大陆碰撞环境沉积岩或变质岩容矿 Pb—Zn 矿床的发育特点和成矿机制

王晓虎[1,2),宋玉财[2)

1)中国地质科学院地质力学研究所,北京,100081;2)中国地质科学院地质研究所,北京,100037

内容提要: 笔者等通过对不同类型大陆碰撞造山带环境下铅锌矿床进行归纳总结,并进行对比分析,认为在陆陆碰撞的主碰撞阶段,由于板块的汇聚挤压,在碰撞造山带两侧或一侧形成的前陆盆地中发育碳酸盐岩台地,碳酸盐岩未变形或弱变形,来自盆地的卤水在造山带隆升造成的重力势的驱动下,向盆地边缘汇聚,萃取盆地中的成矿元素,在碳酸盐岩的岩溶或断裂中形成 MVT 型铅锌矿床。在晚碰撞走滑转换阶段,盆地卤水和地层水萃取盆地地层或基底内的成矿物质形成成矿流体,陆陆碰撞持续挤压力使盆地强烈变形,同时在盆地内发育一系列逆冲推覆系统,并驱动成矿流体发生侧向迁移;在挤压后的短暂松弛阶段,成矿流体灌入逆冲断裂及其伴生的次级走滑断裂或张裂隙中形成独具特色的沉积岩容矿铅锌多金属矿床。大陆碰撞造山带挤压至伸展这一应力转换阶段,成矿流体灌入张性构造中,形成类似秦岭碰撞造山带环境产出的脉状铅锌矿床。

关键词: 大陆碰撞;Pb—Zn 矿床;矿床特征;成矿机制

大陆—大陆碰撞不仅造成地形强烈隆升形成碰撞造山带,同时导致强烈的变质、岩浆和流体作用发生,使得成矿作用异常活跃。在我国,目前最大的铜矿(金属量 7.1Mt,即 7100000 t)——驱龙斑岩铜矿(杨志明等,2008)、最大的 Pb—Zn 矿(金属量约 15Mt)——滇西金顶 Pb—Zn 矿(Xue et al., 2007)均被认为形成于大陆碰撞造山背景(侯增谦等,2003, 2006b,2008; He et al., 2009),大陆碰撞能够形成大型—超大型矿床毋容置疑,也凸显出大陆碰撞与成矿作用研究重要的理论和现实意义。

大陆碰撞环境产出的矿床类型复杂多样,除与岩浆活动有关的斑岩型 Cu(—Mo—Au)、矽卡岩型、花岗岩相关的 W、Sn 矿床外,还发育有一系列产于沉积岩或变质岩内、被认为可能与岩浆活动无关的 Pb—Zn 矿床,例如,出现在比利牛斯造山带的密西西比河谷型(MVT)Pb—Zn 矿床、青藏高原东北缘的 Pb—Zn(—Cu—Ag—Sr)矿床、秦岭的脉状 Pb—Zn(—Ag)矿床等(Grandia et al., 2000;Velasco et al., 2003;Bradley et al., 2003;Leach et al., 2005;侯增谦等,2008;祁进平等,2007),可以说,在大陆碰撞造山带出现此类 Pb—Zn 矿床具有一定普遍性。那么对这类矿床的形成到底和碰撞造山有什么关系?特别是它们形成于碰撞造山的什么阶段?处于碰撞造山带的什么位置?什么样机制控制了矿床的形成?两者形成机制又有何差别呢?

得益于近些年来我国学者在青藏高原和秦岭造山带的大量出色工作,以及国外学者对比利牛斯造山带和 MVT 型矿床的深入研究,上述问题逐渐明晰。有鉴于此,本文以上述三个碰撞造山带内沉积岩或变质岩容矿的 Pb—Zn 矿床为研究对象,通过梳理前人成果和资料,结合自身开展青藏高原东北缘 Pb—Zn(—Cu—Ag)矿床研究中的体会,分析造山带内矿床产出的地质背景、矿床形成的时—空分布特点、矿床的基本特征和可能的成矿机制,并作以对比,力求阐明大陆碰撞造山过程中沉积岩或变质岩内 Pb—Zn 矿床的发育特点和可能的成矿机制。

1 比利牛斯造山带内的 MVT 型 Pb—Zn 矿床

1.1 造山带结构与演化

中生代至新生代非洲—伊比利亚板块与欧洲板块的汇聚(Roest and Srivastava, 1991),形成了法国

注:本文为中国地质科学院地质力学研究所基本科研业务费项目(编号 DZLXJK201103)、国家基础研究计划 973 项目(编号 2009CB421008)、国家自然科学基金资助项目(编号 U09336051, 41072071)、国家科技支撑计划项目(编号 2006BA01A08)和国土资源大调查项目(编号 1212010818096)的成果。

收稿日期:2010-07-11;改回日期:2011-06-19;责任编辑:章雨旭。

作者简介:王晓虎,男,1983 年生。博士。主要从事矿床学和矿田构造研究工作。Email:wangzykc@yeah.net。

和西班牙两国交界处近东西向延伸的比利牛斯碰撞造山带。根据其地质研究和地球物理探测剖面厘定出5个重要的构造单元,以中央轴部带为中心,两侧分别发育逆冲断裂带和前陆冲断带,剖面上显示出扇形构造特点(图1),主要构造单元从北向南包括:① Aquitaine 前陆盆地,充填早白垩世晚期深海硅质碎屑岩厚层沉积(Bourrouilh et al., 1995)、古新世到早始新世钙质浊积岩和泥灰岩(Gibson et al., 2007);② 北比利牛斯逆冲推覆系统,主要由白垩纪复理石构成,局部变质强烈,出露海西期基底岩石;③ 中央轴部带,由海西期变质岩石单元和中生代沉积盖层构成;④ 南比利牛斯推覆系统,为中生代和新生代地层;⑤ Ebro 前陆盆地,充填磨拉石建造,上覆于海西期变质基底之上(图1; Muñoz, 1992; Vergés et al., 2002)。

根据前人研究,比利牛斯碰撞造山带主要经历以下演化阶段:早三叠世—早白垩世,约250~99Ma,比利牛斯裂谷阶段,此间大量伸展盆地形成(Vergés and García Senz, 2001)。晚白垩世开始进入洋壳俯冲消减阶段,伊比利亚岩石圈向北俯冲,此时应力状态由原先的伸展转变为汇聚挤压,在裂谷阶段伸展作用形成的正断层在挤压期间再次活动形

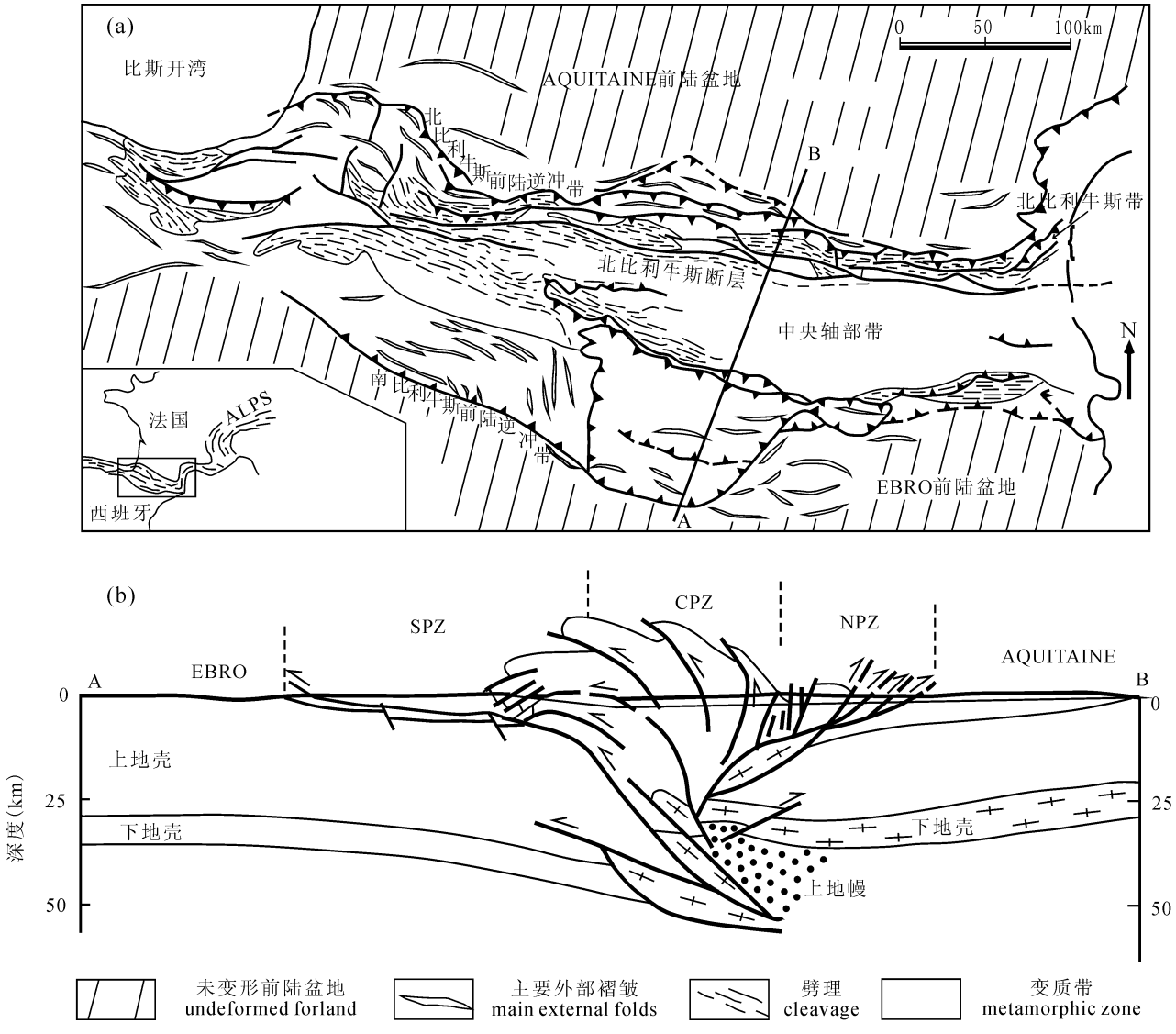


图1 比利牛斯碰撞造山带构造格架图(据 Choukroune and Team, 1989; Choukroune, 1992; Roure et al., 1989, 略修改)

Fig. 1 Tectonic framework map of Pyrenean collision orogenic belt

(modified from Choukroune and Team, 1989; Choukroune, 1992; Roure et al., 1989)

EBRO—Ebro 前陆盆地;SPZ—南比利牛斯带;CPZ—中央轴部带;NPZ—北比利牛斯带;AQUITAINE—Aquitaine 前陆盆地

EBRO—Ebro Foreland Basin; SPZ—South Pyrenees Zone; CPZ—Central Axial Zone; NPZ—North Pyrenees Zone; AQUITAINE—Aquitaine Foreland Basin

成逆冲断层(McCaig and Wickham, 1984; Choukroune and Team, 1989)。古新世—渐新世为比利牛斯碰撞阶段,又可细分为主碰撞和后碰撞两个阶段的演化(Vergés et al., 2002),主碰撞阶段,南北向挤压缩短,以轴部带为中心褶皱上隆,并使变质基底在轴部带裸露,同时在其南部及北部形成南、北比利牛斯褶皱逆冲带及逆冲前缘的前陆盆地,随时间推进,前陆盆地部分变形成为前陆逆冲带的一部分(许志琴等, 1996)。其中,比利牛斯造山带南侧逆冲推覆发育在伊比利亚板块之上,而北侧发育于欧洲板块之上。晚渐新世比利牛斯褶皱逆冲推覆带前缘增长地层的磁性地层学年龄(约 24.7Ma)表明变形结束(Choukroune, 1992; Vergés et al., 2002),同时说明主碰撞阶段结束。从中渐新世开始,巴伦西亚海槽打开,比利牛斯碰撞造山带进入后碰撞伸展阶段,同时形成了一系列平行于西班牙东北部海岸的拉伸断裂系统(Roca et al., 1999; Vergés et al., 2002)。

1.2　矿床的时空分布和基本特征

在比利牛斯碰撞造山带两侧发育众多铅锌矿床中(图 2),以 Reocin 铅锌矿床为代表,古地磁定年得出成矿作用发生在 60Ma 左右(Velasco et al., 2003)。Lewchuk 等(1998)根据古地磁测定 Cevennes 地区铅锌矿床成矿年龄在 60 ~ 40Ma 之间,而 Leach 等(2001)分别利用萤石 U-Pb、Th-Pb、Sm-Nd 方法测得的年龄和古地磁定年所得年龄基本一致。Grandia 等(2000)用成矿阶段的方解石 U-Pb 法对 Avecilla 矿床定年,得出精确的等时线年龄,为 62.6 ± 0.7 Ma,显示其形成年龄和 Reocin 矿床形成年龄一致(Grandia et al., 2000; Velasco et al., 2003)。总体而言,比利牛斯碰撞造山带两侧铅锌矿床大多形成于古新世—始新世,和比利牛斯碰撞造山带挤压事件对应,相当于比利牛斯碰撞造山带主碰撞期。从产出位置上来说,矿床均产于盆地的

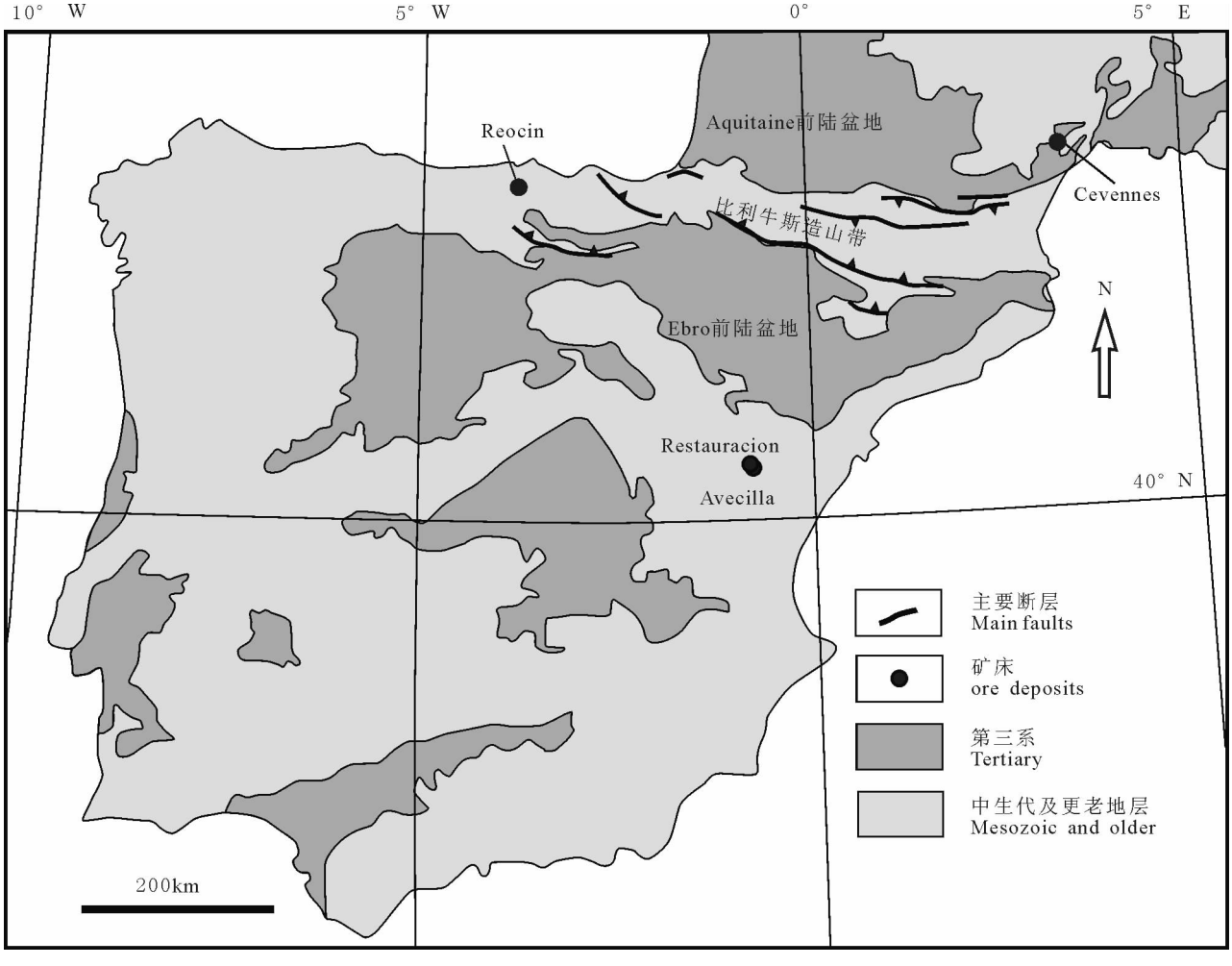


图 2 比利牛斯碰撞造山带两侧主要铅锌矿床分布(Bradley et al., 2003)

Fig. 2 The major lead—zinc deposits on two sides of the Pyrenees collision orogenic belt (Bradley et al., 2003)

边缘,如 Reocin 铅锌矿床形成于 Basque—Cantabrian 盆地的西北缘,Cevennes 地区铅锌矿床产出于 Causses 盆地东缘,Avecilla 矿床形成于 Maestrat 盆地的南缘,从造山带尺度来说,比利牛斯碰撞造山带两侧均发育铅锌矿床(图 2)。

前人的研究成果表明,比利牛斯碰撞造山带两侧的铅锌矿床是具有相同背景和成因的同一类矿床(Grandia et al., 2000; Velasco et al., 2003; Leach et al., 2006),碳酸盐岩容矿,中低温后生充填成矿,矿物组成简单等,显示 MVT 铅锌成矿特征,典型矿床特征见表 1。

2 青藏高原东北缘沉积岩容矿 Pb—Zn(Cu—Ag—Sr)矿床

2.1 青藏高原碰撞造山带构造格架及演化

青藏高原碰撞造山带按成矿构造单元划分为三个带(侯增谦等,2003)。主碰撞变形带,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,中央被班公湖—怒江缝合带(BNS)分隔,东西两端分别发育巨大规模的构造结。藏南拆离—逆冲带,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,被解释为喜马拉雅被动大陆边缘的一部分。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褶皱—逆冲和走滑断裂系统控制。

青藏高原碰撞造山过程较为复杂,侯增谦等(2006a、b、c)将其划分三个阶段,即主碰撞汇聚(65~41Ma),晚碰撞转换(40~26 Ma),后碰撞伸展(25~0 Ma)。主碰撞汇聚阶段主要表现为印—亚大陆对接拼合(65Ma)、印度大陆向北俯冲、地壳缩

表 1 比利牛斯碰撞造山带典型 MVT 铅锌矿床主要特征

Table 1 The main characteristics of MVT Pb—Zn deposits in the Pyrenees collision orogenic belt

矿床	Reocin	Restauracion	Treves
地理位置	西班牙西北部	西班牙东北部	法国南部 Cevennes 地区
品位和规模	Zn:8.7%, Pb:1.0%; Pb + Zn:62Mt 矿石量	3 万吨硫化物,Zn:11%, Pb:0.2%	5~10 万吨金属量
控矿构造	层控、构造控矿	层控	层控,断裂控矿
赋矿围岩	下白垩统白云质灰岩	白云岩	白云质砂屑灰岩
围岩蚀变	白云岩化	白云岩化	白云岩化
矿体形态	层状、透镜状	矿化角砾,层状	层状,透镜状,块状
矿化类型	矿化角砾岩,孔洞充填,交代	矿化角砾岩,白云岩的层状交代和晶族充填,浸染状	裂隙或开放空间充填
矿石类型	浸染状、脉状、角砾状	脉状、角砾状胶结、浸染状	细脉状,角砾状
矿物组合	闪锌矿、方铅矿、白铁矿、黄铁矿、白云石、方解石、少量有机质、粘土矿物	闪锌矿、方铅矿、黄铁矿、白铁矿、白云石、方解石,局部见萤石、重晶石	闪锌矿,方铅矿,重晶石,黄铁矿,白铁矿和白色亮晶白云石
结构构造	细粒结构,葡萄状结构,胶粒结构,骸晶结构,交代结构,角砾状构造,浸染状构造,块状构造,雪顶构造	胶粒结构,骸晶结构,树枝状结构,斑马构造,角砾状构造	浸染状构造,块状,角砾状构造
流体特征	成矿温度 <80℃,盐度 15% ~20% $NaCl_{eq}$	两种流体:高盐度(26% $NaCl_{eq}$)卤水,>120℃;相对低盐度卤水(15% $NaCl_{eq}$),约 40℃	80℃~150℃,卤水来自海水蒸发
同位素组成	矿区白云石 $\delta^{13}C_{PDB}$ 值大都为 -3.2‰~2.2‰;$\delta^{18}O_{SMOW}$ 值大多数为 22.3‰~24.5‰;硫化物 $\delta^{34}S$ 值 -1.8‰~8.5‰;碳酸盐岩 $n(^{87}Sr)/n(^{86}Sr)$ 值 0.70747~0.70855;方铅矿中 $n(^{206}Pb)/n(^{204}Pb)$ 值 18.714~18.763, $n(^{207}Pb)/n(^{204}Pb)$ 值 15.663~15.693, $n(^{208}Pb)/^{204}Pb)$ 值 38.695~38.789	白云岩 $\delta^{13}C_{PDB}$ 值 -1.7‰~1.8‰, $\delta^{18}O_{SMOW}$ 值 19.1‰~24.6‰;成矿阶段方解石 $\delta^{13}C_{PDB}$ 值 -7.8‰~0.6‰, $\delta^{18}O_{SMOW}$ 值 17.2‰~20.9‰;硫化物 $\delta^{34}S_{CDT}$ 值 -10.5‰~13.3‰;成矿阶段方解石 $n(^{87}Sr)/n(^{86}Sr)$ 值 0.70808~0.70846	重晶石 $\delta^{34}S_{CDT}$ 值 12.2‰~19.2‰,闪锌矿和方铅矿 $\delta^{34}S_{CDT}$ 值 3.8‰~13.8‰,黄铁矿 -21.2‰~8.7‰
资料来源	Velaosco et al., 1996, 2003	Garcia-Mondéjar, 1990a, 1990b; Grandia et al., 2000, 2003	Disnar, 1996; Henry et al., 2001; Leach et al., 2006

短加厚和峰期变质(侯增谦等,2006a)。晚碰撞转换阶段(40 ~ 26Ma)主要发育在高原东缘构造转换域,形成大规模的走滑断裂系统、大规模剪切系统和逆冲推覆构造系统以及相伴产出的走滑拉分盆地(侯增谦等,2006b)。后碰撞伸展过程发育在整个青藏高原,早期表现为下地壳挤压—流动与上地壳构造拆离(>18Ma),晚期表现为垂直碰撞带的地壳伸展与正断层系统(<18Ma)(侯增谦等,2006c)。

2.2　矿床的时空分布和基本特征

在青藏高原碰撞环境形成的众多矿床中,地处高原东北缘"三江"地区的沉积岩容矿铅锌(多)金属矿床是十分重要的一类,从青海南部沱沱河盆地到玉树地区,再到滇西兰坪盆地,构成了一条长达上千公里的巨型铅锌多金属成矿带(图 3),目前,主要矿床包括沱沱河盆地大型—超大型远景的茶曲帕查 Pb—Zn 矿床,玉树地区东莫扎抓和莫海拉亨大型远景的 Pb—Zn 矿床和兰坪盆地内金顶超大型 Pb—Zn 矿床和白秧坪大型 Pb—Zn—Cu—Ag 多金属矿床等(侯增谦等,2008)。

在沱沱河盆地,茶曲帕查铅锌矿床清楚的地质特征可以限定其形成时代。该矿方铅矿化主体出现在二叠纪九十道班组灰岩内,但在一些钻孔中以及多才玛矿段,方铅矿也出现在不整合于灰岩上的中新世五道梁组泥灰岩内,并且,胶结灰岩角砾岩的五道梁期泥灰质物质又被方铅矿所交代,都表明此期形成的方铅矿晚于五道梁期泥灰岩沉积;同时,最晚一期矿化,即皮壳—糖粒状方解石 ± 方铅矿形成的热液孔洞内被中新世五道梁组泥灰岩充填,表明该期矿化又早于五道梁组泥灰岩沉积期;更明确的是,灰岩内局部充填的五道梁期泥灰质物质和方铅矿伴生,泥灰质沉积层理清楚,方铅矿纹层状矿化,指示两者近同期形成。上述 3 点证据表明,茶曲帕查矿床形成时代为中新世五道梁组沉积期(宋玉财❶),由于五道梁组沉积时代为 23 ~ 20 Ma(Zhu et al., 2006),故矿床形成于 23 ~ 20 Ma(宋玉财❶),相应于印—亚大陆碰撞的后碰撞阶段(侯增谦等, 2008; Hou et al., 2009)。

在玉树地区,对东莫扎抓 Pb—Zn 矿采用闪锌矿 Rb—Sr 等时线法进行测年,得到的 $n(^{87}Rb)/n(^{86}Sr)$—$n(^{87}Sr)/n(^{86}Sr)$ 图都表现出很好的线性关系。计算出 Rb-Sr 等时线年龄 $t = 35.015 \pm 0.034$Ma,初始锶同位素组成为 $I_{Sr} = 0.7088012 \pm 0.0000011$, MSWD = 3.8(刘英超❷;田世洪等,2009)。从印—亚大陆碰撞角度看,35Ma 为以陆内缓俯冲和边缘转换造山为特征的晚碰撞期(侯增谦等,2008),系大型逆冲推覆结束(40 ~ 37Ma)、藏东

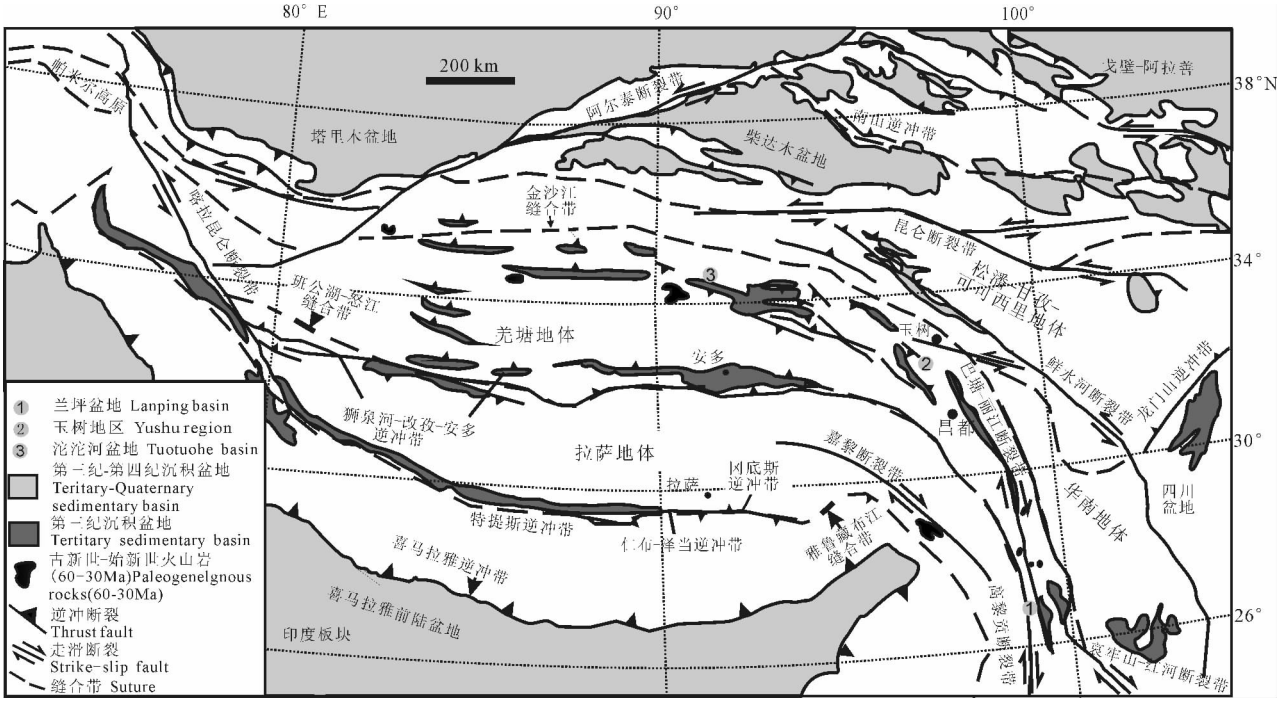


图 3 青藏高原大地构造简图及三江地区盆地分布(据 Spurlin et al., 2005)

Fig. 3 Sketch tectonic map of the Xizang (Tibetan) collision belt and distribution of basin in the Sanjiang area (Nujiang River—Lancang River—Jinsha River area) (after Spurlin et al., 2005)

缘大规模走滑断裂(始于 37Ma)(Spurlin et al., 2005)开始的阶段,反映成矿与区域逆冲推覆后的大规模走滑作用密切相关(宋玉财❶)。对莫海拉亨 Pb—Zn 矿采用闪锌矿 Rb-Sr 等时线法和萤石 Sm-Nd 等时线法进行定年。闪锌矿样品的等时线年龄 t = (32.22 ± 0.36) Ma,初始锶同位素组成为 I_{Sr} = 0.70851380 ± 0.00000089, MSWD = 2.9;萤石样品 Sm-Nd 等时线年龄 t = (31.75 ± 0.28) Ma,初始 Nd 同位素组成为 I_{Nd} = 0.51236150 ± 0.00000054, MSWD = 1.07,两个年龄数据相差很小,能够相互验证。莫海拉亨矿床成矿年龄与东莫扎抓相近,同样反映矿床形成印—亚大陆碰撞造山背景,与区域逆冲推覆后的大规模走滑作用相关(刘英超❷;田世洪等,2009)。

对具类似地质背景、区域控矿样式的兰坪盆地铅锌(多)金属成矿带,发育有金顶、白秧坪大型超大型矿床,对盆地内白秧坪铅锌多金属矿床进行闪锌矿 Rb-Sr 定年,得出等时线年龄 t = (29.002 ± 0.034) Ma,初始锶同位素组成 I_{Sr} = 0.7092478, MSWD = 2.2;对成矿阶段方解石进行 Sm-Nd 定年,得出等时线年龄 t = (29.9 ± 1.1) Ma,初始钕同位素组成 I_{Nd} = 0.5123982, MSWD = 5.1;通过闪锌矿 Rb-Sr 定年和 Sm-Nd 定年两种方法相互印证,白秧坪铅锌多金属矿床成矿年代为 30 ~ 29Ma(王晓虎等,2011)。

总体看来,"三江"地区铅锌(多金属)矿床具有较多的相似性,显示同一大陆动力学背景下的产物。矿床的区域背景都是在总体挤压局部伸展环境下成矿,与岩浆作用无关,对围岩选择性不强,显示在断裂系统中灌入充填后生成矿,具体特征见表 2。

3 秦岭碰撞造山带变质岩容矿 Pb—Zn(—Ag)矿床

表 2 "三江地区"沉积岩容矿铅锌多金属矿床特征对比

Table 2 Comparison of geological characteristics of the sediment-hosted Pb—Zn polymentallic deposit in the Sanjiang area(Nujiang River—Lancang River—Jinsha River area), Southwestern China

矿床	茶曲帕查铅锌矿床	东莫扎抓铅锌矿床特征	莫海拉亨铅锌矿床特征	白秧坪铅锌多金属矿床
区域背景	总体挤压环境的局部张性裂隙	总体挤压环境的局部拉张	总体挤压环境的局部拉张	挤压环境下局部拉张
与岩浆关系	无	无	无	无
赋矿围岩	灰岩、泥灰岩	白云岩	灰岩	碎屑岩—碳酸盐岩
围岩时代	二叠系、中新世地层	三叠系和二叠系	石炭系	侏罗系、白垩系
控矿构造	逆冲推覆及其伴生张性断裂	逆冲推覆构造及伴生的张裂隙	逆冲推覆构造及伴生的张裂隙	逆冲推覆构造及伴生的张性断裂
容矿构造	岩溶坍塌系统、张性断裂系统	溶蚀坍塌和张裂隙	溶蚀坍塌和张裂隙	先逆后正断层形成的张性空间、逆断层伴生的张性裂隙、溶洞垮塌形成的空间、挤压形成小褶皱的张性裂隙
成矿方式	热液后生充填	角砾之间的开放孔隙充填和对围岩的交代作用	角砾之间的开放空间充填,少量围岩的交代	热液后生充填、少量交代
矿体形态	脉状、透镜状、板状	似层状	脉状、透镜状	透镜状、脉状、似层状
矿石类型	皮壳状、浸染状、角砾状	角砾状、浸染状	浸染状、脉状、团块状、角砾状	块状、脉状、角砾状、浸染状、皮壳状
金属组合	Pb + Zn	Pb + Zn,附属 Ag	Pb + Zn	Pb + Zn(± Cu ± Ag ± Co ± Sb)等
矿物组合	闪锌矿、方铅矿、菱锌矿、铅钒、黄铁矿、方解石、沥青	矿石矿物为闪锌矿、方铅矿、黄铁矿、黄铜矿、砷黝铜矿;脉石矿物为白云石、方解石、石英、重晶石,见有沥青	矿石矿物为闪锌矿、方铅矿、黄铁矿、黄铜矿;脉石矿物为白云石、方解石、石英、重晶石、萤石,见有沥青	闪锌矿、细硫砷铅矿、辉硫砷铅矿、方铅矿,黝铜矿、辉铜矿、黄铜矿等硫化物、硫盐矿物,脉石矿物方解石、石英
结构构造	角砾状、脉状、皮壳状、溶洞构造,自形、它形、草莓状结构	草莓状、皮壳状、球形、它形粒状、自形、半自形粒状、交代等结构,浸染状、重结晶、溶蚀坍塌角砾、脉状、团块状等构造	皮壳状、草莓状、球形、它形粒状、自形、半自形粒状、交代等结构,浸染状、溶蚀坍塌角砾、脉状、团块状等构造	块状构造、脉状构造、角砾状构造、浸染状构造,自形结构、半自形、它形粒状结构

续表 2

矿床	茶曲帕查铅锌矿床	东莫扎抓铅锌矿床特征	莫海拉亨铅锌矿床特征	白秧坪铅锌多金属矿床
热液蚀变	碳酸盐化、硅化、泥化	碳酸盐溶解、白云石化、硅化、重晶石化、粘土化	弱白云石化、硅化、重晶石化、萤石化、粘土化	碳酸盐化、硅化
流体特征	均一温度集中在 120 ~ 240℃,盐度集中于 0 ~ 5% $NaCl_{eq}$和 18% ~25% $NaCl_{eq}$	成矿早期均一温度 161 ~ 252℃, 盐度 23% ~ 28% $NaCl_{eq}$;主成矿期均一温度 100 ~ 141℃,盐度 22% ~28% $NaCl_{eq}$,成矿期后均一温度 18% 2 ~ 340℃, 盐度 4% ~ 11% $NaCl_{eq}$	成矿期均一温度集中在 170 ~ 428℃,少数在 68.7 ~ 120℃之间,盐度为 7% ~27% $NaCl_{eq}$,集中于 19% ~27% $NaCl_{eq}$	海水蒸发形成的盆地卤水,温度中低温,盐度较高
C、O 同位素	主成矿期方解石 $\delta^{13}C_{V\text{-}PDB}$ 为 1.4‰ ~ 6.7‰、$\delta^{18}O_{V\text{-}SMOW}$ 为 16.4‰ ~ 23.4‰	早期方解石的 $\delta^{13}C_{V\text{-}PDB}$ 为 +1.2‰ ~ +2.4‰, $\delta^{18}O_{V\text{-}SMOW}$ 值 +17.4‰ ~ +23.3‰,成矿期方解石 $\delta^{13}C_{V\text{-}PDB}$ 值 +2.2‰ ~ +2.9‰, $\delta^{18}O_{V\text{-}SMOW}$ 值 +14.3‰ ~ +23.5‰,成矿期后方解石 $\delta^{13}C_{V\text{-}PDB}$ 值 +1.1‰ ~ +2.6‰, $\delta^{18}O_{V\text{-}SMOW}$ 值 +11.3‰ ~ +24.2‰	早期方解石的 $\delta^{13}C_{V\text{-}PDB}$ 值 −0.1‰ ~ +1.7‰, $\delta^{18}O_{V\text{-}SMOW}$ 值 +11.7‰ ~ +19.6‰,成矿期方解石 $\delta^{13}C_{V\text{-}PDB}$ 值为两个区间, +0.5‰ ~ +1.3‰ 和 −10.4‰ ~ −9.7‰, $\delta^{18}O_{V\text{-}SMOW}$ 值 +19.4‰ ~ +21.7‰	方解石中 $\delta^{18}O_{SMOW}$ 值 −2.5‰ ~20.4‰,平均值 7.33‰,成矿流体 $\delta^{18}O_{SMOW}$ 值 −12.94‰ ~8.05‰,平均值 −3.93‰
H、O 同位素		成矿早期方解石 $\delta D_{V\text{-}SMOW}$ 值 −83‰ ~ −53‰, $\delta^{18}O_{流体}$ 值 +7.9‰ ~ +13.8‰,成矿期方解石 $\delta D_{V\text{-}SMOW}$ 值 −137‰ ~ −112‰, $\delta^{18}O_{流体}$ 值 −0.04‰ ~ +8.7‰,成矿期后方解石 $\delta D_{V\text{-}SMOW}$ 值 −106‰ ~ −96‰, $\delta^{18}O_{流体}$ 值 +3.8‰ ~ +15.6‰	早期方解石的 $\delta D_{V\text{-}SMOW}$ 值 −116‰ ~ −110‰,成矿期方解石 $\delta D_{V\text{-}SMOW}$ 值 −105‰ ~ −94‰	
Sr 同位素				$n(^{87}Sr)/n(^{86}Sr)$ 在 0.708323 ~ 0.711267 之间,平均值为 0.709895
S 同位素	硫化物 $\delta^{34}S_{CDT}$ 介于 −34.53‰ ~ −7.05‰	硫化物 $\delta^{34}S_{CDT\,CDT}$ 在 −20‰ ~ 6‰之间,集中于 −8‰ ~ −6‰,富轻硫	硫化物 $\delta^{34}S_{CDT\,CDT}$ 在 −30‰ ~ 8‰之间,富轻硫	硫化物、硫盐矿物 $\delta^{34}S_{CDT}$ 值 −10.2‰ ~11.2‰,平均值约 5.6‰,集中于 4‰ ~8‰
Pb 同位素	$n(^{208}Pb)/n(^{204}Pb)$ = 38.9891 ~ 39.1307、$n(^{207}Pb)/n(^{204}Pb)$ = 15.6837 ~ 15.6923、$n(^{206}Pb)/n(^{204}Pb)$ = 18.8220 ~18.8895			$n(^{206}Pb)/n(^{204}Pb)$ = 18.609 ~18.818、$n(^{207}Pb)/n(^{204}Pb)$ =15.548 ~15.842、$n(^{208}Pb)/n(^{204}Pb)$ =38.514 ~39.556
流体来源	沉积盆地中卤水	海水蒸发形成的盆地卤水	海水蒸发形成的盆地卤水	盆地卤水
成矿物质来源	金属物质上地壳来源	S 来自地层硫酸盐还原	S 来自地层硫酸盐还原	金属物质来自盆地沉积地层或基底,所以成矿元素多样
流体驱动	印度—欧亚大陆碰撞形成的挤压力	印度—欧亚大陆碰撞形成的挤压力	印度—欧亚大陆碰撞形成的挤压力	印度—欧亚大陆碰撞形成的挤压力
成矿时代	23 ~20Ma	约 35Ma	约 32Ma	30 ~29Ma
资料来源	李政❸;宋玉财❶;张洪瑞,2010	刘英超❷;张洪瑞,2010	刘英超❷;张洪瑞,2010	本文

3.1 秦岭碰撞造山带结构单元及其演化

秦岭造山带系北部华北板块、南部扬子板块及夹于其间的秦岭地体沿两个缝合带斜向碰撞而成，包括 8 个次级构造单元（图 4；张国伟等，1995a，1996b，1997），秦岭造山带后陆冲断褶带（I_1），北秦岭厚皮叠瓦逆冲构造带（I_2），扬子板块北缘（II），秦岭造山带前陆冲断褶带（II_1），巴山—大别南缘巨型逆冲推覆前锋逆冲带（II_2），秦岭地块（III），南秦岭北部晚古生代断陷带（III_1），南秦岭南部晚古生代隆升带（III_2）。

秦岭造山带大致经历 3 个的基本演化过程：

（1）中晚三叠世秦岭地体与华北板块沿商丹缝合带发生先期碰撞，至早侏罗世，扬子—华北两大陆最后沿商丹和勉略两缝合带斜向碰撞（张国伟等，

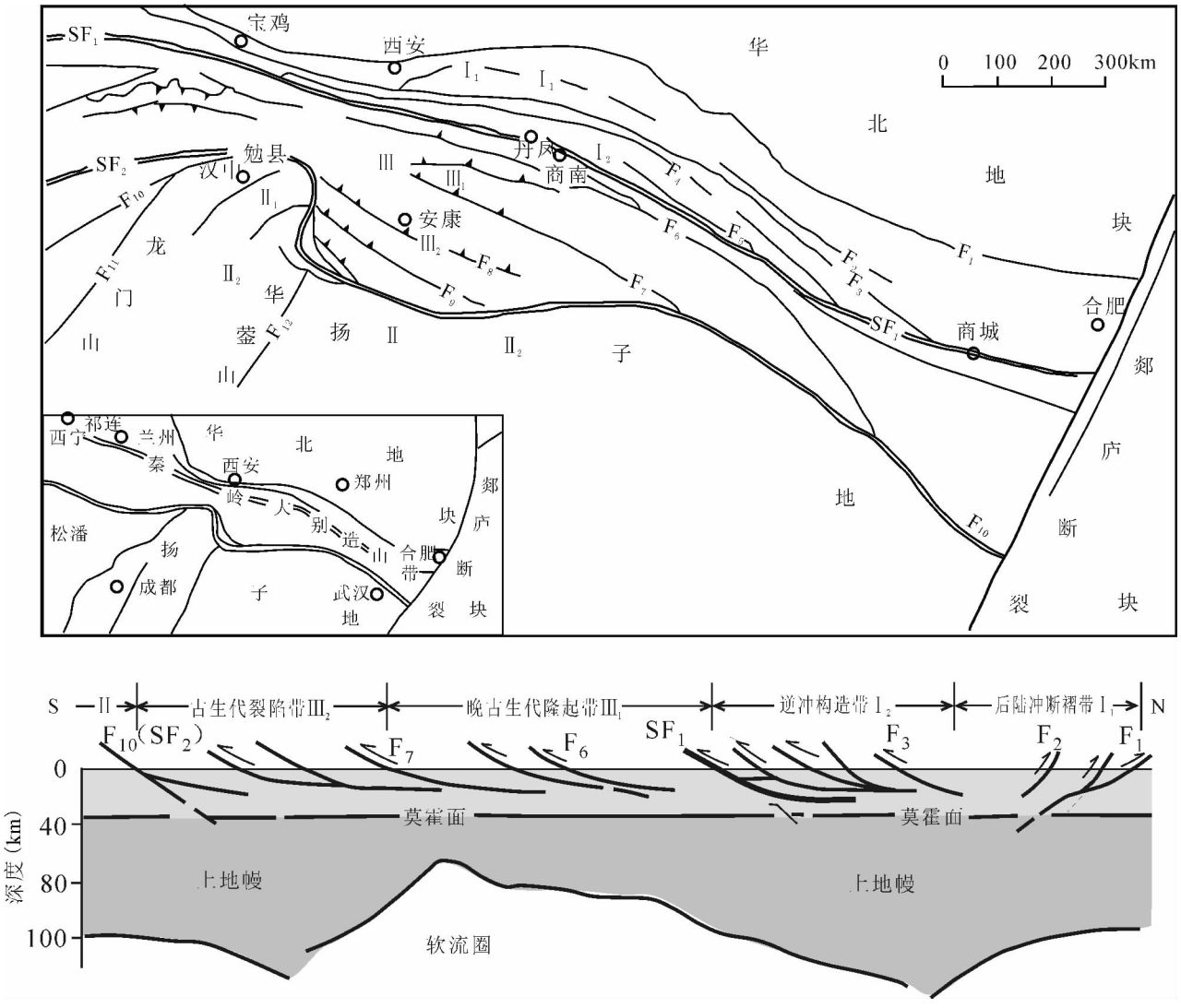


图 4 秦岭大地构造单元划分及主剖面示意图（张国伟等，1995a，1996b，1997；略修改）

Fig. 4 Qinling tectonic unit and the main profile (modified from Zhang et al., 1995a, 1996b, 1997)

SF_1—商丹（商南—丹凤）缝合带；SF_2—勉略（勉县—略阳）缝合带。主要断层；F_1—秦岭北界逆冲断层；F_2—石门—马超营逆冲断层；F_3—洛南—栾川逆冲推覆断层；F_4—皇台—瓦穴子推覆带；F_5—商县—夏馆逆冲断层；F_6—山阳—凤镇逆冲推覆断层；F_7—十堰断层；F_8—石泉—安康逆冲断层；F_9—红椿坝—平利断层；F_{10}—阳平关—巴山弧—大别南缘逆冲推覆带；F_{11}—龙门山逆冲推覆带；F_{12}—华莹山逆冲推覆带

SF_1— Shangdan (Shangnan—Danfeng) suture zone; SF_2— Mianlüe (Mianxian—Lüeyang) suture zone. The main fault: F_1— thrust fault of north boundary of the Qinling Mts.; F_2— Shimen—Machaoying thrust fault; F_3— Luonan—Luanchuan thrust fault; F_4— Huangtai—Waxuezi nappe; F_5— Shangxian—Xiaguan thrust fault; F_6— Shanyang—Fengzhen thrust fault; F_7— Shiyan fault; F_8— Shiquan—Ankang thrust fault; F_9— Hongchunba—Pingli fault; F_{10}— Southern edge of the Yangpingguan—Bashan arc— Dabie thrust belt; F_{11}— Longmenshan thrust belt; F_{12}— Huayingshan thrust belt

1995a, b, 1996a),形成复合式山系(许志琴等,1996)。

(2)早中侏罗世,秦岭进入以陆内俯冲,形成大规模逆冲推覆—走滑断裂系。扬子地块和华北地块分别从南、北侧向秦岭微地块陆内俯冲,形成了巴山—大别南缘逆冲推覆前锋叠瓦逆冲带和秦岭后陆褶皱冲断带(张国伟等,1995a;张国伟等,1997;刘少峰等,1999)。碰撞期后持续的南北向挤压导致上部岩石圈由拉张转为收缩状态,形成了一系列的逆冲推覆构造(于在平等,2003)。

(3)中生代晚期,秦岭岩石圈整体转入强烈伸展状态,沿着秦岭内部主要的断裂带发生广泛的近南北向拉张作用,形成了一系列具拉张性质的断陷盆地(于在平等,2003)或块断和箕状塌陷红盆,形成大量穹隆构造以及直交叠加的网格状构造系统(张国伟等, 1995a, b)。

3.2　矿床时空分布及矿化特征

在秦岭地区发育一套脉状的铅锌矿床,主要分布于华北地台南缘金堆城—南泥湖多金属成矿带上,夹于南侧栾川断裂带与北侧马超营断裂带之间。赋存于克拉通边缘的刚性基底推覆体内,如冷水北沟矿床、银洞沟矿床、杨树凹矿床、百炉沟矿床、核桃岔矿床、洪洞沟矿床、竹园沟矿床、黄背岭矿床、榆木沟矿床、白沙洞矿床、黑家庄矿床、三道沟矿床、王坪西沟等(徐文超等,2003;叶会寿等,2006;吕文德等,2006;姚军明等,2008;毛景文等,2009)。

对秦岭这套矿床,燕长海(2004)用石英 Ar-Ar 法得出冷水北沟的坪年龄(137.87 ± 0.39)Ma,成矿时间上晚于其外围的夕卡岩矿床(吕文德等,2004),在冷水北沟矿区东南 2km 处发育上房沟斑岩体及相关斑岩钼矿床,其斑岩全岩 K-Ar 年龄为 145Ma(罗铭玖等,1991),钼矿床的辉钼矿 Re-Os 年龄为 144.8 ± 2.1Ma(李永峰等,2003)。由此,成矿可能位于秦岭碰撞造山带应力由挤压到伸展的转换阶段。

矿床产于中—新元古代浅变质碎屑岩建造中,构造控矿特征明显,受断裂控制,矿体以脉状产出,显示明显的热液交代和开放间充填等式样的后生成矿特征,产状与断裂带一致。成矿流体为 H_2O—CO_2—$NaCl \pm CaCl_2 \pm CH_4$ 体系,盐度变化大,一般 < 10% ~ 15 % $NaCl_{eq}$,流体可能包含多种来源:深循环的壳源流体、大气降水、地幔流体、变质流体、岩浆流体等,温度通常 > 250 ~ 300 ℃,成矿物质来自浅部和深部地壳(Chen et al., 2004; 叶会寿等,2006;毛景文等,2009;祁进平等, 2007,姚军明等,2008)。

4　不同大陆碰撞造山带成矿特征对比

通过对比比利牛斯碰撞造山带、青藏高原碰撞造山带、秦岭碰撞造山带成矿特征,其矿床特征如下表 3。比利牛斯碰撞造山环境形成了 MVT 铅锌矿床,其产于碰撞造山带两侧裂谷阶段形成的盆地中,盆地中碳酸盐岩未变形或弱变形,但已然处于挤压的应力之下,成矿时间上形成于碰撞造山带主碰撞阶段。青藏高原碰撞造山带,铅锌成矿主要发生在高原碰撞造山带边缘与其他板块挤压应力释放的转换地带,盆地强烈变形,矿床形成与盆地内大型的逆冲推覆及走滑断裂密切相关,根据地质上的证据及测年数据,约束其成矿时间在始新世末—渐新世早期,对应于碰撞造山带晚碰撞阶段。秦岭碰撞造山带,铅锌成矿发育于碰撞造山带的逆冲推覆带中,在时间上形成于碰撞造山带的挤压向伸展转换阶段。

5　成矿机制讨论

在比利牛斯碰撞造山带两侧形成的 MVT 铅锌矿床,大部分学者给出的成矿时代为古新世—始新世(Velasco et al., 2003; Lewchuk et al., 1998; Leach et al., 2001, 2005; Bradley et al., 2003; Grandia et al., 2000),而 Symons(2009)给出了 Reocin 古地磁年龄为 15 ± 10Ma,并推断成矿卤水来自下覆的三叠纪和晚白垩纪地层,由于比利牛斯碰撞造山使阿斯图里亚斯(Asturian)地块隆升,在水力梯度驱动下,成矿卤水向北流动,在白云岩围岩中成矿。不同的成矿年龄认识对理解成矿的动力学背景、成矿机制会产生重大影响,Macquar(1973)从野外观察到 Cevennes 地区的铅锌矿石受比利牛斯碰撞造山而变形,以及成矿晚阶段方解石是在比利牛斯碰撞造山期间形成,从而约束了成矿不可能晚于古新世—早渐新世。由此成矿应该与比利牛斯碰撞造山过程对应。虽然学者们给出了不同的成矿机制的认识,仔细研究发现其是在不同的尺度对矿床的理解,Leach 等(2001)是从全球的尺度总结了 MVT 矿床形成的古环境背景及时代、与构造事件的联系、成矿流体的动力驱动,强调 MVT 矿床与构造事件之间联系密切,认为比利牛斯碰撞造山作用在造山带两侧盆地形成前缘隆起,成矿流体在重力的驱动下运移到碳酸盐岩地层中成矿;Bradley 等(2003)从造山带前陆盆地尺度研究其对 MVT 矿床的构造控制,

认为碰撞前沉积的厚层碳酸盐岩为 MVT 矿化提供了围岩条件,碰撞过程中发生喀斯特化为矿化提供构造条件,随着碰撞的持续,造山带下部被动边缘弯曲,前渊下沉,碳酸盐岩发生伸展,诱发正断层产生,为成矿流体提供通道,大规模流体在重力的驱动下进入矿化区,形成 MVT 铅锌矿床;Velasco 等(2003)则从矿床尺度研究了矿床的形成过程,沉淀机制,认为早期的喀斯特化,碎屑岩沉积,以及早期的白云岩化为成矿提供了条件,来自盆地的卤水萃取了地层中的成矿物质,形成富含铅锌的卤水,其沿着盆地中的同沉积断裂构造向上运移,与早期形成白云岩化的富含镁铁的卤水混合,成矿物质沉淀在原先发育的喀斯特系统中,流体向上运移和板块的挤压有关。已有的资料表明在比利牛斯碰撞造山带两侧的 MVT 铅锌矿床是在比利牛斯碰撞造山过程中形成,碰撞前的浅海碳酸盐岩台地为 MVT 矿化提供了围岩条件,而碳酸盐岩台地局部隆起周缘是 MVT 铅锌矿化有利部位,碰撞过程中发生喀斯特化为矿化提供构造条件和容矿空间,碰撞的持续诱发的断层为成矿流体提供通道,大规模流体在重力的驱动下,流经盆地萃取盆地内成矿物质,在众多因素的作用下成矿物质沉淀在有利成矿空间形成 MVT 铅锌矿床。

青藏高原碰撞造山环境形成的沉积岩容矿铅锌(多金属)矿床多位于"三江"地区,前人的研究集中于"三江"中段的兰坪盆地,对盆地内铅锌矿床或矿带的流体沉淀机制,流体运移机制,赋矿空间,驱动机制等进行了探讨(朱大岗,2002;Xue et al. , 2007;薛春纪等,2009;侯增谦等,2008,宋玉财❶;王安建等,2009)。朱大岗等(2002)从构造控矿角度强调了不同尺度的构造对成矿的控制,以及断裂是流体的运移通道。Xue 等(2007)、薛春纪等(2009)通过对金顶铅锌矿床的研究强调金顶铅锌成矿之前存在一古油气藏,油气藏中 H_2S 等还原性气体与富含金属和 CO_2 的流体在构造岩性圈闭中混合是铅锌硫化物快速沉淀和大规模成矿的主要机制。王安建等(2009)通过对金顶铅锌矿床的研究,提出了构造推覆—盐丘穹窿—区域伸展—油气聚集—流砂底辟—流体排泄—金属沉淀成矿模式。侯增谦等(2008)从区域角度强调随着印度板块—欧亚板块碰撞持续进行,在青藏高原北东缘形成逆冲推覆系统,逆冲推覆深部多形成拆离滑脱带,成为流体运移的通道,在逆冲断裂带上盘的构造岩片常常发育派生的垂直断裂—裂隙系统、顺层层间破碎带和切割逆冲断层的平移断层,成为流体积聚和硫化物沉淀的重要空间。由于逆冲推覆构造系统根带附近侧向造山,导致流体淋滤地层中的成矿物质,在流体运移过程中,盆地卤水与碳酸盐岩相互作用,形成富 Zn—Pb 的成矿流体,进入断裂开放空间,充填成矿。结合笔者及项目组在"三江"地区开展的研究(刘英超❷;李政❸;王召林,2009;宋玉财❶;张洪瑞,2010;王晓虎,2011),认为特提斯阶段盆地中的巨厚沉积地层为矿床的形成奠定了重要的物源基础;随着印度板块向欧亚板块的挤压,中生代前陆盆地不断收缩,盆地卤水下渗萃取浅部地层成矿物质,形成一部分成矿流体,同时随着岩层的埋深,盆地含矿建造在上覆压力下释放出大量的地层建造水,随着地温的增高,沉

表 3 不同碰撞造山带矿床特征对比

Table 3 The characteristics of deposits in different collisional orogenic belt

碰撞造山带	比利牛斯碰撞造山带	青藏高原碰撞造山带	秦岭碰撞造山带
所处造山带位置	碰撞造山带两侧盆地边缘	盆地内逆冲推覆体	刚性的基底推覆体
所处碰撞造山带演化阶段	主碰撞阶段	晚碰撞—后碰撞阶段	挤压到伸展应力转换阶段
形成矿床类型	MVT 铅锌矿床	沉积岩容矿 Zn—Pb(Ag—Cu—Sr)矿床	脉状铅锌(银)矿床
容矿围岩	碳酸盐岩	碳酸盐岩及碎屑岩	浅变质碎屑岩建造
控矿构造	溶洞和断裂	逆冲推覆及其次级断裂,张性	张性裂隙
成矿时代	古新世	新生代	侏罗纪晚期
矿体形态	层状、透镜状	脉状,角砾状,块状	脉状
与岩浆关系	无关	无关	
矿物组合	闪锌矿、方铅矿、白铁矿及微量的黄铁矿,白云石等	方铅矿、闪锌矿、黄铜矿等硫化物及细硫砷铅矿、黝铜矿等硫盐矿物,脉石矿物方解石、重晶石、石英、白云石等	黄铁矿、方铅矿、闪锌矿、菱铁矿、少量黄铜矿、石英、方解石、绢云母、重晶石等
主要成矿元素组合	Pb、Zn	Zn—Pb(Ag—Cu—Sr)	Zn—Pb(Ag)
主要成矿方式	充填	张性空间充填	脉状充填
成矿期区域应力状态	挤压	张性	挤压向伸展转换

积建造中的层间水和烃类形成流体,并萃取成矿物质,形成另一部分成矿流体;成矿流体在陆陆碰撞挤压力的驱动下,沿逆冲推覆构造系统深部形成的拆离滑脱带长距离迁移汇聚;挤压后的短暂性伸展形成大量张性裂隙,原先挤压形成的逆断层发生逆转形成正断层,为矿液上升排泄提供通道,也为硫化物沉淀提供充足的空间,含金属的流体和和热化学还原硫酸盐作用或有机质分解产生的含还原 S 的流体发生混合,伴随流体温度降低,导致硫化物发生沉淀,伴随大量酸的生成,溶蚀灰岩,形成坍塌角砾,同时提供成空间。

对秦岭造山带脉状铅锌矿床的成因有这两种截然不同的理解,一种认为是岩浆活动引起的末梢热液成矿系统,成矿与岩浆作用密切相关,认为流体来源以原生岩浆热液为主,而且可能与围岩发生了少部分同位素交换反应,并有大气降水的参与(燕长海等,2004;王长明等,2007;徐文超等,2003;叶会寿等,2006;吕文德等,2004,2006;毛景文等,2009)。另一种观点则认为矿床形成与岩浆作用无关,提出用碰撞造山成岩成矿与流体作用(CMF)模型来解释。即中生代扬子与华北陆—陆碰撞,下插的大陆板片沿"A"型俯冲带向北俯冲,俯冲的大陆板片由于温度和压力升高脱气脱水形成变质流体,同时萃取携带俯冲板片的金属元素,成矿流体向上运移并很可能与浅源大气降水混合,在仰冲板片内有利的构造部位就位成矿,其中金属硫化物沉淀主要发生在碰撞造山的挤压向伸展转换阶段(陈衍景,1996,1998;Chen et al., 2004; 祁进平等, 2007,姚军明等, 2008)。秦岭碰撞造山环境下形成的铅锌矿床,前人的理解虽不一致,但成矿是事实,还有待进一步的研究。

6　结论

基于以上的综合对比分析,认为在陆陆碰撞的主碰撞阶段,由于板块的挤压汇聚,在碰撞造山带两侧或一侧由于两边陆壳的挠曲下沉,形成前陆盆地,盆地中沉积碳酸盐岩台地,碳酸盐岩未变形或弱变形,来自盆地的卤水在造山带隆升造成的重力势的驱动下,向盆地边缘汇聚,萃取盆地基底岩系中的成矿元素,在盆地边缘碳酸盐岩的岩溶或断裂中形成 MVT 型铅锌矿床。

在晚碰撞走滑转换阶段,形成独具特色的"三江"地区沉积岩容矿铅锌多金属矿床,强调陆陆碰撞对成矿前盆地的强烈挤压变形,发育一系列逆冲推覆系统;来自盆地的卤水和地层水,萃取了盆地地层中的成矿物质,或有盆地基底物质加入,形成成矿流体;陆陆碰撞挤压力驱动流体侧向迁移,随着挤压后应力的短暂性松弛拉张,形成较多张性断层及裂隙,成矿流体向上排泄,在逆冲推覆及其伴生的次级走滑断裂、拉张形成的张性空间或岩溶垮塌空间中充填成矿。

大陆碰撞造山带挤压至伸展这一应力转换阶段,成矿流体充填灌入张性断裂中,形成类似秦岭碰撞造山带环境产出的脉状铅锌矿床。

致谢:侯增谦研究员给出了很好的建议,在此表示衷心的感谢!对评审专家和编辑部章雨旭研究员提出的宝贵意见深表感谢!

注　释 / Notes

❶ 宋玉财. 2009. "三江"沉积岩容矿贱金属矿床:发育特点与成矿模型. 中国地质科学院博士后出站报告, 1 ~ 118.

❷ 刘英超. 2009. 青海杂多东莫扎抓—莫海拉亨铅锌成矿作用硕士学位论文. 中国地质科学院, 1 ~ 114.

❸ 李政. 2008. 青海省沱沱河地区茶曲帕查铅锌矿床的成因研究硕士学位论文. 北京科技大学, 1 ~ 77.

参　考　文　献 / References

陈衍景. 1996. 陆内碰撞体制流体成矿模式及与成矿关系——理论推导和东秦岭金矿床研究结果. 地学前缘, 3: 282 ~ 289.

陈衍景. 1998. 影响碰撞造山成岩成矿模式的因素及其机制. 地学前缘, 5(增刊): 109 ~ 118.

侯增谦, 吕庆田, 王安建, 李晓波, 王宗起, 王二七. 2003. 初论陆—陆碰撞与成矿作用——以青藏高原造山带为例. 矿床地质, 22: 319 ~ 334.

侯增谦, 杨竹森, 徐文艺, 莫宣学, 丁林, 高永丰, 董方浏, 李光明, 曲晓明, 李光明, 赵志丹, 江思宏, 孟祥金, 李振清, 秦克章, 杨志明. 2006a. 青藏高原碰撞造山带: I. 主碰撞造山成矿作用. 矿床地质, 25(4): 337 ~ 358.

侯增谦, 潘桂棠, 王安建, 莫宣学, 田世洪, 孙晓明, 丁林, 王二七, 高永丰, 谢玉玲, 曾普胜, 秦克章, 许继峰, 曲晓明, 杨志明, 杨竹森, 费红彩, 孟祥金, 李振清. 2006b. 青藏高原碰撞造山带: Ⅱ. 晚碰撞转换成矿作用. 矿床地质, 25(5): 521 ~ 543.

侯增谦, 曲晓明, 杨竹森, 孟祥金, 李振清, 杨志明, 郑绵平, 郑有业, 聂凤军, 高永丰, 江思宏, 李光明. 2006c. 青藏高原碰撞造山带: Ⅲ. 后碰撞伸展成矿作用. 矿床地质, 25(6): 629 ~ 651.

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

李永峰, 毛景文, 白凤军, 李俊平, 和志军. 2003. 东秦岭南泥湖钼(钨)矿田 Re-Os 同位素年龄及其地质意义. 地质论评, 49(6): 652 ~ 659.

刘少峰, 张国伟, 程顺有, 姚安平. 1999. 东秦岭—大别山及邻区挠曲类盆地演化与碰撞造山过程. 地质科学, 34 (3): 336 ~ 346.

吕文德, 孙卫志. 2004. 卢氏— 栾川地体铅锌矿成矿地质条件分析及找矿远景. 矿产与地质, 18(6):507 ~ 516.

吕文德, 赵春和, 孙卫志, 燕建设. 2006. 豫西南泥湖多金属矿田铅锌矿地质特征与成因研究. 矿产与地质, 20(3):219~226.

罗铭玖, 张辅民, 董群英. 1991. 中国钼矿床. 郑州:河南科学技术出版社, 1~452.

毛景文, 叶会寿, 王瑞廷, 代军治, 简伟, 向君锋, 周珂, 孟芳. 2009. 东秦岭中生代钼铅锌银多金属矿床模型及其找矿评价. 地质通报, 29(1): 72~79.

祁进平, 陈衍景, 倪培, 赖勇, 丁俊英, 宋要武, 唐国军. 2007. 河南冷水北沟铅锌银矿床流体包裹体研究及矿床成因. 岩石学报, 23(9): 2119~2130.

田世洪, 杨竹森, 侯增谦, 刘英超, 高延光, 王召林, 宋玉财, 薛万文, 鲁海峰, 王富春, 苏媛娜, 李真真, 王银喜, 张玉宝, 朱田, 俞长捷, 于玉帅. 2009. 玉树地区东莫扎抓和莫海拉亨铅锌矿床 Rb-Sr 和 Sm-Nd 等时线年龄及其地质意义. 矿床地质, 28(6): 747~758.

王安建, 曹殿华, 高兰, 王高尚, 管烨, 修群业, 刘俊来. 2009. 论云南兰坪金顶超大型铅锌矿床的成因. 地质学报, 83(1): 43~54..

王长明, 张寿庭, 邓军, 孙艳霞, 燕长海, 叶会寿. 2007. 河南冷水北沟铅锌矿地质地球化学特征及成因探讨. 矿床地质, 26(2): 175~183.

王晓虎. 2011. 兰坪盆地白秧坪铅锌铜银多金属矿床地质与成因. 博士学位论文. 中国地质科学院, 1~162.

王召林. 2009. 三江北段玉树地区复合造山与成矿作用研究. 博士学位论文. 中国地质科学院, 1~114.

徐文超, 庞振山, 周奇明, 王喜恒, 杨国强. 2003. 河南省亲川县南泥湖相钨矿田外围银铅锌多金属成矿地质条件分析及找矿前景. 矿产与地质, 17(3): 198~202.

许志琴, 崔军文, 张建新. 1996. 大陆山链变形构造动力学. 北京: 冶金工业出版社. 1~246.

薛春纪, 高永宝, Chi Guoxiang, Leach D. 2009. 滇西北兰坪金顶可能的古油气藏及对铅锌大规模成矿的作用. 地球科学与环境学报, 31(3):221~229.

燕长海. 2004. 东秦岭铅锌银成矿系统内部结构. 北京:地质出版社, 1~144.

杨志明, 侯增谦, 李振清, 宋玉财, 谢玉玲. 2008. 西藏驱龙斑岩铜钼矿床中 UST 石英的发现: 初始岩浆流体的直接记录. 矿床地质, 27(2): 188~199.

姚军明, 赵太平, 魏庆国, 原振雷. 2008. 河南王坪西沟铅锌矿床流体包裹体特征和矿床成因类型. 岩石学报, 24(9): 2113~2123.

叶会寿, 毛景文, 李永峰, 燕长海, 郭保健, 赵财胜, 何春芬, 郑榕芬, 陈莉. 2006. 豫西南泥湖矿田钼钨及铅锌银矿床地质特征及其成矿机理探讨. 现代地质, 20(1):165~174.

于在平, 崔海峰. 2003. 造山运动与秦岭造山. 西北大学学报(自然科学版), 33(1): 65~69.

张国伟, 孟庆任, 赖绍聪. 1995a. 秦岭造山带的结构构造. 中国科学(B 辑), 25(9): 994~1003.

张国伟, 张宗清, 董云鹏. 1995b. 秦岭造山带主要构造岩石地层单元的构造性质及其大地构造意义. 岩石学报, 11(2): 101~114.

张国伟, 孟庆任, 于在平, 孙勇, 周鼎武, 郭安林. 1996a. 秦岭造山带的造山过程及其动力学特征. 中国科学(D 辑), 26(3):193~200.

张国伟, 郭安林, 刘福田, 肖庆辉, 孟庆任. 1996b. 秦岭造山带三维结构及其动力学分析. 中国科学(D 辑), 26(增刊): 1~6.

张国伟, 孟庆任, 刘少峰, 姚安平. 1997. 华北地块南部巨型陆内俯冲带与秦岭造山带岩石圈现今三维结构. 高校地质学报, 3(2): 129~134.

张洪瑞. 2010. 三江北段沉积岩容矿铅锌矿床矿区构造变形与控矿模型. 博士学位论文. 中国地质科学院, 1~112.

朱大岗, 孟宪刚, 冯向阳, 等. 2002. 云南白秧坪多金属成矿区构造特征及其控矿作用. 地质地球化学, 30(1): 28~33.

Bourrouilh R, Richert J P, Zolnai G. 1995. The north Pyrenean aquitaine basin, France – evolution and hydrocarbons. AAPG Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol., 79(6), 831~853.

Bradley D C and Leach D L. 2003. Tectonic controls of Mississippi Valley-type lead—zinc mineralization in orogenic forelands. Mineralium Deposita, 38(6): 652~667.

Chen Yanjing, Pirajno F and Sui Yinghui. 2004. Isotope geochemistry of the Tieluping silver deposit, Henan, China: A case study of orogenic silver deposits and related tectonic setting. Mineralium Deposita, 39: 560~575.

Choukroune P and Team E. 1989. The ECORS Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt. Tectonics, 8: 23~39.

Choukroune P. 1992. Tectonic evolution of the Pyrenees. Annu. Rev. Earth. Planet. Sci., 20:143~158.

Disnar J R. 1996. A comparison of mineralization histories for two MVT deposits, Treves and Les Malines (Causses basin, France), based on the geochemistry of associated organic matter. Ore Geology Reviews, 11: 133~56.

Garcia-Mondéjar J. 1990a. The Aptian—Albian carbonate episode of the Basque—Cantabrian Basin (northern Spain): General characteristics, controls and evolution. In: Tucker M. ed. Carbonate Platform and Basin Sedimentary Systems. International Association of Sedimentologists (IAS) Special Publication, 9: 257~290.

Garcia-Mondéjar J. 1990b. Strike-slip subsidence of the Basque—Cantabrian Basin of northern Spain and its relationship to Aptian—Albian opening of Bay of Biscay. In: Tankard A J, Balwill H D. eds. Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 46: 395~409.

Gibson M, Sinclair H D, Lynn G J, Stuartz F M. 2007. Late- to post-orogenic exhumation of the Central Pyrenees revealed through combined thermochronological data andmodelling. Basin Research, 19: 323~334.

Grandia F, Asmerom Y, Getty S, Cardellach E, Canals A. 2000. U-Pb dating of MVT ore-stage calcite: implications for fluid flow in a Mesozoic extensional basin from Iberian Peninsula. J. Geochem. Explor., 69~70: 377~380.

Grandia F, Cardellach E, Canals, Banks D A. 2003. Geochemistry of the fluids related to epigenetic carbonate-hosted Zn—Pb deposits in the Maestrat Basin, eastern Spain: fluid inclusion and isotope (Cl, C, O, S, Sr) evidence. Econ. Geol., 98:933~954.

He Longqing, Song Yucai, Chen Kaixu, Hou Zengqian, Yu Fengming, Yang Zhusen, Wei Junqi, Li Zheng, Liu Yingchao. 2009. Thrust-controlled, sediment-hosted, Himalayan Zn—Pb—Cu—Ag deposits in the Lanping foreland fold belt, eastern margin of Tibetan Plateau. Ore Geology Reviews, 36:106~132.

Henry B, Rouvier H, Le Goff M, Leach D L, Macquar J C, Thibieroz J, Lewchuk M T. 2001. Paleomagnetic dating of widespread remagnetization on the southeastern border of the French Massif Central and implications for fluid—flow and MVT mineralization. Geophysics Journal International, 145: 368~80.

Hou Zengqian, Nigel C J. 2009. Metallogenesis of the Tibetan collisional orogen: A review and introduction to the special issue. Ore geology Reviews, 36: 2 ~ 24.

Leach D L, Bradley D, Lewchuck M, Symons D T A, Brannon J, de Marsily G. 2001. Mississippi Valley-type lead—zinc deposits through geological time: Implications from recent age-dating research. Mineralium Deposita, 36: 711 ~ 740.

Leach D L, Macquar J C, Lagneau V, Leventhal J, Emsbo P and Premo W. 2006. Precipitation of lead—zinc ores in the Mississippi Valley-type deposit at Treves, Cevennes region of southern France. Geofluids, 6: 24 ~ 44.

Leach D L, Sangster D F, Kelley K D, Large R R, Garven G, Allen C R, Gutzmer J and Walters S. 2005. Sediment-hosted lead—zinc deposits: A global perspective. Econ. Geol., 100th Anniversary Volume: 561 ~ 607.

Lewchuk M T, Rouvier H, Henry B, Macquar J C, Leach D L. 1998. Paleomagnetism of Mississippi Valley-type mineralization in southern France and Cenozoic orogenesis. In: European Geophysical Society 23rd Gen. Ass., part 1 Soc. Symp. Solid Earth Geophysics and Geodesy, Ann. Geophys. 16 suppl 1: 53.

Macquar J C. 1973. Evolution tectonique post-hercynienne du domaine pericevenol: incidences sur les filons de couverture: Exemple des bordures ouest et sud des Cevennes. Bulletin du Bureau de Recherches Geologiques et Minieres, Section 2, 1, 45 ~ 68.

McCaig A M, Wickham S M. 1984. The tectonic evolution of the Pyrenees: a workshop. J. Geol. Soc. London, 141: 379 ~ 381.

Muñoz J A. 1992. Evolution of a continental collision belt: ECORS – Pyrenees crustal balanced section, In: McClay K R. ed. Thrust Tectonics. London: Chapman and Hall, 235 ~ 246.

Roca E, Sans M, Cabrera L, Marzo M. 1999. Oligocene to Middle Miocene evolution of the central Catalan margin northwestern Mediterranean. Tectonophysics, 315(1 ~ 4): 209 ~ 233.

Roest W R and Srivastava S P. 1991. Kinematics of the Plate Boundaries between Eurasia, Iberia, and Africa in the North Atlantic from the Late Cretaceous to the Present. Geology, 19: 613 ~ 616.

Roure F, Choukroune P, Berastegui X, Muñoz J A, Villien P, Matheron P, Bareyt M, Seguret M, Camara P and Deramond J. 1989. ECORS deep seismic data and balanced cross sections: geometric constraints of the Pyrenees. Tectonics, 8:41 ~ 50.

Spurlin M S, Yin A, Horton B K, Zhou J Y and Wang J H. 2005. Structural evolution of the Yushu—Nangqian region and its relationship to syncollisional igneous activity, east—central Tibet. GSA Bulletin, 117: 1293 ~ 1317.

Symons D T A, Lewchuk M T, Kawasaki K, Velasco F, Leach D L. 2009. The Reocin zinc—lead deposit, Spain: Paleomagnetic dating of a late Tertiary ore body. Minerlium Deposita, 44: 867 ~ 880.

Velasco F, Herrero J M, Yusta I, Alonso J A, Seebold I and Leach D. 2003. Geology and Geochemistry of the Reocin Zinc—Lead Deposit, Basque—Cantabrian Basin, Northern Spain. Economic Geology, 98: 1371 ~ 1396.

Velasco F, Pesquera A and Herrero J M. 1996. Lead isotope study of Zn—Pb ore deposits associated with the Basque—Cantabrian basin and Paleozoic basement, northern Spain. Mineralium Deposita, 31: 84 ~ 92.

Vergés J and Garcia Senz J M. 2001. Mesozoic Evolution and Cenozoic Inversion of the Pyrenean Rift. In: Ziegler P A, et al. eds. Peri-Tethys Memoir 6: Pery-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins. Paris: Mémoires Muséum National dHistore Naturelle, 186: 187 ~ 212.

Vergés J, Fernùndez M and Martinez A. 2002. The Pyrenean orogen: pre-, syn-, and post-collisional evolution. In: Rosenbaum G and Lister GS. Reconstruction of the evolution of the Alpine—Himalayan Orogen. Journal of the Virtual Explorer, 8: 55 ~ 74.

Xue Chunji, Zeng Rong, Liu Shuwen, Chi Guoxiang, Qing Hairuo, Chen Yuchuan, Yang Jianming and Wang Denghong. 2007. Geologic, fluid inclusion and isotopic characteristics of the Jinding Zn—Pb deposit, western Yunnan, South China: A review. Ore Geology Reviews, 31: 337 ~ 359.

Zhu Lidong, Wang Chengshan, Zheng Hongbo, Xiang Fang, Yi Haisheng, Liu Dengzhong. 2006. Tectonic and sedimentary evolution of basins in thenortheast of Qinghai—Tibet Plateau and their implication for the northward growth of the Plateau. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 241(1): 49 ~ 60.

Continental Collision-related Pb—Zn Deposits and Their Metallogenic Mechanism

WANG Xiaohu[1,2), SONG Yucai[2)

1) *Institute of Geomechanics, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing*, 100081;

2) *Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing*, 100037

Abstract: Based on the characteristics of lead—zinc deposits which located in the different types of continental collision orogenic belt, in main collision stage of continental collision, the foreland basin has formed in one side or both sides of the different types of collision orogenic belt as the flexural subsidence of continental crust by compression of the massif. Then, the undeformed or weakly deformed carbonate platform has formed in the sedimentary basin. The brine from sedimentary basin was drived by the gravity because of orogenic uplift, converged to the edge of the basin, extracted ore-forming elements of basins, flowed to carbonate karst or fracture in the edge of the basin, formed the MVT lead—zinc deposits. In the slip transformation stage of late collisional period, the brine from basin and formation water extracted ore-forming minerals of strata or basement rocks and formed ore-forming fluid. The sustained force of compression from continental collision drived the ore-forming fluid lateral fluxion, simultaneity, made the basin intense deformation and formed a series thrust system. The sediment-

hosted lead—zinc polymetallic deposits which possesses special characteristics has formed in the thrust fault and its associated secondary strike-slip fault or tensional fault when short stretching phase after continental collision. The vein lead—zinc deposits was produced in the collision orogen metamorphic terrane similar to deposits which were formed in the Qinling collision orogenic belt, as ore-forming poured into tensile structure during compression to extend transformation stage .

Key words: continental collision; Pb—Zn deposit; characteristics of ore deposit; metallogenic mechanism

山东胶南灵山岛晚中生代浊积岩中发现巨大滑积岩块*

吕洪波[1,2)],张海春[2,3)],王俊[2,4)],张素菁[2,4)],董晓朋[1,2)],张星[1,2)]

1)中国石油大学地质学系, 山东青岛,266555; 2)现代古生物学和地层学国家重点实验室, 南京,210008

3)中国科学院南京地质古生物研究所, 南京,210008; 4)香港大学地球科学系, 香港

位于山东青岛胶南市东南海域中的灵山岛出露有晚中生代浊积岩,而浊积岩中发育大量的滑塌沉积及其相关的软沉积物变形构造,揭示了扬子板块和华北板块之间在晚侏罗世—早白垩世还存在着残余洋盆(吕洪波等,2011)。这一重要发现打破了以前地学界对苏鲁造山带的传统认识,为华北板块东部南北黄海形成、胶莱盆地演化、郯庐断裂活动、苏鲁造山带等诸多问题的研究提供了重要的新资料。最近本文作者等又在灵山岛南端老虎嘴景点下方盘山路西北边(靠近观景亭)的浊积岩剖面中识别出巨大的砂岩滑积岩块,进一步揭示了该盆地的西北侧在晚中生代紧靠着强烈活动的造山带。为了便于同行进一步观测,作者特将该滑积岩块介绍如下:

1 灵山岛滑积岩块(olistolith)的特征:

在老虎嘴景点地层露头(露头点 GPS 值:N35°44.659′, E120°09.625′, H 80m;点位误差:11m; 2011 年 6 月 15 日 15:55 测量)显示:灵山岛南端山坡的下半部出露的全部是晚中生代浊积岩,至海平面之下仍未见底,故整体厚度不知(吕洪波等,2011)。但在老虎嘴之南几十米的浊积岩剖面上,却出露一块巨型砂岩块体,其直径大约 4 ~ 5m(图 1a 中 A 所示),而其外围绕着直径达几十厘米的砂岩块体和变形的泥岩碎片(图 1a 中 B 带),再向外两侧则是 4 ~ 5m 宽的复杂成分角砾岩带(图 1a 中 C 带),砾石包括直径达 20cm 的片麻岩、石英岩和砂岩角砾等(图 1b),夹杂其间的黑色泥岩碎片均有不同程度的挤压扭曲变形,充填硬质砾石剩余的空间(图 1c)。

沿着巨大砂岩岩块出露点向下追踪,发现附近 4 ~ 5m 范围内均为杂乱的角砾岩与泥岩碎片,而再向下部边缘则角砾逐渐减少,然后就是典型的发育同沉积变形的浊积岩(图 1d),而浊积岩的软沉积物变形构造显然是滑积岩重力滑动挤压的结果。该点再向下就是陡崖,即千层崖景点,出露浊积岩的主体—浅灰色粒序层砂岩与黑色泥岩构成的复理石韵律层(图 1e)。详细检查发现,浊积岩与滑塌岩块之间没有断裂,非后期构造所致,故是典型的滑塌堆积(olistostrome)。因此,该砂岩块体为滑积岩块(olistolith)。

2 灵山岛滑积岩块的构造意义

在经典的地质学词典中,滑塌堆积(olistostrome)定义为:滑塌堆积是由混杂的物质组成的杂乱沉积,如岩块(称为滑积岩块,olistolith)和泥,由未固结的沉积物在海底重力滑动或滑塌而堆积的半液化沉积体。滑塌堆积是缺少层理的可填图单元,但却插在正常沉积层序之中(Gary et al., 1972)。依据这个定义,滑塌堆积强调的是在海相沉积层中局部夹杂着巨大的外来岩块构成的混乱无序、大小混杂的岩石单元,这个单元可以大到足以填图。

滑塌堆积形成的岩石称为滑积岩(olistolite),包括大岩块和其间夹杂的软泥等混合物。而滑积岩中的巨大岩块则称为滑积岩块(olistolith)。

根据上述定义特征,灵山岛老虎嘴南部盘山路旁出露的大型砂岩块体就是典型的滑积岩块,连同其周围的角砾岩一起构成了典型的滑积岩,为典型的滑塌堆积。海相浊积岩中滑积岩块的发现为华北东部中生代晚期大地构造演化提供了重要的新信息。

前人研究认为,扬子板块与华北板块之间的碰撞发生在三叠纪(蔡乾忠,2005;Zhu et al., 2009)或侏罗纪(Vergely et al., 2007)。然而,灵山岛晚中生代滑塌沉积浊积岩的发现揭示出华北板块和扬子板块之间在黄海与鲁东地区至白垩纪早期仍然没有碰撞,至少在东段还存在着残余洋盆(吕洪波等,2011)。这说明两大板块交界处的东段至白垩纪早期仍然开着口子而没有完全碰撞闭合。

如果说灵山岛晚中生代主体沉积为远源浊积岩(吕洪波等,2011),则浊积岩中的滑积岩块却非远源,而是来自附近的造山带,因为除了由厚层砂岩组成的巨型滑积岩块外,周围尚有片麻岩、石英岩等变质岩石的角砾。此现象也说明该造山带正在强烈隆起,揭示了该洋盆即将闭合而两侧陆块即将碰撞的构造背景。

*:本文为现代古生物学和地层学国家重点实验室资助项目(编号 0826060303)的成果。

收稿日期:2011-12-22;责任编辑:章雨旭。

作者简介:吕洪波,男,1957 年生。教授。主要从事构造地质学、沉积学及第四纪地质学等教学和研究。Email: hongbolu@upc.edu.cn。