

秦岭造山带金属矿床的“二元控矿”特征

王东生¹⁾, 王瑞廷¹⁾, 代军治¹⁾, 王长安²⁾, 李建华²⁾, 陈荔湘³⁾

1) 西北有色地质勘查局, 西安, 710054; 2) 西北有色地质勘查局 717 队, 陕西宝鸡, 721004;

3) 西北有色地质勘查局 711 队, 陕西汉中, 724212

摘要: 秦岭造山带是我国重要的有色金属和贵金属成矿带, 对其研究表明, 多数金属矿床具有成矿物质多源、成矿时代多期、矿床成因复杂等共性特征, 但是这些矿床一般受早期初始富集成矿和晚期造山改造就位的二元因素控制, 矿床的富集空间主要为断裂构造、褶皱虚脱部位和印支—燕山期侵入体内外接触带。在总结秦岭造山带金属矿床成矿规律的基础上, 我们提出秦岭造山带金属矿床的“二元控矿”作用, 旨在总结关键控矿因素, 指导区域找矿勘查。

关键词: “二元控矿”; 秦岭造山带; 初始成矿; 改造就位

秦岭造山带是中国境内重要的造山带之一, 也是国内著名的贵金属和有色金属成矿带。对秦岭造山带内金属矿产的研究表明, 多数金属矿床具有成矿物质多源、成矿时代多期、矿床成因复杂等共性特征, 但是多数金属矿床的最终就位空间及其矿床特征往往受区域晚期构造岩浆作用控制, 依据造山带矿床的两个关键控矿因素, 提出秦岭造山带金属矿床的“二元控矿”作用概念。

“二元控矿”是指金属矿床经历了早期初始富集成矿和晚期热液改造就位的成矿过程, 这些矿床既受某一特定构造时期的成矿环境及其成矿建造控制, 具有特定的成矿元素组合, 同时又受晚期构造岩浆改造作用控制, 并最终就位于晚期断裂构造、褶皱虚脱部位和侵入体内外接触带。前者控制在特定区域形成什么矿种, 后者控制矿到哪里去, 决定到哪里去找矿, 研究造山带矿床的“二元控矿”规律, 对于指导秦岭和其他造山带区域金属找矿勘查工作具有重要的理论和现实意义。

1 秦岭造山带及其地质构造演化

秦岭造山带位于中国中心腹地, 是中央造山带的重要组成部分。根据张国伟院士等(1996)的研究结论, 秦岭造山带从北向南由华北板块南部边缘、商丹缝合带、秦岭微板块、勉略缝合带和扬子板块北缘五部分组成(图 1)。

根据王相等(1996)的研究成果, 秦岭造山带是在华北与扬子统一克拉通基础上, 经过长期地质演化和多旋回构造运动叠加作用的复合产物, 造山带大约经历了太古宙统一克拉通、元古宙裂解—碰撞、古生代裂解—碰撞—再裂解、中生代陆内造山四大演化过程。通过前寒武纪地层对比研究, 认为太古宙华北与扬子为一个统一克拉通, 具有统一的太古宙结晶基底。元古宙中期的南北向拉张作用, 导致统一克拉通裂解, 形成初始裂谷, 沿大陆边缘发生陆缘增生作用, 形成拉张环境下的火山沉积建造; 进入元古宙晚期发生的晋宁运动(1000~850 Ma), 产生南北向挤压作用, 导致南北陆缘碰撞, 使得华北与扬子合并成为古中国地块。早古生代中国地块在南北向拉张应力作用下, 继承元古宙裂谷再次发生裂解, 将元古宙形成的陆缘增生火山沉积肢解, 在秦岭形成了岛链、岛弧、海洋间杂局面, 伴随拉张活动在秦岭群两侧和扬子板块北缘形成两个火山沉积岩带, 加里东运动使得活动带发生碰撞造山, 导致秦岭群发生强烈挤压变形作用, 形成北秦岭巨型构造破碎带。晚古生代在南北向拉张应力作用下, 秦岭地区主要在南秦岭发生拉张裂陷, 形成东西延长达 800 km 的裂陷带及其沉积盆地, 其中沉积了颇具特色的沉积建造, 伴随有强烈的热水喷流沉积成矿活动。进入中生代, 在印支—燕山期构造作用下, 秦岭受印度板块和太平洋板块挤压影响整体转化为陆

注: 本文为“十一五”国家科技支撑计划课题(编号 2006BAB01A11)资助的成果。

收稿日期: 2009-07-20; 改回日期: 2009-09-29; 责任编辑: 郝梓国。

作者简介: 王东生, 男, 1960 年生。教授级高工, 主要从事金属矿产资源勘查技术管理和研究。

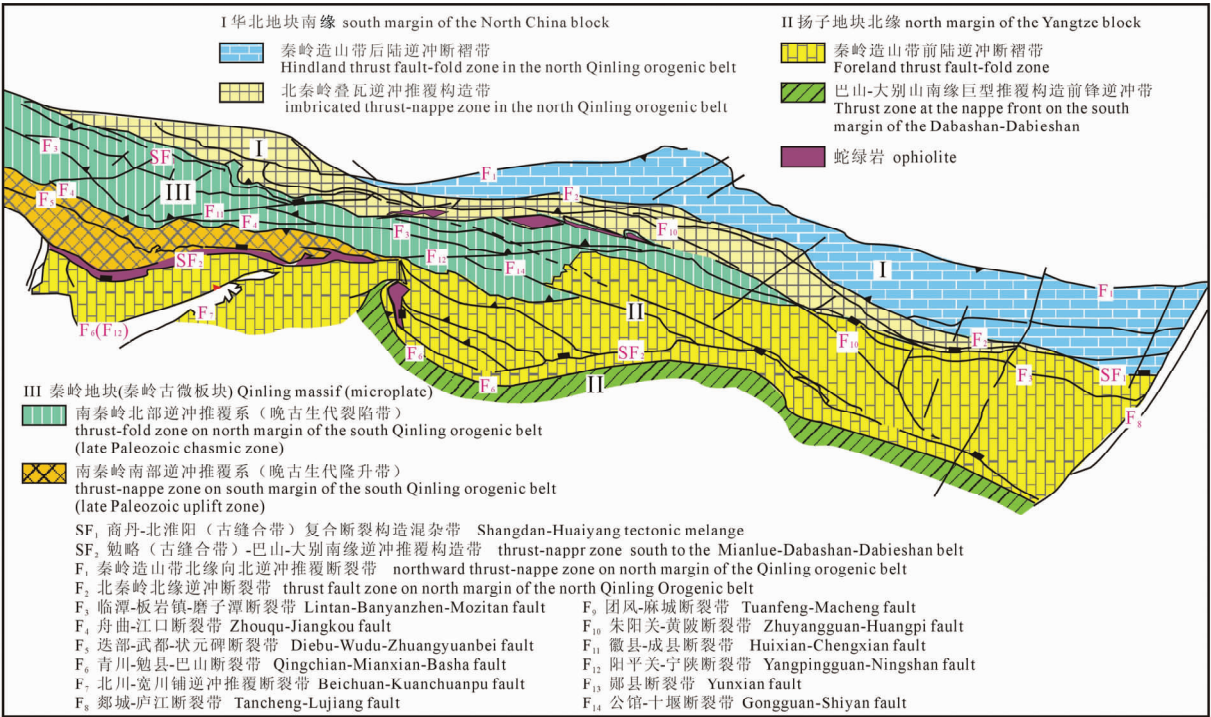


图 1 秦岭造山带构造单元示意图(据张国伟等,1996)

Fig. 1 Sketch map of tectonic unit of Qinling orogenic belt (after Zhang Guowei et al. , 1996)

地,进入陆内造山作用期,陆内造山运动形成了目前所见到的一系列近东西向推覆断裂构造和北东向剪切构造,岩浆活动主要表现为大量中酸性花岗质岩浆的侵入。

2 秦岭造山带金属矿床的“二元控矿”特征

秦岭造山带是我国重要的有色金属和贵金属成矿带,截止目前已经发现各种金属矿床数百处。其中,金、银、铅、锌、钼、铜、汞、锑资源优势明显。在过去的五十年,前人对于秦岭造山带的区域成矿规律和典型矿床进行了深入细致、全面系统的研究,积累了丰富的研究成果和资料。在此我们以前人取得的找矿勘查成果和研究成果为基础,以总结区域成矿共同规律为途径,以解决找矿生产实际问题为目的,重点探讨秦岭造山带矿床的关键控矿因素及其矿床就位规律。

关于秦岭地区的矿床成因和控制因素研究,前人作了大量的工作(王集磊等,1996^①;李人澍,1996;王相等,1986^②,1990^③,1996;王平安等,1998;Mao et al. , 2002a,2002b;王瑞廷等,2000,2003a,2003b;张复新等,2004),分析总结前人的成果资料可以发现,以往的研究工作比较重视矿床的原始成

矿构造环境、含矿建造、物质来源、成矿作用等控矿因素,并且依据这些控矿因素进行了区域成矿类型划分。典型最新成果如由西安地质矿产研究所(2006)主编的“西北地区矿产资源找矿潜力”一书,依据构造、含矿建造、成矿作用及其矿床组合差异,将秦岭金属矿床划分为太古宙海底火山沉积成矿系统、中元古与海底岛弧火山及岩浆侵入活动有关的成矿系统、震旦纪与碳酸盐岩有关的成矿系统、早古生代与海相火山热液作用有关的成矿系统、华里西期与海底热液及岩浆作用有关的成矿系统、印支期与浊积岩有关的成矿系统、中生代与碰撞造山及陆内构造岩浆活动有关的成矿系统、新生代与河流冲积作用有关的成矿系统共八大成矿系统。

我们在找矿勘查实践和综合研究过程中发现,秦岭造山带中的多数金属矿床的区域成矿元素组合往往受某一特定构造时期的成矿环境及其成矿建造控制,同时又受印支或燕山期等晚期构造岩浆改造作用控制,而且多数矿床的最终就位主要受区域晚造山期构造岩浆控制。下面以一些典型矿床为实例来阐述这一问题:

2.1 煎茶岭镍矿床

煎茶岭镍矿床位于秦岭造山带扬子板块北缘的勉(县)-略(阳)-阳(平关)矿化集中区。矿区地层为

晚太古代鱼洞子群中深变质火山沉积岩(其斜长角闪岩 U-Pb 年龄为 2657 ± 9 Ma, 秦克令等, 1992)、元古宇碧口群海相火山沉积岩和寒武系碳酸盐岩沉积盖层。矿区基本构造为晋宁运动形成并且在后期继承性活动的何家岩背斜及其两翼的北西西、北东东向断裂构造(图 2)。矿区同位多期岩浆活动频繁而强烈, 在何家岩背斜东部转折端, 侵入体继承早期的岩浆侵入活动通道从早到晚先后有晋宁期超基性岩(蛇纹岩 Sm-Nb 年龄为 927 Ma, 秦克令等, 1992)、华力西期钠长斑岩(400 Ma, Rb-Sr 法, 庞春勇等, 1993)、印支期辉长岩脉(203~209 Ma, K-Ar 法, 庞春勇等, 1993)和花岗斑岩(203~218 Ma, K-Ar 法, 桂林冶金地质研究所, 1972), 形成了多期复合侵入杂岩。煎茶岭镍矿床赋存于煎茶岭超基性岩体南部及其印支期花岗斑岩的外接触带中, 超基性岩遭受了印支期岩浆热液改造, 彻底蚀变、变质为蛇纹岩、滑镁岩等岩石。

关于煎茶岭镍矿床的成因问题, 前人主要依据该矿床产出于煎茶岭超基性岩之中, 以及矿石与超基性岩的地球化学、同位素相似等特征, 将其归为与晋宁期超基性岩有关的岩浆熔离型镍矿, 同时强调地壳物质同化混染硫的混入对于成矿的重要贡献。我们基本同意前人以上观点, 但有一个关键问题是区域内的鱼洞子群基底地层硫源不多, 而与矿床硫同位素特征相似的地质体多数较晋宁期超基性岩时代晚。在研究前人资料成果时, 我们发现很多的资料都表明煎茶岭镍矿具有晋宁期初始富集、印支期改造成矿的“二元控矿”特征, 主要依据如下:

(1) 矿体产状: 虽然煎茶岭镍矿床赋存于煎茶岭晋宁期超基性岩体南部, 但是与一般的岩浆熔离型镍矿不同, 该矿的矿体赋存部位与超基性岩体的岩相、产状几乎无关; 镍矿床的矿带和矿体严格受印支期花岗斑岩接触带控制成群成带环绕花岗斑岩展布, 矿体呈似层状、大透镜状赋存于花岗斑岩外接触

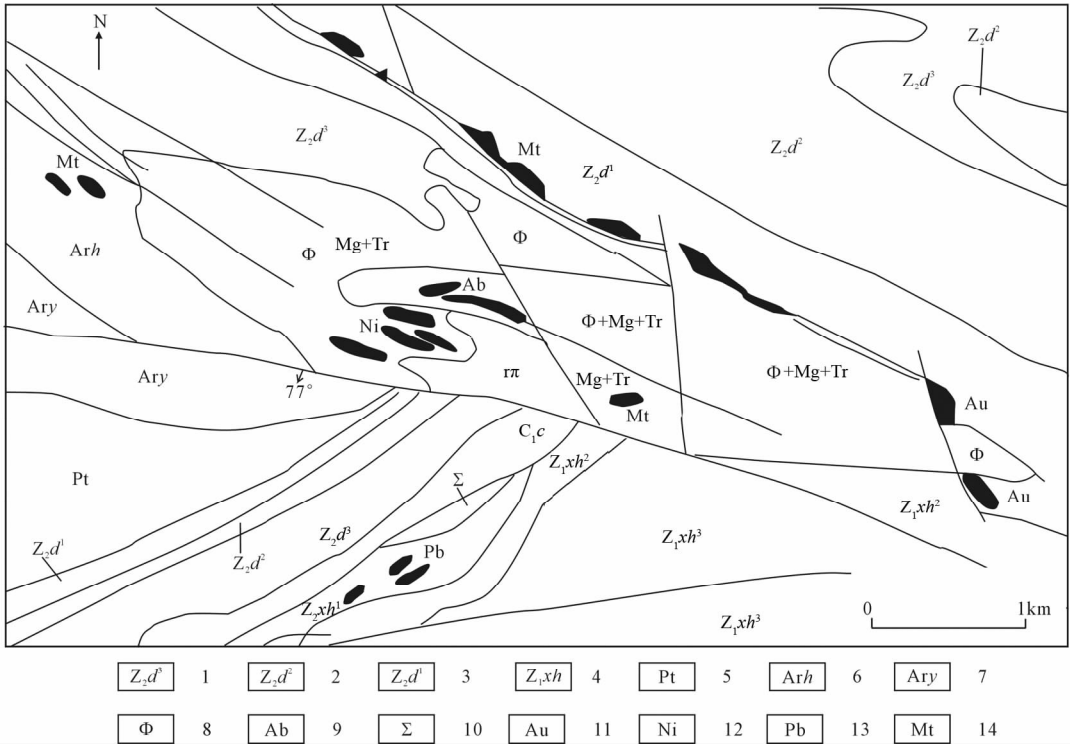


图 2 陕西略阳煎茶岭金镍矿区地质简图

Fig. 2 Sketch map of Jianchaling Au, Ni deposit in Lueyang, Shannxi province

1、2、3—震旦系断头崖组地层: 1—白云岩、灰岩; 2—粉砂质板岩; 3—砂砾岩; 4—震旦系雪花太平组白云岩、板岩、砂砾岩; 5—元古界碧口群火山沉积岩; 6—太古界鱼洞子群片麻岩; 7—太古界鱼洞子群长英质变粒岩、石英片岩; 8—花岗斑岩; 9—钠长岩; 10—超基性岩; 11—金矿体; 12—镍矿体; 13—铅矿化体; 14—磁铁矿化体

1, 2, 3—Sinian system Duantouya group; 1—dolomite, limestone; 2—silty slate; 3—sand gravel; 4—dolomite, slate, sand gravel of Sinian system Xuehuataiping Group; 5—volcano-sedimentary rock of Proterozoic Bikou Group; 6—Geniss of Archeozoic Yudongzi Group; 7—felsic leptynite, quartz schist of Yudongzi Group; 8—granite-porphyry; 9—albitite; 10—ultra-basic rocks; 11—Au orebody; 12—Ni orebody; 13—Pb mineralization orebody; 14—magnetic orebody

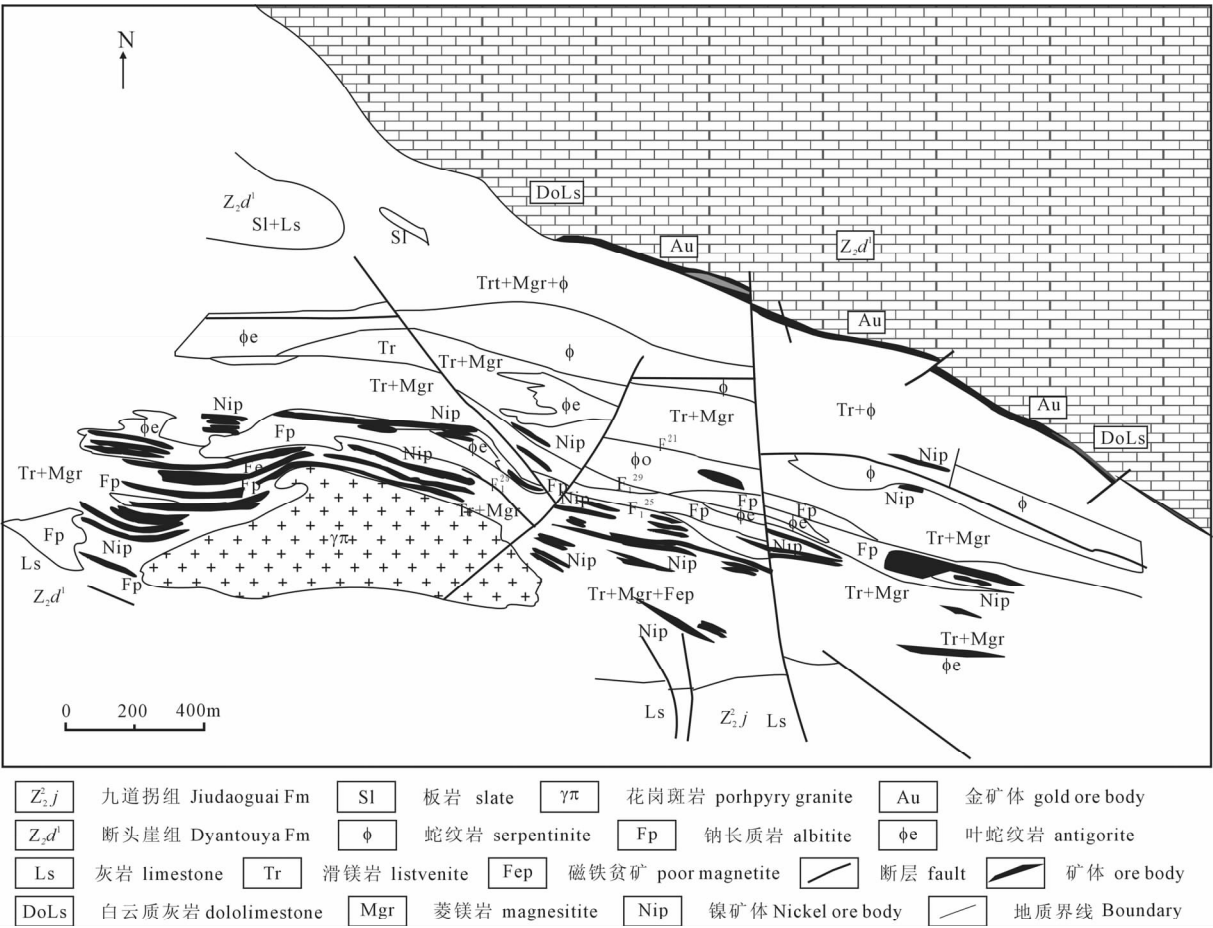


图 3 煎茶岭镍矿床 920m 标高平面图
Fig. 3 920 level plan of Jianchaling Nickel deposit

带弧形断裂构造带中(图 3、图 4),产状随花岗斑岩接触带产状同步变化,显示花岗岩浆控矿特点。目前已在印支期花岗斑岩北部接触带共发现 16 个矿体,累计获得镍金属资源量 29 万余吨,达到大型矿床规模。

(2) 矿石结构构造:煎茶岭镍矿显示热液改造成因矿床的典型结构构造特征。矿石结构以交代残余结构、网脉结构、交代反应边结构和浸染状构造、似条带状构造、斑杂状构造为主,很少能看到海绵陨铁结构等岩浆熔离型镍矿的典型结构构造。

(3) 矿区晋宁期超基性岩中的硅酸镍相态的镍元素平均含量高达 $2089 \times 10^6 \sim 2854 \times 10^6$,表明晋宁期超基性岩浆富含成矿物质。王瑞廷等(2003b)测得煎茶岭镍矿床矿石样品的 Re-Os 同位素等时线年龄为 878 ± 27 Ma,与超基性岩体的 Sm-Nd 同位素年龄相当,表明伴随超基性岩形成有镍矿成矿作用发生。但是,在超基性岩体中仅见到少量的海

绵陨铁型矿石,指示岩浆熔离早期熔体中硫源不足,不足以形成大量的硫化镍,以致更多的镍元素进入硅酸盐中形成了初始富镍源岩体。

(4) 煎茶岭超基性岩经受了强烈变质改造,原岩经过变质已经面目全非,完全蚀变为蛇纹岩、滑镁岩和石英菱镁岩,成矿元素地球化学研究表明,随着变质程度增强,蚀变岩石中的镍元素含量逐步降低(表 1),显示超基性岩的变质作用对于镍成矿有所贡献。而氢氧同位素资料(表 2)表明蚀变超基性岩与长英质岩浆水同位素特征相似,显示出岩浆热液流体的特征。根据一般规律,超基性岩岩浆期后热液有限,不足以将超基性岩完全变质为蛇纹岩、滑镁岩和石英菱镁岩,矿区除去超基性岩外,可能带来大规模岩浆热液的侵入体为华力西期钠长斑岩和印支期花岗斑岩。因此,我们认为引起煎茶岭超基性岩发生大规模的热液蚀变可能与后期酸性岩体的侵入有关。

(5) 镍矿中的铬尖晶石具有明显的环带状结构,

核心成分富镁贫铁与超基性岩的成分特征一致、边缘成分富铁贫镁(见表 3),显示有两期成矿作用发生,前期可能与超基性岩的岩浆熔离成矿有关,后期可能与晚期中酸性侵入岩浆岩改造成矿有关。

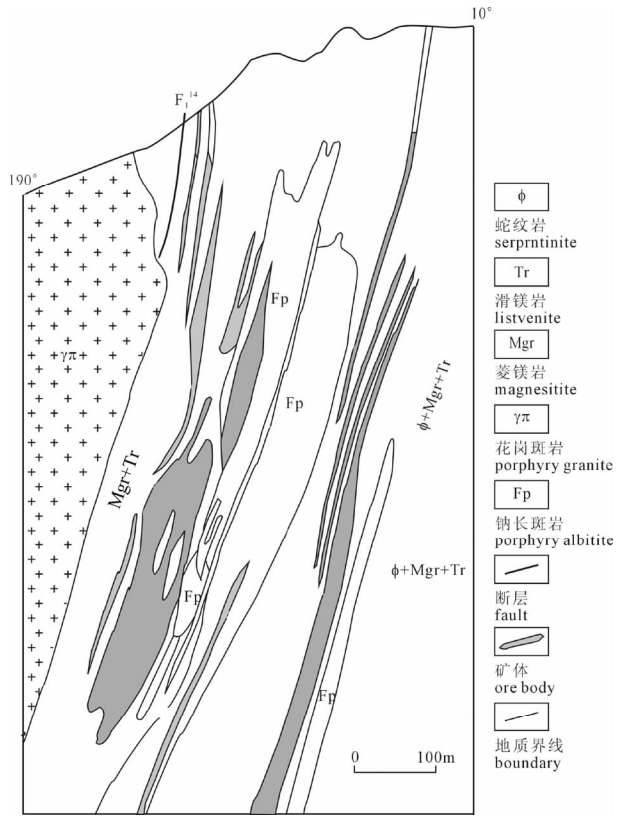


图 4 煎茶岭镍矿床 40 线剖面图

Fig. 4 Cross-section 40 of Jianchaling Nickel deposit

表 1 煎茶岭超基性岩成矿元素特征表(×10⁻⁶)

Table 1 Analysis results of main ore-forming element of ultra-basic rocks of Jianchaling

岩性	样品数	Ni	Co	Cu
纤胶蛇纹岩	24	2854.17	76.25	11.37
叶蛇纹岩	49	2144.59	75.41	10.59
滑石菱镁岩	101	2457.43	101.19	8.67
菱镁岩	53	2089.62	164.15	10.02

注:据王瑞廷,2002^⑥。

表 2 煎茶岭矿区矿物氢氧同位素特征

Table 2 Characteristic of H-O isotope of mineral of Jianchaling area

岩性	样品数	矿物	δ ¹⁸ O	δD
叶蛇纹岩	3	叶蛇纹石	8.12~9.2	-75.09~-111.6
纤胶蛇纹岩	3	纤胶蛇纹石	7.68~8.18	-72.05~-92.41
菱镁岩	4	菱镁矿	13.4~16.3	
石英菱镁岩	2	石英	10.2~13.45	
花岗斑岩	2	石英	11.3~14.52	

注:据陈民杨等,1994。

表 3 煎茶岭铬尖晶石成分特征表(%)

Table 3 Characteristic of picotite of Jianchaling area

样号	位置	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	FeO ^T	MgO	MnO
J-2	核心	51.14	19.68	13.1	14.01	0.36
J-2	边缘	49.33	17.43	23.31	5.68	1.51

注:据王瑞廷,2002^⑥。

综合以上论述,我们认为煎茶岭镍矿床的成矿主要受晋宁期超基性岩和印支期中酸性侵入岩浆活动的二元因素控制。晋宁期超基性岩岩浆熔离形成了初始硫化镍矿化和镍矿源岩体,印支期造山伴随的中酸性侵入岩浆活动导致超基性岩遭受了岩浆热液改造,原岩彻底蚀变变质为蛇纹岩、滑镁岩等岩石,成矿元素活化、迁移,在花岗斑岩外接触带富集形成矿床,矿体最终就位主要受印支期侵入体接触带控制。

2.2 铜厂铜矿床

铜厂铜矿位于秦岭造山带扬子板块北缘的勉-略-阳矿化集中区。矿区地层为元古界碧口群海相基性火山沉积岩和震旦系碳酸盐岩沉积盖层。矿区基本构造为铜厂火山穹隆构造及其南北两侧火山洼地构造,火山穹隆构造由元古界碧口群细碧岩、火山集块岩和次火山岩钠长岩(Ab 1300 Ma)构成。晚期岩浆继承早期火山构造同位多期侵入,加里东期(?)闪长岩和石英闪长岩(K-Ar 同位素年龄 340±10 Ma,北大刘树文教授最新成果为印支期)沿古火山通道侵入,后期造山构造运动形成的褶皱构造继承元古代火山构造,在穹隆构造基础上形成背斜构造,在火山洼地区形成向斜构造,矿区断裂构造主要为继承性北东向区域断裂构造、火山穹隆构造周边的环形和放射状断裂以及加里东期闪长岩和石英闪长岩侵入体前端压扭性破碎带(图 5)。

铜厂铜矿床的矿带和矿体呈平行矿脉赋存于铜厂加里东期石英闪长岩侵入体北接触带前端压扭性破碎带中。勘探工作在加里东期闪长岩北部接触带共发现 3 个矿带十余个矿脉,累计获得铜金属资源量 10 余万吨,达到中型矿床规模。

关于铜厂铜矿床的成因问题,笔者曾在 1984~1987 年对此进行过系统的研究,在 1995 年合著的《秦岭造山与金属成矿》一书中对于矿床成因进行了系统分析总结,根据矿体产状、成矿物质来源、硫同位素特征、黄铁矿成分特征、成矿时代将其确认为火山沉积一次火山热液改造成因矿床。铜厂铜矿的“二元控矿”作用标志特征为:

(1) 元古界碧口群海相基性火山沉积岩建造顶

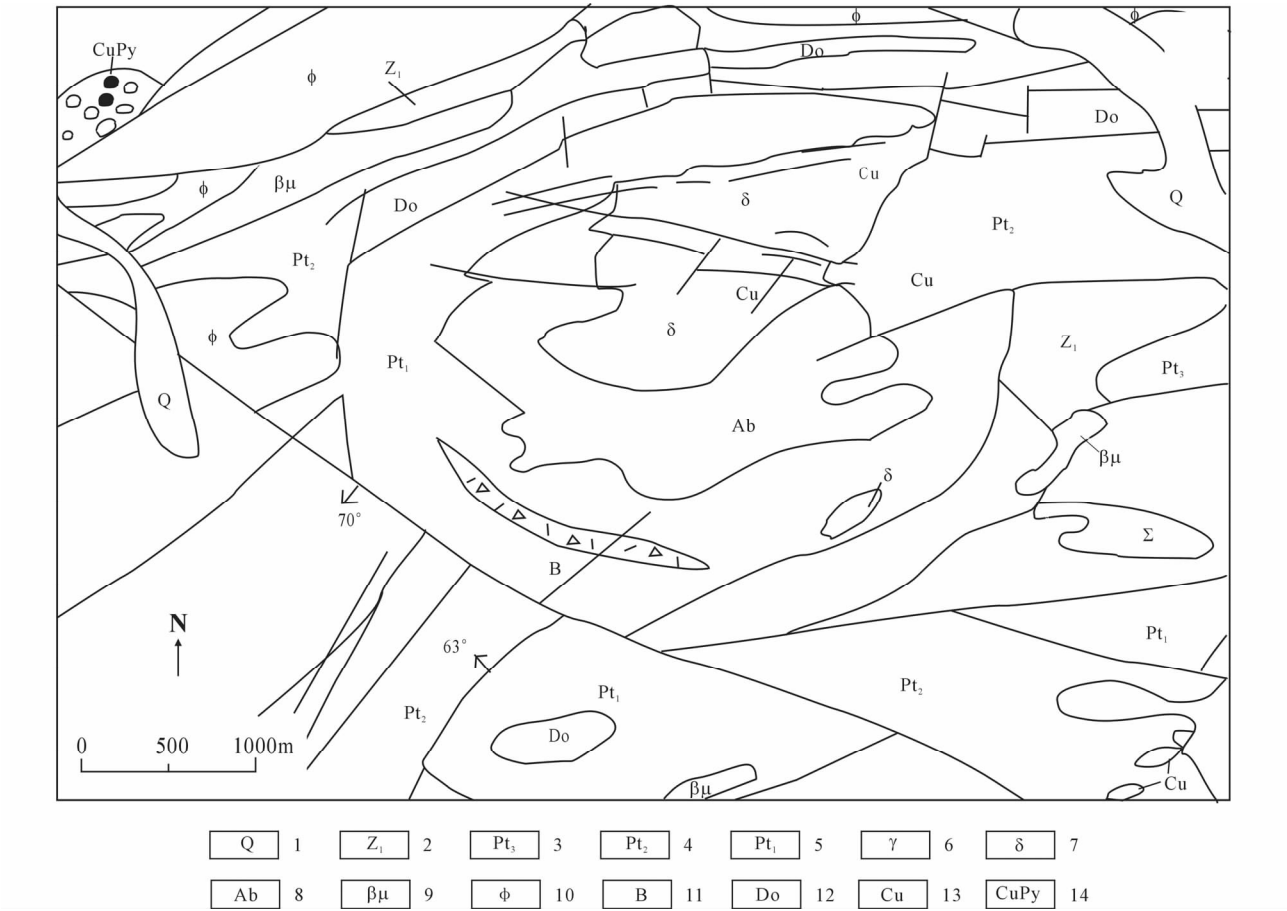


图 5 铜厂铜矿矿区地质图

Fig. 5 Geology map of Tongchang area

1—第四系沉积物;2—震旦系白云质灰岩;3、4、5—元古界碧口群:3—凝灰质斑岩、千枚岩夹碳酸盐;4—凝灰岩夹细碧岩;5—细碧岩、火山集块角砾岩;6—花岗岩;7—闪长岩;8—钠长岩;9—辉绿岩;10—蛇纹岩化超基性岩;11—火山角砾岩;12—白云岩;13—铜矿体;14—含铜黄铁矿

1—Quaternary system; 2—Sinian system dolomitic limestone; 3, 4, 5—Bikou group of Proterozoic Era; 3—tuffaceous porphyry, phyllite, 4—tuff, 5—spilite, volcanic agglomerate breccia; 6—granite; 7—diorite; 8—albitite; 9—diabase; 10—serpentinization ultrabasic rock; 11—volcanic breccia; 12—dolomite; 13—Cu orebody; 14—bearing Cu pyrite

部板岩、碳酸岩盐中赋存有火山期后热液沉积层状、透镜状铁铜矿化体,说明矿区存在火山期后喷流沉积成矿作用。微量元素分析表明(表4),新鲜的碧

口群细碧岩和辉绿岩含铜丰度高,而绿泥绿帘石化细碧岩铜、镍、钴含量明显降低,表明后期热液蚀变对成矿元素进行了活化和萃取。硫同位素资料显示(表5),铜厂铜矿石具有与矿区元古宇碧口群火山沉积岩相似的硫同位素特征,指示铜矿与火山岩具有相同的硫源,主要为海水硫酸盐。这些资料显示

表 4 铜厂矿区岩石成矿元素特征($\times 10^{-6}$)

Table 4 Analysis results ($\times 10^{-6}$) of main ore-forming element of wallrocks from Tongchang area

岩石类型	样品数/件	Cu	Ni	Co
新鲜细碧岩	8	88.2	77.4	40.8
辉绿岩	5	98.6	31.2	30.8
绿泥绿帘石化细碧岩	16	51.8	24.4	27.2
沉积碳酸盐岩	9	98.7	41.57	34
沉积板岩	10	161.8	82.7	38.3
地壳平均值(黎形)		63	89	25
玄武岩平均值(涂里千)		87	130	48
碳酸盐岩平均值(涂里千)		4	20	0.1

表 5 铜厂矿区岩矿石硫同位素特征(‰)

Table 5 Characteristic of S isotope of ore from Tongchang area(‰)

产状	铜矿石	沉积碳酸盐岩	细碧凝灰岩		细碧岩
矿物	黄铜矿	黄铜矿	黄铁矿	黄铜矿	黄铁矿
$\delta^{34}\text{S}$	+11~+12	+9.3	+10~+15	+11~+12.5	+4.5~+12.5

元古界碧口群海相基性火山沉积建造伴有火山期后热液成矿作用,可能为矿区铜矿成矿提供了重要的物质基础。

(2) 铜厂铜矿床的矿体呈平行矿脉赋存于铜厂加里东期(?)石英闪长岩北部内外接触带中的侵入体前端压扭性破碎带中,矿带、矿体产状严格受侵入岩体内外接触带控制(图 6),矿体为热液脉状形态,显示矿床最终成矿就位时代为加里东(?)岩浆期后。

综合以上论述可以看出铜厂铜矿床的成矿过程主要受元古界海相基性火山沉积和加里东期(?)石英闪长岩侵入体改造二元因素控制,元古界海相基性火山沉积伴随有火山沉积成矿活动,基性火山沉积岩含铜丰度高,在后期蚀变过程中有铜镍钴等成矿物质的析出,为成矿提供了主要的物质来源,而工业矿脉严格受加里东期侵入岩浆改造控制,为成矿物质活化、迁移提供了热动力和富集构造空间,矿带和矿体呈平行矿脉赋存于加里东期石英闪长岩侵入体前端压扭性破碎带中。

2.3 凤太铅锌矿床

凤太铅锌矿位于秦岭造山带中部秦岭微板块区,是秦岭泥盆系铅锌矿带内的一个重要铅锌金矿产集中区,区内已经发现大型铅锌矿床 3 处,中型铅

锌矿床 3 处,累计获铅锌储量 500 万吨。

凤太铅锌矿集区是秦岭造山带内一个重要的晚古生代构造-裂陷沉降带和热水沉积盆地,面积约 2000 km²,矿集区出露地层为中-上泥盆统海相碳酸盐岩-泥质碎屑岩建造。构造主要为呈格子状展布的印支期北西西向断褶带和北东向断裂密集带,区内岩浆岩主要为印支期二长黑云母花岗岩和燕山期中酸性岩脉。根据矿区构造岩浆活动分析,区域和矿区晚期构造运动为印支-燕山期。

关于凤太地区铅锌矿的成因问题,前人的研究认识总体趋于一致,普遍认为铅锌矿为 Sedex 型热水喷流沉积成因。我们认为铅锌成矿主要受泥盆纪热水沉积和印支-燕山期构造改造二元因素控制,标志特征为:

(1) 矿床分布特征:铅锌成矿严格受泥盆纪三、四级热水沉积盆地控制,具有固定的层和位,所有矿床均产于泥盆系古道岭组灰岩与星红铺组泥质碎屑岩沉积接触界面及其附近。虽然铅锌矿床分布于泥盆纪三、四级热水沉积盆地区域内,但是所有的矿床又不具备典型的层控或沉积矿床的面状分布特征,矿体产状与沉积作用关系不大,无法应用沉积成矿理论指导勘查顺层找矿。

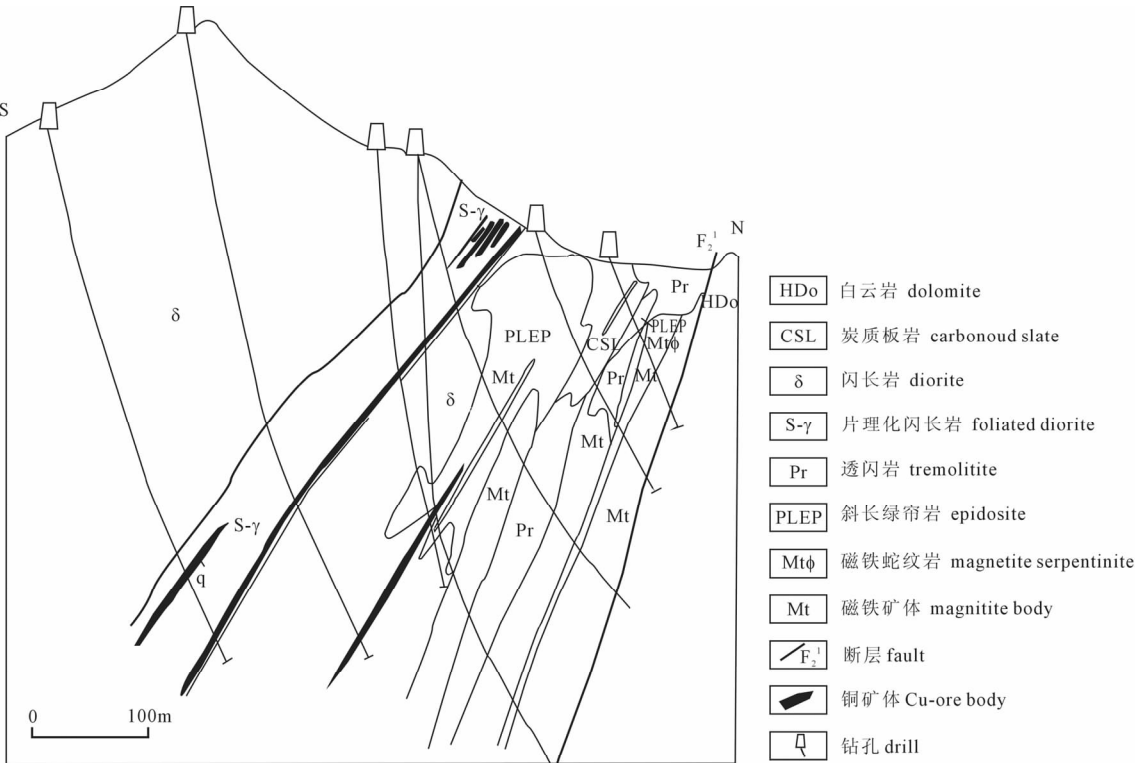


图 6 铜厂铜矿 8 线剖面示意图

Fig. 6 Schematic cross-section 8 showing Tongchang area

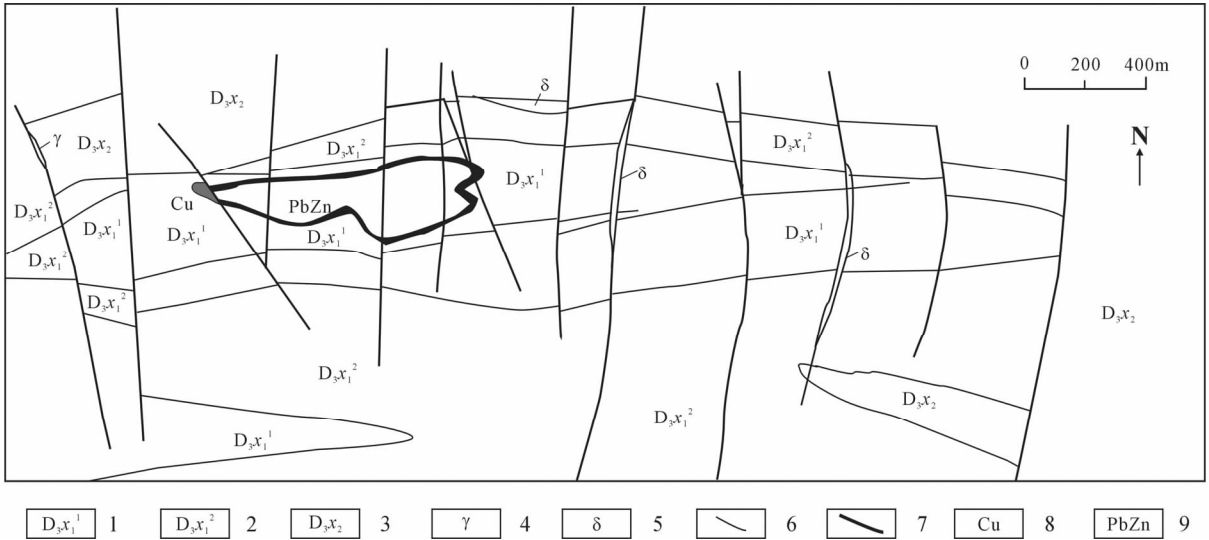


图 7 凤县八方山-二里河铅锌矿床地质图

Fig. 7 Geology map of Bafangshan-Elihe Pb-Zn deposit

1—碳质千枚岩;2—铁白云质千枚岩;3—绿泥千枚岩;4—花岗岩脉;5—闪长斑岩脉;6—地质界限;7—断层;8—铜矿体;9—铅锌矿体
1—Carbonate-phyllite, 2—dolomitic phyllite, 3—chloritization phyllite, 4—granite dyke, 5—diorite-porphyry dyke, 6—geology boundary, 7—faults, 8—Cu orebody, 9—Pb-Zn orebody

(2)矿体产状特征:矿床的最终成矿就位严格受后期构造控制,多数矿区的矿体呈似层状或马鞍状形态赋存于印支-燕山期背斜构造鞍部转折端和两翼构造虚脱部位(图 7、8),部分矿体呈脉状形态充填于断裂构造中。只有在泥盆纪三、四级热水沉积盆地区域内的次级背斜构造鞍部转折端和两翼构造虚脱部位,才能找到矿床,矿体产状主要受晚期构造控制呈线形展布,因此只能沿晚期构造寻找工业矿床。

(3)矿石结构构造特征:矿石主要为中粗粒结构和块状构造,难以见到 Sedex 型矿床的典型沉积条带状构造。

(4)伴随矿体分布的大量次生石英脉指示了强烈的热液充填交代作用。

2.4 小秦岭金矿床

小秦岭金矿位于秦岭造山带北部华北板块南部边缘。区域出露地层为太古宇太华群(2217~2500 Ma,胡受奚,1988^⑨)中深变质的中基性火山碎屑沉积岩,主要岩性为片麻岩、混合岩化片麻岩、混合花岗岩。构造主要为多期构造活动继承南北向强烈挤压作用形成的东西向褶皱和断裂构造。矿集区内岩浆活动频繁,根据王相等(1996)资料,由早到晚主要的侵入体有熊耳期花岗伟晶岩(K-Ar 年龄 1553~1380 Ma),晋宁期花岗岩和闪长岩岩株(U-Pb 年龄 999 Ma),加里东期辉绿岩(同位素年龄 418 Ma),印支期正长斑岩(同位素年龄 213~202 Ma),燕山期

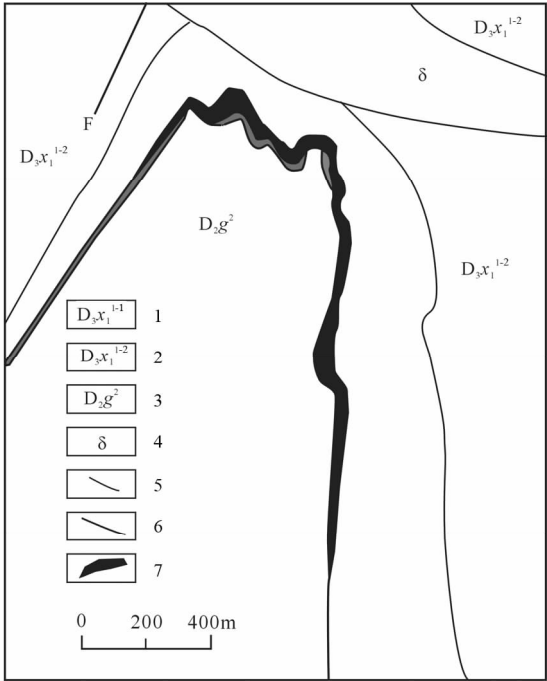


图 8 八方山-二里河铅锌矿床剖面图

Fig. 8 Cross-section of Bafangshan-Elihe Pb-Zn deposit

1—星红铺组千枚岩第一段;2—星红铺组千枚岩第二段;3—古道岭组灰岩;4—闪长斑岩脉;5—地质界限;6—断裂;7—铅锌矿体
1—First member of Xinghongpu group phyllite; 2—Second member of Xinghongpu group phyllite; 3—Gudaoling group phyllite; 4—diorite-porphyry dyke; 5—geology boundary; 6—fault, 7—Pb-Zn deposit

岩浆活动最为强烈,形成了花山、文峪、娘娘山、华山

等花岗岩基(SHRIMP U-Pb 年龄 131~146 Ma,李永峰,2005)。根据构造岩浆活动分析,区域和矿区晚期构造运动为燕山期。

前人对小秦岭地区金矿床进行了深入细致的研究。关于小秦岭金矿的成因问题,主要有变质热液成因、多源热液再造成因、多成因复成成因等学术观点。前人的研究普遍认为太古宙太华群是成矿的主要矿源岩石,太古宙以来的多期次动热变质热液活动使得金等成矿物质活化、迁移、富集成矿。我们同意前人“关于太华群是成矿的主要矿源岩石”的基本研究结论,认为太古宙太华群为区域金的成矿提供了基本物质来源,燕山期构造岩浆改造使得金矿最终就位成矿,从找矿勘查角度认为小秦岭金矿主要的改造成矿作用是燕山期构造岩浆作用,主要标志特征有两个方面:

(1) 矿床分布规律:小秦岭金矿类型主要为含金石英脉型金矿和构造蚀变岩型金矿,迄今为止已经在陕西、河南境内发现含金石英脉 1000 余条,构造蚀变岩型金矿 1 处。主要的矿床围绕燕山期花岗岩岩基分布(图 9),矿床赋存于燕山期继承性活动断裂中。许多矿床的同位素年龄为燕山期。

(2) 矿体产状特征:石英脉型金矿和葫芦沟构造蚀变岩型金矿的容矿地层主要是太华群,但是等金矿体均以热液充填交代方式赋存于后期断裂构造中,如文峪金矿田中最大的金矿床 S505 金矿即产于

太华群大月坪组混合岩、斜长角闪(片麻)岩中,金矿体主要以热液充填交代方式赋存于大月坪背斜次生的北东向、南西向层间压扭性断裂构造和近南北向的张性断裂构造中。又如葫芦沟金矿是小秦岭地区发现的唯一一个构造蚀变岩型金矿,金矿床赋存于太华群葫芦沟组的黑云角闪斜长片麻岩和黑云斜长片麻岩中,金矿体受印支-燕山期北东向的破碎蚀变带控制,形成构造蚀变岩型金矿,矿体与含金破碎蚀变岩之间无明显界限。

(3) 统计资料表明,小秦岭石英脉型金矿中石英脉越破碎,硫化物就越多,矿石品位就越高,表明后期构造作用不仅对于成矿有重要控制作用,而且是后期构造活动越强,改造成矿作用越强。

3 秦岭造山带金属矿床的“二元控矿”规律

秦岭造山带中的多数金属矿床主要受两方面的因素控制,矿床的形成经历了早期初始富集成矿和后期热液改造就位两个重要的成矿过程。在此我们可以将其命名为秦岭造山带金属矿床的“二元控矿”规律。

不同的成矿地质背景条件和成矿作用的专属性决定了一个区域的初始基本成矿类型及其成矿元素组合。在秦岭造山带地区,这一普遍规律在区域成矿控制作用方面发挥着重要作用。伴随着秦岭构造

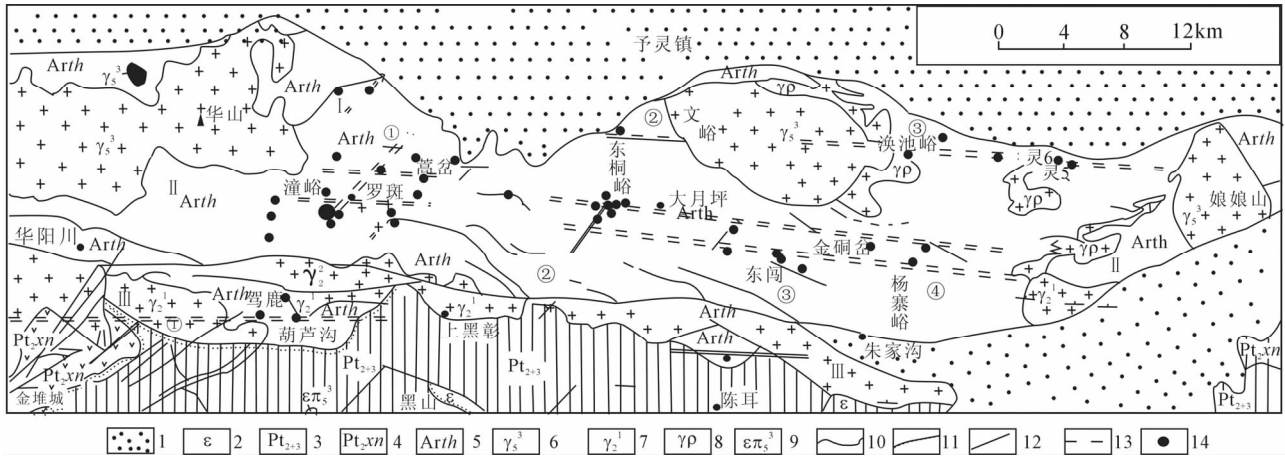


图 9 小秦岭金矿床分布位置图(王相等,1996)

Fig. 9 Distribution of Au deposits in the Xiaoqinling orogenic belt (after Wang et al., 1996)

1—第四系;2—寒武系;3—中元古界;4—熊耳群火山岩;5—太古宙太华群;6—燕山期花岗岩;7—晋宁期花岗岩;8—花岗伟晶岩;
9—燕山期正长斑岩;10—地质界限;11—不整合界限;12—断裂;13—韧性剪切带;14—金矿床
1—Quaternary system; 2—Cambrian system; 3—Mesoproterozoic; 4—volcanic rock of Xiong'er group; 5—Archean Taihua group; 6—granite of Yanshanian; 7—granite of Jinningian; 8—granite pegmatite; 9—syenite porphyry of Yanshanian; 10—geology boundary; 11—unconformity boundary; 12—faults; 13—toughness-brittleness shear zone; 14—gold deposit

演化,在特定的成矿地质环境下,形成了各具特色的成矿集中区及其特定的成矿元素组合。如在秦岭造山带扬子板块北缘的勉略阳地区,伴随着中晚元古界碧口群海相中基性火山沉积岩建造,及其大规模的超基性—基性侵入岩浆活动,在该区域形成了与镁铁质岩浆作用有关的铁锰铜镍金成矿作用、与中酸性火山岩浆活动有关的铜铅锌成矿作用。在秦岭古生代沉积区域,在南秦岭北部伴随泥盆纪热水沉积活动形成了与热水喷流沉积作用有关的泥盆系铅锌金成矿带和矿化集中区,在南秦岭南部伴随早古生代黑色岩系沉积形成了与沉积作用有关钒钨铀等多金属成矿带。在小秦岭太古宇克拉通和燕山期大规模酸性侵入岩浆活动的地质背景下,该区域的主要成矿元素为与太古宇变质岩有关的金矿和与酸性侵入岩浆活动有关的钼矿。因此可以认为秦岭造山带的区域初始成矿类型和区域成矿矿种主要受原始成矿地质背景条件控制,在特定的地质成矿时期和建造环境下,通过岩浆熔离分异、火山沉积、热水沉积等基本的成矿作用,在特定的区域形成初始矿床或矿源岩,这是秦岭造山带矿床的一个重要控矿因素,这一关键因素主要控制了特定区域成什么矿,即初始成矿类型和基本的成矿元素组合。

变质成矿作用是一类重要的成矿作用类型,由于秦岭造山带在长期的构造演化中,经历了多期次的复合变质改造作用,使得早期形成的地质体及其矿床在后期的造山构造岩浆活动过程中,往往被后期的区域性构造岩浆多期次改造,成矿物质多次活化、迁移、富集,多数矿床普遍经历了多期次构造岩浆改造,现在已经面目全非,同时伴有新的成矿物质加入,从而使得造山带中的多数矿床具有成矿物质多源、成矿时代多期、矿床成因复杂等共性特征。通过对比研究我们发现,秦岭造山带中的多数金属矿床虽然经历过多期次的构造岩浆改造,但是矿床的最终就位及其矿体产状主要受晚期造山构造岩浆作用控制,多数矿床赋存于晚期断裂构造和褶皱构造的虚脱空间、侵入体的外接触带等热液矿床的有利成矿构造部位,因此可以认为区域和矿区的晚期构造或者岩浆活动,是秦岭造山带矿床的第二个重要的控矿因素,这一关键因素主要控制了矿在哪里,到哪里找矿,即矿床的最终就位空间及其矿体产状形态。充分认识秦岭造山带矿床的这一重要控矿特点十分重要,它对于指导找矿意义重大。

不可否认,秦岭造山带矿床的控矿因素远不止以上两个方面,但是作者认为上述两个方面是秦岭

造山带矿床的关键控矿因素,是多数矿床所具有的共性规律,对于指导找矿勘查意义重大。造山带区域多数矿床既受某一特定构造时期的成矿环境及其成矿建造控制而具有特定的成矿元素组合,同时又受晚期构造岩浆改造作用控制而最终就位于晚期断裂构造、褶皱虚脱部位和侵入体内外接触带。根据这一共性控矿规律,再根据造山带矿床的改造就位特点应用变质热液成矿理论,综合多种信息确定找矿勘查靶区、靶位。在造山带区域找矿要突破传统的成矿理论束缚,要重视晚期构造岩浆的重要作用,要注意多数矿床具有变质热液矿床和岩浆热液矿床的基本特征,要重视构造空间和地球化学变异带对于成矿元素富集的重要作用。

4 结论

造山带是中国的重要成矿构造环境,由于我国的地质构造位置特殊,构造运动频繁,多数造山带与秦岭造山带相似,具有同位多期复合活动特征。对于秦岭典型矿床的研究表明,与造山带相关的多数金属矿床在同位多期构造岩浆复合作用下,矿床普遍具有多源、多期、复成因特征。

从关键控矿因素分析,秦岭造山带中的多数矿床具有明显的二元控矿规律,即同一区域的矿床既受某一特定构造时期的成矿环境及其成矿建造控制具有特定的成矿元素组合,同时又受印支或燕山期晚期构造岩浆改造作用控制,多数矿床的最终就位主要受区域晚期造山构造岩浆控制,即前者控制特定区域成什么矿,后者控制在哪里成矿,到哪里去找矿。

在找矿勘查工作中应该充分重视造山带区域晚期构造岩浆活动的控矿作用,在经地物化综合研究确定的矿化集中区或矿田区域,以变质热液矿床和岩浆热液矿床的勘查模式为指导思想,以晚期造山运动形成的构造和侵入体为线索,以断裂产状变化、构造交汇、褶皱虚脱、侵入体接触带等有利成矿空间和地球化学条件突变带为目标,根据造山带矿床的成矿特点选定勘查靶区,利用综合手段确定勘查靶位,争取在造山带找矿取得重大突破。

注 释

- ① 何伯堉,王东生. 1991. 陕西省略阳县铜厂铜矿床地质特征及成矿作用. 中国铜矿找矿新进展, 170~184.
- ② 胡受奚,周顺之,胡志宏. 1988. 太华群(2550~2150 Ma)及其有关金矿. 华南元古宙地壳演化与成矿作用学术讨论会论文摘要, 41.

③ 王瑞廷. 2002. 煎茶岭与金川镍矿床成矿作用比较研究[博士论文]. 指导教师:赫英. 西北大学地质系,1~108.

④ 王相,王东生. 1990. 陕西省勉略阳火山岩带主要金属矿化类型及超大型矿床成矿远景初探. 矿床地质研究与矿床地球化学研究新进展,325~326.

⑤ 王相,赵金发,王援朝,王东生. 1986. 小秦岭金矿带西段构造蚀变岩型金矿成矿条件初探. 金银矿产选集,5:211~219.

参 考 文 献

车自成,刘良,罗金海. 2002. 中国及其邻区区域大地构造学. 科学出版社:335~353.

陈民扬,庞春勇. 1994. 煎茶岭镍矿床成矿作用同位素地球化学. 见:陈好寿主编,同位素地球化学研究. 杭州:浙江大学出版社,56~81.

桂林冶金地质研究所岩矿室同位素地质组. 1972. 略-勉-阳地区岩石 K-Ar 法同位素年龄测定. 地质与勘探,(3):26~28.

李人澍. 1996. 成矿系统分析的理论与实践. 北京:地质出版社,1~215.

庞春勇,陈民扬. 1993. 煎茶岭地区同位素地质年龄数据及其地质意义. 地质与矿产,7(5):354~360.

秦克令,何世平,宋述光. 1992. 碧口地体同位素地质年代学及其意义. 西北地质科学, 13(2):97~110.

王集磊,何伯堉,李健中,何典仁. 1996. 中国秦岭型铅锌矿床. 北京:地质出版社,1~252.

王平安,陈毓川,裴荣富. 1998. 秦岭造山带矿床成矿系列、构造-成矿

旋回与演化. 北京:地质出版社,1~31.

王瑞廷,赫英,王新. 2000. 煎茶岭大型金矿床成矿机理探讨. 西北地质科学, 21(1):19~26.

王瑞廷,赫英,刘明武,王东生,漆亮. 2002. 煎茶岭硫化镍矿床矿石地球化学特征. 地球学报,23(6):535~540.

王瑞廷,赫英,王东生. 2003a. 煎茶岭含钴硫化镍矿床成矿作用研究. 西北大学学报(自然科学版),33(2):185~190.

王瑞廷,赫英,王东生,刘明武. 2003b. 略阳煎茶岭铜镍硫化物矿床 Re-Os 同位素年龄及其地质意义. 地质论评,49(2):205~211.

王相,唐荣扬,李实,李永祥,杨铭君,王东生,郭健,刘平,刘人定,李文全. 1996. 秦岭造山与金属成矿. 北京:冶金工业出版社,273~301.

西安地质矿产研究所. 2006. 西北地区矿产资源找矿潜力. 地质出版社,334.

张复新,杜孝华,王伟涛,齐亚林. 2004. 秦岭造山带及邻区中生代地质演化与成矿作用响应. 地质科学, 39(4):486~495.

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

Mao Jingwen, Goldfarb R J, Zhang Zhengwei, Xu Wenyi, Qiu Yumin and Deng Jun. 2002a. Gold deposits in the Xiaoqinling-Xiong'ershan region, Qinling Mountains, central China. Mineralium Deposita, 37(3): 306~325.

Mao Jingwen, Qiu Yumin, Goldfarb R J, Zhang Zhaochong, Steve Garwin and Ren Fengshou. 2002b. Geology, distribution of gold deposits in the western Qinling belt, central China. Mineralium Deposita, 37(3): 352~377.

“Dual Ore-Controlling Factors” Characteristics of Metallic Deposits in the Qinling Orogenic Belt

WANG Dongsheng¹⁾, WANG Ruiting¹⁾, DAI Junzhi¹⁾, WANG Changan²⁾, LI Jianhua²⁾, CHEN Lixiang³⁾
1) North-west Mining and Geology Group Co. Ltd., for Nonferrous Metals, Xi'an, Shaanxi, 710054; 2) 717 Group of North-west Mining and Geology Group Co. Ltd., for Nonferrous Metals, Baoji, Shaanxi, 721004; 3) 711 Group of North-west Mining and Geology Group Co. Ltd., for Nonferrous Metals, Hanzhong, Shaanxi, 724212

Abstract

The Qinling orogenic belt is one of important nonferrous and rare metal metallogenic belts. Study shows that most deposits in the Qingling orogenic belt are characterized by multiple material sources, multiple mineralization stages and complicated ore-genesis. But these deposits are generally controlled by two factors, i. e. early initial enrichment mineralization and late orogenic reformation emplacement. The space for mineralization enrichment consists mainly of fault structures, fold collapse parts, and the contact zones between the Indosinian and Yanshanian plutons. In combination with the analysis of the metallogenic regularity of the Qinling orogenic belt, we firstly proposed the “Dual ore-controlling factors” concept for metallic deposits formed within the Qinling orogenic belt for the purpose of summarizing the key metallogenic controlling factors and further direct to regional prospecting.

Key words: “Duel ore-controlling factors”; Qinling orogenic belt; initial mineralizing; reformation and deposit