

文章编号: 0258-7106(2006)05-0521-023

青藏高原碰撞造山带: II. 晚碰撞转换成矿作用*

侯增谦¹, 潘桂棠², 王安建³, 莫宣学⁴, 田世洪⁵, 孙晓明⁶, 丁林⁷, 王二七⁸,
高永丰⁹, 谢玉玲¹⁰, 曾普胜⁵, 秦克章⁷, 许继峰¹¹, 曲晓明⁵, 杨志明¹,
杨竹森⁵, 费红彩⁵, 孟祥金⁵, 李振清⁵

(1 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037; 2 中国地质调查局成都地质矿产研究所, 四川 成都 610082; 3 中国地质科学院, 北京 100037; 4 中国地质大学, 北京 100083; 5 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037; 6 中山大学, 广东 广州 510275; 7 中国科学院青藏高原研究所, 北京 100085; 8 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029; 9 石家庄经济学院, 河北 石家庄 050031; 10 北京科技大学, 北京 100083; 11 中国科学院地球化学研究所, 广东 广州 510640)

摘要 许多古老造山带的碰撞造山过程, 因从晚碰撞向后碰撞的转换, 既不清楚, 又难以界定, 常被分为碰撞和后碰撞 2 个阶段。文章对青藏高原碰撞造山过程进行了分析, 发现其具有明显的 3 段性, 由此将碰撞造山过程分为主碰撞 (65~41 Ma)、晚碰撞 (40~26 Ma) 和后碰撞 (25~0 Ma) 3 个阶段。其中, 晚碰撞造山作用发生于印度与亚洲大陆的持续汇聚和 SN 向挤压背景之下, 以陆内俯冲、大规模逆冲推覆、走滑断裂系统的发育为特征, 导致了区域尺度的地壳缩短及藏东富碱斑岩和碳酸岩-正长岩、藏北钾质-超钾质火山岩的大规模产出。晚碰撞期成矿作用强烈发育, 主要集中于高原东缘的构造转换带, 成矿高峰期集中于 (35±5) Ma。现已识别出 4 个重要的成矿事件: ① 与大规模走滑断裂系统有关的斑岩型 Cu-Mo(Au) 成矿事件, 形成著名的玉龙斑岩铜矿带 (40~36 Ma); ② 与碳酸岩-正长岩杂岩有关的 REE 成矿事件, 在二叠纪攀西古裂谷带内发育勉宁—德昌喜马拉雅期 REE 成矿带 (41~27 Ma); ③ 与逆冲推覆构造系统有关的热卤水型 Pb-Zn-Ag-Cu 成矿事件, 集中产出于兰坪盆地, 形成大型 Pb-Zn-Ag 矿集区 (40~30 Ma); ④ 与大规模剪切系统有关的剪切带型 Au 成矿事件, 形成著名的哀牢山大型 Au 矿带 (63~28 Ma)。晚碰撞成矿作用主要发育于陆内转换造山环境, 受大规模走滑-推覆-剪切作用控制, 受控于统一的深部作用过程, 与软流圈上涌导致的幔源或壳/幔混源岩浆活动密切相关。在综合研究基础上, 初步建立了晚碰撞转换成矿模型。

关键词 地质学 晚碰撞 转换成矿 动力学背景 深部过程 构造控制 造山带 青藏高原

中图分类号: P611

文献标识码: A

Metallogenesis in Tibetan collisional orogenic belt:

II. Mineralization in late-collisional transformation setting

HOU ZengQian¹, PAN GuiTang², WANG AnJian³, MO XuanXue⁴, TIAN ShiHong⁵, SUN XiaoMing⁶,
DING Lin⁷, WANG ErQi⁸, GAO YongFeng⁹, XIE YuLing¹⁰, ZENG PuSheng⁵, QIN KeZhang⁷,
XU JiFeng¹¹, QU XiaoMing⁵, YANG ZhiMing¹, YANG ZhuSen⁵, FEI HongCai⁵,
MENG XiangJin⁵ and LI ZhenQing⁵

(1 Institute of Geology, CAGS, Beijing 100037, China; 2 Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources, Chengdu 610082, Sichuan, China; 3 Chinese Academy of Geological Science, Beijing 100037, China; 4 China University of Geoscience, Beijing 100083, China; 5 Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing 100037, China; 6 Zhongshan University, Guangzhou 510275, Guangdong, China; 7 Institute of Tibetan Plateau Research, CAS, Beijing 100085, China; 8 Institute of Geology and Geophysics,

* 本文得到国家重点基础研究发展规划 973 项目(2002CB412600)和杰出青年基金(40425014)的资助

第一作者简介 侯增谦, 男, 1961 年生, 博士, 研究员, 博士生导师, 长期从事海底与大陆成矿作用研究。houzengqian@126.com

收稿日期 2006-04-27; 改回日期 2006-07-24。许德焕编辑。

CAS, Beijing 100029, China; 9 Shijiazhuang College of Economy, Shijiazhuang 050031, Hebei, China; 10 Beijing University of Science and Technology, Beijing 100083, China; 11 Guangzhou Institute of Geochemistry, CAS, Guangzhou 510640, Guangdong, China)

Abstract

The collisional processes established many paleo-mountain belts are commonly divided by many geologists into two simple, but distinct stages, i. e., syn-collisional and post-collisional periods, as the transition from late- to post-collisional is not clear and the definition of post- and late-collisions also is blurring. However, the tectonic evolution of the Tibetan orogen underwent a complicate history, which is divided into (1) syn-collisional (65~41 Ma), (2) late-collisional(40~26 Ma); and (3) post-collisional (25~0 Ma) periods. The orogeny during the late-collisional period generally happened in a compressional regime resulted from successional convergence between Indian and Asian continents, and is characterized by intra-continental subduction (underthrust), crustal shortening, large-scale thrusting and strike-slip faulting systems developed in the margins of the Tibetan plateau, which resulted in the development of potassic porphyry stocks and carbonatite-alkalic complexes in the eastern Tibet and potassic-ultrapotassic volcanic rocks in the northern Tibet. At least four significant metallogenic events, associated with the late-collisional orogeny, have been recognized in the eastern margin of the Tibetan plateau, a tectonic transformation belt. They are: (1) the porphyry Cu-Mo(-Au) mineralization related to large-scale strike-slip faults system, which controlled the localization of the Yulong porphyry Cu belt (40~36 Ma) in east Tibet, (2) the REE mineralization associated with carbonatite-alkalic complexes, formed the Mianning-Dechang REE belt (40~27 Ma) in the western Sichuan, (3) the Pb-Zn-Ag mineralization controlled by thrust faulting systems, formed at least two large-sized Pb-Zn-Ag deposits (40~30 Ma) in the Lanping strike-slip pull-apart basin, western Yunnan, and (4) the Au mineralization related to large-scale shearing, which produced the Ailaoshan Au belts composed of numerous shear-type or orogenic-type Au deposits in the western Sichuan and Yunnan. These data indicate that the late-collisional metallogensis in the Tibetan orogen were mainly developed in an intra-continental transformation orogenic setting, characterized by a series of large-scale strike-slip faulting, thrusting, and shearing systems developed in the late-collisional period. Available data suggest that the metallogensis is probably controlled by a shared deep lithospheric process, most likely related to upwelling of the asthenosphere triggered by face to face subduction of the Yangtze and Lhasa blocks (continental slabs) in the eastern margin of the Tibetan plateau during the late-collisional period.

Key words: geology, late-collision, intra-continental transformation regime, metallogenesis, dynamic process, orogenic belt, Tibetan plateau

一个完整的碰撞造山过程,往往经历了大陆板片俯冲(A型俯冲)与地壳缩短加厚、岩石圈拆沉与后造山伸展以及造山后崩塌等地质过程(Jamieson, 1991)。这些过程分别出现于造山期(ogenetic)后造山期(post-ogenetic)和非造山期(anorogenic)相应地发育同碰撞或主碰撞环境(syn- or main-collision)后碰撞或晚碰撞环境(post- or late-collision)和板内环境(intra-plate)。总体上,造山期对应于碰撞环境和晚/后碰撞环境,后造山期和非造山期对应于板内环境(图1A)(Leigeois, 1998)。碰撞环境反映两个大陆板块之间大洋消失后的陆-陆碰撞造山,而后碰

撞环境向板内环境的转变,标志着整个碰撞造山作用的结束。

两个大陆碰撞之后,岩石圈的会聚和陆内块体间的相对水平运动仍将持续进行,并一直延续至后造山伸展阶段的开始,有人将该时段的环境称为陆内造山环境(intra-continental collision orogenic setting)(图1B)(邓晋福等, 1999),也有人将其统称为后碰撞环境(post-collision setting)(Leigeois, 1998)还有人将该时段进一步细分,早阶段环境称为晚碰撞环境(late-collision setting),晚阶段环境称为后碰撞环境(post-collision setting)(图1C)(侯增谦等, 2006e)。

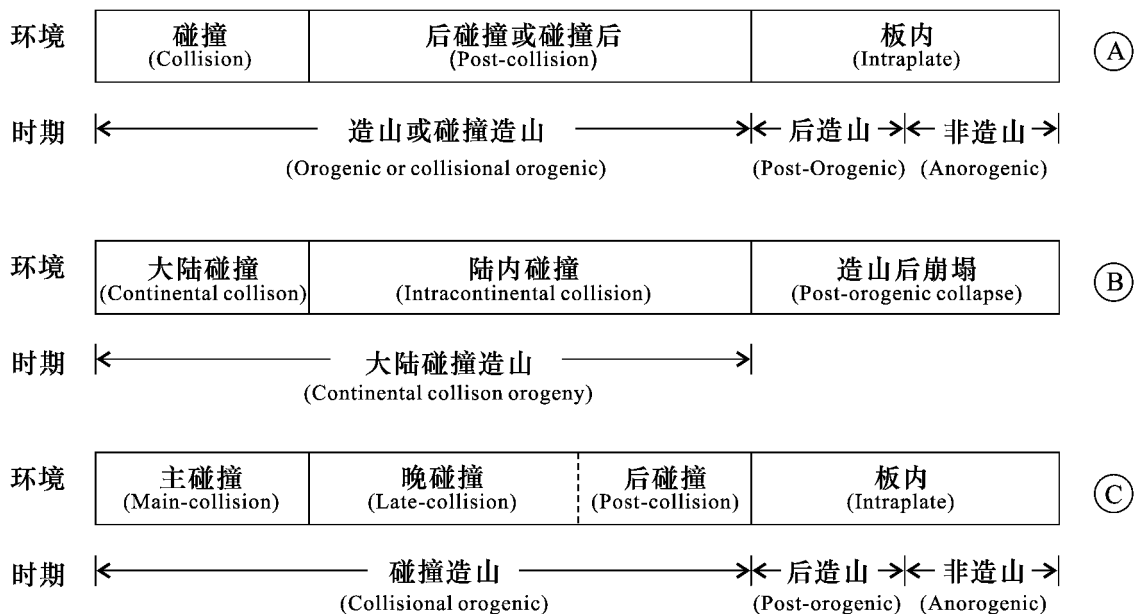


图 1 碰撞造山过程划分对比

A—据 Liegeois(1998); B—据邓晋福等(1999); C—本文

Fig. 1 Comparison of various collisional orogenesis classifications

A—Liegeois(1998); B—Deng et al. (1999); C—This paper

按照 Liegeois(1998)的概念,碰撞系指两个大陆的初始对接碰撞,以主逆冲作用和高压变质作用为特征,而后碰撞始于大陆碰撞之后的陆内环境,以陆内块体(地体)之间沿巨型剪切带发生大规模水平运动为特征,认为后碰撞包括许多重要地质事件,如斜向碰撞(oblique collision)、块体运动(逆冲、走滑)、岩石圈拆沉(delamination)、小洋片俯冲和裂谷作用等(Liegeois, 1998)。

实际上,在许多大型碰撞造山带,如喜马拉雅—西藏造山带,上述所谓的后碰撞期重要地质事件通常出现于印—亚大陆强烈碰撞之后的不同发育阶段。在主碰撞(65~41 Ma)之后,造山带往往仍表现为强烈挤压和会聚的动力学背景,相继发育斜向碰撞、陆内俯冲、逆冲推覆和大规模走滑等重要地质事件(Ding et al., 2003b; 侯增谦等, 2003b; 2006e),该时段的造山过程以大陆持续汇聚、陆块相对运动和地壳强烈缩短为特征。最后,才发育传统意义上的后碰撞环境,主要以连续性或幕次式伸展动力学背景为特征(Liegeois, 1998; 王京彬等, 2006),通常与岩石圈拆沉作用或岩石圈地幔减薄等深部过程有关(England et al., 1989; Turner et al., 1993)。因此,为了更清楚、更详细地反映一个碰撞造山带的演化过

程,笔者主张:将主碰撞之后的造山环境细分为晚碰撞环境和后碰撞环境。晚碰撞环境以陆内挤压-汇聚为特征,后碰撞环境以陆壳伸展-张裂为特征(侯增谦等, 2006e)。按此概念,将青藏高原碰撞造山带的碰撞造山过程分为主碰撞期(65~41 Ma)、晚碰撞期(40~26 Ma)和后碰撞期(25~0 Ma)(图 1C)(侯增谦等, 2006e)。目前的青藏高原是一个正在活动的、并已发育至后碰撞伸展阶段的大陆碰撞造山带。

青藏高原新生代的成矿作用贯穿于整个印—亚大陆碰撞造山过程,并在不同造山演化阶段发育了不同类型的区域成矿作用,形成了独具特色的矿床组合类型,据此可概括为 3 大成矿作用,即主碰撞造山成矿作用、晚碰撞转换成矿作用和后碰撞伸展成矿作用(侯增谦等, 2006e)。侯增谦等(2006f)已详细讨论了主碰撞期(65~41 Ma)的主碰撞造山成矿作用问题,本文将综合分析 973 项目所获得的阶段性研究成果,结合前人资料,阐述青藏高原碰撞造山带晚碰撞时段(40~26 Ma)的造山特征和动力学背景,总结主要成矿事件及其时空发育特征,解剖重要成矿带和典型矿床,分析其深部过程和构造约束,建立晚碰撞转换成矿模型。

1 晚碰撞造山作用

青藏高原碰撞造山带的晚碰撞造山作用,发生

于印度与亚洲大陆的持续会聚和 SN 向挤压背景之下,以大陆内部地体(陆块)的相对运动,即陆内俯冲和逆冲-推覆-走滑活动为特征。其造山作用及地壳变形在该高原的不同部位具有不同的表现形式和发育特征(图 2)。

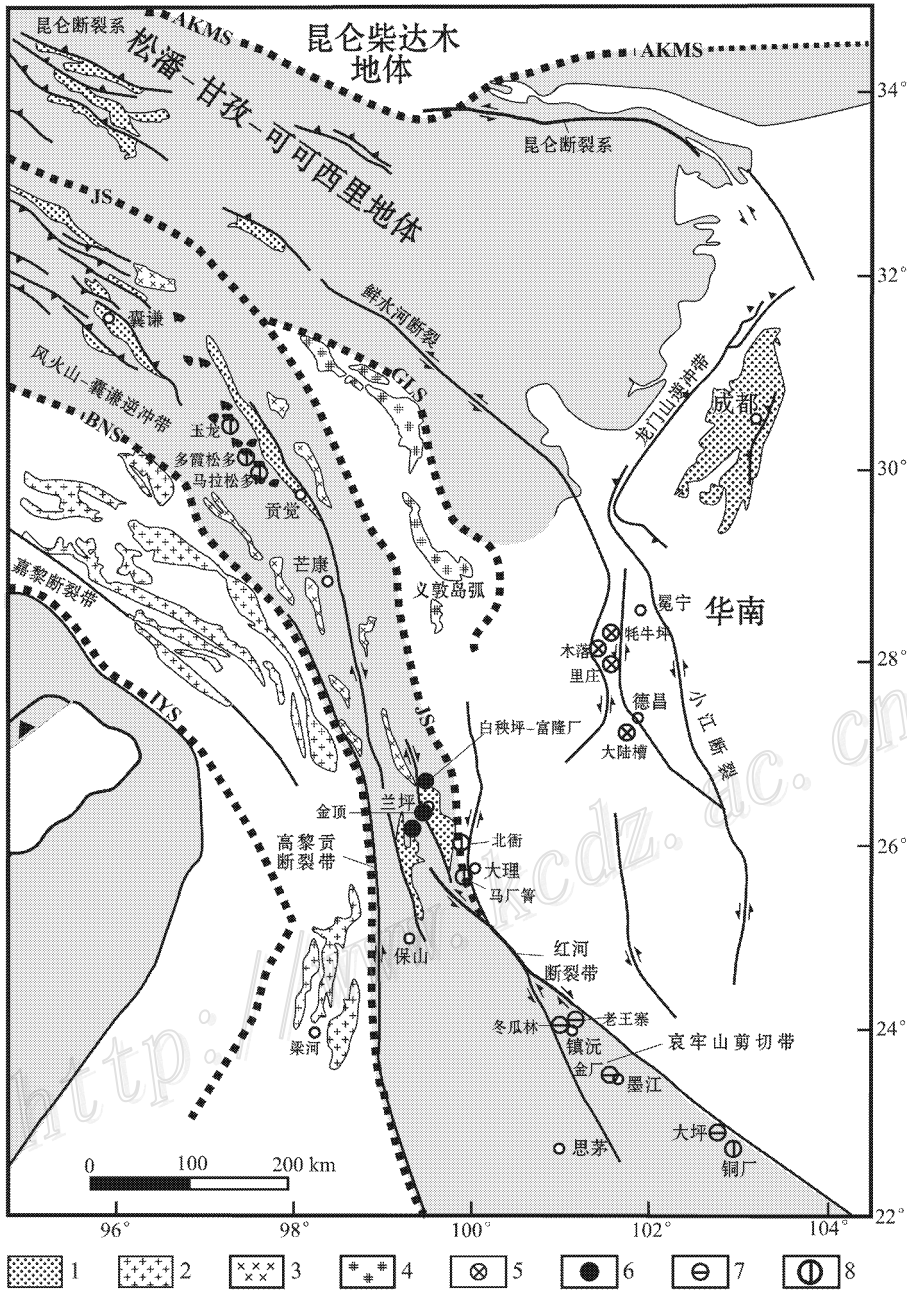


图 2 青藏高原碰撞造山带构造格架和晚碰撞期主要矿床分布

1—第三系沉积岩 2—冈底斯花岗岩基 3—羌塘地体中生代花岗岩 4—义敦弧花岗岩 5—碳酸岩-正长岩 REE 矿 6—热卤水型 Pb-Zn-Ag-Cu 矿 7—剪切带型 Au 矿 8—斑岩型 Cu-Mo-Au 矿 ;IYS—印度河—雅鲁藏布江缝合带 ;BNS—班公湖—怒江缝合带 ;JS—金沙江缝合带 ;GLS—甘孜—理塘缝合带 ;AKMS—阿尼玛卿—昆仑—木孜塔格缝合带

Fig. 2 Tectonic framework of the Tibetan collision orogenic belt and distribution of mineral deposits generated during the late-collisional epoch in the Tibetan plateau

1—Tertiary sedimentary rocks ;2—Gangdese batholith ;3—Mesozoic plutonic rocks ;4—Yidun arc granite ;5—REE deposit ;6—Pb-Zn-Ag-Cu deposit ;7—Gold deposit in shear zone ;8—Porphyry copper deposit ;IYS—Indus-Yalu suture ;BNS—Bangong-Nujiang suture ;JS—Jinsha suture ;

GLS—Ganzi-Litang suture ;AKMS—Animaqin-Kunlun-Mutztagh suture

1.1 高原中部晚碰撞造山特征

高原中部系指夹持于南侧斑公湖—怒江缝合带(BNS)与北侧柴达木盆地南缘之间的高原地带。该区的晚碰撞造山作用继承了主碰撞期造山的基本特征,但以发育大规模逆冲断裂、陆块俯冲(逆冲)和地壳收缩为特征。向南逆冲的狮泉河—改则—安多逆冲断裂系沿袭原来的 BNS 继承性发育,致使其北侧的二叠纪—白垩纪地层逆冲在第三系砂砾岩和红层之上,调节了 200 km 左右的地壳缩短。通过该大规模逆冲作用,拉萨地体俯冲在羌塘地体之下至少 200 km (Yin et al., 2000)。于此时期,囊谦—风火山褶皱—逆冲断裂带继续发育,并显示向南和向北的双向逆冲,导致了 60~80 km 的地壳缩短。在晚碰撞作用下,于柴达木盆地南缘发育祁曼塔格—北昆仑逆冲断裂带,将元古宙变质岩和古生界火山—沉积岩系逆冲于柴达木盆地第三系之上,并导致地壳发生了 270 km 的缩短 (Yin et al., 2000)。

1.2 高原东部晚碰撞造山特征

高原东缘的碰撞造山带发育于三江古特提斯构造—岩浆带之上。该东部碰撞带实际上是一个受控于新生代走滑断裂系统的构造转换带,通常被解释为吸收印—亚大陆碰撞应变的构造调节带 (Dewey et al., 1988; Wang et al., 2001)。这一构造调节是在总体挤压背景下从晚始新世开始实现的 (骆耀南等, 2002),因具有类似转换断层的性质和特征,俞如龙 (1996) 将高原东部的碰撞造山作用称为陆内转换造山作用。正如 Yin 等 (2000) 所评述,调节高原东部变形的机制可能有 3 种: ① 印支地体向 SE 挤出滑逸 (Leloup et al., 1995); ② 右行走滑及地块旋转 (England et al., 2000); ③ 陆块内部变形 (Wang et al., 1997)。这些调节机制主要是通过 2 种构造系统来实现的: ① 大规模走滑断裂系统; ② 褶皱—逆冲断裂系统。

新生代大规模走滑断裂系统主要发育于高原东缘构造转换带内,自 W 而 E 和自 N 而 S,依次包括嘉黎—高黎贡断裂、贡觉—芒康断裂和巴塘—丽江断裂(北段)及红河断裂(南段)、昆仑断裂、鲜水河断裂和小江断裂(图 3a)。嘉黎—高黎贡断裂围绕东构造结发育,控制了高原东缘新生代花岗岩的发育与分布。贡觉—芒康断裂和巴塘—丽江断裂现存于羌塘地体内,控制了新生代富碱侵入岩带的形成与分布 (Hou et al., 2003a)。红河断裂发育于扬子地块与羌塘地体之间,具有大规模剪切性质,第三纪中期 (27~23 Ma) 为左行走滑 (Leloup et al., 1995; 钟大

贲, 1998), 晚期变为右行走滑 (Tapponnier et al., 1990)。Tapponnier 等 (1990) 依据沿红河剪切带发育的巨大规模的混合岩—糜棱岩和 300~740 km 的左旋位移,推测印支地体沿红河走滑断裂向 S 挤出 500 km。相反,野外调查、古地磁分析和 GPS 测量表明,伴随着大陆碰撞,高原东部地区主要围绕东构造结发生总体右旋走滑,斜列分布的鲜水河断裂和昆仑左行走滑断裂调节了其夹持地块的分体旋转 (England et al., 2000)。

在整体挤压背景下的走滑转换应变场中,大规模走滑断裂系统也控制了一系列走滑拉分盆地的发育 (图 3b) (刘增乾等, 1993)。如沿贡觉—芒康断裂发育贡觉右行走滑拉分盆地,西侧囊谦一带发育左行走滑拉分盆地,沿乔后断裂发育乔后、巍山左行走滑拉分盆地,西侧形成兰坪等右行走滑拉分盆地 (图 3b) (刘增乾等, 1993)。这些盆地多呈 NNW 向展布,显示箕状盆地特征,其中多数沉积了厚达 2 400~4 000 m 的第三系河湖相红色碎屑岩系,包括巨厚的陆相含盐建造和磨拉石建造。部分盆地伴有 40~30 Ma 的钾质岩浆岩的浅成侵入。这些盆地因晚碰撞期的侧向挤压、冲断、推覆而闭合。

新生代褶皱—逆冲断裂系统主要发育于高原东缘陆块和/或盆地内部(如兰坪—思茅盆地),因印—亚大陆晚碰撞作用以及扬子陆块的向西推挤,发生强烈的对冲推覆作用,形成逆冲推覆构造带,并使地块的地壳缩短至少达 50~60 km (Wang et al., 1997)。在兰坪盆地,逆冲推覆大致可分为 2 个阶段: 早期阶段(约 40 Ma),在褶皱基础上,于盆地两侧向盆地内部发生对冲,使中生界地层(三叠系—侏罗系)作为推覆体逆冲并覆盖于盆地沉积(古新统和渐新统碎屑岩系)之上,形成推覆构造群和构造穹隆(如金顶矿区); 晚期阶段,主要由于盆地西侧较强的侧向挤压,造成盆地西部的逆冲断裂持续向东逆冲,将中生界地层叠瓦状推覆到早期阶段的构造之上,在白秧坪地区显示出根带、中带和锋带的分带性 (徐启东等, 2003; 2004)。

总体上,伴随着晚碰撞造山作用,高原东缘新生代变形经历了 2 个重要阶段,即 ① 始新世—早渐新世压扭阶段,② 晚渐新世张扭或应力松弛阶段,形成了以走滑断裂系统控制的陆内转换造山带。在这个以调节和转换为特征的陆内造山带内,大规模走滑断裂、逆冲推覆和强烈剪切是近同时或相继发育的。在总体压扭背景下,大规模走滑作用发育相对

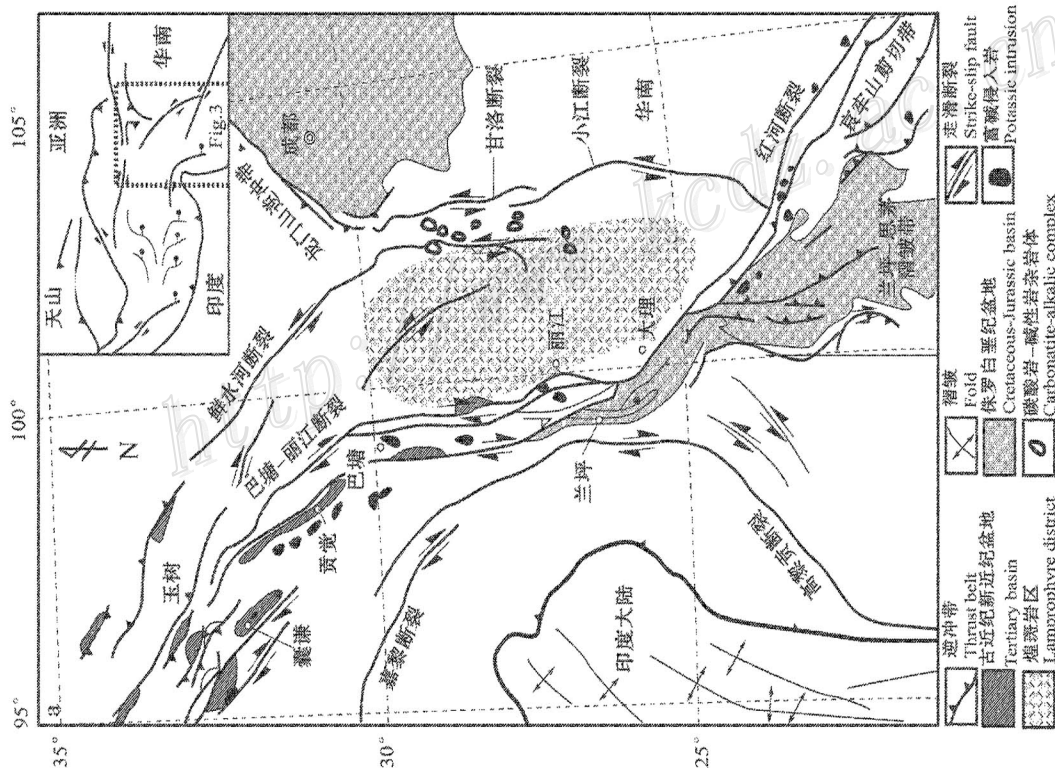
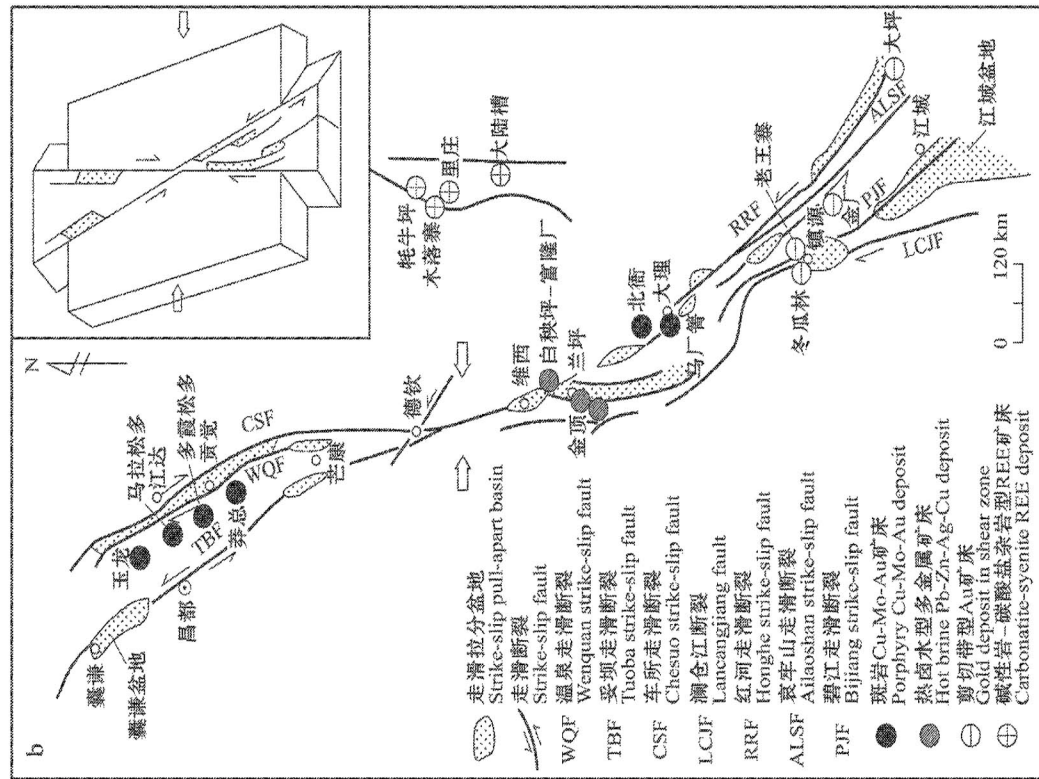


图 3 青藏高原东缘构造转换带的走滑断裂系统(a)和走滑拉分盆地发育特征(b)及重要矿床的分布
 图 3a 展示新生代走滑断裂系统(据 Wang et al., 2001)及斑岩型铜钼金矿床和碱性岩-碳酸岩杂岩型 REE 矿床的展布特征;
 图 3b 展示新生代走滑拉分盆地(据刘增乾等, 1993)及晚碰撞期重要矿床的分布
 Fig. 3 Cenozoic strike-slip faulting systems (a) and slip-pull apart basins (b) and distribution of ore deposits formed
 during the late-collisional epoch in eastern Indu-Asian collision zone, east Tibet

较早,先是形成走滑拉分盆地,接受第三纪含膏盐建造沉积,之后,又控制富碱岩浆的喷发侵位,逆冲推覆发育稍晚,导致中生代构造层推覆于第三纪含膏盐建造之上,剪切作用可能伴随大规模走滑断裂而发育,但大规模高强度的剪切发育最晚(27~23 Ma),并一直延续至 20 Ma 左右(图 4)。

2 晚碰撞岩浆作用

受晚碰撞阶段的陆内造山与地壳变形作用的控制,晚碰撞造山岩浆作用主要发育于青藏高原的中部和东部地区,而在以冈底斯和特提斯喜马拉雅为主体的南部地区,则出现明显的岩浆活动间断。

2.1 高原中部地区岩浆作用

高原中部地区的火山岩习称为藏北或羌塘火山岩。其广泛出露于羌塘错尼—枕头崖地区,向西延伸至鱼鳞山一带,向东延入唐古拉山北侧,并与金沙江—红河富碱侵入岩带相连,构成规模巨大的呈 EW 向长轴状分布的藏北羌塘火成岩省。大量的测年资料表明,该火成岩省发育 2 个时段的火山岩,早期为高 $Mg^{\#}$ 值高钾钙碱性系列和钾玄岩系列火山岩,其同位素年龄为 44.7~32 Ma,集中发育于羌塘错尼—枕头崖一带(丁林等,1999;迟效国等,1999;赖绍聪,2000)晚期为低 $Mg^{\#}$ 值碱性钾质-超钾质火山岩,其同位素年龄为 30~26 Ma,集中发育于火

成岩省西部的鱼鳞山—火车头山一带(邓万明等,1998b;丁林等,1999;迟效国等,2005)。973 项目的最新研究表明,这些钾质火山岩具有埃达克岩的地球化学亲和性(许继峰等,2003),反映出藏北地壳于晚碰撞期已加厚至大于 40 km。许多研究者认为,原始岩浆的起源与陆内俯冲过程有关(邓万明等,1998a;Ding et al.,2003)。近期,在羌塘雀莫错一带发现了古近纪橄榄辉长岩-辉绿岩群,其单颗粒锆石 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄为 31 Ma(李莉等,2004),反映 31 Ma 以后发育的钾质-超钾质火山岩及镁铁质岩已受到软流圈活动的影响。

2.2 高原东部地区岩浆作用

高原地区东部的晚碰撞期岩浆活动强烈而广泛,以浅成-超浅成岩浆侵入为主,构成“2 带+1 区”的分布格局(图 3a)。2 个岩浆带包括 ① 金沙江—红河富碱侵入岩带和 ② 岩浆碳酸岩—碱性岩杂岩带。前者受新生代大规模走滑断裂系统的控制,自北部的囊谦逆冲带,经巴塘—丽江和贡觉—芒康断裂带,向南延入红河断裂带,形成规模巨大的长达 1 000 km 的富碱侵入岩带,主要岩相包括富钾的花岗质斑岩、正长岩、正长斑岩、粗面岩、粗面斑岩等,其同位素年龄集中于 41~27 Ma 之间,峰期在 36 Ma(张玉泉等,1997;Chung et al.,1998;Wang et al.,2001;Hou et al.,2006a);后者受晚碰撞期活化的走滑断裂的控制,自北部的冕宁至南部的德昌,构成长达 270 km 的碳酸岩-正长岩杂岩带(袁忠信等,1995;Hou et al.,2006b),其同位素年龄介于 40~28 Ma 之间(袁忠信等,1995),峰期在 35 Ma(Hou et al.,2006b)。1 个岩浆活动区即大理—西昌煌斑岩区,覆盖面积几达 50 000 km²,主要岩石为含金云母、橄榄石、单斜辉石的钙碱性(和钾玄岩系列)煌斑岩,其同位素年龄介于 40~24 Ma(Guo et al.,2005)。

2.2.1 富碱斑岩带

高原东缘的富碱斑岩,多数为钾玄岩系列,部分为高钾钙碱性系列,以高钾为特征。富碱斑岩大致可分为 2 组: $SiO_2 < 63\%$ 的富碱斑岩,以正长斑岩为主,通常不含矿; $SiO_2 > 63\%$ 的富碱斑岩,主要为花岗斑岩、二长花岗斑岩、二长斑岩和少量正长斑岩,多出现不同程度的矿化。这些含矿斑岩与不含矿斑岩在时空上密切共生,具有以下重要特征:① 相对富集 LILE,如 K、Rb、Ba、Sr,相对亏损 HFSE,如 Nb、Ta、P、Ti,显示出一种类似于岛弧型岩浆源区的地球化学特征(王建等,2003;Hou et al.,2005);② REE

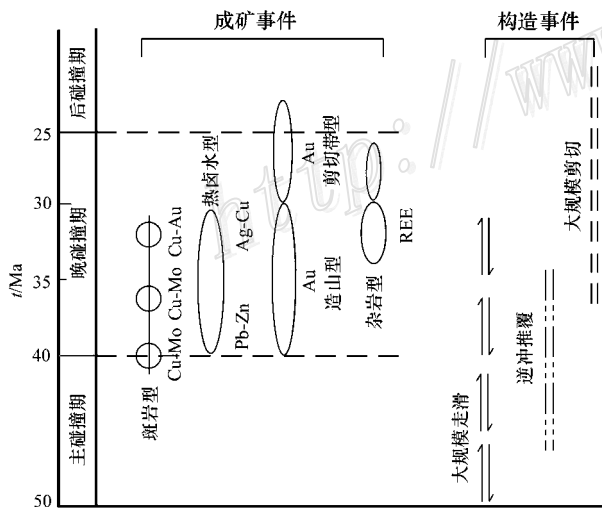


图 4 高原东缘晚碰撞转换成矿期主要成矿事件

Fig. 4 Main metallogenetic events developed during the late collisional epoch on the eastern margin of the

Tibetan plateau

配分形式均为 LREE 富集型, LREE 与 HREE 强烈分馏, 但均不出现明显的负 Eu 异常(邓万明等, 1998a; 1998b; Wang et al., 2001); ③所有的富碱斑岩均具有较高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值(0.7052~0.7073)和较低的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值(-0.20~4.89), 显示出 EM II 型富集地幔的地球化学特征(邓万明等, 1998a; 1998b; 张玉泉等, 2000; 赵欣等, 2004; Hou et al., 2005); ④许多富碱斑岩, 特别是不含矿的, 含有丰富的地幔包体(石榴石透辉岩和石榴石辉石岩)和下地壳包体(石榴石透辉角闪岩和麻粒岩), 前者来源于上地幔 87~95 km 深处, 后者来源于加厚下地壳底部 45~55 km 深处(赵欣等, 2003)。所有这些特征对富碱斑岩的岩浆起源与成因机制提供了重要约束。

对富碱斑岩的成因尚未取得一致认识, 目前已提出多种模式, 如: 交代富集地幔部分熔融模式(张玉泉等, 2000; 姜耀辉等, 2006), 壳/幔过渡带部分熔融模式(邓万明等, 1998a; 1998b; 钟大赉等, 2001; Hou et al., 2005), 大陆板片沿红河断裂带向东俯冲模式(Wang et al., 2001), 大规模走滑诱发“岛弧型”地幔部分熔融模式(Hou et al., 2003a; 王建等, 2003)等等。详细讨论富碱斑岩的起源与演化已超出本文范围, 但结合富碱斑岩的基本特征, 综合分析了各种模式后, 似乎可以得出这样的看法, 即, 富碱斑岩主要来自于下地壳底部与富集上地幔顶部之间的壳/幔过渡带, 该过渡带曾遭受古老俯冲板片流体的广泛交代而使其发生 Sr-Nd 同位素成分均一化(Hou et al., 2003a; 王建等, 2003)。富含上地幔包体, 但不含矿的高 Y 富碱斑岩来自于壳/幔过渡带底部的富集上地幔部分, 而含矿的、低 Y 的埃达克质富碱斑岩则来自于壳/幔过渡带的玄武质下地壳底部(45~55 km), 后者因地壳加厚而变质为石榴石透辉角闪岩(赵欣等, 2004; Hou et al., 2005)。壳/幔过渡带之所以发生部分熔融, 部分原因是大规模走滑断裂系统诱发减压熔融(Hou et al., 2003a), 部分原因是深部软流圈物质上涌提供热能(钟大赉等, 2001; 姜耀辉等, 2006), 而后者出现很可能与陆内俯冲作用和板片断离有关(钟大赉等, 2001)。

2.2.2 碳酸岩-正长岩杂岩带

喜马拉雅期碳酸岩-正长岩杂岩带沿中生代闭合的攀西二叠纪古裂谷带分布, 受鲜水河断裂向南延伸的小江走滑断裂系及其派生的二级断裂控制, 集中分布于北部的冕宁牦牛坪、李庄、木落寨和南部

的德昌大陆槽地区, 构成一条长约 270 km 的杂岩带。碳酸岩主要呈岩脉和岩墙产于同期的正长岩或英碱正长岩体内。碳酸岩与正长岩在时空上密切共生, 侵位时代相当, Sr-Nd 同位素成分接近, 原生地幔标准化的微量元素配分型式一致, 证明两者为岩浆不混溶产物, 来自于富 CO_2 的原生硅酸盐岩浆(刘丛强等, 2004; Hou et al., 2006b)。

碳酸岩以低 SiO_2 (<10.22%)、低 FeO (<1.20%)、低 MgO (<0.73%) 及较宽的 CaO 含量范围(40.7%~55.4%), 区别于幔源原生的镁质碳酸岩。极度富集 LILE(Sr, Ba) 和轻稀土元素, 相对亏损高场强元素(Nb, Ta, P, Zr, Hf, Ti), 反映该岩浆源区曾发生强烈的交代富集作用。其 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ (6.4‰~10.5‰) 和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ (-3.9‰~-8.5‰) 值与原生的幔源碳酸岩相当(许成等, 2002; 田世洪, 2005), 证明碳酸岩具有地幔成因特征。然而, 这些碳酸岩具有极低的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ (-3.2~-18.7) 和相对高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值(0.706020~0.707923) 以及较宽的 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15.362~15.679) 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值(38.083~39.202) 变化范围(Hou et al., 2006b), 明显区别于世界范围的岩浆碳酸岩(Bell et al., 1987; Harmer et al., 1998)。其独特的 Sr-Nd、Sr-Pb 和 Nd-Pb 同位素变异趋势, 反映出某些碳酸岩在岩浆侵位上升过程中遭受地壳物质的混染(Hou et al., 2006b)。但是, 混染程度最低的碳酸岩的 Sr-Nd 同位素组成, 显示其具有 EM I 与 EM II 过渡型源岩的地球化学特征(刘丛强等, 2004)。碳酸岩的 Nd 模式年龄(1.0 Ga) 和 Sr-Nd 同位素模式年龄计算表明, 该过渡源岩的形成与元古代的洋壳俯冲以及远洋沉积物/陆源沉积物混合体随俯冲过程向地幔深处循环有关(Hou et al., 2006b)。源区的部分熔融可能与新生代地幔底辟体的强烈上涌有关, 碳酸岩-正长岩浆的上升侵位, 受控于近 NS 向的走滑断裂系统和压扭/张扭转换的应力场(Hou et al., 2006b)。

总之, 青藏高原的晚碰撞造山作用, 使高原东部处于陆内走滑转换构造应力场之中, 伴随着晚碰撞造山, 发育一个受新生代走滑断裂系统控制的不连续的钾质火成岩省, 岩浆活动时限为 40~24 Ma, 活动高峰在 (35 ± 5) Ma。岩浆起源于 EM III 或 EM III-EM I 过渡型富集地幔及加厚下地壳底部的镁铁质变质岩, 源区部分熔融可能与陆内俯冲和软流圈上涌有关。

3 晚碰撞转换成矿作用

晚碰撞期的成矿作用伴随于晚碰撞陆内转换造山过程的始终,现已识别出 4 个重要的成矿事件,分别与晚碰撞期的大规模走滑断裂系统、逆冲推覆构造系统和大规模剪切系统密切相关。这些成矿事件包括:① 与大规模走滑断裂系统有关的斑岩型 Cu-Mo、Cu-Au 成矿事件;② 碳酸岩-正长岩杂岩型 REE 成矿事件;③ 与逆冲推覆构造系统有关的卤水流体 Pb-Zn-Ag-Cu 成矿事件;④ 与大规模剪切系统有关的剪切带 Au 成矿事件(图 4)。

3.1 斑岩 Cu-Mo、Cu-Au 成矿作用

3.1.1 时空分布

喜马拉雅期斑岩 Cu-Mo 和 Cu-Au 成矿事件在高原东缘形成 2 条“成对”出现、规模不等的成矿带(图 3a)。西带,总体上处于扬子陆块与昌都—思茅陆块接合带附近,受大规模走滑断裂的控制,北起青海纳日贡玛,经藏东江达—芒康,抵滇西祥云—金坪,包括著名的玉龙斑岩铜矿带、北衙斑岩金铜矿床、马厂箐铜钼金矿床和哈播金矿床等。东带,总体上位于东侧扬子陆块内部或西缘,受基底断裂控制,北起中甸—盐源,南抵姚安—长安,包括盐源西范坪斑岩铜金矿床、宁蒗萝卜地斑岩铜矿、宾川小龙潭斑岩铜矿、姚安斑岩银金矿床和长安斑岩金铜矿床等。就整体而言,这 2 条斑岩成矿带的北段以 Cu 或 Cu-Mo 矿化为主,南段以 Au 或 Cu-Au 矿化为主。含矿岩体多具有多期次侵位特点,不同程度地相伴发育爆破角砾岩筒。其偏酸性的花岗质斑岩群发育 Cu 或 Cu-Mo 矿,而偏中性的正长斑岩或二长斑岩群则发育 Au 或 Cu-Au 矿。Cu 或 Cu-Mo 矿床中的伴生 Au 主要出现于富含磁铁矿的钾硅酸盐蚀变带,而斑岩 Au 矿床不同程度地伴生 Cu,含 Au 建造主要是富铁建造(如镜铁矿、磁铁矿、赤铁矿、锰褐铁矿等)。

测年资料显示,这 2 条斑岩成矿带的成矿年龄相近,主体介于 40~30 Ma 之间,但有 3 个成矿高峰,即 40 Ma、36 Ma 和 32 Ma(Hou et al., 2006a)。第 1 次成矿高峰以玉龙超大型铜矿发育为标志,其辉钼矿 Re-Os 等时线年龄为(40.1 ± 1.8)Ma(Hou et al., 2006a)。第 2 次成矿高峰形成马拉松多、多霞松多铜矿及马厂箐铜钼矿床,前 2 个矿床的辉钼矿 Re-Os 模式年龄为 35.8~36.0 Ma(杜安道等,1994),后者的辉钼矿 Re-Os 等时线年龄为(35.8 ± 1.6)Ma

(Hou et al., 2006a)。第 3 次成矿高峰主要集中于东矿带,其中,西范坪斑岩型 Cu-Au 矿床的辉钼矿 Re-Os 等时线年龄为(32.1 ± 1.6)Ma(Hou et al., 2006a)。

3.1.2 构造控制

高原东缘的 3 次脉动性成矿事件,受控于碰撞背景下的陆内压扭与张扭转换应力场。构造研究表明,控制含矿斑岩岩浆活动的走滑断裂系统至少在 40 Ma 前处于压扭状态,并伴随着强烈的区域性压扭变形。中新世(24~17 Ma)应力场则明显地转变为张扭或张应力状态(Wang et al., 2001)。在压扭与张扭转换期(40~30 Ma),应力松弛可能导致了含矿岩浆沿大规模走滑断裂的脉动性或周期性浅成侵位,同时引起了成矿流体的脉动性分凝和幕式排泄,诱发了 3 期斑岩岩浆-热液-成矿事件(Hou et al., 2005)。

研究表明,在地壳环境下,岩浆熔体的分凝、运移和侵位受地壳或岩石圈尺度的应力场控制。在中、下地壳,强烈的剪切应变将使下地壳 MASH 带的熔浆向剪切带积聚,并沿垂向剪切带底辟上升(Sawyer, 1994)。在上地壳范围,岩浆以岩墙形式上升侵位(Richards, 2003)。在挤压应力场下,壳内水平的张性构造促进次级岩浆房发育和平卧岩床的形成。相反,在走滑或张性环境,垂向的张性构造为岩浆上侵提供了重要的通道,因此,压扭应力场或压扭向张扭应力的转变,应是斑岩岩浆-热液成矿系统发育的最有利环境(图 5)。在岛弧环境下,伴随着顺弧的大规模走滑活动,常发育走滑拉分盆地,盆缘断裂常为含矿斑岩的浅成侵位提供重要的上侵通道(Richards, 2003)。同样,高原东缘的晚碰撞造山环境,大规模走滑断裂系统斜交陆—陆碰撞汇聚带,具有调节碰撞应变之功能。沿走滑断裂发育一系列派生性的含新生代富碱侵入岩和钾质火山岩的拉张盆地,如贡觉、剑川、大理盆地等,产出了大量的富碱火成岩。因此,调整大陆碰撞的区域剪切应变,导致了来自壳/幔过渡带岩浆熔体的汇集上升,压扭应力下的大规模走滑断裂和走滑拉分盆地,导致了岩浆熔体的浅成侵位和喷发(图 5)。

3.1.3 含矿斑岩

根据富碱斑岩岩石的 Y 含量,可识别出 3 组不同的斑岩组合(图 6a)(Hou et al., 2005):

低 Y-低 Ba 斑岩 以玉龙带含 Cu 斑岩为代表,岩石类型主要为二长花岗斑岩和正长花岗斑岩。其

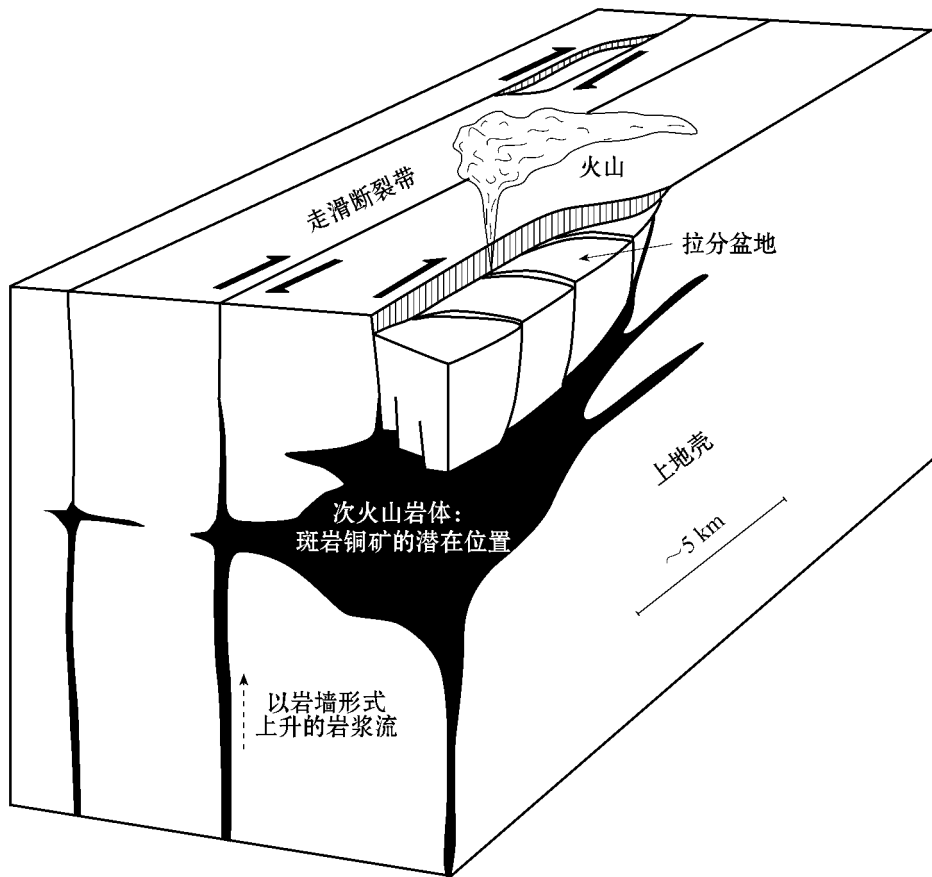


图5 高原东缘受新生代走滑断裂系统控制的斑岩岩浆系统发育示意图(据 Richards 2003 修改)

Fig. 5 Schematic cross section of Cenozoic strike-slip faulting systems controlling magmatic ascent and emplacement in east Tibet (modified from Richards, 2003)

Y 含量通常 $< 20 \times 10^{-6}$, Ba 含量通常 $< 1\,000 \times 10^{-6}$, Nb/Y 值变化于 0.35 ~ 1.25 之间。在图 6a 中, 这些含 Cu 斑岩构成一个平行于 Nb/Y 轴的水平趋势, 反映出不同斑岩体之间或不同期次斑岩之间的地球化学变化主要受岩浆过程的控制 (Hou et al., 2005)。

低 Y-中 Ba 斑岩 其 Y 含量通常类似于低 Y-低 Ba 斑岩, 变化于 $(10 \sim 20) \times 10^{-6}$ 之间, Ba 含量通常 $> 1\,000 \times 10^{-6}$ 。代表性岩石为花岗斑岩、二长斑岩和正长斑岩, 其中, 花岗斑岩发育在马厂箐矿区, 含 Cu-Mo, 二长斑岩发育在西范坪矿区, 含 Cu-Au, 而正长斑岩主要发育在北衙矿区和姚安矿区, 含 Au-Pb-Zn-Ag。与低 Y-低 Ba 斑岩相比, 含矿性略差。在图 6a 中, 它们通常处于上述 2 类不同斑岩变化趋势之间, 但也存在一个 Nb/Y-Ba 正相关趋势, 反映出其源区也遭受流体交代作用, 但与低 Y-低 Ba 斑岩相比, 交代富集程度较高 (Hou et al., 2005)。

高 Y-高 Ba 斑岩 通常为不含矿的正长斑岩, 大量发育在整个富碱斑岩带内。其 Y 含量通常 $> 20 \times 10^{-6}$, Ba 含量通常 $> 1\,000 \times 10^{-6}$, 并变化于 $(1\,000 \sim 4\,000) \times 10^{-6}$ 之间。这类斑岩的 Nb/Y 值虽然也变化于 0.35 ~ 1.25 之间, 但构成了一个 Nb/Y-Ba 正相关趋势 (图 6a), 反映了区域性的俯冲板片流体交代与岩浆作用过程的联合控制 (Hou et al., 2005)。

大多数含矿斑岩通常处于埃达克岩 (adakite) 区域内 (图 6b) (Defant et al., 1990), 而不含矿的正长斑岩则处于埃达克岩区域外。典型实例是玉龙斑岩铜矿带, 其含矿的二长 (正长) 花岗斑岩和少量的含矿正长斑岩以低 Y 和高 Sr/Y 比处于埃达克岩区内, 而不含矿的正长斑岩以其较高的 Y 含量而处于埃达克岩区之外 (图 6b)。此外, 含矿斑岩的高 SiO_2 ($> 63\%$)、高 Al_2O_3 ($> 15\%$, 在 $\text{SiO}_2 = 65\%$ 条件下) 特征以及 LREE 与 HREE 强烈分馏和无 Eu 负异常诸特征, 也证明其具有埃达克岩地球化学亲合性。

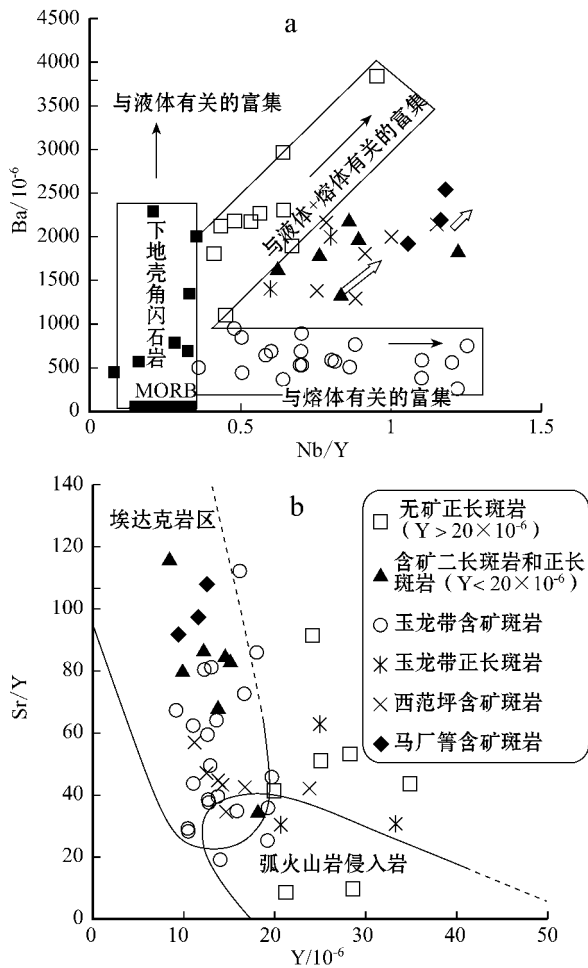


图 6 高原东缘富碱斑岩的 Ba-Nb/Y 图(a)和 Y-Sr/Y 图(b)
图 6a 显示含矿与非含矿斑岩具有不同的地球化学变异趋势 (Hou et al. 2005) 图 6b 反映含矿斑岩具有埃达克岩亲合性 (Defant et al. ,1990)

Fig. 6 Ba versus Nb/Y (a) and Y versus Sr/Y (b) plots of alkali-rich porphyries in east Tibet

6a shows that ore-bearing porphyries and barren porphyries have different variation trends, 6b demonstrates that alkali-rich porphyries have an adakitic affinity (Defant et al. ,1990)

(Defant et al. ,1990)。然而,与典型的埃达克岩相比,该区的含矿斑岩则相对高钾和富集 LILE,因此,可将这套含矿斑岩称为似埃达克岩 (adakite-like)。

3.1.4 成矿系统

喜马拉雅期斑岩 Cu-Mo(-Au) 矿床,多数围绕含矿斑岩体发育矿化,形成筒状或不规则状矿体。含矿斑岩多数全岩矿化,其中发育脉状-细脉浸染状矿化,斑岩与围岩接触带发育夕卡岩化,其中形成透视镜状矿体。典型实例包括玉龙铜矿、马拉松多铜矿、多霞松多铜矿、马厂箐铜钼矿、西范坪铜金矿等(芮

宗瑶等,1984;唐仁鲤等,1995;Hou et al.,2003a;2006a)。围岩蚀变多呈环状分布,中央为 K-硅酸盐化带,中间为石英-绢云母化带,边缘为青磐岩化带,局部或外围发育夕卡岩化带(芮宗瑶等,1984;唐仁鲤等,1995)。成矿流体主要来自含矿斑岩岩浆演化晚期的分凝流体,晚期有少量天水注入成矿流体系统。在流体演化过程中(600~350℃),不断发生流体沸腾,导致 Cu-Mo 金属沉淀(图 7)。

少数矿床发育复杂的成矿系统。玉龙斑岩铜矿晚期叠加浅成低温热液 Cu-Au 矿化,马厂箐矿床晚期在外围叠加 Au 矿化,纳日贡玛斑岩铜矿外围发育夕卡岩型 Pb-Zn 矿化和热液脉型 Ag 多金属矿化。例如,在玉龙矿区,伴随区域隆升,斑岩岩浆-热液成矿系统逐渐被浅成低温热液系统所取代,其主要产物是广泛发育高级泥化(advanced argillic alteration),受热液爆破期形成的断裂破碎带控制,叠加于早期形成的斑岩铜矿热液蚀变带之上,形成环绕 K-硅酸盐化带和石英-绢云母化带的高级泥化带(Hou et al. 2006d)。伴随晚期高级泥化蚀变,发育以辉铜矿+砷黝铜矿+铜蓝+斑铜矿+自然金+铜金矿为主的高硫型铜-金矿化,环绕斑岩铜钼矿体分布,形成高品位的 Cu-Au 矿带(Hou et al.,2006d)。形成高硫型铜-金矿化的热液是一种富 CO₂ 的低温(<350℃)低盐度($w(\text{NaCl}_{\text{eq}}) < 12\%$)大气水,可能有少量的岩浆挥发分注入(图 7)(Hou et al.,2006d)。

3.2 碳酸岩-正长岩杂岩 REE 成矿作用

3.2.1 时空分布

与碳酸岩-正长岩杂岩有关的 REE 成矿事件集中发育于扬子地块内部,受晚碰撞期活化的走滑断裂系统的控制,形成长达 270 km 的冕宁—德昌 REE 矿带(图 3a)(袁忠信等,1995)。在牦牛坪 REE 矿区,正长岩的全岩 K-Ar 年龄为 40.8 Ma,碳酸岩的钠铁闪石 K-Ar 年龄为 31.7 Ma(蒲广平,2001)。在木落寨矿区,含矿正长岩的全岩 ⁴⁰Ar/³⁹Ar 年龄为 31.2 Ma,而在里庄矿区,含矿正长岩 ⁴⁰Ar/³⁹Ar 年龄则为 27.1 Ma(田世洪,2005)。反映出该 REE 成矿事件与斑岩成矿事件具有类似的成矿时限,受控于统一的地球动力学过程。

3.2.2 成矿环境

冕宁—德昌 REE 矿带虽然分布于扬子地块的二叠纪古裂谷带内,但成岩成矿年龄资料证实,碳酸岩-正长岩杂岩及其 REE 成矿事件均发生于喜马拉雅

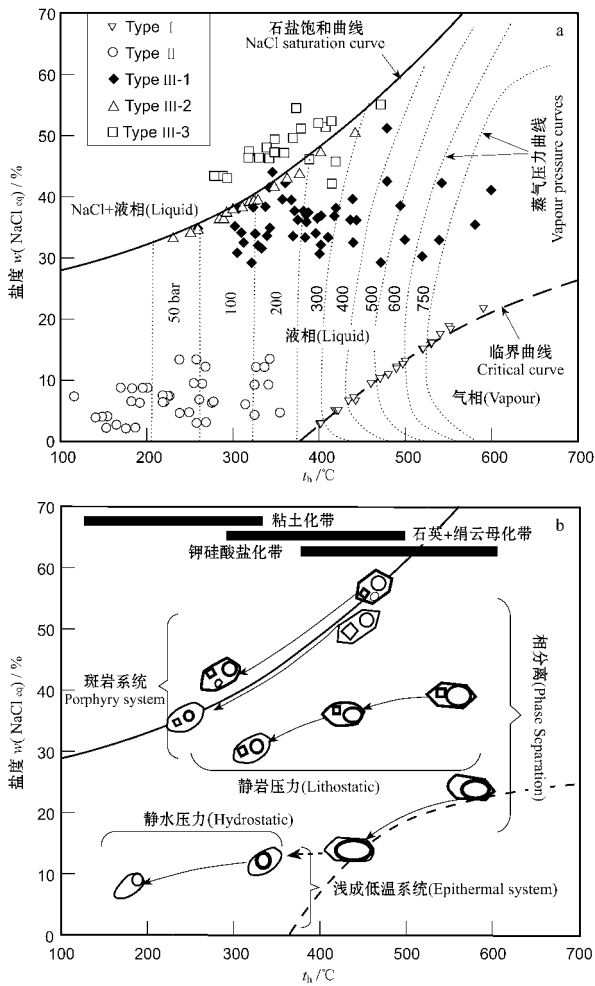


图7 玉龙斑岩铜矿流体包裹体盐度-温度变化(a)及其成矿流体系统的可能解释(b) (据 Hou et al., 2006d) 成矿流体在 >620°C 出溶, 具临界或超临界性质。在 600°C 发生不混溶, 产生共存的高盐度流体和富蒸气流体。在 340~480°C, 广泛发生相分离, 伴随强烈的蚀变与 Cu-Mo 矿化。富蒸气流体向低温天水注入并混合的方向演化, 导致浅成低温热液 Cu-Au 成矿作用

Fig. 7 Homogenization temperature versus salinity of various fluid inclusions (a) and a possible explanation for fluid evolution (b) of the porphyry-epithermal hydrothermal system at Yulong (after Hou et al., 2006d) Ore-forming fluids experience exsolution at >620°C, showing critical or supercritical property. Unmixing happens at 600°C, producing co-existent high-salinity fluids and vapor-rich fluids. At 340~480°C, extensive phase separation takes place, accompanied by intense alteration and Cu-Mo mineralization. Vapor-rich fluids enter and are mixed with low-temperature meteoric water, resulting in epithermal Cu-Au mineralization

雅期, 大规模的 REE 矿化不是发生于大陆裂谷发育阶段, 而是形成于印度—亚洲大陆碰撞晚期 (Hou et al., 2006b)。如前所述, 印度—亚洲大陆的晚碰撞造山在高原东部形成所谓的东部碰撞带 (Wang et

al., 2001), 发生陆内转换造山作用, 并发育一系列新生代走滑断裂系统。发育于扬子地块西缘的大规模走滑断裂系统控制了金沙江—红河富碱侵入岩带的发育 (40~24 Ma), 发育于扬子地块内部的大规模走滑断裂系统继承并改造了古裂谷期的断裂带 (如小江断裂等), 同时, 控制了冕宁—德昌碳酸岩-碱性岩杂岩及其 REE 矿床的发育 (图 3b) (Hou et al., 2006b)。很明显, 这条规模巨大的稀土元素矿带以其产出的陆内转换造山带背景和陆内走滑断裂环境而明显不同于人们所熟知的大陆裂谷环境。

3.2.3 矿化系统

通过对冕宁—德昌 REE 矿带若干典型矿床 (牦牛坪、大陆槽、木落寨、里庄) 的系统研究, 至少识别出 3 种不同的 REE 矿化式样, 即, 牦牛坪式、里庄式和大陆槽式。这 3 种不同的矿化式样反映出冕宁—德昌 REE 矿带的不同地段具有不尽相同的矿化时代、矿化式样和成矿物理-化学条件 (Hou et al., 2006c)。

牦牛坪式矿化 以十分发育的脉状-网脉状矿化系统和伟晶-粗晶矿化为特征。该脉状-网脉状矿化网络系统在矿区北部表现十分明显。在该脉状-网脉状矿化系统中, 大脉可宽达 30 cm, 或相互密集平行, 或相互交叉连通, 网脉系统发育在大脉系统的外围, 并将其包络。伟晶-粗晶矿化脉十分发育, 按矿物组合可分为: 氟碳铈矿-霓辉石-萤石-重晶石组合, 氟碳铈矿-萤石-重晶石-方解石组合和氟碳铈矿-重晶石-微斜长石伟晶岩组合 (阳正熙等, 2001)。同位素资料表明, 成矿流体主要来自分异的碱性岩-碳酸岩岩浆系统, 热液系统维系时限较长, 温度自 540°C 至 100°C (袁忠信等, 1995; 阳正熙等, 2001; 牛贺才等, 1994)。流体包裹体温压估算表明, 成矿作用发育于古潜水面下 0.8~1.8 km 之下 (袁忠信等, 1995), 处于一个相对封闭的环境, 可能代表了冕宁—德昌 REE 矿带的中部矿化 (Hou et al., 2006c)。

里庄式矿化 以发育浸染状和脉状矿化为特征。矿化主要发育于岩浆碳酸岩体内部, 氟碳铈矿多与萤石呈浸染体嵌布于岩浆碳酸岩内, 形成 REE 矿化透镜体, 局部呈脉状和细脉状产出, 形成规模较小的矿脉。根据碳酸岩体上覆的志留系—三叠系沉积序列厚度和流体包裹体 *p-t* 条件估计, 其成矿发生在相对较大的静岩压力之下, 成矿深度估计为 2.5~3.0 km, 代表了冕宁—德昌 REE 矿带最深部的矿化 (Hou et al., 2006c)。

大陆槽式矿化 以发育角砾岩筒型 REE 矿化为其重要特征(Hou et al., 2006b)。在该区,含矿的碱性岩-碳酸岩杂岩体侵位于侏罗系地层之内,侵位深度最浅。经初步的野外调查和地质草测,发现区内发育 3 个角砾岩筒,REE 矿化体均产于角砾岩内。据流体包裹体 $p-t$ 条件估计,其成矿发生在相对较小的静岩压力之下,成矿深度估计小于 1.8 km^①,具浅成低温矿化特点,可能代表了冕宁—德昌 REE 矿带的最浅部矿化形式(Hou et al., 2006c)。

3.2.4 流体系统

根据 REE 矿床的矿物共生组合、流体包裹体和同位素地球化学资料,可大致重塑 REE 矿床成矿流体系统的演化过程。此过程包括:① 不混溶的碱性岩-碳酸岩岩浆系统在浅成环境下出溶岩浆流体;② 高温含硫酸盐的 NaCl-KCl 卤水(岩浆流体)发生沸腾或不混溶,导致氟碳铈矿和硫酸盐沉积;③ 最后,流体与低温酸性大气水混合,导致少量硫酸盐和硫化物沉积(Xie et al., 2006)。

初始岩浆流体沿裂隙带贯入,在相对封闭的环境下,形成伟晶状脉状系统,交代围岩,形成强烈的霓长岩化。流体冷凝至 450℃,发生石英及少量萤石和氟碳铈矿沉淀(Hou et al., 2006c)。氟碳铈矿和萤石的广泛沉积出现于流体不混溶阶段,温度介于 210~480℃(袁忠信等, 1995; 阳正熙等, 2001)。在牦牛坪,流体系统大约在 330℃ 发生不混溶,而在大陆槽,不混溶则大致出现于 300℃ 左右。其结果,导致热液系统出现强烈的角砾岩化,并形成角砾岩筒。沸腾后的成矿流体大致在 100~200℃ 与外来的天水流体发生混合,导致细粒石英和细粒氟碳铈矿快速沉积,连续混合和温度降低引起氟碳铈矿-重晶石-方解石以及硫化物沉积(Xie et al., 2006)。

3.2.5 成矿模式

通过冕宁—德昌 REE 矿带典型矿床的对比研究, Hou 等(2006c)提出了 REE 矿带成矿“三层楼”模式(图 8)。强调在不同的 $p-t$ 条件下发育不同的矿化系统。在较深的相对封闭的成矿环境,发育里庄式矿床;在中等深度和相对封闭的成矿环境,主要发育牦牛坪式矿床;而在近地表环境,则发育以角砾岩系统为特征的大陆槽式矿床。

3.3 热卤水型 Pb-Zn-Ag-Cu 成矿作用

热卤水型 Pb-Zn-Ag-Cu 成矿作用主要集中于高原东缘的兰坪大型盆地内,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),构成高原东缘最重要的铅锌银多金属富集区(图 9)。

3.3.1 成矿环境与构造控制

兰坪大型盆地是一个由多个不同性质的盆地单型所构成的大型复合盆地,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拉分盆地 3 阶段发育过程。该盆地的充填序列主要包括上三叠统碳酸岩-细碎屑岩系、侏罗系—白垩系杂色-红色碎屑岩系及第三系含盐碎屑岩系(云龙组)和磨拉石建造(果朗组和宝相寺组),其中,上三叠统三合洞组灰岩、侏罗系花开左组泥质粉砂岩和云龙组粉砂岩,作为盆地内的重要含膏盐建造,与成矿密切相关。值得注意的是,盆地的充填序列常被新生代(30~40 Ma)富碱幔源侵入体浅成-超浅成侵位,遥感资料和地球物理探测资料证实,该盆地深部存在岩浆房或低速高导体(边干韬, 2000; 薛春纪等, 2002),反映出第三纪拉分盆地乃至新生代热液成矿作用与走滑断裂系统及其伴生的岩浆活动有着内在成因联系。

构造综合分析表明,伴随着印度—亚洲大陆碰撞,兰坪盆地在第三纪中—晚期经历了由早期的 EW 向对冲到晚期的由 W 向 E 逆冲推覆及相关的走滑构造作用,形成了一系列推覆构造组和复杂几何形态(徐启东等, 2003)。在盆地东侧(如金顶地区),从金沙江构造带到盆地中部,发育一系列东倾的逆冲断裂,使三叠纪—白垩纪地层逆冲推覆于云龙组碎屑岩系之上,并形成一系列构造圈闭和推覆体构造群,其中,卷入到后期逆冲推覆构造之中的大型构造圈闭或构造穹隆,为一些大型 Pb-Zn 矿床(如金顶)提供了重要的赋矿空间。在盆地西侧(如白秧坪地区),从澜沧江构造带到盆地中部,一系列西倾的逆冲断层将三叠纪、侏罗—白垩纪地层依次推覆到云龙组碎屑岩系之上(图 9),这一系列逆冲断层很可能在深部构成一个主滑脱带,控制了区域流体活动与成矿。值得重视的是,通过兰坪盆地重力、航磁

① 杨光明,常 诚,左大华,刘学良. 1998. 四川省德昌县 DL 稀土矿床成矿条件研究. 1~89. 研究报告. 内部资料.

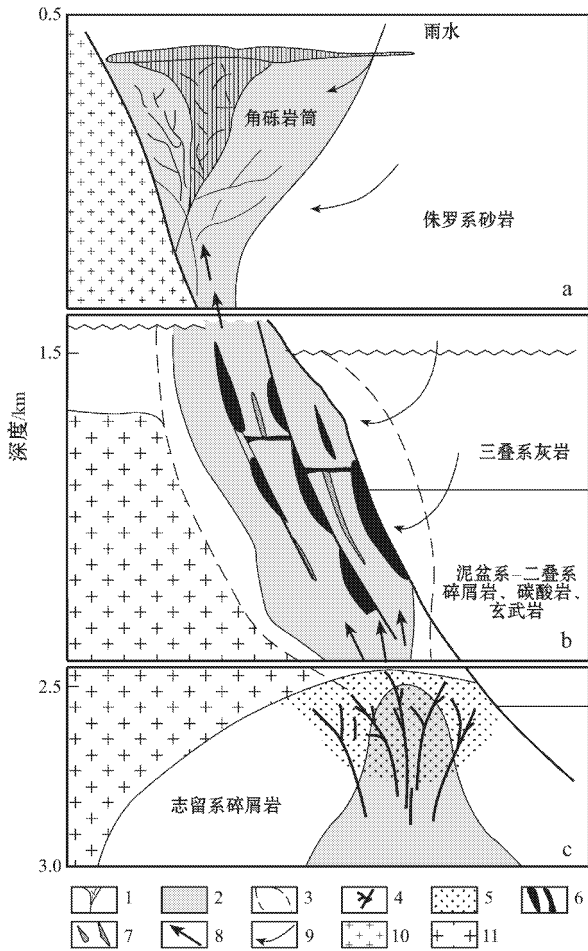


图8 冕宁—德昌REE矿带成矿模式示意图
(据 Hou et al., 2006c)

a. 大陆槽式REE矿化,以角砾岩筒矿化为特征 b. 牦牛坪式REE矿化,以复杂脉状矿化系统为特征 c. 里庄式REE矿化,以浸染状、脉状矿化为特征。1—角砾岩筒 2—碳酸岩、碱性岩杂岩体; 3—宽长岩化晕 4—网状脉 5—浸染状矿体 6—伟晶状矿体; 7—脉系 8—成矿流体 9—雨水; 10—元古代花岗岩; 11—中生代花岗岩

Fig. 8 An ideal model for the formation of REE deposits in Mianning-Dechang REE belt, western Sichuan (after Hou et al., 2006c)

a. Dalucao-style REE mineralization, characterized by breccia pipe mineralization; b. Maoniuping-style REE mineralization, characterized by complicated veinlike mineralization system; c. Lizhuang-style REE mineralization, characterized by disseminated-veinlike mineralization. 1—Breccia pipe; 2—Carbonatite-alkalic complex; 3—Fenitization halo; 4—Stockwork vein; 5—Disseminated ore; 6—Pegmatitic ore; 7—Vein system; 8—Ore-forming fluids; 9—Meteoric water; 10—Proterozoic granitoid; 11—Mesozoic granitoid

解译,结合构造学、岩石学和矿床学研究,发现兰坪—思茅盆地存在EW向构造,从北向南依次识别出中甸—小西、兰坪—鹤庆和永平—姚安—大理等EW向构造带(王安建,未刊资料),其很可能为自西

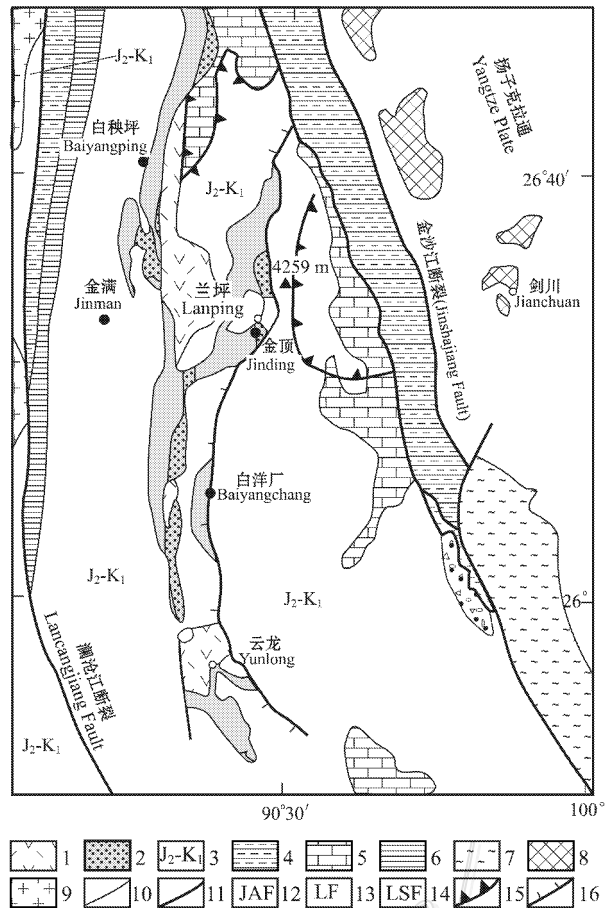


图9 兰坪盆地构造格架与矿床分布(据薛春纪等, 2002) 1—渐新世角砾岩,始新世砂岩、角砾岩 2—古新世云龙建造 3—中侏罗统—下白垩统砂质泥岩、砂岩和砂屑岩 4—中—下三叠统中、酸、基性火山岩 5—上三叠统灰岩 6—古生代浅变质复理石建造 7—前寒武纪—泥盆纪变质岩 8—喜马拉雅期幔源侵入体 9—燕山期二长岩和石英二长岩; 10—地质界线; 11—主要断裂; 12—金沙江断裂; 13—澜沧江断裂; 14—兰坪—思茅断裂; 15—推覆断裂; 16—生长断层

Fig. 9 Sketch geological map showing tectonic framework and distribution of Ag-polymetallic deposits in the Lanping basin (after Xue et al., 2002)

1—Oligocene breccias, Eocene sandstone and breccias; 2—Paleocene Yunlong Formation; 3—Middle Jurassic through Lower Cretaceous clastic rocks; 4—Middle-Lower Triassic volcanic rocks; 5—Upper Triassic limestone; 6—Paleozoic slightly metamorphosed flysch; 7—Precambrian through Devonian metamorphic rocks; 8—Himalayan intrusions of mantle origin; 9—Yanshanian diorite and quartz diorite; 10—Geological boundary; 11—Major fault; 12—Jinshajiang fault; 13—Lancangjiang fault; 14—Lanping-Simao fault; 15—Thrust fault; 16—Growth fault

而东区域性迁移的热液流体提供了重要通道(channel fluid flows),从而导致了兰坪矿集区“南北等距,东西分带”的矿床分布规律。

3.3.2 矿化系统与时空分带

兰坪矿集区内重要矿床的空间分布呈现“南北

等距,东西分带'的规律(图 9)。所谓'南北等距',是指矿集区内重要矿床或矿田在南、北方向上呈近等距离(20~30 km)分布,自南而北,依次发育白洋厂矿床、金顶矿床和白秧坪矿田,可能受近 EW 向隐伏断裂构造的控制。"东西分带"主要体现在北段的白秧坪地区,其西南部向东北,依次发育 Cu-Ag 矿化(金满、科登洞、小格拉),Ag-Pb-Zn-Cu 矿化(吴底厂、富隆厂、三山、下五区、白秧坪)和 Pb-Zn-Ag 矿化(菜子地、麻栗坪、东庄)(徐启东等,2004),更可能受自西而东的逆冲推覆系统的控制(图 9)。

由于目前缺乏精准的测年资料,兰坪矿集区内矿床的时间演变规律尚不清楚。在金顶矿区,根据 3 个基本地质事实:① 三叠纪—白垩纪地层作为推覆体覆盖于第三系云龙组乃至果朗组和宝相寺组之上;② 云龙组及其上覆的三叠系—白垩系推覆体均发生强烈矿化;③ 成矿物质及惰性气体具有幔源物质贡献(Xue et al., 2000),推测其大规模成矿应发生于 40~30 Ma。在白秧坪矿区,由于控制成矿作用的逆冲构造活动主要表现为由西向东的推覆,因此,其成矿应稍晚于金顶矿区。尽管前人利用石英的 Ar/Ar 测年给出了一个较老的年龄范围(63~54 Ma)(薛春纪等,2003),但似乎与地质事实不相符。最近,王彦斌等(2005)报道了金满铜矿热液绢云母的 Ar/Ar 年龄,给出了 37 Ma 的成矿年龄。

3.3.3 成矿特征与成矿机制

前人已对金顶 Pb-Zn 矿做了大量工作,因篇幅所限,参考文献恕不能一一列出。在此仅强调几个要点。① 金顶矿区经历了走滑拉分与膏盐建造沉积(第三系)逆冲推覆作用与构造穹隆发育、构造圈闭充填与破坏等地质演化历程。② 构造圈闭或穹隆主要由区域性挤压和逆冲推覆而成,矿体主要储积于构造穹隆内,主要有多孔的云龙组碎屑岩层及其上覆的推覆体底部成矿,呈板状体或透镜体产出,总体上具有"蘑菇状"空间形态(修群业等,2005)。③ 金顶矿区存在 3 种角砾岩:构造角砾岩,膏溶角砾岩和液爆角砾岩。膏溶角砾岩在矿区广泛出露,角砾以黑色臭灰岩、泥灰岩、细砂岩和含砾砂岩为主,胶结物主要由砖红色、紫红色的泥岩和粉砂岩组成,在垂向上有分层现象,空间上呈似层状分布,反映出盐丘坍塌特征。液爆角砾岩是一种矿化角砾岩,见其灌入膏溶角砾岩内,角砾主要为黑色臭灰岩,胶结物为富含铅锌的氧化矿,显示出一种高压流体爆发式排泄特征(王安建等,未刊资料)。④ 在金顶矿区

识别出 3 种沥青:软沥青、脆沥青和稠状油质沥青,它们或出现于灰岩型氧化矿体中,沿不规则裂隙分布,或在黑色灰岩岩块的空洞、裂隙中与天青石密切共生。经分析,沥青为热降解沥青,是油藏遭到破坏的残余物,推测矿区可能出现过油藏(王安建等,未刊资料)。⑤ 矿床显示出一定的矿化分带,总体上,由深至浅表现为 Sr+Ba→Fe→Zn+Pb→Pb 或天青石+重晶石→黄铁矿+白铁矿→闪锌矿+方铅矿→方铅矿(罗君烈等,1995)。⑥ 成矿流体为中等盐度($\alpha(\text{NaCl}_{\text{eq}})=5\% \sim 20\%$)的中低温(52~309℃)的热卤水,具有较大的流体压力(32~23 MPa)(温春齐等,1995)。由此可见,金顶矿床以其独特的特征显著有别于人们所熟知的 MVT、SEDEX 和砂岩型(SST)矿床。据此,王安建等(未刊资料)初步提出了金顶超大型铅锌矿床的成因模型。该模型强调,构造挤压与逆冲推覆,在金顶形成构造圈闭和穹隆,其中,富含膏盐地层形成盐丘,在盐丘空间内经历了短暂的油气聚集后,深部高压含矿流体爆发式排泄,破坏盐丘封闭层,破坏油气藏,淀积金属硫化物和硫酸盐。

兰坪矿集区北部的多金属成矿作用与金顶矿床不尽相同。区域流体长距离迁移与成矿的特征表现比较明显,主要体现在:① 所有的多金属矿化均受控于自西而东逆冲推覆的主干断裂及其断裂破碎带,矿体主要产于多孔中粗粒砂岩与低渗透率碳泥质岩的界面上或过渡带内,多呈大脉状、透镜状及似层状,脉状、网脉状、细脉浸染状和角砾状构造发育;② 矿化显示出自西而东的元素分带,与之对应,金属矿物组合也显示出黄铜矿+斑铜矿+黝铜矿→黝铜矿+方铅矿+闪锌矿+辉银矿→方铅矿+闪锌矿的变化趋势,脉石矿物组合也由石英脉向碳酸盐脉递变(徐启东等,2004);③ 矿化产出层位逐次增高,从推覆构造下盘的 C—J 构造层→T—E 构造层→推覆构造上盘的 T 构造层;④ 区域脉体的流体包裹体与矿床的稳定同位素资料均显示出区域性系统变化规律(徐启东等,2003;2004)。这些特征表明,受压应力或压扭应力驱动的区域流体,以逆冲推覆构造断裂系统为运移通道,自西而东长距离迁移,沿途不断从流经的岩石、地层中萃取和集聚成矿物质,并在合适的构造部位(断裂交汇部位)淀积成矿(图 10)。

3.4 造山型或/和剪切带型 Au 成矿作用

3.4.1 时空分布与构造控制

与大规模走滑剪切有关的剪切带型金矿化至少形成了 2 条大型金矿带,即哀牢山金矿带和锦屏山金矿带(图 11)。

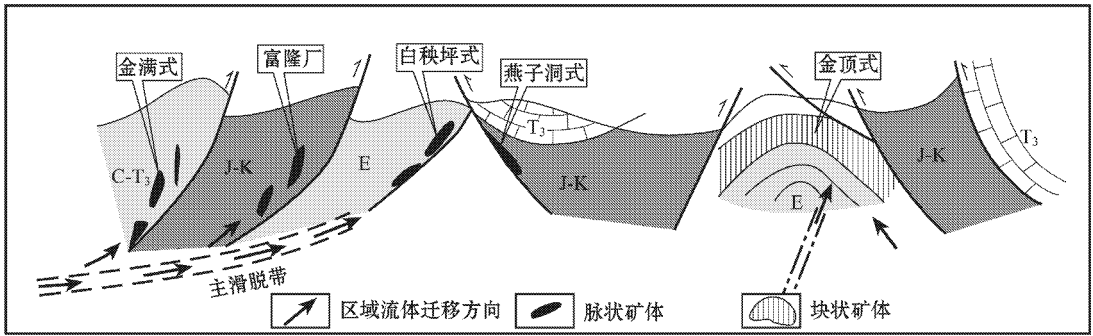


图 10 兰坪盆地北段区域流体迁移与成矿示意图

Fig. 10 Schematic cross-section illustrating the migration of regional fluids and mineralization styles in the northern segment of the Lanping basin, Yunnan

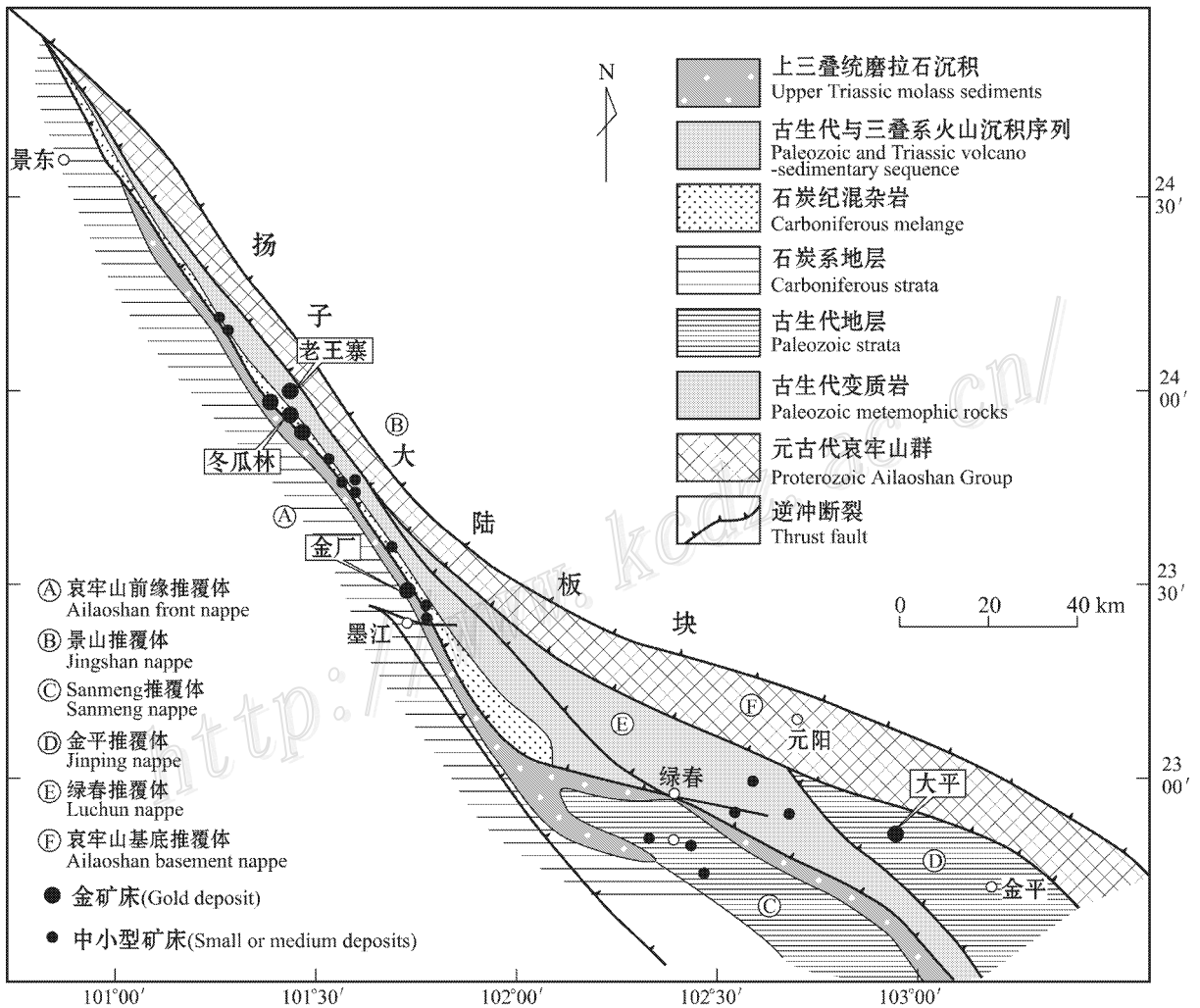


图 11 哀牢山金矿带构造格架与矿床分布(据李兴振等,1999 修改)

Fig. 11 Simplified geological map showing tectonic framework and deposit distribution in the Ailaoshan gold belt (modified from Li et al., 1999)

哀牢山金矿带 沿古生代蛇绿岩-混杂岩(构造岩片)带分布,长 120 km,宽 500~5 000 m,由 4 个大型(老王寨、冬瓜林、金厂、大平)8 个中型和 30 余处小型 Au 矿床及矿点构成(图 11)。该矿带受红河剪切带(Red-River shear zone)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)。

哀牢山金矿带以往的直接和间接的成矿年龄资料比较分散(胡云中等,1995),最近的测年给出了一个统一的新生代成矿年龄范围(王登红等,2005)。含金石英和铬云母 Ar/Ar 测年,给出了墨江金厂金矿的成矿年龄范围为 63~54 Ma(应汉龙等,2005),而与矿化有关的正长岩或正长斑岩的 Rb-Sr 测年,给出了金平铜厂金矿的间接成矿年龄为 41~34 Ma(王登红等,2005)。根据与矿化有关的各类煌斑岩的年龄资料,胡云中等(1995)认为,镇沅老王寨金矿形成于 40~28 Ma,谭雪春等(1991)估计,库独木金矿也形成于类似时段(29 Ma)。看来,哀牢山金矿带的成矿年龄很可能有 2 个时段,早期(63~54 Ma)可能发育于印-亚大陆主碰撞期,属于典型的造山型金矿,而晚期(40~28 Ma)则发育于晚碰撞期,属典型的剪切带型金矿。

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,主要由北部的康定大渡河矿集区、中部的石棉田湾矿集区和南部的锦屏山矿集区构成(骆耀南等,1998)。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、白金岩子和三碛等金矿。含金脉石英的⁴⁰Ar/³⁹Ar 坪年龄表明金矿主成矿期年龄为 27~21 Ma(Wang et al., 2005)。石棉田湾矿集区的金矿受鲜水河走滑断裂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,矿体就位于韧-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。千糜岩多硅白云母 K-Ar 年龄(15.4~21.2 Ma)(骆耀南等,1998)和含金脉石英⁴⁰Ar/³⁹Ar 坪年龄(26.67 Ma)(Wang et al., 2005)限定其成矿年龄介于 27~15 Ma 之间。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。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。

3.4.2 成矿特征与物质来源

与剪切带有关的金矿,总体上以石英脉型和构造蚀变岩型矿化为主,但在不同矿区略显差异。

在哀牢山金矿带,依据含金建造和矿石类型,可细分出 3 种模式,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内。库独木式矿床产于中石炭统黄铁矿化和绢云母化凝灰岩和基性熔岩的顺层剪切带内。金厂式矿床则主要出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,矿脉充填断裂破碎带,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)。

哀牢山金矿带矿床流体包裹体资料表明,成矿流体均一化温度为 110~280℃,估算的成矿压力为(720~400)×10⁶ Pa(胡云中等,1995)。硫化物矿物的 δ³⁴S 值为 -2.37‰~3.60‰,均值为 0.60‰,反映出硫化物的硫具幔源硫来源(胡云中等,1995);含矿围岩及黄铁矿的 δ³⁴S 值为 -8.38‰~5.07‰,均值为 0.82‰,与矿石硫 δ³⁴S 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,成矿流体是一种由岩浆水与大气水以不同比例混合的流体,其中,金厂式矿床以岩浆水为主,而老王寨式矿床则以大气水为主(胡云中等,1995)。最近的 He-Ar 同位素系统研究揭示,成矿流体中有地幔气体的贡献(胡瑞忠等,1999)。

4 晚碰撞转换成矿的深部过程

如前所述,青藏高原碰撞造山带晚碰撞转换成矿作用主要发育于高原东缘的陆内转换造山环境,受大规模走滑-推覆-剪切作用的控制。这类成矿作用显示出 4 个重要特征:① 通常发育于峰期年龄为(35±5)Ma 的不连续的钾质火成岩省内,与幔源或壳/幔混源岩浆活动密切相关;② 成矿物质(金属、流体、气体)的最终源不同程度地与深部物质,特别是幔源岩浆关系密切;③ 不论是与 Cu-Au 和 Pb-Zn-Cu-Ag 矿化有关的富碱斑岩,还是与 REE 矿化有关

的碳酸岩-碱性岩及与剪切带 Au 矿化有关的煌斑岩,其形成均与深部软流圈活动有着千丝万缕的联系④成矿作用主要发育于 40~21 Ma 时段,其中,斑岩型铜钼金矿化、REE 矿化和热卤水 Pb-Zn-Ag-Cu 矿化及部分剪切带型 Au 矿化,多集中发生在(35 ± 5)Ma。这些特征暗示,高原东缘陆内转换造山环境的岩浆-热液-成矿作用受控于统一的深部作用过程,可能与软流圈上涌密切相关。

地震层析成像表明,在高原东缘陆内转换造山带下部(97~99°E),发育一个源自 450 km 深处的、显著低速的软流圈上涌体,在 200~250 km 深处被细颈化后,继续向上涌流,导致上覆岩石圈减薄至 70~80 km(刘福田等,2000),在腾冲现代火山区下部,底侵的软流圈物质甚至局部热蚀掉岩石圈地幔(钟大赉等,2001)。在空间上,该软流圈上涌体不是呈大面积性的“蘑菇”状,而是呈区带性的直立“瓦板状”,沿 NNW 向陆内转换造山带展布(钟大赉等,2001)。软流圈上涌体的形成可能与陆块的相向俯冲有关。刘福田等(2000)的地震层析成像及钟大赉等(2001)的速度图像均显示,向西倾伏的扬子地块俯冲板片沿红河走滑断裂向西俯冲,大约在 100°E 左右,俯冲板片变陡,前缘抵达 250 km 深处,其地表

位置大致在嘉黎走滑断裂以东(99~102°E)。近 1 000 个天然地震参数资料表明,印度大陆板片以缓角度俯冲于特提斯喜马拉雅之下,俯冲前缘抵达 96~97°E 后,突然下插并近垂直延深至 180 km(姜朝松等,2000;汪椿庸等,2002),其地表位置大致在嘉黎—高黎贡走滑断裂以西(94~97°E)。这两个大陆板片的相向俯冲,可能诱发了软流圈物质的上涌。当然,在印度大陆向 NE 推挤和斜向俯冲会聚作用下,拉萨陆块发生向 NE 方向的陆内俯冲(Wang et al., 2001),也可能起到印度大陆俯冲板片的功能,它与扬子陆块的相向会聚和陆内俯冲同样可能诱发软流圈上涌体的发育,对冲的板片前缘可能导致了软流圈上涌体的细颈化。

Wang 等(2001)利用兰坪—思茅褶皱带西侧陆块的向东俯冲解释了藏东富碱斑岩带的发育。这一构造模式与高原中部拉萨地块向北发生陆内俯冲导致藏北火山岩的构造模式,总体上是一致的。然而,这种局部性的陆内俯冲,难以解释扬子陆块内的含矿斑岩及碳酸岩-碱性岩的形成机制。因相向陆内俯冲而诱发的软流圈上涌,不仅为富碱斑岩的形成(钟大赉等,2001),而且为整个不连续的钾质火成岩省的发育提供了合理的解释(Guo et al., 2005; Hou

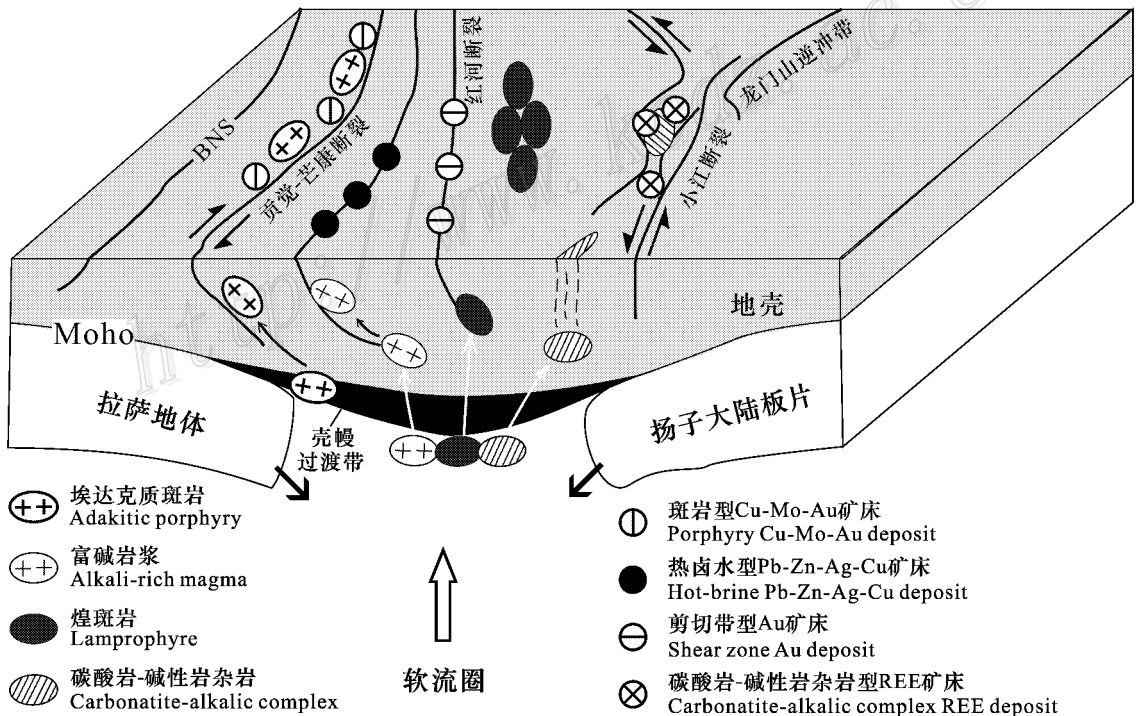


图 12 青藏高原晚碰撞转换成矿作用的构造模式

et al. 2006b)(图 12)。藏北羌塘地区 30 Ma 以来的钾质-超钾质火山岩及超镁铁质岩也为上涌软流圈的贡献提供了重要证据。

总之, 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 26 Ma 前处于压扭状态, 并诱发大规模走滑断裂、强烈逆冲和剪切作用。曾经遭受古洋壳板片流体强烈交代的壳幔过渡带, 在软流圈构造-热侵蚀以及小股熔融体的注入作用下, 发生部分熔融。过渡带下部金云母橄榄岩的熔融产生了正长岩岩浆, 而下地壳角闪榴辉岩的熔融, 产生了含矿的似埃达克岩质岩浆(Hou et al. 2005)。这些斑岩岩浆沿走滑断裂及其与基底断裂交汇所形成的通道浅成侵位, 并在局部拉张和应力释放的环境下分凝出成矿岩浆流体, 发育为斑岩岩浆-热液成矿系统(Hou et al. 2003a)。偏酸性的二长花岗斑岩岩浆可能分凝出富 Cu 流体, 形成斑岩铜矿, 而偏中性的二长斑岩岩浆则分凝出富 Au(和 Pb-Zn)流体, 形成斑岩金-铅-锌矿。富碱岩浆在兰坪—思茅大型盆地内的浅成侵位, 不仅作为重要的热源, 与区域压扭应力共同作用, 驱动了区域规模的热水流体对流循环和侧向迁移, 而且作为重要的储库, 可能为成矿热液系统提供了部分金属物质和少量成矿流体(Xue et al. 2000)。同时, 因羌塘陆块(及拉萨陆块)向东发生陆内俯冲, 而使兰坪—思茅大型盆地演变成前陆盆地(Wang et al. 2001), 其结果也会引起大量俯冲带流体向前陆盆地汇聚(Oliver, 1992; Deming, 1992; Garven, 1993), 为盆地内的热卤水成矿提供了重要条件(Johnston, 1999)。软流圈上涌, 还导致含有地壳深循环物质的富集地幔发生熔融, 产生富 CO₂ 的硅酸盐熔体, 后者因发生不混溶而产生碳酸岩-正长岩, 并派生出富含 REE 的成矿流体, 从而发育碳酸岩-热液 REE 成矿系统。红河断裂和鲜水河断裂的左行走滑与强烈剪切, 不仅导致了大量煌斑岩脉沿走滑断裂带分布, 而且导致了剪切带型金矿带的形成(图 12)。

感谢 本文在研究及成文过程中, 得到项目专家组成员钟大赉院士、翟裕生院士、滕吉文院士、郑绵平院士, 以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的指导。与聂凤军、芮宗瑶、曲晓明、杨岳清等研究员的讨论也使笔者受益匪浅。在此表示衷心感谢。

References

- Bell K and Blenkinsop J. 1987. Nd and Sr isotopic composition of east African carbonatites: Implications for mantle heterogeneity[J]. *Geology*, 15: 99-102.
- Bian Q T. 2000. Primary study on the relationship between the texture of crust-mantle and super-large deposits: An example of Yunnan Province[A]. In: Tu G Z et al., ed. *The super-large mineral deposits in China(IIC)*. Beijing: Science Press. 545-569 (in Chinese).
- Chi X G, Li C, Jin W, Liu S and Yang R H. 1999. Spatial-temporal evolution of Cenozoic volcanism and uplifting in north Tibet[J]. *Geological Review*, 45(Supp.): 978-986 (in Chinese with English abstract).
- Chi X G, Li C and Jin W. 2005. Cenozoic volcanism and lithospheric tectonic evolution in Qiangtang area, northern Qinghai-Tibet Plateau[J]. *Science in China (Series D)*, 48(7): 1011-1024 (in Chinese).
- Chung S L, Lo C H, Lee T Y, Zhang Y Q, Xie Y W, Li X H, Wang K L and Wang P L. 1998. Disynchronous uplift of the Tibetan plateau starting from 40 My ago[J]. *Nature*, 349: 769-773.
- Defant M J and Drummond M S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere[J]. *Nature*, 34: 662-665.
- Deming D. 1992. Catastrophic release of heat and fluid flow in the continental crust[J]. *Geology*, 20: 83-86.
- Deng J F, Mo X X, Luo Z H, Zhao H L, Zhao G C, Cao Y Q and Yu X Z. 1999. Igneous petrotectonic assemblage and crust-mantle metallogenic system[J]. *Earth Science Frontiers*, 6(2): 259-270 (in Chinese with English abstract).
- Deng W M, Huang X and Zhong D L. 1998a. Alkali-rich porphyries in the northern segment of the Jinshajiang belt, western Yunnan, and their relations to intraplate deformation[J]. *Science in China (Series D)*, 28: 111-117 (in Chinese).
- Deng W M, Huang X and Zhong D L. 1998b. Petrological characteristics and genesis of Cenozoic alkali-rich porphyries in eastern Yunnan[J]. *Sci. Geol. Sinica*, 33: 412-425 (in Chinese with English abstract).
- Dewey J F, Shackleton R M, Chang C, and Sun Y. 1988. The tectonic evolution of the Tibetan Plateau[M]. London: Philosophical Transactions of the Royal Society. A327: 379-413.
- Ding L, Zhang J J, Zhou Y, Deng W M, Xu R H and Zhong D L. 1999. Tectonic implication on the lithosphere evolution of the Tibet Plateau: Petrology and geochemistry of sodic and ultrapotassic volcanism in Northern Tibet[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 15(3): 408-421 (in Chinese with English abstract).
- 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[J]. *Journal of Petrology*, 44: 1835-1865.
- Du A D, He H L, Yin W N, Zhou X Q, Sun Y L, Sun D Z, Chen S Z

- and Qu W J. 1994. The study on the analytical methods of Re-Os age for molybdenite[J]. *Acta Geologica Sinica*, 68 : 339~346 (in Chinese with English abstract).
- England P C and Houseman G A. 1989. Extension during continental convergence with application to the Tibetan Plateau[J]. *J. Geophys. Res.*, 94 : 17561~17579.
- England P and Molnar P. 2000. Right-lateral shear and rotation as the explanation for strike-slip faulting in eastern Tibet[J]. *Nature*, 344 : 140~142.
- Garven G. 1993. Genesis of stratabound ore deposits in the Midcontinent Basins of the North America. I : The role of groundwater flow[J]. *Am. Jour. Sci.*, 292 : 497~568.
- Guo Z F, Hertogen J, Liu J Q, Pasteris 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[J]. *J. Petrol.*, 46 : 33~78.
- Harmer R E and Gittins J. 1998. The case for primary, mantle-derived carbonatite magma[J]. *J. Petrol.*, 39 : 1895~1903.
- Hou Z Q, Ma H W, Zaw K and Zhang Y Q. 2003a. The Yulong porphyry copper belt : Product of large-scale strike-slip faulting in Eastern Tibet[J]. *Economic Geology*, 98 : 125~145.
- Hou Z Q, Lu Q T, Wang A J, Li X B, Wang Z Q and Wang E Q. 2003b. Continental collision and related metallogeny : A case study on the mineralization in the Tibetan Orogen[J]. *Mineral Deposits*, 22 : 319~334 (in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q, Zhong D L, Deng W M and Zaw K. 2005. A tectonic model for porphyry copper-molybdenum-gold deposits in the eastern Indo-Asian collision zone[A]. In : Porter T M, ed. *Super porphyry copper and gold deposits : A global perspective*[C]. Adelaide : PGC Publishing. 423~440.
- Hou Z Q, Zeng P S and Gao Y F. 2006a. The Himalayan Cu-Mo-Au mineralization in the eastern Indo-Asian collision zone : Constraints from Re-Os dating of molybdenite[J]. *Minerium Deposita*, 41 : 33~45.
- Hou Z Q, Tian S H, Yuan Z X, Xie Y L, Yin S P, Yi L S, Fei H C and Yang Z M. 2006b. The Himalayan collision zone carbonatites in Western Sichuan, SW China : Petrogenesis, mantle source and tectonic implication[J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 244 : 234~250.
- Hou Z Q, Tian S H, Xie Y L, Yuan Z X, Yin S P, Yi L S, Fei H C, Zou T R and Bai G. 2006c. The Himalayan Mianning-Dechang REE belt associated with carbonatite-alkalic complex in the eastern Indo-Asian collision zone, SW China[J]. Submitted to *Economic Geology*.
- Hou Z Q, Xie Y L, Xu W Y, Li Y Q, Zaw K, Beaudoin G, Rui Z Y, Huang W and Luobu C R. 2006d. Yulong deposit, East Tibet : A high-sulfidation Cu-Au porphyry copper deposit in the eastern Indo-Asian collision zone[J]. *International Geology Reviews* (in press).
- Hou Z Q, Mo X X, Yang Z M, Wang A J, Pan G T, Qu X M and Nie F J. 2006e. Metallogenesis in the Tibetan collision orogenic belt : Tectonic setting, tempo-spatial distribution and ore deposit type[J]. *Geology in China*, 33 : 348~359 (in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q, Yang Z S, Xu W Y, Mo X X, Ding L, Gao Y F, Dong F L, Li G M, Qu X M, Zhao Z D, Jiang S H, Meng X J, Li Z Q, Qin K Z and Yang Z M. 2006f. Metallogenesis in the Tibetan collisional orogenic belt : I. Mineralization in the main-collisional orogenic setting[J]. *Mineral Deposits*, 25(4) : 337~358 (in Chinese with English abstract).
- 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 (Series D)*, 29 : 321~330 (in Chinese).
- Hu Y Z, Tang S Y, Wang H P, Yang Y Q and Deng J. 1995. Geology of the Ailaoshan gold deposits[M]. Beijing : Geol. Pub. House. 1~278 (in Chinese).
- 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, Zhou Z H, Long X F and Wang Y. 2000. Dynamic study of the Tengchong volcanic active structure[J]. *Seismological Research*, 23 : 179~187 (in Chinese with English abstract).
- Jiang Y H, Jiang S Y, Ling H F and Dai B Z. 2006. Petrogenesis of Cu-bearing porphyry associated with continent-continent collisional setting : Evidence from the Yulong porphyry Cu ore-belt, east Tibet [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 22 : 697~706 (in Chinese with English abstract).
- Johnston J D. 1999. Regional fluid flow and the genesis of Irish Carboniferous base metal deposits[J]. *Minerium Deposita*, 34 : 571~598.
- Jue M Y, Cheng D M and Zhang L S. 1998. Copper deposits in Lanping-Simao basin[M]. Beijing : Geol. Pub. House. 1~189 (in Chinese with English abstract).
- Lai S C. 2000. Three-stage model for the Cenozoic orogeny and uplift in the Qinghai-Tibetan plateau : Constraint from igneous rocks[J]. *Journal of Mineralogy*, 20(2) : 183~190 (in Chinese with English abstract).
- Leigeois J P. 1998. Preface : Some words on the post-collisional magmatism[J]. *Lithos*, 45 : XV.
- Leloup P H, Lacassin R, Tapponnier R, Zhong D, Liu X, Zhang L and Ji S. 1995. Kinematics of Tertiary left-lateral shearing at the lithospheric-scale in the Ailaoshan-Red River shear zone, Yunnan, China [J]. *Tectonophysics*, 251 : 3~84.
- Li L, Bai Y S, Niu Z J, Yao H Z and Duan Q F. 2004. The ultrabasic and basic rocks and their tectonic settings in the Qoimaco region, Qiangtang on the Qinghai-Xizang Plateau[J]. *Sedimentary and Tethyan Geology*, 24(1) : 27~34 (in Chinese with English abstract).
- Li X Z, Liu W J, Wang Y Z and Zhu Q W. 1999. Tectonic evolution of the Tettys and mineralization in the Sanjiang Region, S W China [M]. Beijing : Geol. Pub. House. 258p (in Chinese with English abstract).
- Liu C Q, Huang Z L, Xu C, Zhang H X, Su G L, Li H P and Qi L.

2004. Geofluids in the Earth's mantle and its role in mineralization: A case study of the Mianning REE deposit, Sichuan Province, China [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 99~183 (in Chinese).
- Liu F T, Liu J H, He J K and You Q Y. 2000. The subducted slab of the Yangtze continental block beneath the Tethyan orogen in western Yunnan [J]. Chin. Sci. Bull., 45: 466~469 (in Chinese).
- Liu Z Q, Li X Z, Ye Q T, Luo J N, Shen G F and Yang Y Q. 1993. Dividing of tectono-magmatic belts and distribution of the ore deposits in Sanjiang region [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 1~243 (in Chinese).
- Luo J L, Yang Y H and Zhao H. 1995. Evolution of Tethys and metallogeny of major ore deposits in western Yunnan [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 1~180 (in Chinese).
- Luo Y N and Yu R L. 2002. Orogenic evolution and metallogenic time-space distribution in Jinshajiang-Lancangjiang Nujiang region, south-western China [J]. Acta Geoscientia Sinica, 23: 417~422 (in Chinese with English abstract).
- Luo Y N, Yu R L, Hou L W, Fu D M and Fu X F. 1998. Longmenshan-Jinpingshan intracontinental orogenic belt [M]. Chengdu: Sichuan Science and Technology Publishing House. 1~171 (in Chinese).
- Niu H C and Lin C X. 1994. On genesis of the Mianning REE deposit in Sichuan [J]. Mineral Resource, 13: 345~353 (in Chinese with English abstract).
- Oliver J. 1992. The spots and stains of plate tectonic [J]. Earth Science Rev., 32: 77~106.
- Pu G P. 2001. The evolution history of rare earth elements mineralization and major features of Himalayan REE deposits in the Panzhihua-Xichang area, Sichuan [A]. In: Chen Y C and Wang D H, ed. Study on Himalayan endogenic mineralization [C]. Beijing: Seismological Press. 104~116 (in Chinese with English abstract).
- Richards J P. 2003. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu (Mo-Au) deposit formation [J]. Economic Geology, 98: 1515~1533.
- Rui Z Y, Huang C K, Qi G M, Xu J and Zhang H T. 1984. The porphyry Cu (Mo) deposits in China [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 1~350 (in Chinese with English abstract).
- Sawyer E W. 1994. Melt segregation in the continental crust [J]. Geology, 22: 1019~1022.
- Tang R L and Luo H S. 1995. The geology of Yulong porphyry copper (molybdenum) ore belt, Xizang (Tibet) [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 1~320 (in Chinese with English abstract).
- Tapponnier P, Lacassin R, Leloup P H, Schaer U, Zhong D, Ji S, Wu H, Zhong J, Zhang L and Liu X. 1990. The Ailaoshan-Red River metamorphic belt: Tertiary left-lateral shear between Indochina and South China [J]. Nature, 343: 431~437.
- Tian S H. 2005. The Himalayan Mianxi REE belt on the eastern margin of the Tibetan plateau: Geology, geochemistry and geodynamics of the Mineralization [dissertation for doctor degree [D]]. Tutor: . Beijing: Institute of Mineral Resources, CAGS. 1~130 (in Chinese with English abstract).
- Turner S, Hawkesworth G, Liu J, Rogers N, Kelley S and van Calsteren P. 1993. Timing of Tibetan uplift constrained by analysis of volcanic rocks [J]. Nature, 364: 50~54.
- Wang C Y, Lou H, Wu J P, Bai Z M, Huang P G and Qin J Z. 2002. Seismological study on the crustal structure of the Tengchong volcano-geothermal area [J]. Acta Seismologica Sinica, 24: 230~240 (in Chinese with English abstract).
- Wang D H, Chen Y C, Xu J, Zou T R, Xue C J, Luo J L, Luo Y N, Wu G Y, Li Z W, Yu J J, Yan S H, Yang J M, Fu X J, Fu X F, Fu D M, Chu Y S, Wei L and Li X Y. 2005. Cenozoic mineralization in China [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 1~441 (in Chinese).
- Wang D H, Mao J W, Yan S H, Yang J M, Xu Y, Chen Y C and Xue C J. 2005. Episodes of Cenozoic gold mineralization on the eastern margin of the Qinghai-Tibet plateau: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating and implication for geodynamic event [J]. Acta Geologica Sinica (English Edition), 79: 233~253.
- Wang E and Buechfel B C. 1997. Interpretation of Cenozoic tectonics in the right-lateral accommodation zone between the Ailaoshan shear zone and the eastern Himalayan syntaxis [J]. Int. Geol. Rev., 39: 191~219.
- Wang J, Li J P and Wang J H. 2003. Shoshonitic magmatism in Dali-Jianchuan area, western Yunnan: A geochemical study of arc magmatism in a post-collisional strike-slip extensional setting [J]. Acta Petrologica Sinica, 19: 61~71 (in Chinese with English abstract).
- Wang J B and Xu X. 2006. Post-collisional tectonic evolution and metallogenesis in northern Xinjiang, China [J]. Acta Geologica Sinica, 80: 23~31 (in Chinese with English abstract).
- Wang J H, Yin A, Harrison T M, Grove M, Zhang Y Q and Xie G H. 2001. A tectonic model for Cenozoic igneous activities in the eastern Indo-Asian collision zone [J]. Earth Planet. Sci. Lett., 199: 123~133.
- Wang Y B, Chen W and Zeng P S. 2005. Constraints of sericite ^{40}Ar - ^{39}Ar ages on the metallogenic epoch of the Jinman vein copper deposit in the Lanping basin, northwestern Yunnan [J]. Geological Bulletin of China, 24: 181~184 (in Chinese with English abstract).
- Wen C Q, Cai J M, Liu W Z, Qin G J and Chen S F. 1995. Geochemistry of fluid inclusions in the Jinding Pb-Zn deposit, Yunnan [J]. J. Mineral Petrol., 15: 78~84 (in Chinese with English abstract).
- Xie Y L, Xu J H and Chen W. 2006. Continuous carbonatitic melt-fluids evolution for REE mineralization system: Evidence from inclusions in the maoniuping REE deposit in the western Sichuan, China [J]. Economic Geology (in review).
- Xiu Q Y, Wang J, Gao L, Cao D H, Wang A J, Liu J L, Fan S J and Wang G S. 2005. Construction of a three-dimensional model for orebodies of Jinding deposit, Yunnan Province, and its significance in geological studies [J]. Mineral Deposits, 24: 501~507 (in Chinese with English abstract).
- Xu C, Huang Z L, Liu C Q, Qi L, Li W B and Guan T. 2002. Geochemistry of carbonatites in Maoniuping REE deposit, Sichuan Province, China [J]. Science in China (Series D), 32: 635~646 (in Chinese).
- Xu J F and Wang Q. 2003. Tracing the thickening process of continental crust through studying Adakitic rocks: Evidence from volcanic rocks in the north Tibet [J]. Earth Science Frontiers, 10(4): 401~406 (in Chi-

- nese with English abstract).
- Xu Q D and Li J W. 2003. Migration of ore-forming fluids and its relation to zoning of mineralization in northern Lanping Cu-polymetallic metallogenic area, Yunnan province: Evidence from fluid inclusions and stable isotopes [J]. *Mineral Deposits*, 22: 365~376 (in Chinese with English abstract).
- Xu Q D and Zhou L. 2004. Ore-forming fluid migration in relation to mineralization zoning in Cu-polymetallic mineralization district of northern Lanping, Yunnan: Evidence from lead isotope and mineral chemistry of ores [J]. *Mineral Deposits*, 23: 452~463 (in Chinese with English abstract).
- Xue C J, Chen Y C, Yang J M, Wang D H, Yang W G and Yang Q B. 2002. An analysis of ore-forming background and tectonic system of Lanping basin, western Yunnan Province [J]. *Mineral Deposits*, 21: 36~44 (in Chinese with English abstract).
- Xue C J, Chen Y C, Wang D H, Yang J M, Yang W G and Zeng R. 2003. Geology and isotopic composition of helium, neon, xenon and metallogenic age of the Jinding and Baiyangping ore deposits, northwest Yunnan, China [J]. *Science in China (Series D)*, 33: 316~322 (in Chinese).
- Xue C J, Wang D H, Chen Y C, Yang J M and Yang W G. 2000. Helium, argon, and xenon isotopic compositions of ore-forming fluids in Jinding-Baiyangping polymetallic deposits, Yunnan, southwestern China [J]. *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, 74: 521~528.
- Yang Z X, Williams-Jones and Pu G P. 2001. Studies of fluid inclusions in minerals from the Maoniuping REE deposit, Sichuan [J]. *J. Mineral Petrol.*, 21: 26~33 (in Chinese with English abstract).
- Yin A and Harrison T M. 2000. Geological evolution of the Himalayan-Tibetan orogen [J]. *J. Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 28: 211~280.
- Ying H L, Wang D H and Liu H L. 2005. Geology and formation time of nickel mineralization in Jinchang nickel-gold deposit, Mojiang, Yunnan [J]. *Mineral Deposits*, 24: 44~51 (in Chinese with English abstract).
- Yu R L. 1996. Longmenshan-Jinpingshan intracontinental orogenic belt [A]. In: Luo Y N, ed. *Contribution to geology and mineral resources in intracontinental orogenic belt on southwestern margin of the Yangtze Platform* [C]. Chengdu: Sichuan Science and Technology Publishing House. 1~12 (in Chinese with English abstract).
- Yuan Z X, Shi Z M, Bai G, Wu C Y and Li X Y. 1995. The Maoniuping rare earth element ore deposit, Mianning County, Sichuan Province [M]. Beijing: Seismological Press. 1~150 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Y Q and Xie Y W. 1997. Chronology and Nd-Sr isotopes of the Ailaoshan-Jinshajiang alkali-rich intrusion [J]. *Science in China (Series D)*, 27: 289~293 (in Chinese).
- Zhang Y Q, Xie Y W, Li X H, Qiu H N, Zhao Z H, Liang H Y and Zhong S L. 2000. Isotope features of magmatic rocks of the shoshonitic series in the eastern Qinghai-Tibet Plateau: Origin of the rocks and their tectonic significance [J]. *Science in China (Series D)*, 30: 493~498 (in Chinese).
- Zhao X, Mo X X, Yu X H, Lü B X and Zhang J. 2003. Mineralogical characteristics and petrogenesis of deep-derived xenoliths in Cenozoic syenite porphyry in Liuhe, western Yunnan Province [J]. *Earth Science Frontiers*, 10: 93~104 (in Chinese with English abstract).
- Zhao X, Yu X H, Mo X X, Zhang J and Lü B X. 2004. Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic alkali-rich porphyries and xenoliths hosted in western Yunnan Province [J]. *Geoscience*, 18: 217~228 (in Chinese with English abstract).
- Zhong D L. 1998. Paleo-Tethyan orogenic belt in western Yunnan and Sichuan Province [M]. Beijing: Science Press. 1~231 (in Chinese).
- Zhong D L, Ding L, Liu F T, Liu J H, Zhang J J, Ji J Q and Chen H. 2001. The poly-layered architecture of lithosphere in the orogen and its constraint on Cenozoic magmatism [J]. *Science in China (Series D)*, 30: 1~8 (in Chinese).

附中文参考文献

- 边千韬. 2000. 地球壳/幔结构构造与超大型矿床关系初议——以云南地区为例 [A]. 见: 涂光炽, 等. 主编. *中国超大型矿床 I* [C]. 北京: 科学出版社. 545~569.
- 迟效国, 李才, 金巍, 刘森, 杨日红. 1999. 藏北新生代火山作用的时空演化与高原隆升 [J]. *地质论评*, 45(增刊): 978~986.
- 迟效国, 李才, 金巍. 2005. 藏北羌塘地区新生代火山作用与岩石圈构造演化 [J]. *中国科学 (D 辑)*, 35(5): 399~410.
- 邓晋福, 莫宣学, 罗照华, 赵海玲, 赵国春, 曹永清, 于学政. 1999. 火成岩构造组合与壳—幔成矿体系 [J]. *地学前缘*, 6(2): 259~270.
- 邓万明, 黄萱, 钟大赉. 1998a. 滇西金沙江带北段的富碱斑岩及其与板内变形的关系 [J]. *中国科学 (D 辑)*, 28: 111~117.
- 邓万明, 黄萱, 钟大赉. 1998b. 滇西新生代富碱斑岩的岩石特征与成因 [J]. *地质科学*, 33: 412~425.
- 丁林, 张进江, 周勇, 邓万明, 许荣华, 钟大赉. 1999. 青藏高原岩石圈演化的记录——藏北超钾质及钠质火山岩的岩石学与地球化学特征 [J]. *岩石学报*, 15: 408~421.
- 杜安道, 何红廖, 殷万宁, 邹晓秋, 孙亚利, 孙德忠, 陈少珍, 屈文俊. 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: 339~346.
- 侯增谦, 吕庆田, 王安建, 李晓波, 王宗起, 王二七. 2003b. 试论陆—陆碰撞与成矿作用——以青藏高原造山带为例 [J]. *矿床地质*, 22: 319~334.
- 侯增谦, 莫宣学, 杨志明, 王安建, 潘桂棠, 曲晓明, 聂凤军. 2006e. 青藏高原碰撞造山带成矿作用: 构造背景、时空分布和主要类型 [J]. *中国地质*, 33: 348~359.
- 侯增谦, 杨竹森, 徐文艺, 莫宣学, 丁林, 高永丰, 董方浏, 李光明, 曲晓明, 赵志丹, 江思宏, 孟祥金, 李振清, 秦克章, 杨志明. 2006f. 青藏高原碰撞造山带: 1. 主碰撞造山成矿作用 [J]. *矿床地质*, 25(4): 337~358.
- 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 (D 辑)*, 29: 321~330.
- 胡云中, 唐尚鹤, 王海平, 杨岳清, 邓坚. 1995. 哀牢山金矿地质 [M]. 北京: 地质出版社. 1~278.
- 姜朝松, 王韶晋, 周瑞琦, 周真恒, 龙晓帆, 王瑜. 2000. 腾冲火山活动构造动力学研究 [J]. *地震研究*, 23: 179~187.
- 姜耀辉, 蒋少涌, 凌宏飞, 戴宝章. 2006. 陆—陆碰撞造山环境下的含铜斑岩岩石成因——以藏东玉龙斑岩铜矿带为例 [J]. *岩石学报*,

- 2X(4) 697~706.
- 厥梅英,程敦摸,张立生. 1998. 兰坪—思茅盆地铜矿床[M]. 北京:地质出版社. 1~189.
- 赖绍聪. 2000. 青藏高原新生代三阶段造山隆升模式: 火成岩岩石学约束[J]. 矿物学报, 20(2): 183~190.
- 李莉,白云山,牛志军,姚华舟,段其发. 2004. 羌塘雀莫错一带基性超基性岩群基本特征及构造环境[J]. 沉积与特提斯地质, 24(1): 27~34.
- 李兴振,刘文举,王义昭,朱勤文. 1999. 西南“三江”特提斯构造演化与成矿[M]. 北京:地质出版社. 258页.
- 刘丛强,黄智龙,许成,张鸿翔,苏根利,李和平,漆亮. 2004. 地幔流体及其成矿作用——以四川冕宁稀土矿床为例[M]. 北京:地质出版社. 1~229.
- 刘福田,刘建华,何建坤,游庆瑜. 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: 79~84.
- 刘增乾,李兴振,叶庆同,罗建宁,沈敢富,杨岳清. 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.
- 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. 2002. 西南三江地区造山演化过程及成矿时空分布[J]. 地球学报, 23: 417~422.
- 骆耀南,俞如龙,侯立伟,傅德明,傅小芳. 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.
- 李贺才,林传仙. 1994. 论四川冕宁稀土矿床的成因[J]. 矿床地质, 13: 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[A]. 见:陈毓川,王登红,主编. 喜马拉雅期内生成成矿作用研究[C]. 北京:地震出版社. 104~116.
- 芮宗瑶,黄崇珂,齐国明,徐珏,张洪涛. 1984. 中国斑岩(钼)矿床[M]. 北京:地质出版社. 1~350.
- 唐仁鲤,罗怀松. 1995. 西藏玉龙斑岩(钼)矿带地质[M]. 北京:地质出版社. 1~320.
- 田世洪. 2005. 青藏高原东缘喜马拉雅期冕西REE矿带地质地球化学特征及其成矿动力学研究[博士论文][D]. 导师:丁梯平和侯增谦. 北京:中国地质科学院矿产资源研究所. 1~130.
- 王椿庸,楼海,吴建平,白志明,皇甫岗,秦嘉政. 2002. 腾冲火山地热区地壳结构的地震学研究[J]. 地震学报, 24: 230~240.
- 王登红,陈毓川,徐珏,邹天人,薛春纪,罗君烈,骆耀南,伍广宇,李志伟,余金杰,闫升好,杨建民,傅旭杰,傅小芳,傅德明,楚莹石,魏琳,李晓焰. 2005. 中国新生代成矿作用[M]. 北京:地质出版社. 1~441.
- 王建,李建平,王江海. 2003. 滇西大理—剑川地区钾玄岩岩浆作用: 后碰撞走滑拉伸环境岛弧型岩浆作用的地球化学研究[J]. 岩石学报, 19: 61~69.
- 王京彬,徐新. 2006. 新疆北部后碰撞构造演化与成矿[J]. 地质学报, 80: 23~31.
- 王彦斌,陈文,曹普胜. 2005. 滇西北兰坪盆地金满脉状铜矿床绢云母 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄对成矿时代的约束[J]. 地质通报, 24(2): 181~184.
- 温春齐,蔡建明,刘文周,覃功炯,陈式房. 1995. 金顶铅锌矿床流体包裹体地球化学特征[J]. 矿物岩石, 15: 78~84.
- 修群业,王军,高兰,曹殿华,王安建,刘俊来,范世家,王高尚. 2005. 云南金顶矿床矿体三维模型的建立及其地质意义[J]. 矿床地质, 24: 501~507.
- 许成,黄智龙,刘丛强,漆亮,李文博,管涛. 2002. 四川牦牛坪稀土矿床碳酸岩地球化学[J]. 中国科学(D辑), 32: 635~646.
- 许继峰,王强. 2003. Adakitic 火成岩对大陆地壳增厚过程的指示: 以青藏北部火山岩为例[J]. 地学前缘, 10(4): 401~406.
- 徐启东,李健威. 2003. 云南兰坪北部多金属矿化区区域流体流动与矿化分带——流体包裹体与稳定同位素依据[J]. 矿床地质, 22: 365~376.
- 徐启东,周练. 2004. 云南兰坪北部多金属矿化区区域流体流动与矿化分带——矿石铅同位素和特征元素组成依据[J]. 矿床地质, 23: 452~463.
- 薛春纪,陈毓川,杨健民,王登红,杨伟光,杨清标. 2002. 滇西兰坪盆地构造体制和成矿背景分析[J]. 矿床地质, 21: 36~44.
- 薛春纪,陈毓川,王登红,杨建民,杨伟光,曾荣. 2003. 滇西北金顶和白秧坪矿床: 地质和 He, Ne, Xe 同位素组成及成矿时代[J]. 中国科学(D辑), 33: 316~322.
- 阳正熙,Williams-Jones,蒲广平. 2001. 四川牦牛坪稀土矿床矿物流体包裹体研究[J]. 矿物岩石, 21: 26~33.
- 应汉龙,王登红,刘和林. 2005. 云南墨江金厂镍-金矿床镍矿化地质特征及形成时间[J]. 矿床地质, 24: 44~51.
- 俞如龙. 1996. 龙门山—锦屏山新生代陆内造山带[A]. 见: 骆耀南, 主编. 扬子地台西南缘陆内造山带与矿产论文集[C]. 成都: 四川科学技术出版社. 1~12.
- 袁忠信,施泽民,白鸽,吴澄宇,李小俞. 1995. 四川牦牛坪稀土矿床[M]. 北京:地震出版社.
- 张玉泉,谢雯雯. 1997. 哀牢山—金沙江富碱侵入岩年代学和 Nd, Sr 同位素特征[J]. 中国科学(D辑), 27: 289~293.
- 张玉泉,谢雯雯,李献华,邱华宁,赵振华,梁华英,钟孙霖. 2000. 青藏高原东部钾玄岩系岩浆岩同位素特征: 岩石成因及其构造意义[J]. 中国科学(D辑), 30: 493~498.
- 赵欣,莫宣学,喻学慧,吕伯西,张瑾. 2003. 滇西六合地区新生代正长斑岩中深源包体的矿物学特征与成因意义[J]. 地学前缘, 10: 93~104.
- 赵欣,喻学慧,莫宣学,张瑾,吕伯西. 2004. 滇西新生代富碱斑岩及其深源包体的岩石学和地球化学特征[J]. 现代地质, 18: 217~228.
- 钟大赉. 1998. 滇川西部古特提斯造山带[M]. 北京:科学出版社. 1~231.
- 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约束——以三江及邻区为例[J]. 中国科学(D辑), 30: 1~8.