

文章编号:0258-7106(2003)04-0319-15

初论陆-陆碰撞与成矿作用*

——以青藏高原造山带为例

侯增谦¹ 吕庆田¹ 王安建² 李晓波³ 王宗起⁴ 王二七⁵

(1 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037; 2 中国地质科学院, 北京 100037; 3 国土资源部信息中心, 北京 100812; 4 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037; 5 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029)

摘要 青藏高原碰撞造山带以其成矿规模大、形成时代新、矿床类型多、保存条件好诸特征而被誉为研究大陆成矿作用的天然实验室。文章基于青藏高原已有的矿产勘查与研究成果,概述了大陆碰撞过程中的主要成矿作用及其成矿带的时空分布,初步分析了陆-陆碰撞所造就的成矿背景和成矿环境以及控制成矿作用的关键地质过程,并草拟了可供今后研究的工作模型。初步研究认为,始于 60 Ma 的印度大陆与亚洲大陆碰撞至少形成了 3 个重要的控矿构造单元,即雅鲁藏布江以北的主碰撞变形带,雅鲁藏布江以南的藏南拆离-逆冲带和高原东缘的藏东构造转换带。主碰撞变形带以巨大规模的地壳缩短、双倍地壳加厚、大规模逆冲系和 SN 向正断层系统发育为特征,控制了冈底斯斑岩铜矿带(含浅成低温热液金矿)、安多锑矿化带和凤火山铜矿化带及腾冲锡矿带的形成及分布;藏南拆离-逆冲带由藏南拆离系(STDS)和一系列北倾的叠瓦状逆冲断裂带构成,控制了藏南变质核杂岩型金矿化、热液脉型金锑矿化和蚀变破碎带型金锑矿化的形成;藏东构造转换带以发育大规模走滑断裂系统、大型剪切带、富碱斑岩带和走滑拉分盆地为特征,控制了玉龙斑岩铜矿带、哀牢山和锦屏山金矿带及兰坪盆地银多金属矿带的分布。按成矿系统的基本思想,初步将青藏高原碰撞造山带的成矿作用划分为 3 个成矿巨系统:大陆俯冲碰撞成矿巨系统、陆内走滑-剪切成矿巨系统和碰撞后伸展成矿巨系统。在大陆俯冲碰撞阶段,主要发育与流体迁移汇聚和排泄有关的锑金铜热液成矿系统和碰撞期花岗岩岩浆-流体锡稀有金属成矿系统;伴随陆-陆碰撞而发生的陆内走滑-剪切作用,主要导致了走滑拉分盆地银多金属热液成矿系统、斑岩型铜钨金成矿系统和剪切带型金成矿系统的形成;在碰撞后伸展阶段,主要发育受 SN 向正断层系统控制的斑岩铜矿成矿系统、浅成低温热液金矿成矿系统和热水沉积铯锂硼金属成矿系统。在此基础上,初步提出了碰撞造山带成矿作用的构造控制模型。

关键词 地质学 陆-陆碰撞 造山带 成矿作用 矿床类型 青藏高原**中图分类号**: P611; P542**文献标识码**: A

在中国境内,至少发育 3 个各具特色的巨型成矿域,即 ① 以大洋板块俯冲和沟弧盆成矿体系为特色的环太平洋成矿域,② 以小陆块汇聚拼贴和古生代大规模成矿为特色的中亚成矿域,和 ③ 以印度-亚洲大陆碰撞和喜马拉雅期大规模成矿为特色的特提斯-喜马拉雅成矿域。目前,建立于大洋俯冲造山理论框架基础上的成矿理论体系已日臻成熟,然而在解释大陆成矿方面却遇到了一系列重大难题,迫使人们开始思考和研究大陆成矿作用问题。在大陆构造及其形成演化中,最重要的和最典型的大陆动力学过程莫过于陆-陆碰撞造山作用,但目前人们对陆-陆碰撞成矿作用却知之甚少,而基于陆-陆碰撞造山理论基础上的大陆成矿理论框架更未建立。这种客观现实驱使成矿学研究的重心向大陆碰撞成矿理论研究

偏移,陆-陆碰撞与成矿作用已成为当今国际成矿学的重大研究前沿。

由陆-陆碰撞形成的巨型造山带,古今有之。北美的阿巴拉契亚、欧亚大陆中部的乌拉尔、亚洲大陆的秦岭-大别,均为绵延上千公里的大陆碰撞造山带。对这些碰撞造山带成矿作用的研究(Seltmann et al., 1994),虽然大大地增加了人们对陆-陆碰撞与成矿问题的理解,但由于这些碰撞造山带形成时代较早,详细的陆-陆碰撞过程难以重现再造,同时,由于矿床类型相对单调,且后期破坏改造强烈,因此,对成矿作用的解释仍带有多解性和较大的臆断性。

然而,在青藏高原,印度与亚洲大陆正在碰撞,巨型造山带正在形成,这将便于使用新构造研究方法直接论证各种地

* 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”(编号:2002CB412600)资助

第一作者简介 侯增谦,1961 年生,研究员,博士生导师。主要从事岩石学,成矿学研究,现在从事大陆成矿作用研究。

收稿日期 2003-06-02; 改回日期 2003-09-15。张绮玲编辑。

质关系,恢复碰撞作用过程,从而为查明区域成矿规律提供明确的地质背景;便于使用现代观测-探测技术直接探测岩石圈的深部结构,查明成矿系统所根植的上部地壳构造变形和控矿要素,从而为理解成矿过程提供相对明确的深部信息;便于使用“岩石探针”技术和同位素示踪技术揭示壳-幔物质交换过程,追踪成矿物质的分散-积聚过程,从而为了解成矿动力学过程提供重要的地球化学约束。更为重要的是,该碰撞造山带具有成矿规模大(大型-巨型矿床)、成矿时代新(60 Ma—现代)、矿床类型多(成因独特)、保存条件好(后期改造轻微)等重要特征,是研究陆-陆碰撞与成矿作用的最理想地区。

本文将在前人的大量资料和研究成果基础上,初步梳理大陆碰撞过程中出现的各类成矿作用及相应成矿带的时空分布,尝试性地分析陆-陆碰撞所造就的成矿背景和成矿环境以及控制成矿作用的关键地质过程,并在此基础上草拟可供今后研究的工作模型。

1 碰撞造山带构造格架与控矿构造单元

陆-陆碰撞是形成超级大陆的最主要的和最有效的过程,它明显地影响着地球上的地质和生物的演化。喜马拉雅-青藏高原造山带,作为全球最大的和最典型的碰撞造山带,自60 Ma 印度与亚洲大陆开始碰撞以来,至少有1360 km 的SN 向缩短量被该造山带吸收(Yin et al., 2000)。巨大规模的地壳缩短作用可能始于始新世(50~40 Ma),它导致了新生代青藏高原构造格局的最终定位(图1),同时引起了高原南部特提斯喜马拉雅的地壳缩短和大规模逆冲拆离,以及高原东部的大规模走滑和逆冲推覆。陆-陆碰撞所产生的一系列重大地质事件也从根本上控制了60 Ma 以来发生的大规模成矿作用和矿产资源的形成及分布。详细阐述青藏高原碰撞造山带的构造演化已超出本文范围,更超出笔者的知识范围,但为阐明碰撞成矿作用的构造背景,按成矿构造单元将其主要特征阐述于下。

1.1 主碰撞变形带

这里是指以北部羌塘地体和南部拉萨地体拼合而成的高原主体,其北以金沙江缝合带(JS)为界,南以印度河-雅鲁藏布江缝合带(IYS)为限,中央被斑公湖-怒江缝合带(BNS)分隔,东西两端分别发育巨大规模的构造结(图1)。以金沙江蛇绿岩残片为标志的古特提斯洋板块于新古生代完成了向羌塘地体的俯冲过程,于碰撞期发育大规模逆冲或走滑断裂带。而以雅鲁藏布江蛇绿岩残片为标志的新特提斯洋板块,自白垩纪以来向北俯冲,导致了安第斯型冈底斯弧在拉萨地体南缘发育。60 Ma 前后的印-亚大陆碰撞使拉萨地体发生了SN 向地壳缩短(大约180 km)(Murphy et al., 1997)和双倍地壳加厚(约60 km),碰撞期火山岩系在冈底斯大面积出露。岛弧花岗岩及碰撞期花岗岩构成冈底斯花岗岩基的主体,并在东构造结出露。陆-陆碰撞也导致了羌塘地体的地壳缩短,形成囊谦-风火山逆冲带和第三系沉积盆地(图1)。

引起主碰撞带强烈变形的动力学机制尚未取得一致的认同。中法合作项目的地震层析资料表明,向北俯冲的印度大陆板片没有越过印度河-雅鲁藏布江缝合带(IYS)(吕庆田等, 1998),而 INDEPTH 项目深部探测结果显示,该大陆板片已以缓角度俯冲到斑公湖-怒江缝合带(BNS)附近200 km 深处(Nelson et al., 1996; Brown et al., 1996)。最近,Kind 等(2002)根据地震层析成像证据提出,亚洲大陆板块向南俯冲于BNS 附近。在主碰撞带,横跨拉萨地体的众多地震亮点出现在15~20 km 深处,反映了中地壳发生部分熔融,形成成片分布的部分熔融层(Nelson et al., 1996),其顶部发育岩浆房(Broen et al., 1996)。在羌塘地体,大地电磁资料揭示地壳存在大规模的流体储库(Wei et al., 2001)。大约在20~18 Ma 发生EW 向伸展(Williams et al., 2001),沿IYS 北缘发育钾质-超钾质脉岩和火山岩,于14 Ma 前后形成一系列横切主碰撞带的近SN 向裂谷和正断层系统(Coleman et al., 1995; Blisnluk et al., 2001)。

1.2 藏南拆离-逆冲带

这里是指由藏南拆离系(STDS)与IYS 所夹持的EW 向展布的狭长地带,它实际上是特提斯喜马拉雅的一个逆冲构造岩片(图1),被解释为喜马拉雅被动大陆边缘的一部分。该岩片由前寒武纪-古生代变质沉积岩系和二叠纪-白垩纪大陆边缘沉积序列构成。STDS 是一个沿喜马拉雅方向延伸的北倾低角度正断层系统(Burchfiel et al., 1992),是印度大陆板块向北俯冲过程中的前缘滑脱拆离产物。根据拆离系上下盘出露的淡色花岗岩的结晶年龄推断,STDS 发育始于21~17 Ma(Scharer et al., 1986),持续至8~9 Ma(Harrison et al., 1995)。构造岩片发生强烈褶皱和逆冲,形成一系列北倾的叠瓦状逆冲断裂带,其中的同构造白云母K-Ar 年龄指示,向南的强烈逆冲和近130 km 的地壳缩短发生在50~17 Ma 之间(Ratschbacher et al., 1994)。

1.3 藏东构造转换带

这里是指高原主体东经95°以东,夹持于BNS 与鲜水河走滑断裂之间的NW 向展布的狭长地带,是三江构造-岩浆带的主体部分,主要受一系列新生代走滑断裂系统控制。这些走滑断裂包括西部的嘉黎-高黎贡断裂、中部的贡觉-芒康断裂、东部的鲜水河断裂以及南部的红河断裂(图1)。其中,嘉黎-高黎贡断裂围绕东构造结发育,贡觉-芒康断裂发育于羌塘地体内部,沿断裂发育一系列中新生代盆地,红河断裂早期为左行走滑,晚期变为右行走滑(Tapponnier et al., 1990)。

传统上,藏东构造转换带通常被解释为吸收印-亚大陆碰撞引起的应力应变的碰撞调节带(DeWey, 1988)。正如Yin 等(2000)所评述,调节变形的机制至少有3种:①印支地体向东南挤出滑逸(Leloup et al., 1995),②右行剪切与地块旋转(England et al., 1990)和③内部变形(Wang et al., 1997),目前尚不清楚哪种机制起主导作用。印支地体沿红河走滑断裂挤出模式得到沿哀牢山和点苍山发育的构造变形和混合岩-糜棱岩的观察研究证实(Tapponnier et al., 1990),根据同构造



图 1 青藏高原碰撞造山带的构造格架(据 Yin et al., 2000)

Fig.1 Simplified tectonic map of the Himalayan-Tibetan Orogen (after Yin et al., 2000)

Major rock and tectonic units: GCT—Gangdese central thrust; MBT—Main boundary thrust fault; MCT—Main central thrust fault; STDS—South Tibetan detachment system; IYS—Indian river-Yalu-Zangbo suture zone; BNS—Bangonghu-Nujiang suture zone; JS—Jinshajiang suture zone; GLS—Ganze-Litang suture zone; AKMS—Animaqing-Kunlun-Muzitage suture zone; HHM—High Himalayan metamorphic rocks; THS—Tethyan Himalayan sequences; LHS—Low-Himalayan meta-sedimentary sequence; 1—Gangdise granite batholith; 2—Miocene plutons in Qiangtang terrane; 3—North Himalayan granite; 4—Late Triassic plutons in Yidun arc; 5—Early Tertiary volcanic rocks in Lhasa terrane; 6—Ore-bearing porphyries; 7—Tertiary sediments; 8—Thrust sequences

晚期花岗岩的 U-Pb 年龄推测大规模左行走滑发育的时间为 23 ~ 24 Ma (Leloup et al., 1995)。古地磁分析和 GPS 测量表明,伴随着大陆碰撞,围绕东构造结的地块发生旋转,在新生代累积达 60° (Huang et al., 1993),直接结果是形成鲜水河左行走滑断裂。最近研究表明,伴随大陆碰撞而产生的大规模走滑,控制了始新世-渐新世的富碱岩浆活动 (28 ~ 40 Ma; Wang et al., 2001; Hou et al., 2003a),形成一条沿金沙江缝合带(JS)展布的、长达 1 000 km 的火成岩带。同时,沿走滑断裂的走向滑动变形,在兰坪盆地产生了强烈的逆冲推覆,使兰坪-思茅地块的地壳缩短为 50 ~ 60 km (Wang et al., 1997)。藏东构造转换带的新生代变形历史可归纳为 3 个阶段:始新世-渐新世压扭阶段、早-中中新世张扭阶段和晚第三纪-第四纪 E-W 向伸展阶段 (Wang et al., 2001)。

2 碰撞造山带成矿作用特征与时空分布

典型造山带综合研究表明,一个完整的碰撞造山过程,往

往经历陆壳板片俯冲(A型俯冲)、地壳缩短加厚、岩石圈拆沉造山后伸展等地质过程 (Jamieson, 1991)。陆-陆碰撞和地壳加厚过程伴随着碰撞期浅色白云母花岗岩的形成,山根拆沉和岩石圈减薄诱发大规模玄武岩浆底侵和钾质岩浆喷发 (Turner et al., 1993; Kay et al., 1994),而伸展作用与造山带应力场转变则导致 A 型花岗岩侵位。青藏高原造山带虽然尚未完成碰撞造山的完整过程,但却产生了极具标示性的地质事件,大大扩展了人们对碰撞造山作用的认识。特别重要的是,60 Ma 以来印-亚大陆的强烈碰撞,导致地壳缩短 1 360 km,地壳加厚至 60 km,在 IYS 北侧形成大量碰撞期花岗岩,在 IYS 南侧形成大量浅色花岗岩,在藏北形成大型逆冲带和第三纪盆地,在藏南形成大规模逆冲断裂带和拆离系,在藏东形成大规模走滑断裂系统和大型剪切带。同时,这种碰撞作用不仅在高原腹地中上地壳出现成片的部分熔融层和壳内流体库,而且在高原东缘发育规模巨大的始新世-渐新世岩浆岩带和一系列压性盆地。始于 20 Ma 的 E-W 向伸展,不仅在高原腹地发育一系列近 SN 向活动裂谷和正断层系统以及钾质-超钾质火山岩和含铜斑岩系统,而且在高原东缘发育大量幔

源火山岩。上述种种地质事件,作为碰撞成矿作用的一级约束条件,从根本上控制了青藏高原成矿作用的发生与发展。下面按碰撞造山过程的不同动力学背景阐述成矿作用及其时空分布特征。

2.1 陆-陆碰撞与成矿作用

印-亚大陆在 60 Ma 前后的强烈碰撞和碰撞造山带锥形的基本形成,至少诱发了 4 种不同类型的成矿作用(图 2): ① 与碰撞期花岗岩有关的锡及稀有稀土矿化; ② 与碰撞挤压流体排泄有关的锑金矿化; ③ 与碰撞挤压流体迁移汇聚有关的层控铜矿化; ④ 与冲断带和拆离系有关的热液脉型锑金矿化。

2.1.1 与碰撞期花岗岩有关的锡及稀有稀土矿化

主要见于东构造结东侧腾冲-梁河花岗岩带,碰撞期花岗岩群由新歧、来利山和百花脑 3 个超单元构成,同位素年龄 51.1 ~ 59.8 Ma(刘增乾等,1993),是印-亚大陆强烈碰撞背景下的壳熔产物。其中,来利山超单元的黑云母钾长花岗岩产出来利山大型锡矿床;百花脑超单元的碱长花岗岩产出大型稀有金属矿床。这 2 个大型矿床与区内燕山晚期的 1 个大型锡矿(小龙河) 5 个中型锡矿和近百处矿(化)点构成一条锡多金属和稀有金属成矿带(见:刘增乾等,1993 之图 4.1)。

来利山花岗岩以富 K、F、S 为特征,锡含量变化于 $150 \times 10^{-6} \sim 200 \times 10^{-6}$, $w_{\text{Mg}}/w_{\text{Tl}}$ 比值为 1.5 ~ 3.0, $w_{\text{Zr}}/w_{\text{Sn}}$ 比值为 416 ~ 10,显示含锡花岗岩的特征。花岗岩的 $^{87}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ 为 0.7138,反映了花岗岩的陆壳重熔成因(吕伯西等,1993)。锡矿体产于花岗岩岩体底部接触带及外围的断裂破碎带内,锡矿石为云英岩型和块状黄铁矿型,锡含量变化于 0.63% ~ 1.58% 之间。

百花脑花岗岩以高 Si,富 LILE(K, Rb, Cs, Li)、挥发份

F 及稀有、稀土金属为特征(刘增乾等,1993),并具有稀土矿化花岗岩 → 铌矿化花岗岩 → 钽矿化花岗岩 → 锡钨矿化花岗岩的序次演化规律(刘增乾等,1993)。百花脑式矿床的矿化元素种类繁多,既有 Sn、W 金属的工业矿化,又有稀有金属(Li, Rb, Cs, Nb, Ta, Zr, Hf)、稀土金属(Y, Ce, Sc)矿化。矿化类型复杂,既有产于花岗岩内部的蚀变花岗岩型,又有产于岩体内外接触带的线性云英岩型和热液脉型。

在岛弧期和碰撞期花岗岩广泛出露的冈底斯带,尚未发现成型的锡矿床,其原因可能有两个: ① 在含铜斑岩系统(12 ~ 18 Ma)大规模侵位前,冈底斯带发生强烈隆升,与花岗岩有关的锡矿床被剥蚀殆尽; ② 缺乏富锡的地球化学背景和燕山期富锡建造。

2.1.2 与碰撞挤压和流体排泄有关的锑金矿化

主要分布于藏北羌塘盆地南侧长 100 ~ 150 km,宽约 20 km 的狭长地带内。区内分布有美多、尕尔西姜、美多献纳等十几个矿床和众多矿点,俗称美多锑矿带。空间上,这些矿床受控于碰撞造山过程中沿羌塘盆地古隆起形成的对冲断裂系统以及与之相交的 NE 或 NNE 向张性断裂系统。区域上,锑矿床主要与一套喷流沉积和渗滤沉积形成的硅质岩密切伴生。容矿围岩以上三叠统土门格群灰岩和海陆沉积的碎屑岩为主,少量为第三系陆相碎屑岩。矿体呈脉状、透镜状或囊状,可分为两类: ① NW 向或 NNW 向分布; ② NE 或 NNE 向分布的富矿囊。围岩蚀变主要为硅化和碳酸盐化,空间上无明显分带。矿石矿物以辉锑矿为主,少量黄铁矿、雄黄和毛发状毒砂,脉石矿物为石英、蛋白石、方解石以及少量萤石和重晶石,自型和半自型结构,浸染状、细脉状、块状、角粒状和晶簇状构造。包裹体测定成矿温度介于 130 ~ 230 °C,

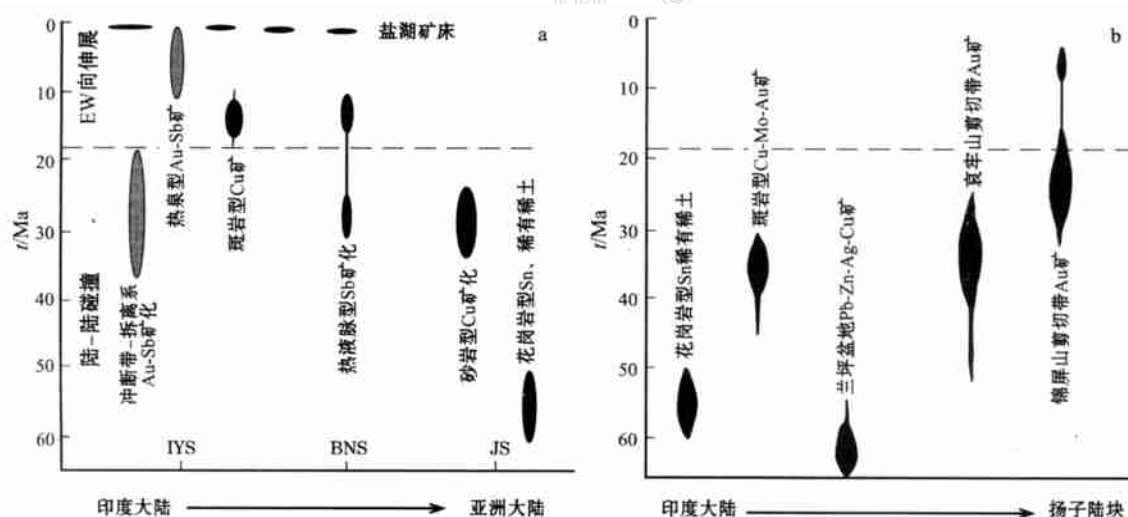


图 2 青藏高原造山带主要成矿事件的年代格架

a 高原本部; b 高原东缘

Fig. 2 Geochronological framework of major mineralization events in the Tibetan collisional orogen

● 王安建等. 2001. 藏北安多锑矿带地质与成矿远景(研究报告).

$\delta^{34}\text{S}$ 为 $-6.6\% \sim +2.6\%$, 氢氧同位素和氩同位素以及流体包裹体数据显现出建造流体和深源流体成矿的特征。

美多锑矿带的成矿年龄尚未直接标定, 但根据野外观察, 矿化分为两期: 早期与古隆起边缘对冲构造相关的、NW 或 NNW 向延伸的细粒浸染状和细脉状辉锑矿化, 晚期与 NE 或 NNE 向张性断裂系统相关的、NE 或 NNE 向分布的块状和晶簇状矿化。早期成矿作用可能与始新世 (33.0 ~ 43.7 Ma; 赵政璋等, 2001) 的碰撞造山和地壳缩短过程密切相关。南羌塘盆地中生代以及新生代的地质和沉积物, 在区域性地壳缩短过程中, 沿盆地北缘形成一系列对冲断裂, 盆地含矿流体沿这些断裂构造运移和排泄, 形成美多锑矿带的早期锑矿化。当然, 古隆起边缘的对冲构造既可能与南侧的印度古陆向北俯冲碰撞有关, 亦可能与北缘的大陆向南俯冲拼贴有关。晚期矿化与 EW 向伸展产生的 NE 或 NNE 向张性断裂系统有关。

2.1.3 与碰撞挤压流体迁移汇聚有关的层控铜矿化

主要见于羌塘地体北缘, 产于燕山期以后发育起来的窄长带状断陷盆地内 (见图 1)。盆地为上三叠统-第三系陆相紫色碎屑岩夹泥灰岩及灰岩, 其中, 风火山群 (现定为第三系) 是主要含矿岩系, 由下部炭质泥岩与上部砂岩构成多个韵律单元, 铜矿化主要出现于每个韵律单元的炭质泥岩上部的灰色岩屑砂岩层中。在二道沟—扎西尔日一带发现铜矿化带 13 条, 均呈 NW 向平行排列, 一般长 2 ~ 30 km, 宽 2 ~ 21 km, 呈层状、似层状顺层产出, 与围岩界线清楚, 显示层控矿床的特征。矿石多已氧化, 孔雀石、蓝铜矿等常见; 原生矿少见, 主要矿物为辉铜矿、蓝铜矿、黄铜矿、黄铁矿。铜平均品位在 0.27% ~ 4.20% 间, 银最高品位达 229×10^{-6} (青海省地调院资料)。砂岩型铜矿化的时代尚未确定。最近, 采自含矿岩系的磷灰石给出了时间跨度为 33 ~ 26 Ma 的裂变径迹年龄 (张德全, 未刊资料), 反映铜矿化事件发生于印-亚大陆碰撞挤压过程的晚期。

2.1.4 与冲断带-拆离系有关的热液脉型锑金多金属矿化

主要见于 IYS 与 STDS 夹持的东西向狭长地带。作为特提斯喜马拉雅的被动陆缘, 这里发育前震旦系变质基底和震旦系—始新世稳定台地沉积盖层。其南部发育 STDS, 并拆离剥露出大量变质核杂岩, 如拉轨岗日、古堆、苦马、康马、雪康穹隆、勒金康桑等变质核杂岩呈 EW 向断续出露。其北部发育叠瓦状的逆冲断裂带, 并伴随着挤压揉皱、挤压破碎等韧性剪切及热动力变质。这些事件控制了藏南金锑多金属成矿作用。按成矿特征及控矿构造, 至少可识别出 3 种金锑矿化类型: ①变质核杂岩型金矿化, 主要受变质核杂岩边缘的剥离断层控制, 出现于变质核杂岩边部二云石英片岩中的糜棱岩和构造蚀变岩中; ②热液脉型金锑矿化, 似乎有一定的层控性, 多数含金石英脉群集中产出于三叠系碎屑岩建造之含碳千枚岩和炭质板岩中, 反映挤压期产生的层间滑脱带控制了成矿流体的迁移汇聚和金属淀积; ③蚀变破碎带型金锑矿化, 主要受挤压碰撞期产生的逆冲断裂带控制。如隆子县查

拉普金矿, 近 EW 向延伸的断裂带内发育大量断层角砾岩及片理化板岩, 角砾成分为板岩及变质砂岩, 棱角状, 含量 30% ~ 40%; 胶结物为硅质, 含量 60%, 局部可达 90%。矿体产于断裂带中央的强硅化角砾岩中, 呈脉状及团块状, 局部呈大脉状产出。硅化角砾岩中金品位 1.5 ~ 46.1 g/t, 平均品位 8.8 g/t。角砾岩带两侧的片理化板岩也发生强烈硅化, 并有含金石英脉 (金品位 0.1 ~ 0.2 g/t) 顺板理充填。

迄今为止, 已发现众多矿床和矿点, 如哈翁金矿、错美县马扎拉金锑矿、姜仓金锑矿、哲古油淌金锑矿和定日县鲁鲁锑矿、塔嘎锑矿、壤拉锑矿、勇日锑矿以及下坝含银铅锌矿、果卓西银铅矿、隆子县扎西康锑多金属矿等, 部分矿床具有成为大型矿床的潜力。

2.2 走滑-剪切与成矿作用

如前所述, 调节印-亚大陆碰撞变形的大规模走滑与剪切主要发生在高原东缘的三江地区。沿 JS 展布的大型走滑断裂控制了规模巨大的始新世-渐新世富碱侵入岩带, 大型剪切带和一系列喜马拉雅期走滑拉分盆地, 沿扬子地台西缘发育的大型断裂控制了近 SN 向展布的大型剪切带和碱性杂岩与钾质煌斑岩群。大规模走滑-剪切作用至少导致了 3 种成矿作用: ①压扭环境走滑拉分盆地多金属矿化; ②受走滑断裂控制的斑岩型铜钼金矿化; ③与大规模走滑剪切有关的剪切带型金矿化。它们总体上沿大型剪切带分布, 形成时代相近, 空间上与富碱侵入岩存在某种联系。

2.2.1 压扭环境走滑拉分盆地多金属矿化

主要见于青藏高原东缘的兰坪大型盆地中。兰坪大型盆地是一个由多个不同性质的单型盆地所构成的大型复合盆地。该盆地历经了晚三叠世-早侏罗世陆内裂谷盆地、中侏罗世、白垩纪拗陷盆地和喜马拉雅期走滑盆地 3 阶段的发育过程。伴随着始于 60 ~ 65 Ma 的陆-陆碰撞, 盆地内形成超大型铅锌矿 1 个, 大型银矿 2 个, 中型铜银多金属矿 3 个, 小型矿床 (点) 多达百余个 (厥梅英等, 1998; 王江海等, 1998), 构成高原东缘最重要的铅锌银多金属富集区 (见: 薛春纪, 2000 之图 10)。与陆-陆碰撞有关的成矿作用至少已识别出 3 种主要类型: 热水沉积-交代型、热液脉型和沉积-热液改造型。

热水沉积-交代成矿作用出现于喜马拉雅期走滑盆地发育阶段, 严格受多孔隙层位、近 SN 向走滑断裂和逆冲推覆构造联合控制, 形成了著名的金顶矿床。在金顶矿区, 有两套地层, 即含矿的古新统砂板岩系和上覆的上三叠统-中侏罗统推覆体 (罗君烈等, 1995)。矿体明显受 SN 向展布的札江断裂控制, 并显示明显的层位优选性, 集中产出于古新统云龙组中段。含矿主岩为层间滑脱带内的灰岩角砾岩、滑塌角砾岩和含角砾石英砂岩 (叶庆同等, 1992)。矿体呈层状、似层状、透镜状和不规则状, 顺层产出。矿体下盘为含膏盐的泥质粉砂岩, 成为流体活动的屏蔽层, 主要见天青石化、硅化和白云石化蚀变; 矿体顶板为中侏罗世红层推覆体, 成为流体活动的封闭层, 仅发生较弱的重晶石化和褪色化。矿体显示较清楚的矿化分带, 自下而上依次为硬石膏带、天青石带、黄铁矿带、铅

锌矿带和辰砂带。矿床中流体包裹体的均一温度变化于 146 ~ 309 °C, 盐度变化于 5.1% ~ 14.6% (叶庆同等, 1992)。成矿流体可能是来自深部高压流体囊的建造水或混合水, 但惰性气体同位素组成显示, 地幔流体可能有一定贡献 (Xue et al., 2000; 薛春纪等, 2002)。金属硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值介于 -30.43% ~ 1.71%, 反映了矿石硫可能是有机质对硫酸盐的还原产物 (叶庆同等, 1992)。金顶矿床的成矿年龄尚未很好限制, 但硫化物矿石的 Re-Os 同位素给出了一个误差较大的成矿年龄, 约 60 Ma (薛春纪, 2000)。

热液脉型银铜多金属成矿作用发生于喜马拉雅期走滑盆地发育阶段, 主要受近 SN 向的逆冲断裂控制, 形成了一条主要产出于白垩系地层中的银铜多金属成矿带。代表性矿床包括白秧坪矿床、富隆厂矿床和核桃管矿床。矿体主要产于多孔隙中粗粒砂岩与低渗透率炭泥质岩的界面或过渡带上, 呈大脉状和透镜状产出, 矿石多为角砾状、碎裂状和网脉状构造, 反映强烈的高压流体爆炸式排泄作用。矿石矿物组成复杂, 除常见的贱金属硫化物外, 尚有大量的 Cu, Ag, Bi, Co, Ni 硫酸盐类 (黝铜矿) 矿物^①。流体包裹体资料表明, 成矿流体高度富集 CO₂ 和 CH₄, 不仅富含壳源金属 (Ag, As, Sb), 还富含幔源金属 (Cu, Co, Ni, Bi 等), 揭示了深部流体与地壳流体的混合作用。金属硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值显示双峰 (2.8% ~ 6.2%) 分布特征, 也反映了矿石硫的两源混合作用。薛春纪 (2000) 报道了白秧坪矿床中硅化石英的 ⁴⁰Ar/³⁹Ar 坪年龄为 (62.78 ± 0.60) Ma, 表明其成矿时代与金顶矿床接近。

沉积-热液改造型成矿作用起始于侏罗纪-白垩纪, 成矿物质初步富集形成矿胚层, 后经历喜马拉雅期热液叠加, 最后使矿胚层富集成矿。以铜为主的沉积-热液改造型矿床受一定的层位控制, 主要产出于中侏罗统下部高孔隙度砂岩与上覆低孔隙度杂色炭泥质岩系之间。代表性矿床包括金满铜矿和白洋厂银铜多金属矿。矿体呈大脉状和似层状, 矿石具条带状、角砾状、块状、脉状、网脉状, 主要金属矿物为砷黝铜矿、黄铜矿、斑铜矿、银黝铜矿、黄铁矿、辉银矿等。硫化物铅模式年龄有两组 (110 ~ 165 Ma; 60 ~ 30 Ma), 分别对应于沉积成矿期和热液改造期年龄 (陈好寿, 1994; 王江海等, 1998)。流体包裹体资料表明, 沉积成矿期成矿温度介于 100 ~ 180 °C 间, 热液改造期成矿温度介于 202 ~ 286 °C (王江海等, 1998)。绝大多数方铅矿和闪锌矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化于 -20.4% ~ -3.9%, 反映沉积成矿期硫化物的硫具生物有机硫的特点。黄铜矿和黝铜矿系列矿物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值多集中于 0 左右, 反映热液改造期的矿石硫具岩浆硫或幔源硫的特点 (陈好寿, 1994; 王江海等, 1998)。

在整个兰坪盆地, 尽管碰撞造山期的区域流体向盆地内部侧向迁移汇聚和沿断裂系统大量排泄是“小盆地成大矿”的主导因素, 但流体示踪研究所揭示出的深部成矿流体和成矿物质的贡献, 及最近在盆地内部发现大量喜马拉雅期富碱岩

浆浅成侵位, 也是不容忽视的成矿要素。

2.2.2 受走滑断裂控制的斑岩型铜钼金矿化

受控于走滑断裂的斑岩矿带以北段玉龙铜矿带和南段鹤庆-样云斑岩铜钼金矿带为代表。下面主要以玉龙铜矿带为例将其特征简述于下:

玉龙铜矿带是高原造山带最大的斑岩铜矿带, 长约 200 km, 宽约 15 ~ 30 km, 大约由 20 余个含矿斑岩体构成。斑岩铜矿带严格受贡觉-芒康(温泉)走滑断裂带控制, 与贡觉走滑拉分盆地共生 (见: Hou et al., 2003a 之图 3)。早期的测年资料限定了一个较长的岩浆活动期 (52 ~ 33 Ma; 马鸿文, 1994), 但最近的锆石 SHRIMP 年龄数据表明, 斑岩侵位年龄介于 40.9 ~ 35.0 Ma 之间 (梁华英, 2002)。辉钼矿的 Re-Os 同位素年龄为 35 ~ 36 Ma (杜安道等, 1994)。含矿斑岩体主要呈陡直的岩管、岩瘤侵位于三叠系地层中, 侵位深度浅 (1.5 ~ 3 km), 出露规模小 (直径 < 1 km)。含矿斑岩以二长花岗岩为主, 具有高钾质特征, 属高钾钙碱性和钾玄岩系列。岩石相对富集 LILE (K, Rb, Ba) 和 HFSE (Zr, Hf, Nb, Ta), REE 配分型式具轻稀土富集型 (张玉泉等, 1998a)。Sr-Nd 同位素组成显示其岩浆有较大部分来自交代富集型地幔物质 (张玉泉等, 1998b; Hou et al., 2003a)。尽管玉龙斑岩铜矿带产于碰撞造山环境, 但它与岛弧或陆缘弧环境形成的斑岩铜矿特征类似 (Camus et al., 2001)。其矿床地质特征已有较多论著论述 (芮宗瑶等, 1984; 马鸿文, 1994; 唐仁鲤等, 1995), 在此不再累赘。

鹤庆-样云斑岩铜钼金矿带的含矿斑岩侵位年龄与玉龙斑岩铜矿带的相当, 主要集中于 48 ~ 32 Ma 之间 (骆耀南等, 1998; 张玉泉等, 1998b), 但岩性偏碱质, 以石英正长斑岩为主, 花岗斑岩次之。矿化组合以 Au-Cu 为主, 伴生少量 Pb-Zn。

2.2.3 与大规模走滑剪切有关的剪切带型金矿化

与大规模走滑剪切有关的剪切带型金矿化至少形成了两条大型金矿带, 即哀牢山金矿带和锦屏山金矿带。

哀牢山金矿带: 成矿带长 120 km, 宽 500 ~ 5 000 m, 由 4 个大型 Au 矿床 (老王寨、冬瓜林、金厂、大平)、8 个中型金矿床和 30 余处小型及矿点构成, 主体沿红河走滑断裂带分布, 产于 3 条断裂夹持的、右行斜列分布的蛇绿混杂岩构造岩片内 (见: 胡云中等, 1995 之图 5-1; 李兴振等, 1999 之图 11-9)。

构造上, 哀牢山断裂和九甲-墨江断裂控制了哀牢山金矿带的展布, NW 向脆性剪切带与近 EW 向逆冲断裂带的交汇部位, 控制了金矿田或金矿床的分布, 脆性剪切带控制着单个矿床或矿体的形成 (胡云中等, 1995)。层位上, 金矿带总体上受上古生界构造-地层单元控制, 金矿床发育于上古生界基性火山凝灰岩-沉凝灰岩-碎屑岩和结晶灰岩及放射虫硅质岩构成的构造岩片中, 矿化强度与石炭纪基性-超基性岩、燕山期-喜马拉雅期煌斑岩及花岗闪长斑岩类发育强度呈正相关

① 王成善等, 2000. 兰坪-思茅盆地构造演化与成矿作用 (九五攻关项目研究报告)。

关系,反映成矿作用与哀牢山洋壳物质(矿源)和晚期岩浆活动(热源)密切相关(黄智龙等,1997)。

依据哀牢山金矿带金矿床产出特点和矿石类型,矿床主要属构造蚀变岩型或剪切带型(胡云中等,1995)。依含金建造和矿石类型,可分为 3 类型式,即老王寨式、金厂式和库独木式。老王寨式矿床直接产于下石炭统强烈黄铁矿化、白云石化和绢云母化的基性熔岩、角砾岩、角砾熔岩和沉凝灰岩及石英杂砂岩和绢云板岩中;库独木式矿床产于中石炭统黄铁矿化和绢云母化的凝灰岩和基性熔岩的顺层剪切带中;金厂式矿床则主要产于超基性岩体的外接触带内,形成强硅化和碳酸盐化超基性岩型 Au 矿体和交代硅质岩型 Au 矿体。这些矿体多呈脉状、透镜状和似层状产出,矿脉充填于断裂破碎带内,形成含金石英脉和透镜体;热液交代镁铁质超基性岩接触带,形成似层状、透镜状含金石英岩矿体(胡云中等,1995)。

流体包裹体资料表明,成矿流体均一化温度变化于 110 ~ 280 °C,估算的成矿压力变化于 $720 \times 10^6 \sim 400 \times 10^6$ Pa。硫化物矿石的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化于 $-2.37\% \sim 3.60\%$,均值为 0.60% ,反映硫化物硫具幔源硫来源(胡云中等,1995);含矿围岩及黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化于 $-8.38\% \sim 5.07\%$,均值为 0.82% ,与矿石硫 $\delta^{34}\text{S}$ 值接近,暗示围岩中的硫也主要来源于深部幔源。脉石矿物流体包裹体的氢氧同位素资料表明,成矿流体是一种不同比例岩浆水与大气水的混合流体,其中,金厂式矿床以岩浆水为主,而老王寨式矿床以大气水为主(胡云中等,1995)。He-Ar 同位素显示成矿流体中有地幔流体的贡献(胡瑞忠等,1999)。含矿主岩和蚀变围岩的蚀变矿物测年结果,间接地反映金矿带的成矿年龄变化于 180 ~ 28 Ma 间,但主成矿期为喜马拉雅期,年龄估计为 35 ~ 43 Ma(黄智龙等,1997)。

锦屏山金矿带:主要发育于锦屏山陆内造山带中南段,受不同类型的剪切带控制,主要由北部康定大渡河矿集区、中部石棉田湾矿集区和南部锦屏山矿集区构成(见:骆耀南等,1998 之图 3-22)。

康定大渡河矿集区的金矿受逆冲-推覆剪切带和滑脱型剪切带控制,主要产于前震旦系基底杂岩内的网络状剪切带内,代表性矿床包括黄金坪、白金岩子和三碛金矿等。矿石类型主要为黄铁矿-石英脉型、多金属硫化物-石英脉型和黄铁矿蚀变岩型。成矿温度 100 ~ 392 °C,硫源为深源硫,流体为变质水(骆耀南等,1998),含金脉石英的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 坪年龄表明金矿的主成矿期年龄为 27 ~ 21 Ma(王登红等,2001)。

石棉田湾矿集区的金矿受走滑断裂(鲜水河)和滑脱型剪切带控制(骆耀南等,1998),主要产于基底与盖层的主滑脱带中。赋矿围岩为花岗岩质糜棱岩,顶底板为黑色和黄色千糜岩,矿化产于韧-脆性构造叠加部位(骆耀南等,1998)。代表性矿床首推田湾菩萨岗金矿,主要矿石类型为石英脉型。千糜岩多硅白云母的 K-Ar 年龄(15.4 ~ 21.2 Ma;骆耀南等,1998)和含金脉石英的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 坪年龄(26.67 Ma;王登红等,2001)限定其成矿年龄介于 15 ~ 27 Ma 间。

锦屏山矿集区的金矿受滑脱型剪切带控制(骆耀南等,1998),主要产于盖层基性变火山岩的韧性剪切带内,以茶铺子金矿为代表。矿体呈透镜状产于沿剪切带分布的白云石化交代岩内。矿石类型主要为黄铁矿化白云岩和含硫化物石英脉。成矿年龄没有限定,但根据区内产出的金矿化花岗斑岩脉的 K-Ar 年龄(31.9 Ma)推断,成矿期在 30 Ma 左右。

2.3 碰撞后伸展与成矿作用

起始于 20 ~ 18 Ma 的东西向伸展作用(Williams et al., 2001),作为岩石圈地幔减薄和软流圈上涌的直接结果,产生一系列地质事件,如近 SN 向正断层系统、钾质斑岩浅成侵入、热泉流体活动,导致了冈底斯斑岩 Cu 矿带、浅成低温热液 Au 成矿作用以及热泉型 Cs-Au-Sb 矿床和现代盐湖矿床的形成和发育。

2.3.1 碰撞后伸展环境斑岩铜矿化

以长约 350 km、宽 30 ~ 50 km 的冈底斯斑岩铜矿带为代表。该成矿带产于拉萨地体南缘,由 4 个大型矿床(甲马、驱龙、冲江、厅宫) 2 个中-小型矿床(南木、拉抗俄)和一系列矿(化)点构成(见:侯增谦等,2003e 之图 2)。斑岩侵入体整体上沿东西向,平行于冈底斯逆冲带展布;局部南北成串,沿 SN 向的正断层分布,产于以正断层系统为边界的地堑或裂陷盆地内,反映横跨拉萨地体的张性构造系统控制了含矿斑岩的时空定位。同位素年龄资料表明,含铜斑岩体结晶年龄介于 18 ~ 12 Ma 之间,其侵入高峰期在 (15 ± 1) Ma 左右(芮宗瑶等,2003)。来自驱龙、冲江、厅宫、拉抗俄等矿床的 Re-Os 等时线年龄表明,区域斑岩铜矿化事件发生于 14.5 ~ 16.8 Ma(侯增谦等,2003e)。

含矿斑岩体一般为浅成复式岩体,深度和直径均小于 2 km,少数发育爆破角砾岩筒。从岩体内部到外接触带,矿化类型与矿化元素发生系统变化:岩体内为细脉浸染状矿化,形成铜钼矿体;内接触带为细脉状、板状矿化,形成铜钼多金属矿体;外接触带地层内以似层状矿化为主,形成以铅锌多金属为主的矿体。在不同矿区,矿化类型有一定差异,主要视含矿斑岩体侵入环境而定,含矿斑岩侵入于早期的花岗岩基内,以细脉浸染状矿化为主,如南木、冲江矿床;斑岩侵入灰岩或火山沉积岩内,则以细脉状、似层状矿化为主,如甲马矿床。矿体的形态特征由矿化类型决定,矿石矿物组合与矿化类型相对应。细脉浸染状矿化为磁铁矿-斑铜矿和黄铜矿-黄铁矿组合,细脉状矿化为黄铜矿-辉钼矿组合,似层状矿体为黄铁矿-斑铜矿和方铅矿-闪锌矿组合。围绕矿化岩体,伴有多重蚀变,一般而言,岩体本身多为早期的钾化、硅化蚀变,岩体外围为晚期的绢云母化、硅化、泥化以及青磐岩化蚀变。尽管不同矿区的蚀变组合与蚀变强度不尽相同,但钾化、硅化与青磐岩化则通常发育。在冈底斯铜矿带,与区域性构造隆升有关的蚀变类型及其相应的矿化(次生富集作用)产物,即表生的辉铜矿席,发育不普遍。

含矿斑岩主要为二长花岗斑岩和石英二长花岗斑岩,岩石属钾玄质和(或)高钾钙碱性系列(曲晓明等,2001),具有高

Si [$w(\text{SiO}_2) > 64\%$]、高 Al [$w(\text{Al}_2\text{O}_3) > 15\%$]、低 Y 和 Yb, 而高 Sr/Y 和 LREE/HREE 比值的特点, 显示埃达克岩(adakite)的地球化学亲和性(侯增谦等, 2003c)。与洋壳熔融形成的典型埃达克岩相比, 以相对较宽的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ (+5.52 ~ -6.18) 和相对较高的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ (0.6050 ~ 0.6075) 为特征, 反映其既可能起源于青藏高原加厚的下地壳部分熔融, 也可能起源于俯冲的新特提斯洋壳的部分熔融(Hou et al., 2003b)。

2.3.2 碰撞后伸展环境浅成低温热液金矿

伸展环境浅成低温热液金矿目前尚无确信的矿床实例, 但最近在 IYS 西段发现的马攸木岩金矿床有可能是其典型代表(多吉, 私人通信)。马攸木岩金矿床产于雅鲁藏布江蛇绿混杂岩带的北侧, 区内出露前寒武纪基底和古生代盖层, 产出喜马拉雅期火山-侵入杂岩。在矿区的西北部, 是 NW 向延伸千余公里的喀拉昆仑走滑断裂带, 其走滑变形可能派生了一系列 NEE 向张性裂隙, 成为含金脉群产出的主要空间。在马攸木矿区, 现已发现并初步评价了 11 条赋存于震旦系-寒武系齐吾贡巴群的构造蚀变破碎带中的含金脉群, 矿体厚度 0.6 ~ 8.0 m, 平均厚 2.3 m, 矿体长 120 ~ 460 m, 金品位 2.2 ~ 90.9 g/t, 平均品位 29.2 g/t, 矿床达大型规模(多吉, 未刊资料)。据西藏地热队资料, 高品位的矿石类型主要为角砾岩型、石英脉型和蜂窝状-浸染状矿石, 矿物组合包括自然金-硅华-硫华-锑华、自然金-银金矿-黄铁矿、自然金-银金矿-褐铁矿和自然金-方铅矿-辉锑矿, 总体上显示浅成低温热液系统偏上部的矿物组合特征。

现有资料表明, 自谢通门至马攸木以西, 浅成低温热液 Au 矿可能是一种颇具前景的矿床类型, 但与其与东段的斑岩铜矿带是否具有内在联系, 尚不清楚。根据地质资料分析, 冈底斯东段的剥蚀程度可能较大, 因此主要发育并出露斑岩铜矿, 西段的剥蚀程度可能更小, 从而使斑岩铜矿系统顶部的浅成低温热液 Au 矿系统得以保留。

2.3.3 碰撞后伸展环境热泉 Cs-Au-Sb 矿

碰撞后伸展环境的热泉活动主要受两大构造系统控制。在高原腹地, 高温热泉及地热田主要沿 SN 向地堑裂谷盆地和正断层系统分布, 而在高原东西两端构造结附近, 则沿大型走滑断裂分布^①。ESR 定年资料表明, 在热水活动时空上, 北部(羌塘地体)早, 规模大, 南部(拉萨地体)晚, 规模小, 时间上具有周期性, 至少有 4 期, 即 0.50 ~ 0.47 Ma, 0.40 ~ 0.35 Ma, 0.27 ~ 0.10 Ma 和 <0.10 Ma(侯增谦等, 2001)。

据郑绵平等(1995)的研究, 西藏高原的多数盐湖也同样受碰撞后伸展裂陷带控制, 盐湖内的 Li、Cs、B 等流体矿床的形成均与热水流体注入有关。不仅如此, 热泉流体活动还直接导致了现代成矿作用和 Cs-Au-Sb 矿床的形成。热泉型 Cs 矿主要见于高原腹地西部塔格架、色米和东部古堆、谷露等地, Cs 在喷射热泉中含量高达 58×10^{-6} , 远高于世界范围热泉的 Cs 含量($2.8 \times 10^{-6} \sim 6.2 \times 10^{-6}$), 而在含铯硅华内含量

平均达 0.15% ~ 0.13%, 主要呈 OCS^- 与 OH^- 赋存于蛋白石和玉燧矿物中, 是胶体热液的化学沉积产物。据初步评价, 塔格架和布雄朗古铯矿已达大型规模(郑绵平等, 1995)。热泉型 Sb 矿主要见于藏南拆离-逆断带, 热水活动和泉华沉积明显受 SN 向正断层控制, 车穷卓布锑矿是其代表性矿床。矿体分布严格受断裂带的控制, 总体呈脉状产出。蚀变以硅化为主, 碳酸盐化次之。矿化主要为浸染状、团块状、针状、树枝状辉锑矿化, 矿物共生组合包括: 辉锑矿-非晶硅组合、黄铁矿-辉锑矿组合、冰洲石-辉锑矿组合等。据初步工程控制, Sb 平均品位 4.12%, Sb 资源量为 13 万吨。热泉型 Au 主要见于腾冲热海地区, Au 主要产于热流体沸腾爆炸形成的含黄铁矿液爆角砾岩中, 其次赋存于化学沉积形成的硅华、硅质岩和硅质脉体以及热水活动通道附近的热液蚀变岩中。据初步评价, 腾冲热泉金矿目前仅达小型规模。此外, 在高原腹地西段拉昂错-王曲工布一带, 古泉华体中也发现金矿化, 其 Au 含量为 0.3 ~ 0.9 g/t(多吉, 未刊资料)。

3 碰撞造山带成矿系统与设想模型

根据上述各种类型的成矿作用在碰撞造山不同演化阶段、不同成矿环境的时空发育特征, 按成矿系统的基本思想, 可将碰撞造山的成矿作用划分为 3 个成矿巨系统和 10 个成矿系统, 在此基础上, 尝试性地提出碰撞造山带成矿系统构造控制的初步工作模型。

3.1 大陆俯冲碰撞成矿巨系统

印-亚大陆自 60 Ma 开始碰撞至今, 两个大陆可能相向俯冲于青藏高原造山带之下的 BNS 附近。这种俯冲碰撞作用产生了一系列成矿构造环境单元, 自南而北依次为: 藏南拆离系-特提斯喜马拉雅逆冲断裂带、冈底斯花岗岩基、安多第三纪沉积盆地和凤火山逆冲带。与之对应, 发育了如下成矿系统: ① 汇聚流体金锑多金属成矿系统; ② 碰撞期花岗岩岩浆流体成矿系统; ③ 低温热液流体锑金成矿系统; ④ 迁移汇聚流体层控铜成矿系统。图 3 示意性地展示了印-亚大陆碰撞带不同成矿环境及其对成矿系统和典型矿床的控制作用。

藏南逆冲-拆离带相对于印度大陆俯冲板片而言是仰冲板片, 其与俯冲板片间的层间滑脱带将成为区域流体迁移的重要通道。大洋钻探研究证实, 洋壳板片俯冲过程中, 被排挤出的流体将沿俯冲带向上回流, 并在增生楔和前陆大量汇聚(ODP leg 110 Science Party, 1987)。Oliver(1992)、Deming(1992)和 Garven(1993)研究表明, 大陆板块俯冲碰撞过程中, 从俯冲板片挤出的流体也沿俯冲带从主碰撞带向前陆方向迁移汇聚, 并导致 MVT 型 Pb-Zn 矿床与油气田的共存(Johnston, 1999)。数值模拟表明, 向前陆盆地汇聚的流体, 具有跨越盆地的温度递变, 最高排泄温度可高达 300 °C。藏南逆冲-

① 侯增谦, 李振清. 印度大陆俯冲前缘的可能位置: 来自藏南和藏东活动热泉气体 He 同位素约束(待刊)。

拆离带作为特提斯喜马拉雅被动大陆边缘的组成部分,其性质类似于前陆冲断带和前陆盆地区。可以推想,印度大陆板片的脱水流体在深部可能沿层间滑脱带向上运移,回流至地壳浅部后可能沿叠瓦状北倾逆冲断裂通道向浅表部迁移汇聚(图 3)。在藏南,大面积出现的区域性蚀变以及层间含金石英脉群和构造蚀变破碎带可能记录了这种流体的迁移汇聚。当然,汇聚的流体还可能被藏南拆离系活动期间发育的淡色花岗岩岩浆房驱动,发生对流循环,并在变质核杂岩剥离断层附近排泄,形成变质核杂岩型蚀变岩金矿。如果这一推测属实,可以预料,在藏南逆冲-拆离带将会发现更多更大的金锑矿床。

与之类似,正如地震层析成像所证实那样,亚洲大陆板片的向南俯冲并在 NBS 附近与俯冲的印度大陆对接,同样将引起板片脱水流体沿层间滑脱带迁移,并在风火山逆冲带及其夹持的第三系沉积盆地内汇聚。这些流体很可能在穿层迁移中沿途淋滤金属物质,并在上下隔水层间的多孔隙浅色层卸载,形成层控型砂岩铜矿(图 3)。

而在两个大陆板片汇聚的 BNS 附近,浅表的热水活动有可能获得深部物质的大量贡献。因为印度、亚洲大陆板片相继下插至羌塘盆地下部 200 km 的软流圈附近(图 3),势必诱发地幔物质上涌,导致岩石圈减薄和地壳伸展。大约在 10~20 Ma 于地壳浅部形成一套碱性岩侵位(赵政璋, 2001),从而诱发了区域上的晚期锑矿化作用。

横贯整个拉萨地体的碰撞期花岗岩带,西段为冈底斯花岗岩基,东段为腾冲-梁河花岗岩带。冈底斯花岗岩基大约在 21 Ma 前后大规模隆升(Harrison et al., 1992),目前多出露以粗粒花岗岩为主的根部带,即使成矿也已被剥蚀。东段花岗岩则剥蚀较浅,围岩顶盖尚保存。这套花岗岩起源于碰撞加厚的地壳部分熔融,富含壳源特征的锡和稀有稀土以及氟和氯,具有较大的成矿潜力。同时,岩浆热液系统叠加改造了区

域发育的位于 D/C 界面处的块状黄铁矿层(侯增谦等,未刊资料),从而形成以块状黄铁矿-锡石矿石为特色的大型锡矿床(图 3)。

3.2 陆内走滑-剪切成矿巨系统

陆内走滑-剪切伴随印-亚大陆碰撞汇聚而生,具有调节和吸纳陆-陆碰撞应力与地壳形变之功能。其发育于与主碰撞带斜交的高原东缘,起始于印-亚大陆初始碰撞之时,持续至仍在俯冲碰撞的当今,经历了古新世-渐新世的压扭作用(65~24 Ma),中新世的张扭作用(24~18 Ma)和晚中新世至今的伸展作用,造就了 3 个成矿系统:①压扭性走滑拉分盆地很多金属成矿系统;②受控于走滑断裂系的斑岩铜钼金成矿系统;③剪切带型金成矿系统。它们分别产出于碰撞造山带的不同发育阶段和不同成矿环境(图 4)。

在青藏高原东缘,造山带构造格架及形成机制远不及高原腹地清楚,成因认识可谓大相径庭。Chung 等(1998)根据东缘富碱火成岩带与高原腹地的钾质火山岩的地球化学类似性,提出高原东缘在 40 Ma 前便发生差异隆升,之后进入伸展阶段。Wang 等(2001)认为高原东部在 40~28 Ma 处于压扭状态,16 Ma 后才开始伸展,由此提出了一个大陆板片沿红河走滑断裂向东俯冲的构造模式,并将兰坪盆地解释为前陆盆地,认为富碱火成岩与俯冲作用有关。然而,这两种模式均不能圆满地解释高原东缘的地质事实,也与已有的地球物理探测和观测资料不符。刘福田等(2000)的地震层析成像和钟大赉等(2001)的速度图像显示,印-亚大陆自 60 Ma 碰撞以来,大致在嘉黎走滑断裂以东(99~102°E)存在一个向西倾伏的扬子地块俯冲板片。该板片沿红河走滑断裂向西俯冲,前缘抵达 250 km 深处。在嘉黎走滑断裂以西地区(94~97°E),近 1 000 个天然地震参数资料表明,震源深度显示出自西向东明显倾斜的趋势,在印度大陆区范围(91~94°E),震源深度小于 40 km,向东进入高喜马拉雅(94~96°E)和特提斯喜

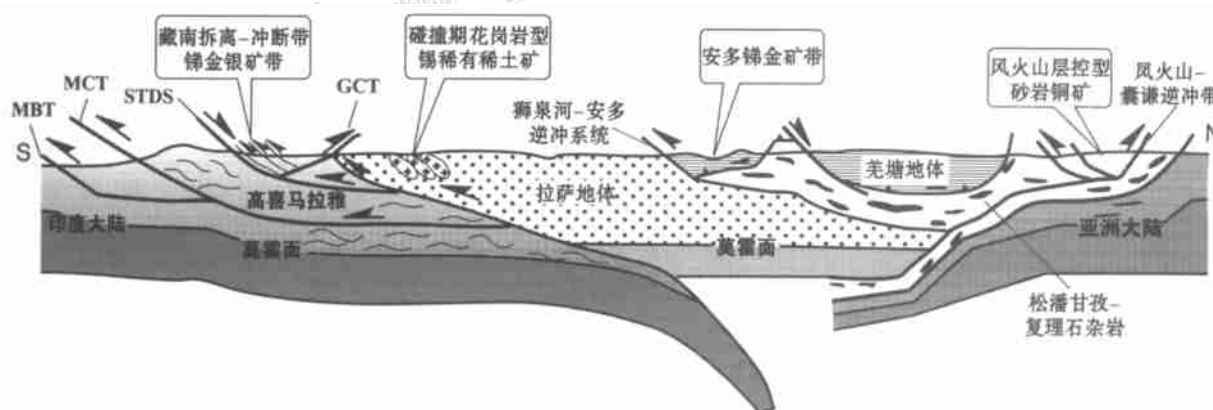


图 3 横跨青藏高原碰撞造山带断面结构(S-N)与成矿系统分布示意图

在图中,碰撞造山带断面结构图据 Zhao et al., 2001 和 Yin et al., 2000 修改。有关图例见图 1,该图推测碰撞造山带由印度与亚洲大陆板块相向俯冲汇聚而成

Fig. 3 Schematic geological cross sections (S-N) across the Tibetan orogen, showing mineralization systems developed in various orogenic environments

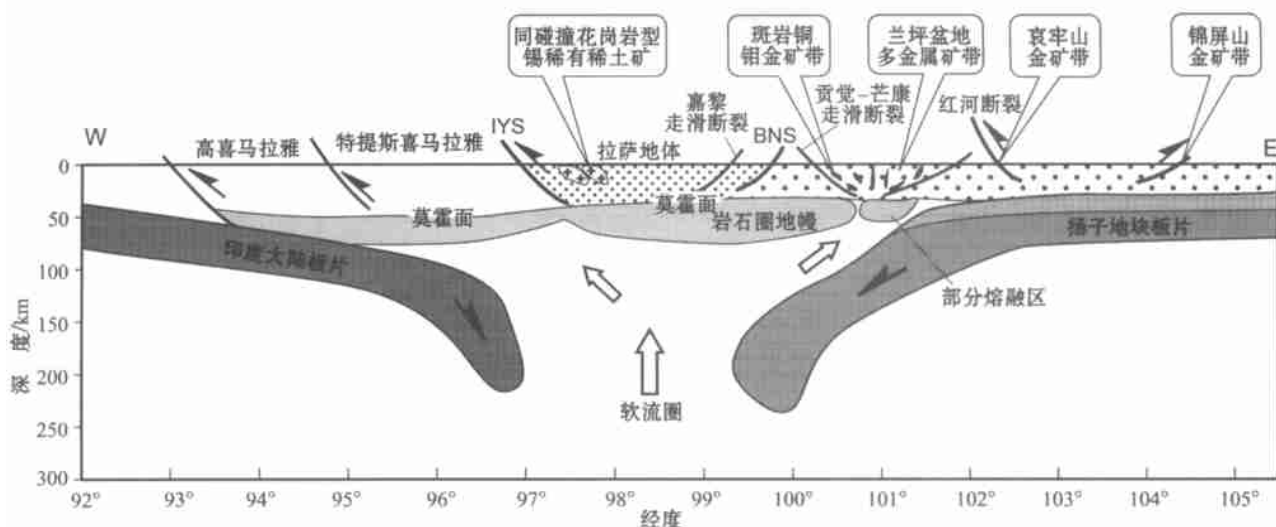


图4 青藏高原东缘碰撞造山带理想断面(E-W)结构及成矿系统分布示意图

碰撞造山带的断面结构根据地表地质观察和地震层析成像结果(97~106°E, 23.5°N剖面, 刘福田等, 2000; 24~26°N剖面, 钟大赉等, 2001)和天然地震参数资料(92~96°E, 24.5°N剖面, 姜朝松等, 2000; 王椿庸等, 2002)推演而成。该图显示, 在高原东缘, 碰撞造山带由印度大陆与扬子地块相向俯冲汇聚而成。解释见正文

Fig. 4 Schematic geological cross sections (E-W) across the Tibetan orogen, showing mineralization systems developed in various orogenic environments

马拉雅区(96~97°E), 震源深度明显增大, 大约在95~97°E范围, 震源深度超过100 km, 并向下垂直延伸至180 km(姜朝松等, 2000; 王椿庸等, 2002)。这些资料证实了印度大陆板块以缓角度俯冲于特提斯喜马拉雅之下, 俯冲前缘抵达IYS(图4)。可能由于两大陆板块相向俯冲, 诱发了软流圈物质上涌。地震层析成像证实, 在两个俯冲板块前缘之间, 发育一个源自450 km深处的低速柱(刘福田等, 2000; 钟大赉等, 2001), 处于腾冲现代幔源岩浆活动区之下厚约80 km的岩石圈底部(图4)。

如果这个双俯冲模式正确, 可以确信, 由于印度大陆与扬子地块斜向汇聚和相向俯冲, 高原东部至少在28 Ma前处于压扭状态, 并诱发大规模走滑断裂活动和强烈剪切作用。红河断裂的左行走滑与强烈剪切, 导致了哀牢山剪切带型金矿带的形成, 鲜水河断裂(南延部分)的左行走滑与强烈剪切, 造就了锦屏山剪切带型金矿带的发育。扬子俯冲板片的脱水流体向上对减薄的岩石圈甚至是壳幔过渡带的交代作用, 可能诱发了部分熔融, 富碱岩浆沿兰坪盆地两侧的走滑断裂系统上升侵位, 形成了斑岩铜铅金成矿系统(图4)。根据刘福田等(2000)的地震层析成像资料推测, 部分熔融区直接处于俯冲板片之上, 深度在50~80 km, 引起部分熔融的热源可能与软流圈的上涌有关(图4; 钟大赉等, 2001)。

地震层析成像资料还显示一个重要的信息, 即富碱岩浆的部分熔融源区处于兰坪-思茅盆地的下方(图4)。这一方面解释了盆地内部发育喜马拉雅期碱性斑岩以及盆地多金属成矿系统有幔源物质贡献这两个重要事实; 另一方面, 部分

熔融层及其分凝的岩浆体可能作为重要的热源, 与区域挤压应力共同作用, 驱动了区域规模的热流体对流循环和侧向迁移, 从而解释了金顶等大型铅锌矿床独特的多源(幔-壳-造山带)铅同位素组成特征以及矿化金属的区域分带(西铜、东铅锌银)。

3.3 碰撞后伸展成矿巨系统

始于18 Ma的东西向伸展, 初期引起加厚的下地壳物质或下覆的上地幔物质熔融, 形成伸展环境斑岩铜矿成矿系统, 而后可能引起中上地壳减压熔融和流体汇聚, 形成壳内岩浆房和流体库, 导致了浅成低温热液金矿成矿系统和热水沉积铯锂硼金属成矿系统。

冈底斯斑岩铜矿带的成矿成矿年龄证实, 岩浆-热液成矿系统发育于碰撞晚期的伸展环境, 含矿斑岩体沿正断层系统呈SN向串状分布, 表明横切主碰撞带的SN向正断层系统及其限定的裂谷地堑, 为岩浆超浅成侵位提供了裂隙性通道, 为含矿岩浆流体从岩浆房充分分凝提供了应力松弛条件(侯增谦等, 2003b)。含矿斑岩的埃达克岩浆亲合性(侯增谦等, 2003b), 高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始比值及低 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值, 表明岩浆有两个可能的来源, 但不论哪种来源, 其初始熔体均与幔源熔体发生混合(Hou et al., 2003e)。其一为碰撞加厚的下地壳(约60 km), 东西构造剥露出来的石榴石麻粒岩(Ding et al., 2001)和角闪岩及角闪榴辉岩(Pagnant et al., 1991)证实, 下地壳已变质成角闪榴辉岩, 成为斑岩岩浆的理想源区(Hou et al., 2003e); 其二为俯冲并残留于上地幔的新特提斯洋壳板片(Gao et al., 2003)。更多的证据似乎更支持前者。这两种

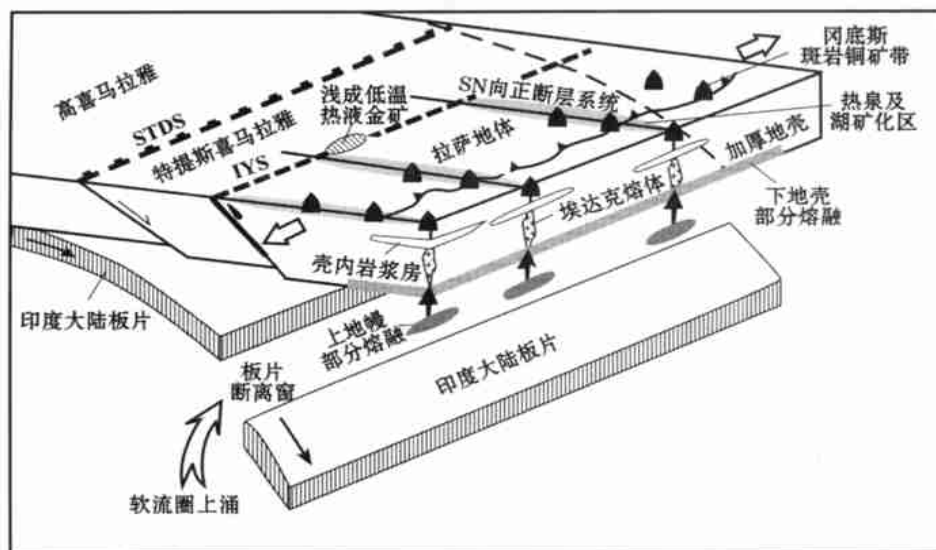


图 5 碰撞后伸展背景下构造对斑岩铜矿系统和热泉成矿系统的控制模式

Fig. 5 A possible tectonic model illustrating the relationship of break-off of the Indian continental slab since 25 Ma with the localization of the porphyry Cu system and the hot spring mineralization system developed during east-west extension in the Tibetan orogen

源岩的部分熔融均要求软流圈物质上涌提供岩浆形成的必要热能。图 5 代表了目前倾向性的看法,即认为俯冲的印度大陆板片发生断离作用诱发软流圈物质上涌并导致下地壳部分熔融,但这一模式似乎与 Nelson 等(1996)强调的大陆板片俯冲于 BNS 附近的观点有较大出入,因而有待于今后深入的研究。

印-亚大陆汇聚碰撞引起的地壳加厚和放射性衰变生热,在东西向伸展背景下,发生了减压熔融,形成了成片出现的、顶面位置处于 15~18 km 深处的部分熔融层,即地震亮点 (Nelson et al., 1996; Brown et al., 1996)。这组地震亮点与地表高温地热田在空间一一对应,证实上地壳部分熔融和分凝岩浆房驱动了热水流体的对流循环^①,从而控制了热泉型 Cs-Au-Sb 矿和现代盐湖 Li-B 等矿产的形成(图 5)。

以马攸木金矿为代表的浅成低温热液成矿系统,由于尚未开展系统研究,目前要确切地判定其产出环境和构造控制式样是不太现实的。尽管如此,仍可根据下述基本特点:①空间上,其分布于 IYS 内,可能受喀拉昆仑走滑断裂派生的 NEE 向次级裂隙系统控制,呈含金石英脉群产出;②矿化分布区发育大量现代热泉流体活动,热泉气体显示幔源氦贡献^②;③矿化体与区内分布的新生代火山岩或斑岩时空相依;④矿物共生组合以低温矿物组合为主,与含金热泉泉密切相关等,初步推断成矿作用发育于碰撞后伸展环境,产出于蛇绿混杂岩带内,成矿热水系统可能受浅位岩浆房的驱动,成矿物质可能来自蛇绿岩套和深部的幔源(图 5)。

特别指出的是,上述模式模型仅是基于现有的各类资料和笔者的初步认识而推想的,供今后研究的工作模型,想必存在很多问题,甚至谬误,需要通过深入研究予以修正、完善或抛弃。

致谢 本文的主要学术思想是在 973 项目“印度与亚洲大陆主碰撞带成矿作用”申请立项过程中讨论形成的。在此过程中得到孙枢、李廷栋、陈毓川、郑绵平、翟裕生、钟大赉、藤吉文、裴荣富、肖序常、多吉等院士以及董树文研究员、潘桂棠研究员、李继亮研究员、莫宣学教授、张洪涛研究员、彭齐鸣教授、王瑞江高工、王京彬高工、孙晓明教授等的悉心指教。与张旗、张德全、杨岳清、聂凤军、芮宗瑶、秦克章、曲晓明、丁林、国连杰、赵平等研究员的讨论也使笔者受益匪浅,在此一并表示衷心的感谢。

References

- Billsluk P M, Hacker B, Glodny J, et al. 2001. Normal faulting in central Tibet since at least 13.5 Myr ago [J]. *Nature*, 412: 628~632.
- Brown L D, Zhao W J, Nelson K D, et al. 1996. Bright spots, structure, and magmatism in Southern Tibet from INDEPTH seismic reflection profiling [J]. *Science*, 274: 1688~1690.
- Burchfiel B C, Chen Z, Hodges K V, et al. 1992. The south Tibetan detachment system, Himalayan orogen: extension contemporaneous with and parallel to shorting in a collisional mountain belt [J]. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 269: 1~41.

① 侯增谦,李振清.印度大陆俯冲前缘的可能位置:来自藏南和藏东活动热泉气体 He 同位素约束(待刊).

- Camus F and Dilles J H. 2001. A special issue devoted to porphyry copper deposits of northern Chile-Preface[J]. *Econ. Geol.*, 96: 233 ~ 238.
- Chen H S. 1994. Studies on isotopic geochemistry[M]. Hangzhou: Zhejiang University Press. 340p (in Chinese with English abstract).
- Chung S L, Hua L C, Lee T Y, et al. 1998. Dischronous uplift of the Tibetan plateau starting from 40 My ago[J]. *Nature*, 349: 769 ~ 773.
- Coleman M and Hodges K. 1995. Evidence for Tibetan Plateau uplift before 14 Ma ago from a new minimum age for east-west extension [J]. *Nature*, 374: 49 ~ 52.
- Deming D. 1992. Catastrophic release of heat and fluid flow in the continental crust[J]. *Geology*, 20: 83 ~ 86.
- Dewey J F. 1988. Extensional collapse of orogens[J]. *Tectonics*, 7: 1123 ~ 1140.
- Ding L, Zhong D L, Yin A, et al. 2001. Cenozoic structural and metamorphic evolution of the eastern Himalayan syntaxis (Namche Barwa) [J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 192: 423 ~ 438.
- Du A D, He H L and Yin W N. 1994. The study on the analytical methods of Re-Os age for molybdenites[J]. *Acta Geologica Sinica*, 68: 339 ~ 346 (in Chinese with English abstract).
- England P and Molnar P. 1990. Right-lateral shear and rotation as the explanation for strike-slip faulting in eastern Tibet[J]. *Nature*, 344: 140 ~ 142.
- Gao Y F, Hou Z Q, Wei R H, et al. 2003. Post-collisional adakitic porphyries in Tibet: Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic constraints on partial melting of oceanic lithosphere and crust-mantle interaction[J]. *Acta Geologica Sinica*, 77(2): 194 ~ 203.
- Garven G. 1993. Genesis of stratabound ore deposits in the Midcontinent Basins of the North America. I: The role of groundwater flow[J]. *Am. J. Sci.*, 292: 497 ~ 568.
- Harrison T M, Copeland P, Kidd W S F, et al. 1992. Raising Tibet [J]. *Science*, 255: 1663 ~ 1660.
- Harrison T M, Copeland P, Kidd W S F, et al. 1995. Activation of the Nyainqentanghla shear zone: implication for uplift of the southern Tibetan Plateau[J]. *Tectonics*, 14: 658 ~ 676.
- Hou Z Q, Li Z Q, Qu X M, et al. 2001. The uplift processes of the Tibetan Plateau since 0.5 MaB.P.-Evidence from hydrothermal activity in the Gandise belt[J]. *Science in China*, 31(1): 27 ~ 33 (in Chinese).
- Hou Z Q, Ma H W, Zaw K, et al. 2003a. The Himalayan Yulong porphyry copper belt: Product of large-scale strike-slip faulting in eastern Tibet[J]. *Econ. Geol.*, 98: 125 ~ 145.
- Hou Z Q, Meng X J, Qu X M, et al. 2003b. Gandise adakitic porphyry copper belt in Tibet[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 19: (in press) (in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q, Mo X X, Gao Y F, et al. 2003c. Adakite, A possible host rock for porphyry copper deposits: a case study of porphyry copper belts in Tibetan Plateau and in northern Chile[J]. *Mineral Deposits*, 22(1): 1 ~ 12 (in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q, Mo X X, Qu X M, et al. 2003d. The mid-Miocene adakitic rocks generated during the east-west extension in south Tibet[J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, (in press).
- Hou Z Q, Qu X M, Wang S X, et al. 2003e. Re-Os ages of molybdenite in the Gangdese porphyry copper belt in south Tibet: duration of mineralization and application of the dynamic setting[J]. *Science in China (D)*, 33: 509 ~ 618 (in Chinese).
- Hu R Z, Turner G and Burnard P. 1999. He and Ar isotopic geochemistry of ore-forming fluids in the Ailaoshan gold belt[J]. *Science in China(D)*, 29: 321 ~ 330 (in Chinese).
- Hu Y Z, Wang H P, Tang S Y, et al. 1995. Geology of the Ailaoshan gold deposits[M]. Beijing: Geol. Pub. House. 278p (in Chinese).
- Huang K and Opadyke N D. 1993. Paleomagnetic results from Cretaceous and Jurassic rocks of south and southwest Yunnan: evidence for large clockwise rotations in the Indochina and Han-Tai-Malay terranes [J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 117: 507 ~ 524.
- Huang Z L, Wang L K and Zhu C M. 1997. Petrological study of lamprophyres in the Laowangzhai gold mine, Yunnan[J]. *Geological Sciences*, 32: 74 ~ 87 (in Chinese with English abstract).
- Jamieson R A. 1991. P-T-t paths of collision orogens[J]. *Geologische Rundschau*, 80: 321 ~ 332.
- Jiang C S, Wang S J, Zhou R Q, et al. 2000. Dynamic study of the Tengchong volcanic active structure[J]. *Seismological Research*, 23: 179 ~ 187 (in Chinese with English abstract).
- Johnston J D. 1999. Regional fluid flow and the genesis of Irish Carboniferous base metal deposits[J]. *Mineral Deposits*, 34: 571 ~ 598.
- Jue M Y, Cheng D M, Zhang L S, et al. 1998. Copper deposits in Laping-Simao basin[M]. Beijing: Geol. Pub. House. 189p (in Chinese with English abstract).
- Kay R W and Kay S M. 1994. Delamination and delamination magmatism[J]. *Tectonophysics*, 219: 177 ~ 189.
- Kind R, Yuan X, Saul J, et al. 2002. Seismic images of crust and upper mantle beneath Tibet: evidence for Eurasian plate subduction[J]. *Science*, 298: 1219 ~ 1221.
- Leloup P H, Lacassin R, Tapponnier R, et al. 1995. Kinematics of Tertiary left-lateral shearing at the lithospheric-scale in the Ailao Shan-Red River shear zone (Yunnan, China) [J]. *Tectonophysics*, 251: 3 ~ 84.
- Li X Z, Liu W J, Wang Y Z, et al. 1999. The tectonic evolution of the Tethys and mineralization in the Sanjiang, southwestern China[M]. Beijing: Geol. Pub. House. 258 p (in Chinese with English abstract).
- Liang H Y. 2002. New advances in the research on diagenetic mineralization of porphyry copper deposits in east south margin of Qinghai-Xizang plateau[J]. *Mineral Deposits*, 21(4): 365 (in Chinese).
- Liu F T, Liu J H, He J K, et al. 2000. The subducted slab of the Yangtze continental block beneath the Tethyan orogen in western Yunnan[J]. *Chinese Science Bulletin*, 45: 466 ~ 469.
- Liu Z Q, Li X Z, Ye Q T, et al. 1993. Dividing of tectono-magmatic belts and distribution of the ore deposits in Sanjiang region[M]. Beijing: Geol. Pub. House. 243p (in Chinese).

- Lü B W, Wang Z, Zhang N D, et al. 1993. Granitoids and mineralization in Sanjing region[M]. Beijing: Geol. Pub. House. 158p (in Chinese with English abstract) .
- Lü Q T, Jiang M, Xu Z Q, et al. 1998. Tomographical evidence for Indian Plate underthrusting only beneath Tethyan Himalaya [J]. Chinese Science Bulletin, 44(1) : 86 ~ 89 .
- Luo J L, Yang Y H and Zhao Z. 1995. Evolution of Tethys and metallogeny of major ore deposits in western Yunnan[M]. Beijing: Geol. Pub. House. 180p (in Chinese) .
- Luo Y N, Yu R L, Hou L W, et al. 1998. Longmenshan-Jinpingshan intracontinental orogenic belt[M]. Chengdu: Sichuan Sci. and Tech. Pub. House. 171p (in Chinese) .
- Ma H W. 1994. Granitoids and mineralization of the Yulong porphyry copper belt in eastern Tibet[M]. Beijing: China University of Geosciences Press. 157p (in Chinese with English abstract) .
- Murphy M A, Yin A, Harrison T M, et al. 1997. Significant crustal shortening in south-central Tibet prior to the Indo-Asian collision[J]. Geology, 25 : 719 ~ 722 .
- Nelson K D, Zhao W J, Brown L D, et al. 1996. Partially molten middle crust beneath Southern Tibet: synthesis of Project INDEPTH results [J]. Science, 274 : 1684 ~ 1688 .
- ODP Leg 110 Scientific Party. 1987. Expulsion of fluids from depth along a subduction zone decollement horizon[J]. Nature, 326 : 785 ~ 788 .
- Oliver J. 1992. The spots and stains of plate tectonic[J]. Earth Science Rev., 32 : 77 ~ 106 .
- Pagnant U and Spencer D A. 1991. First record of eclogites from the Himalayan belt, Kaghan valley, Northern Pakistan[J]. Eur. J. Mineral., 3 : 613 ~ 618 .
- Qu X M, Hou Z Q, Gao Y F, et al. 2001. Gangdese porphyry copper belt: the second Yulong porphyry Cu belt in Tibet[J]? Mineral Deposits, 20(4) : 355 ~ 366 (in Chinese with English abstract) .
- Ratschbacher L, Frisch W, Liu G, et al. 1994. Distributed deformation in southern and western Tibet during and after the India-Asia collision [J]. J. Geophys. Res., 99 : 19817 ~ 19945 .
- Rui Z Y, Huang C K, Qi G M, et al. 1984. The porphyry Cu (- Mo) deposits in China[M]. Beijing: Geol. Pub. House. 350p (in Chinese with English abstract) .
- Rui Z Y, Hou Z Q, Qu X M, et al. 2003. Metallogenic epoch of the Gangdese porphyry copper belt and uplift of the Qinghai-Tibet plateau [J]. Mineral Deposit, 22(3) : 217 ~ 225 (in Chinese with English abstract) .
- Scharer U, Xu R H and Allegre C J. 1986. U-(Th)-Pb geochronology of the Gangdese (Transhimalaya) plutonism in the Lhasa-Xigaza region, Tibet[J]. Earth Planet. Sci. Lett., 77 : 35 ~ 48 .
- Scharer E, Xu R H and Allegre C J. 1984. U-Pb geochronology of the Gangdese (Transhimalaya) plutonism in the Lhasa-Xizang region, Tibet[J]. Earth Planet. Sci. Lett., 69 : 311 ~ 320 .
- Seltmann R, Kampf H, Moller P, eds. 1994. Metallogensis in collisional orogens[M]. Geo-Forschungs Zentrum Postdam. 1 ~ 434 .
- Tang R L and Luo H S. 1995. The geology of Yulong porphyry copper (molybdenum) ore belt, Xizang (Tibet) [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 320p (in Chinese with English abstract) .
- Tapponnier P, Lacassin R, Leloup P H, et al. 1990. The Ailao Shan/Red River meta morphic belt: Tertiary left-lateral shear between Indochina and South China[J]. Nature, 343 : 431 ~ 437 .
- Turner S, Hawkesworth G, Liu J, et al. 1993. Timing of Tibetan uplift constrained by analysis of volcanic rocks[J]. Nature, 364 : 50 ~ 54 .
- Wang C Y, Lou H, Wu J P, et al. 2002. Seismological study on the crustal structure of the Tengchong volcano-geothermal area[J]. Acta Seismologica Sinica, 24(3) : 230 ~ 240 (in Chinese with English abstract) .
- Wang D H, Chen Y C, Xu J, et al. 2001. Major features and mineralogentic series of the Cenozoic metallogeny in China[A]. In: China Society of Geology, ed. Contribution to Geosciences for the 31th IGC [C]. Beijing: Geol. Pub. House. 264 ~ 269 (in Chinese) .
- Wang E and Buechfiel B C. 1997. Interpretation of Cenozoic tectonics in the right-lateral accommodation zone between the Ailao Shan shear zone and the eastern Himalayan syntaxis[J]. Int. Geol. Rev., 39 : 191 ~ 219 .
- Wang J H, Yan W, Chang X Y, et al. 1998. Hydrothermal sedimentary processes on the continent: an example from Yunnan area[M]. Beijing: Geol. Pub. House. 189p (in Chinese with English abstract) .
- 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[J]. Earth Planet. Sci. Lett., 199 : 123 ~ 133 .
- Wei W B, et al. 2001. Detection of widespread fluids in the Tibetan crust by magnetotelluric studies[J]. Science, 292 : 716 ~ 718 .
- Williams H, Turner S, Kelley S, et al. 2001. Age and composition of dikes in Southern Tibet: new constraints on the timing of east-west extension and its relationship to post-collisional volcanism[J]. Geology, 29 : 339 ~ 342 .
- Xue C J. 2000. Tertiary metallogenic series of Lanping basin in Yunnan Province[D]. Ph. D. dissertation. Beijing: Chinese Academy of Geological Sciences. 52p (in Chinese) .
- Xue C J, Wang D H, Chen Y C, et al. 2000. Helium, argon, and xenon isotopic compositions of ore-forming fluids in Jinding-Baiyangping polymetallic deposits, Yunnan, southwestern China[J]. Acta Geologica Sinica, 74 : 521 ~ 528 .
- Xue C J, Chen J C, Yang J M, et al. 2002. Analysis of ore-forming background and tectonic system of Lanping basin, western Yunnan Province[J]. Mineral Deposits, 21(1) : 36 ~ 44 (in Chinese with English abstract) .
- Ye Q T, Hu Y Z, Yang Y Q, et al. 1992. Regional geochemical background and gold, silver and lead-zinc mineralization in the Nujiang-Lancangjiang-Jinshajiang area[M]. Beijing: Geol. Pub. House. 253p (in Chinese with English summary) .
- Yin A and Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen[J]. J. Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 28 : 211 ~ 280 .
- Zhang Y Q, Xie Y W and Qiu H N. 1998a. Shoshonitic series: Sr, Nd, and Pb isotopic compositions of ore-bearing porphyry for the Yulong copper ore belt in eastern Tibet[J]. Acta Geologica Sinica, 33(4) : 359 ~ 366 (in Chinese with English abstract) .
- Zhang Y Q, Xie Y W, Qiu H N, et al. 1998b. Petrogenesis series and

- the ore-bearing porphyries of the Yulong copper ore belt in eastern Tibet[J]. *Geochim.*, 27(3): 236 ~ 243 (in Chinese with English abstract).
- Zhao Z Z, Li Y T, Ye H F, et al. 2001. Petroleum geology in the Qiangtang basin, Qinghai-Tibetan plateau[M]. Beijing: Scientific Press. 124 ~ 131 (in Chinese with English abstract).
- Zheng M P, Wang Q X, Duo J, et al. 1995. A new type of hydrothermal deposit: Cs sinter deposits[M]. Beijing: Geol. Pub. House. 114p (in Chinese with English abstract).
- Zhong D L, Ding L, Liu F Q, et al. 2001. The poly-layered architecture of lithosphere in the orogen and its constraint on Cenozoic magmatism [J]. *Science in China (D)*, 30(1): 1 ~ 8 (in Chinese).
- ### 附中文参考文献
- 陈好寿. 1994. 同位素地球化学研究[M]. 杭州: 浙江大学出版社. 1 ~ 340.
- 杜安道, 何红廖, 殷万宁, 等. 1994. 辉钼矿的铼-钨同位素地质年龄测定方法研究[J]. *地质学报*, 68(4): 339 ~ 346.
- 侯增谦, 李振清, 曲晓明, 等. 2001. 0.5 Ma 以来的青藏高原隆升过程: 来自冈底斯带热水活动的证据[J]. *中国科学 (D)*, 31(1): 27 ~ 33.
- 侯增谦, 孟祥金, 曲晓明, 等. 2003b. 西藏冈底斯埃达克质斑岩铜矿带: 岩石成因与构造控制[J]. *岩石学报*, 19: (出版中)
- 侯增谦, 莫宣学, 高永丰, 等. 2003c. 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[J]. *矿床地质*, 21(1): 1 ~ 12.
- 侯增谦, 曲晓明, 王淑贤, 等. 2003e. 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[J]. *中国科学 (D)*, 33: 509 ~ 618.
- 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[J]. *中国科学*, 29: 321 ~ 330.
- 胡云中, 王海平, 唐尚鹑, 等. 1995. 哀牢山金矿地质[M]. 北京: 地质出版社. 1 ~ 278.
- 黄智龙, 王联魁, 朱成明. 1997. 云南老王寨金矿区煌斑岩岩石学研究[J]. *地质科学*, 32(1): 74 ~ 84.
- 厥梅英, 程敦摸, 张立生, 等. 1998. 兰坪-思茅盆地铜矿床[M]. 北京: 地质出版社. 1 ~ 189.
- 李兴振, 刘文均, 王义昭, 等. 1999. 西南三江地区特提斯构造演化与成矿(总论)[M]. 北京: 地质出版社. 1 ~ 276.
- 梁华英. 2002. 青藏高原东南缘斑岩铜矿成矿研究取得新进展[J]. *矿床地质*, 21(4): 365.
- 刘福田, 刘建华, 何建坤, 等. 2000. 滇西特提斯造山带下扬子地块的俯冲板片[J]. *科学通报*, 45(1): 79 ~ 84.
- 刘增乾, 李兴振, 叶庆同, 等. 1993. 三江地区构造岩浆带的划分与矿产分布规律[M]. 北京: 地质出版社. 1 ~ 243.
- 吕伯西, 王增, 张能德, 等. 1993. 三江地区花岗岩类及其成矿专属性[M]. 北京: 地质出版社. 1 ~ 158.
- 吕庆田, 姜枚, 许志琴, 等. 1998. 印度板块俯冲仅到特提斯喜马拉雅之下的地震层析证据[J]. *科学通报*, 43(9): 1308 ~ 1311.
- 罗君烈, 杨友华, 赵准, 等. 1995. 滇西特提斯的演化及主要金属矿床成矿作用[M]. 北京: 地质出版社. 1 ~ 180.
- 骆耀南, 俞如龙, 侯立纬, 等. 1998. 龙门山-锦屏山陆内造山带[M]. 成都: 四川科学技术出版社. 1 ~ 171.
- 马鸿文. 1994. 藏东玉龙斑岩铜矿带花岗岩类与成矿[M]. 北京: 中国地质大学出版社. 1 ~ 158.
- 曲晓明, 侯增谦, 高永丰, 等. 2001. 冈底斯斑岩铜成矿带: 西藏第二条“玉龙”斑岩铜矿带[J]? *矿床地质*, 20(4): 355 ~ 366.
- 芮宗瑶, 黄崇轲, 齐国明, 等. 1984. 中国斑岩铜(钼)矿床[M]. 北京: 地质出版社. 1 ~ 350.
- 芮宗瑶, 曲晓明, 侯增谦, 等. 2003. 冈底斯斑岩铜成矿时代及青藏高原隆升[J]. *矿床地质*, 21(3): 217 ~ 225.
- 唐仁鲤, 罗怀松, 等. 1995. 西藏玉龙斑岩铜(钼)矿带地质[M]. 北京: 地质出版社. 1 ~ 320.
- 王椿庸, 楼海, 吴建平, 等. 2002. 腾冲火山地热区地壳结构的地质学研究[J]. *地震学报*, 24: 230 ~ 240.
- 王登红, 陈毓川, 徐珏, 等. 2001. 中国新生代金属成矿作用的主要特点与成矿系列[A]. 第31届国际地质大会中国代表团学术讨论集[C]. 264 ~ 269.
- 王成善等. 2000. 兰坪-思茅盆地构造演化与成矿作用(九五攻关项目研究报告).
- 王江海, 颜文, 常向阳, 等. 1998. 陆相热水沉积作用——以云南地区为例[M]. 北京: 地质出版社. 1 ~ 189.
- 薛春纪. 2000. 云南兰坪盆地第三纪成矿系列研究[D]. 中国地质科学院博士后出站报告. 1 ~ 52.
- 薛春纪, 陈毓川, 杨建民, 等. 2002. 滇西兰坪盆地构造体制和成矿背景分析[J]. *矿床地质*, 21(1): 36 ~ 44.
- 叶庆同, 胡云中, 杨岳清, 等. 1992. 三江地区区域地球化学背景与金银铅锌成矿作用[M]. 北京: 地质出版社. 1 ~ 235.
- 张玉泉, 谢应雯, 邱华宁, 等. 1998a. 钾玄岩系列: 藏东玉龙斑岩铜矿带含矿斑岩的 Sr, Nd 和 Pb 同位素成分[J]. *地质学报*, 33(3): 359 ~ 366.
- 张玉泉, 谢应雯, 梁华英, 等. 1998b. 藏东玉龙斑岩铜矿带含矿斑岩及成岩系列[J]. *地球化学*, 27(3): 236 ~ 243.
- 赵政璋, 李永铁, 叶合飞, 等. 2001. 青藏高原羌塘盆地石油地质[M]. 北京: 科学出版社. 124 ~ 131.
- 郑绵平, 王秋霞, 多吉, 等. 1995. 水热成矿新类型-西藏铯钨矿床[M]. 北京: 地质出版社. 1 ~ 114.
- 钟大赉, 丁林, 刘凤清, 等. 2001. 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[J]. *中国科学 (D)*, 30(1): 1 ~ 8.

Continental Collision and Related Metallogeny: A Case Study of Mineralization in Tibetan Orogen

Hou Zengqian¹, Lu Qingtian¹, Wang Anjian², Li Xiaobo³, Wang Zongqi⁴ and Wang Erchie⁵

(1 Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing 100037, China; 2 Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 3 Information Center of Land and Mineral Resources, Beijing 100812, China; 4 Institute of Geology, CAGS, Beijing 100037, China; 5 Institute of Geology and Geophysics, Beijing 100029, China)

Abstract

Metallogeny in the collisional orogen is an important research frontier for economic geologists both in China and abroad. The Himalayan-Tibetan orogen, which is characterized by the occurrence of large-scale, intense and young mineralizations as well as various kinds of large-size and weakly reformed deposits, is regarded as an ideal field for understanding ore-forming processes in collisional orogens. Based on data available and the authors' preliminary research results, this paper describes geological features and temporal-spatial distribution of important ore deposits in the Tibetan orogen, discusses geodynamic settings, mineral environments, and key geological processes governing the formation of these deposits, and proposes a possible working model for metallogeny in the Tibetan orogen. It seems that the Indo-Asian continent collision since 60 Ma resulted at least in the formation of three significant tectonic units controlling the development of ore deposits in the Tibetan orogen. They are: (1) the main collisional deformation zone north of IYS, (2) the southern Tibet detachment-thrust zone south of IYS, and (3) the eastern Tibet tectonic transformation zone. In the main collisional deformation zone characterized by the development of large-scale crustal shortening, thickening and thrusting as well as SN-striking normal faulting systems across the zone, there have occurred since Paleocene the Gangdese porphyry (epithermal) Cu-(Au) belt, the Ando Sb mineralization belt and the Fenghuoshan sandstone Cu mineralization belt in Tibet, and the Tengchong Sn belt in western Yunnan. In the southern Tibet detachment-thrust zone, the STDS and a series of thrusting systems control the Au-Sb hydrothermal mineralizations related to metamorphic core-complexes and tectonic-controlled fracture zones. Characterized by the development of large-sized strike-slip faulting systems constraining the localization of ore-bearing potassic porphyry intrusion groups, large-sized shear belts and strike-slip pull-apart basins in the transpressional regime, the eastern Tibet tectonic transformation zone has controlled the Yulong porphyry Cu belt, the Ailaoshan and Jinpingshan gold belts, and the Lanping Ag polymetallic belt. According to the concept of the ore-forming system, the authors have divided the mineralizations in the Tibetan orogen into three ore-forming super-systems related respectively to (1) continental collision and subduction since Paleocene, (2) strike-slip and shearing associated with collision, and (3) post-collisional extension at mid-Miocene. In the first super-system, the Au-Sb-Cu system was formed by fluid migration and hydrothermal discharging in the pressure regime, accompanied by continental convergence, whereas the Sn and rare metal system was produced by the emplacement of syn-collisional granite and magmatic-hydrothermal activity. In the second system, stress relaxation during the formation of strike-slip pull-apart basins resulted in the escaping of hydrothermal fluids from porous strata in basins or porphyry magmatic chambers and thus formed the Ag-Pb-Zn-Cu system and the porphyry Cu-Au system, whereas the shearing process led to the formation of the Au system related to the shear-zone. In the third super-system, post-collisional crustal extension and normal fault systems controlled the localization of Cu-bearing porphyry intrusions, which drove convection circulation of hydrothermal fluids and formed the epithermal and hot-spring Au-Sb system. On the basis of the above analysis, a preliminary working model is proposed for the tectonic constraint over the ore-forming processes in the Tibetan orogen.

Key words: geology, continental collision, metallogeny in orogen, deposit type, Tibetan plateau