.7629之间)区别于含 Cu 岩浆,其 Sr-Nd 同位素组成反映加厚的下地壳是古老的,而非新生的,没有地幔物质作为新生组分加入其中(图 19);④含 Mo 斑岩的 Pb 同位素组成虽然接近地幔组成,但均变化于下地壳范围内(图 20);⑤呈孤立岩瘤产出的含 Mo 斑岩,虽然具有埃达克岩所特有的低 Y 和低 Yb 特征,但明显亏损 MREE,具有显著 Eu 负异常(图 17c),反映含 Mo 斑岩可能是埃达克质岩浆发生了富含 MREE 的角闪石和富 Eu 的斜长石的强烈分离结晶的产物,暗示地壳上部发育稳定的、强烈分异的大型岩浆房,并分凝出大量成矿流体。

3.3 含 Pb-Zn 岩浆系统

大陆环境含 Pb-Zn 岩浆系统以中国东部冷水坑含矿斑岩为代表。含矿斑岩 SiO_2 变化于 65.97%~76.39% 之间, Al_2O_3 变化于 12.01%~19.62% 之间, K_2O+Na_2O 变化于 4.28%~9.48%, $Al_2O_3 > (K_2O+Na_2O+CaO)$, 属于铝过饱和型(孟祥金等, 2007)。岩石以高 K (K_2O : 4.17%~8.25%) 为特征,显示钾玄岩系列特征(图 16)。含 Pb-Zn 斑岩 A/KNC 变化于 1.18~3.86 之间, $K/(K+Na)$ 比值多数在 0.89~0.98 之间,与 S 型花岗岩相当(Chappell et al., 1974)。岩石 $Fe_2O_3/(Fe_2O_3+FeO)$ 变化于 0.5~0.8 之间,表明含矿斑岩具有中高氧化状态(孟祥金等, 2007)。

冷水坑矿田含矿花岗斑岩相对富集 Pb、Rb、Th、U, 相对亏损 Sr、Ba、Ti、P, 与含 Mo 斑岩大致相当(图 17f)。其 Nb/Ta 比值为 11.44~15.67, 与地壳 Nb/Ta 值(7~11)相近,反映其地壳来源特征(孟祥金等, 2007)。含矿花岗斑岩 REE 配分型式呈 LREE 富集右倾型, La/Yb 变化于 9.1~11.2 间, Eu 负异常显著(δEu : 0.38~0.51), 总体上与矿区

伴生的流纹斑岩和石英正长斑岩相当,与区域上前震旦系片麻岩的稀土配分型式相似(图 17e);孟祥金等, 2007), 暗示它们起源于地壳深熔作用。

冷水坑含矿斑岩长石 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 为 17.768~17.886, $^{207}Pb/^{204}Pb$ 为 15.514~15.548, $^{208}Pb/^{204}Pb$ 为 38.105~38.308。在图 20 中,长石铅沿造山带铅演化线分布,介于中国东部再活化的古老造山带与克拉通之间(图 20;邓晋福等, 2004)。长石铅单阶段模式年龄在 473~553Ma 之间(孟祥金等, 2007),指示铅来自于较古老的铅源。含矿斑岩 ($^{87}Sr/^{86}Sr$)_i 变化于 0.7072~0.7169 之间, $\epsilon_{Nd}(t)$ 变化于 -9.75~-10.06 之间,与赣南及武夷变质基底岩石的 Sr-Nd 同位素组成接近(图 19),同时与华南地区的 S 型花岗岩以及云南腾冲地壳深熔成因的含 Sn 花岗岩相当,反映含 Pb-Zn 斑岩岩浆起源于中下地壳物质的深熔作用。冷水坑花岗斑岩全岩 $\delta^{18}O$ 介于 10.70‰~13.30‰, 平均 11.80‰, 属于高 ^{18}O 花岗岩类型,反映其形成与地壳泥沙质岩石熔融有关(孟祥金等, 2007)。

3.4 含 Au 岩浆系统

含 Au 岩浆系统以内蒙毕力赫和哈达庙地区的含 Au 斑岩为代表。这些斑岩多呈规模很小的岩瘤产出,常与成矿前的闪长岩、花岗闪长岩和成矿后正长斑岩和流纹斑岩密切共生(聂凤军等, 1989a)。含 Au 斑岩以富 B 花岗闪长斑岩和花岗斑岩为主,碱长花岗斑岩次之,其 SiO_2 含量变化于 70%~72%, K_2O 含量变化于 3.1%~3.6%, 具有高钾钙碱性系列特征(图 16)。其 $Al_2O_3/(K_2O+Na_2O+CaO)$ 变化于 0.9~1.0 间, $K/(K+Na)$ 变化于 0.38~0.42 间,反映岩石属偏铝质,与 I 型花岗岩相当(Chappell et al., 1974)。

含 Au 斑岩 REE 配分型式呈 LREE 富集型,类似于秦岭钼矿带的辉长岩-闪长岩(图 17g)。它们与伴生的石英闪长岩和花岗闪长岩具有类似的配分型式,但不同的 REE 总量(聂凤军等, 1989b),暗示它们之间存在成因联系。含 Au 斑岩均具有程度不同的 Eu 负异常,反映其岩浆曾发生斜长石分离结晶作用。微量元素蛛网图显示,含 Au 斑岩相对富 LILE(Sr, K, Th), 相对亏损 HFSE(Ti, P, Nb, Ta), 显示 Ba、Nb、Ta、P, Ti 谷, K, Sr, Th 峰,有别于含 Cu 和含 Mo 斑岩岩浆系统(图 17g)。斑岩 Nb/Ta 比值为 11~13, 接近于地壳 Nb/Ta 值(7~11), 反映其主要来源于地壳。含 Au 斑岩 Y 含量介于 $12.8 \times 10^{-6} \sim 29.0 \times 10^{-6}$ 之间,其 Sr/Y 值变化于 5~11

之间, La_N/Yb_N 值变化于 9~13 之间, 在图 18 中, 明显偏离埃达克岩区, 暗示其岩浆可能来源于厚度不超过 45km 的地壳 (Rapp et al., 1995)。

我们最新的 Sr-Nd 同位素资料表明, 含 Au 斑岩 ($^{87}Sr/^{86}Sr$) 变化于 0.7085 ~ 0.7120 之间, ϵ_{Nd} 值变化于 -1.0 ~ -3.6 之间 (杨志明等, 未刊资料), 它们构成了一个亏损地幔 (MORB) 与上部地壳混合阵列 (图 19), 暗示着含 Au 斑岩的形成可能与两端元 (幔源与壳源) 组分混合有关。有限的 Pb 同位素资料表明, 含 Au 斑岩及其伴生的石英闪长岩和花岗闪长岩异常地富集放射性 Pb, $^{206}Pb/^{204}Pb$ 介于 19.079 ~ 19.586 之间 (聂凤军等, 1989a), 在图 20 中, 位于造山带与上地壳铅演化线之间, 处于上部地壳范围, 显示了以上地壳为主的 Pb 来源。对于这些异常的 Sr-Nd-Pb 同位素组成的合理解释是, 源于陆下岩石圈地幔的镁铁质岩浆, 上升抵达上地壳部位时诱发地壳部分熔融。镁铁质岩浆遭受强烈的地壳物质混染, 并上升侵位形成石英闪长岩和花岗闪长岩岩基, 小股镁铁质岩浆与大体积壳源岩浆发生广泛混合与均一, 产生含 Au 长英质岩浆, 后者沿早期岩浆通道浅成侵位, 形成含 Au 斑岩。

总之, 中国大陆环境含矿岩浆系统与岩浆弧环境含矿岩浆系统在来源和特征上存在本质区别。大陆环境含矿斑岩多为高 K 钙碱性岩和钾玄质岩, 以高 K 为特征, 而岩浆弧环境含矿斑岩则多为钙碱性岩 (岛弧) 和高 K 钙碱性岩 (陆缘弧)。大陆环境含矿岩浆通常来源于具有不同基底性质的地壳源岩, 岩浆起源与陆下深部过程有关, 而岩浆弧环境含矿岩浆起源于俯冲带流体交代的地幔楔形区, 与大洋板块的俯冲作用密切相关。在中国大陆环境, 含 Cu (-Mo, -Au) 岩浆通常来源于加厚的、新生的镁铁质地壳, 幔源物质通过不同方式 (如底侵、渗流、交代) 直接或间接地参与含 Cu (Mo, Au) 岩浆系统。含 Mo 岩浆通常来源于加厚的古老下地壳, 而含 Pb-Zn 岩浆则起源于古老的中下地壳。含 Au 岩浆主体起源于陆内上地壳, 但遭受不同程度地幔源岩浆混合和混入。

4 热液蚀变系统与矿化系统

4.1 斑岩 Cu (-Mo-Au) 系统

热液蚀变: 热液蚀变主要受控于三方面因素, 即流体性质、围岩成分及水岩比 (Seedorff et al., 2005); 而在斑岩矿床中, 流体的性质又主要决定于岩浆组分。大陆环境斑岩 Cu (-Mo-Au) 矿床与陆

缘弧环境类似围岩条件及含矿斑岩组分 (花岗闪长岩-石英二长岩), 决定了其具有与陆缘弧环境斑岩铜矿床相似的热液蚀变特征, 这被过去与现在大量矿床的蚀变填图所证实。大陆环境各斑岩 Cu (-Mo-Au) 矿床基本遵循斑岩铜矿经典的蚀变分带模型 (Lowell et al., 1970), 以含矿斑岩为核心, 呈环状蚀变分带, 由内到外依次为钾硅酸盐化带、石英-绢云母化、泥化、青磐岩化带 (芮宗瑶等, 1984; 唐仁鲤等, 1995; Hou et al., 2003, 2007; 孟祥金等, 2004; 郑有业等, 2004; 杨志明等, 2005a, b, 2008a, 2009a; Yang et al., 2009)。矿床之间, 因矿区尺度构造及围岩条件的差异, 可能会引起蚀变类型及蚀变分带模式略微差别, 如德兴矿床, 由于围岩板理的明显发育, 从岩浆房出溶的高温热液无法大规模积聚便不断释放到易于裂开的围岩之中, 从而导致矿床早期 A 脉宽、但不连续, 且多在围岩之中; 同时, 由于围岩的封闭条件较差, 矿化演化的较早阶段, 雨水便与高温的岩浆热液发生混入, 从而形成了以接触带为中心的特征蚀变分带, 并导致矿床较弱的钾硅酸盐化蚀变, 以及非常强烈的伊利石-绿泥石化蚀变。不过, 大陆环境含矿斑岩整体相对高 K 的地球化学特征, 使得大陆环境斑岩矿床常具有相对较强的钾硅酸盐化, 这是因为含矿斑岩高 K_2O 的特征会在流体从岩浆出溶过程中有效地继承下来, 使早期成矿流体具有较高的 K^+/H^+ 比值, 从而使矿床蚀变沿高 K^+/H^+ 比值的路径演化: 高温阶段形成钾长石+黑云母蚀变组合 (钾硅酸盐化); 随温度降低, 逐渐向青磐岩化及白云母 (绢云母) 蚀变过渡, 最后形成中级粘土化 (杨志明等, 2009b)。与钾硅酸盐化有关的流体, 尽管通常为超临界流体相分离后而形成的高盐度液相, 不过, 亦可为中等盐度的低密度气相 (如驱龙, 杨志明等, 2009b), 流体的性质主要取决于斑岩体侵位的深度。同时, 不同性质的流体形成的蚀变又具有不同的特征, 如与高盐度流体有关的钾硅酸盐化, 其蚀变相对强烈, 但却常被限制在斑岩体周围较小的区域内 (如玉龙, Hou et al., 2003), 而与富气相有关的钾硅酸盐化 (如驱龙, 杨志明等, 2008a; Yang et al., 2009), 则具有蚀变范围大、但强度弱的特征 (杨志明等, 2009b)。除少数矿床外 (如玉龙, Hou et al., 2007), 高级泥化在大陆环境斑岩 Cu (-Mo-Au) 矿床中均不发育, 似乎因大陆环境矿床 (特别是碰撞造山带环境) 经历了更强烈的剥蚀所致, 如冈底斯的驱龙铜矿 (杨志明等, 2009b)。

成矿作用:与弧环境斑岩铜矿类似,中国大陆环境斑岩 Cu (-Mo-Au) 矿床的深成矿化既可产在斑岩体中,也可产在围岩之中。值得注意的是:①几个超大型矿床,如德兴、驱龙、甲马,其铜矿化则主要产于围岩之中;②具有重要经济意义的富矿体也主要产于围岩中,特别是由灰岩交代而成的矽卡岩中,如驱龙的知不拉、甲马及玉龙等(Hou et al., 2003, 2009; 杨志明等, 2008a; Yang et al., 2009)。深成矿化主要以脉状、细脉状产出,有时也可呈所谓的“浸染状”(其实也是一种微细脉状,杨志明等, 2008a),而具体产出形式主要与成矿物质沉淀时机有关,如成矿金属沉淀较早,因此时岩浆尚未完全固结,故矿化常呈浸染状及细脉状(如驱龙,杨志明等, 2008a),相应地,矿化较晚时则主要呈细脉状及脉状(如德兴,朱训等,1983)。黄铁矿化是各矿床中最为常见的硫化物,而含铜矿物则主要为黄铜矿,特别是在冈底斯带各斑岩铜矿床;有时还可见少量的斑铜矿、辉铜矿、铜蓝等,特别当矿床次生富集及高级泥化发育时,比如城门山矿床(翟裕生等,1992)和玉龙铜矿(Hou et al., 2007)。含钼矿物主要为辉钼矿,多数矿床地表可见由淋滤而形成的钼华。铜矿化既可形成于钾硅酸盐化阶段,也可形成于石英-绢云母化阶段,不过,几个超大型矿床的详细解剖发现,大陆环境斑岩 Cu (-Mo-Au) 矿床铜矿化主要形成钾硅酸盐化阶段(Hou et al., 2007; 杨志明等, 2008a; Yang et al., 2009),特别是钾硅酸盐化阶段晚期黑云母化阶段,这可能与其钾硅酸盐化相对发育有关。钼矿化常以特征的板状脉的形式产出,形成于钾硅酸盐化向石英-绢云母化转化阶段(杨志明等, 2008a; Yang et al., 2009)。空间上,矿化具有一定的分带性,从研究程度较高的玉龙、驱龙铜矿带来看,斑岩体内部主要为辉钼矿+黄铜矿组合,向外转变为黄铜矿+黄铁矿,最外围通常脉状方铅矿+闪锌矿组合(Hou et al., 2003, 2009; Yang et al., 2009)(图 23)。

4.2 斑岩 Mo (-W) 系统

热液蚀变:中国大陆环境斑岩 Mo (-W) 矿床与典型 Climax 型斑岩 Mo 矿床含矿斑岩类似(高 SiO₂、富 F、过碱的花岗岩),决定了其具有与典型 Climax 型斑岩 Mo 矿床相似的热液蚀变特征(White, 1981):即从岩体中心向外依次为钾硅酸盐化(主要是钾长石化)、石英-绢云母化及青磐岩化。不过,由于围岩条件的不同,以东秦岭斑岩钼矿带为代表的中国大陆环境斑岩钼矿又具有其独特的围岩

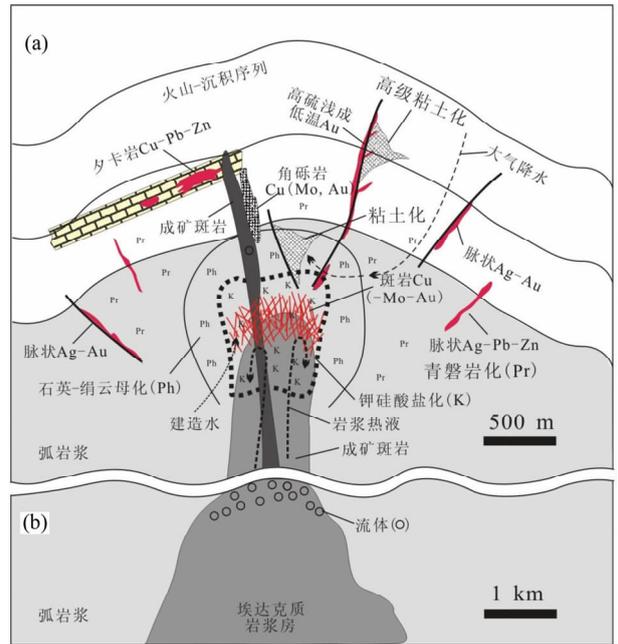


图 23 大陆环境斑岩 Cu 矿成矿模型,(a)为斑岩铜矿蚀变-矿化系统的一般模型。在某些超大型斑岩铜矿下部,常发育深部岩浆房(b)(据杨志明等,2009a)

Fig. 23 A possible model for genesis of porphyry-type Mo deposits in continental settings, (a) is generalized model of the alteration-mineralization system in the porphyry copper deposit; nevertheless, deep magma chambers are commonly developed under some superlarge porphyry copper deposits(b)(modified from Yang et al., 2009a)

蚀变特征:①因区域碳酸盐地层的大量发育,致使矿床钙硅酸盐化(即夕卡岩化)较为常见;②因为矿区围岩多为不含长石等易发生泥化的变质岩、沉积岩等,致使区内矿床泥化普遍较弱;③少数与大岩体有关的斑岩 Mo 矿(如鱼池岭,徐道学等,未刊资料),由于围岩缺少富 Ca、Mg、Fe 质硅酸盐矿物,使得矿床青磐岩化不发育,蚀变类型主要为钾硅酸盐化、石英-绢云母化及粘土化。单向固结结构(即条纹岩或皱纹岩,黄典豪等,1987;孙晓明等,1993)的大量出现,以及早期脉体及蚀变矿物的 H-O 同位素结果表明(黄典豪等,1987;刘孝善等,1987;徐兆文等,1998),与典型 Climax 斑岩钼矿床一样(White, 1981),引起东秦岭斑岩钼矿床早期蚀变及矿化的流体主要为高温、富 F 的岩浆热液(陈衍景等,2009)。然而,与典型 Climax 型斑岩钼矿不同的是,东秦岭斑岩钼矿床中与早期蚀变及矿化有关的流体并非高盐度热液,而多为中等盐度、富 CO₂ 的液相(刘孝善等,1987;徐兆文等,1998)。中等盐度的液相尚未发

生相分离,表明其捕获时处于较高压力条件下,亦即东秦岭斑岩钼矿床具有比经典 Climax 型斑岩矿床更大的形成深度。这得到以下证据的支持:①东秦岭带斑岩钼矿床含矿斑岩较为简单,多为单期次的岩株,很少在斑岩体顶部见到浅成侵位易于形成的、呈放射状分布的岩枝;②东秦岭斑岩钼矿床中很少见到与斑岩相伴而生的火山岩或岩浆-热液角砾岩筒;③东秦岭带斑岩钼矿床虽经历更长时间的剥蚀,依然保持下来。

成矿作用:与经典 Climax 型斑岩钼矿床相比,东秦岭带斑岩钼矿床的矿化特征具有明显的独特性,主要表现为:①矿化组合相对复杂;除 Climax 型斑岩钼矿常见的 Mo、W 矿化外,东秦岭斑岩钼矿带还具有 Mo-Fe (-Zn-Pb) 矿化组合,如木龙沟 Mo-Fe 矿床;②矿化类型多样;除斑岩型矿化外,夕卡岩型矿化也是东秦岭钼矿带重要的矿化形式;③金属富集方式多样;东秦岭斑岩钼矿床,其金属的富集,既可像经典 Climax 型斑岩钼矿一样,通过流体的饱和和出溶来实现,同时,亦可通过岩浆的结晶分异来实现,如鱼池岭钼矿,其形成就是大体积的花岗岩体不断结晶分异的结果(图 24);④矿体形态存在较大差异;经典 Climax 型斑岩钼矿床,其矿体多呈倒立的月牙形,位于岩体的顶部(White, 1981),而东秦岭带斑岩钼矿床的矿体,则多呈筒状(如金堆城等,黄典豪等,1987),矿化均匀的分布于斑岩体及围岩之中(图 24);⑤经典 Climax 型斑岩钼矿床,其成矿物质的沉淀主要发生在钾硅酸盐化(主要是钾长石化)阶段,而东秦岭斑岩钼矿带成矿物质的沉淀则主要发生在石英-绢云母化阶段(黄典豪等,1987;任启江等,1987)。造成东秦岭带斑岩钼矿床与美国科罗拉多州经典 Climax 型斑岩钼矿床特征系统差别的原因,除了前文已经提及的含矿斑岩及围岩条件等因素外,斑岩的侵位深度的不同,无疑是造成两种矿化、特别是矿体形态差异的重要原因。美国科罗拉多州经典 Climax 型矿床的含矿斑岩侵位相对较浅(0.6 ~ 3 km, White, 1981),随含矿斑岩一起的早期成矿流体,上升至此后会发相分离,形成高盐度液相+低密度气相组合,而与成矿有关的高盐度液相,因与岩浆的密度差较小,常可在斑岩体顶部积聚并集中释放,进而使得矿化与斑岩体具有紧密的时空关系,在岩体顶部形成了特征的倒立月牙形矿化。而斑岩体侵位相对较深的东秦岭带斑岩钼矿床,与斑岩一起上升至岩体就位深度时,因较大的上覆压力,从岩浆房中出溶的、富 CO₂ 的超临界流体则

不会发生相的分离;因与岩浆具有相对较大的密度差,低密度的超临界流体很难在斑岩体顶部积聚而集中释放,而连续释放则形成了矿化均匀的筒状矿化(图 24)。

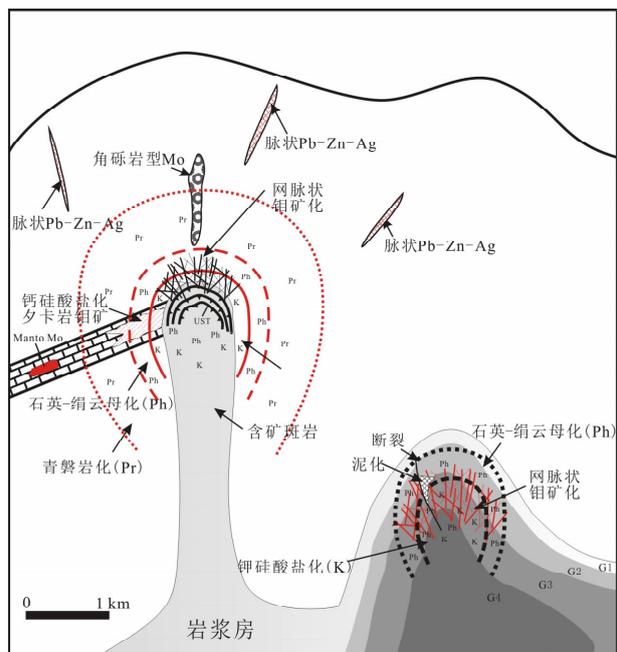


图 24 大陆环境斑岩钼矿成矿模型;其中,左图显示与小岩体有关的斑岩钼矿的一般成矿模式,而右图则表示与大岩体有关斑岩钼矿的成矿模式。其中,大岩体的结晶顺序依次为 G1, G2, G3, G4, 金属 Mo 在岩体不断地结晶过程中得以富集

Fig. 24 A possible model of porphyry Mo deposit in continental setting, showing generalized model of the alteration-mineralization system related to small-volume porphyry (left) or large-volume pluton (right). Mo can be riched in the pluton during the crystallization process which is in the order of G1, G2, G3, G4

4.3 斑岩 Au 系统

热液蚀变:中国大陆环境目前仅有的两个斑岩金矿床,却表现出了截然不同的热液蚀变特征:哈达庙矿床的蚀变特征与典型富金斑岩铜矿床类似(Sillitoe, 2000),由岩体中心向外依次发育钾硅酸盐化、石英-绢云母化及青磐岩化,缺少泥化(聂凤军等,1989);而毕力赫矿床的蚀变则主要以中级泥化(伊利石+绿泥石)为主,缺少由高温岩浆热液形成的钾硅酸盐化(杨志明等,未刊资料)。不过,电气石化的广泛发育,似乎是大陆环境斑岩矿床区别于弧环境富金斑岩铜矿(Sillitoe, 2000)的一个重要特征,这是因为大陆环境产出的含矿斑岩通常富 B,致使出溶的流体也相当富 B。大量单向固结结构的发

现,以及早期脉体和蚀变矿物的 H-O 同位素测定结果(聂风军等,1989)表明,引起早期蚀变及矿化的流体为高温的岩浆热液,而引起矿床晚期蚀变的流体,则为混入了大量雨水的岩浆热液。

成矿作用:尽管中国大陆环境的两个斑岩金矿床的矿化特征有所不同,但含矿斑岩富 B 的特征决定了中国大陆环境斑岩金矿床具有不同于弧环境斑岩金矿的矿化特征。含矿斑岩富 B,可以:①形成富 B 的成矿流体;②降低岩浆的固相线;③提高岩浆中水的溶解度(Pichavant, 1981)。成矿流体富 B,使得电气石伴随成矿的整个过程。岩浆固相线的降低,使得 Au 在岩浆-热液过渡阶段即可沉淀,如毕力赫矿床(图 25);同时,伴随岩浆固相线的降低,出溶流体的温度也会相应降低,矿床很难形成温度梯度控制的金属分带,致使金矿化通常被限制在岩体顶部及附近区域。岩浆中水的溶解度的提高,有效地抑制了水的早期饱和和出溶,而水在晚期的集中出溶、聚集,常会形成超压流体,形成岩浆-热液角砾岩,并伴随金矿化的发生,如哈达庙矿床,大量发育含电气石的隐爆角砾岩(图 25)(聂风军等,1989)。

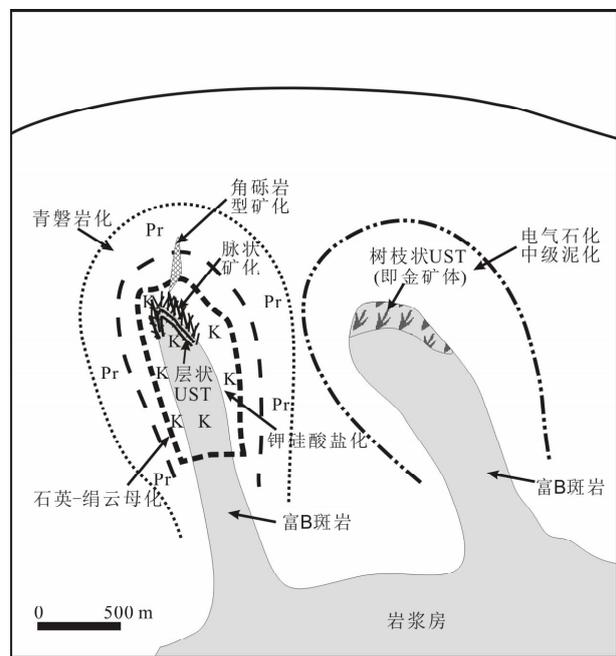


图 25 大陆环境斑岩金矿成矿模型

Fig. 25 A possible model for genesis of porphyry-type Au deposits in continental settings

4.4 斑岩型 Pb-Zn 系统

热液蚀变:斑岩型 Pb-Zn 矿的蚀变类型和蚀变分带以冷水坑矿床为代表(孟祥金等,2009)。与斑岩型 Cu 矿相比,别具特色。主要表现为:钾硅酸盐

化和青磐岩化不发育,而“氢交代”作用和碳酸盐化广泛发育。不发育钾硅酸盐化和青磐岩化在很大程度上与壳源含矿岩浆系统的超浅成侵位和强烈爆破作用有关。由浅位岩浆房分凝出来的高温流体没能发生大规模集聚,便在开放环境随岩浆-热液爆破作用而散失。虽然其失去与斑岩和围岩发生充分反应的机会,但却随温度的大幅减低以及天水的混入,在含水/岩比环境发生强烈的“氢交代”作用,形成绢云母化、绿泥石化乃至碳酸盐化,并显示出以含矿斑岩体为中心的面型环状蚀变分带。由于高通量的流体从斑岩岩株向外围扩散和渗滤交代,形成以斑岩体为中心的蚀变分带。例如,在冷水坑矿床,斑岩体中心发育绿泥石-绢云母化带,斑岩体内外接触带发育绢云母化-碳酸盐化-硅化,而斑岩外围发育碳酸盐化-绢云母化带(图 26;孟祥金等,2009)。

成矿作用:以冷水坑矿床为代表的斑岩型 Pb-Zn-Ag 矿床,中下地壳部分熔融形成的花岗岩岩浆系统、超浅成的岩浆侵位、强烈的岩浆爆破作用、强烈发育的“氢交代”作用、相对较低的成矿温度、壳源金属组合(Pb-Zn-Ag),既是有别于斑岩型 Cu(-Mo,-Au)矿床的典型特征,同时又是决定其成矿作用过程和成矿机制的关键因素。成矿金属元素 Pb, Zn, Ag 的地球化学行为,决定它们在地壳部分熔融过程中优先进入岩浆熔体系统,在岩浆结晶分异过程中逐渐富集于残余岩浆中,从而为斑岩成矿奠定了重要物质基础。含矿岩浆的超浅成侵位将有利于 H₂O 在岩浆中达到饱和状态,进而分凝出高温、富金属岩浆流体。然而,由于强烈的岩浆爆破作用,高温岩浆流体没经大量集聚和水/岩反应形成钾硅酸盐化和浸染状矿化,便与大气水发生大规模混合,从而使成矿流体温度快速衰减至 500℃ 以下(孟祥金等,2007)。

成矿流体在流经围岩建造过程中,将会在陆相碎屑岩建造内形成平流,可能沿着层间破碎带或构造薄弱带侧向运移,顺层交代铁锰碳酸盐建造,可形成层控特点的铁锰碳酸盐矿体。随着流体温度侧向衰减,矿化出现磁铁矿-铁锰铅锌-铁锰银矿侧向矿化分带(图 26)。

5 地球动力学背景与深部过程

5.1 威尔逊构造旋回与斑岩型矿床形成

按威尔逊构造旋回理论,一个完整的构造旋回,通常包括大洋板块俯冲消减形成的增生造山、陆陆汇聚拼贴形成的碰撞造山、陆内俯冲汇聚形成的陆

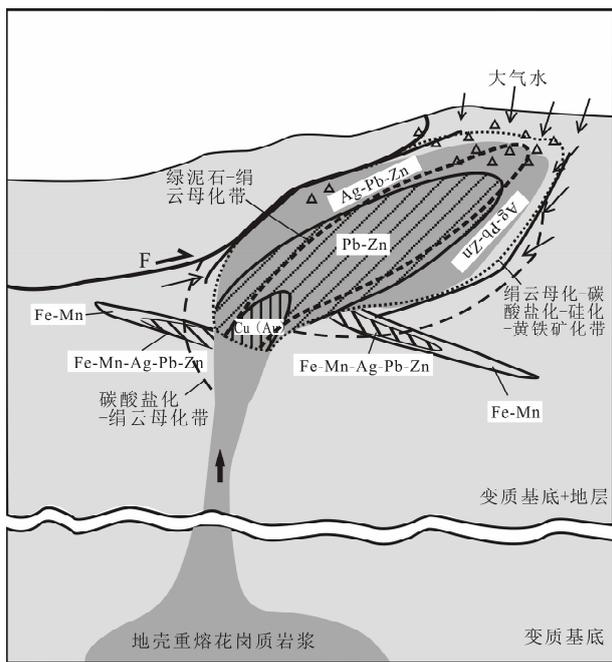


图 26 大陆环境斑岩型 Pb-Zn-Ag 矿床成矿模型

Fig. 26 A possible model for genesis of porphyry-type Pb-Zn-Ag deposits in continental settings

内造山以及岩石圈伸展形成的后造山或非造山崩塌过程。增生造山带发育的岛弧或陆缘弧环境可以形成巨型斑岩 Cu, Cu-Mo 和 Cu-Au 矿床。在大陆构造演化的不同阶段, 同样可以产出大型斑岩型矿床。其中, 碰撞造山带产出斑岩型 Cu-Mo 和 Cu-Au 矿床, 陆内造山带产出斑岩型 Cu-Au 和 Pb-Zn-Ag 矿床, 而后造山伸展(或非造山崩塌)阶段产出斑岩型 Mo 矿、斑岩型 Au 矿和斑岩型 Cu-Au 矿床。这些全新认识, 无疑大大扩展了人们寻找斑岩型矿床的战略选区。

5.1.1 增生造山与斑岩 Cu(Cu-Mo, Cu-Au) 矿床

在以发育岩浆弧为特征的增生造山带, 之所以全球 97% 大型-巨型斑岩 Cu 矿在此环境产出, 关键在于大洋板块俯冲形成的弧岩浆均具有很高的 fO_2 , 而且富含 H_2O 、金属元素和 S (Richards, 2003)。大洋板块俯冲不仅扰乱原有的地幔热结构, 而且导致地壳挤压加厚, 同时由于俯冲板片脱水, 形成富 LILE、贫 HFSE 的流体, 交代地幔楔形区, 并诱发其部分熔融形成钙碱性玄武质岩浆。该岩浆因源区富水而具有高水含量 ($>4\% H_2O$), 同时因相对富水而具有高 fO_2 (高于铁橄榄石-磁铁矿-石英缓冲剂 2 倍) (Richards, 2003)。岩浆高氧化状态不利于岩浆硫化物相形成, 从而使 Cu, Au, Mo, Fe 等在岩浆中得以逐渐富集 (Hamlyn et al., 1985;

Candela, 1992; Richards, 2005)。岩浆高水含量将使之在岩浆房达到水饱和, 并有效地分凝出富含金属的成矿流体 (Candela et al., 1984)。更为重要的是, 富含金属 (Cu, Au, Fe) 的交代富集型地幔为岩浆直接提供了成矿金属, 而加厚的地壳则为玄武质钙碱性岩浆在地壳底部经历 MASH 过程、在上地壳发育稳定的岩浆房、出溶富金属流体提供了重要屏障 (图 27)。

5.1.2 碰撞造山与斑岩 Cu(Cu-Mo, Cu-Au) 矿床

青藏高原是全球最典型的大陆碰撞造山带, 玉龙斑岩铜矿带和冈底斯斑岩铜矿带是碰撞造山带发育大型-巨型斑岩铜矿的最典型实例。业已详细论证, 这些斑岩铜矿通常不是发育在以地壳缩短增厚、峰期变质和地壳深熔为特征的主碰撞期, 而是发育于以大规模剪切/走滑为标志的晚碰撞构造转换期 (40~26Ma) 以及以岩石圈减薄和地壳伸展为特征的后碰撞地壳伸展期 (25~0Ma) (侯增谦等, 2003, 2004a, 2006, 2007; Hou et al., 2003, 2004, 2006, 2009)。碰撞造山之所以具有形成大型斑岩铜矿的巨大潜力, 主要是具备了 4 个有利因素: ①大陆碰撞首先引起了地壳的大幅加厚, 例如, 在西藏冈底斯带, 地壳厚度是正常地壳的两倍, 厚达 60~80km (Kind et al., 1996)。最新研究表明, 地壳的加厚部分由于机械加厚(如地壳缩短), 部分由于化学加厚(岩浆底侵)。据估计, 大规模岩浆底侵使得青藏高原地壳垂直增生达 15~20km (Mo et al., 2007)。地球物理资料也证明, 这个镁铁质的高密度底侵层(或壳/幔过渡带)厚达 10~15km, 可能为大量含 Cu 岩浆的形成提供了重要物质基础 (图 27; Hou et al., 2004a)。②由于地壳加厚(60~80km), 镁铁质底侵层(或壳/幔过渡带)变质为角闪榴辉岩相和石榴石角闪岩相, 其部分熔融产生埃达克质含矿岩浆。在部分熔融过程中, 源区角闪石分解释放出大量的自由水进入岩浆系统, 从而使之富水和高 fO_2 (侯增谦等, 2005, Liang et al., 2007; Hou et al., 2009)。③在部分熔融过程中, 底侵层或壳/幔过渡带内的岩浆硫化物相发生熔融和分解, 释放出大量的 S 和金属 (Cu, Mo, Au) 进入岩浆系统 (Hou et al., in press), 从而使岩浆富含成矿金属和 S。④这些埃达克质岩浆虽然在大陆碰撞带没有经历所谓的 MASH 过程, 但巨厚的地壳有效地阻止了含矿岩浆的大规模喷发, 使得它们在上部地壳内发育成规模大、稳定性好的岩浆房 (Yang et al., 2009)。深部岩浆不断向岩浆房的充分补给以及岩浆房内部的充

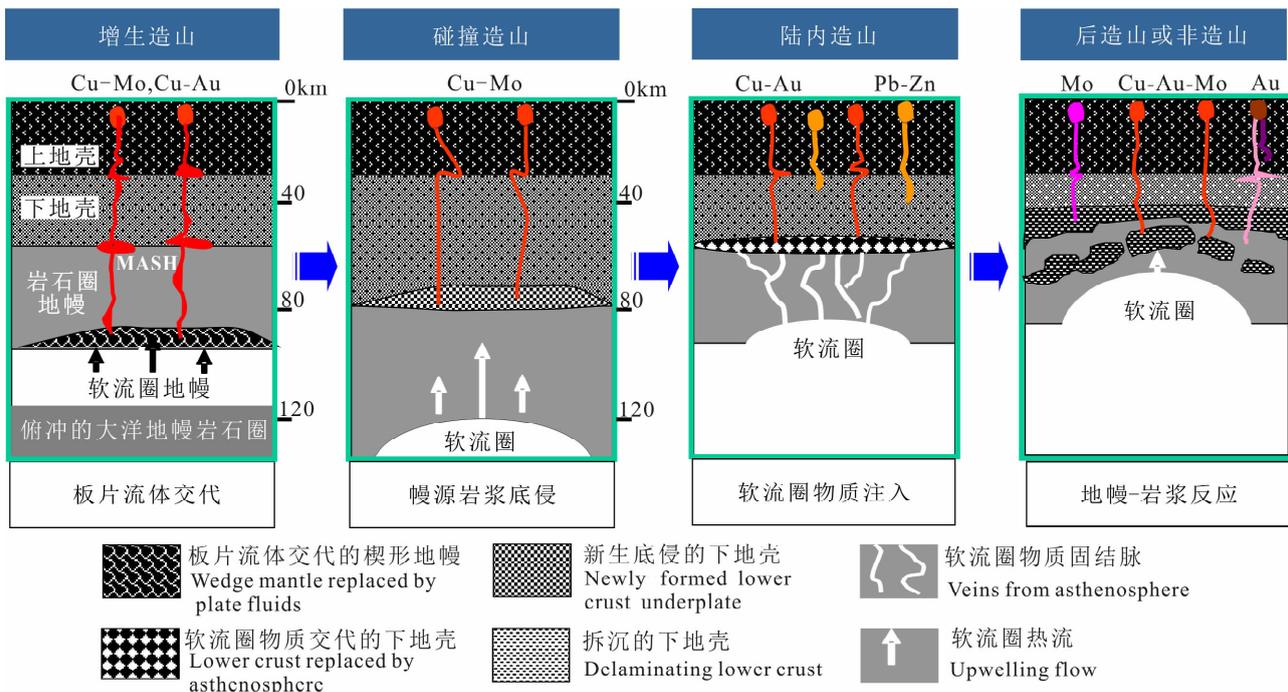


图 27 不同构造演化阶段的壳-幔结构与含矿斑岩岩浆的形成演化

Fig. 27 Simplified profiles illustrating the lithospheric structures in different evolved stages of continental tectonics and showing possible sources for metals and magmas associated with porphyry-type deposits in non-arc settings

分分离结晶, 有效地促进了挥发分的饱和、金属的集聚以及大规模岩浆热液的出溶。

尽管碰撞造山带加厚下地壳部分熔融的诱发机制尚不很清楚, 但可肯定, 碰撞造山不同阶段的深部过程可能是不一样的。在晚碰撞构造转换阶段, 深切岩石圈的大规模走滑断裂与深部软流圈物质上涌可能联合诱发了壳/幔过渡带的部分熔融 (Hou et al., 2003), 而在后碰撞地壳伸展阶段, 由于板片断裂和撕裂而导致的软流圈的上涌 (Hou et al., 2009) 可能诱发了下地壳的熔融 (图 28)。

5.1.3 陆内造山与斑岩型 (Cu-Au, Pb-Zn-Ag) 矿床

陆内造山, 这里指发育于中国大陆内部的、以燕山运动为标志的、以地壳大规模缩短和强烈的燕山期中酸性岩浆活动为特征的大陆内部多向造山。目前, 人们对陆内造山的起止时限、造山过程和动力机制等问题尚有不同认识。下列几个重要事实可初步勾画出燕山期陆内造山的基本特征: ① 华南板块与华北板块于三叠纪发生强烈的碰撞拼合, 导致了大陆物质俯冲折返、苏鲁超高压变质带以及秦岭-大别碰撞造山带和郯庐走滑断裂带的形成。超高压造山带东西两端发育晚三叠世 A 型花岗岩 (邓晋福等, 2004) 以及下扬子前陆盆地出现区域性的 T_3/J_1 不整合 (约 205Ma), 标志着印支期的碰撞造山于晚三

叠末期基本结束 (邓晋福等, 2001), 也即, 中国东部燕山期进入另一个挤压造山过程。② 燕山期挤压造山处于一个多向挤压背景之下, 表现为中侏罗世伊泽奈崎板块向西俯冲、西伯利亚板块向北俯冲以及印度板块向北推挤。③ 燕山期挤压造山表现为强烈的地壳缩短, 在不同构造部位发育一系列不同延伸方向的逆冲推覆构造, 例如鄂尔多斯周缘的逆冲推覆构造 (Zhang et al., 2007)、秦岭-大巴山逆冲推覆构造、大别山北缘逆冲推覆构造、华南逆冲推覆构造等 (丁道桂等, 2007; 张岳桥等, 2008), 致使中-晚侏罗世的火山-沉积地层卷入其中。④ 燕山期造山显示多幕式特征, 主要表现为侏罗系地层之间存在两个区域不整合 ($J_1/J_2, J_2/J_3$) 以及中、晚侏罗世存在两次大规模逆冲推覆 (邓晋福等, 2004), 反映陆内造山经历多幕式张-压交替演变。⑤ 燕山期火山-岩浆活动遍及中国东部地区, 显示三个成岩成矿高峰 (170Ma, 140Ma, 120Ma) (毛景文等, 2003)。岩浆岩多数为高 K 钙碱性系列, 部分钾玄岩系列, 以高 ϵ_{Sr} 、低 ϵ_{Nd} 为特征, 缺乏英云闪长岩和奥长花岗岩, 区别于安第斯弧造山带 (邓晋福等, 2000)。

在燕山期陆内造山带, 典型的斑岩型成矿事件以江西德兴斑岩 Cu-Au 矿床和江西冷水坑斑岩 Pb-Zn-Ag 矿床为代表。其含矿岩浆活动集中发育于中

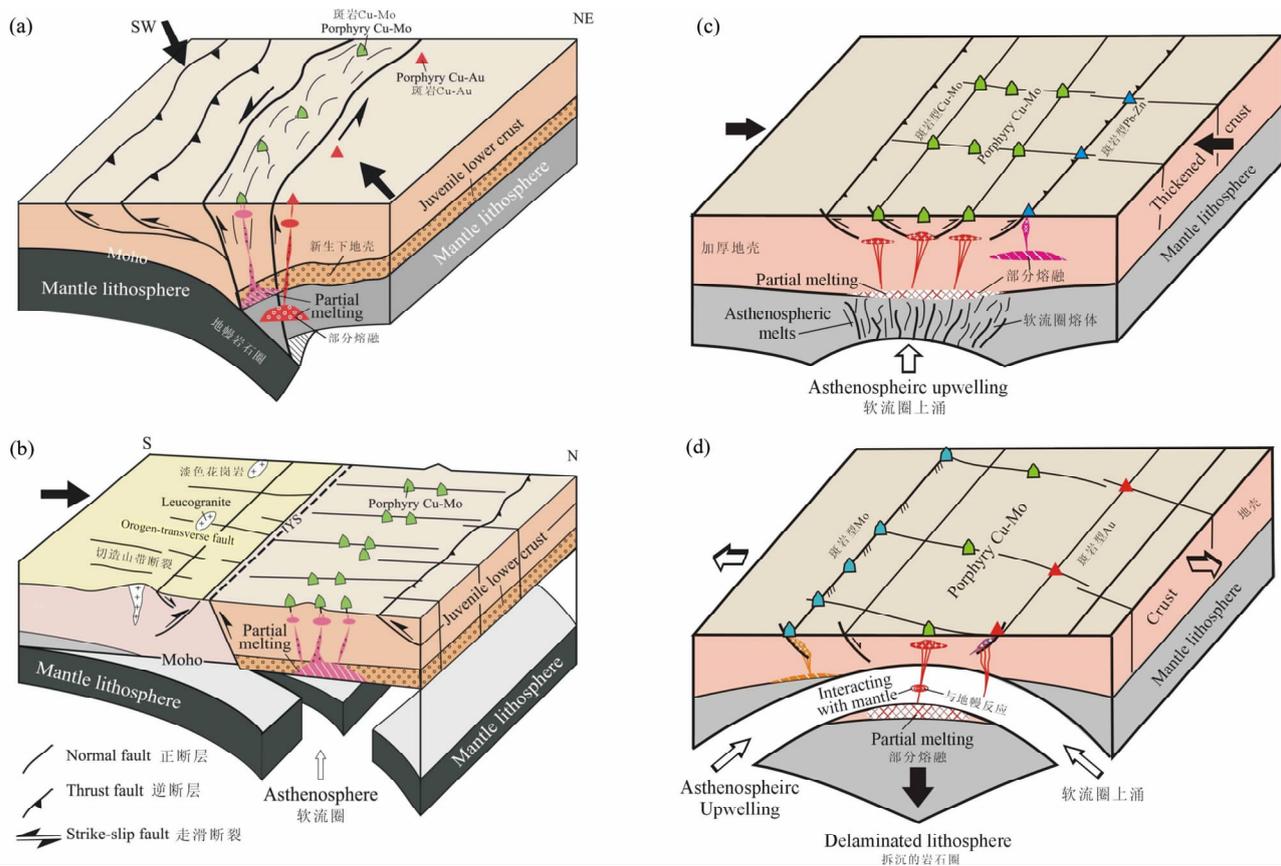


图 28 大陆构造不同演化阶段形成的斑岩型矿床的构造控制模型

Fig. 28 Possible tectonic models for the porphyry-type deposits developed in various evolution stages of the continental tectonics

(a)-(b) 在大陆碰撞带, 新生加厚的镁铁质下地壳部分熔融, 发育斑岩 Cu-Mo (-Au) 矿床; (a) 在晚碰撞构造转换环境, 发育的走滑断层诱发下陷的下地壳熔融; (b) 在后碰撞伸展环境软流圈物质上涌诱发了下地壳熔融; (c)-(d) 在陆内环境, 岩石圈拆沉和软流圈上涌导致加厚镁铁质下地壳熔融, 产生了斑岩 Cu, Mo, Au 矿床; (c) 在陆内造山环境下, 软流圈或陆下岩石圈的小批量的岩浆沿地幔薄弱带上侵, 注入和添加到加厚的下地壳底部, 导致了熔融过程; (d) 在非造山 (或后造山) 伸展环境, 拆成的岩石圈根部 (下地壳或地幔) 与岩石圈或软流圈熔体反应上升到上地壳形成埃达克质岩浆

(a)-(b) — Melting of the thickened, juvenile, mafic lower crust generates porphyry Cu-Mo (Au) deposits in a collisional zone; (a) — Depressional melting of the lower crust triggered by translithospheric strike-slip faults in a late-collisional transpressional regime; (b) — Melting of the lower crust triggered by asthenospheric upwelling in a post-collisional crustal extensional regime; (c)-(d) — Melting of the thickened mafic lower crust, triggered by the delamination of lithospheric root and asthenospheric upwelling, leading to potential porphyry Cu, Mo, Au deposits in intra-continental settings; (c) — The melting processes induced by asthenospheric materials infiltrating and replacing the thickened mafic lower crust in intracontinental-orogenic environment; (d) — The primitive adakitic melts derived from a delaminated lithospheric root (lower-crust and mantle) interacting with lithospheric or asthenospheric mantle ascend into the upper crust in an anorogenic (or post-orogenic) extensional environment

侏罗世 (172~159Ma), 成岩成矿高峰分别为 171 ± 3 Ma (王强等, 2004a) 和 160 ± 2 Ma (孟祥金等, 2007), 成矿作用发生于燕山期陆内造山的早期阶段。然而, 在整个下扬子地区, 赣南 A 型花岗岩 (165~173Ma; Li et al., 2003) 和双峰式火山-侵入岩 (158~179 Ma; Chen et al., 2002)、湘南板内碱性玄武岩 (160~180Ma; Zhao et al., 1998; 谢昕等, 2005) 和桂东南钾玄质侵入岩 (158~165 Ma; Li et

al., 2000) 与德兴地区的壳源岩浆活动相伴产出, 暗示着软流圈的强烈上涌或玄武岩浆的大规模底侵诱发了加厚下地壳的部分熔融, 陆内挤压造山的应力松弛为含矿岩浆的上升侵位提供了有力环境。

陆内造山之所以可以形成大型斑岩铜矿, 其主要原因是: ①在中侏罗世陆内造山时期, 来自软流圈或陆下岩石圈的小批量的岩浆沿地幔薄弱带上侵, 注入和添加到加厚的下地壳底部, 不仅为下地壳发

生部分熔融提供了必要的热源,同时作为一种幔源组分改造镁铁质下地壳,或直接注入埃达克质岩浆系统(侯增谦等,2007),为壳源岩浆提供了重要的 Cu、Au 成矿物质(图 28)。②由于陆内造山引起的地壳加厚,含矿岩浆在上升运移过程中必然发育较大规模的岩浆房。由于这种含矿埃达克质岩浆的高氧化状态和富水性,岩浆房内的结晶分异必然导致水饱和和金属富集,从而产生富含 Cu、Au 的成矿流体,形成斑岩型 Cu-Au 矿床(朱训等,1983)。

伴随着高热软流圈物质的大规模上涌和热侵,中下地壳的热结构必然被扰乱。根据冷水坑含矿斑岩结晶温度(820~840℃;孟祥金等,2007),其岩浆源区温度不低于 850℃。这意味着,软流圈物质热侵将使该区地温梯度由正常的 30℃/km 增加到 50℃/km,其结果必然导致中下地壳乃至上地壳物质的熔融。根据 Wyllie(1997)实验结果,源岩中斜长石先溶将产生无水岩浆,而黑云母先溶则形成富水岩浆。因此,黑云母与斜长石在部分熔融过程中的分解程度,决定了花岗岩浆的含矿性(Seltman et al., 2004)。冷水坑含矿斑岩相对贫 REE 和低 CaO 含量, Sr 显著亏损,而 Rb 明显富集(孟祥金等,2007),表明黑云母的分解量要远大于斜长石。因此,我们认为,地壳砂泥质源岩部分熔融产生了花岗质岩浆,伴随着熔融过程,黑云母的大量分解导致了岩浆富水、富 Rb、F 和 B,并具有相对较高的 fO_2 。同时,在地壳熔融过程中,亲地壳金属元素 Pb、Zn、Ag 将作为不相容元素浓聚于富 Rb、F 和 B 的花岗岩质岩浆中。在岩浆超浅成侵位乃至出溶流体迁移过程中,从上地壳地层中“清扫”和萃取部分 Pb、Zn 和 Ag 对冷水坑矿床的形成也起到重要作用。这些推论得到矿石矿物 S 和 Pb 同位素的佐证。例如,冷水坑矿床硫化物 $\delta^{34}S$ 值变化于 -3.88‰ ~ +4.88‰ 之间,估计成矿流体的 $\delta^{34}S_{\Sigma}$ 介于 +0.7‰ ~ +2.58‰ 之间(孟祥金等,2007),与岩浆硫大致相当。矿石铅同位素组成 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 在 17.238 ~ 18.670 之间, $^{207}Pb/^{204}Pb$ 在 14.794 ~ 16.123 之间, $^{208}Pb/^{204}Pb$ 在 37.464 ~ 39.368 之间,尽管比含矿花岗岩的长石铅同位素组成变化较大,但均在上下地壳之间变化,多数集聚于造山带与上地壳之间(图 20),反映成矿金属部分来源于岩浆源区,大量萃取于上地壳。

5.1.4 造山后伸展与斑岩型(Mo, Cu-Au, Au)矿床

陆内造山发育的最后结果,通常发生后造山或非造山岩石圈伸展或造山带崩塌。在中国东部,始

于中侏罗世(172~159 Ma)的中国东部陆内造山作用,在经历了多幕式的挤压造山后,可能于 J_3/K 之交(约 140Ma)发生构造体制大转变,即由陆内造山过渡到造山后伸展(杨明桂等,2002;翟明国等,2003;邓晋福等,2004)。主要体现为:构造格局由以挤压为主的 EW 向构造转为以伸展为主的 NNE 向构造,岩浆活动由陆内造山型中酸性岩向伸展型幔源或壳/幔混源岩浆岩转变,岩石圈发生巨大减薄,厚度约由 200km 快速减薄至 80 km。以岩石圈巨大减薄为标志的岩石圈去根,其起始时间与动力机制(拆沉、热蚀)尚有不同认识(邓晋福等,1999; Xu et al., 2002; Gao et al., 2003; 吴福元等,2003)。根据大规模幔源岩浆活动时限,邓晋福等(2004)提出,华北克拉通岩石圈去根始于早侏罗世,而下扬子地区的岩石圈去根则于晚侏罗世达到高峰。从厚达 100km 的岩石圈根突发性地快速“消失”现象看,这种晚侏罗世的岩石圈巨大减薄更可能与大规模拆沉有关(吴福元等,2003, Wu et al., 2008)。

在造山后伸展构造背景之下,中国境内至少发育了三个重要的斑岩型成矿事件。其一为长江中下游斑岩 Cu-Fe-Au 矿床,成矿时限变化于 143 ~ 106Ma(王立本,1997; Pan et al., 1999; 罗建安,2003; 谢桂清等,2006);其二为东秦岭斑岩 Mo 矿带,其成矿时限介于 144.8 ~ 132.4 Ma(李永峰等,2005);其三为内蒙比力赫-哈达庙斑岩型 Au 矿化,估计其成矿年龄不超过 140Ma。三个不同的斑岩成矿事件记录了不同的岩浆起源演化过程、金属富集机制以及深部动力过程。

在岩石圈急剧减薄的下扬子地区,拆沉下地壳的部分熔融通常被认为是长江中下游成矿带含矿埃达克质斑岩的重要机制。这些埃达克质初始岩浆在通过地幔岩石圈上升过程中与地幔橄榄岩发生反应,被认为是导致该岩石相对富 Mg(高 $Mg^{\#}$ 值)的主要原因(Xu et al., 2002; 王强等,2004a, b)。很可能,在岩浆/地幔反应过程中,岩浆从地幔岩中萃取了主要的成矿金属 Cu、Au、Fe 和 S,从而富含金属和 S,进而形成斑岩型 Cu-Au 矿床(图 27; 侯增谦等,2007)。

在东秦岭地区,现今地壳厚度约 40~45km(张正伟等,2001),软流圈顶面平均在 110km,残留岩石圈根最厚可达 120~150km(张国伟等,1996),表明东秦岭地区岩石圈去根规模可能明显小于东部地区。含 Mo 岩浆的埃达克岩属性指示岩浆源区为加厚的下地壳,含 Mo 斑岩的低 ϵ_{Nd} 和高 ϵ_{Sr} 特征表明古

老的下地壳源岩没有遭受地幔物质的改造(图 19),而斑岩相对低 MgO 和贫 Cu 富 Mo 特征也表明这些壳源岩浆与地幔岩石圈没有发生明显的相互作用(图 27)。然而,在不少斑岩 Mo 矿区,辉绿岩和辉长岩与含矿斑岩相伴产出,暗示着软流圈物质的上涌可能诱发了下地壳物质部分熔融。含 Mo 花岗岩浆的富水机制尚不清楚,或许也与下地壳熔融过程中角闪石的大量分解有关。斑岩岩石和矿石的 Pb 同位素资料表明,金属 Mo 主体来源于下部地壳(图 20),没有明显的地幔贡献。特别值得说明的是,大多数含 Mo 斑岩 Y、Yb 含量和 Sr/Y、(La/Yb)_N 比值与埃达克岩相当,但 HREE 显著亏损、Eu 负异常显著,表明含 Mo 的埃达克质岩浆在上部地壳发育了稳定的岩浆房,并导致了成矿金属集聚、岩浆流体出溶和斑岩型 Mo 矿形成(图 28)。

在华北拉克通北缘,始于早侏罗世的大规模岩石圈减薄,不仅引起早中侏罗世幔源岩浆的侵位与喷发,而且导致地壳热结构发生重大扰动,并诱发其部分熔融,形成壳源长英质岩浆。然而,含矿斑岩的 Sr-Nd-Pb 同位素资料表明,小体积的幔源岩浆向大体积的壳源长英质岩浆系统的注入和混合均一,形成了含矿岩浆。很可能,幔源岩浆向长英质岩浆系统提供了成矿金属 Au 和 S,进而使之富集成矿(图 27 和 28)。然而,就目前的研究,上地壳提供 Au 的可能性不能排除。

总之,斑岩型矿床可以产出于大陆构造演化不同阶段,其根本原因在于,这些不同的构造环境不仅满足斑岩型矿床形成的三大基本要素,即①长英质岩浆系统具有很高的氧逸度(fO_2);②岩浆含有足够高的水(H₂O)含量;③岩浆富含金属(Cu, Au, Mo, Pb-Zn)和 S,同时具备上述三个基本条件达到单项最大化和配置最优化的基本条件,如①含矿岩浆系统的输导(上侵)、定位(岩浆房)和分异(结晶)条件,②成矿金属元素从初始供给到有效集聚的条件,③富含金属的成矿流体从岩浆中得以充分出溶和聚焦排泄的条件。

5.2 岩石圈不连续带与斑岩型矿床的构造控制

在增生造山带,平行于海沟或缝合带的火山-岩浆弧链,通常伴随着巨型规模的斑岩铜矿带的形成与分布。平行于火山岩浆弧的走滑断裂系统及其相伴的走滑拉分盆地,作为含矿岩浆上升侵位和岩浆流体分凝排泄的通道系统,控制了斑岩铜矿带的分布(Sillitoe et al., 1984; Richards, 2001, 2003)。俯冲大洋板片的膝折或撕裂所产生的垂直岛弧带的正断

层系统(Kerrich et al., 2000),也常常控制含矿斑岩浅成侵位和矿床空间分布(Corbett et al., 1998)。

在碰撞造山带,如青藏高原,情况与增生造山带类似,斑岩型矿床沿着大陆碰撞带形成分布(图 29),但控矿构造较为复杂。大规模的走滑断裂系统常常斜交大陆碰撞带,其功能类似于大洋海底转换断层,通过块体相对运动调节了因大陆碰撞产生的应力应变(Yin et al., 2000; Hou et al., 2009)。这些走滑断裂系统常切割岩石圈,从而诱发地/幔过渡带熔融,并控制含矿岩浆上升侵位和斑岩铜矿带的形成(如玉龙斑岩铜矿带)(Hou et al., 2003)。横切碰撞带的正断层系统在碰撞造山带也大量发育,如青藏高原的 NS 向正断层,虽然其严格控制了单个含矿斑岩浅成侵位和矿床空间定位(如,冈底斯斑岩铜矿带)(侯增谦等,2004; Hou et al., 2004a, 2009),但难以控制延绵数百公里的斑岩铜矿带的分布。在空间广阔的陆内环境,特别是陆内造山或碰撞造山环境,斑岩型矿床如何分布? 受何构造控制呢?

图 29 示意性地展示了中国大陆环境典型斑岩矿床的空间分布。可以看出一个重要的事实是,一些不同时期发育的、但在中生代活化的巨型岩石圈不连续带,或者作为岩浆源区的熔融诱发机制,或者作为高热流物质的上升通道和储集空间,控制了矿床和矿带的分布(邓晋福等,2004)。

再活化的华北克拉通南缘:南部边缘产出秦岭巨型斑岩 Mo 矿带及其伴生的 Au、Pb、Zn 矿床(图 29),主体呈 NWW 向延伸,长达 250 km,大中型钼矿有 30 余个。该南部边缘被 4 条长达 150~200km 深断裂所切,并被等间距出现的 NNE 向断裂(横切造山带正断层)交切,其交汇部位严格地控制了斑岩岩浆侵位和斑岩型 Mo 矿的分布(图 10)。

再活化的华北克拉通北缘:沿北部边缘,产出著名的燕辽钼(铜)矿带,东起锦西,西抵宣化,包括一系列斑岩型 Cu-Mo 矿、夕卡岩型 Mo 矿和岩浆热液型 Mo 矿(图 29)。辉钼矿 Re-Os 同位素资料表明,成矿年龄集中于 177~186Ma 和 134~148Ma(黄典豪等,1996),分别与德兴斑岩 Cu-Au 和东秦岭斑岩 Mo 成矿期相对应。与东秦岭相类似,两期岩浆与成矿均受近 EW 向与 NE 向断裂交汇部位控制(黄典豪等,1996)。由克拉通北部边缘向北,除在内蒙古境内发育毕力赫式斑岩型 Au 矿外,沿西拉木伦缝合带两侧发现了大量斑岩型 Mo 矿床,反映出克拉通北缘岩石圈不连续带控制了大量燕山期斑岩型矿

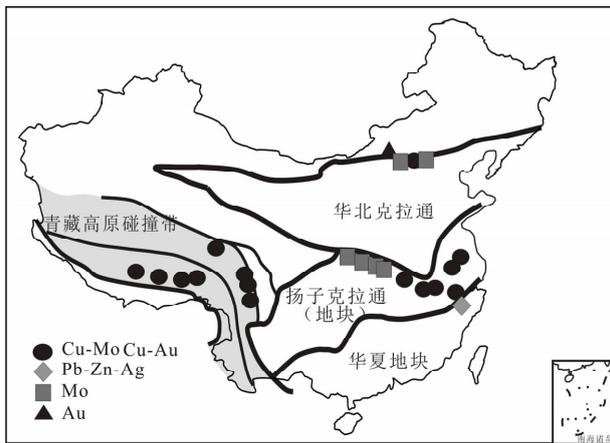


图 29 中国大陆克拉通(地块)与造山带分布及其与斑岩型矿床的关系

Fig. 29 Relationship of porphyry-type deposits in non-arc settings with the cratons (block) and collisional orogens in China

床的形成与分布。

再活化的陆块对接带:这里指扬子地块与华夏地块在元古代碰撞拼贴但在燕山期发生活化的对接带。沿此岩石圈不连续带(包括赣东北深断裂带),中侏罗世-白垩纪的强烈裂陷形成赣杭裂谷(Goodell et al., 1991)。其北侧的扬子地块南缘产出德兴式斑岩铜矿,其南侧的华夏地块北缘产出冷水坑式斑岩型 Pb-Zn-Ag 矿(图 29)。在德兴矿田, NNE 向印支期基底线性断裂平行发育、等间距分布,与 NW 向线性断裂交汇,构成典型的棋盘格子构造,交汇结点分别控制了富家坞、铜厂和朱砂红矿床的分布(图 7;侯增谦等, 2007)。在冷水坑矿田, NE 向逆冲断裂与 NW 向的张性断层交汇部位控制了含矿斑岩和矿床矿体的空间定位(孟祥金等, 2007)。

再活化的扬子地块北缘:在再活化的扬子地块北缘,沿长江中下游发育长期活动的深断裂。受其控制,270 余个燕山期中酸性侵入体断续分布,形成了著名的长江中下游多金属成矿带(图 29)。在 NEE 向深断裂与 NNE 向断裂交汇区,岩浆活动与成矿作用集中发育,形成了 7 个重要的矿集区(图 8;常印佛等, 1991; Pan et al., 1999)。

总之,大陆环境斑岩型矿床集中分布于克拉通(或陆块)的边缘和交接带,成矿带的空间展布受不同地质历史时期形成的、但在中生代活化的岩石圈不连续带构造控制,含矿斑岩及矿田矿床的空间分布受大规模走滑断裂、横切造山带的正断层系统

以及两组断裂交汇产生的棋盘格子构造控制。

5.3 壳/幔相互作用与斑岩矿床金属类型

不论是与大洋板块俯冲有关的岩浆弧环境,还是与大陆碰撞、软流圈上涌、岩石圈拆沉相关的大陆环境,导致斑岩矿床具有不同金属组合的原因,不仅与含矿岩浆的起源演化过程有关,而且与成矿金属的主要来源和供给渠道有关,从根本上说,更与控制含矿、富水、高度氧化的岩浆系统形成发育的深部地质过程和壳/幔相互作用有关。不同斑岩矿床的岩石和矿石的 Pb 同位素组成的群集性给予了很好的佐证(图 20)。

克拉通破坏与下地壳 Mo 和上地壳 Au 贡献:华北克拉通破坏的成矿响应,分别以华北克拉通南北缘的两条巨型钼矿带(东秦岭和燕辽)和内蒙哈达庙-毕力赫斑岩型 Au 矿为代表。它们集中出现于克拉通岩石圈减薄之后,含矿岩浆分别起源于曾经加厚的古老的下地壳与上地壳。斑岩矿床的岩石与矿石 Pb 同位素组成分别集中分布于再活化的克拉通(下地壳)内部和上地壳区(图 20),暗示着下地壳与上地壳分别提供了形成斑岩 Mo 矿和斑岩 Au 矿的金属来源。换句话说,在地壳熔融过程中,成矿金属主体从地壳源区就地溶出进入岩浆系统,部分在岩浆上升侵位过程中萃取获得。因此,克拉通的地质演化和地球化学场从根本上控制了斑岩型矿床的金属类型及其空间分布规律。我们推测,可能正是由于华北克拉通下地壳极度富集金属 Mo,伴随克拉通破坏过程与壳源岩浆形成演化,在其南北缘发育世界级规模的斑岩 Mo 矿带(图 29)。同理,可能由于华北克拉通上部地壳的高 Au 丰度,从而在克拉通边缘及内部形成了独立的斑岩型 Au 矿和“玲珑”、“焦家”式 Au 矿成矿省。

大陆聚合与地幔 Cu、Au 和地壳 Pb-Zn-Ag 贡献:大陆聚合包括以陆-陆汇聚为特征的碰撞造山和以陆内挤压缩短为特征的陆内造山。大陆碰撞期的地壳增厚常常被后碰撞期的地壳伸展和造山带崩塌期的岩石圈减薄所取代,而挤压造山期的地壳加厚常常被造山后伸展的岩石圈减薄所取代。伴随着大陆聚合过程,加厚的下地壳通常成为斑岩型 Cu-Mo、Cu-Au、Cu-Fe-Au 矿床的岩浆源区。由于古老的加厚下地壳通常只能提供金属 Mo,因此,Cu、Au 则可能由地幔物质提供(侯增谦等, 2007)。图 30 展示了中国大陆环境斑岩铜矿吨位与含矿斑岩的 ϵ_{Nd} 值的相关关系。含矿斑岩的 ϵ_{Nd} 值可以近似反映岩浆中幔源物质的相对贡献, ϵ_{Nd} 值越大,幔源物质贡

献越大,反之亦然。尽管斑岩型矿床的金属规模取决于很多因素(Richards,2003),但作为一级近似,岩浆起源过程中幔源物质的贡献与斑岩铜矿的金属铜储量的正相关关系,可在一定程度上反映成矿物质主要来源于地幔物质的基本事实。实际上,这些斑岩铜矿的硫同位素组成接近于陨石硫组成也提供了有力佐证。

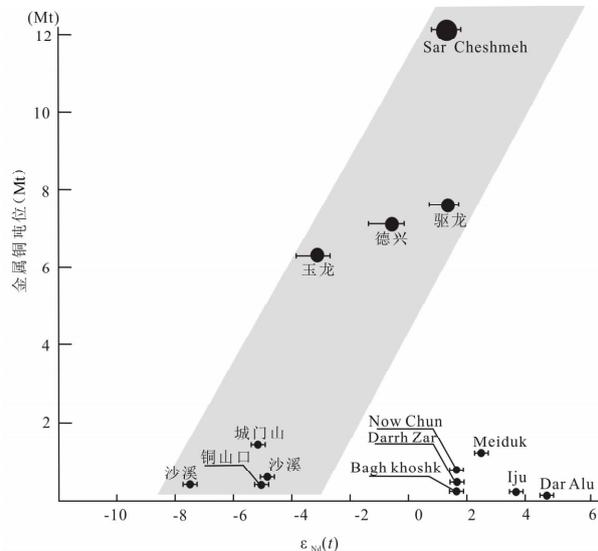


图 30 中国大陆环境斑岩 Cu(Cu-Mo, Cu-Au) 矿床已知金属 Cu 吨位与含矿斑岩的钆同位素组成的关系(据侯增谦等,2007,略修改)

Fig. 30 Correlation between $\epsilon_{Nd}(t)$ of the host porphyries and the highest known Cu metal tonnage of the associated porphyry Cu (-Mo, -Au) deposits in continental settings(modified from Hou et al., 2007)

如上所述,在大陆聚合过程中,地幔物质或者通过大规模岩浆底侵添加于下地壳底部成为含矿岩浆的源岩,或者通过交代改造古老下地壳间接地向壳源岩浆系统贡献金属,或者通过与壳源岩浆发生交代反应并供给 Cu、Au。被上涌软流圈热扰动的中下地壳常常构成斑岩型 Pb-Zn-Ag 矿床的岩浆源区,并同时向壳源岩浆系统供给 Pb-Zn-Ag 成矿金属。

由于大陆聚合过程中含矿岩浆的起源演化通常伴随着强烈的壳/幔物质-能量交换,因此,斑岩型矿床的 Pb 同位素组成与造山带 Pb 同位素组成相当,并显示明显的线性阵列式变化(图 20)。强烈的壳/幔物质-能量交换集中出现于造山带及其岩石圈不连续带,决定了这些斑岩型矿床通常沿着造山带或地体接合带分布(图 29)。

致谢:此文是国家自然科学基金重点项目“中国

大陆环境斑岩铜矿:地球动力学背景与矿床成因”(40730419)的初步总结性成果,是参与项目研究的全体科研人员的集体劳动结晶。本文综述了前人的大量科研成果,但因篇幅限制,参考文献未能一一列出,特表歉意。对于中国境内的斑岩型矿床,前人做了大量卓有成效的工作,没有他们的辛勤劳动,就没有此文发表。在此,对为中国斑岩型矿床勘查与研究作出贡献的广大同仁表示衷心的感谢。成文过程中,江迎飞、潘小菲帮助制作了大量图件。

参 考 文 献

- 常印佛,刘湘培,吴言昌.1991.长江中下游成矿带.北京:地质出版社,1~379.
- 陈衍景,李超,张静,李震,王海华.2000.秦岭钼矿带斑岩体锶氧同位素特征与岩石成因机制和类型.中国科学(D辑),30(增刊):64~72.
- 陈衍景,李诺.2009.大陆内部浆控高温热液矿床成矿流体特征及其与岛弧区同类矿床的差异.岩石学报,25(10):2477~2508.
- 陈建平,唐菊兴,丛源,董庆吉,郝金华.2009.藏东玉龙斑岩铜矿地质特征及成矿模型.地质学报,83(12):1887~1900.
- 邓晋福,罗照华,苏尚国,莫宣学,于炳松,赖兴运,谌宏伟.2004.岩石成因、构造环境与成矿作用.北京:地质出版社,1~381.
- 邓晋福,莫宣学,罗照华,汪洋,赵海玲,赵志丹,苏尚国,喻学惠.2001.青藏高原原岩圈不均一性及其动力学意义.中国科学(D辑),31:55~60.
- 邓晋福,苏尚国,赵国春,刘翠.2004.华北燕山造山带结构组合.高校地质学报,10(3):315~323.
- 邓晋福,赵国春,赵海玲,罗照华,戴圣潜,李凯明.2000.中国东部燕山期火成岩构造组合与造山—深部过程.地质论评,46(1):41~48.
- 邓晋福,吴宗絮,赵国春,赵海玲,罗照华,莫宣学.1999.华北地台前寒武花岗岩类、陆壳演化与克拉通形成.岩石学报,15(2):190~198.
- 邓万明,黄莹,钟大赉.1998.滇西新生代富碱斑岩的岩石特征与成因.地质科学,33(2):412~425.
- 丁道桂,刘光祥,吕俊祥,潘文蕾.2007.扬子板块海相中生界盆地的递进变形改造.地质通报,26:1178~1188.
- 高晓峰,郭峰,范蔚茗,李超文,李晓勇.2005.南兴安岭晚中生代酸性火山岩的岩石成因.岩石学报,21:737~748.
- 葛良胜,卿敏,袁士松,唐明国,邢俊兵.2009.内蒙古毕力赫大型金矿勘查突破过程及启示意义.矿床地质,28(4):390~402.
- 郭晓东.2009.云南马厂箐斑岩型铜(金)矿床地质特征与矿床成因.地质学报,83(12):1901~1914.
- 侯增谦,王二七.2008.印度—亚洲大陆碰撞成矿作用主要研究进展.地球学报,29(3):275~292.
- 侯增谦,潘小菲,杨志明,曲晓明.2007.初论大陆环境斑岩铜矿.现代地质,21:332~351.
- 侯增谦,莫宣学,杨志明,王安建,潘桂棠,曲晓明,聂凤军.2006a.青藏高原碰撞造山带成矿作用:构造背景、时空分布和主要类型.中国地质,33:348~359.

- 侯增谦, 杨竹森, 徐文艺, 莫宣学, 丁林, 高永丰, 董方浏, 李光明, 曲晓明, 李光明, 赵志丹, 江思宏, 孟祥金, 李振清, 秦克章, 杨志明. 2006b. 青藏高原碰撞造山带: I. 主碰撞造山成矿作用. 矿床地质, 25: 337~358.
- 侯增谦, 潘桂棠, 王安建, 莫宣学, 田世洪, 孙晓明, 丁林, 王二七, 高永丰, 谢玉玲, 曾普胜, 秦克章, 许继峰, 曲晓明, 杨志明, 杨竹森, 费红彩, 孟祥金, 李振清. 2006c. 青藏高原碰撞造山带: II. 晚碰撞转换成矿作用. 矿床地质, 25: 521~543.
- 侯增谦, 曲晓明, 杨竹森, 孟祥金, 李振清, 杨志明, 郑绵平, 郑有业, 聂风军, 高永丰, 江思宏, 李光明. 2006d. 青藏高原碰撞造山带: III. 后碰撞伸展成矿作用. 矿床地质, 25: 629~651.
- 侯增谦, 赵志丹, 高永丰, 杨志明, 江万. 2006e. 印度大陆板片前缘撕裂与分段俯冲: 来自冈底斯新生代火山-岩浆作用证据. 岩石学报, 22: 761~774.
- 侯增谦, 孟祥金, 曲晓明, 高永丰. 2005. 西藏冈底斯斑岩铜矿带埃达克质斑岩含矿性: 源岩相变及深部过程约束. 矿床地质, 24: 108~121.
- 侯增谦, 高永丰, 孟祥金, 曲晓明, 黄卫. 2004. 西藏冈底斯中新世斑岩铜矿带: 埃达克质斑岩成因与构造控制. 岩石学报, 20: 239~248.
- 侯增谦, 曲晓明, 王淑贤, 高永丰, 杜安道, 黄卫. 2003a. 西藏冈底斯斑岩铜矿带辉钼矿 Re-Os 年龄: 成矿作用时限与动力学背景应用. 中国科学, 33: 609~618.
- 侯增谦, 莫宣学, 高永丰, 曲晓明, 孟祥金. 2003b. 埃达克岩: 斑岩铜矿的重要含矿母岩——以西藏和智利斑岩铜矿为例. 矿床地质, 21: 1~12.
- 侯增谦, 曲晓明, 黄卫, 高永丰. 2001. 冈底斯斑岩铜矿成矿带有望成为西藏第二条“玉龙”铜矿带. 中国地质, 28(10): 27~30.
- 华仁民, 李晓峰, 陆建军, 陈培荣, 邱德同, 王果. 2000. 德兴大型铜金矿集区构造环境和成矿流体研究进展. 地球科学进展, 15(5): 525~533.
- 黄典豪, 吴澄宇, 杜安道, 何红蓼. 1994. 东秦岭地区钼矿床的铼-钨同位素年龄及其意义. 矿床地质, 13(3): 221~230.
- 黄典豪, 吴澄宇, 聂风军. 1987. 陕西金堆城斑岩钼矿床地质特征及成因探讨. 矿床地质, 6(3): 22~34.
- 黄典豪, 杜安道, 吴澄宇, 刘兰笙, 孙亚莉, 邹晓秋. 1996. 华北地台钼(铜)矿床成矿年代学研究——辉钼矿铼-钨年龄及其地质意义. 矿床地质, 15(4): 365~373.
- 黄典豪, 侯增谦, 杨志明, 李振清, 许道学. 2009. 东秦岭钼矿带内碳酸岩脉型钼(铅)矿床地质-地球化学特征、成矿机制及成矿构造背景. 地质学报, 83(12): 1968~1984.
- 姜耀辉, 蒋少涌, 凌宏飞. 2006. 陆-陆碰撞造山环境下的含铜斑岩岩石成因——以藏东玉龙斑岩铜矿带为例. 岩石学报, 22(4): 697~706.
- 江迎飞. 2009. 富金斑岩型铜矿床研究进展. 地质学报, 83(12): 1997~2017.
- 李诺, 陈衍景, 张辉, 赵太平, 邓小华, 王运, 倪智勇. 2007. 东秦岭斑岩钼矿带的地质特征和成矿构造背景. 地学前缘, 14: 186~198.
- 李永峰, 毛景文, 白凤军, 李俊平, 和志军. 2003. 东秦岭南泥湖钼矿 Re-Os 同位素年龄及地质意义. 地质论评, 49(6): 652~659.
- 李永峰, 毛景文, 胡华斌, 郭保健, 白凤军. 2005. 东秦岭钼矿类型、特征、成矿时代及其地球动力学背景. 矿床地质, 24(3): 292~304.
- 李兆鼎, 权恒, 李之彤. 2003. 中国东部中生代火成岩及其深部过程. 北京: 地质出版社. 1~357.
- 李振清, 杨志明, 朱祥坤, 侯增谦, 李世珍, 李志红, 王玥. 2009. 西藏驱龙斑岩铜矿同位素研究. 地质学报, 83(12): 1985~1996.
- 刘孝善, 吴澄宇, 黄标. 1987. 河南栾川南泥湖-三道庄钼(钨)矿床热液系统的成因与演化. 地球化学, 16(3): 199~207.
- 卢欣祥, 于在平, 冯有利, 王义天, 马维峰, 崔海峰. 2002. 东秦岭深源浅成型花岗岩的成矿作用及地质构造背景. 矿床地质, 21: 168~178.
- 罗建安. 2003. 城门山铜矿床表生变化及次生富集作用的研究. 江西有色金属, 17(4): 11~12.
- 罗铭玖, 林潜龙, 卢欣祥, 陈铁华. 1993. 东秦岭含相花岗岩的地质特征. 河南地质, 11: 2~8.
- 马鸿文. 1990. 论藏东玉龙铜矿带花岗斑岩类的成因类别. 成都理工大学学报(自然科学版), 17: 68~75.
- 毛景文, 王志良. 2000. 中国东部大规模成矿时限及其动力学背景初步探讨. 矿床地质, 19(4): 289~296.
- 毛景文, 张作衡, 余金杰, 王义天, 牛宝贵. 2003. 华北及邻区中生代大规模成矿的地球动力学背景从金属矿床年龄精测得到启示. 中国科学(D辑), 33: 289~299.
- 孟庆任, 胡健民, 袁选俊, 靳久强. 2002. 中蒙边界地区晚中生代伸展盆地的结构、演化和成因. 地质通报, 21: 224~231.
- 孟祥金, 董光裕, 刘建光 等著. 2007. 江西冷水坑斑岩型铅锌银矿床. 北京: 地质出版社: 1~184.
- 孟祥金, 侯增谦, 高永丰, 曲晓明, 黄卫. 2004. 碰撞造山型斑岩铜矿蚀变分带模式——以西藏冈底斯斑岩铜矿带为例. 地学前缘(中国地质大学, 北京), 11(1): 201~214.
- 孟祥金, 侯增谦, 董光裕, 刘建光, 左力艳, 杨竹森, 肖茂章. 2009. 江西冷水坑斑岩型铅锌银矿床地质特征、热液蚀变与成矿时限. 地质学报, 83(12): 1951~1967.
- 聂风军, 张洪涛, 孙浩, 樊建廷. 1989a. 内蒙古哈达庙金矿床地质特征及矿床成因探讨. 矿床地质, 8(2): 51~60.
- 聂风军, 张洪涛. 1989b. 内蒙古哈达庙含金侵入杂岩体稀土元素地球化学研究. 地质找矿论丛, 4: 62~70.
- 潘小菲, 宋玉财, 李振清, 杨志明, 侯增谦. 2009. 德兴铜厂斑岩型铜金矿床热液演化过程. 地质学报, 83(12): 1927~1950.
- 齐进英. 1987. 江西冷水坑斑岩类型及其矿化特征. 岩石学报, 1: 40~50.
- 曲晓明, 侯增谦, 黄卫. 2001. 冈底斯斑岩铜矿(化)带: 西藏的第二条玉龙铜矿带?. 矿床地质, 20: 355~366.
- 任启江, 吴俞斌, 武耀成, 周会群, 徐兆文. 1987. 陕西金堆城斑岩钼矿含矿裂隙分布规律与成因. 矿床地质, 6(3): 35~48.
- 芮宗瑶, 黄崇轲, 齐国明, 等. 1984. 中国斑岩铜(钼)矿床. 北京: 地质出版社, 1984: 1~350.
- 芮宗瑶, 李光明, 张立生, 王龙生. 2004. 西藏斑岩铜矿对重大地质事件的响应. 地学前缘, 11(1): 145~152.
- 孙晓明, 刘孝善. 1993. 东秦岭钼矿带中皱纹岩的成因及找矿意义. 陕西地质, 11: 56~61.
- 唐仁鲤, 罗怀松, 李荫清, 等. 1995. 西藏玉龙斑岩铜(钼)矿带地

- 质. 北京:地质出版社,1995:1~320.
- 王建,李建平,王江海.2003.滇西大理一剑川地区钾玄质岩浆作用:后碰撞走滑拉伸环境岛弧型岩浆作用的地球化学研究.岩石学报,19(1):61~69.
- 王立本,季克俭,陈东.1997.安基山和铜山铜(钼)矿床中辉钼矿的铼-钨同位素年龄及其意义.岩石矿物学杂志,16(2):154~159.
- 王强,赵振华,熊小林,许继峰.2001.底侵玄武质下地壳的熔融:来自安徽沙溪 adakite 质富钠石英闪长玢岩的证据.地球化学,30(4):354~3.
- 王强,赵振华,许继峰,白正华,王建新,刘成新.2004b.鄂东南铜山山口、殷祖埃达克质(adakite)的侵入岩地球化学特征对比:(拆沉)下地壳熔融与斑岩铜矿的成因.岩石学报,20(2):351~360.
- 王强,许继峰,赵振华,资锋,唐功建,贾小辉,姜子琦.2007.中国埃达克岩或埃达克质岩及相关金属成矿作用.矿物岩石地球化学通报,26:336~349.
- 王强,赵振华,简平,许继峰,包志伟,马金龙.2004a.德兴花岗闪长斑岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年代学和 Nd-Sr 同位素地球化学.岩石学报,20(2):315~324.
- 吴福元,葛文春,孙德有,郭春丽.2003.中国东部岩石圈减薄研究中的几个问题.地学前缘,10(3):51~60.
- 肖波,秦克章,李光明,李金祥,夏代祥,陈雷,赵俊兴.2009.西藏驱龙巨型斑岩 Cu-Mo 矿床的富 S、高氧化性含矿岩浆——来自岩浆成因硬石膏的证据.地质学报,83(12):1860~1868.
- 谢桂青,毛景文,李瑞玲,张祖送,赵维超,屈文俊,赵财胜,魏世昆.2006.鄂东南地区 Cu-Au-Mo(-W)矿床的成矿时代及其成矿地球动力学背景探讨:辉钼矿 Re-Os 同位素年龄.矿床地质,25(1):43~52.
- 谢昕,徐夕生,邹海波,蒋少涌,张明,邱检生.2005.中国东南部晚中生代大规模岩浆作用序幕:J₂早期玄武岩.中国科学(D辑),35:587~605.
- 谢玉玲,李应羽,David Cooke,白劲松,刘云飞,李光明,张丽.2009.西藏恰功铁矿岩浆演化序列及斑岩出溶流体特征.地质学报,83(12):1869~1886.
- 徐文艺,徐兆文,顾连兴,任启江,傅斌,牛翠祎.1999.安徽沙溪斑岩铜(金)矿床成矿成热历史探讨.地质论评,45(4):361~367.
- 徐兆文,杨荣勇,刘红樱,陆现彩,徐文艺,任启江.1998.陕西金堆城斑岩钼矿床成矿流体研究.高校地质学报,4:423~431.
- 许继峰,王强,徐义刚,赵振华,熊小林.2001.宁镇地区中生代安基山中酸性侵入岩的地球化学:亏损重稀土和钇的岩浆产生的限制.岩石学报,17(4):576~584.
- 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,23:122~129.
- 杨志明,侯增谦,杨竹森,王淑贤,王贵仁,田世洪,温德银,王召林,刘英超.2008b.青海纳日贡玛斑岩铜(钼)矿床:岩石成因及构造控制.岩石学报,24:489~502.
- 杨志明,侯增谦.2009a.西藏驱龙超大型斑岩铜矿床的成因:流体包裹体及 H、O 同位素证据.地质学报,83(12):1838~1859.
- 杨志明,侯增谦.2009b.初论碰撞造山环境斑岩铜矿成矿模型.矿床地质,28(5):515~538.
- 杨志明,谢玉玲,李光明,徐九华.2005a.西藏冈底斯斑岩铜矿带驱龙铜矿成矿流体特征及其演化.地质与勘探,41:21~26.
- 杨志明,谢玉玲,李光明,徐九华.2005b.西藏冈底斯斑岩铜矿带厅官铜矿床流体包裹体研究.矿床地质,24:584~594.
- 杨志明,侯增谦,宋玉财,李振清,夏代祥,潘凤雏.2008a.西藏驱龙超大型斑岩铜矿床:地质、蚀变与矿化.矿床地质,27:279~318.
- 叶会寿,毛景文,李永峰,郭保健,张长青,刘珺,闫全人,刘国印.2006.东秦岭东沟超大型斑岩钼矿 SHRIMP 锆石 U-Pb 和辉钼矿 Re-Os 年龄及其地质意义.地质学报,80(7):1078~1088.
- 翟明国,朱日祥,刘建明,孟庆任,侯泉林,胡圣标,李忠,张宏福,刘伟.2003.华北东部中生代构造体制转折的关键时限.中国科学(D辑),33:913~920.
- 翟裕生,姚书振,林新多,周珣若,万天丰.1992.长江中下游地区铁铜(金)成矿规律.北京:地质出版社.1~235.
- 张国伟,郭安林,刘福田,肖庆辉,孟庆任.1996.秦岭造山带三维结构及其动力学分析.中国科学(D辑),26:1~6.
- 张洪瑞,侯增谦,宋玉财,等.2009.斑岩铜矿床在东特提斯成矿域中的时空分布特征.地质学报,83(12):1818~1837.
- 张连昌,秦克章,英基丰,夏斌,舒建生.2004.东天山土屋一延东斑岩铜矿带埃达克岩及其与成矿作用的关系.岩石学报,20(2):259~268.
- 张旗,王焰,刘伟,王元龙.2002.埃达克岩的特征及其意义.地质通报,21(7):431~435.
- 张旗,王焰,王元龙.2001.燕山期中国东部高原下地壳组成初探:埃达克质岩同位素 Sr、Nd 制约.岩石学报,17(4):504~513.
- 张岳桥,董树文.2008.郯庐断裂带中生代构造演化史:进展与新认识.地质通报,27:1372~1390.
- 张正伟,朱炳泉,常向阳,强立志,温明星.2001.东秦岭钼矿带成矿成矿背景及时空统一性.高校地质学报,7(3):307~315.
- 赵振华,熊小林,王强,白正华,梅厚均.2004.新疆西天山莫斯遭特石英钠长斑岩铜矿床——一个与埃达克质岩石有关的铜矿实例.岩石学报,20(1):249~258.
- 郑有业,王宝生,樊子琿,张华平.2002.西藏冈底斯东段构造演化及铜多金属成矿潜力分析.地质科技情报,21(2):55~60.
- 郑有业,薛迎喜,程力军,樊子琿,高顺宝.2004.西藏驱龙超大型斑岩铜(钼)矿床:发现、特征及意义.地球科学,29:103~108.
- 钟大赉,丁林,刘福田,刘建华,张进江,季建清,陈辉.2000.造山带岩石层多向层架构造及其对新生代岩浆活动约束——以三江及邻区为例.中国科学(D辑),30(1):1~8.
- 周珂,叶会寿,毛景文,屈文俊,周树峰,孟芳,高亚龙.2009.豫西鱼池岭斑岩型钼矿床地质特征及其辉钼矿铼-钨同位素年龄.矿床地质,28(2):170~184.
- 朱金初,金章乐,饶冰,李福春.2002.德兴铜矿斑岩铜矿流体过程.南京大学学报(自然科学),38(3):418~434.
- 朱训,黄崇轲,芮宗瑶,等.1983.德兴斑岩铜矿.北京:地质出版社,1983:1~32.
- 祝向平.2009.云南哈播斑岩型铜(-钼-金)地质与成矿背景研究.地质学报,83(12):1915~1926.
- Bornhorst T J, Rose W I. 1986. Partitioning of gold in young calc-

- alkaline volcanic rocks from Guatemala. *Journal of Geology*, 94: 412~418.
- Burnham C W. 1979. Magmas and hydrothermal fluids. In Barnes H L (ed.) *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. 2nd ed. Wiley, New York, 71~136.
- Burnham C W. 1997. Magmas and hydrothermal fluids, in Barnes, H. L. (Ed.), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 3th edition. New York, John Wiley and Sons, 63~123.
- Camus F, Sillitoe R H, Petersen R. 1996. Andean copper deposits: new discoveries, mineralization style and metallogeny. *Society of Economic Geologists Special Publication 5*, 1~198.
- Candela P A, Holland H D. 1984. The partitioning of copper and molybdenum between silicate melts and aqueous fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48: 373~380.
- Candela P A. 1991. Physics of aqueous phase evolution in plutonic environments. *American Mineralogist*, 76: 1081~1091.
- Candela P A. 1997. A review of shallow, ore-related granites: Textures, volatiles and ore metals. *Journal of Petrology*, 38: 1619~1633.
- Candela P A. 1992. Controls on ore metal ratios in granite-related ore systems; an experimental and computational approach. *Geological Society of America*, 272: 317~326.
- Chappell B W, White A J R. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8: 173~174.
- Chen P R, Hua R M, Zhang B T, Lu J J, Fan C F. 2002. Early Yanshanian post-orogenic granitoids in the Nanling region; petrological constraint and geodynamic settings. *Science in China (Series D)* 45: 755~768.
- Chung S L, Liu D, Ji J, Chu M F, Lee H Y, Wen D J, Lo C H, Lee T Y, Qian Q, Zhang Q. 2003. Adakites from continental collision zones: melting of thickened lower crust beneath southern Tibet. *Geology*, 31: 1021~1024.
- Cline J S. 1995. Genesis of porphyry copper deposits: the behavior of water, chloride, and copper in crystallizing melts, in Pierce, F W and Bolm, J G, eds., *Porphyry copper deposits of the American Cordillera*. *Arizona Geological Society Digest*, 20: 69~82.
- Cline J, Bodnar R J. 1991. Can economic porphyry copper mineralization be generated by a typical calc-alkaline melt. *Journal of Geophysical Research*, 96: 8113~8126.
- Cooke D R, Hollings P, Walshe J L. 2005. Giant Porphyry Deposits: Characteristics, distribution, and tectonic controls. *Econ. Geol.*, 100: 801~818.
- Corbett G J, Leach T M. 1998. Southwest Pacific Rim gold-copper systems: structure, alteration and mineralization. *Society of Economic Geologists Special Publication 6*, 1~240.
- Davidson J P. 1996. Deciphering mantle and crustal signatures in subduction zone magmatism. *Geophysical Monograph*, 96: 251~262.
- De Hoog J C M, Mason P R D, Van Bergen M J. 2001. Sulfur and chalcophile elements in subduction zones: Constraints from a laser ablation ICP-MS study of melt inclusions from Galunggung Volcano, Indonesia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65: 3147~3164.
- Defant M J, Drummond M S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 34: 662~665.
- Dilles J H, Einaudi M T. 1992. Wall-rock alteration and hydrothermal flow paths about the Ann-Mason porphyry copper deposit, Nevada—a 6 km vertical reconstruction. *Economic Geology*, 87: 1963~2001.
- Ding Lin, Zhong Dalai, Yin An, Kapp p, Harrison T M. 2001. Cenozoic structure and metamorphic evolution of the eastern Himalayan syntaxis (Namche Barwa), *Earth and Planetary Science Letters*, 192: 423~438.
- Dobosi G, Kempton P D, Downes H, Embey-Isztin A, Thirlwall M, Greenwood P. 2003. Lower crust granulite xenolites from the Pannonian basin, Hungary, Part 2: Sr, Nd, Pb, Hf and O isotope evidence for formation of continental lower crust by tectonic emplacement of oceanic crust. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 144: 671~683.
- Gao Y F, Hou Z Q, Wei R H. 2003. Post-collisional adakitic porphyries in Tibet: geochemical and Sr Nd Pb isotopic constraints on partial melting of oceanic lithosphere and crust mantle interaction. *Acta Geologica Sinica* 77, 123~135.
- Ge L S, Qing M, Yuan S S, Tang M G, Xing J B. 2009. Prospecting process of Bilihe large-sized gold deposit in Inner Mongolia and its revelatory significance. *Mineral Deposits*, 28 (4): 390~402.
- Goodell P C, Gilder S A, Fang X H. 1991. A preliminary description of the Gan-Hang failed rift, southeastern China. *Tectonophysics*, 197: 245~255.
- Gow P, Walshe J L. 2005. The role of preexisting geologic architecture in the formation of giant porphyry-related Cu±Au deposits: Examples from New Guinea and Chile. *Econ. Geol.*, 100: 819~833.
- Guilbert J M. 1995. Geology, alteration, mineralization, and genesis of the Bajo de la Alumbrera porphyry copper-gold deposit, Catamarca Province, Argentina (in *Porphyry copper deposits of the American Cordillera*). *Arizona Geological Society Digest*, 20: 646~656.
- Gustafson L B, Hunt J P. 1975. The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile. *Econ Geol*, 70: 857~912.
- Gutscher M A, Maury R, Eissen J P. 2000. Can slab melting be caused by flat subduction? *Geology*, 28: 535~538.
- Hamlyn P R, Keays R R, Cameron W E, Crawford A J, Waldron H M. 1985. Precious metals in magnesian low-Ti lavas: implications for metallogenesis and sulfur saturation in primary magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49: 1797~1811.
- Harris A C, Kamenetsky V S, White N C, Steele D A. 2004. Volatile phase separation in silicic magmas at Bajo de la Alumbrera porphyry Cu-Au deposit, NW Argentina. *Resource Geology*, 54: 341~356.
- He W, Zhengyu B, Tieping L. 1999. One-dimensional reactive

- transport models of alteration in the Tongchang porphyry copper deposit, Dexing District, Jiangxi Province, China. *Economic Geology*, 94(3): 307~323.
- Hedenquist J W, Lowenstern J B. 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal of deposits. *Nature*, 370: 519~527.
- Hedenquist J W, Richards J P. 1998. The influence of geochemical techniques on the development of genetic models for porphyry copper deposits: Reviews in *Economic Geology*, 10: 235~256.
- Hedenquist J W, Arriba A J, Reynolds T J. 1998. Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system; Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines. *Economic Geology*, 93: 373~404.
- Heinrich C A, Gunther D, Audetat A, Ulrich T, Frischknecht R. 1999. Metal fractionation between magmatic brine and vapor, determined by microanalysis of fluid inclusions. *Geology*, 27: 755~758.
- Heinrich C A. 2005. The physical and chemical evolution of low-salinity magmatic fluids at the porphyry to epithermal transition; a thermodynamic study. *Mineralium Deposita*, 39: 864~889.
- Henley R W, McNabb A. 1978. Magmatic vapor plumes and ground-water interaction in porphyry copper emplacement. *Econ. Geol.*, 73: 1~20.
- Hildreth W, Moorbath S. 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile; Contributions to *Mineralogy and Petrology*, 98: 455~489.
- Hou Z Q, Cook N. 2009. Metallogensis of the Tibetan Collisional Orogen; A review and introduction to the special issue. *Ore Geology Reviews*, 36: 2~24.
- Hou Z Q, Yang Z M, Qu X M, Meng X J, Li Z Q, Beaudoin G, Rui Z Y, Gao Y F. 2009. The Miocene Gangdese porphyry copper belt generated during post-collisional extension in the Tibetan orogen. *Ore Geology Reviews*, 36: 25~51.
- Hou Z Q, Xie Y L, Xu W Y, Li Y Q, Zaw K, Beaudoin D, Huang W, Luobu C. 2007. Yulong deposit, East Tibet: A high-sulfidation Cu-Au porphyry copper deposit in the eastern Indo-Asian collision zone. *International Geology Review* 49: 235~28.
- Hou Z. Q, Zeng P S, Gao Y F, Dong F L. 2006. The Himalayan Cu-Mo-Au Mineralization in the eastern Indo-Asian Collision Zone; Constraints from Re-Os Dating of molybdenite. *Mineralium Deposita*, 41: 33~45.
- Hou Zengqian, Zhong Dalai, Deng Wanming, Khin Zaw. 2005. A tectonic model for porphyry copper-molybdenum-gold deposits in the eastern Indo-Asian collision zone. In: Porter, T. M. (ed.), *Super Porphyry Copper & Gold Deposits - A Global Perspective*. PGC Publishing, Adelaide, 423~440.
- Hou Z Q, Gao Y F, Qu X M, Rui Z Y, Mo X X. 2004a. Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet. *Earth and Planetary Science Letters*, 220:139~155.
- Hou Zengqian, Du A D, Wang S X, Qu X M. 2004b. Re-Os age of porphyry copper deposits associated NS-striking normal faulting system on the Tibet from molybdenites. *Science in China*, 47: 221~231.
- Hou Z. Q, Ma H. W, Zaw K, Zhang Y Q, Wang M J, Wang Z, Pan G T, Tang R L. 2003. The Himalayan Yulong porphyry copper belt; Product of large-scale strike-slip faulting in Eastern Tibet. *Econ. Geol.*, 98: 125~145.
- Jugo P J, Luth R W, Richards J P. 2001. Experimental determination of sulfur solubility in basaltic melts at sulfide vs. sulfate saturation; Possible implications for ore formation. *Eos, Transactions, AGU*, 82: 47 (2001 Fall Meeting Supplement, Abstract V32G-05).
- Kerrick R, Goldfarb R, Groves D, Garwin S. 2000. The geodynamics of world-class gold deposits; Characteristics, space-time distributions, and origins: Reviews in *Economic Geology*, 13: 501~551.
- Kesler S E. 1973. Copper, molybdenum and gold abundances in porphyry copper deposits. *Econ. Geol.*, 68: 106~112.
- Kilinc I A, Burnham C W. 1972. Partitioning of chloride between a silicate melt and coexisting aqueous phase from 2 to 8 kilobars. *Econ. Geol.*, 67: 231~235.
- Kind R, Ni J, Zhao W, Wu J, Yuan X, Zhao L, Sandvol E, Reese C, Nabelek J, Hearn T. 1996. Evidence from earthquake data for partially molten crustal layer in Southern Tibet. *Science* 274, 1692~1694.
- Li X H, Chen Z G, Liu D Y. 2003. Jurassic gabbro-granite-suites from southern Jiangxi Province, SE China; Age, origin and tectonic significance. *International Geology Reviews*, 45: 898~921.
- Li X H, Zhou H, Liu Y, Lee C Y, Sun M, Chen C H. 2000. Shoshonitic intrusive suite in SE Guangxi; Petrology and geochronology. *Chinese Sci. Bull.*, 45: 653~658.
- Liang H Y, Sun W D, Su W C, Zartman R E. 2007. Porphyry copper-gold mineralization at Yulong, China, promoted by decreasing redox potential during magnetite alteration. *Economic Geology*, 104: 587~596.
- Lowell J D, Guilbert J M. 1970. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits. *Economic Geology*, 65(4): 373~408.
- Lowenstern J B, Mahood G A, Rivers M I, Sutton S R. 1991. Evidence for extreme partitioning of copper into a magmatic vapor phase. *Science*, 252: 1405~1409.
- Martin H. 1999. Adakitic magmas; Modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos*, 46: 411~429.
- Masterman G, Berry R, Cooke D R, Walshe J L. 2005. Fluid chemistry, structural setting, and emplacement history of the Rosario Cu-Mo porphyry and Cu-Ag-Au epithermal veins, Collahuasi district, northern Chile; *Econ. Geol.*, 100: 835~862.
- Misra K C. 2000. *Understanding mineral deposits*. Kluwer Academic Publishers, 353~413.

- Mo X X, Hou Z Q, Niu Y L, Dong G C, Qu X M, Zhao Z D, Yang Z M. 2007. Mantle contributions to crustal thickening during continental collision: Evidence from Cenozoic igneous rocks in southern Tibet. *Lithos*, 96: 225~242.
- Owen T J, Zandt G. 1997. Implications of crustal property variations for models of Tibetan plateau evolution. *Nature* 387, 37~43.
- Pagnant U, Spencer D A. 1991. First record of eclogites from the Himalayan belt, Kaghan valley, Northern Pakistan. *European Journal of Mineralogy*, 3: 613~618.
- Pan Y, Dong P. 1999. The Lower Changjiang (Yangzi/Yangtze River) metallogenic belt, east central China: intrusion-and wall rock-hosted Cu-Fe-Au, Mo, Zn, Pb, Ag deposits. *Ore Geology Reviews*, 15(4): 177~242.
- Peacock S M, Rusher T, Thompson A B. 1994. Partial melting of subducting oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 121: 224~227.
- Pichavant M. 1981. An experimental study of the effect of boron on a water saturated haplogranite at 1 kbar vapour pressure. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 76(4): 430~439.
- Pitzer K S, Pabalan R T. 1986. Thermodynamics of NaCl in steam. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50: 1445~1454.
- Proffett J M. 2003. Geology of the Bajo de la Alumbrera porphyry copper-gold deposit, Argentina. *Economic Geology*, 98: 1535~1574.
- Qu X M, Hou Z Q, Khin Zaw, Li Y G. 2007. Characteristics and genesis of Gangdese porphyry copper deposits in the southern Tibetan Plateau: Preliminary geochemical and geochronological results. *Ore Geology Review*, 31: 205~223.
- Rapp R P, Watson E B. 1995. Dehydration melting of metabasalts at 8~32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling. *Jour Petrol*, 36: 891~931.
- Richards J P. 1995. Alkalic-type epithermal gold deposits-a review. *Mineralogical Association of Canada Short Course Series*, 23: 367~400.
- Richards J P. 2005. Cumulative factors in the generation of giant calc-alkaline porphyry Cu deposits; In Porter T. M. (ed.), *Super-Porphyry Copper & Gold Deposits: A Global Perspective*, PGC Publishing, Adelaide, p. 7~25.
- Richards J P, Boyce A J, Pringle M S. 2001. Geologic evolution of the Escondida area, northern Chile: a model for spatial and temporal location of porphyry Cu mineralization. *Econ. Geol.*, 96: 271~306.
- Richards J P, McCulloch M. T, Chappell B W, Kerrich R. 1991. Sources of metals in the Porgera gold deposit, Papua New Guinea: Evidence from alteration, isotope, and noble metal geochemistry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55: 565~580.
- Richards J P. 2003. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation. *Economic Geology*, 98: 1515~1533.
- Rolland Y, Picard C, Pecher A, Lapierre H, Bosch D, Keller F. 2002. The Cretaceous Ladakh of NW Himalaya-slab melting and melt-mantle interacting during fast northwestern drift of Indian Plate. *Chemical Geology*, 182: 139~178.
- Sajona F G, Maury R C, Bellon H, Cotten J, Defant M J, Pubellier M. 1993. Initiation of subduction and the generation of slab melts in western and eastern Mindanao, Philippines. *Geology*, 21:1007~1010.
- Sasso A M, Clark A H. 1998. The Farallon Negro Group, Northwest Argentina: magmatic, hydrothermal and tectonic implications for Cu Au metallogeny in the Andean backarc. *Society of Economic Geologists Newsletter*, vol. 34, pp. 6~8.
- Seedorf E, Dilles J H, Proffett J M, Einaudi M T, Zurcher L, Stavast W J A, Johnson D A, Barton M D. 2005. Porphyry deposits: Characteristics and origin of hypogene features. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, 29: 251~298.
- Seltman R, Faragher A E. 1994. Collisional orogens and their related metallogeny; a preface. *Czech Geological Survey, Prague, Czech Republic (1994)* 7~19.
- Shinohara H, Hedenquist J W. 1997. Constraints on magma degassing beneath the Far Southeast porphyry Cu Au deposit, Philippines. 38: 1741~1752.
- Shinohara H, Kazahaya K, Lowenstern J B. 1995. Volatile transport in a convecting magma column: Implication for porphyry Mo mineralization. *Geology*, 23: 1091~1094.
- Sillitoe R H. 1972. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits. *Econ. Geol.* 67: 184~197.
- Sillitoe R H. 1973. Geology of the Los Pelambres porphyry copper deposit, Chile. *Econ. Geol.*, 68: 1~10.
- Sillitoe R H. 1998. Major regional factors favoring large size, high hypogene grade, elevated gold content and supergene oxidation and enrichment of porphyry copper deposits, in Porter, T. M., ed., *Porphyry and hydrothermal copper and gold deposits: A Global Perspective*, Perth, 1998, Conference Proceedings: Glenside, South Australia, Australian Mineral Foundation, 21~34.
- Sillitoe R H. 2000. Gold-rich porphyry deposits: descriptive and genetic models and their role in exploration and discovery. *Reviews in Economic Geology*, 13: 315~345.
- Sillitoe R H, Gappe I M. 1984. Philippine porphyry copper deposits: geologic setting and characteristics. Bangkok, Thailand, United Nations ESCAP, CCOP Technicat Publication 14, p. 89.
- Singer D A, Berger V I, Menzie W D, Berger B R. 2005. Porphyry copper deposit density. *Econ. Geol.*, 100: 491~514.
- Skarmeta J, McClay K, Bertens A. 2003. Structural controls on porphyry copper deposits in northern Chile: New models and implications for Cu-Mo mineralization in subduction orogens [abs.]; D cimo Congreso Geologico Chileno, Concepci n, 2003, Conference Proceedings: Departamento Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepci n, p. 109~110.
- Sourirajan S, Kennedy G C. 1962. The system H₂O-NaCl at elevated temperatures and pressures. *American Journal of Science*, 260: 115~141.

- Stein H J, Markey R J, Morgan J W, Du A, Sun Y. 1997. Highly precise and accurate Re-Os ages for molybdenite from the East Qinling molybdenum belt, Shaanxi Province, China. *Economic Geology*, 92(7-8): 827~835.
- Tatsumi Y, Hamilton D L, Nesbitt R W. 1986. Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and the origin of arc magmas: Evidence from high pressure experiments and natural rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 29: 293~309.
- Titley S R, Beane R E. 1981. Porphyry copper deposit: Part I. Geologic settings, petrology, and tectonogenesis. *Economic Geology 75th Anniversary Volume*, 214~234.
- Ulrich T, Heinrich C A. 2001. Geology and alteration geochemistry of the porphyry Cu-Au deposit at Bajo de la Alumbrera, Argentina. *Econ. Geol.*, 96: 1719~1742.
- Ulrich T, G nther D, Heinrich C A. 1999. Gold concentrations of magmatic brines and the metal budget of porphyry copper deposits. *Nature*, 399: 676~679.
- Wang Q, Xu J F, Jian P, Bao Z W, Zhao Z H, Li C F, Xiong X L, Ma J L. 2006. Petrogenesis of adakitic porphyries in an extensional tectonic setting, Dexing, South China; Implications for the genesis of porphyry copper mineralization. *Journal of Petrology*, 47(1): 119~144.
- White W H, Bookstrom A A, Kamilli R J, Ganster M W, Smith R P, Ranta D E, Steininger R C. 1981. Character and origin of Climax-type molybdenum deposits. *Economic geology, seventy-fifth anniversary volume, 1905-1980*: 270~316.
- Whitney J A. 1975. Vapor Generation in a quartz monzonite magma, a synthetic model with application to porphyry ore deposits. *Econ. Geol.*, 70: 346~358.
- Williams-Jones A E, Migdisov A A, Archibald S M, Xiao Z F. 2002. Vapor-transport of ore metals. In: Hellmann R, Wood S A (eds) *Water-rock interaction: a tribute to David A Crerar*. The Geochemical Society, Special Publication, 279~305.
- Wu F Y, Zhang Y B, Yang J H, Xie L W, Yang Y H. 2008. Zircon U-Pb and Hf isotopic constraints on the Early Archean crustal evolution in Anshan of the North China Craton. *Precambrian Res.*, 167: 339~362.
- Xu J F, Shinjo J, Defant M J, Wang Q, Rapp R P. 2002. Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of east China; Partial melting of delaminated lower continental crust?. *Geology*, 30: 1111~1114.
- Yang Z M, Hou Z Q, White N C, Chang Z S, Li Z Q, Song Y C. 2009. Geology of the post- collisional porphyry copper molybdenum deposit at Qulong, Tibet. *Ore Geology Review*, doi:10.1016/j.oregeorev.2009.03.003.
- Yang Z M, Xie Y L, Li G M, Xu J H. 2005a. The characteristics and the forming process of ore-forming fluids at Qulong copper deposit in Gangdise porphy copper belt, Tibet. *Geology and Prospecting*, 42: 21~26 (in Chinese with English abstract).
- Ye H S, Mao J W, Li Y F, Guo B J, Zhang C Q, Liu J, Yan Q R, Liu G Y. 2006. SHRIMP zircon U-Pb and molybdenite Re-Os dating for the superlarge Donggou porphyry Mo deposit in East Qinling, China, and its geological implication. *Acta Geologica Sinica*, 80(7): 1078~1088.
- Yin A, Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 28: 211~280.
- Yogodzinski G M, Lees J M, Churikova T G, Dorendorf F, Woerner G, Volynets O N. 2001. Geochemical evidence for the melting of subducting oceanic lithosphere at plate edges: *Nature*, 409: 500~504.
- Zhao Z H, Bao Z W, Zhang B Y. 1998. Geochemistry of the Mesozoic basaltic rocks in southern Hunan Province. *Science in China, Ser. D*, 28: 7~14.
- Zheng Y Y, Xue Y X, Cheng L J, Fang Z H, Gao S B. 2004. Finding, characteristics and significances of Qulong superlarge porphyry copper (molybdenum) deposit, Tibet. *Earth Science* 29①: 103~108 (in Chinese with English abstract).

Porphyry Deposits in Continental Settings of China: Geological Characteristics, Magmatic-Hydrothermal System, and Metallogenic Model

HOU Zengqian, YANG Zhiming

Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037

Abstract

Most porphyry Cu deposits in the world occur in magmatic arc settings and are formed in association with calc-alkaline arc magmas related to subduction of oceanic-slab, including porphyry Cu-Au and gold-rich porphyry Cu deposits which usually distributed in island arc setting, while porphyry Cu-Mo, Mo deposits in continental arc settings. This paper reviews some significant porphyry Cu deposits in China, unrelated subduction, including porphyry Cu(-Mo,-Au), Mo, Au, Pb-Zn deposits, mainly distributed in Tibet, Qinling collisional orogen belts, and Yanshanian intracontinental settings in Eastern China. These porphyry deposits show many differences from those which are formed in magmatic arc settings, such as geodynamic settings, tectonic control, magma source, and ore-forming fluid system. Porphyry Cu, Cu-Mo, Cu-Au deposits formed in late-collisional periods are controlled by strike-slip fault system; Porphyry Cu-Mo deposits occurred in post-collisional periods are controlled by orogen-transverse normal faults and their intersection with other faults; the ore types in intracontinental orogenic settings maybe Cu-Au early, and Pb-Zn later, deposits are mainly controlled by the grid fault system and distribute along the re-activated lithospheric discontinuous belts; while porphyry Mo, Au deposits formed in anorogenic settings mainly distribute around the continental basement-craton(or land) margin, controlled by re-activation of lithospheric discontinuous belts. These porphyry Cu(-Mo,-Au) deposits are usually associated with high-K calc-alkaline and shoshonitic magmas which are not related to oceanic-slab subduction processes. The main host rocks show geochemical affinity of adakites. The Cu(-Mo,-Au) bearing magmas were most likely derived from thickened mafic lower-crust, involving various components of juvenile mantle or delamination lower-crust. The upwelling of asthenospheric mantle to heat the juvenile lower-crust or the delamination of a thickened high-density mafic lower-crust are regarded as the major deep lithospheric processes for generating adakitic Cu magmas in continental settings. The main host rocks of the porphyry Mo deposits are granitic and granodioritic porphyry, which are characterized by high SiO₂, high K₂O contents. These Mo-bearing magmas were most likely derived from the lower crust source, distinguishing them from Climax or quartz-monzonite porphyry type. The granitic porphyry in porphyry Pb-Zn deposits are characterized by Al-supersaturated, high δ¹⁸O(>10‰) and radioactive Pb, similarly as S-granite. Sr-Nd-Pb isotopes of the intrusion show that they may be formed by the middle or lower crust remelting. The main host rocks of the porphyry Mo deposits are B-rich granodioritic porphyry, which usually associated with pre-ore dioritic porphyry. Sr-Nd-Pb isotope characteristics show that the Au-bearing magma may generate partly from upper crust, and partly from mantle. In addition, the hydrothermal alteration systems of the porphyry deposits formed in continental settings show different characteristics. For example, porphyry Cu (-Mo,-Au) deposits are follow the model summarized by Lowell and Guilbert; Porphyry Mo deposits developed Ca-silicate, K-silicate and quartz-sericite alteration; intermediate argillic is the typical feature of porphyry Au deposits; however, chlorite-sericite and sericite-carbonate alteration, lack of K-silicate is the characteristics of the alteration zonation of porphyry Pb-Zn deposits. Alteration and mineralization generated by magmatic fluids which have high temperature, high *f*O₂, high S and metal, with meteoric component in varying degrees at late mineralization stage. The fluids exsolve at the shallow emplacement of felsic magma chamber in the stress-relaxation environment. Cu, Mo, Pb-Zn precipitate at flow distribution phase and boiling process, while Au mainly in the magmatic - hydrothermal transition stage.

Key words: porphyry deposits; ore-bearing porphyritic rock; magmatic origin; geodynamic setting; Metallogenic model; continental environment; China