

# 大陆碰撞成矿论

侯增谦

中国地质科学院地质研究所, 北京, 100037

**内容提要:**基于经典的板块构造而建立的成矿理论已日臻完善,完好地解释了增生造山成矿作用及汇聚边缘成矿系统发育机制,但却无法解释碰撞造山成矿作用及大陆碰撞带成矿系统。通过对青藏高原碰撞造山与成矿作用的详细研究,并与中国秦岭和其它碰撞造山带综合对比,本文系统提出了一套全新的大陆碰撞成矿理论,简称“大陆碰撞成矿论”,初步阐明了大陆碰撞带成矿系统和大型矿床的成矿动力背景、深部作用过程和形成机制。该理论认为,伴随大陆三段式碰撞过程而发育的主碰撞陆陆汇聚环境、晚碰撞构造转换环境和后碰撞地壳伸展环境,是大陆碰撞带成矿系统和大型矿床的主要成矿构造背景。对应于三段式碰撞而在深部出现的俯冲板片断离、软流圈上涌和岩石圈拆沉过程,是导致大规模成矿作用的异常热能驱动力。伴随三段式碰撞而分别出现的压-张交替或压扭/张扭转换的应力场演变,是驱动成矿系统形成发育的构造应力机制。大陆碰撞产生的不同尺度的高热流、不同起源的富金属流体流、不同级次的走滑-剪切-拆离-推覆构造系统和张性裂隙系统,是形成成矿系统和大型矿床的主导因素。成矿金属在碰撞形成的壳/幔混源高  $f_{O_2}$  岩浆-热液系统、地壳深熔低  $f_{O_2}$  岩浆-热液系统、剪切变质-富  $CO_2$  流体系统以及逆冲推覆构造驱动的区域卤水系统和浅位岩浆房诱发的对流循环流体系统中,伴随成矿金属的积聚与淀积是形成大型矿床的关键机制。“大陆碰撞成矿论”还强调,完整的大陆碰撞过程可以引发三次大规模成矿作用,形成一系列标示性的大型矿床:在主碰撞陆陆汇聚成矿期,大陆碰撞引发地壳加厚与深熔,产生富 W-Sn 壳源花岗岩,形成花岗岩型 Sn-W 矿床;大陆俯冲板片断离诱发软流圈上涌,产生富金属的壳/幔混源花岗岩闪长岩,形成岩浆-热液型或叠合型 Pb-Zn-Mo-Fe 矿床;大陆碰撞从变质地体排挤出富  $CO_2$  流体,在剪切带形成造山型 Au 矿,从造山带排泄出建造流体,在前陆盆地形成 MVT 型 Zn-Pb 矿。在晚碰撞构造转换成矿期,大规模走滑断裂系统诱发壳幔过渡带和富集地幔减压熔融,其岩浆在浅部地壳岩浆房出溶成矿流体,分别形成斑岩型 Cu (-Mo-Au) 矿床和碳酸岩型 REE 矿床;深切岩石圈的剪切作用与下地壳变质产生含 Au 富  $CO_2$  流体,形成造山型 Au 矿;逆冲推覆构造驱动地壳流体长距离迁移汇聚、走滑拉分导致流体大量排泄和充填,形成 Pb-Zn-Cu-Ag 矿。在后碰撞地壳伸展成矿期,新生下地壳部分熔融产生富金属、富水、高  $f_{O_2}$  埃达克质岩浆浅成侵位和流体出溶,产生斑岩型 Cu 矿;中上地壳部分熔融层(岩浆房)驱动地热流体系统,在地热区发育热泉型 Cs-Au 矿,在构造拆离带形成热液脉型 Pb-Zn-Sb 和 Sb-Au 矿。

**关键词:** 后碰撞;构造拆离;软流圈上涌;三段式碰撞;大陆成矿理论

2005年,由经济地质学家学会(SEG)精心策划出版的经济地质(Economic Geology)百年纪念专刊(1905~2005),系统反映了当今国际矿床学界对全球主要矿床类型、成矿地质背景、关键成矿过程和区域成矿规律的最新认识和全面理解(Hedenquist et al., 2005)。透过百年纪念专刊,纵观近30年来国际矿床学界的研究态势,呈现出3个明显的趋向和鲜明的特点:①建立于经典板块构造理论基础上的成矿理论日臻成熟,完好地阐释了增生造山带及板块边缘的成矿系统和成矿机制,但在大陆成矿方面

遇到了一系列重大难题和挑战,因此开始关注其它地球动力学背景下的成矿作用问题(Groves et al., 2007),从而更为系统地阐明成矿系统和大型矿床在空间上的分布规律;②鉴于经典板块构造及其成矿理论的局限性,矿床学家开始引入“超大陆旋回”概念研究区域成矿,研究超大陆旋回性地裂解(地幔柱或角动量引起)与聚合(增生或碰撞引起)过程中的成矿作用,从而更为科学地阐明大型矿床在时间上的分布规律(Kerrick et al., 2001, 2005; Grove et al., 2005);③虽然绝大多数矿床形成、就位和保存

注:本文为国家自然科学基金(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:2009-09-12;改回日期:2009-11-17;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。

在地壳环境,但成矿系统的驱动机制和成矿金属的集聚过程则受控于岩石圈尺度的地质过程,人们更加关注壳幔相互作用与成矿地质过程以及物质-能量交换与成矿物质聚散问题,从更深层次上揭示成矿系统和大型矿床的发育机制。总之,将成矿作用放在地球动力学演化的框架之下,以成矿物质供给—传输—集聚过程为研究核心,从壳幔相互作用和物质-能量交换传递的新视角,揭示成矿作用与大陆裂解-聚合及其动力学过程的耦合关系和成因链接,深刻地理解矿床的形成机制和分布规律,已成为当今国际成矿学研究的主流(Grove et al., 2005; Kerrich et al., 2001, 2005; Leach et al., 2005)。

陆-陆碰撞,作为形成超大陆的最重要和最有效的机制(Yin et al., 2000),其形成的碰撞造山带常常绵延数千公里,成为地球表面最为雄伟壮观的地质构造单元。然而,伴随着大陆碰撞而发生的大规模成矿作用一直没有引起国际社会足够重视。在百年纪念专刊多达 32 篇学术论文中,对大陆碰撞成矿作用问题鲜有提及,系统完整的成矿理论体系更无从谈起。究其原因有两个,一是认识上存在误区,认为大陆碰撞带的新生地壳规模有限,故成矿潜力有限(Kerrich et al., 2005; Groves et al., 2007);认为大陆碰撞和强烈挤压导致流体大规模外泄,不易发育大规模成矿的岩浆系统、岩浆-热液系统和热液系统(Guild, 1972);认为大陆碰撞通常导致地体大规模隆升,故矿床保存潜力不大(Mitchell et al., 1981)。二是研究上存在脱节,即碰撞造山过程与成矿作用的耦合关系和成生联系没有得到很好地建立和论证(Seltmann et al., 1994)。同时,由于研究对象多数为古老碰撞造山带,其构造变形强烈,成矿时代较老,矿床类型单一,总体规模不大,难以勾画出碰撞造山成矿系统的整体轮廓。

实际上,大陆碰撞造山带发育大量的大型-超大型金属矿床,青藏高原和秦岭造山带则是典型实例。青藏高原造山带产出世界级规模的斑岩型铜矿带(芮宗瑶等, 1984; 唐仁鲤等, 1995; 侯增谦等, 2004; Hou et al., 2003a, 2005, 2006, 2009a; Qu et al., 2007, 2009; Yang et al., 2009)、造山型金矿带(胡云中等, 1995; Hou et al., 2007a; Sun et al., 2009)、逆冲推覆构造控制的贱金属成矿带(侯增谦等, 2008a; He et al., 2009)、碳酸岩-碱性杂岩型 REE 矿带(袁忠信等, 1995; 阳正熙等, 2000; 浦广平等, 2001; Hou et al., 2009b)和大型拆离系控制的 Sb-Au 矿带(聂凤军等, 2005; 杨竹森等, 2006; Yang

et al., 2009)等。秦岭大陆碰撞带则大量发育巨型斑岩 Mo 矿和造山型 Au 矿(盛中烈等, 1980; 黄典豪, 1984; 陈衍景等, 1992; Li et al., 1998; 张复新, 2001; 李永峰等, 2005)。这些巨型成矿带及大型矿床的形成发育,已大致勾勒出大陆碰撞成矿作用的整体面貌,为建立大陆碰撞成矿理论奠定了重要基础。

由碰撞造山引起的地壳加厚以及岩石圈剪切和地幔减薄引起的高热流和热流体,可能是导致大陆碰撞带发生大规模成矿的主要根源。Seltmann 等(1994)通过对欧洲华力西碰撞造山带成矿作用研究,识别出 6 种可能与碰撞有关的矿床类型。基于秦岭碰撞造山带区域成矿作用研究,陈衍景等(1996, 2001)创造性地建立了大陆碰撞体制下的流体成矿模式。通过青藏高原碰撞过程与成矿系统研究,侯增谦等(2006a, b, c)初步提出了以主碰撞陆陆汇聚、晚碰撞构造转换、后碰撞地壳伸展等三大成矿作用为核心的大陆碰撞成矿理论框架(Hou et al., 2009c)。然而,这些理论模式或概念框架,多是基于特定碰撞造山带的成矿作用研究,缺乏全球范围的系统对比;更多地反映了碰撞造山带的特定阶段或特定环境的成矿侧面,缺乏对不同类型碰撞造山带或造山过程中成矿作用的整体把握以及规律总结和理论提升。

本文以当今国际区域成矿学的最新研究进展为背景,立足青藏高原,综合对比秦岭和其它碰撞造山带,系统提出了“大陆碰撞成矿论”,以期阐明不同碰撞过程诱发的区域成矿作用及其产生的主要成矿系统,揭示成矿系统和大型矿床的形成机制。

## 1 经典板块构造成矿理论研究回顾

20 世纪 60~70 年代,立足板块构造理论,矿床学研究实现了一次重大理论飞跃。近 30 年来,矿床学研究又取得了长足进展(Skinner, 2005)。人们认识到,成矿系统及其大型矿床的发育是不均匀的,但在时间和空间分布是有规律的(Barley et al., 1992)。矿床的形成与分布归根结底是与地球动力学演化过程(从太古宙地幔柱构造到显生宙板块构造)有关,不同的地球动力学背景必然造就不同的成矿系统和矿床类型。国际成矿学界很早就识别出三大成矿系统,近年来又取得重要研究进展。

离散边缘成矿系统:通常发育于超大陆裂解时期,产于被动大陆边缘乃至大洋扩张环境,分别形成沉积岩容矿的同生-后生矿床和火山成因块状硫化

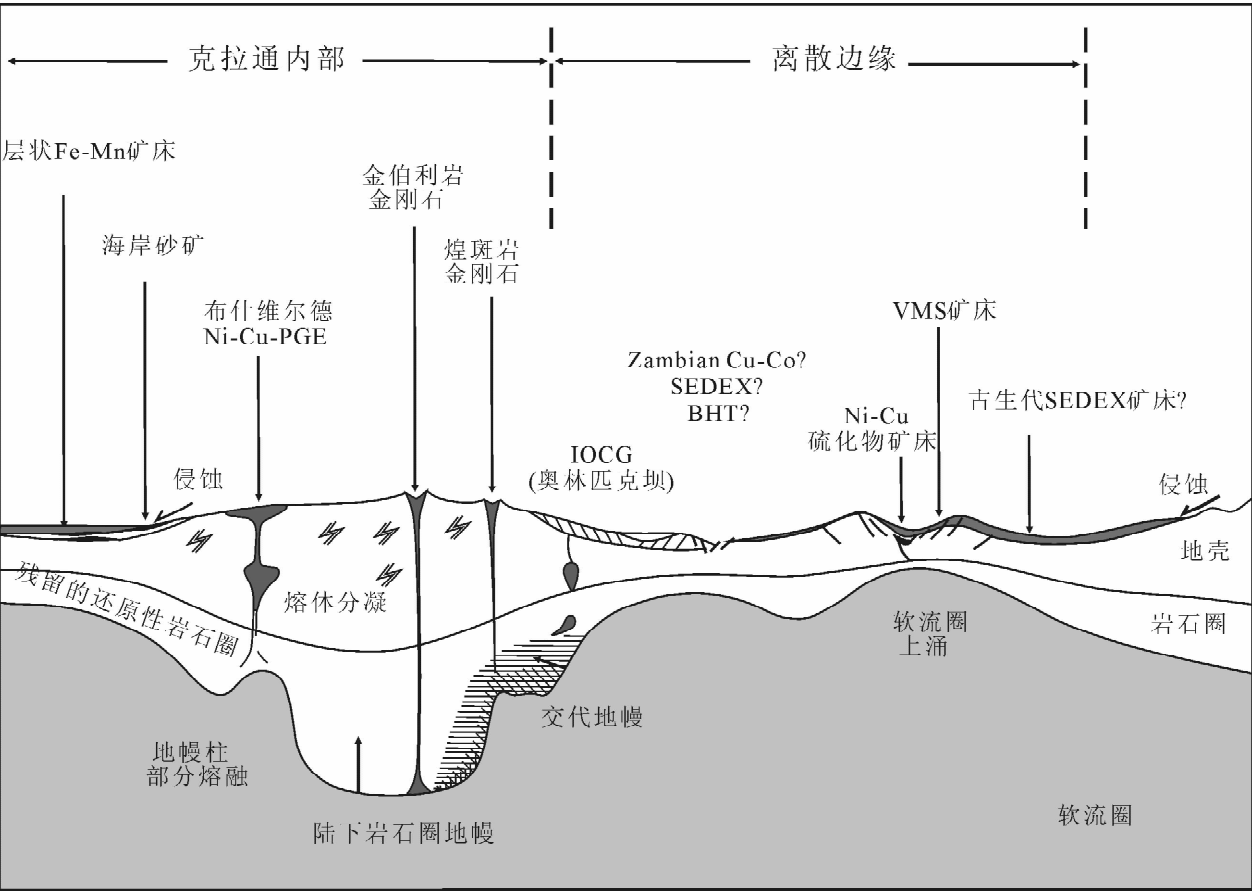


图 1 大陆克拉通内部和离散性边缘构造环境的主要矿床类型示意图(据 Groves et al. , 2007, 略修改)  
Fig. 1 Schematic diagram showing the wide range of deposit types formed in continental craton and passive continental margins (modified from Groves et al. , 2007)

物(VMS)矿床(图 1)。同生沉积矿床最具经济意义的首推 BIF 和 SEDEX 型 Pb-Zn 矿。BIF 矿床形成于部分缺氧的海底陆坡环境(Clout et al. , 2005),系海底热水系统中 Fe 大量堆积的产物;SEDEX 型矿床形成于被动陆缘裂谷-裂隙环境,是对流循环的中温(220 ~ 290℃)、中低盐度(3% ~ 13%)流体(Basuki et al. , 2002)发生喷流-沉积作用产物(Sangster, 1990; Large, 2001)。VMS 矿床大多形成于洋脊扩张中心(Rona, 1984),岩浆热机驱动的海底热水对流循环是形成 VMS 矿床的主要机制(Lydon, 1988; Urabe et al. , 1995; Franklin et al. , 2005)。

汇聚边缘成矿系统:大陆聚合期形成的汇聚边缘构造,是全球最重要的、成矿系统最复杂的、矿床类型最繁多的成矿环境(图 2)。这种构造环境的复杂性导致了岩浆类型、金属源区、流体系统、成矿 P-T 条件的多样性。最近, Groves 等(2007)将汇聚边缘构造演化划分为三个阶段,即收缩阶段、造山阶段

和晚造山-后造山阶段,强调成矿系统主要发育在大洋板块俯冲消减而形成的弧盆环境以及远离弧后的陆缘环境(图 2)。

在收缩阶段(或俯冲造弧阶段),大洋板块陡俯冲形成的岛弧(或洋内弧)环境主要发育斑岩型 Cu-Au 矿床,而缓俯冲形成的陆缘弧(安第斯型弧)则主要发育斑岩型 Cu-Mo 矿床和云英岩型 Mo-Sn-W 矿床(图 2)。高硫型浅成低温热液 Cu-Au-Ag 矿常常作为斑岩 Cu 矿系统的上部系统出现,成矿流体有大量岩浆水贡献;低硫型浅成低温热液 Au-Ag 矿形成深度更浅(< 1.5 km),成矿温度更低(< 300℃),成矿流体以天水为主。流体混合和沸腾作用通常被认为是浅成低温热液矿床金属淀积的主要机制(Simmones et al. , 2005)。VMS 矿床主要发育于弧后盆地(Franklin et al. , 2005)或弧间裂谷(Hou et al. , 2001),但在弧前破火山口也可形成巨型 VMS 型 Pb-Zn-Ag-Au 矿床(Iizasa et al. , 1999)(图 2)。

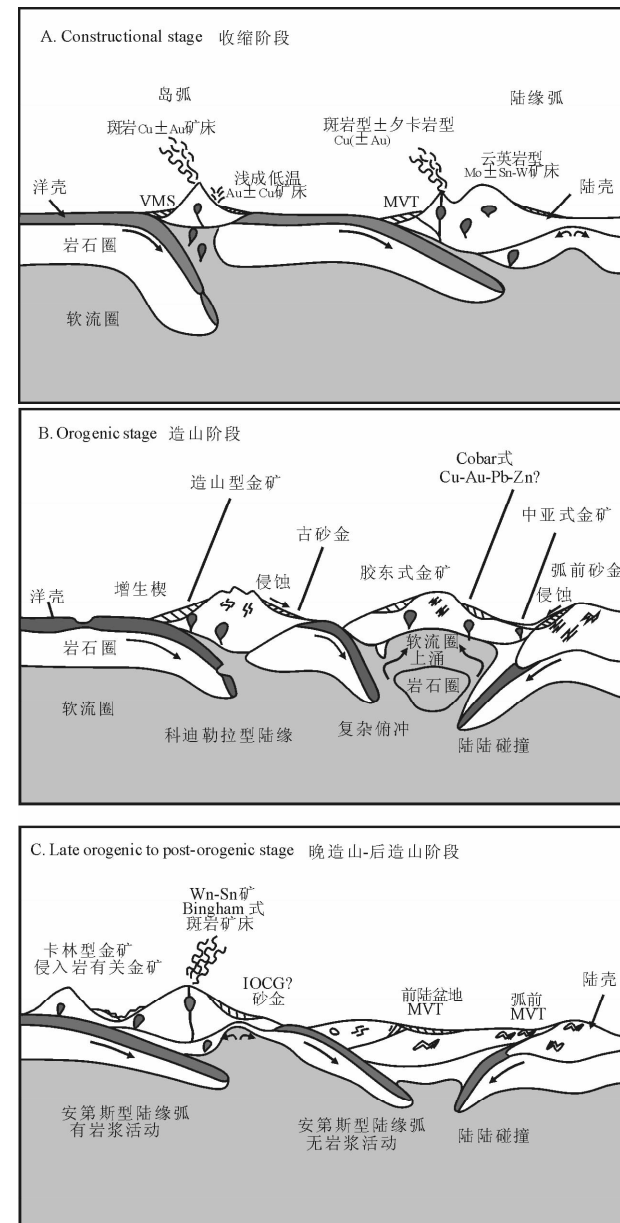


图 2 汇聚边缘构造环境下不同构造阶段产出的主要矿床类型示意图(据 Groves et al. , 2007, 略修改)  
Fig.2 Schematic diagram showing the wide range of deposit types formed convergent margin settings (modified from Groves et al. , 2007)

在造山阶段(或俯冲造山阶段),最具代表性矿床类型是造山型金矿(Groves et al. , 1998),形成于火山岩浆弧挤压-压扭变形晚期,就位于弧前增生楔环境(Goldfarb et al. , 2001, 2005)。其成矿流体来源虽仍有争议,但多认为来自深部地壳变质流体或地幔楔脱水流体(Kerrich et al. , 2001; Groves et al. , 2003; Goldfarb et al. , 2005)。造山型 Au 成矿省通常与超岩石圈规模的断裂构造有关,受韧性剪切带或脆性构造控制。有些巨型金成矿省(如

胶东金矿;Kerrich et al. , 2001)被认为与岩石圈的减薄过程有关(图 2;Bierlein et al. , 2006)。值得指出的是,胶东金矿形成于中国东部构造大转折之后(~140~150Ma;翟明国等,2003),成矿作用发育于非造山或后造山期岩石圈伸展环境,因此,将其归为大陆汇聚期的造山型金矿(Kerrich et al. , 2001)显然值得商榷。

在晚造山到后造山阶段,远弧后环境或者变形的大陆边缘环境,主要发育与 S 型花岗岩有关的 Sn-W 矿床和与还原性侵入体有关的金矿(Thompson et al. , 1999)(图 2)。代表性地区是加拿大育空地区,以侵入体为中心的矿化依次向外形成夕卡岩型矿床、花岗岩中的席状脉矿床、富金剪切脉型矿床和外围贱金属矿床(Groves et al. , 2007)。其成矿作用发育于造山期后的伸展初期,成矿流体相对富 CO<sub>2</sub> 和 CH<sub>4</sub>,来自于壳/幔混源花岗岩浆(Hart et al. , 2004)。内华达州的卡林型金矿也形成于类似的环境(Cline et al. , 2005),其成矿作用发生于北美克拉通伸展初期,矿床产于强烈变形的陆架硅质碎屑岩系。最近发现,一个十分独特的斑岩型 Co-Au-Mo 矿床(Utah 州 Bingham 巨型矿床)也产于类似环境,其成矿作用被认为与壳/幔混源花岗岩有关(Cunningham et al. , 2004)。此外, Groves and Bierlein(2007)还将密西西比型(MVT) Pb-Zn 矿和不整合(砂岩型)U 矿化归为晚造山或后造山环境。鉴于这类矿床通常产于碰撞造山形成的前陆盆地,因此,将其归为此类环境值得商榷。

克拉通成矿系统:克拉通内部成矿作用以岩浆成矿系统为特征,主要形成于超大陆裂解引发的克拉通初始伸展阶段(图 1),通常与克拉通陆下岩石圈地幔(SCLM)部分熔融产生的异常幔源岩浆有关。典型的岩浆矿床包括层状镁铁-超镁铁侵入体中的 PGE 矿床、与金伯利岩筒有关的金刚石矿床以及与碱性岩和 A 型花岗岩有关的铁-氧化物型 Cu-Au 矿床(IOCG)。然而,伴随着地幔柱上升和大陆初始裂解, SCLM 则可发生大规模熔融,产生高 MgO 镁铁质岩浆,在张裂的克拉通边缘形成复合小岩体,并通过岩浆混合和地壳混染,形成 Cu-Ni 硫化物矿床(Arndt et al. , 2005; Barnes et al. , 2005; 汤中立等,2006)。在 Columbia 超大陆裂解时期,地幔柱引起 SCLM 大规模减压熔融,可产生巨量的玄武岩浆和斜长岩浆,后者伴生 Fe-Ti 氧化物矿床(Kerrich et al. , 2005)。在 Pangea 超大陆裂解时期,镁铁质-超镁铁质侵入体与巨量大陆溢流玄武岩

相伴产出,产生 V-Ti 磁铁矿床和 PGE 矿床。此外,在克拉通边缘的裂陷盆地内部,盆地沉积作用常常发育巨型层控 Cu-Co 矿床和元古代巨型 SEDEX 型 Pb-Zn 矿床(Groves et al., 2007)。

综上所述,尽管西方学者在区域成矿作用研究方面取得了重要进展,但其成矿理论框架基本上还是建立在经典的大洋俯冲造山和沟-弧-盆构造体系之上(图 2),没有新的重大理论突破。过分强调了超大陆聚合方式之一——大洋板块俯冲与大陆增生环境的成矿作用,忽视了超大陆聚合的另一种更重要方式——陆陆碰撞及成矿作用,对大陆碰撞带的许多重要矿床类型及其成矿作用无法给出合理的解释。因此,全新的大陆碰撞成矿理论亟待建立。

## 2 大陆碰撞成矿论的概念与要点

### 2.1 概念与要点

本文所述的“大陆碰撞成矿论”,是一套旨在阐明大陆碰撞过程中的成矿系统发育机制和金属物质巨量集聚过程的区域成矿作用理论认识。“大陆碰撞成矿论”认为,大陆碰撞三阶段演化过程产生的主碰撞陆陆汇聚环境、晚碰撞构造转换环境和后碰撞地壳伸展环境,是大陆碰撞带成矿系统和大型矿床的主要成矿构造背景。对应于三段式碰撞而在深部出现的俯冲板片断离、软流圈上涌和岩石圈拆沉过程,是导致大规模成矿作用的异常热能驱动力。伴随三段式碰撞而分别出现的压-张交替或压扭/张扭转换的应力场演变,是成矿系统形成发育的构造应力驱动机制。伴随大陆碰撞过程而产生的不同尺度的高热流、不同起源的富金属流体流、不同级次的走滑-剪切-拆离-推覆构造系统和张性裂隙系统,是成矿系统和大型矿床形成的主导因素。其理论要点概述于下:

(1) 大陆碰撞过程与成矿环境:陆-陆碰撞过程十分复杂和漫长,常常经历三阶段演化过程,即主碰撞、晚碰撞和后碰撞(Hou et al., 2009c)。主碰撞以陆-陆对接和大陆俯冲及其伴随的强烈逆冲推覆、地壳缩短加厚和高压变质为标志,晚碰撞以大陆聚合后的陆内地体沿巨型剪切带发生大规模水平运动为特征,而后碰撞以连续性或幕次式下地壳流动、上地壳伸展和钾质-超钾质岩浆活动为特征(侯增谦等, 2006a, b, c)。复杂的碰撞过程形成了一系列重要的成矿环境,如赋存 MVT 型铅锌矿床的前陆盆地(和前陆冲断带)、发育造山型金矿的碰撞缝合带、产出斑岩型铜矿的碰撞构造-岩浆带以及导致金属

巨量堆积的构造转换带(包括走滑断裂带、逆冲推覆构造带、大型剪切构造带)等(图 3; Hou et al., 2009c)。

(2) 深部过程与异常热能驱动:大陆碰撞过程受控于不同的深部过程,后者常常诱发了不同的异常热能,驱动了岩浆-热液或热液成矿系统的发育。在主碰撞期,大陆碰撞俯冲和俯冲前缘断离,分别导致地壳加厚和深熔作用与软流圈上涌和壳/幔熔融,分别为壳源岩浆-成矿系统和壳/幔混源岩浆-热液成矿系统提供了异常热能驱动(图 3a; 侯增谦等, 2006a);在晚碰撞期,壳幔物质的侧向流动(Mo et al., 2007)和软流圈的大规模上涌(钟大赉等, 2000),诱发深部幔源岩浆活动,控制浅部转换构造及其成矿系统(图 3b; 侯增谦等, 2006b; Hou et al., 2009c);在后碰撞期,俯冲大陆岩石圈拆沉和地幔减薄,引发下地壳流动和部分熔融,驱动斑岩岩浆-热液成矿系统,导致上部地壳伸展和部分熔融,驱动浅成低温热液成矿系统(图 3c; 侯增谦等, 2006c; Hou et al., 2009c)。

(3) 应力场转换与构造应力驱动:大陆碰撞造山带的应力状态并不是总是挤压的,不同碰撞阶段均可出现张压交替的应力场变化。主碰撞阶段常表现为早期碰撞挤压,晚期应力松弛;晚碰撞阶段早期逆冲推覆,晚期走滑剪切;后碰撞阶段早期为平行碰撞带的侧向汇聚,晚期为垂直碰撞带的地壳伸展(侯增谦等, 2006a, b, c)。周而复始的张/压或张扭/压扭转换和交替更迭,为不同类型成矿系统的形成发育提供了构造应力驱动机制(Hou et al., 2009c)。压应力状态驱动盆地流体的大规模长距离迁移汇聚,压/张应力转换导致流体的大量排泄和金属巨量堆积,启动盆地流体成矿系统(侯增谦等, 2008);剪切变质作用可以产生变质流体,驱动变质-流体成矿系统(侯增谦等, 2006b);张扭状态引发幔源或壳源岩浆的浅成侵位和大型岩浆房发育,压扭/张扭转换导致岩浆流体出溶,驱动岩浆-热液成矿系统(侯增谦等, 2006c)。

(4) 区域成矿作用与成矿系统:大陆碰撞成矿作用伴随着陆-陆碰撞过程与构造演化的始终,其中,三大成矿作用至少形成了 5 个重要的成矿系统和 10 余个标志性的矿床类型(Hou et al., 2009c)。

主碰撞陆陆汇聚成矿作用发生在陆-陆对接聚合的主碰撞带和前陆带,大陆碰撞与峰期变质、地壳加厚与陆壳深熔、板片断离与壳幔熔融、前陆盆地与构造圈闭,分别导致韧性剪切和含 Au 变质流体、富

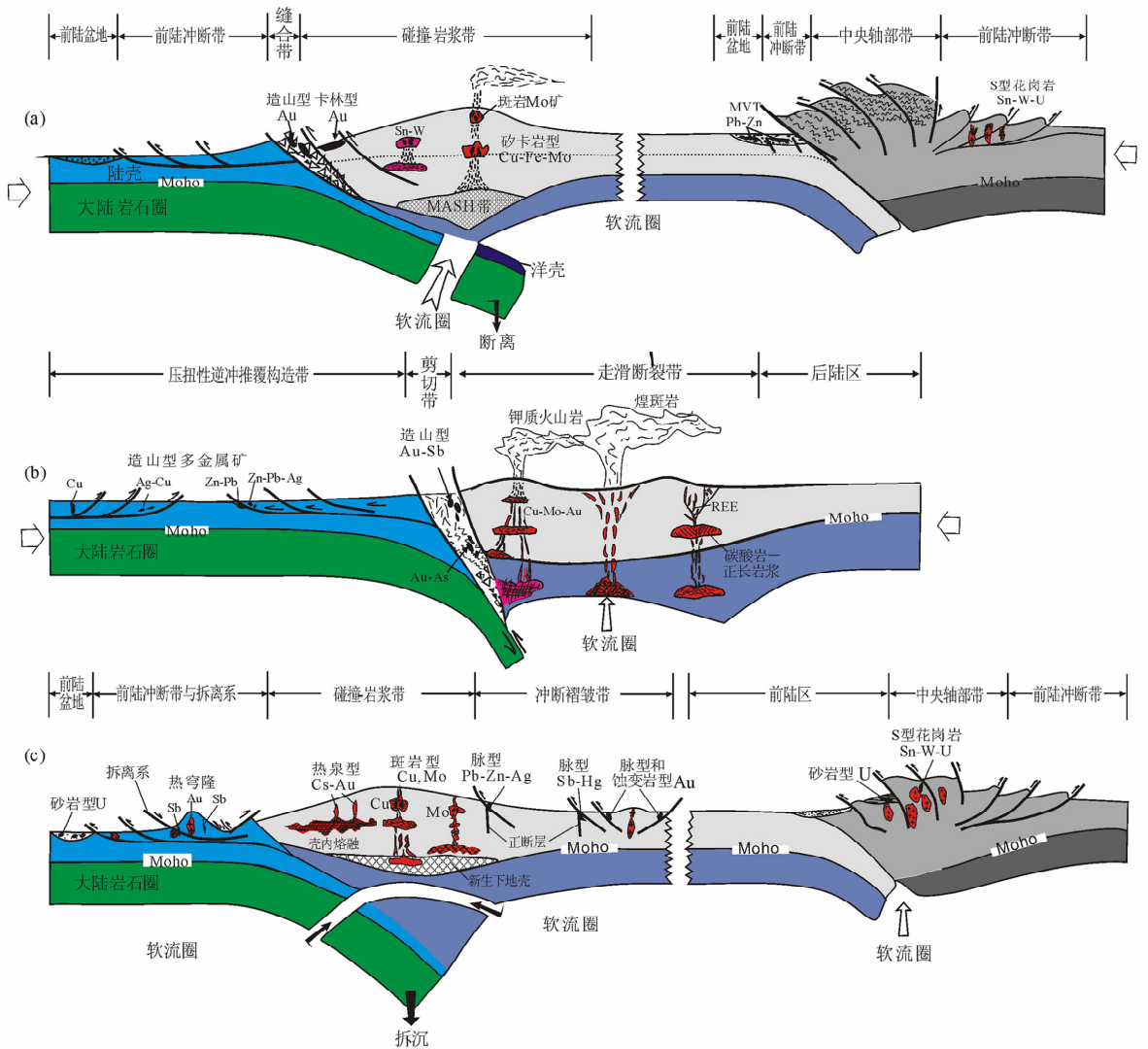


图 3 大陆碰撞造山带不同碰撞阶段成矿作用的构造控制模型

Fig. 3 Three-stage tectono-magmatic evolution and resultant typical deposits in the continental collision orogenic system

(a) —主碰撞汇聚阶段：大陆对接与大陆俯冲导致地壳加厚和峰期变质以及大陆岩石圈俯冲前缘断裂与地壳应力松弛，相应地产生变质流体、壳源岩浆及壳/幔混源岩浆，伴生金属成矿作用；(b) —晚碰撞转换阶段：正向碰撞带侧翼成为构造转换调节地域，发生以大规模走滑-剪切-逆冲作用为特色的地体间水平相对运动，诱发幔源为主的钾质岩浆活动，导致区域流体迁移汇聚和岩浆-热液系统发育，伴随金属成矿作用；(c) —后碰撞伸展阶段：俯冲大陆岩石圈断裂作用促使加厚岩石圈拆沉和地幔减薄，引起地壳伸展和张性正断层及其裂谷-裂陷盆地发育，诱发不同源区的岩浆活动及其相伴的流体对流循环，发生大规模成矿作用

(a) —During the main-collisional period-continental impact and slab underthrusting resulted in crustal shortening, thickening, and associated syn-peak metamorphism, which produced crust-derived low- $f_{O_2}$  felsic melts by crustal anatexis and  $CO_2$ -fluids with metamorphic origin, as well as relevant Sn-W-U and Au mineralization in a collisional or central axial zone and in the foreland basin. Subsequent break-off of the subducted slab triggered upwelling of the asthenosphere, mantle/crust melting and stress relaxation, creating hydrous, high- $f_{O_2}$  felsic melts, a MASH process at the bottom of the lower-crust and formation of magmatic-hydrothermal polymetallic systems as well as MVT deposits in the foreland; (b) —Late-collisional period-transform structural setting, characterized by large-scale strike-slip faulting, shearing and thrusting, was developed in the edges of the orogenic belt, to absorb and adjust strain and stress caused by collision. Translithospheric mega-shearing probably triggered upwelling of the asthenosphere, which resulted in potassic felsic, lamophyric and carbonatite-alkalic magma systems, derived from lithospheric mantle and crust-mantle transitional zone, and relevant magmatic-hydrothermal systems to form porphyry Cu-Mo-Au and complex-hosted REE deposits. Thrust-nappe systems at shallow structural levels controlled sediment-hosted base metallic deposits formed by long-distance migration of basinal brines; (c) —Post-collisional period-lithospheric delamination, thinning at depth and crustal extension at shallow levels caused intense melting of the thickened crust. Anatexis of the middle-upper crust generated leucogranitic magmas and associated Sn-W-U mineralization in the central axial zone and Au mineralization in the foreland. Melting of a thickened, newly-formed lower-crust created potassic felsic magmas with porphyry Cu-Mo mineralization in the collisional zone. The detachment fault systems related to extension and high-level emplacement of felsic magmas commonly drive convective geothermal systems and associated Au, Au-Sb, Sb, and Cs mineralization in the rift zone and in the exhumed core complex or domes. Infill by terrestrial sediments in the foreland basin and in rift basins within the orogenic belt is commonly associated with sandstone-type U deposits

W-Sn 低  $f_{O_2}$  壳源花岗岩、富 Cu-Au 多金属高  $f_{O_2}$  的壳/幔混源花岗闪长岩的形成发育以及前陆盆地流体迁移汇聚,相应形成造山型 Au、壳源花岗岩浆-热液型 Sn-W 和壳幔混源岩浆-热液型或叠合型 Pb-Zn-Mo-Fe 以及 MVT 型 Zn-Pb 成矿系统(图 3a)。

晚碰撞构造转换成矿作用发育于斜向碰撞带的构造转换背景,受控于地块间的巨型剪切运动和深部软流圈的上涌过程。大规模走滑断裂系统诱发壳幔过渡带和富集地幔熔融,分别产生斑岩型 Cu-Mo-Au 矿床和碳酸岩型 REE 矿床;深切岩石圈的走滑剪切与下地壳变质产生含 Au 富  $CO_2$  成矿流体,形成造山型 Au 成矿系统;逆冲推覆构造驱动地壳(盆地)流体长距离迁移汇聚、走滑拉分导致流体大量排泄和充填,形成“造山型”Pb-Zn-Cu-Ag 成矿系统(图 3b)。

后碰撞地壳伸展成矿作用集中发育在主碰撞带和前陆区,受控于大陆俯冲板片的撕裂与断离或岩石圈拆沉过程,形成于地壳伸展环境。新生下地壳熔融产生的富金属、高  $f_{O_2}$  和富水埃达克质岩浆,其浅成侵位和流体出溶产生斑岩型 Cu 成矿系统;壳源岩浆驱动地热流体系统,在地热区发育热泉型 Cs-Au 成矿系统,在构造拆离带形成热液脉型 Pb-Zn-Sb 和 Sb-Au 成矿系统(图 3c)(Hou et al., 2009c)。

(5) 大型矿床与成矿机理:在大陆碰撞带,金属成矿物质在碰撞产生的壳/幔混源高  $f_{O_2}$  岩浆-热液系统、地壳深熔低  $f_{O_2}$  岩浆-热液系统、剪切变质-富  $CO_2$  流体系统以及逆冲推覆构造驱动的区域卤水系统和浅位岩浆房诱发的对流循环流体系统中积聚与淀积,是形成大型矿床的关键机制。由于这五类系统受大陆碰撞过程的挤压、伸展、走滑、剪切等构造应力与各种异常热能控制,因此形成了一系列别具特色的标示性的矿床类型,如大陆碰撞型斑岩铜矿(侯增谦,2007;Hou et al., 2009a; Yang et al., 2009),盐穹控制的“金顶型”Pb-Zn 矿(Xue et al., 2007; 王安建等,2007),拆离系控制的古地热流体 Sb-Au 成矿(杨竹森等,2006;Yang et al., 2009),碰撞造山型金矿(Sun et al., 2009)等,这些新模型初步揭示了大陆碰撞过程中成矿物质的运移、积聚、沉淀机制和大型矿床的成矿机理。限于篇幅,这些将另文介绍。

## 2.2 与经典区域成矿理论的区别

本文所述的经典区域成矿理论,是指建立于经典的板块构造理论基础上的区域成矿理论。由于经典的板块构造难以“登陆”,其成矿理论也难以很好地解释大陆碰撞带及其大陆内部的成矿作用。综合

对比图 2 和图 3,可见两套理论体系存在重要区别:

(1) 经典区域成矿理论建立于大洋岩石圈俯冲和沟-弧-盆构造体系之上,主要阐明外汇聚构造边缘的成矿作用及其成矿系统的发育机制(图 2);“大陆碰撞成矿论”主要建筑于大陆岩石圈对接-碰撞和大陆碰撞造山带及其周缘,主要揭示内汇聚构造边缘及内部的成矿作用及其成矿系统的发育机制(图 3)。

(2) 经典区域成矿理论强调大洋岩石圈俯冲消减、地体汇聚拼贴以及俯冲带结构变化和脱水过程对增生造山带地壳垂向增生和陆缘侧向增生的影响,强调深部过程诱发的异常热能对成矿系统的驱动(Sillitoe, 1988, 2003; Corbett et al., 1998; Kerrich et al., 2001; Oyarzun et al., 2001);“大陆碰撞成矿论”强调大陆与大陆之间的对接碰撞和陆内俯冲及其对深部软流圈上涌侵蚀、岩石圈断离拆沉、下部地壳塑性流动和浅部地壳缩短加厚及构造应力(走滑、剪切、伸展、挤压)的控制,强调深部异常热能和浅部构造应力变化对成矿系统的驱动。

(3) 经典区域成矿理论强调的成矿环境,主要为弧前增生楔、各类岩浆弧和各类盆地(弧前盆地、弧后盆地、弧后前陆盆地)等构造单元(图 2);“大陆碰撞成矿论”强调的成矿环境,主要包括前陆盆地、前陆冲断带、碰撞缝合带、碰撞构造-岩浆带、陆内冲褶带、构造转换带(走滑断裂带、逆冲推覆构造带、大型剪切带)等构造单元(图 3)。

(4) 经典区域成矿理论强调的重要成矿系统和代表性矿床,主要包括被动陆缘的 SEDEX 矿床、增生楔环境的造山型 Au 矿床、岩浆弧环境的斑岩、Cu 矿床和浅成低温热液型 Au 矿床以及弧后盆地环境的 VMS 矿床(图 2);“大陆碰撞成矿论”强调的重要成矿系统和代表性矿床,主要包括碰撞岩浆带的斑岩型 Cu-Mo-Au 矿床和云英岩型 Sn-W-Mo 矿床、碰撞缝合带(或剪切带)的造山型 Au 矿床、逆冲推覆构造控制的热液 Pb-Zn-Ag 矿床、前陆盆地的 MVT 型 Zn-Pb 矿床和砂岩型 U 矿床、构造拆离系控制的热液 Sb-Au 矿床以及不同金属组合的叠合型矿床(Hou et al., 2009c)。

(5) 经典区域成矿理论强调,海底喷流-沉积是形成 VMS 和 SEDEX 矿的主导机制(Franklin et al., 2005)。遭受俯冲带流体交代的地幔楔部分熔融产生的钙碱性镁铁质岩浆经历 MASH 过程并从地壳浅部岩浆房出溶流体,被认为是形成斑岩型 Cu 矿和高硫化浅成低温热液 Au 的根本原因(Richards, 2003)。伴随增生造山和峰期变质而排

泄出的富  $\text{CO}_2$  流体在增生楔形成造山型 Au 矿 (Goldfarb et al., 2005);“大陆碰撞成矿论”强调,浅部地壳部分熔融及其驱动的地热流体系统和对流循环,是形成大陆碰撞带脉型或热泉型 Cs-Au-Sb 矿床的主导机制 (侯增谦等, 2006c; Yang et al., 2009)。来源于加厚新生新地壳的高 K 长英质岩浆及其浅成侵位和岩浆流体出溶,是形成大陆斑岩型 Cu 矿的主要机制 (Hou et al., 2004; 2009a)。沿古缝合带的变质流体排泄和幔源热流注入,是形成碰撞造山型造山 Au 的主要原因 (Sun et al., 2009)。构造挤压下的盆地流体迁移-汇聚导致“卤水型”Pb-Zn-Cu-Ag 或 MVT 型 Zn-Pb 矿床 (Leach et al., 2005; 侯增谦等, 2008; He et al., 2009)。

下面,以青藏高原为例,结合其他碰撞造山带成矿作用对比,对“大陆碰撞成矿论”,特别是大陆碰撞的区域成矿作用和成矿系统,进行系统阐述。

### 3 大陆碰撞成矿作用的构造背景与驱动机制

阐明大陆成矿作用的构造背景与驱动机制,必须首先查明大陆碰撞造山带的基本结构和构造单元,了解大陆碰撞的基本过程和动力机制,进而查明大陆碰撞过程中产生的挤压、伸展、走滑、剪切等构造应力与各种异常热能对成矿系统的驱动和控制机制。

#### 3.1 碰撞造山带的基本结构与构造单元

世界上大部分大陆碰撞造山带,就其碰撞汇聚、造山极性和结构特征而言,主要有“对称式”、“不对称式”和“复合式”三种主要形式 (图 4; 许志琴等, 1996)。

“不对称”式造山以喜马拉雅-西藏碰撞造山带为典型代表 (Yin et al., 2000),具有单向“造山极性”的收缩应变,以多层次及逆冲所造成的地壳叠置为特征,自俯冲大陆向仰冲大陆方向,常常发育下列构造单元 (图 4):①前陆盆地:发育于前陆冲断带与前陆之间,堆积被动大陆边缘陆源沉积物或浅海陆架碳酸盐,沉积中心从山脉向前陆内部迁移;②前陆冲断带:发育于缝合带与前陆盆地之间,最早在缝合带附近发育,然后逐步向前陆推进。前陆冲断带通常由一系列彼此平行的、延伸数百公里的、叠瓦状逆冲断裂带构成,引起地壳几十至数百公里缩短 (Ratschbacher et al., 1994);③碰撞缝合带:代表着两个大陆板块的分界线,常常大量发育被冲断层夹持的蛇绿岩、混杂体、滑塌层和深海沉积以及高压变质岩,如雅鲁藏布江缝合带 (图 5);④碰撞构造岩浆带:具有双倍于正常地壳的厚度,发育在碰撞前拼

合的地体 (如拉萨地体、羌塘地体) 之上 (Murphy et al., 1997),其边缘集中发育碰撞岩浆岩带 (如冈底斯带),内部发育大规模逆冲断裂系 (如改则-安多逆冲断裂带) 或/和褶皱逆冲断裂带 (如风火山断裂带) (图 5);⑤后陆盆地:系仰冲大陆板块的弧后挤压盆地,在碰撞期后继续发生沉积作用,以堆积巨厚的磨拉石相碎屑岩系为特征 (如柴达木盆地) (Yin et al., 2000)。

“对称式”造山带以欧洲比利牛斯碰撞造山带 (Sibuet et al., 2004) 和华里西碰撞造山带 (Seltmann et al., 1994) 为代表。前者以大陆单向陆内俯冲为特征,后者以大陆双向相对俯冲为标志。其碰撞山系以扇形构造为特征,常常以中央轴部带为中心,变形变质向两侧大陆迁移,并在前陆区形成前陆冲断带及前陆盆地 (图 4b)。例如,在比利牛斯造山带,地质研究和地球物理探测剖面厘定出 5 个重要构造单元 (图 4b; Roure et al., 1989; Choukorune et al., 1989),以中央轴部带为中心,两侧分别发育逆冲断裂带和前陆冲断带,显示特征的扇形构造特征。在中央轴部带,变质基底及花岗岩基整体褶皱上隆并向南逆冲,南北两侧逆冲带均由一系列叠瓦状逆冲断层系构成,夹杂大量外来叠置岩片,显示典型的“洛矶山”背驮式逆冲模式;南北两侧前陆冲断带使前陆构造岩片直接叠覆于变质基底之上,靠前陆位置发育前陆盆地 (Sibuet et al., 2004)。欧洲华里西造山带结构与之类似,南北两大陆于古生代汇聚碰撞形成了由中央地块带和两侧逆冲构造带构成的扇形及放射状构造 (许志琴等, 1996)。前寒武变质基底和华里西花岗岩在中央地块大量出露,南北两侧前陆部位发育浅层次的逆冲-推覆-滑脱带,包卷大量蛇绿岩残块和榴辉岩-蓝闪石片岩。

“复合式”造山带以秦岭大陆造山带为典型代表 (张国伟等, 1995, 1996; 许志琴等, 1996)。该造山带系华北板块、扬子板块及夹于其间的秦岭地体沿两个缝合带斜向俯冲碰撞而成,由 8 个次级构造单元构成 (张国伟等, 1995)。就复合造山带局部而言,以商丹缝合带为中心,其南北两侧的构造单元特征,整体类似青藏高原,显示“不对称”造型 (图 4c),成因与泥盆纪以来秦岭微板块 (地体) 向华北板块俯冲碰撞有关 (张国伟等, 1995; 许志琴等, 1996)。然而,就造山带整体而言,又具有“对称式”造型,表现为秦岭山系南北两侧前陆发育燕山期前陆冲断带,显示扇形薄皮构造特征,南缘向南、北缘向北分别逆冲于

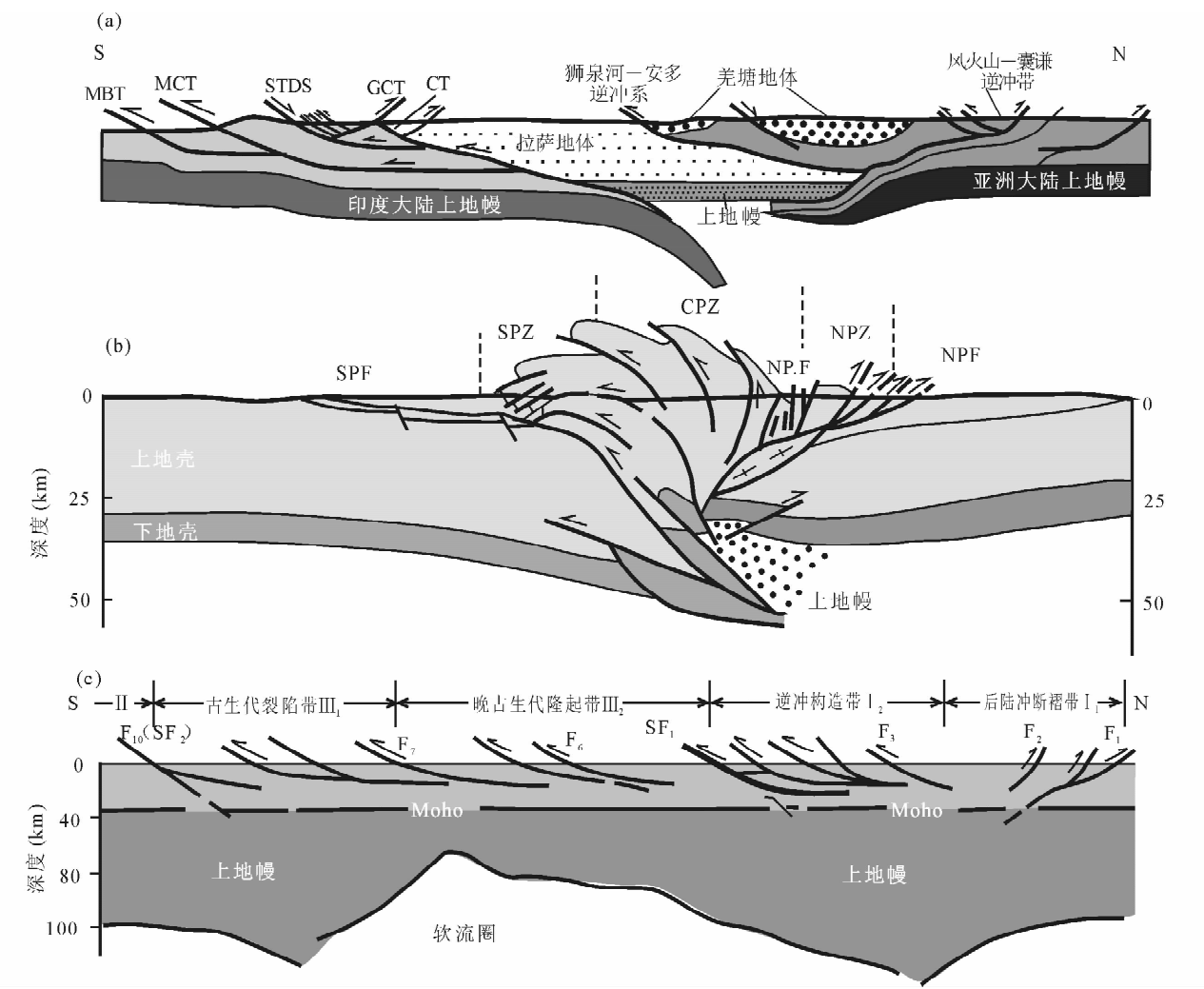


图 4 典型大陆碰撞造山带理想化的造山式样与基本结构

Fig. 4 Orogenic styles and architecture of typical continental collision belts

(a) —“不对称式”造山带,以青藏高原造山带为代表(据 Yin et al. , 2000, 略修改); MBT—主边界逆冲断裂;MCT—主中央断裂;STDS—藏南拆离系;GCT—大反向逆冲断裂;GT—冈底斯逆冲断裂系;(b) —“对称式”造山带,以比利牛斯造山带为代表(据 Roure et al. , 1989; Choukorune et al. , 1989, 略修改); SPF—南比利牛斯前陆逆冲带;SPZ:南比利牛斯带;CPZ—中央轴部带;NPZ—北比利牛斯带;NPF—北比利牛斯断层;NPF—比利牛斯前陆冲断带;(c) —“复合式”造山带,以秦岭造山带为代表(据张国伟等,1996; 略修改)。构造单元及主要逆冲断裂同图 2

(a) —Asymmetry-type orogenic belt, with the Qinghai-Tibet Plateau orogenic zone as the typical example (after Yin et al. , 2000; with minor revision); MBT—main border thrusting; MCT—main central faulting; STDS—Southern Tibetan Detachment System; GCT—Great Contray Thrusting;GT—Gangdese Thrusting faulting system; (b)—Symmetry-type orogenic belt, with the Pyrenees orogenic belt as a representative(minor revision from Roure et al. , 1989;Choukorune et al. , 1989); SPF—South Pyrenees Foreland Thrusting belt; SPZ—South Pyrenees Zone; CPZ—Central Pyrenees Zone; NPZ—Nouth Pyrenees Zone;NPF—Nouth Pyrenees Fault; NPF—North Pyrenees Foreland Fault; (c)—Compound-type orogenic belt, represented by the Qinglin orogenic belt (after Zhuang et al. , 1996, with minor revision). Tectonic units and main thrusting faulting are the same as those in Fig. 2

扬子和华北板块之上(图 4c),反映了燕山期南北大陆发生相对陆内俯冲和斜向碰撞(许志琴等,1996)。

总之,大陆碰撞造山带以其独特的壳幔结构(图 3 和 4)和构造单元显著区别于大陆增生造山带,前者以陆-陆对接和大陆岩石圈俯冲碰撞为特征,主要发育前陆盆地、前陆冲断带、碰撞岩浆带、陆内褶断

带、后陆盆地等构造单元(图 4);后者以洋陆转换和大洋岩石圈俯冲消减为特点,主要发育板块缝合带、弧前增生楔、弧前盆地、火山岩浆弧、弧后盆地等构造单元(图 2)。大陆碰撞造山带又类似于大陆增生造山带,其不同构造单元发育不同类型的金属矿床,典型实例首推青藏高原和秦岭造山带(图 5)。

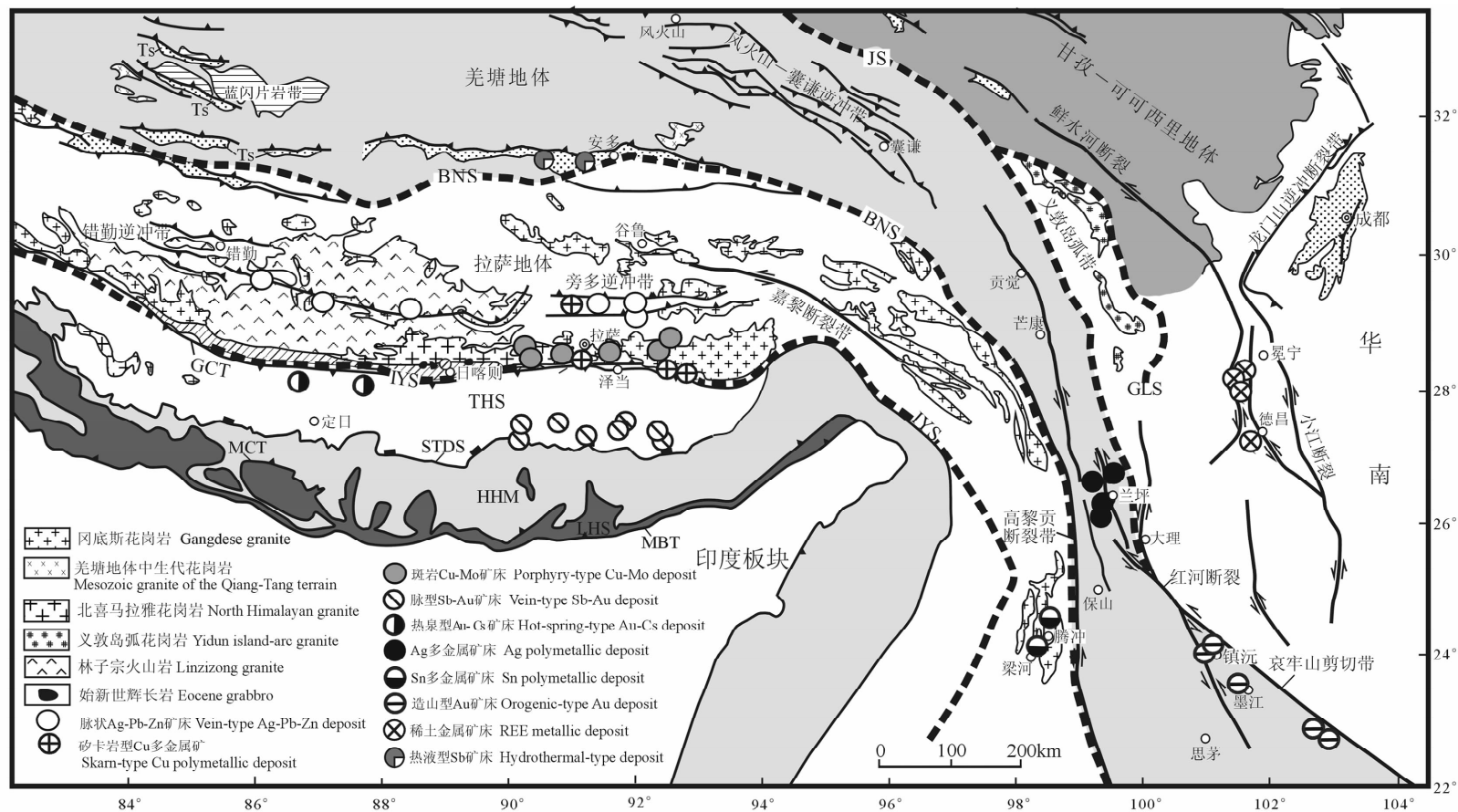


图 5 青藏高原构造格架与新生代矿床分布(构造格架图据 Yin et al., 2000; 矿床分布据 Hou et al., 2009a)

Fig. 5 Schematic geological map showing tectonic framework and distribution of Cenozoic collision-related deposits in the Tibetan-Himalayan plateau

(after Yin et al., 2000; Hou et al., 2009a)

MBT—主边界逆冲断裂; MCT—主中央逆冲断裂; STDS—藏南拆离系; IYS—印度河—雅鲁藏布江缝合带; BNS—班公湖—怒江缝合带; JS—金沙缝合带; GLS—甘孜—理塘缝合带;

HHM—高喜马拉雅变质岩; THS—特提斯喜马拉雅变质岩系; LHS—低喜马拉雅变质沉积系列; Ts—第三系岩石

MBT—Main Border Thrusting; MCT—Main Central Faulting; STDS—Southern Tibetan Detachment System; IYS—Indo-Yalong Zangbu Rive Suture; BNS—Bangong-Nujiang Suture Belt; JS—Jinshajiang Suture; GLS—Garzê-Litang Suture; HHM—High Himalayan Metamorphic rock; THS—Tethys-Himalayan Metamorphic rock series; LHS—Low Himalayan Metasedimentary rock series; Ts—Tertiary rock series

3.2 碰撞造山的基本过程与构造演化

碰撞造山过程通常十分复杂和漫长。两个大陆对接碰撞后,岩石圈会聚和陆内块体间的相对水平运动仍将持续进行,常常发生许多重要地质事件,如斜向碰撞、块体运动(逆冲、走滑)、岩石圈拆沉和裂谷作用等(见:Leigeois, 1998)。有人将碰撞造山过程两分为碰撞(collision)和后碰撞(post-collision)过程(Leigeois, 1998),也有人三分为主碰撞(main-collision)、晚碰撞(late-collision)和后碰撞(post-collision)过程(Seltmann et al., 1994;Hou et al., 2009a)。碰撞或主碰撞以陆-陆对接和强烈逆冲及高压变质为标志,晚碰撞以大陆拼合后陆内地体沿巨型剪切带发生大规模水平运动为特征,而后碰撞以连续性或幕次式地壳伸展和钾质-超钾质岩浆活动为特征。在青藏高原,上述三个过程发育最完整,特征最清楚,标志最明显(图 6),侯增谦等(2006)将其分别称为主碰撞陆陆汇聚(65~41Ma)、晚碰撞构造转换(40~26 Ma)和后碰撞地壳伸展(25~0 Ma)

过程。

在青藏高原,主碰撞陆陆汇聚过程主要表现为印-亚大陆对接拼合(65Ma)、印度大陆向北俯冲(65~41Ma)与地壳缩短加厚,同时伴随着幔源岩浆底侵、地壳垂向增生及加厚地壳深熔(Hou et al., 2004;Mo et al., 2005, 2007; Ding et al., 2005;侯增谦等,2006a),自南而北形成诸如恒河前陆盆地、藏南前陆冲断带、雅鲁藏布缝合带(逆冲断裂带)、碰撞构造岩浆带、陆内冲断褶皱带/盆地诸构造单元(图 4a,图 5;表 1)。

晚碰撞构造转换过程发育于印度-亚洲大陆的持续汇聚背景之下,集中出现于高原东缘的构造转换域,形成大规模的剪切系统、逆冲推覆构造系统、走滑断裂系统及相伴产出的走滑拉分盆地(表 2),导致拼合块体大幅旋转、小幅滑移(Wang E. et al., 2006; Wang S. et al., 2008; Wang et al. in press)和地壳缩短(Wang et al., 2001; Wang et al., 1997; 刘俊来,2006; He et al., 2009),以调节

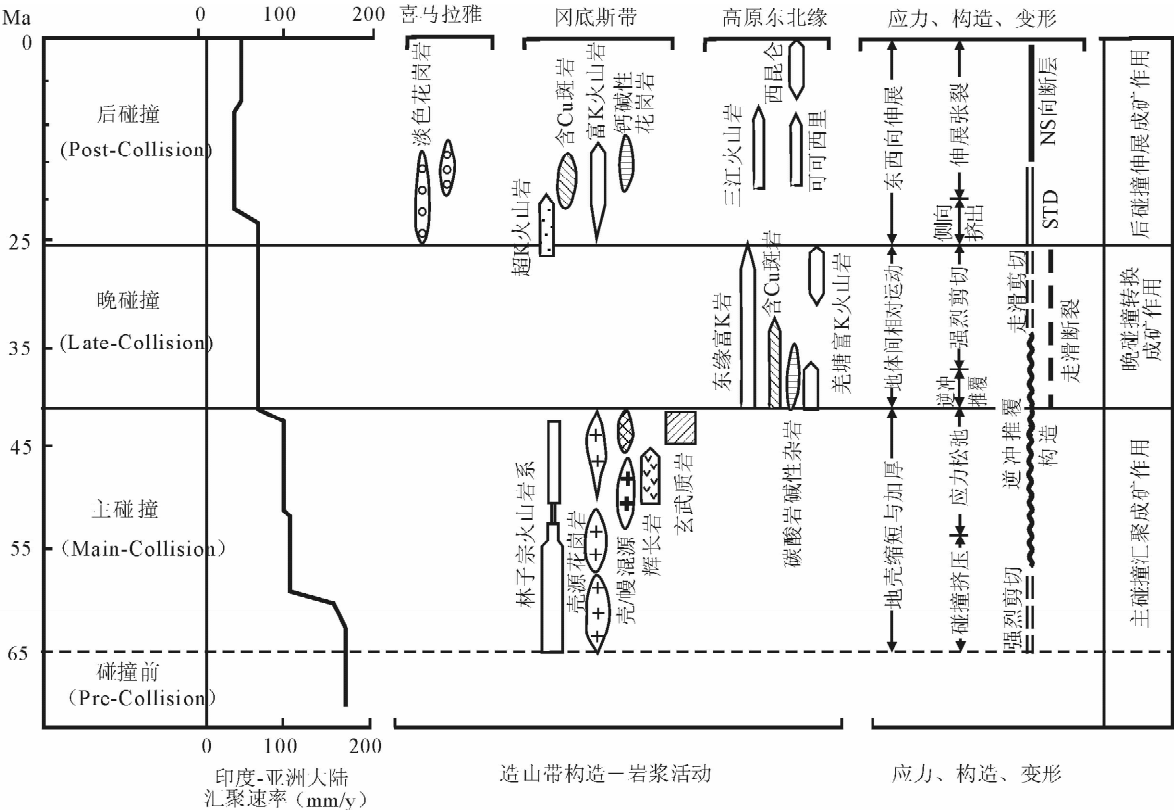


图 6 青藏高原三阶段碰撞过程、地质记录与应力状态

Fig. 6 Schematic geological map showing three-stage collisional processes, geological records and related stress regimes in the Tibetan-Himalayan plateau

印度-亚洲大陆板块汇聚速率据 Lee 等(1995);火山-岩浆活动资料据莫宣学等(2003)

Convergent velocity data between Indian and Asian plates (Lee et al., 1995) are used to compare the three-stage collisional processes and volcano-magmatic activities (Mo et al., 2003) in the orogen

和吸纳印度-亚洲大陆碰撞的应力应变(Dewey et al., 1989; Wang et al., 2001)。同时伴随着峰期年龄为  $35 \pm 5$  Ma 的幔源岩浆强烈活动(侯增谦等, 2006b; Hou et al., 2006a), 形成由富碱斑岩和钾质-超钾质岩岩浆带、钙碱性煌斑岩群和碳酸岩-正长岩杂岩带构成的钾质火成岩省(图 5&6; Chung et al., 1998; Guo et al., 2005; Hou et al., 2006a)。

后碰撞地壳伸展过程发育在高原腹地和藏南地区, 在印度大陆岩石圈持续向北俯冲和推挤楔入背景下, 早期表现为下地壳挤压-流动与上地壳构造拆离( $>18$  Ma), 在前陆区形成北倾的主边界逆冲断裂带(MBT)和主中央逆冲断裂带(MCT)( $22 \sim 11$  Ma; Parrish et al., 1993; Burbank et al., 1996; Graseman et al., 1999), 在前陆冲断带形成藏南拆离系(STDS)( $21 \sim 14$  Ma; Burg et al., 1984; Scharer et al., 1986; Burchfiel et al., 1992), 同时伴随着地壳深融, 形成高喜马拉雅淡色花岗岩带和北喜马拉雅过铝花岗岩带(Harris et al., 1993; Liao et al., 2007); 晚期表现为区域范围的东西向地壳伸展( $\sim 18$  Ma; Yin et al., 1994), 形成一系列垂直碰撞带的 NS 向正断层系统和裂谷系( $14 \sim 10$  Ma; Coleman et al., 1995; Blisniuk et al., 2001; 丁林等, 2006), 切割早期的东西向逆冲断裂系, 同时伴随钾质-超钾质岩浆活动( $25 \sim 10$  Ma), 在冈底斯形成一条规模巨大的中新世后碰撞岩浆带(图 5; Ding et al., 2003; Chung et al., 2003; Hou et al., 2004; Mo et al., 2006; Gao et al., 2007a, b)。

在古老碰撞造山带, 尽管这三个碰撞过程难以清楚地识别, 但仍有各自特色的构造-岩浆组合标志。在对称式造山带, 陆-陆汇聚与碰撞应变主要通过中央轴部带的大规模褶皱隆升和逆冲推覆来调节(图 4b; Choukorne et al., 1992), 因此, 可能不发育以大规模剪切和走滑为标志的构造转换带。在秦岭造山带, 复杂的复合造山作用使三阶段碰撞过程的识别更为困难。然而, 以往的大量研究至少可以勾勒出碰撞造山的基本过程: ①中晚三叠世秦岭地体与华北板块沿商丹缝合带发生先期碰撞, 至早侏罗世, 扬子-华北两大陆最后沿商丹和勉略两缝合带斜向碰撞(张国伟等, 1995, 1996), 形成复合式山系(许志琴等, 1996); ②由于秦岭东西部差异性反向逆冲推覆, 形成横贯造山带的 NE-NNE 向剪切转换构造-岩浆带(张国伟等, 1996), 可能与青藏高原东缘的构造转换调节带具有类似功能。此外, 沿商丹

断裂带发生大规模韧性左行走滑, 也可能调节了秦岭地体向华北的斜向俯冲碰撞(许志琴等, 1996); ③大致自中晚侏罗世, 秦岭造山带进入后碰撞阶段或陆内造山环境, 形成大量改造型花岗岩(陈衍景, 2001)和含 Mo 花岗斑岩(张正伟等, 2001), 剥露出大量变质基底和变质核杂岩(张进江等, 2001), 形成大量穹隆构造以及两组断裂交切的网格状构造系统(张国伟等, 1995)。

### 3.3 碰撞过程的应力变化与深部约束

碰撞造山作用的 P-T-t 轨迹表明, 任何一次碰撞造山事件不只是经历持续不断的挤压, 还必须继续强烈挤压之后发生压-张转换甚至减压伸展(Jamieson et al., 1991; 陈衍景, 2001)。在青藏高原, 不仅自碰撞以来相继经历了主碰撞陆陆聚合、晚碰撞构造转换和后碰撞地壳伸展等三阶段连续演化历程, 而且每一碰撞阶段均经历了先压后张的应力场变化(图 6)。

在青藏高原, 主碰撞阶段早期为碰撞挤压( $65 \sim 52$  Ma), 晚期出现伸展松弛( $52 \sim 41$  Ma)(侯增谦等, 2006a), 其主要证据是早期发育地壳深融与同碰撞花岗岩, 晚期发育辉长岩-花岗岩双峰岩石组合(Mo et al., 2006)以及镁铁质次火山岩脉(岳雅惠等, 2006)。应力松弛的深部机制与俯冲板片的断离作用有关。俯冲的新特提斯板片与随其俯冲的大陆板片发生断离, 诱发软流圈上涌, 可能导致了幔源岩浆活动和上覆岩石圈伸展(岳雅惠等, 2006; 侯增谦等, 2006a; Xu et al., 2008)。晚碰撞阶段早期主体为逆冲推覆( $40 \sim 38$  Ma), 晚期总体为走滑剪切( $36 \sim 26$  Ma)(Surplin et al., 2005; 刘俊来等, 2006; 侯增谦等, 2006b)。逆冲推覆作用主要在构造转换带形成一系列逆冲断裂系、构造推覆体和飞来峰。走滑断裂与剪切作用常常切割逆冲断裂系统(刘俊来等, 2006), 并控制高钾幔源镁铁质或壳幔混源长英质岩浆( $\sim 35$  Ma; Hou et al., 2003, 2006a)和走滑拉分盆地的时空分布(Surplin et al., 2005)。晚碰撞构造应力转换可能与陆内俯冲、壳幔物质侧向流动和软流圈上涌过程有关, 陆内持续俯冲早期导致构造转换带处于挤压/压扭状态, 晚期诱发软流圈上涌, 使构造转换带处于压扭/张扭状态(Wang et al., 2001; Surplin et al., 2005; 侯增谦等, 2006b)。在后碰撞阶段, 早期主要表现为平行碰撞带的侧向汇聚( $25 \sim 18$  Ma), 形成一系列逆冲断裂系, 局部地壳伸展形成缓倾正断层(Yin et al., 2000); 晚期主要表现为垂直碰撞带的地壳伸展( $18 \sim 0$  Ma), 形成



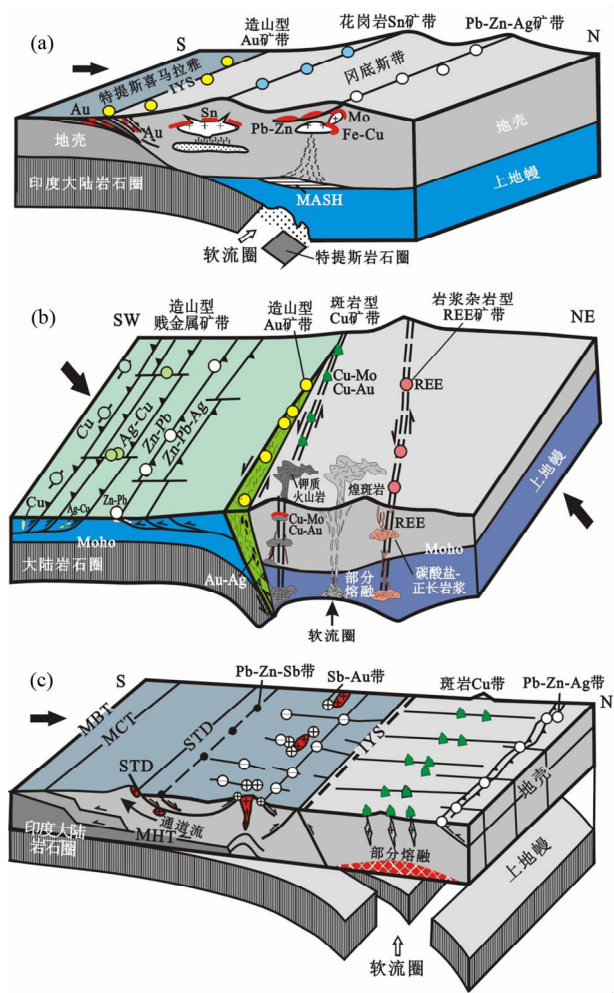


图 8 青藏高原碰撞造山过程与区域成矿作用模式图 (据侯增谦等, 2006a, b, c, 修改)

Fig. 8 Models for the collisional tectonic controls on main types of collision-related deposits in the Tibetan orogenic belt (modified from Hou et al., 2006a, b, c)

(a) —主碰撞陆陆汇聚成矿作用; (b) —晚碰撞构造转换成矿作用; (c) —后碰撞地壳伸展成矿作用

(a) —Main-collisional period-intracontinental metallogenesis; (b) —Late-collisional period-transform structural setting; (c) —Post-collisional period-lithospheric extension metallogenesis

陆陆汇聚成矿作用、晚碰撞构造转换成矿作用和后碰撞地壳伸展成矿作用(图 8; 侯增谦等, 2006a, b, c; Hou et al., 2009c), 但在不同的碰撞造山带, 其发育程度及其产生的矿床组合类型有所差异。

4.1 主碰撞陆陆汇聚成矿作用

这里指发生在陆-陆对接碰撞和大陆俯冲早期阶段、产于大陆汇聚环境、由地壳缩短加厚与峰期变质作用以及壳/幔混源岩浆与区域流体活动等主导因素诱发的区域成矿作用及其形成的成矿系统。表 1 系统总结了主碰撞陆陆汇聚成矿作用的主要成矿环境

与典型矿床类型。

在青藏高原, 伴随大陆碰撞而发生的陆陆聚合与峰期变质、地壳加厚与深熔作用、板片断离与壳/幔混源岩浆以及前陆盆地沉积与区域流体活动等关键地质作用, 分别形成了 4 个十分典型的成矿系统, 即, ①造山型 Au 矿成矿系统, ②与壳源花岗岩有关的 U-W-Sn-稀有金属成矿系统, ③与壳/幔混源花岗岩有关的 Cu-Au-Fe-Mo 多金属成矿系统和 ④与盆地流体活动有关的 MVT 型 Pb-Zn 成矿系统及其相应的矿床类型(图 5 和 8)。

4.1.1 主碰撞岩浆带与岩浆-热液多金属成矿系统

在对称式造山带, 后陆边缘常常发生强烈抬升而很少发生岩浆活动, 因此, 后陆边缘几乎没有什么特定的矿床类型(Mitchell et al., 1981)。相反, 在不对称式造山带, 主碰撞带边缘岩浆活动异常强烈, 可形成长达数百公里的碰撞岩浆带, 如冈底斯主碰撞岩浆带。其中, 两个不同成因系列的花岗岩浆伴有不同金属组合的大规模成矿作用。

在冈底斯东段(腾冲地区), 由于地壳缩短和深熔作用, 产生了同碰撞 S 型花岗岩(66~41Ma)(图 5; 刘增乾等, 1993; 侯增谦等, 2006a), 其中, 砂岩质地壳物质发生熔融产生以二长花岗岩和正长花岗岩为主的长英质岩浆(董方浏等, 2006), 其分凝出的富含 Sn 的正岩浆流体, 叠加改造区域性发育的块状黄铁矿硫化物层, 形成了锡石硫化物型矿床, 如来利山大型 Sn 矿床(侯增谦等, 2006a); 泥质岩部分熔融形成含白云母花岗岩(董方浏等, 2006), 其岩浆系统演化晚期发育富含稀有金属的岩浆-热液系统, 形成白脑式稀有金属矿(图 8a; 侯增谦等, 2006a)。S 型花岗岩之所以在主碰撞带边缘大量产出, 其原因可能有三: ①大陆碰撞和陡深俯冲(65~52Ma)不仅导致了主碰撞带地壳的缩短加厚, 而且比重较轻的地壳物质俯冲产生的巨大磨擦热能, 为加厚的地壳深熔提供了足够的能量; ②因调节地壳缩短而产生的剪切-逆冲构造, 也可使上部地壳岩石发生减压熔融; ③新特提斯大洋板片向北俯冲并在地壳内部堆积, 不仅导致 Andes 型岩浆弧地壳加厚, 同时因洋壳板片脱水交代上覆地壳物质而诱发其熔融。

在冈底斯中段, 则大量发育壳/幔混源花岗岩(侯增谦等, 2006d)。这些花岗岩(52~42Ma)与辉长岩带(52~47Ma)呈对出现(图 5; Mo et al., 2005), 与镁铁质火山岩(42~38Ma; Gao et al., 2008)相伴产出, 具有正  $\epsilon_{\text{Nd}}$  值特征(Mo et al., 2007)。其发育于主碰撞晚期岩石圈应力松弛环境

表 1 主碰撞汇聚成矿作用的成矿环境与矿床类型

Table 1 Metallogenic setting and deposit types during the main collisional period

| 地质环境         | 岩石组合                  | 成矿环境应力状态  | 成矿系统        | 矿床类型    | 金属组合         | 实例          |
|--------------|-----------------------|-----------|-------------|---------|--------------|-------------|
| 碰撞构造<br>岩浆带  | 壳源 S 型花岗岩             | 厚壳深熔挤压环境  | 叠合成矿系统      | 叠合型云英岩型 | Sn, W, Nb, Y | 青藏高原(来利山)   |
|              | 壳源 I 型花岗斑岩            | 地壳加厚压-张转换 | 岩浆-热液成矿系统   | 斑岩型     | Mo           | 青藏高原(沙让)    |
|              | 壳/幔混源花岗岩              | 板片断离应力松弛  | 岩浆-热液成矿系统   | 夕卡岩型    | Cu-Au, Fe-Mo | 青藏高原(冈底斯)   |
|              | 壳/幔混源花岗岩和<br>碰撞前碎屑岩建造 | 板片断离应力松弛  | 岩浆-热液成矿系统   | 热液脉型    | Pb-Zn-Ag     | 青藏高原(念青唐古拉) |
| 碰撞缝合<br>带及侧翼 | 逆冲蛇绿岩                 | 逆冲推覆构造剥露  | 海底喷流-沉积成矿系统 | VMS 型   | Cu(-Fe)      | 纽芬兰         |
|              | 逆冲蛇绿岩                 | 逆冲推覆构造剥露  | 岩浆熔离成矿系统    | 岩浆型     | Cr           | 青藏高原(罗布莎)   |
|              | 构造剪切带                 | 峰期变质挤压剪切  | 变质热液成矿系统    | 造山型     | Au           | 青藏高原(马攸木)   |
|              | 韧/脆性剪切带               | 峰期变质挤压剪切  | 热液成矿系统      | 类卡林型    | Au           | 秦岭造山带       |
| 前陆<br>冲断带    | S 型过铝花岗岩              | 挤压逆冲厚壳深熔  | 岩浆热液成矿系统    | 云英岩型    | Sn, W        | 比利牛斯造山带     |
|              | S 型浅色花岗岩              | 挤压逆冲地壳深熔  | 热液成矿系统      | 岩浆热液型   | U            | 比利牛斯造山带     |
| 前陆盆地         | 碳酸盐建造                 | 稳定沉积      | 盆地卤水成矿系统    | MVT 型   | Pb-Zn        | 比利牛斯造山带     |

(52~41Ma), 岩浆起源可能与印度大陆岩石圈俯冲前缘的板片断离和软流圈上涌有关(侯增谦等, 2006d; 岳雅惠等, 2006; Gao et al., 2008)。与壳源 S 型花岗岩不同, 这套壳/幔混源花岗岩以 Cu、Mo、Fe 多金属矿化为特征, 显示出明显的成矿专属性。在冈底斯花岗岩带南侧, 由于强烈抬升和剥蚀, 矿床保存潜力较小, 仅残留以夕卡岩型矿化为主体的 Cu-Au-Mo-Fe 矿床(李光明等, 2006; 表 1)。在冈底斯花岗岩带北侧——念青唐古拉地区, 由于剥蚀程度较小, 浅成侵位的岩浆系统得以保存, 发育斑岩型 Mo 矿(如沙让钼矿)(唐菊兴等, 2009); 深成侵位的岩浆系统侵入碰撞前的碳酸盐-碎屑岩建造, 在应力松弛期形成的大型层间滑脱带内, 形成具有层控特点的 Pb-Zn-Ag-Cu 矿床(如蒙亚啊、亚贵拉等矿床)(图 5 和 8a)。

4.1.2 碰撞缝合带与造山型 Au 成矿系统

过去认为: 碰撞缝合带主要发育初始形成在蛇绿岩内但在碰撞期侵位剥露的一组矿床(Mitchell et al., 1981), 如 Cyprus 型 Cu 矿床和豆荚状铬铁矿, 均初始产于大洋转换断层带或扩张洋脊系统, 只是在碰撞时期被逆冲侵位于现今位置。实际上, 碰撞缝合带作为一条重要的边界断裂和超岩石圈断裂, 控制了造山型 Au 成矿省(侯增谦等, 2006a)或类卡林型 Au 矿集区(Li et al., 1998)的形成与发育。典型实例来自青藏高原和秦岭造山带。

在青藏高原, 雅鲁藏布江缝合带作为印度与亚洲大陆汇聚碰撞的界限, 其南侧被大反向逆冲断裂系(GCT)破坏, 同时伴有次级断裂带发育, 北侧被冈底斯逆冲断裂系(GC)改造(图 5), 同时伴有 NEE 向大型剪切带发育。沿雅鲁藏布江缝合带两侧大量发育金矿床和金矿点以及砂金矿床, 马攸木岩金矿

床为其典型代表。构造上, 金矿化受韧性剪切带及旁侧脆性破裂带控制, 形成构造蚀变岩型和石英脉型矿体(江思宏等, 2008); 时间上, 热液-矿化(~59Ma; Jiang et al., 2009)出现于大陆碰撞的变质峰期; 成矿流体主要为富 CO<sub>2</sub>、低盐度(3%~4%)的变质流体, 总体显示造山型 Au 矿特点(图 8a; 江思宏等, 2008; Jiang et al., 2009)。

在秦岭造山带, 商丹缝合带和勉略缝合带在碰撞期均遭受叠加改造, 并演变为重要的逆冲断裂带, 受其控制的 Au 矿化构成规模巨大的 Au 成矿省的一部分(张复新, 2001)。沿勉略缝合带及其侧翼发育的矿化带自西而东有大水、拉尔玛、马脑壳、阳山、桦厂沟和煎茶岭金矿等(张复新, 2001), 主要为微细浸染状 Au 矿, 部分产于古生代-三叠纪富含有机质的碳硅泥岩系(如拉尔玛金矿等), 部分产于蛇绿混杂岩带的镁铁质-超镁铁质岩系(如桦厂沟和煎茶岭金矿)。总体显示造山带型或类卡林型 Au 矿特征, 成矿年龄变化于 227~169 Ma(Mao et al., 2002)。沿商丹古缝合带地体边界分布的矿化带自西而东有庞家河、八卦庙、双王、马鞍桥等大型金矿(张复新, 2001), 主要产于缝合带侧翼大型脆-韧性剪切带中, 在晚古生代复理石建造内呈微细浸染状金矿体产出, 显示类卡林型 Au 矿特征(Li et al., 1998), 也有人称之为造山型 Au 矿(Kerrick et al., 2001), 同位素年龄多集中于 240~170Ma(Mao et al., 2002)。

4.1.3 前陆冲断带与岩浆-热液 Sn-W-Nb-U 成矿系统

在对称式造山带, 如比利牛斯造山带, 由于前陆区地壳板片的叠瓦状逆冲与地壳加厚, 来自逆冲楔的脱水流体向上交代上覆地壳, 因摩擦加热而诱发其深融, 常常形成大量的 S 型过铝花岗岩和浅色花

岗岩(Harris et al. , 1986)。这些同碰撞花岗岩通常伴有强烈的矿化,形成重要的 Sn-W-Nb 矿床和岩浆热液型 U 矿床,如葡萄牙海西晚期 S 型花岗岩中的 Sn-W 矿床(Kelly et al. , 1979)以及法国中央地块重熔花岗岩型 U 矿(Le Roy,1978)。在不对称式造山带,如青藏高原,主碰撞期含矿花岗岩很少有前陆冲断带发育,可能与前陆冲断带热能不足有关。

4.1.4 前陆盆地与 MVT 型 Pb-Zn 成矿系统

前陆盆地作为许多碰撞造山带的重要构造单元,常常发育密西西比型(MVT)Pb-Zn 矿床(Bradley et al. , 2003)。如在比利牛斯造山带,中轴带两侧对称式发育前陆盆地,其中,北侧 Cevennes 前陆盆地中发育 MVT 铅锌矿集区,南侧 Ave 前陆盆地形成 MVT 铅锌矿集区(Puigdefabregas et al. , 1992; Bradley et al. , 2003)。这些 MVT 铅锌矿床可能由大规模成矿流体在相邻造山带重力驱动下流经前陆盆地时发生金属硫化物沉淀形成的(Leach et al. , 2005)。在不对称式造山带,尚无 MVT 型铅锌矿报道,但在碰撞带侧翼的残留前陆盆地,仍有形成 MVT 型 Pb-Zn 矿的可能性。在喜马拉雅南部,恒河前陆盆地下部沉积序列与前陆冲断带同期发育,盆地上部西瓦里克组陆相碎屑岩系则发育后碰撞期层控砂岩型铀矿(Mitchell et al. , 1981)。

总之,主碰撞期陆陆对接与碰撞聚合,形成自前陆向后陆依次发育的前陆盆地、前陆冲断带、碰撞缝合带、同碰撞岩浆带和冲断褶带等构造单元,其中,前陆盆地产出的 MVT 型 Zn-Pb 矿、在前陆冲断带发育的壳源花岗岩 W-Sn-稀有金属矿床,在被破坏改造的缝合带及其附近发育造山型或类卡林型 Au 矿,在同碰撞岩浆带则产出与壳源花岗岩有关的 W-Sn 矿和与壳/幔混源花岗岩有关的 Cu-Au-Mo-Fe 多金属矿床,明显不同于增生造山带的造山型 Au 矿、斑岩型 Cu 矿、VMS 型和/或 SEDEX 型 Cu-Pb-

Zn 和 Pb-Zn 矿床(图 2)。

4.2 晚碰撞构造转换成矿作用

这里是指发生在晚碰撞阶段构造转换环境、由幔源为主的岩浆活动和大规模走滑-剪切-逆冲-推覆构造及其诱发的流体活动所产生的成矿作用及其形成的成矿系统。

晚碰撞构造转换作用在青藏高原东部地区最为特征和典型。然而,与洋脊系统或大陆壳中的转换断层相比,晚碰撞转换构造系统不仅异常复杂,而且矿化异常强烈,在青藏高原至少形成了 4 个重要成矿系统:①斑岩型 Cu-Mo-Au 成矿系统(芮宗瑶等,1984;唐仁鲤等,1995;Hou et al. , 2003; 2006)、②与碳酸岩-正长岩杂岩有关的造山型 REE 成矿系统(袁忠信等,1995;Wang et al. , 2001; 侯增谦等,2008b)、③受逆冲推覆构造控制的造山型 Pb-Zn-Ag-Cu 成矿系统(侯增谦等,2008a)和④与剪切带有关的造山型 Au 成矿系统(胡云中等,1995;熊德信等,2006; Hou et al. , 2007a)(图 5 和图 8b; 表 2)。

4.2.1 走滑断裂带与岩浆-热液 Cu-Mo-Au 和 REE 成矿系统

在青藏高原东缘,大规模走滑断裂系统由多组断裂构成,不仅规模巨大,而且严格地控制晚碰撞期火成岩的形成与分布。NNW 向延伸的贡觉-芒康断裂、巴塘-丽江断裂(北段)和红河断裂(南段),控制了长达 1000 余公里的新生代富碱侵入岩带的形成与分布(图 5; Wang et al. , 2001; Hou et al. , 2003a)。其中,偏酸性的花岗质斑岩发育 Cu 或 Cu-Mo 矿,如玉龙斑岩 Cu 矿带(Hou et al. , 2003a); 正长斑岩或二长斑岩群发育 Au 或 Au-Cu 矿,如北衙 Au 矿(Xue et al. , 2007)。含 Cu 斑岩地球化学上类似于埃达克岩(侯增谦等,2003b;Jiang et al. , 2006),含 Au 斑岩以高钾富碱为特征。两个岩浆系统均以高  $f_{O_2}$  为特征(Liang et al. , 2006),起源于

表 2 晚碰撞转换成矿作用的成矿环境与矿床类型

Table 2 Metallogenic setting and deposit types during the late-collisional period

| 地质背景      | 岩石组合      | 成矿环境、应力状态    | 成矿系统      | 矿床类型    | 金属组合     | 实例  |
|-----------|-----------|--------------|-----------|---------|----------|-----|
| 走滑<br>断裂带 | 二长花岗岩斑岩   | 构造转换、压扭应力    | 岩浆-热液成矿系统 | 斑岩型     | Cu-Mo    | 玉龙  |
|           | 富钾正长斑岩    | 构造转换、压扭应力    | 岩浆-热液成矿系统 | 斑岩型     | Au(-Cu)  | 北衙  |
|           | 碳酸岩-正长岩杂岩 | 构造转换、压扭应力    | 岩浆-热液成矿系统 | 杂岩型     | REE      | 牦牛坪 |
| 剪切带       | 剪切构造带     | 韧/脆性、转换、压扭应力 | 变质热液成矿系统  | 造山型     | Au       | 哀牢山 |
| 逆冲推覆带     | 砂岩建造      | 前锋带、构造圈闭     | 区域卤水成矿系统  | 金顶式     | Zn-Pb    | 金顶  |
|           | 碳酸盐建造     | 前锋带、冲起构造     | 区域卤水成矿系统  | 类 MVT 型 | Pb-Zn    | 三山  |
|           | 陆相碎屑岩     | 前锋带、次级断裂     | 区域卤水成矿系统  | 热液脉型    | Ag-Pb-Zn | 富隆厂 |

富集地幔或壳/幔过渡带(Chung et al., 1998; Hou et al., 2003a, 2005; Jiang et al., 2006)。辉钼矿 Re-Os 定年资料表明,斑岩 Cu-Mo 和 Cu-Au 成矿系统有三个成矿高峰(40Ma, 36 Ma 和 32Ma; Hou et al., 2006b),与成岩年龄相当(41~27 Ma)。这些陆内环境的斑岩铜矿在蚀变分带、矿化特征、矿物组合和流体系统等方面与典型的岩浆弧环境斑岩铜矿十分类似(芮宗瑶等, 1984; 唐仁鲤等, 1995; Hou et al., 2003a, 2007b),反映两者具有类似的成矿过程。

值得提及的是,在青藏高原内部,沿着雅鲁藏布江大断裂的走滑活动,可能诱发了下地壳熔融,在冈底斯南缘形成花岗质斑岩带,并伴随着大规模钼钨矿化(黄树峰,私人通讯)。令有限的年龄学科表明,甚岩浆活动与成矿年龄介于 30~24Ma (秦克章,私人通讯)。

在青藏高原东缘,鲜水河-小江走滑断裂控制了冕宁-德昌岩浆碳酸岩-碱性岩杂岩带及其 REE 矿带的形成与分布(田世洪等, 2008a, b)。这些杂岩体起源于地壳物质深循环的富集地幔(Hou et al., 2006a),经历岩浆不混溶过程。因杂岩体侵位深度和封闭条件不同,显示三种 REE 矿化式样。牦牛坪式矿床以大量发育的脉状-网脉状矿化系统为特征(袁忠信等, 1995);大陆槽式矿床则以角砾岩筒式矿化为特征;李庄式矿床以发育浸染状-细脉浸染状矿化为特征(侯增谦等, 2008b)。成矿流体来自碱性岩-碳酸岩浆分凝的初始流体,具有高温、富硫酸盐、富 CO<sub>2</sub> 特征(Xie et al. 2007)。成矿流体沿着网状裂隙扩散交代作用形成霓长岩化蚀变晕,因强烈沸腾(450~210℃)而导致氟碳铈矿大量沉淀(袁忠信等, 1995; 阳正熙等, 2000; Hou et al., 2009b)。

#### 4.2.2 剪切构造带与造山型 Au 成矿系统

在青藏高原东缘,红河大型剪切带可能作为大规模走滑断裂带的深部系统,经历了早期左行走滑和晚期右行走滑(Tapponnier et al., 1990)。左行走滑剪切作用起始于 42Ma,延续至 23Ma(Liang et al., 2008),伴随着大规模金成矿作用,形成哀牢山金矿带(图 5;胡云中等, 1995)。可信的测年资料和矿床分布特征表明,哀牢山成矿带受红河剪切带控制,金矿田或金矿床受 NW 向脆性剪切带与近 EW 向逆冲断裂带的交汇部位控制,单个矿床或矿体受不同岩性层脆韧性剪切带控制(胡云中等, 1995),成矿年龄主要集中于 40~35Ma(Sun et al., 2009)。含金建造主要为古生代的蛇绿岩-混杂岩,遭受绿片岩相变质。矿体主要为充填断裂破碎带的含 Au 石

英脉和交代围岩的含 Au 构造蚀变岩(胡云中等, 1995)。已有的氢、氧、硫同位素资料表明,成矿流体以变质流体为主,并有大气水介入,而 S 和 Au 来自于变质的含矿镁铁质建造(胡云中等, 1995; 熊德信等, 2006)。He-Ne-Xe 同位素证据显示成矿流体中有地幔气体贡献(胡瑞忠等, 1999; Sun et al., 2009)。

#### 4.2.3 逆冲推覆构造带与贱金属成矿系统

在青藏高原东缘,伴随大规模走滑-剪切而发生的地壳缩短,主要形成逆冲推覆构造系统,并在晚幕最终定位(40~37Ma; 李亚林等, 2006; 侯增谦等, 2008a)。如在兰坪盆地,中生代地层作为构造岩片自盆地两侧向中央逆掩并叠置于第三纪碎屑沉积岩系之上(何龙清等, 2004),形成对冲式逆冲推覆构造系统(侯增谦等, 2008a)。根据逆冲推覆构造控矿式样和矿化特征,可以识别出 3 种矿床式:产于逆冲推覆构造系统前锋带“构造穹隆+岩性圈闭”内的金顶式 Pb-Zn 矿(王安建等, 2007; Xue et al., 2007)、受控于前锋带滑脱构造的河西-三山式 Pb-Zn-Ag 矿、产于主逆冲断裂带次级断层或平移断层的富隆厂式 Ag-Pb-Zn-Cu(侯增谦等, 2008a)。这些矿床区域分布受逆冲推覆构造控制,但矿床矿体定位受张性构造控制。多数矿床矿体呈脉状产出,少数呈板状体产出,部分赋存于陆相硅质碎屑岩建造内,部分容存于碳酸盐建造内,显示层控特征,但成矿具有开放空间充填特点(侯增谦等, 2008a)。成矿流体显示盆地卤水特征,温度相对较低(集中于 80~190℃)。矿床金属组合可能与成矿流体迁移-汇聚过程中经历岩石的性质有关(He et al., 2009)。总体特征有别于 MVT、SEDEX、Ireland 型或 Laisvall 型 Pb-Zn 矿(Xue et al., 2007; 侯增谦等, 2008a)。

显然,晚碰撞构造转换成矿作用,以十分清楚的构造控制、特色鲜明的不同成矿系统(岩浆-热液成矿系统、变质-热液成矿系统、卤水流体成矿系统)、巨大规模的金属堆积以及不同金属组合的大型超大型矿床,难以被已有的成矿模型所涵盖(如图 2),不能被已有的成矿理论所解释。

#### 4.3 后碰撞地壳伸展成矿作用

这里指发生在后碰撞地壳伸展环境、由平行于或/和垂直于碰撞带的张性断裂系统及其地堑-裂谷和山间裂陷盆地控制的、由壳源或壳幔混源钾质岩浆活动及其相关热液流体作用等主导因素诱发的成矿作用及其形成的成矿系统。

后碰撞地壳伸展成矿作用总体发育于大陆持续

表 3 后碰撞伸展成矿作用的地质背景与矿床类型

Table 3 Geological setting and deposit types in the post-collisional lithospheric extension metallogensis

| 地质背景      | 成矿环境            | 岩石组合              | 控矿要素                               | 矿床类型        | 金属组合         | 实例            |
|-----------|-----------------|-------------------|------------------------------------|-------------|--------------|---------------|
| 碰撞构造岩浆带   | 平行碰撞带的富钾岩浆带     | 富钾埃达克质斑岩          | 伸展环境;新生下地壳熔融;棋盘格状断裂系统控制            | 斑岩型         | Cu-Mo        | 青藏高原(冈底斯)     |
|           | 平行碰撞带的富钾碱质岩浆带   | 花岗斑岩;二长花岗斑岩       | 伸展环境;下地壳熔融;棋盘格状断裂系统控制              | 斑岩型         | Mo           | 秦岭造山带(钼矿带)    |
|           | 平行碰撞带的逆冲断裂带     | 硅质岩和长石石英砂岩        | 伸展环境;逆冲断裂与正断层联合控制                  | 热液脉型        | Sb           | 青藏高原(藏北带)     |
|           | 平行碰撞带的逆冲断裂带     | 太古-元古宙变质基底及中深变质岩系 | 伸展环境;逆冲断裂带;拆离断层                    | 石英脉型;构造蚀变岩型 | Au           | 秦岭造山带(东秦岭金矿带) |
|           | 垂直碰撞带的地堑(裂谷)    | 中新世代地层和花岗岩        | 伸展环境;垂直碰撞带张性断层控制                   | 热泉型         | Cs-Au        | 青藏高原(冈底斯)     |
| 中央轴部带     | 加厚地壳            | 后碰撞 S 型花岗岩        | 伸展环境;地壳深熔                          | 岩浆热液型       | W-Sn, 稀有金属   | 华里西造山带        |
|           | 加厚地壳            | 后碰撞二云母花岗岩         | 伸展环境;地壳深熔                          | 热液型         | U            | 比利牛斯造山带(法国)   |
| 前陆冲断带及拆离带 | 山间槽盆            | 灰红色陆缘碎屑岩          | 高 U 花岗岩;地下水淋滤;CO <sub>2</sub> 流体搬运 | 砂岩型         | U            | 比利牛斯造山带(法国)   |
|           | 变质热穹隆(变质核杂岩)    | 后碰撞 S 型过铝花岗岩      | 厚壳深熔;拆离断层;拆离断层与正断层交汇处              | 热液脉型构造蚀变岩型  | Au           | 特提斯喜马拉雅(STD)  |
|           | 平行碰撞带的大型拆离正断层系统 | 陆源碎屑岩系            | 地壳伸展环境;拆离断层与正断层交汇部位                | 浅成低温热液脉型    | Sb-Au<br>Sb, | 特提斯喜马拉雅(STD)  |
|           | 拆离正断层系统         | 陆源碎屑岩系            | 正断层系统                              | 浅成低温热液脉型    | Pb-Zn-<br>Sb | 特提斯喜马拉雅(STD)  |
| 前陆盆地      | 快速沉积环境          | 磨拉石沉积             | 地下水淋滤                              | 砂岩型         | U            | 巴基斯坦锡伐利克      |

汇聚背景之下,不同类型的金属矿床产出于自后陆至前陆所发育的构造-岩浆带、拆离断裂系、正断层系统、地堑-裂谷系等构造环境(表 3)。

4.3.1 后碰撞岩浆带与斑岩型 Cu-Mo 和 Mo 成矿系统

在许多碰撞造山带,钾质-超钾质岩组合是后碰撞岩浆作用的典型代表(Liegeois et al., 1998),产于主碰撞构造带边缘,多受两组断裂构造交汇部位控制。在西藏,它们沿冈底斯带发育,形成一条长达 1500 km 的中新世岩浆岩带(Turner et al., 1993; Ding et al., 2003; Williams, et al., 2004; Hou et al., 2004; 赵志丹等,2006)。超钾质(26~13Ma)和钾质岩浆(25~10Ma)分别起源于大陆之下的富集地幔(Turner et al., 1993; Miller et al., 1999)和加厚新生下地壳(Hou et al., 2004),可能与俯冲大陆岩石圈板片断离-拆沉和软流圈上涌过程有关(Miller et al., 1999; Maheo et al., 2002; Hou et al., 2004)。钾质岩主要以呈岩株、岩瘤产出,东西成带,平行于逆冲断裂分布,南北成串,受近 NS 向正断层控制。二长花岗斑岩和花岗斑岩作为主要含矿主岩(侯增谦等,2004),以高 K 钙碱性系列为主,

钾玄岩系列次之,显示埃达克岩地球化学亲和性(侯增谦等,2004; Hou et al., 2004)。斑岩岩浆活动高峰集中于 15±2Ma(芮宗瑶等,2003; Hou et al., 2004),辉钼矿 Re-Os 年龄变化于 14.0~17.6 Ma(侯增谦等,2003c; 芮宗瑶等,1984),证实斑岩岩浆-成矿系统紧随冈底斯岩基剥蚀(18~21Ma; Copeland et al., 1987)和磨拉石沉积之后(19~20Ma; Harrison et al., 1992),发生在后碰撞地壳伸展环境。与这些中新世斑岩有关的 Cu-Mo 矿化形成了著名的冈底斯巨型斑岩铜矿带,规模堪比西藏玉龙斑岩铜矿带(图 5;曲晓明等,2001;侯增谦等,2001,2004)。这些斑岩铜矿虽在热液蚀变、脉体类型、金属组合、流体演化等方面与岩浆弧环境斑岩铜矿显示出广泛的一致性矿(Yang et al., 2009),但其岩浆起源及富水和富 Cu 机制存在根本差异(侯增谦等,2007; Hou et al., 2009a)。

类似环境的斑岩成矿作用也广泛地发育于秦岭造山带,形成了著名的秦岭巨型斑岩钼矿带。这些斑岩岩浆活动集中于燕山期(154~136 Ma),呈带状展布于商丹缝合带北侧的逆冲构造带内,岩体就位于逆冲断裂与横切断层的交汇部位(张正伟等,

2001),类似于冈底斯斑岩铜矿带。斑岩钼矿成矿年龄介于 141~136Ma(黄典豪等,1994;李永峰等,2005),反映其形成于后碰撞伸展环境或后造山伸展环境。含 Mo 斑岩以花岗斑岩为主,高 K 钙碱性系列,既不同于石英二长岩型(岩浆弧)斑岩 Mo 矿,也不同于 Climax 型(裂谷)斑岩 Mo 矿(Rowe, 2005)。Sr-Nd-Pb 同位素资料表明,含 Mo 岩浆起源于古老的下地壳,没有显示明显的幔源物质贡献,成矿金属 Mo 主要来自于部分熔融的古老下地壳,并在岩浆上升过程中从围岩萃取少量的金属 Mo(侯增谦等,2009)。

值得说明的是,与后碰撞伸展有关的正断层系统,不仅控制了地壳来源的斑岩岩浆系统,而且有可能引起上地壳发生减压熔融,产生壳内部分熔融层(Nelson et al., 1996),后者驱动热水流体循环,可以形成热泉型 Li-Cs-Au 矿床(李振清等,2006),主体沿垂直碰撞带的正断层及其围限的裂谷带发育(图 8c)。

#### 4.3.2 陆内冲断褶带与热液脉型 Sb-Hg 多金属成矿系统

在主碰撞带内部的冲断褶带,逆冲断裂常常被这些正断层系统切割,形成棋盘格式构造系统,控制着许多热液多金属成矿系统的形成与发育。在拉萨地体北缘,沿改则-安多逆冲断裂带发育的小唐古拉南缘断裂被近 NS 向正断层切割,交汇部位控制了低温热液脉型 Sb 矿床的分布与就位,形成了藏北安多 Sb 矿带(图 5;余金杰,2001)。

类似环境的低温热液脉型多金属矿化带也发育在秦岭造山带的陆内冲断褶带及逆冲带内(涂光炽等,1986)。这些多金属矿化(As, Cu, Ag, Pb, Zn, Au)以 Hg-Sb 为主,成矿时代为燕山期,集中分布在朱夏逆冲断裂北侧,构成秦岭-中亚汞锑成矿带的重要组成部分(涂光炽等,1986),与安多 Sb 矿带类似。在桐柏-栾川地区,银多金属矿化大量发育,与斑岩钼矿带相伴产出,形成破山-银洞坡银铅锌多金属矿化带(陈衍景等,1992)。

特别值得述及的是,在秦岭造山带的陆内冲断褶带,金矿大量密集分布,集中产出于一系列逆冲断裂带控制的太古-元古宙变质地体或构造岩片内(陈衍景,2001),特别是伸展作用形成的变质核杂岩内。其中,构造蚀变岩型金矿受伸展构造控制,而石英脉型金矿则受控于同伸展期逆冲断层(张进江等,2001)。

#### 4.3.3 中央轴部带花岗岩与岩浆-热液 W-Sn 和 U 成矿系统

在对称式造山带,例如华里西造山带,后碰撞岩浆活动晚于峰期变质 40~50Ma,集中发育于中央轴部带,在变质基底和变质核杂岩区形成多条后碰撞花岗岩基和杂岩带。这些花岗岩主要是 S 型,部分为 S 与 I 混合型,其高度分异演化相伴生大量的 W-Sn 矿床。这些含 W-Sn 花岗岩主要为富 Al 阿拉斯加岩或富 Li 钠长花岗岩(Seltmann et al., 1994),W-Sn 矿化主要在花岗岩中呈网脉、脉群或单脉产出,伴有云英岩化蚀变。在法国中央地块,海西造山运动末期(后碰撞期)产出二云母花岗岩,遭受强烈的白云母化和钠长石化,伴随着大规模 U 矿化。U 矿体主要呈筒状或脉状产出,通常位于东西向逆冲断裂与南北向断层的交汇部位。据认为,U 从花岗岩中溶解出来,被富 CO<sub>2</sub> 流体搬运,在开放空间发生流体沸腾而形成沥青 U 矿(Mitchell et al., 1981)。

#### 4.3.4 前陆区构造拆离系与低温热液 Sb-Au 和 Pb-Zn-Sb 成矿系统

构造拆离系作为后碰撞伸展阶段的重要产物,主要发育在前陆区或前陆冲断带。在青藏高原,藏南拆离系(STDS)是一个沿喜马拉雅东西向延伸的北倾低角度正断层系统(图 5;Burg et al., 1984;Schaer et al., 1986;Burchfiel et al., 1992),始于 21~17 Ma,持续至 12 Ma。STDS 与康马-拉轨岗日拆离断层带构成一条规模巨大的、向北延伸到特提斯-喜马拉雅地体之下的巨型拆离带(许志琴等,2006)。在两拆离断层带之间,变质穹隆大量发育,构成长达 300km 的穹隆构造带,部分穹隆中央被中新世过铝花岗岩侵位(17.6~9.5Ma;Harrison et al., 1998),成为构造热穹隆。

藏南拆离系及其伴随的过铝花岗岩浆活动诱发了强烈的 Sb-Au 矿化,形成藏南 Sb-Au 成矿带(图 5 和图 8c;杨竹森等,2006)。围绕变质核杂岩,发育浪卡子式石英脉型和构造蚀变岩型 Au 矿,受核杂岩周缘剥离断层和 NS 向正断层联合控制;在变质核杂岩外围,发育马扎拉式石英脉型 Sb-Au 矿化,主要受 STD 派生的次级层间断层控制;远离变质核杂岩,发育沙拉岗式石英脉型 Sb 矿化,受层间断层与 NS 向正断层联合控制(杨竹森等,2006)。这些矿床伴有硅化、绢云母化、绿泥石化和碳酸盐化,但蚀变强度自变质核杂岩向外围逐渐减弱。流体包裹体和氢氧同位素资料表明,自变质核杂岩向外围,成

矿温度逐渐降低(300→250→200℃),岩浆水/大气水混合比例逐渐减小(杨竹森等,2006;Yang et al., 2009)。

#### 4.3.5 平行碰撞带的地堑-裂谷与相关成矿系统

平行碰撞带的地堑-裂谷主要发育于后碰撞的晚期阶段,主要在前陆冲断带形成山间槽盆甚至裂陷带(Mitchell et al., 1981)。在欧洲的华里西造山带,后碰撞伸展作用在前陆冲断带发育线状山间槽盆,即地堑或裂陷带(Dewey et al., 1973; Arthaud et al., 1977),其中充填陆相碎屑岩系,并伴有重熔花岗岩侵位。U 从 S 型花岗岩中淋滤出来,在古河道相碎屑岩系沉积,形成砂岩型 U 矿(Tischler et al., 1980)。

在一些增生造山带,由于单向或侧向拼贴增生带边界的构造薄弱性,后碰撞伸展作用直接导致地壳裂陷,形成一系列裂谷带或裂陷槽。如在中亚造山带,石炭-二叠纪裂陷槽系统主要发育在古缝合带附近,伴随双峰岩石组合发育,形成层控型 Fe-Cu 多金属矿床,伴随镁铁-超镁铁质岩套发育,产生 Cu-Ni 硫化物矿床和 V-Ti 磁铁矿床(王京彬等, 2006)。在三江地区金沙江造山带,后碰撞伸展作用主要发生在后陆弧后区,形成晚三叠世上叠盆地,伴随双峰岩石组合,形成火山成因块状硫化物 Cu 矿(Hou et al., 2003b)。

显然,后碰撞伸展成矿作用虽然仍发育在主碰撞期形成的诸构造单元之上,但其成矿环境和矿化类型却大相径庭。例如,在主碰撞构造岩浆带,后碰撞岩浆系统以富钾埃达克岩为特征,形成斑岩型 Cu 矿或 Mo 矿;在中央轴部带,后碰撞岩浆系统以淡色花岗岩和过铝花岗岩为特征,其不仅形成 W-Sn 和 U 矿,而且促使 CO<sub>2</sub> 流体淋滤金属 U,形成砂岩型 U 矿。在前陆冲断带,虽然也产出淡色花岗岩和过铝花岗岩,但其主要作为热机,驱动地热流体对流循环,形成 Au 和 Sb-Au 矿床(Yang et al., 2009)。后碰撞伸展引起的平行碰撞带的构造拆离系统和变质核杂岩以及垂直碰撞带的正断层系统和裂谷裂陷带对成矿至关重要,它们不仅导致大量 Au 矿形成,同时导致大量 Sb、Hg、Ag 多金属集聚成矿。

## 5 大陆碰撞成矿系统的发育机制

### 5.1 主碰撞汇聚期成矿作用

图 3A 示意性展示了主碰撞汇聚环境的主要成矿环境与成矿作用的概念模型。陆-陆沿原来的古缝合带对接碰撞及随之俯冲,大陆俯冲板片大致在

200~600℃下发生绿片岩相-角闪岩相变质,产生富 CO<sub>2</sub> 的变质流体(Kerrick et al., 2001),后者沿缝合带(逆冲断裂带)等深大断裂向上迁移,并从附近浅变质地层及蛇绿混杂岩系淋滤 Au,形成含 Au 成矿流体。在挤压向伸展转化的减压环境(陈衍景, 1996),成矿流体在剪切构造带及韧/脆性转换部位积聚卸载(Goldfarb et al., 1993, 1998),形成造山型 Au 矿;在逆冲推覆构造系统的复理石建造或火山-沉积岩构造岩片内部,或在构造岩片的次生裂隙系统内积聚卸载,形成类卡林型金矿(张复新等, 2001)。

伴随着大陆板片的持续俯冲,不论是前陆冲断带还是主碰撞带边缘皆因逆冲作用而使地壳缩短加厚。在前陆冲断带,逆冲楔脱水交代上覆地壳物质,可引起地壳重融,产生壳源花岗岩浆;在碰撞带边缘,仰冲大陆板片向前陆强烈逆冲,摩擦热诱发上覆地壳深融,也可以产生壳源花岗岩浆。由于 Sn、W、稀有金属元素在逆冲楔或俯冲板片脱水流体中相对富集,加之对壳源长英质岩浆的亲水性(Seltmann et al., 1994),含水的壳源花岗岩浆在充分的结晶分异晚期,分凝出富含这些金属的正岩浆流体,导致 Sn-W-稀有金属矿床的形成。

大陆板片持续俯冲至一定深度,其前缘的俯冲大洋板片因密度加大而与之发生断离,诱发软流圈透过断离窗(Broken window)上涌并熔融,熔融体大量底侵于下地壳底部,并经历 MASH 过程,产生高  $f_{O_2}$  的壳/幔混源花岗岩浆(侯增谦等, 2006a)。这套岩浆系统之所以产生 Cu、Au、Mo 多金属成矿作用,其根本原因是:①长英质岩浆与镁铁质岩浆混合获取了大量 S 和金属(Hattori et al., 2001);② MASH 过程使混合均一的岩浆更加富挥发分、S 和亲 Cu 元素(Richards, 2003);③这种岩浆的高氧逸度( $f_{O_2}$ ),导致亲硫化物的金属 Cu、Au、Mo、Fe 等显示不相容元素行为(Richards, 1995; 2003),最后集聚在岩浆演化晚期的残余熔体中,发育成富含 Cu-Au-Mo-Fe 的岩浆-热液系统。在应力松弛阶段,岩浆深成侵位并分凝出正岩浆流体,在与碳酸盐围岩接触带发育夕卡岩型 Cu-Au 多金属矿床,在上覆围岩碎屑岩建造内的层间滑脱带形成 Pb-Zn-Ag 矿床;以下地壳来源为主的岩浆浅成侵位并分凝岩浆流体,形成斑岩型 Mo 矿床(图 3a)。

陆-陆对接与碰撞,势必导致碰撞造山带排泄出大量的流体。Oliver (1992)提出,在陆-陆碰撞阶段,来自增生楔的大量流体携带热能、矿物质和有机

质,沿俯冲带(逆冲带)向前陆方向运移,在前陆盆地形成 MVT 型 Pb-Zn 矿和与之伴生的油气田。近年研究证实,世界上多数 MVT 铅锌矿床都是由大规模成矿流体在相邻造山带重力驱动下流经前陆盆地时发生金属硫化物沉淀形成的(Garven,1985;Ge et al.,1992;Appold et al.,1999)。前陆盆地接受的巨厚碳酸盐岩沉积,为 MVT 铅锌矿矿化准备了围岩条件;碰撞过程中,造山带下部被动边缘弯曲,碳酸盐岩台地发生伸展,形成正断层,为成矿流体迁移创造了通道;碰撞减慢到停止,前陆盆地填满,造山带被剥蚀卸载,此后雨水等再注入形成完整的区域流体系统,并向前陆盆地大规模迁移,形成 MVT 矿床(Bradley et al.,2003;Leach et al.,2005)。

## 5.2 晚碰撞构造转换期成矿作用

大陆碰撞与持续俯冲必然产生岩石圈的大量缩短和巨大应变,势必通过类似转换断层功能的构造转换带来进行调节。这个构造转换调节带主要发育于正向碰撞带的侧翼,如青藏高原东缘(Dewey et al.,1989),以发生大规模走滑断裂系统(剪切、逃逸)、逆冲推覆构造系统(内部变形)和块体旋转为特征。

在构造转换调节带,地块内部变形作为调节碰撞应变的一种重要方式,常常形成逆冲推覆构造系统或挤压褶皱带。例如,在兰坪褶皱带,其第三纪盆地具有前陆盆地特征(Wang et al.,2001),始新世以来的区域压扭作用,使碰撞前的中生代地层系统叠覆于前陆盆地之上,构成逆冲推覆构造系统(He et al.,2009)。在造山带重力或挤压动力驱动下,区域流体(或盆地卤水)沿逆冲推覆构造下方的拆离滑脱带长距离向前陆盆地方向运移,运移过程中淋滤周围围岩的金属物质,演变成高盐度、富金属的低温成矿流体(侯增谦等,2008a)。在逆冲与走滑转换期,这些成矿流体在压扭/张扭应力作用下快速排泄,通过主逆冲断裂或平移断层垂向沟通,汇聚于逆冲构造派生的次级构造部位(如构造穹窿、张性构造、反冲构造、层间滑脱构造等),发育贱金属流体成矿系统,形成不同样式的 Pb-Zn-Cu-Ag 矿床,如在碳酸盐建造内形成似 MVT 型 Pb-Zn 矿床,在碎屑岩建造内形成 Zn-Pb 矿床,在红层内形成 Cu-Ag 矿床(图 3b;侯增谦等,2008a)。

持续的陆内俯冲可能诱发了 SCLM 之下软流圈上涌(钟大赉等,2001),从而为 SCLM 部分熔融提供了必要的热能,而深切岩石圈的走滑断裂加速了 SCLM 减压熔融(图 3b;Hou et al.,2005),因此

在构造转换带形成以幔源和壳幔混源岩浆为主的火成岩省(带)(图 3b)。这些起源于 SCLM 富集地幔或壳幔过渡带的钾质岩浆(Chung et al.,1998;Wang et al.,2001;Hou et al.,2003,2006a;Guo et al.,2005;Jiang et al.,2006),在深部地壳可能沿走滑断裂系统深部的韧性剪切带上升,呈岩墙式上升侵位;在浅部地壳受走滑断裂输导,发育成大型岩浆房(图 3b;Richard,2003)。在局部拉张和应力释放环境下,长英质岩浆房分凝出成矿的岩浆流体,发育成斑岩岩浆-热液成矿系统(Hou et al.,2003a)。来自壳幔过渡带的二长花岗斑岩岩浆分凝富 Cu 流体,形成斑岩铜矿(Hou et al.,2007b);来自富集地幔的正长斑岩质岩浆分凝出富 Au 流体,形成斑岩金矿(Xue et al.,2007)。遭受地壳物质深循环的 SCLM 富集部分熔融产生富 CO<sub>2</sub> 的硅酸盐熔体(Hou et al.,2006b),后者在上升过程中发生不混溶作用,派生出富含 REE 的成矿流体(牛贺才等,1994;Xie et al.,2008;Hou et al.,2009b),形成与碳酸岩-碱性岩杂岩有关的 REE 矿床(图 3b;袁忠信等,1995;阳正熙等,2000;侯增谦等,2008b)。

在大规模走滑断裂带的深部系统,主要形成韧性和韧脆性剪切带,并伴有幔源岩浆就位和麻粒岩相-绿片岩相变质。这种强烈剪切与变质作用产生富 CO<sub>2</sub> 的变质成矿流体,沿韧性剪切带上升,在深部韧-脆性转换部分形成脉型 Au±As 矿,在浅部脆性裂隙内形成 Au±Sb 矿床(图 3b;Goldfarb et al.,1998;Sun et al.,2009)。

## 5.3 后碰撞地壳伸展期成矿作用

在大陆岩石圈持续俯冲的晚期阶段,往往发生以俯冲板片断离、岩石圈拆沉和地幔减薄为特征的深部过程,导致了后碰撞地壳伸展环境的形成发育(图 3C)。

板片断离(Maheo et al.,2002;Hou et al.,2004;赵志丹等,2006;陈建林等,2006)甚至撕裂(侯增谦等,2006e)常常出现于大陆岩石圈的俯冲前缘,其直接结果导致软流圈穿过断离窗上涌,诱发含大量地幔组分的新生镁铁质下地壳部分熔融,产生含 Cu、富水、高  $f_{O_2}$  的埃达克质岩浆熔体(Hou et al.,2004),发育在主碰撞带,形成规模巨大的斑岩岩浆带。在部分熔融过程中,下地壳源区的角闪石发生分解将释放出大量流体,使岩浆熔体富水并保持于高氧化状态,成为斑岩铜矿的潜在含矿岩浆(侯增谦等,2005)。这些高  $f_{O_2}$  岩浆在浅部地壳(5~

7km)常常发育大型岩浆房,并排泄出高氧逸度含Cu岩浆流体,形成斑岩岩浆-热液成矿系统(图3C;杨志明等,2008;杨志明等,2009)。软流圈上涌也可以导致正常的下地壳部分熔融,产生含Mo岩浆,后者在漫长的运移上升过程中将吸纳和萃取地壳中的Mo,并在充分的结晶分异过程中分凝出富Mo的岩浆流体(侯增谦等,2009),形成斑岩型Mo矿(图3c)。

大陆岩石圈俯冲断离和软流圈上涌,很可能促进地幔减薄和岩石圈拆沉。其直接结果引起地壳强烈伸展,相继形成了垂直碰撞带的正断层系统和裂谷-断裂系以及平行碰撞带的裂谷地堑和山间槽盆。横切碰撞带的正断层系统与早期形成的逆冲断裂带的交汇部位,不仅严格地控制斑岩岩浆-热液系统的发育部位和斑岩型Cu矿及Mo矿的定位空间,而且通常成为区域流体的排泄位置和汇聚空间,控制了Sb、Hg、Ag多金属矿床的形成和分布(图3C)。这些区域流体常常沿逆冲推覆构造系统的深部滑脱带长距离迁移汇聚,沿途通过水/岩反应从围岩中“清扫”一些地球化学活跃的金属(Sb、Hg、As、Au、Ag等),在前锋带部位因横切正断层的交叉汇聚,而发生大量排泄和金属淀积,形成Sb矿床、Hg-Sb矿床乃至Pb-Zn-Cu-Ag矿床等(孟祥金等,2007)。垂直碰撞带的正断层及其裂谷-断裂系的发育,还可以引起中上地壳减压熔融,形成部分熔融层,即岩浆房(Nelson et al., 1996),驱动现代热水流体发生对流循环(侯增谦等, 2004c),并与花岗岩发生水/岩反应,形成热泉型Cs-Au矿(郑绵平等,1995)。在平行于碰撞带的山间槽盆,区域流体和/或地下水淋滤壳源花岗岩的U,并沉积于古河道相砂岩建造内,可以形成砂岩型U矿(Mitchell et al., 1981)。

后碰撞伸展阶段的另一重要事件是拆离构造系的发育。构造拆离系可能主要发育在前陆冲断带,如青藏高原(Burchfiel et al., 1992),也可以发育在后陆冲断褶带,如秦岭造山带(Zhang et al., 1999),形成一系列平行碰撞带的缓倾张性正断层,并剥露出大量变质核杂岩,后者常常被后碰撞壳源花岗岩中心式侵入,形成大量构造热穹窿(图3c)。以热穹窿中心的壳源花岗岩可以作为“热机”,驱动区域性地热流体对流循环系统。自热液中心向外围,成矿流体由岩浆水向建造水+天水混合流体演变,成矿物质由岩浆贡献向地层贡献递变,相应的矿化出现Au→Au-Sb→Sb分带(图3C;杨竹森等,2006;Yang et al., 2009)。

**致谢:**本研究受国家基础研究规划973项目“印度-亚洲大陆主碰撞带成矿作用”(2002CB41260)资助。此文是973项目的集成性成果之一,是参与项目研究的全体科研人员的集体研究成果。研究及成文过程中,得到项目专家组成员翟裕生院士、钟大赉院士、滕吉文院士、郑绵平院士、莫宣学院士以及潘桂棠研究员、王安建研究员和吕庆田研究员及科技部联系专家李廷栋院士、丁国瑜院士和许东禹研究员和首席科学家王二七研究员的指导。翟裕生院士、郝梓国研究员详细阅读了此文,并提出了许多宝贵的修改意见,使本人受益匪浅。在此一并表示衷心感谢。

## 参 考 文 献

- 陈建林, 许继峰, 康志强, 王保弟. 2006. 青藏高原西部措勤县地区中新世布嘎寺组钾质火山岩成因. 岩石学报, 22(3): 585~594.
- 陈衍景. 1996. 陆内碰撞造山体制的流体演化模式: 理论推导和东秦岭金矿氧同位素证据. 地学前缘, 3: 282~289.
- 陈衍景. 2001. 碰撞造山体制的流体作用与成矿效应——东秦岭金矿床成矿流体研究的意义. 大陆动力学与成矿作用(陈衍景、张静、赖勇主编), 北京: 地震出版社, 133~147.
- 陈衍景, 富士谷. 1992. 豫西金矿成矿规律. 地质出版社: 北京, 1~234.
- 丁林, 岳雅慧, 蔡福龙, 等. 2006. 西藏拉萨地块高镁朝钾质火山岩即对南北向裂谷形成时间和切割深度的制约. 地质学报, 80: 1252~1261.
- 董方浏, 侯增谦, 高永丰, 曾普胜, 蒋成兴. 2006. 滇西腾冲新生代花岗岩: 成因类型与构造应用. 岩石学报, 22(4): 927~937.
- 何龙清, 陈开旭, 余凤鸣, 魏君奇. 2004. 云南兰坪盆地推覆构造及其控矿作用. 地质与勘探, 40: 7~12.
- 侯增谦, 高永丰, 孟祥金, 等. 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, 吕庆田, 王安建, 等. 2003a. 试论陆-陆碰撞与成矿作用——以青藏高原造山带为例. 矿床地质, 22: 319~334.
- 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, 潘桂棠, 王安建, 等. 2006b. 青藏高原碰撞造山带: II. 晚碰撞转换成矿作用. 矿床地质, 25(5): 521~533.
- 侯增谦, 曲晓明, 王淑贤, 等. 2003c. 西藏高原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(D辑), 33: 609~618.
- 侯增谦, 杨竹森, 徐文艺, 等. 2006a. 青藏高原碰撞造山带: I. 主碰撞造山成矿作用. 矿床地质, 25(4): 337~358.
- 侯增谦, 赵志丹, 高永丰, 等. 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, 莫宣学, 高永丰, 等. 2006d. 印度大陆与亚洲大陆早期碰撞过程与动力学模型: 来自西藏冈底斯新生代火成岩证据. 地质学报, 80(9): 1233~1248.
- 侯增谦, 莫宣学, 高永丰, 等. 2003b. 埃达克岩(Adakite): 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, 杨竹森, 等. 2006c. 青藏高原碰撞造山带: III. 后碰撞伸展成矿作用. 矿床地质, 25(6): 629~651.

侯增谦, 宋玉财, 李政, 王召林, 杨志明, 杨竹森, 刘英超, 田世洪, 何龙清, 陈开旭. 2008a. 青藏高原碰撞造山带 Pb-Zn-Ag 矿床新类型: 成矿基本特征与构造控矿模型. 矿床地质, 27: 123~144.

侯增谦, 田世洪, 谢玉玲, 袁忠信, 杨竹森, 杨志明, 尹淑辛, 费红彩, 邹天人, 李小渝. 2008b. 川西冕宁-德昌喜马拉雅期稀土成矿带: 矿床地质特征与区域成矿模型. 矿床地质, 27: 145~176.

侯增谦, 杨志明, 曲晓明, 潘小菲. 2007. 试论大陆环境斑岩铜矿. 现代地质, 21(02): 332~351.

胡瑞忠, Turner G, Burnard P. 1999. 哀牢山金矿带成矿流体 He 和 Ar 同位素地球化学. 中国科学, 29: 321~330.

胡云中, 唐尚鹑, 王海平, 杨岳清, 邓坚. 1995. 哀牢山金矿地质. 地质出版社: 北京, 278.

黄典豪. 1984. 东秦岭钼矿床铅同位素特征及成矿物质初探. 矿床地质, 3: 20~27.

黄典豪, 吴澄宇, 杜安道, 何红寥. 1994. 东秦岭地区钼矿床的铼-钼同位素年龄及其地质意义. 矿床地质, 13: 221~230.

江思宏, 聂凤军, 刘翼飞. 2008. 西藏马攸木金矿床的矿床类型讨论. 矿床地质, 27: 220~229.

李光明, 秦克章, 丁奎首等. 2006. 冈底斯东段南部第三纪夕卡岩型 Cu-Au-Mo 矿床地质特征、矿物组合及其深部找矿意义. 地质学报, 80: 1407~1421.

李亚林, 王成善, 伊海生, 刘志飞, 李勇. 2006. 西藏北部新生代大型逆冲推覆构造与唐古拉山的隆起. 地质学报, 80: 1118~1130.

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、成矿时代及其动力学背景. 矿床地质, 24: 292~304.

李振清, 侯增谦, 聂凤军等. 2006. 西藏地热活动中铈的富集过程探讨. 地质学报, 80: 1457~1464.

刘俊来, 宋志杰, 曹淑云, 翟云峰, 王安建, 高兰, 修群业, 曹殿华. 2006. 印度-欧亚侧向碰撞带构造-岩浆演化的动力学背景与过程—以藏东三江地区构造演化为例. 岩石学报, 22(4): 775~786.

刘增乾, 李兴振, 叶庆同, 罗建宁, 沈致富, 杨岳清. 1993. 三江地区构造岩浆带的划分与矿产分布规律. 北京: 地质出版社. 1~243.

孟祥金, 侯增谦, 叶培盛, 杨竹森, 李振清, 高永丰. 2007. 西藏冈底斯银多金属矿化带的基本特征与成矿远景分析. 矿床地质, 26(2): 153~162.

莫宣学, 赵志丹, 邓晋福. 2003. 印度—亚洲大陆主碰撞过程与火山作用响应. 地学前缘, 10(3): 135~148.

聂凤军, 胡朋, 江思宏, 李振清, 刘妍, 周永章. 2005. 藏南地区金和锑矿床(点)类型及其时空分布特征. 地质学报, 79: 373~385.

牛贺才, 林传仙. 1994. 论四川冕宁稀土矿床的成因. 矿床地质, 13(4): 345~353.

蒲广平. 2001. 攀西地区稀土成矿历史演化与喜马拉雅期成矿基本特征. 见: 陈毓川, 王登红主编. 喜马拉雅期内生成矿作用研究. 北京: 地震出版社. 104~116.

曲晓明, 侯增谦, 黄卫. 2001. 冈底斯斑岩铜矿成矿带: 西藏第二条玉龙铜矿带? 矿床地质, 20: 355~366.

芮宗瑶, 曲晓明, 侯增谦, 张立生, 王龙生, 刘玉琳. 2003. 冈底斯斑岩铜矿成矿时代及青藏高原隆升. 矿床地质, 21: 217~225.

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, 1~350.

盛中烈, 罗铭玖, 李良骏. 1980. 豫西斑岩钼矿带的基本地质特征及主要成矿控制因素. 地质学报, 54: 300~309.

汤中立, 钱壮志, 姜常义, 等. 2006. 中国镍铜铂岩浆硫化物矿床与成矿预测. 地质出版社: 北京, 1~304.

唐菊兴, 陈毓川, 王登红, 王成辉, 许远平, 屈文俊, 黄卫, 黄勇. 2009. 西藏工布江达县沙让斑岩钼矿床辉钼矿铼-钼同位素年龄及其地质意义. 地质学报, 83(5): 698~704.

唐仁鲤, 罗怀松, 等. 1995. 西藏玉龙斑岩铜(钼)矿带地质. 北京: 地质出版社. 1~320.

田世洪, 侯增谦, 杨竹森, 陈文, 杨志明, 袁忠信, 谢玉玲, 费红彩, 尹淑辛, 刘英超, 李政, 李小渝. 2008b. 川西冕宁-德昌稀土成矿带成矿年代学研究: 热液系统维系时限和构造控矿模型约束. 矿床地质, 27: 177~187.

田世洪, 侯增谦, 杨竹森, 杨志明, 袁忠信, 王彦斌, 谢玉玲, 刘英超, 李政. 2008a. 四川大陆槽稀土矿床碳酸岩-英碱正长岩锆石 U-Pb 年代学和 Hf 同位素性质及其地质意义. 岩石学报, 24: 544~554.

涂光炽, 丁抗. 1986. 全球性第三条汞锑矿带——秦岭-中亚细亚汞锑成矿带. 见: 地球化学文集, 北京: 科学出版社, 8~13.

王安建, 高兰, 刘俊来, 等. 2007. 论兰坪金顶超大型铅锌矿容矿角砾岩的成因. 地质学报, 81: 891~897.

王京彬, 徐新. 2006. 新疆北部后碰撞构造演化与成矿. 地质学报, 80: 23~31.

熊德信, 孙晓明, 翟伟, 等. 2006. 云南大坪金矿含金石英脉中高结晶度石墨包裹体: 下地壳麻粒岩相变质流体参与成矿的证据. 地质学报, 80: 1448~1456.

许志琴, 崔军文, 张建新. 1996. 大陆山链变形构造动力学. 冶金工业出版社: 北京, 246.

许志琴, 杨经绥, 李海兵, 张建新, 曾令森, 姜枚. 2006. 青藏高原与大陆动力学——地体拼合、碰撞造山即高原隆升的深部驱动力. 中国地质, 33: 221~238.

阳正熙, Williams-Jones Anthony E, 蒲广平. 2000. 四川冕宁牦牛坪轻稀土矿床地质特征. 矿物岩石, 20(2): 28~34.

杨志明, 侯增谦, 李振清, 宋玉财, 谢玉玲. 2008. 西藏驱龙斑岩铜钼矿床中 UST 石英的发现: 出溶岩浆流体的直接记录. 矿床地质, 27: 188~199.

杨志明, 侯增谦. 2009. 西藏驱龙超大型斑岩铜矿的成因: 流体包裹体及 H-O 同位素证据. 地质学报, 83(12): 1838~1859.

杨竹森, 侯增谦, 高伟, 等. 2006. 藏南拆离系锑金成矿特征与成矿模式. 地质学报, 80: 1377~1391.

余金杰. 2001. 藏北锑矿带矿床地质特征及与藏南锑矿带粗略对比. 中国地质科学院博士学位论文, 1~102.

袁忠信, 施泽民, 白鸽, 吴澄宇, 池汝安, 李小渝. 1995. 四川冕宁牦牛坪轻稀土矿床. 北京: 地震出版社. 1~150.

岳雅惠, 丁林. 2006. 西藏林周基性岩脉的  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  年代学、地球化学及其成因. 岩石学报, 22: 855~866.

翟明国, 朱日祥, 刘建明, 等. 2003. 华北东部中生代构造体制转折的关键时限. 中国科学, 33: 913~920.

张复新. 2001. 秦岭造山带金矿类型与地质构造背景. 见: 陈衍景, 张静, 赖勇主编. 大陆动力学与成矿作用, 北京: 地震出版社, 90~99.

张复新, 张静. 2001. 金龙山-丘陵卡林型金矿床地质地球化学特征及其成矿动力学机制. 见: 陈衍景, 张静, 赖勇主编. 大陆动力学与成矿作用, 北京: 地震出版社, 119~132.

张国伟, 孟庆任, 赖绍聪. 1995. 秦岭造山带的结构构造. 中国科学, 25: 994~1003.

张国伟, 孟庆任, 于在平, 孙勇, 周鼎武, 郭安林. 1996. 秦岭造山

- 带的造山过程及其动力学特征. 中国科学, 26: 193~200.
- 张进江, 郑亚东. 2001. 小秦岭金矿田中生代构造演化与矿床形成. 见:陈衍景,张静,赖男主编. 大陆动力学与成矿作用,北京:地震出版社, 110~118.
- 张正伟, 邓军. 2001. 东秦岭钼矿带成矿背景与含矿岩体特征. 见:陈衍景,张静,赖男主编. 大陆动力学与成矿作用,北京:地震出版社, 100~109.
- 赵志丹, 莫宣学, Nomade S, Renne P R, 周肃, 董国臣, 王亮亮, 朱弟成, 廖忠礼. 2006. 青藏高原拉萨地块碰撞后超钾质岩石的时空分布及其意义. 岩石学报, 22: 787~794.
- 郑绵平, 王秋霞, 多吉. 1995. 水热成矿新类型——西藏铯硅华矿床. 北京:地质出版社. 1~114.
- 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, 30(增): 1~8.
- 钟大赉, 丁林, 刘福田, 刘建华, 张进江, 季建清, 陈辉. 2001. 造山带岩石层多向层架构造及其对新生代岩浆活动制约——以三江及邻区为例. 中国科学(D辑), 30(增刊): 1~8.
- Appold M S, Garven G. 1999. The hydrology of ore formation in the Southeast Missouri District: numerical models of topography-driven fluid flow during the Ouachita Orogen. *Economic Geology*, 94: 913~936.
- Arndt N T, Leshner C M, Czamanske G K. 2005. mantle-derived magmas and magmatic Ni-Cu-(PGE) deposits. *Economic Geology 100<sup>th</sup> Anniversary Volume*, 5~24.
- Arthaud F, Matte P. 1977. Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern America: result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 88: 1305~1320.
- Barley M E, Groves D I. 1992. Supercontinental cycles and the distribution of metal deposits through time. *Geology*, 20: 291~294.
- Barnes S J, Lightfoot P C. 2005. Formation of magmatic nickel sulfide ore deposits and processes affecting their copper and platinum group element contents. *Economic Geology 100<sup>th</sup> Anniversary Volume*, 179~214.
- Basuki N I, Spooner. 2002. A review of fluid inclusion temperatures and salinities in Mississippi Valley-type Pb-Zn deposits: Identifying thresholds for metal transport. *Exploration and Mining Geology*, 11: 1~17.
- Bierlein F P, Groves D I, Goldfarb R J, Dube B. 2006. Lithospheric controls on the formation of provinces hosting giant orogenic gold deposits. *Mineralium Deposita*, 40: 847~887.
- Blisniuk P M, Hacker B, Glodny J, et al. 2001. Normal faulting in central Tibet since at least 13.5 Ma ago. *Nature*, 412: 628~632.
- Bradley D C, Leach D L. 2003. Tectonic controls of Mississippi Valley-type lead-zinc mineralization in orogenic forelands. *Mineralium Deposita*, 38: 652~667.
- Burbank DW, Beck RA, Mulder T. 1996. The Himalayan foreland basin. In *The Tectonics of Asia*. Eds. Yin A and Harrison TM, Cambridge University Press. New York, 149~188.
- Burchfiel B C, Chen Z, Hodges K V, Liu Y, Royden L H, Deng C, Xu J. 1992. The south Tibetan detachment system, Himalayan orogen: extension contemporaneous with and parallel to shortening in a collisional mountain belt; Geological Society of America Special Paper, 269:1~41.
- Burg J P, Chen G M.1984. Tectonics and structural formation of southern Tibet. *Nature*, 311: 219~223.
- Choukorune P, ECORS Team. 1989. The ECORS Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt. *Tectonics*, 8: 23~39.
- Choukroune P. 1992. Tectonic Evolution of the Pyrenees. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 20: 143~158.
- Chung S L, Liu D, Ji J, Chu M F, Lee H Y, Wen D J, Lo C H, Lee T Y, Qian Q and Zhang Q. 2003. Adakites from continental collision zones: melting of thickened lower crust beneath southern Tibet. *Geology*, 31: 1021~1024.
- Chung S L, Lo C H, Lee T Y, Zhang Y Q, Xie Y W, Li X H, Wang K L, Wang P L. 1998. Disynchronous uplift of the Tibetan plateau starting from 40 My ago. *Nature*, 349: 769~773.
- Cline J S, Hofstera A H, Muntean J L, Tosdal R M, Hickey K A. 2005. Carlin-type gold deposits in Nevada: critical geological characteristics and viable models. *Economic Geology 100<sup>th</sup> Anniversary Volume*, 451~484.
- Clout J F M, Simonson B M. 2005. Precambrian iron formations and iron formation-hosted iron ore deposits. *Economic Geology 100<sup>th</sup> Anniversary Volume*, 215~250.
- Coleman M and Hodges K. 1995. Evidence for Tibetan Plateau uplift before 14 Ma ago from a new minimum age for east-west extension. *Nature*, 374: 49~52.
- Copeland P H, Harrison T M, Kidd W S F, Xu R H, Zhang Y Q. 1987. Rapid early Miocene acceleration of uplift in the Gangdese belt, Xizang (south Tibet) and its bearing on accommodation mechanism of the India-Asia collision. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 86: 240~252.
- 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.
- Cunningham C G, Austin G W, Naeser C W, Rye R O, Ballantyne G H, Stamm R G, Barker C E. 2004. Formation of paleothermal anomaly and disseminated gold deposits associated with the Bingham Canyon porphyry Cu-Au-Mo systems, Utah. *Economic Geology*, 99: 789~806.
- Dewey J F, Burke K C. 1973. Tibetan, Variscan and Precambrian basement reactivity: products of continental collision. *Jour. Geol.*, 81: 683~692.
- Dewey J F, Shackleton RM, Chang C, et al. 1989. The tectonic evolution of the Tibetan Plateau. *Philosophical Transactions of the Royal Society, London*. A327: 379~413.
- Ding L, Kapp P, Zhong D L and Deng W M. 2003. Cenozoic volcanism in Tibet: Evidence for a transition from oceanic to continental subduction. *Journal of Petrology*, 44: 1835~1865.
- Ding L, Kapp P, Zhong D, Deng W. 2005. Paleocene-Eocene record of ophiolite obduction and initial India-Asian collision, south central Tibet. *Tectonics*, 24: 1~18.
- Franklin J M, Gibson H L, Jonasson I R, Galley A G. 2005. Volcanogenic massive sulfide deposits. *Economic Geology 100<sup>th</sup> Anniversary Volume*, 523~560.
- Gao Yongfeng, Hou Zengqian, Wei Ruihua, Meng Xiangjin, Yang Zhushen. 2008. Eocene high-MgO volcanism in southern Tibet: New constraints for mantle source characteristics and deep processes. *Lithos*, Doi:10.1016/j.lithos.2008.02.2008.
- Gao Y F, Hou Z Q, Kamber B S, Wei R H, Meng X J, Zhao R S. 2007a. Lamproitic rocks from a continental collision zone: Evidence for recycling of subducted Tethyan oceanic sediments

- in the mantle beneath southern Tibet. *Journal of Petrol.*, 48 (4): 729~752.
- Gao Y F, Hou Z Q, Kamber B S, Wei R H, Meng X J, Zhao R S. 2007b. Adakite-like porphyries from the southern Tibetan continental collision zones: evidence for slab melt metasomatism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 153 (1): 105~120.
- Garven G. 1985. The role of regional fluid flow in the genesis of the Pine Point deposit, Western Canada Sedimentary Basin. *Economic Geology*, 80: 307~324.
- Ge S, Garven G. 1992. Hydromechanical modeling of tectonically-driven groundwater flow with application to the Arkoma basin. *J Geophys Res*, 97: 9119~9144.
- Goldfarb R J, Groves D I, Gradoli S. 2001. Orogenic gold and geologic time: a global synthesis. *Ore Geology Reviews*, 18: 1~75.
- Goldfarb R J, Baker T, Dube B, Groves D I, Hart C J R, Gosselin P. 2005. Distribution, character and genesis of gold deposits in metamorphic terrane. *Economic Geology 100<sup>th</sup> Anniversary Volume*, 407~450.
- Goldfarb R J, Phillips G N, Nokleberg W J. 1998. Tectonic setting of synorogenic gold deposits of the Pacific Rim. *Ore Geol. Rev.*, 13: 185~218.
- Goldfarb R J, Snee L W, Pickthorn W J. 1993. Orogenesis, high-T thermal events, and gold vein formation within metamorphic rocks of the Alaskan Cordillera. *Mineralogy Magazine*, 57: 375~394.
- Graseman B, Vannay J C. 1999. Flow controlled inverted metamorphism in shear zones. *Jour. Stru. Geol.*, 21: 743~750.
- Grove D I, Condie K C, Goldfarb R J, Hronsky J M A, Vielreicher R M. 2005. Secular changes in global tectonic processes and their influence on the temporal distribution of gold-bearing mineral deposits. *Economic Geology 100<sup>th</sup> Anniversary Volume*, 203~224.
- Groves D I, Bierlein F P. 2007. Geodynamic settings of mineral deposit systems. *Journal of the Geological Society, London*, 164: 19~30.
- Groves D I, Goldfarb R J, Gebre-Mariam M, Hagemann S G, Robert F. 1998. Orogenic gold deposits- a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit type. *Ore Geology Reviews*, 13: 7~27.
- Groves D I, Goldfarb R J, Hart C J R. 2003. Gold deposits in metaorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significant. *Economic Geology*, 98: 1~29.
- Guild P M. 1972. Metallogeny and the global tectonics. 24<sup>th</sup> IGC proceeding, 4: 17~24.
- Guo Z T, Hertogen J, Liu J Q, Pasteels P, Boven A, Punzalan L, He H Y, Luo X J and Zhang W H. 2005. Potassic magmatism in western Sichuan and Yunnan provinces, SE Tibet, China: Petrological and geochemical constraints on petrogenesis. *Journal of Petrology*, 46: 33~78.
- Harris N, Inger S, Massey J. 1993. The role of fluids in the formation of High Himalayan leuogranites. In: Searle, M. P. and Treloar, P. J. (eds) *Himalayan Tectonics. Geological Society, London, Special Publication*, 74: 391~400.
- Harris N B W, Pearce J A, Tindle A G. 1986. Geochemical characteristics of collisional zone magmatism. In: Cowd M P, Ries AC (eds.) *Collision Tectonics. Geol. Soc. Special Publ.*, 19: 67~81.
- Harrison T M, Coplend P, Kidd W S F, Yin A. 1992. Raising Tibet. *Science*, 255: 1663~1670.
- Harrison T M, Grove M, Lovera O M, Catlos E J. 1998. A model for the origin of Himalayan anatexis and inverted metamorphism. *Jour. Geophys. Res.*, 103: 27017~27032.
- Hart C J W, Mair J L, Goldfarb R J, Groves D I. 2004. Source and redox controls on metallogenic variation in intrusion-related ore systems, Tombstone-Tungsten Belt, Yukon Territory, Canada. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 95: 339~356.
- Hattori K H, Keith J D. 2001. Contribution of mafic melt to porphyry copper mineralization: evidence from Mount Pinatubo, Philippines, and Bingham Canyon, Utah, USA. *Mineralium Deposita*, 36: 799~806.
- He Longqing, Chen Kaixu, Hou Zengqian, Song Yucai. 2009. The Himalayan Zn-Pb-Cu-Ag Deposits Controlled by Thrust Systems in the Lanping Foreland Fold Belt, east Tibet *Ore Geology Reviews*, 36: 105~132.
- Hedenquist J W, Thompson J F H, Goldfarb R J, Richards J P. 2005. Preface. *Economic Geology 100<sup>th</sup> Anniversary Volume*, Vii~Xii.
- Hildreth W, Moorbath S. 1988. Crust contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile. *Contribution Mineralogy Petrology*, 98: 455~489.
- Hou Z Q, Cook Nigel. 2009c. Metallogenesis of the Tibetan Collisional Orogen: A review and introduction to the special issue. *Ore Geology Reviews*, 36: 2~24.
- Hou Zengqian, Khin Zaw, Qu Xiaoming, Ye Qingtong, Yu Jinjie, Xu Mingji, Fu Deming, and Yin Xianke. 2001. Origin of the Gacun volcanic-hosted massive sulfide deposit in Sichuan, China: Fluid inclusion and oxygen isotope evidence. *Economic Geology*, 96: 1491~1512.
- Hou Z Q, Yang Zhiming, Qu Xiaoming, Meng Xiangjin, Li Zhenqing, Beaudoin G., Rui Zongyao, Gao Yongfeng. 2009a. The Miocene Gangdese porphyry copper belt generated during post-collisional extension in the Tibetan orogen. *Ore Geology Reviews*, 36: 25~51.
- Hou Z Q, Tian S H, Xie Y L. et al., 2009b. The Himalayan Mianning-Dechang REE belt associated with carbonatite-alkalic complex in the eastern Indo-Asian collision zone, SW China. *Ore Geology Reviews*, 36: 65~89.
- Hou Z Q, Gao Y F, Qu X M, Rui Z Y, Mo X X. 2004. Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet. *Earth and Planetary Science Letters*, 220: 139~155.
- Hou Z Q, Ma H W, Zaw K, Zhang Y Q. 2003a. The Yulong porphyry copper belt: Product of large-scale strike-slip faulting in eastern Tibet. *Economic Geology*, 98: 125~145.
- Hou Z Q, Pan G T, Mo X X, Xu Q, Hu Y Z, Li X Z. 2007a. The Sanjiang Tethyan metallogenesis in S. W. China: tectonic setting, metallogenic epoch and deposit type. *Ore Geology Review*, 31: 48~87.
- Hou Z Q, Tian S H, Yuan Z X, Xie Y L, Yin S P, Yi L S, Fei H C, Yang Z M. 2006b. The Himalayan collision zone

- carbonatites in western Sichuan, SW China: petrogenesis, mantle source and tectonic implication. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 244: 234~250.
- Hou Z Q, Wang L Q, Khin Zaw, Mo X X, et al. 2003b. Post-collisional crustal extension setting and VHMS mineralization in the Jinshajiang orogenic belt, S. W. China. *Ore Geology Reviews*, 22: 177~199.
- Hou Z Q, Xie Y L, Xu W Y, Li Y Q, Zaw K, Beaudoin D, Huang W, Luobu C. 2007b. Yulong deposit, East Tibet: A high-sulfidation Cu-Au porphyry copper deposit in the eastern Indo-Asian collision zone. *International Geology Review*, 49: 235~258.
- Hou Z Q, Zeng P S, Gao Y F. 2006a. 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 Z Q, Zhong Dalai, Deng Wanning, 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.
- Iizasa K, Fiske R S, Ishizuka O, Yuasa M, Hashimoto J, Ishibashi J, Naka J, Horii Y, Fujiwara Y, Imai A, Koyama S A. 1999. A Kuroko-type polymetallic sulfide deposit in a submarine silic caldera. *Science*, 283: 975~977.
- Jamieson R A. 1991. P-T-t paths of collisional orogenesis; *Geologie Rundschau*, 180: 321~332.
- Jiang S H, Nie F J, Hu P, Lai X R. 2009. Mayum: An Orogenic Gold Deposit in Tibet, China. *Ore Geology Reviews*, 36: 160~173.
- Jiang Yaohui, Jiang Shaoyong, Ling Hongfei, Dai Baozhang. 2006. Low-degree melting of a metasomatized lithospheric mantle for the origin of Cenozoic Yulong monzogranite-porphyry, east Tibet: Geochemical and Sr-Nd-Pb-Hf isotopic constraints. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 241: 617~633.
- Kelly W C, Ray R O. 1979. Geological, fluid inclusion and stable isotope studies of the tin-tungsten deposits of Panasqueira, Portugal. *Economic Geology*, 110: 384~404.
- Kerrick R, Goldfarb R J, Richards J. 2005. Metallogenic provinces in an evolving geodynamic framework. *Economic Geology 100<sup>th</sup> Anniversary Volume*, 1097~1136.
- Kerrick R, Wyman D A. 1990. Geodynamic setting of mesothermal gold deposits: an association with accretionary tectonic regimes. *Geology*, 18: 882~885.
- Kerrick R, Wyman D A. 1994. The mesothermal gold-lamprophyre association: significant on accretionary geodynamic settings, supercontinent cycle, and metallogenic processes. *Mineralogy and Petrology*, 51: 147~172.
- Kerrick R, Goldfarb R, Groves D, Garwin S. 2001. The characteristics, origins, and geodynamic settings of supergiant gold metallogenic provinces. *Science in China*, 43: 1~68.
- Large R R, McPhie J, Gemmell J B, Herrmann W, Davidson G J. 2001. The spectrum of ore deposit types, volcanic environments, alteration halos, and related exploration vectors in submarine volcanic successions some examples from Australia. *Economic Geology*, 96: 913~938.
- Le Roy J. 1978. The Margnac and Fanay uranium deposits of the La Crouzille District (Western Massif Central, France): geologic and fluid inclusion studies. *Economic Geology*, 73: 1611~1634.
- Leach D L, Sangster D F, Kelley K D, Large R R, Garven G, Allen C R, Gatzmer J, Wallters S. 2005. Sediment-Hosted Lead-Zinc Deposit: A Global Perspective. *Economic Geology 100<sup>th</sup> Anniversary Volume*, 561~607.
- Lee T Y, Lawver L A. 1995. Cenozoic plate reconstruction of Southeast Asia. *Tectonophysics*, 251: 85~138.
- Leigeois J P. 1998. Perface-Some words on the post-collisional magmatism. *Lithos*, 45: XV.
- Li N, Kyle J K. 1997. Geological controls of sandstone-hosted Pb-Zn-(Sr) mineralization, Jinding deposit, Yunnan Province, China A new environment for sediment-hosted Pb-Zn deposits. *Proceedings of 30<sup>th</sup> International Geological Congress*, 9: 67~82.
- Li Z, Peter S G. 1998. Comparative geology and geochemistry of sedimentary-rock-hosted (Carlin-type) gold deposits in the People's Republic of China and in Nevada, USA. U. S Geological Survey Open-File Report, 160: 98~466.
- Liang H Y, Campbell I H, Allen C A, Sun W D, Xie Y W, Zhang Y Q. 2008. The Age of the Potassic Alkaline Igneous Rocks along the Ailao Shan Red River Shear Zone: Implications for the Onset Age of Left-Lateral Shearing: A Reply. *The Journal of Geology*, 116: 205~207.
- Liang H Y, Campbell I E, Allen C, Sun W D, Liu C Q, Yu H X, Xie Y W, Zhang Y Q. 2006. Zircon  $Ce^{+4}/Ce^{+3}$  ratios and ages for Yulong ore-bearing porphyries in eastern Tibet. *Mineralium Deposita*, 41: 152~159.
- Liao Zhongli, Mo Xuanxue, Pan Guitang, Zhu Dicheng, Wang Liquan, Jiang Xinsheng, Zhao Zhidan. 2007. Spatial and temporal distribution of peraluminous granites in Tibet and their tectonic significance. *Journal of Asian Earth Sciences*, 29: 378~389.
- Lydon J W. 1988. Ore deposit models # 14 Volcanogenic massive sulfide deposits Part 2: Genetic models. *Geoscience Canada*, 15: 43~65.
- Maheo G, Guillot S, Blichert-Toft J, Rolland Y, Pecher A. 2002. A slab breakoff model for the Neogene thermal evolution of Southern Karakorum and South Tibet. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 195: 45~58.
- Mao Jingwen, Qiu Yumin, Goldfarb R J, Zhang Zuoheng, Ren Fengshou. 2002. Gold deposits in the Western Qinling region. *Mineralium Deposita*, 37: 352~377.
- Miller C, Schuster R, Klotzli U, Frank W, Purtscher F. 1999. Post-collisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet: geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis. *J. petrol.*, 40: 1399~1424.
- Mitchell A H G, Garson M S. 1981. Mineral deposits and Global tectonic settings. Academic Press Inc. (London) Ltd. 1~266.
- Mo X X, Dong G C, Zhao Z D, Guo T Y, Wang L L, Chen T. 2005. Timing of magma mixing in the Gangdese magmatic belt during the India-Asian collision: zircon SHRIMP U-Pb dating. *Acta Geologica Sinica*, 79: 66~76.
- Mo X X, Hou Z Q, Dong G C, Qu X M, Yang Z M. 2007. Mantle contributions to crustal thickening during continental collision: Evidence from Cenozoic igneous rocks in southern Tibet. *Lithos*, 96 (1~2): 225~242.

- Mo Xuanxue, Zhao Zhidan, Deng Jinfu. 2006. Petrology and geochemistry of postcollisional volcanic rocks from the Tibetan plateau; Implications for lithosphere heterogeneity and collision-induced asthenospheric mantle flow. Geological Society of America, Special Paper, 409: 507~530.
- Murphy J B, Nance R D. 1992. Mountain belt and the supercontinent cycle. Scientific American, 266: 84~91.
- Murphy M A, Yin A, Harrison T M, Durr S B, Chen Z, Ryerson F J, Kidd W S F, Wang X, Zhou X. 1997. Significant crustal shortening in south-central Tibet prior to the Indo-Asian collision. Geology, 25: 719~722.
- Nelson K D, Zhao W J, Brown L D, Kuo J, Che J, Liu X, Klemperer S L, Makovsky Y, Meissner R, Mechie J, Kind R, Wenzel F, Ni J, Nabelek J, Leshou C, Tan H, Wei W, Jones A G, Booker J, Unsworth M, Kidd W S F, Hauck M, Alsdorf D, Ross A, Cogan M, Wu C, Sandvol E, Edwards M. 1996. Partially molten middle crust beneath Southern Tibet: synthesis of Project INDEPTH results. Science, 274: 1684~1688.
- Oliver J. 1992. The spots and stains of plate tectonic. Earth Science Rev., 32: 77~106.
- Oyarzun R, Marquez A, Lillo J, Lopez I, Rivera S. 2001. Giant versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: adakitic versus normal calc-alkaline magmatism. Mineralium Deposita, 36: 794~798.
- Parrish R R, Hodges K V. 1993. Miocene (22Ma) metamorphism and two-stage thrusting in the Greater Himalayan sequence. Annapurna Sanctuary, Nepal. Geol. Soc. Am. Abs. 25: A174.
- Puigdefabregas C, Munoz J A, Verges J. 1992. Thrusting and foreland basin evolution in the southern Pyrenees. In: McClay K ed. Thrust tectonics. London: Chapman and Hill, 247~254.
- Qu X M, Hou Z Q, Zaw K, Mo Xuanxue, Xu Wenyi, Xin Hongbo. 2009. A large-scale copper ore-forming event accompanying the rapid uplift of the southern Tibetan Plateau: evidence from zircon SHRIMP U-Pb dating and LA ICP-MS analysis of ore-bearing porphyries of the Gangdese copper belt. Ore Geology Reviews, 36: 52~64.
- Qu X M, Hou Z Q, Zaw K, Li Y G. 2007. Characteristics and genesis of Gangdese porphyry copper deposits in the southern Tibetan Plateau: Preliminary geochemical and geochronological results. Ore Geology Reviews, 31: 205~223.
- Ratschbacher L, Frisch W, Liu G, et al. 1994. Distributed deformation in southern and western Tibet during and after the India-Asia collision. J. Geophys. Res. 99, 19817~19945.
- Richards J P. 1995. Alkalic-type epithermal gold deposits-a review: Mineralogical Association of Canada Short Course Series 23: 367~400.
- Richards J P. 2003. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation. Economic Geology, 98: 1515~1533.
- Rona P A. 1984. Hydrothermal mineralization at seafloor spreading centers; Earth Science Review, 20: 1~104.
- Roure F, Choukroun P, Berastegui X, Munoz J A, Villien A, Matheron P, Barey M, Seguret M, Camara P, Deramond J. 1989. ECORS deep seismic data and balanced cross sections: Geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. Tectonics, 8: 41~50.
- Rowe A. 2005. Fluid evolution of the magmatic hydrothermal breccia of the Goat Hill orebody, Questa Climax-type porphyry molybdenum system, New Mexico-a fluid inclusion study. M. S. thesis, New Mexico Institute of Mining and Technology, Socorro, 134.
- Sangster D F. 1990. Mississippi Valley-type and Sedex lead-zinc deposits—a comparative examination. Institution of Mining and Metallurgy Transactions, Section B, Applied Earth Sciences, 99: 21~42.
- Sawkins F J. 1984. Metal deposits in relation to plate tectonics. Springer-Verlag, 2<sup>nd</sup> edition, 1~460.
- Sawkins F J. 1990. Metal deposits in relation to plate tectonics. Springer-Verlag, 2<sup>nd</sup> edition. 1~461.
- Schaer U, Xu R H, Allegre C J. 1986. U-(Th)-Pb systematics and ages of Himalayan leucogranites, South Tibet. Earth Planet. Sci. Lett., 77: 35~48.
- Seltman R, Faragher A E. 1994. Collisional orogens and their related metallogeny- A preface. In: Seltmann R, Kampf H, Moller P. eds. Metallogeny of collisional orogens. Czech Geological Survey, Prague, 7~20.
- Sibuet J C, Srivastava S P, Spakman W. 2004. Pyrenean orogeny and plate kinematics. Journal of Geophysical Research, Vol. 109, B08104, doi:10.1029/2003JB002514.
- Sillitoe R H. 1988. Gold and silver deposits in porphyry systems, In: Schafer R W, Cooper J J, Vikre P G (eds) Bulk mineable precious metal deposits of the western United States, 233~257.
- Sillitoe R H, Hedenquist J W. 2003. Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious-metal deposits, In Simmons, S F, ed., Understanding crustal fluids: Roles and witnesses of processes deep within the earth, Giggenbach memorial volume; Society of Economic Geologists and Geochemical Society, Special Publication.
- Simmons S F, White N C, John D A. 2005. Geological characteristics of epithermal precious and base-metal deposits. Economic Geology 100th Anniversary Volume, 723~768.
- Skinner B J. 2005. Introduction; A century of excellent. Economic Geology 100th Anniversary Volume. 1~4.
- Sun X M, Xiong D X, Shi G Y, Wang S W, Zhai W. 2009. Crust-mantle Interaction in the Ailaoshan Gold Belt and Its Contribution to Gold Mineralization: A Case Study of Daping Gold Mine in Yunnan Province, China. Ore Geology Reviews, 36: 235~249.
- Spurlin M S, Yin A, Horton B K, Zhou J Y, Wang J H. 2005. Structural evolution of the Yushu-Nangqian region and its relationship to syncollisional igneous activity, east-central Tibet. GSA Bulletin, 117: 1293~1317.
- Tapponnier P, Lacassin R, Leloup P H, et al. 1990. The Ailao Shan/Red River metamorphic belt: Tertiary left-lateral shear between Indochina and South China. Nature, 343: 431~437.
- Thompson J F H, Sillitoe R H, Baker T, Lang J R, Mortensen J K. 1999. Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces. Mineralium Deposita, 34: 323~334.
- Tischler S E, Finlow-Bates T. 1980. Plate tectonic processes that governed the mineralization of the eastern Alps. Mineralium Deposita, 15: 19~34.
- Turner S, Hawkesworth G, Liu J, Rogers N, Hawkesworth G J, Harris N, Kelley S, van Calsteren P V, Deng W. 1993.

- Timing of Tibetan uplift constrained by analysis of volcanic rocks. *Nature*, 364: 50~54.
- Urabe T, Baker E T, Ishibashi J, et al. 1995. The effect of magmatic activity on hydrothermal venting along the super-spreading East Pacific Rise. *Science*, 269: 1092~1095.
- Wang Erchie, Buchfel B C. 1997. Interpretation of Cenozoic tectonics in the right-lateral accommodation zone between the Ailao Shan shear zone and the eastern Himalayan syntaxis. *International Geology Reviews*, 39: 191~219.
- Wang Erchie, Xu Fengyin, Zhou Jianxun, Wan Jinglin, Burchfiel B Clark. 2006. Eastward migration of the Qaidam Basin and its implications for Cenozoic evolution of the Altyn Tagh Fault and associated river systems. *Geological Society of America Bulletin*, 118(3/4): 349~365.
- Wang Gang, Wan Jinlin, Erchie Wang. 2008. Late Cenozoic to Recent Transtensional Deformation Across the Southern Part of the Gaoligong Shear Zone Between the Indian Plate and SE Margin of the Tibetan Plateau and Its Tectonic Origin. *Tectonophysics* (in press)
- Wang J H, Yin A, Harrison T M, et al. 2001. A tectonic model for Cenozoic igneous activities in the eastern Indo-Asian collision zone. *Earth Planet. Sci. Lett.* 199, 123~133.
- Wang Shifeng, Fan Chun, Wang Gang and Erchie Wang. 2008. Late Cenozoic deformation along the northwestern continuation of the Xianshuihe fault system, Eastern Tibetan Plateau. *Geological Society of American Bulletin*, doi: 10.1130B25833.1.
- Williams H M, Turner S P, Pearce J A, Kelley S P, Harris N B W. 2004. Nature of the source regions for post-collisional, potassic magmatism in southern and northern Tibet from geochemical variations and inverse element modeling. *Journal of Petrology*, 45: 555~607.
- Xie Yuling, Hou Zengqian, Yin Shuping, Tian Shihong, Xu Wenyi, Simon Dominy. 2008. Continuous Carbonatitic Melt-Fluid Evolution for a REE Mineralization System: Evidence from Inclusions in the Maoniuping REE Deposit in the western Sichuan, China. *Ore Geology Reviews* (in press).
- Xu W, Hergt J M, Gao S, Pei F, Wang W, Yang D. 2008. Interaction of adakitic melt-peridotite: Implications for the high-Mg# signature of Mesozoic adakitic rocks in the eastern North China Craton. *Earth and Planetary Science Letters*, 265: 123~137.
- Xue C J, Zeng R, Liu S W, Chi G X, Qing H R, Chen Y C, Yang J M, Wang D H. 2007. Geologic, fluid inclusion and isotopic characteristics of the Jinding Pb-Zn deposit, western Yunnan, south China: A review. *Ore Geology Review*, 31: 337~359.
- Yang Zhusen, Hou Zengqian, Meng Xiangjin, Fei Hongcai, Tian Shihong, Li Zhenqing. 2009. Post-Collisional Sb and Au Mineralization Related to the South Tibetan Detachment System in Himalayan Orogen. *Ore Geology Reviews*, 36: 174~193.
- Yin A, Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 28: 211~280.
- Yin A, Harrison T M, Ryerson F J, Chen W J, Kidd W S F, Copeland P. 1994. Tertiary structural evolution of the Gangdese thrust system, southeastern Tibet. *Jour. Geophys. Res.*, 99: 18175~18201.
- Zhang Jinjiang, Zheng Yadong. 1999. The multiphase extension and their ages of the Xiaolinling metamorphic complex. *Acta Geologica Sinica*, 73: 139~147.

## Metallogensis of Continental Collision

HOU Zengqian

*Institute of Geology, CAGS, Beijing, 100037*

### Abstract

The metallogenesis theory, based and constructed on the classic plate tectonics, has been coming to its perfection and can better explain the evolution mechanism of accretion orogenic metallogenesis and converged margin mineralization. The theory, however, fails to interpret both the collisional orogenic metallogenesis and continental collision mineralization. This study proposed a new, systematical metallogenesis theory of continental collision, herein simply named "The Metallagenesis of Continental Collision (MCC)", after the detailed research of the collisional orogeny and metallogenesis in the Tibet-Qinghai Plateau and the comparison with the Qinling orogenic belt and other collisional orogenic belts. It is suggested in the theory that the main-collisional intracontinental accretion settings, the late-collisional transitional settings, and post-collisional crustal extension setting in response to the three-stage collisional processes, are the dominant metallogenic environments of the continental collision metallogenesis and large-scale deposits. Subducted slab breakoff, asthenosphere upswelling and lithosphere dismantling and subsiding process occurring at depth in response to the three-stage collision constituted the abnormal thermal energy driving force which was responsible for large-scale mineralization. Meanwhile, the stress field evolution of transpressional and trantensional alternation or transform accompanied the three-stage

collision provided the tectonic stress mechanism for the development of metallogenic system. The leading factors for the formation of metallgenesis and large-scale deposits were high-temperature fluid flows of different extents, metal-rich fluids of various origins, strike-slip-incision-detachment-thrusting structure system of various levels, as well as tensile fracture systems, all triggered by the continental collision. The crucial mechanisms for the formation of large deposits were the accumulation and sedimentation of ore-forming metals occurring in the crustal-mantle high  $f_{O_2}$  magmatic and thermal system during the collision,  $f_{O_2}$  magmatic-hydrothermal system during crustal anatexis, shearing metamorphic  $CO_2$ -rich fluid system, as well as brine system deriving from thrusting tectonics and convection system triggered by shallow magma chamber. The MCC also put emphasis on that the whole continent collision might have triggered the three large-scale mineralizations and formed a series of indicative of large deposits. Crustal thickening and anatexis due to continental collision produced W-Sn-rich A-type granite and then formed greisen-type Sn-W deposits. Asthenosphere upwelling induced by the continental subduction slab produced metal-rich crustal-mantle mixed granodiorite, resulting in the formation of magmatic-hydrothermal-type or superimposed-type Pb-Zn-Mo-Fe deposits.  $CO_2$ -rich fluid derived from metamorphic bodies due to continental collision resulted in the formation of orogeny-type Au deposits along the shearing zones while the ore-forming fluids derived from the orogenic belt formed MVT-type Zn-Pb deposits in the foreland basins. During the metallogenic period of late-collisional transform, large-scale strike-slip faulting gave rise to depressurization melting in the crust and mantle transitional zone and the enriched mantle. The exsolution of magma from the shallow crustal magma chamber produced ore-forming fluids, resulting in the formation of the porphyry-type Cu-(Mo-Au) deposits and carbonatite-type REE deposits respectively, while the Au-rich  $CO_2$  fluid derived from incising lithosphere and crustal metamorphism caused the formation of the orogeny-type Au deposits. Thrusting structure drove crustal fluid migrate and accumulated, while strike-slip pulling-apart resulted in large amount of fluids to excrete and fill, thus forming orogenic-type Pb-Zn-Cu-Ag deposits. During the post-collisional crustal extension period, shallow emplacement and fluid exsolution of the newly-born adakitic magma, resulting from the lower crust and rich in metals, water and high  $f_{O_2}$ , formed porphyry copper deposits; partial melting (magma chamber) of the middle and upper crust drove geothermal fluid system, and formed hot spring-type Cs-Au deposits in the geothermal areas, and hydrothermal vein-type Pb-Zn-Sb and Sb-Au deposits in the tectonic detachment belt.

**Key words:** post-collision; tectonic detachment; asthenosphere upwelling; three-stage collision; Metallagenesis of Continental Collision (MCC)