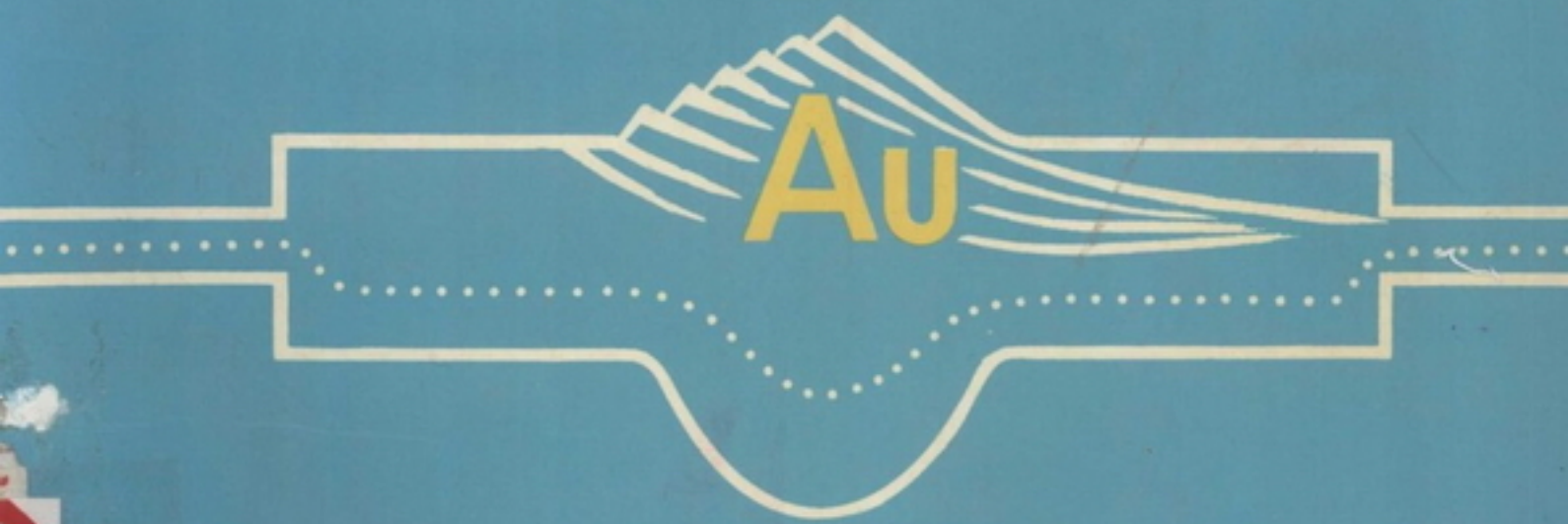
胡受奚教授指导

GOLD MINERALIZATION IN WEST HENAN

豫西金矿成矿规律

陈衍景　富士谷　著



地震出版社

封面设计　郑意春

ISBN 7-5028-0801-9/P·51
(1194)　　定价: 15.00 元

序

豫西是我国重要黄金生产基地，目前金产量仅次于胶东，在全国居第二位。豫西金矿地质研究程度亦较高，但多集中于小秦岭太古宙绿岩带型金矿床，对本地区其他类型金矿床则工作相对薄弱，而对这一广大地区不同类型金矿床系统而全面的研究就更嫌单薄了。

专著《豫西金矿成矿规律》在一定程度上弥补了这一缺欠，它是对本地区不同类型金矿床的系统剖析与总结。作者从成矿的地质背景出发，以板块构造理论为指导，采用宏观与微观相结合的技术路线，较深入地探讨了豫西金矿床的形成机制、成矿模式、分布规律与找矿方向。作者在此书中以板块构造的观点对豫西的构造单元作了划分及时空演化的探讨。继之，作者运用大量新获得的测试数据对豫西不同构造单元主要岩石建造中的金丰度值作了阐述，指出它们多变化于 0.4 至 2.6ppb 之间，即低于过去一般认为的 3.5 至 4ppb。这一结论与近 10 余年来世界其他地区研究成果是一致的。接着，作者对豫西金矿作了类型划分，并以实例对不同类型矿床的地质与地球化学特征作了系统介绍。作者以较多篇幅论述了“三多”，即成矿物质的多源（以深源为主）、成矿过程的多期和成矿介质（热液）的多种。作者着重探讨了碰撞造山成岩成矿模式，并将它与豫西金矿床成矿模式紧密联系起来，这是本书的基本点。作者以此为线索，讨论了豫西内生金矿床的形成时间（中生代）、空间（造山带及其边缘），并论证了金矿床与花岗岩、岩石建造及断裂等因素的错综复杂关系。

书中，作者补充说明了以 23 亿年作为太古宙与元古宙界限的意见，划分了太古宙花岗绿岩地体（即 O 型与 C 型两类，而金矿集中区多与 O 型有关），强调了金矿化与孔达岩系的时空和成因联系，并画龙点睛地提出了碰撞造山、O 型地体、孔达岩系的三位一体的概念作为全书的高峰。

本专著作者陈衍景同志在豫西地区持继工作了八年。在深入野外地质观察与大量室内测试的基础上，经过周密的思考与综合分析，得出了书中所提出的若干新思路、新观点。尽管还不可能十分完备，有些地方还值得讨论，但能提出这些见解，是很可贵的。

可贵之处还在于作者是位青年学者。他能够长期深入实际而又博览群书，吸取他人精华而又能提出个人的独到看法。应当说，这是另一可贵之处。

涂光炽

1992.12.24

涂光炽

1992.12.24

作者们在豫西地区持续工作八年，进行了大量野外地质观察、实验测试，而又博览群书，去粗取精，依理论结合实际，写成这部著作，我认为是非常难能可贵的。

徐克勤

前　言

豫西是我国第二大金产地。但有关金矿成矿规律的研究却非常薄弱，已有的文献中，除对小秦岭石英脉型金矿有较系统的报道（多不以板块理论为指导）外，对其它地区或其它类型金矿的论述极少，甚至近于空白，更无关于该区金矿的系统研究和总结性专著。此与当前地质学的发展水平和国民经济发展的要求差距较大，严重影响进一步的研究和找矿。所以，在进行了长期的实际研究之后，总结豫西金矿成矿规律已是作者们不可推卸的责任，也是发展国民经济和提高我国地质研究水平的必需。

徐克勤教授指出："国家的需要就是我们的研究方向"。当黄金成为我国的急需资源时，作者们有幸参加了涂光炽教授负责的国家黄金管理局攻关项目"我国金矿主要类型、成矿模式及找矿方向"（1989–1991）、徐克勤教授指导的刘英俊教授等负责的国家自然科学基金重大项目"中国东部金矿重要类型的成矿条件、富集规律及找矿方向研究"（1989–1992）、胡受奚教授负责的国家教委和地矿部重点项目"东秦岭有色金属贵金属成矿规律研究"（1981–1986）、富士谷副教授负责的地矿部七五攻关13号项目子课题"河南鲁山–舞阳地区绿岩带层序与矿产研究"（1986–1990）、陈衍景博士负责的国家自然科学基金课题"豫西23亿年灾变事件的地球化学研究"和科学院矿床地球化学开放室基金课题"碰撞造山成岩成矿机制的地球化学研究"（1991–1993）。此外，陈衍景还完成了硕士论文"华北克拉通南缘结晶基底的形成与演化"（1984–1987）、博士论文"豫西主要类型金矿地质特征、成矿规律和找矿方向"、博士后基金课题"豫西太古宙–元古宙地质环境转变的地球化学研究"等研究任务。

这些课题使作者们得以进行了长期大区域的野外考察，细致的剖面实测，系统的样品采集，大量室内样品制备和测试研究（千余件岩石薄片研究，数百件主元素、金丰度、微量元素、包裹体温度等测试，百余件稀土元素成分，数十件包裹体成分、$\delta^{34}S‰$、$\delta^{18}O‰$、同位素年龄，数件$\delta D‰$和Pb同位素组成等），从而获得了大量有重要价值的资料，提高了该地区的研究程度和认识水平，基本查明了豫西金矿在成矿地质背景、成矿地球化学背景、矿床地质地球化学特征和矿床形成机理及分布规律等方面的普遍性与特殊性。

本书以板块理论为网络，对作者们和其他学者的研究成果进行了多层次、多尺度、多方面的立体式总结，全书共分五章。第一章介绍豫西金矿成矿地质背景，将豫西地壳演化分为三个明显不同的时期，即华北古板块（克拉通）的形成、华北古板块的增生和华北板块与华南板块的碰撞及碰撞后演化；豫西地区被分为华北克拉通南缘、北秦岭造山带、南秦岭造山带等三大构造单元。华北克拉通南缘形成于1850Ma前，长期被作为"统一整体"，现被划分为特征不同的华熊地块、嵩箕地块和中条地块（山西境内）；各地块在太古宙独立演化，造就了不同型式的花岗绿岩地体，发育了两期四种类型的绿岩带；2300～2200Ma间，嵩箕地块和中条地块发生裂谷作用，崤山地体从中条地块离散出来，并与太华复合地体拼贴，组成华熊地块；1850Ma左右，上述各地块拼贴在一起，形成华北克拉通（古板块）南缘；华熊地块与其它两地块的地缝合线是三门峡–宝丰断裂。北秦岭造山

带形成于中晚元古代—古生代的华北古板块的增生作用，经历了 1850–1400Ma、1050–400Ma 和 400–230Ma 等三个时期的由北向南推进的活动大陆边缘沟–弧–盆体制的演化和 1400–1050Ma 的被动陆缘的伸展作用；确定 1850–1400Ma 豫西地区的构造格局是：宽坪群为古洋壳残余，熊耳群为火山弧安山岩建造，西阳河群为与熊耳群直交的被动裂谷火山岩建造，栾川断裂为古俯冲带．华北与华南板块的碰撞造山作用主要发生在三叠纪，以强烈的挤压作用为特征，发育大量的推覆、滑脱构造；白垩纪主要表现为碰撞后期的伸展作用，新生代主要为远距离的板缘作用对该区的影响．第二章主要总结金丰度研究成果，根据作者们和其他学者（1982 年后）获得的 3300 个不同岩石建造剖面样品的可靠金分析数据，首次系统讨论了不同岩类、岩石建造的金丰度，确定豫西不同构造单元主要岩石建造的金丰度普遍低于 3.5ppb 的克拉克值，变化于 0.4～2.6ppb 之间．指出金丰度的若干变化规律是：含炭岩石建造高于不含炭岩石建造，沉积建造高于火山建造，浅变质岩高于深变质岩，……．第三章为豫西各类山金矿床实例剖析，首先提出新的金矿分类方案，即根据矿床产出的主要控制因素划分为浆控、断控、层控、层状、碎屑和风化壳六个成因系列；依矿体和矿石特征划分出 17 种类型；确定豫西已发现了其中 13 种类型的金矿。然后，对 9 种类型金矿床的 10 个典型代表进行解剖，系统描述它们在地质背景、矿床地质、矿床地球化学（包裹体、同位素、元素等）等方面的特征及成因意义，详细讨论它们的成因和具体的找寻方向。最后，归纳各类山金矿床具有成矿物质多来源、成矿作用多方式和成矿过程多期多阶段的"三多"特征；矿床形成普遍经历了早期中高温变质热液或岩浆热液向晚期低温（＜220℃）大气降水热液演化的过程；中期变质热液或岩浆热液与大气降水热液的混合热液矿化对矿床形成的贡献最大，晚期大气降水热液矿化对矿床形成的贡献甚微；成矿热液性质的明显变化常导致金的沉淀富集，热液性质改变的主要原因是不同性质热液的混合或热液运移时遇到岩性的改变，后者常造成层控矿床的形成；主要成矿热液来自矿区深部。第四章论述了豫西金矿分布和矿化的一系列客观规律，提出山金矿床就位于中生代，砂金矿床形成于新生代；山金矿床容矿建造的金丰度低；山金矿床分布于区域性大断裂的上盘或陆内俯冲的仰冲盘；山金矿床形成于华北与华南板块的碰撞造山过程；断控系列、层控系列金矿产于中生代花岗岩基（改造型、壳型或 S 型）的南侧 2km 以外的范围，呈同时异空关系；浆控系列金矿分布在中生代花岗岩基北侧的小斑岩、爆破角砾岩体的内部或接触带，矿床与斑岩类呈同时同空关系．根据对矿化规律的总结，建立了能将上述若干矿化规律有机地融为一体的成矿模式——碰撞造山成矿模式。模式的实质是：俯冲板片下插时，因温压环境的改变打破了原有的物质平衡，势必造成物质依熔点升高的顺序活化上迁，在仰冲盘出现元素、岩石和矿床的规律分带，即随距俯冲带距离增大；依次出现 D 带（热液矿床带）、G 带（花岗岩带）和 P 带（斑岩及有关岩体和矿化带）。此模式能把构造–岩浆–变质–热液–成矿作用联系在一起，可令人满意地运用于解释豫西各重要金矿区的地质特征和矿床分布，从而取得了验证，并预测了新的金矿集中带．第五章论述豫西和整个华北金矿集中区与贫金区的差异是：(1) 金矿集中区都分布在华北克拉通的边缘或周边造山带，集中区内有强烈的中生代构造、岩浆及热液活动和内生矿床成矿作用，金矿也就位于中生代，它们是中生代碰撞造山带或中生代复活的造山带；贫金区多位于华北克拉通内部，中生代构造、岩浆、热液活动微弱。(2) 金矿集中区都特征性地发育了孔达岩系（相当于中深变质的碳硅泥岩建造），其金丰度高于同区其

它岩石建造，在其原岩沉积和经历后期地质作用改造时，都有利于金的局部富集成矿，是有利的矿源和赋矿建造。贫金区没有孔达岩系发育。(3) 金矿集中区的花岗绿岩地体由古洋壳发育而成，属 O 型花岗绿岩地体；贫金区的花岗绿岩地体由古陆壳发育而成，属 C 型花岗绿岩地体；O 型与 C 型地体相比，由于缺乏刚性陆壳基底的保护而有利于金矿化。上述规律与豫西地区金矿分布情况十分吻合。因此，碰撞造山、孔达岩系和 O 型地体的三位一体是整个中国北方金矿集中区的基本地质特征和找寻标志。

本书涉及了一些国际上的前沿课题或长期纷争的焦点，如金矿类型的划分等；有些问题是作者们开拓的领域或方向，如关于 2300Ma 灾变事件及其作为太古宙-元古宙分界的提出和研究，划分 O 型和 C 型两类地体并将之与金矿化联系，展开孔达岩系与金矿化关系研究，建立碰撞造山成岩成矿模式等。相信在这些问题上有很多不足或错误之处。因此，若蒙您不吝批评指正，则不胜感激!

中国科学院地学部主任、学部委员、著名科学家涂光炽教授在百忙中仔细审阅了本书的校样，提出了十分宝贵的修改意见，并为本书作序。本书的写作和有关研究工作在胡受奚教授的具体指导下完成，并得到南京大学地球科学系徐克勤、王德滋、刘英俊、周新民、朱金初、任启江等教授和中国科学院地球化学研究所涂光炽、欧阳自远、裘愉卓、傅平秋、吴学益、陈丰、谢洪森、张哲儒、高振敏、李朝阳等研究员以及李加田、彭汝明、陈南生、肖学军、王兴理等领导的指导，河南地矿厅、河南有色地勘局、河南黄金公司等下属有关单位和个人以及核工业部中南地勘局 308 地质队的帮助。刘孝善教授和陈泽铭、严正富、周顺之、赵乙英、胡志宏副教授以及南京大学地球科学系 83～90 届有关毕业生金持跃、程忠富、于昕、陈旺、张新安、张连营、叶丹、郭继春、郭进义、孙晓明、陈丽萍、黄超、魏忠东、徐磊、程芝钦等参加部分研究工作。孙大中、杨敏之、王联魁、袁奎荣、李继亮、丛柏林、罗镇宽、陆志刚、张守韵、陈思松、姚凤良、刘连登、林潜龙、郭抗衡等教授审阅了初稿并提出修改意见，黄万才工程师绘了大部分图件，地震出版社社长宋炳忠、编辑何寿欢为本书出版付出辛勤劳动，谨向他们表示衷心谢意! 此外，张玫玫女士对作者的工作给予大力支持和热情帮助，借此表示感谢和敬意!

作者

1992.12.25

目　录

前言 …… (1)

第一章　豫西金矿成矿地质背景 …… (1)

第一节　豫西板块构造格局和演化概述 …… (1)

第二节　豫西主要地质事件、地史分期和太古宙-元古宙界线的新认识 …… (5)

一、豫西主要地质事件的同位素地质年代学启示 …… (5)

二、豫西主要地质事件的表现和意义简述 …… (6)

三、2300Ma 灾变事件的揭示及太古宙-元古宙界线的新认识 …… (7)

第三节　华北克拉通南缘的形成和早前寒武纪板块构造 …… (12)

一、华北克拉通南缘的块体构造格局 …… (12)

二、青阳沟型绿岩带的发育和原始地壳的性质 …… (13)

三、背孜型绿岩带的发育和石牌河杂岩的形成——古陆核的出现 …… (14)

四、君召群和荡泽河群两种类型绿岩的发育和其构造背景 …… (16)

五、嵩阳期构造层的性质与崤山地体的离散和拼贴 …… (16)

六、中岳期构造层的发育和华北克拉通南缘的拼贴形成 …… (18)

第四节　华北古板块的增生和北秦岭造山带形成 …… (18)

一、1850～1400Ma 华北古板块南缘火山弧与裂谷的并存

——熊耳群和西阳河群的研究意义 …… (19)

二、1400～1050Ma 的伸展作用和大西洋型被动大陆边缘 …… (28)

三、1050～400Ma 华北古板块南缘的增生与沟-弧-盆体制 …… (30)

四、400～200Ma 东太平洋型的华北古大陆南缘 …… (31)

第五节　华南古板块的发展和南秦岭造山带的形成 …… (32)

一、西南克拉通的形成 …… (32)

二、1850～1400Ma 华南古板块北缘的地体离散 …… (33)

三、1400～1050Ma 华南古板块北缘的地体拼贴和中元古造山带的形成 …… (33)

四、1050～400Ma 华南古板块北缘的地体离散与拼合——加里东增生带形成 …… (34)

五、400～200Ma 华南古板块北缘的被动大陆边缘体制和晚古生代增生带形成 …… (34)

第六节　华南与华北古板块的碰撞造山和碰撞后构造演化 …… (35)
一、古生代华南与华北古板块的碰撞造山作用——200Ma 时的印支运动 …… (35)
二、碰撞后的构造演化 …… (38)
三、豫西中部新生代岩浆活动、盆地发育及其与构造演化的关系 …… (41)
第七节　主要认识和讨论 …… (44)
第二章　豫西金矿成矿的地球化学背景——主要岩石建造的金丰度 …… (47)
第一节　豫西不同构造单元主要岩石建造的时空关系 …… (47)
第二节　嵩箕地块结晶基底的岩石建造划分及其金丰度 …… (49)
一、结晶基底岩石建造 …… (49)
二、结晶基底的金丰度 …… (49)
第三节　崤山地体早前寒武纪岩石建造及其金丰度 …… (49)
一、早前寒武纪岩石建造 …… (50)
二、早前寒武纪岩石的金丰度 …… (51)
第四节　太华复合地体结晶基底的岩石建造及其金丰度 …… (52)
一、结晶基底的岩石建造 …… (52)
二、结晶基底的金丰度 …… (52)
第五节　华熊地块盖层——熊耳群的性质及其金丰度 …… (54)
一、熊耳群火山岩建造的性质 …… (54)
二、熊耳群的金丰度 …… (54)
第六节　北秦岭造山带内的岩石建造及其金丰度 …… (54)
一、宽坪群的性质及其金丰度 …… (54)
二、二郎坪群的性质建造及其金丰度 …… (55)
三、秦岭群的岩石建造及其金丰度 …… (55)
第七节　南秦岭造山带的岩石建造及金丰度 …… (56)
一、陡岭地体的岩石建造及金丰度 …… (56)
二、华南板块北缘加里东造山带的岩石建造及其金丰度 …… (56)
第八节　桐柏山区的岩石建造及其金丰度 …… (57)
一、桐柏山区的构造格局、岩石建造及其与东秦岭的对应关系 …… (57)
二、桐柏山区部分岩石建造的金丰度 …… (58)
第九节　豫西中生代沉积物的金丰度及新生代砂金矿化 …… (61)

一、中新生代盆地的性质和沉积物特征 …… (61)
二、中生代沉积物的金丰度——以镇平白垩系为例 …… (61)
三、新生代砂金矿化及砂金的分布 …… (61)
第十节 总结与讨论——兼论金丰度变化规律和金的地球化学行为 …… (62)
附表 本课题进行的部分微金测试结果 …… (66)
第三章 豫西主要金矿类型的地质特征、成因和找矿方向 …… (72)
第一节 豫西主要金矿的类型划分 …… (72)
一、金矿分类的依据和原则 …… (72)
二、金矿床划分方案简述及实例 …… (73)
三、豫西金矿类型和样式 …… (77)
第二节 爆破角砾岩型祁雨沟式金矿的地质特征、成因及找矿方向 …… (77)
一、成矿地质环境 …… (77)
二、矿床地质 …… (79)
三、矿床地球化学 …… (80)
四、矿床和含矿岩体的成因讨论 …… (84)
五、找矿方向 …… (85)
第三节 斑岩型蒲塘式金矿的地质特征、成矿模式和找矿方向 …… (85)
一、地质背景 …… (85)
二、矿床地质特征 …… (86)
三、矿床地球化学 …… (89)
四、矿床成因讨论 …… (89)
五、找矿方向 …… (90)
第四节 矽卡岩型银家沟式金矿的地质特征、成矿规律和找矿方向 …… (90)
一、矿床地质背景 …… (90)
二、矿床地质特征 …… (90)
三、矿床地球化学 …… (92)
四、矿床及含矿岩体成因讨论 …… (95)
五、找矿方向 …… (98)
第五节 微细浸染型祁子堂式金矿的地质特征、成矿模式和找矿方向 …… (99)
一、成矿地质背景 …… (99)

二、矿床地质特征 …… (99)
三、矿床地球化学 …… (102)
四、矿床成因讨论 …… (105)
五、找矿方向 …… (107)
第六节 蚀变破碎带型上宫式金矿床的地质特征、成矿模式及找矿方向 …… (108)
一、成矿地质背景 …… (108)
二、矿床地质 …… (108)
三、矿床地球化学 …… (110)
四、矿床成因讨论 …… (118)
五、找矿方向 …… (121)
第七节 蚀变破碎带型申家窑式金矿的地质特征、成矿模式和找矿方向 …… (121)
一、成矿地质背景 …… (121)
二、矿床地质 …… (124)
三、矿床地球化学 …… (125)
四、矿床成因讨论 …… (129)
五、找矿方向 …… (129)
第八节 石英脉型杨砦式金矿的地质特征、成矿模式和找矿方向 …… (130)
一、成矿的地质背景 …… (130)
二、金矿地质特征 …… (131)
三、矿床地球化学 …… (131)
四、矿床成因讨论 …… (138)
五、找矿方向 …… (138)
第九节 瑶沟金矿——硅化体型和蚀变破碎带型的地质特征
和成矿规律及其对比 …… (138)
一、成矿的地质背景 …… (138)
二、矿床地质 …… (139)
三、矿床地球化学 …… (140)
四、矿床成因讨论 …… (146)
五、找矿方向 …… (147)
第十节 砾岩层控型半宽式金矿的地质特征、成因和找矿方向 …… (147)

一、成矿的地质背景 …… (147)
二、矿床地质 …… (148)
三、矿床地球化学 …… (149)
四、矿床成因讨论 …… (154)
五、找矿方向 …… (155)
第十一节 炭质层控型银洞坡式金矿床的地质特征、成因模式和找矿方向 …… (156)
一、成矿地质背景 …… (156)
二、矿床地质 …… (156)
三、矿床地球化学 …… (158)
四、矿床成因讨论 …… (161)
五、银洞坡式金矿的找矿方向 …… (162)
第十二节 总结与讨论 …… (162)
第四章 豫西金矿化的若干规律和成矿模式 …… (166)
第一节 豫西金矿化的若干规律和找矿标志 …… (166)
一、金矿分布时间——内生金矿群中生代就位，外生金矿群新生代形成 …… (166)
二、豫西金矿分布的空间——造山带及边缘 …… ((168)
三、金矿与花岗岩的关系 …… (170)
四、金矿与断裂构造的关系 …… (171)
五、金矿化与碰撞造山作用 …… (172)
六、金矿化与碰撞造山作用 …… (174)
七、金矿化与伸展构造作用的关系——伸展早期成矿 …… (174)
八、豫西金矿化的地球动力学背景——碰撞挤压向伸展的转变期 …… (174)
九、成矿过程的多期多阶段性 …… (175)
十、成矿物质具"深"源为主的多源性 …… (175)
十一、成矿作用的多方式——成矿热液的多源性 …… (176)
十二、矿石建造、矿化元素组合和围岩蚀变的相似性及其所指示的热液性质和成矿条件的相似性 …… (176)
十三、自然金类的赋存、特征及变化规律 …… (178)
十四、矿床类型及其特征受赋矿空间特征的制约 …… (178)
第二节 豫西山金矿床的成矿模式 …… (179)

一、碰撞造山成岩成矿模式的建立 …… (179)
二、碰撞造山成岩成矿模式对豫西金矿化规律的解释 …… (182)
第三节 碰撞造山成岩成矿模式对豫西金矿分布的解释和预测 …… (184)
第四节 总结与讨论 …… (185)
第五章 豫西地区金矿集中区的分布规律及与其它地区对比 …… (187)
第一节 碰撞造山带控制金矿集中区的分布 …… (187)
一、问题的提出 …… (187)
二、碰撞造山带的地质和找矿特征 …… (188)
三、中国重要金矿集中区与碰撞造山带的时空耦合 …… (188)
四、碰撞造山带控制矿床产出的机理及在豫西的应用 …… (191)
第二节 两种类型花岗绿岩地体对金矿化的控制 …… (191)
一、问题的提出 …… (191)
二、O型和C型花岗绿岩地体的划分 …… (191)
三、金矿集中区与两类花岗绿岩地体的分布关系 …… (192)
四、两类花岗绿岩地体对金矿化控制的机理 …… (201)
五、两类花岗绿岩地体控矿理论在豫西地区的应用 …… (202)
第三节 孔达岩系与金矿集中区的分布关系及其对金矿化的贡献 …… (202)
一、问题的提出 …… (202)
二、孔达岩系及其有关矿产 …… (203)
三、中国北方孔达岩系与金矿集中区的分布关系 …… (203)
四、孔达岩系与金矿化的关系——成矿模式 …… (204)
五、与孔达岩系有关的金矿化模式在豫西的应用 …… (205)
第四节 碰撞造山、O型地体、孔达岩系的三位一体
——重要金矿集中区的基本地质特征或预测标志 …… (206)
一、中国北方若干地区的地质特征和金矿化程度 …… (206)
二、豫西不同构造单元的地质特征与金矿化强度的解释和预测 …… (207)
第五节 总结与讨论 …… (208)
参考文献 …… (210)
ABSTRACT …… (225)

第一章　豫西金矿成矿地质背景

60年代板块理论的兴起使地质学发生了一场彻底革命，科学家们开始全面地用现代科学理论和现代技术研究地质问题，即地质学从简单的现象观察、描述和统计走向多学科的渗透、应用、结合和理论解释与验证。板块理论在70年代初引入我国，并开始指导豫西地区的研究工作。十几年来，豫西的板块构造研究迅猛发展，取得了一系列突破，很多长期未能解决的重大地质问题得到了新的合理的认识（尹赞勋，1972；傅承义，1972；李春昱，1973，1978；张秋生，1982，1984；孙枢等，1981，1985；林潜龙等，1984；胡受奚，1988；张国伟，1989；贾承造等，1988；张本仁，1989；陈衍景，1987，1990）。根据这些新的成果，本章对该区的板块构造格局和演化历程进行概略介绍。

第一节　豫西板块构造格局和地质演化概述

豫西是秦岭山脉的重要组成部分。秦岭是世界范围的典型碰撞造山带，它是华南与华北两大古板块在中生代早期碰撞造山的结果，在碰撞之前，华南和华北板块都经历了各自独立的发生和发展。据此，我们确定了豫西的板块构造格架（图1-1）。商丹断裂是华南与华北最终碰撞的缝合带，其南为华南板块，北为华北板块。栾川断裂是秦岭洋在中元古早期向华北古大陆的俯冲缝合带，其北为华北古板块的古大陆核心——华北克拉通，其南则是华北古板块在中元古代至古生代的增生带——北秦岭造山带。华南古板块也是由早前寒武纪古陆核经增生作用而发展起来的，古陆核被称为西南克拉通（胡受奚，1988），增生的部分则是南秦岭造山带，二者间的边界断裂是龙门山—大巴山—长阳断裂。豫西地区跨越了上述四个重要构造单元的华北克拉通、北秦岭造山带和南秦岭造山带。

豫西地区经历了30多亿年的地质演化。在其漫长的演化史中，表现出了清楚的旋回性和脉动性，现今的豫西陆壳是通过多期次的地质事件而形成的（表1-1）。研究表明，地质事件主要有两大类，一类是构造热事件，它们常由地体拼贴或板块碰撞等地壳运动形式的转变引起。另一类地质事件是地质环境的突变，主要表现于表生作用，常由地外事件（如星体撞击、银河系周期运动等）引起。两类事件可同时相伴发生。主要根据后一类地质事件的强度、广度和意义的不同，将豫西地质演化史划分出不同级别的宙、代、纪、世，其中2300Ma和570Ma时的两次全球性灾变事件分别成为太古宙-元古宙和元古宙-显生宙的界线。主要根据前一类事件的强度、广度和意义，将豫西地壳构造演化史划分出不同级次的巨旋回、旋回、期等，该区最强烈的1850Ma时的中岳运动和200Ma时的印支运动将豫西的板块构造演化分隔为明显不同的三个巨旋回，即1850Ma前的克拉通形成、1850～200Ma的古大陆增生和200Ma后的碰撞后演化。

早前寒武纪克拉通是由许多地块和地体构成的。在克拉通形成过程中，首先是不同地块和地体各自独立形成。不同地块、地体之间的相对运动较快，表现为"微板块"的快速聚合和离散，显泛威尔逊旋回（Wilson cycle）的特征，可称聚散旋回。此间岩浆活动强烈而普遍，形成了多期次多型式的火山-沉积岩建造（含绿岩带）。中岳运动时，许多地块

和地体拼贴在一起，组成了较大规模的古陆，如华北克拉通和西南克拉通。豫西表现为华北克拉通南缘华熊地块、嵩箕地块的形成和两地块沿三门峡—宝丰断裂的拼贴（陈衍景等，1987，1988，1990b，1991c）。

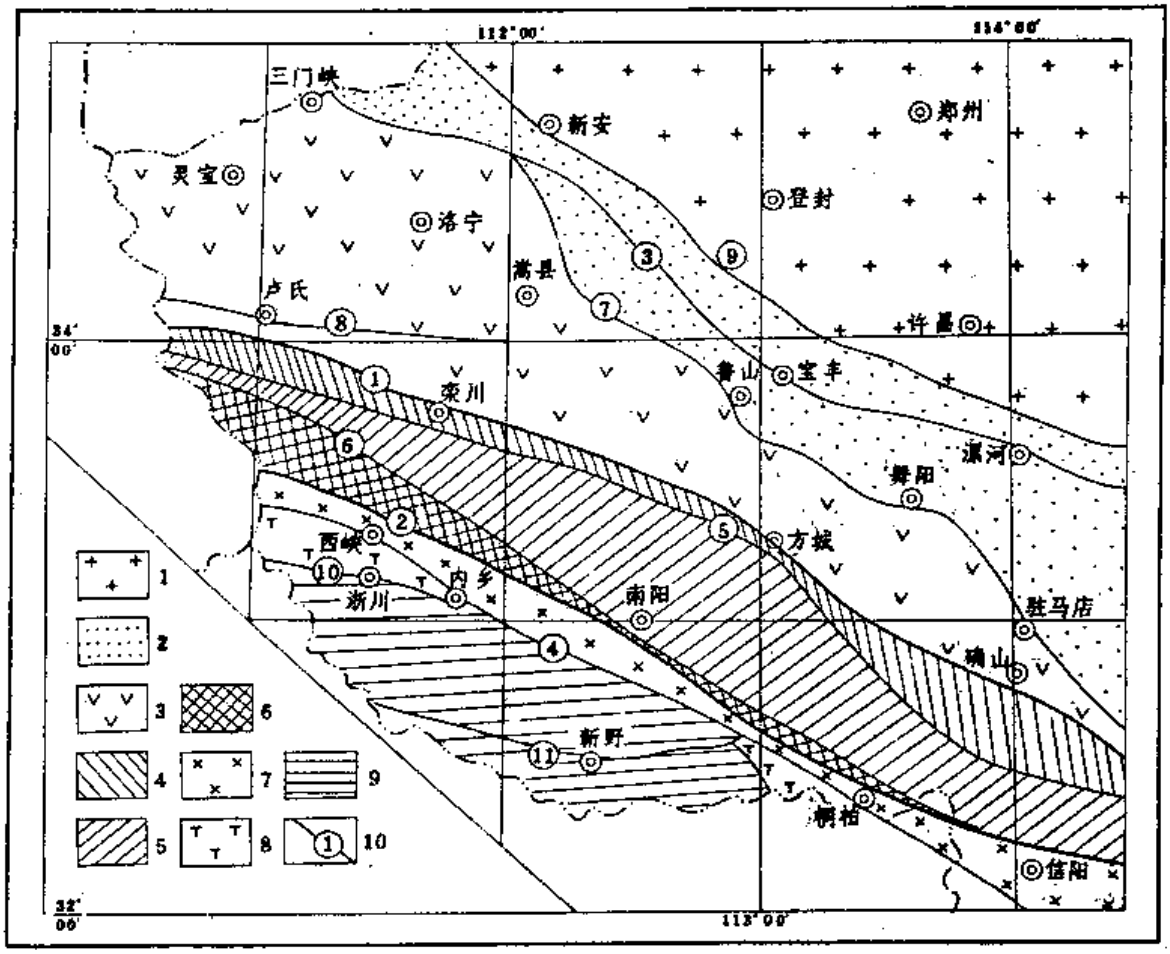


图 1-1　豫西地区板块构造格架(陈衍景,1992b)

1—嵩箕地块；2—三门峡—宝丰中晚元古代断陷带；3—华熊地块；4—宽坪群蛇绿混杂带；5—二郎坪群蛇绿岩带；6—秦岭群岛弧地体；7—商丹缝合带；8—陡岭地体；9—南秦岭加里东增生带；10—断裂及编号：①栾川断裂，②商丹断裂，③伊川—宝丰—漯河断裂，④山阳—内乡—桐柏断裂，⑤瓦穴子断裂，⑥朱阳关—夏馆—镇平—大河断裂，⑦三门峡—驻马店断裂，⑧潘河—卢氏—马超营断裂，⑨栗庙—项城断裂，⑩荆紫关—淅川—内乡断裂，⑪猴山断裂。

在古大陆增生过程中，华北克拉通的向南增生造就了北秦岭造山带，该增生作用经历了三个旋回的活动大陆边缘体制和一个旋回的被动大陆边缘体制。第一旋回发生在1850～1400Ma，表现为古秦岭洋沿栾川断裂向北俯冲在华北克拉通之下，断裂以北发育熊耳群火山弧火山岩建造，断裂以南发育宽坪群蛇绿混杂岩带（增生带）。宽坪群南界是瓦穴子断裂，它是1400Ma时秦岭群基底地体与华北古板块拼贴的缝合线，拼贴事件即是崤熊运动。第二旋回发生在崤熊运动之后的1400～1050Ma间，表现为崤熊运动之后的华北古板块南缘的伸展作用，即是沿秦岭群基底地体与华北克拉通的拼贴带发育拉张盆地，沉积

表 1-1　豫西地质事件、地史分期、构造层发育和地壳演化

地史分期			时标 Ma	华北克拉通	北秦岭	南秦岭	西南克拉通	
显生宙		K_Z		E–Q	E–Q	E–Q	E–Q	稳定盖层
	中生代	M_Z^{2-3}	65	燕山运动		燕山	运动	
				J–K 红盆地	J–K 磨拉石	J–K 磨拉石	J–K 红盆地	
		M_Z^1	200	印支运动			印支运动	古大陆板块增生
				T_1 煤系			T_1	
	古生代	P_Z^2	230	海西运动			海西运动	
				C_2–P_2 煤系	秦岭群上部火山弧火山岩	刘岭群	D–C–P	
		P_Z^1	400	加里东运动			加里东运动	
				E_1–Q_2	二郎坪群，陶湾群，秦岭群中部岛弧相火山–沉积建造	E_1–O–S	E_1–O–S	
元古宙	新元古代	Pt_3^2	570	少林事件			铜湾运动	
				九女洞群		震旦系冰碛岩	震旦系水碛岩	
		Pt_3^1	800	叶舞运动			澄江运动	
				栾川群，洛峪群		毛堂群	澄江组，苏雄组	
	中元古代	Pt_2^2	1050	卢临运动		陡岭群	晋宁运动	
				官道口群，汝阳群			上昆阳群，上会理群	
		Pt_2^1	1400	蟒熊运动	宽坪群，秦岭群下部		四堡运动	
				熊耳群，西阳河群		下神农架群	下昆阳群，下会理群	
	古元古代	Pt_1^2	1850	中岳运动				克拉通形成
				铁铜沟组，嵩山群	秦岭群下部基底地体的部分岩石可能属早前寒武纪	由武当群和空岭群等地层或早前寒武岩石组成的地体。	相当于武当群空岭群的岩石或更老的岩石和地层	
		Pt_1^1	2150	嵩阳运动				
				水滴沟群，安沟群				
太古宙	新太古代	Ar_2^2	2300	郭家窑事件				
				荡泽河群，若召群				
		Ar_2^1	2550	石牌河运动				
				背孜群，石牌河杂岩				
	古太古代	Ar_1	3000	青阳沟运动				
				青阳沟型绿岩				

官道口群和陶湾群的一部分；沿三门峡-宝丰断裂发育断陷盆地，沉积汝阳群；在秦岭群基底地体及其以北的地区均无安山岩建造发育．故该旋回属大西洋型被动大陆边缘体制．第三旋回发生在 1050～400Ma 间，属西太平洋型的沟-弧-盆体制的活动大陆边缘．此间俯冲带在秦岭群基底地体之南的商丹断裂北侧附近，俯冲作用引起了弧后拉张，在瓦穴子断裂与朱夏断裂（图 1-1）之间出现具洋壳性质的弧后盆地，即二郎坪群发育区，使秦岭群基底地体与华北古大陆重新分离．秦岭群基底地体处在岛弧位置，发育岛弧火山-沉积建造（部分秦岭群）；在岛弧南侧的商丹断裂北侧则发育该旋回的蛇绿混杂岩带，即洋淇沟-陈阳坪蛇绿岩带．在 400Ma 左右的加里东运动中，二郎坪弧后盆地闭合，第三旋回结束，形成商丹断裂与瓦穴子断裂之间的增生带．第四旋回发生在晚古生代．加里东运动后，古秦岭洋继续沿商丹断裂向北俯冲，华北板块南缘为东太平洋型（安提斯型）活动大陆边缘，在商丹断裂北侧发育火山弧火山-沉积建造（部分秦岭群）；商丹断裂与山阳-内乡-桐柏断裂之间发育该旋回的蛇绿混杂岩带，即刘岭群或信阳群．第四旋回结束于华南与华北古大陆板块的碰撞造山作用．

华南板块的向北增生形成了南秦岭造山带，增生作用也分为四个旋回。第一旋回在 1850～1400Ma，华南古板块北缘发生强烈的地体离散作用，汉南地体、黄陵地体、神农架地体等与西南克拉通分离并向北漂移，故此旋回属地体离散型被动大陆边缘。第二旋回发生在 1400～1050Ma，为地体拼贴增生型大陆边缘，表现为汉南地体、黄陵地体等与华南古板块拼贴在一起，拼贴作用集中在晋宁运动；在龙门山-大巴山-长阳断裂以北形成了宽阔的中元古代地体拼贴型造山带。第三旋回在 1050～400Ma，主要是地体的离散作用，表现为陡岭地体等从华南板块离散出来，并在加里东运动中与华南板块拼贴，使地体与华南板块之间的海盆或裂谷等闭合，形成新的增生带，如毛堂群等．该旋回的地体离散型造山带主要集中在山阳-内乡-桐柏断裂与略阳-洋县-石泉-白河-十堰-襄樊断裂之间。第四旋回为晚古生代，该旋回秦岭洋与华南板块之间没有俯冲作用，属大西洋式的被动大陆边缘．随古秦岭洋的向北俯冲，华南大陆板块逐渐向北漂移并与华北大陆板块接触碰撞，使古秦岭洋最终闭合，夹于山阳-内乡-桐柏断裂与商丹断裂之间的刘岭群或信阳群即为古秦岭洋最晚的残片，它构成了最晚的增生造山带。因该旋回华南大陆与古秦岭洋之间没有板块边界而属同一板块，故将该增生带划归南秦岭，即华南板块的晚古生代造山带。

古秦岭洋消失之后，中生代早期（三叠纪）发生了华南与华北两大陆板块的强烈的碰撞造山作用，具体表现为一系列不同层次不同尺度不同形式的挤压堆叠作用（薄皮构造、推覆构造、拆离构造、滑脱构造、A 型俯冲）或陆内俯冲作用，它们在先存的大断裂带较为明显，主要发生在华南和华北两大板块的交接带。

在三叠纪的强烈的挤压之后，秦岭造山带开始伸展，一些大的构造带的性质发生改变，出现了很多与 Wernick（1988）构造模式完全一致的伸展构造现象。与此伴随的岩浆岩的形成深度增大，由三叠纪、侏罗纪和早白垩世的改造型花岗岩经晚白垩世偏碱性花岗岩向第三纪碱性玄武岩演化．沉积盆地由无经小盆地向大盆地发展．该演化趋势在第四纪终止．在此总体的伸展过程中，印度-澳大利亚板块和太平洋板块与欧亚板块的相互作用对该区有远距离影响，使伸展过程呈脉动性地进行，即挤压与拉张的交替进行．

第二节　豫西主要地质事件、地史分期和太古宙-元古宙界线的新认识

豫西跨越了华北克拉通南缘、北秦岭造山带和南秦岭造山带的北缘，没有跨入西南克拉通。故本节将以华北克拉通南缘和北秦岭造山带为主要根据，探讨豫西的主要地质事件和地史分期问题。又由于华北克拉通南缘较北秦岭造山带的地层齐全，且后期改造较弱，对地质事件的记录较完整且易于准确识别。因此，我们重点讨论华北克拉通南缘。

一、豫西主要地质事件的同位素地质年代学启示

同位素年龄记录了岩石的形成或再结晶时间，同位素年龄直方图的峰值代表着强烈的成岩作用或岩石再结晶作用，而强烈的成岩作用或岩石再结晶作用是伴随重要的地质事件发生的。所以，用同位素年龄直方图揭示地质事件是一种较为有效的启发性手段。

从图 1-2 可以看出，豫西经历了 30 多亿年的地质演化史，在漫长的地质演化中，1850Ma 左右出现了最大的年龄高峰，表明 1850Ma 左右发生了豫西前寒武纪地质演化史上的最重要的构造热事件——中岳运动。中岳运动是豫西地壳发展和板块构造演化的根本转折事件（胡受奚等，1989），它使具有较大规模的大陆板块——华北克拉通形成，为以后出现具有典型威尔逊旋回特征的板块构造活动打下了基础。因此，中岳运动是克拉通形成和古大陆增生两个巨旋回的分界，也是豫西早前寒武纪与晚前寒武纪的分界，同时是中元古代与古元古代的分界。另外，在 3000Ma、2550Ma、2300Ma、2150Ma、1400Ma、1050Ma、800Ma 和 570Ma 附近也出现了不同程度的高峰，它们分别代表青阳沟运动、石牌河运动、郭家窑运动（灾变事件）、嵩阳运动、崤熊运动、卢临运动、叶舞运动和少林运动（灾变事件），这些事件的分期意义见表 1-1。

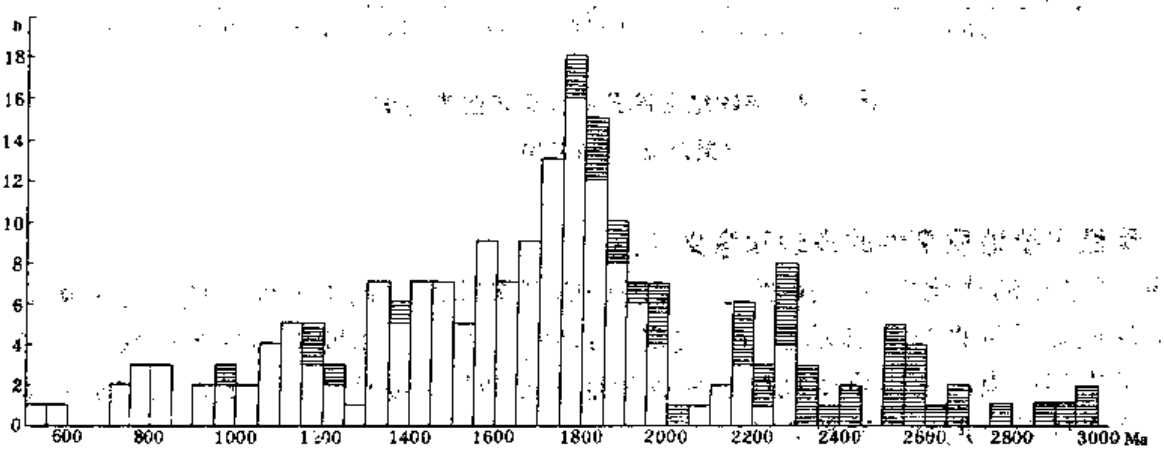


图 1-2　豫西部分前寒武纪年龄直方图(据陈衍景，1987)

图 1-3 为豫西某些显生宙岩石的同位素年龄直方图，绝大多数数据集中在60～420Ma，表明在此期间有强烈的断续发生的构造热事件。400Ma、300Ma、200Ma 和 130 Ma 左右高峰的存在表明，构造热事件出现 4 次高潮，即加里东运动、海西运动、印支运动和燕山运动。更大范围更多数据的统计（图 1-4）和区域调查表明，印支运动在豫西及其邻区表现最为强烈，是豫西地壳发展和板块构造演化的又一次根本转折事件。该事件伴随于华南与华北古大陆板块的碰撞造山作用，使长期彼此独立演化的华南古板块和华北古板块合为一体，结束了两个大陆的增生演化史，开始了豫西地区的大陆内部碰撞后构造演化。因此，印支运动是豫西大陆增生和碰撞后演化两个巨旋回的分界。

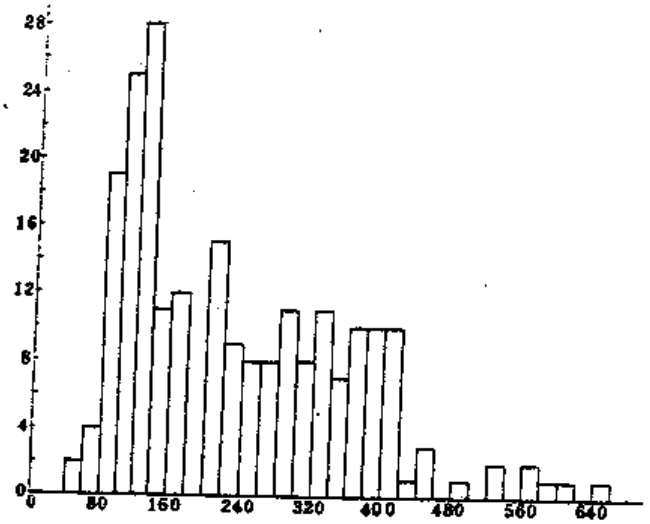


图 1-3 豫西变质岩、混合岩、侵晶岩和花岗岩类显生宙年龄直方图

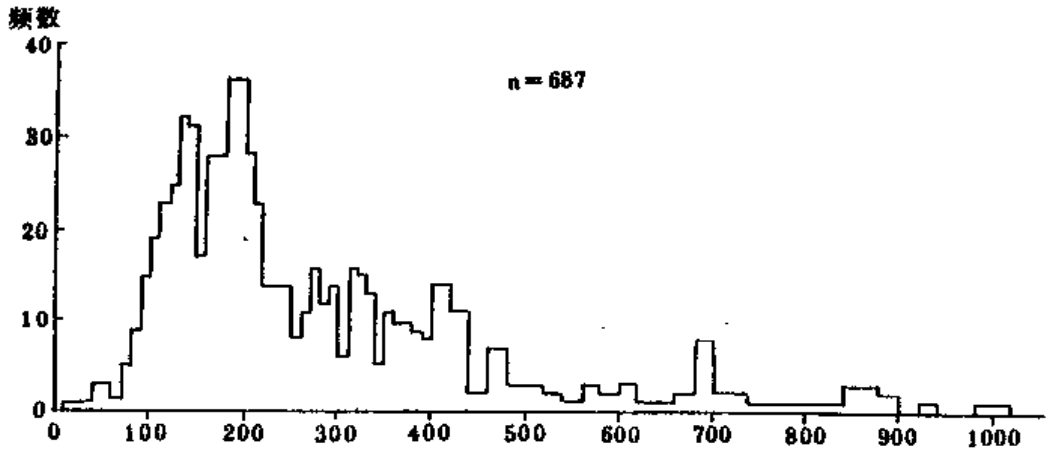


图 1-4 秦岭地区部分同位素年龄直方图
(据万义文, 1980)

二、豫西主要地质事件的表现和意义简述

在 30 多亿年的演化史中，豫西地壳发展经历了多期次的地质事件，使地壳发展和构造演化呈现明显的周期性和脉动性（胡受奚，1988）。每一个周期都表现为一次重要的地质事件的发生和结束，使得重要地质事件成为地史分期的主要依据。因此，有必要对豫西的主要地质事件及分期意义简单介绍。

1、青阳沟运动。作者们率先在登封地区发现并命名（陈衍景等，1987，1988，1990d，胡受奚，1988），该事件表现为石牌河变闪长岩（2997Ma）、于窑杂岩(2890Ma）等一些中酸性-酸性岩浆侵入体形成，它们侵入破坏了更老的青阳沟型绿岩带

(陈衍景等，1988)，导致硅铝质陆核的出现．青阳沟运动被作为古太古代与新太古代的分界（王鸿祯等，1991)．

2、石牌河运动．作者们首先在登封君召地区的石牌河附近发现（陈衍景，1987，胡受奚，1988)．命名地表现为君召群底砾岩不整合在石牌河杂岩之上（陈衍景等，1989b)．箕山地区表现为君召群底砾岩不整合在于窑杂岩体之上，舞阳地区表现为铁山庙组底部浅粒岩层不整合在赵案庄组铁建造之上，鲁山瓦屋地区为荡泽河群底部浅粒岩不整合在背孜群顶部厚约2米的条带状铁建造之上，熊耳山北坡则呈石板沟组科马提岩流不整合在草沟组黑云片麻岩之上．不整合之上未获得大于2550Ma的同位素年龄，不整合之下有大量大于2500Ma的年龄测得．表明石牌河运动发生在2550Ma左右，被作为新太古代早期与晚期的分界．

3、郭家窑运动（事件)．是作者们根据孙枢等（1985）和谷敬尧等（1979）在君召地区和箕山安沟地区发现的微角度不整合以及我们揭示的地质环境的突变现象而命名（胡受奚，1988，陈衍景，1987，1988)．在嵩箕地块表现为安沟群与君召群之间的不整合，在太华复合地体表现为荡泽河群与水滴沟群交界处岩石组合和地球化学特征的突变，即水滴沟群孔达岩系底部的含石墨砂线石云母石英片岩层直接覆于荡泽河群的角闪片麻岩之上．该事件以地质环境的改变为特征，环境的改变具有全球性，被本书作为豫西太古宙与元古宙的分界，时间约为2300Ma（详见后述)．

4、嵩阳运动．张伯声（1951）首次发现并命名，指嵩山群与下伏地层间的不整合，在华熊地块表现为铁铜沟组与下伏地层间的不整合．该事件中，崤山地体与太华复合地体拼贴在一起，构成华熊地块，并导致豫西地区的先存岩石和地层发生了至少达绿片岩相的变质和强烈的褶皱变形．它曾被作为太古宙与元古宙的分界（现仍有学者坚持)，但同位素地质年代学研究证明该事件发生在2150Ma左右，属古元古代内部的事件，本书将其作为古元古代早期与晚期的分界．

5、中岳运动．张尔道（1954）首次命名，指嵩山地区五佛山群与下伏嵩山群之间的不整合，在华熊地块表现为熊耳群与下伏地层之间的不整合，在中条地块表现为西阳河群与下伏地层间的不整合．中岳运动之前的所有岩石和地层都有明显的变形和变质；中岳运动之后的地层（限于克拉通区）基本没有变质现象，变形较弱，产状较缓，呈盖层特征．中岳运动之前彼此独立演化的嵩箕地块、中条地块、华熊地块等在中岳运动中拼贴在一起，构成了统一的华北克拉通南缘，为其后进入典型的Wilson旋回提供了大陆板块．因此，该事件是克拉通形成和古大陆增生两个巨旋回的分界．该事件发生在1850Ma左右，具有一定程度的全球性，是全球地壳演化的根本转折时期（胡受奚等，1989)，通常被作为早前寒武纪（early Precambrian）与晚前寒武纪（late Precambrian）的分界．它也被本书作为古元古代（Palaeoproterozoic）与中元古代（Mesoproterozoic）的分界．

6、崤熊运动．符光宏（1981）首次命名，指官道口群、汝阳群、五佛山群与下伏地层的不整合，代表发生在1400Ma左右的构造热事件，在华南被称为四堡运动．崤熊运动时，秦岭群基底地体与华北克拉通拼贴，结束了华北古大陆板块增生期的第一个活动大陆边缘体制，是豫西中元古代早期与晚期的分界．

7、卢临运动．符光宏（1987）首次命名，胡受奚（1988）曾沿用，指官道口群、汝阳群和五佛山群下部（兵马沟组和马鞍山组）与上覆栾川群、洛峪群和五佛山群上部（葡

峪组，骆驼畔组和何家寨组）之间的平行不整合。表明它在华北古板块表现并不强烈。但该事件使二郎坪海盆出现，使华北古板块南缘的大西洋式被动大陆边缘转为西太平洋式活动大陆边缘，是华北古板块南缘第二和第三增生旋回的分界。在华南被称为晋宁运动，表现强烈，使陡岭群发生角闪岩相变质、呈陡岭群与上覆毛堂群的角度不整合；在北缘（南秦岭）为若干地体与华南板块拼贴，东缘为江南古岛弧与浙闽古陆的碰撞。卢临运动结束了华南古大陆板块的第二个增生旋回，造就了广泛发育的中元古代造山带。该事件发生在1050Ma左右，被作为中元古代与新元古代的界线。

8、叶舞运动。符光宏（1987）首次命名。指震旦系九女洞群不同层位的地层与下伏地层的超覆不整合现象。在南秦岭造山带的陡岭地体表现为陡山沱组微角度不整合在毛堂群之上，在西南克拉通表现为莲沱组超覆在下伏地层之上。叶舞运动在华南板块称澄江运动。它被作为新元古代早期与晚期的分界。

9、少林运动（事件）。地矿部地质研究所（1959）在登封少林寺西山命名，原指寒武系与五佛山群之间的超覆不整合。本书用之代表华北板块广泛出现的寒武系与下伏震旦系之间的超覆现象或平行不整合现象（沉积间断）。在南秦岭造山带的陡岭地体及附近表现为下寒武统梅树村阶和筇竹寺阶的缺失，在华南板块的大部分地区表现为连续沉积或短期沉积间断。因此，少林运动并不是一次强烈的构造热事件，实为古陆的抬升和海退。但更重要的是，伴随少林运动发生了地质环境的突变和生物演化的飞跃（许靖华等，1986），后者使少林运动（事件）被公认为元古宙与显生宙的界线。

10、加里东运动。表现为上石炭统与下奥陶统之间的不整合，它使古二郎坪弧后盆地闭合，发生秦岭群岛弧地体与华北古板块碰撞，导致秦岭群中部岛弧火山沉积建造和二郎坪群发生强烈的变形和变质。华南板块北缘（南秦岭）的离散盆地或裂谷也在加里东运动中闭合，陡岭地体重新与华南板块拼贴。加里东运动结束了华北和华南两个古大陆板块的第三增生旋回，在豫西地区形成了空间范围颇大的加里东造山带。加里东运动被作为豫西早古生代与晚古生代的分界。

11、海西运动。主要发生在二叠纪，即300～230Ma。在豫西表现不明显，未造成明显的不整合或沉积间断，C_2-P-T_1地层基本是连续沉积的。在秦岭造山带内部，海西运动使华南与华北两大陆对接，古秦岭洋消失，从而彻底结束了豫西地区的洋壳发育史。由于伴随该事件发生了全球性的地质环境的突变和生物演化的飞跃（张克信等，1989，高振刚等，1987，徐贵荣，1989，严正等，1989），该事件被作为古生代与中生代的界线。

12、印支运动。发生在三叠纪，导致中上三叠统的缺失和侏罗纪-白垩纪断陷红盆地沉积物与下伏下三叠统等地层的角度不整合。印支运动彻底结束豫西地区的海相沉积史，使豫西的绝大多数地区隆起，形成现今著名的秦岭山链。印支运动实为华南与华北两大陆的碰撞造山作用，它使华南和华北两个各自独立演化的大陆板块联成一体，结束了两大陆的增生作用，使豫西的地壳演化进入一个新的阶段——碰撞后巨旋回。

13、燕山运动。主要发生在侏罗纪和白垩纪之间。表现为侏罗系与白垩系之间的不整合或沉积间断和白垩系与新生界之间的不整合。是印支期强烈的挤压碰撞造山作用之后的脉动性的伸展构造作用。最后一幕的燕山运动伴随了地外事件诱发的灾变事件（许靖华，1980），被作为中生代和新生代的分界。

三、2300Ma灾变事件的揭示及太古宙-元古宙界线的新观点

2300Ma 的郭家窑运动不仅是一次构造热事件，而更重要的是它伴随了地质环境的突变．地质环境突变事件的揭示，使我们倾向于它是十分合适的太古宙–元古宙界线．

（一）2300Ma 灾变事件的揭示

1、2300Ma 灾变事件的表现．在肯定了郭家窑运动的存在之后，我们对该次事件的性质和表现进行了研究．首先发现郭家窑运动前后岩石建造的性质发生了根本性转变，郭家窑运动前的岩石为绿岩带，属太古宙岩石组合；郭家窑运动后的岩石建造则与 Condie (1982) 划分的元古宙表壳岩组合一致（陈衍景等，1990a、c）．其次，发现郭家窑运动后的沉积物稀土型式与太古宙后沉积物一致，郭家窑运动前的沉积物与太古宙沉积物一致 (Chen et.al, 1991, 1992a)．在对郭家窑运动前后的岩石组合及地球化学差别原因的进一步研究和与其它地区的对比研究中，我们揭示出郭家窑运动代表了一次全球性地质环境的根本转折事件（陈衍景，1987, 1989a，1990c），事件前后地球表层系统（钱学森，1989）的各方面的性质都有突变现象（表 1–2）．

表 1–2　灾变前后地球表层系统的变化

23 亿年前	23 亿年后(主要指 19 亿年前)
偶有零星的生命存在证据	叠层石广泛大量发育
BIF 发育差，以磁铁矿为主，含黄铁矿等硫化物	BIF 发育达高潮，以赤铁矿、褐铁矿为主，不含黄铁矿
无厚层碳酸盐，无菱镁矿矿床	厚层碳酸盐普遍，有大量菱镁矿矿床
无磷块岩	磷块岩大量发育，形成磷矿
无盐类矿床	盐类矿床开始出现
无石墨矿床，含石墨地层少	含石墨地层大量发育，形成石墨矿床
火山作用强，绿岩发育，无稳定沉积盆地	出现火山作用间歇，绿岩不再发育，有大量稳定盆地
砾岩型(兰德式)金矿发育，无砂金	兰德式金矿不再出现，砂金开始出现
无红层，沉积物可见黄铁矿碎屑，无石膏	红层普遍出现，石膏层出现
风化剖面从上到下 Fe^{3+}/Fe^{2+}增高，无铁帽，无风化壳矿床	风化剖面从上到下 Fe^{3+}/Fe^{2+}降低，铁帽大量发育，有红土型铝土矿、红土型金矿等风化壳矿床
有晶质铀矿碎屑沉积，形成兰德式铀矿	无晶质铀矿碎屑沉积，有风化淋积型铀矿
沉积物稀土型式呈正 Eu 异常	沉积物稀土型呈负 Eu 异常
沉积物ΣREE 低，无沉积稀土建造	沉积物ΣREE 高，形成沉积稀土建造(稀土铁建造)
无典型冰碛岩报道	冰碛岩大量发现，有全球性冰川事件
大气缺游离氧，富低价态气体(NH_3, CH_4, PH_3, H_2S)	大气富氧，富高价态气体(NO_2, CO_2, SO_3, SO_2 等)
海水氧逸度低，离子呈低价态(SCN^-, CN^-, HS^-, S^{2-}, Eu^{2+}, Fe^{2+}, Mn^{2+})；pH 值低(较 23 亿年后)	海水氧逸度高，离子呈高价态(SO_4^{2-}, CO_3^{2-}, NO_3^-, PO_4^{3-}, Eu^{3+}, Fe^{3+}, Mn^{4+})；pH 值高
缺乏孔达岩系及矽线石、蓝晶石等矿产	大量发育孔达岩系，含矽线石、蓝晶石等矿产
沉积物有机炭含量为 0.7%	沉积物有机炭含量平均为 1.6%
沉积岩 Th、U、Th／U、Th／Sc、La／Sc、K_2O/Na_2O、Fe_2O_3/FeO 低	沉积物 Th、U、Th／U、Th／Sc、La／Sc、K_2O/Na_2O、Fe_2O_3/FeO 高
碳酸盐 Sr^{87}/Sr^{86} 低	碳酸盐$^{87}Sr/^{86}Sr$ 高

2、灾变时间的厘定。我们根据豫西的同位素资料和国际上常引用的年龄值，确定该次事件发生在2300Ma左右。具体理由是：灾变前沉积的Witwatersrand超群顶限是23.4亿年（Frakes，1979），休伦超群Elliot湖群内凝灰岩夹层的年龄为23.3亿年（Taylor et al，1985），它们都产有兰德式金铀矿床，表明23.3亿年时灾变尚未发生。休伦超群顶部Cobalt群内含有红层、蒸发盐、碳酸盐，沉积物稀土型式呈明显的Eu亏损（Taylor et al，1985），显然属灾变后的沉积物，其Rb-Sr等时线年龄为22.88±0.87亿年（Mossman et al，1983），表明22.88亿年时灾变已经发生。可见，灾变事件发生在23.3亿年与22.88亿年之间的某一时间，即23±0.3亿年，持续过程至多是23.3-22.88=0.45亿年。

（二）2300Ma灾变事件是理想的太古宙—元古宙分界

1、过去地史分期工作对2300Ma的涉及。1966年邓恩（Dan）将23亿年作为西澳太古宙与元古宙的分界（Rankama，1970），1978年Eriksson等坚持使用该界线，并建议以全球性碳酸盐的大量出现为标志作为元古宙的开始。但由于他们对23亿年地质事件未能全面认识，使得界线的意义不明确，因而一直没有受到国际前寒武地层分会的重视。在前寒武地层分会进行的历时二十余年的前七次分会讨论中，均未能将23亿年作为某个界限的年龄（参见Plumb，1986，1988）。1988年9月在天津召开的由前寒武地层分会成员参加的国际元古宙地球化学会议上，国际前寒武地层分会主席Plumb代表分会推荐了没有涉及到23亿年事件的前寒武细分方案（表1-3）。与其同时，笔者在该会上却宣读或提交了三篇关于23亿年事件的论文，论证豫西地区23亿年前后岩石建造性质和地球化学特征的明显不同，并全面论证了23亿年全球性灾变事件的存在（Chen et al，1988a、b、c）。会后，国际前寒武地层分会增加了2300Ma的界线年龄（表1-3），并且以其作为成铁纪和层侵纪的分界（孙大中，1989），表明前寒武地层分会已开始认识到2300Ma时地质事件的重要性。但分会仍未能深刻认识到该事件在分期中的重大意义，未能将2300Ma作为太古宙与元古宙的分界，继续将争议颇多且含义不清的2500Ma作为太古宙与元古宙的分界。

2、地史分期的原则。地质分期的目的是揭示地球演化史上的重大事件和重要阶段，以利于开展深入的研究和经济地质工作。已进行的元古宙—显生宙划分方案和显生宙内部的细分方案都取得了极大的成功。其成功之处恰在于以生物演化的变革和地质环境的重大变化为根据，没有过分强调构造运动（不整合）的意义。例如，震旦纪—寒武纪分界并不是重大的全球性构造运动，倒是全球范围缺少代表分界的不整合，华南是整合接触，华北多呈假整合接触。但是，埃迪卡拉（Ediacara）生物群的绝迹，种类繁多且骨骼发达的生物群的大量出现，短暂的骤冷，盐类、磷块岩的普遍大量发育（Salop，1985）……，使得人们不怀疑该界线的价值和科学性。近年，科学家已经认识到该界线代表着一次大的灾变事件（许靖华等，1986；张勤文等，1989）。古生代与中生代和中生代与新生代之间的生物演化等方面的变革也被证明是灾变事件（高振刚等，1987；严正等，1989；张克信等，1989；徐贵荣，1989；许靖华，1980；Berggren et al，1984）。这些界线的科学价值已被公认并引起高度重视。但是，这些界线同样不是以全球性构造运动为根据而确定的。相反，恰恰缺乏代表这些界线的不整合，整个中国缺少P-T间的不整合，界线处发育遍

布华南的厚数厘米至十几厘米的"粘土"层（张克信等，1989）；海底钻探已揭示中生界与新生界界线也是以白色粘土层为特征（许靖华，1980）。不但如此，越来越多的学者认识到层型剖面应建立在无沉积间断或沉积间断不明显的地区，即界线层型应记录"瞬时"的重要的地质环境突变事件。

表 1-3　国际前寒武地层分会关于早前寒武纪细分的演革

ISGMPMB 前(据 plumb, 1988)		ISGMPMB 后	
Proterozoic Ⅱ　元古Ⅱ代		Mesoproterozoic　中元古代	
1600Ma		1600Ma	
	C 纪		Statherian 稳化纪
	1800Ma		1800Ma
	B 纪		Orosirian 造山纪
Proterozoic Ⅰ　元古Ⅰ代	2050Ma	Palaeoproterozoic　古元古代	2050Ma
			Rhyacian 层侵纪
	A 纪		2300Ma
			Siderian 成铁纪
2500Ma		2500Ma	
Archean 太古宙		Archean 太古宙	

ISGMPMB: 国际元古宙活动带地球化学和成矿作用学术会议，1988 年 9 月在中国天津召开。左栏内为 Plumb 代表前寒武地层分会在 ISGMPMB 推荐的方案。右栏为 ISGMPMB 后召开的第 8 次前寒武地层分会理事会(1988 年 9 月，天津)讨论推荐的并为 28 届地质大会通过的方案。

3、2500Ma 作为太古宙-元古宙界线的局限。由上可见，前寒武地层分会关于 25 亿年作为太古宙—元古宙分界的提议是欠妥的。理由是：(1) 界线的意义是反映一次明显的不整合，即构造运动。但大量的实际资料和板块构造理论都表明构造运动不是全球性的，至少各地不一致。(2) 各国使用的太古—元古界线年龄差别较大，从 30 亿年变化到 20 亿年。我国则集中表现在五台群的归属上，太古宙还是元古宙不置可否。赵宗溥（1980）曾主张中国以 27 亿年为太古—元古分界，现又改主张以 23.5 亿年为界（赵宗溥，1988）；Taylor（1985）主张南非、西澳和加拿大的太古—元古界线年龄分别是 30 亿年、27～26 亿年和 25 亿年。可见 25 亿年作为太古宙与元古宙分界所引起的混乱程度之大。(3) 以 25 亿年作为界线年龄，是由分会成员协商表决而获得的"协议"，是"法律"凌驾在科学之上的产物。(4) 界线的实物表现是不整合，它反映大的间断的存在，与层型剖面的建立原则矛盾。(5) 与显生宙—元古宙及显生宙内部的分期依据出入较大。(6) 沉积间断的存在不利于界线事件的细致研究。

4、2300Ma 作为太古宙-元古宙界线的科学性。基于上述，与其用 25 亿年作为太古宙—元古宙分界，倒不如以 23 亿年作为界线年龄更为合适。理由是：(1) 23 亿年前后地球表层系统各方面都发生了根本性改变，能真正代表地球演化史上的重要转折时间。(2) 界线含义清楚，指灾变事件。(3) 与显生宙—元古宙及显生宙内部的分期标准一致。(4) 反映的灾变至多在 0.5 亿年内完成，过程短，无间断，符合层型剖面的建立原则。(5) 灾

变以改变表生地质作用为主，表生地质作用的大气对流、水体流动、生物迁移等速度快，易于全球各地传递，其变化在全球范围具有统一性和同时性。(6) 灾变前后的岩石组合等方面差别较大，便于实际工作中确定界线，如以厚层碳酸盐的大量发育为标志等。(7) 便于有效地进行深入的地质学、地球化学、古生物学、古气候学等方面的研究和实际找矿(陈衍景等，1991b；Chen et al, 1992b, 1993)。

(三) 对 23 亿年事件的同位素年代学指示和某些地层时代的确定

很多地区获得了能够记录灾变事件的年龄，这些年龄使我们有效地确定岩石或地层是形成在太古宙（23 亿年前）还是元古宙（23 亿年后）。如，嵩箕地块有大量 23～22 亿年的伟晶岩，霍丘群下部有 22.45 亿年的钾氩年龄（孙枢等，1985），五台山区发生 23 亿年时的强烈挤压和角闪岩相变质（张秋生等，1984），并有 23.07 亿年的钾氩年龄（白瑾等，1986），内蒙中部在 23 亿年时有麻粒岩事件发生（吴昌华等，1989），辽西存在 23 亿年的混合岩（与傅成义讨论），冀东有 23.5 亿年的克拉通化（赵宗溥，1988），鲁西发生了 23～22.5 亿年的热事件（曹国权等，1985），辽东在 24～22 亿年时强烈克拉通化并在以后沉积辽河群（张秋生，1984）。乌克兰地盾发生了 23 亿年的褶皱作用和混合岩化(Toxmyeb, 1974)；白海地区有 23 亿年的花岗岩（胡受奚等，1988）。达瓦尔系在 23～22 亿年间发生变质和花岗岩侵入（Nagvi et al , 1978; Windley, 1980)。非洲文特斯多普超群中的石英斑岩年龄为 23.1～23 亿年（胡受奚等，1988）。伊尔岗地块最终克拉通化是 24 亿年（Gee，1975），皮尔巴拉地块 Mount Bruce 超群之底部 Fortescue 群的上限年龄被认为是 23 亿年（Ta; r et al，1985）。上述遭受 23 亿年左右变质、变形或混合岩化或岩浆侵入的岩石或地层，都形成在 23 亿年前，属太古宙。

第三节　华北克拉通南缘的形成和早前寒武纪板块构造

受固定论的影响，华北克拉通的基底（中岳运动之前的岩石和地层）长期被作为统一的整体来研究其构造和地质演化。1981 年以来，我们研究发现其立论基础并不确切，华北克拉通实由多个地块、地体拼贴而成，地块或地体之间有明显的差别，它们往往经历了彼此独立的形成和演化史。

一、华北克拉通南缘的块体构造格局

华北克拉通南缘的早前寒武纪基底是由华熊地块、嵩箕地块和中条地块共同构成的(图 1-5)。华熊地块在三门峡-宝丰断裂（陈衍景等，1990b）和三门峡-潼关断裂之南，以发育熊耳群盖层为特征，包括了舞阳、鲁山、熊耳山、崤山、小秦岭和骊山等早前寒武纪变质地体。其中崤山变质地体的岩石组合等方面与其它 6 个变质地体有较大差别，可能属外来地体；而其它 6 个变质地体有颇多相似之处，均以发育原"太华群"为特征，它们可能曾属一体，而后破裂，故称之太华复合地体。

嵩箕地块在三门峡-宝丰断裂以北，西界为中条山东缘断裂，以发育原"登封群"和嵩山群为特征，至少包括了嵩山、箕山等早前寒武纪变质地体，其盖层以五佛山群为特征，基本缺失华熊地块的熊耳群，仅在西缘的济源地区有相当于熊耳群的西阳河群发育。

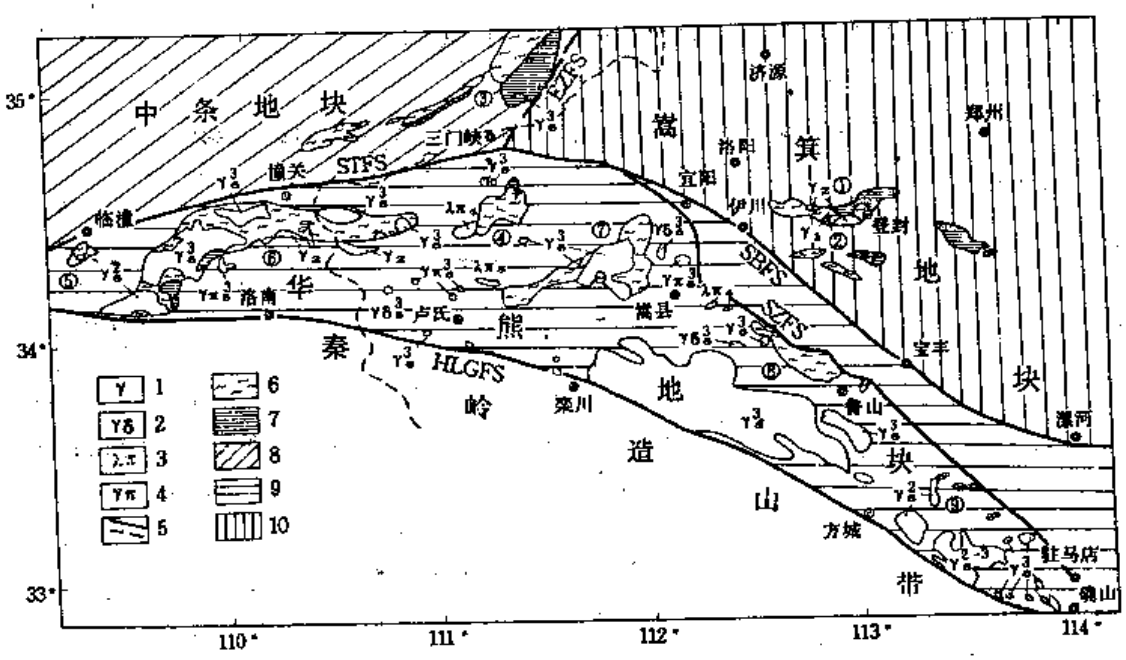


图 1-5　华北克拉通南缘的块体构造格局(引自陈衍景等，1991c)

1-花岗岩；2-花岗闪长岩；3-石英闪长岩；4-花岗斑岩；5-断裂或推测断裂：HLGFS 指黑沟-栾川-固始断裂，SZFS 指三门峡-驻马店断裂、SBFS 指三门峡-宝丰断裂、STFS 指三门峡-潼关断裂、EZFS 指中条山东缘断裂；6-结晶基底（>2150Ma）；7-早元古晚期地层（2150-1850Ma）：嵩山群、中条群、铁铜沟组；8-中条地块盖层（1850Ma 后）；9-华熊地块 1850Ma 后的盖层；10-嵩箕地块 1850Ma 后的盖层。①嵩山，②箕山，③中条山 ④蟒山，⑤驸山，⑥小秦岭，⑦熊耳山，⑧鲁山，⑨舞阳

中条地块不属豫西地区，它位于三门峡-潼关断裂以北，中条山东缘断裂之西，盖层以西阳河群为特征。

上述三个地块在早前寒武纪基底性质、基底构造线方向、基底变质程度和盖层发育程度和性质、岩浆作用和矿产等方面均有一系列差异(陈衍景等，1991c)。

二、青阳沟型绿岩带的发育和原始地壳的性质

嵩箕地块嵩山变质地体的石牌河变闪长岩体给出了豫西最大的同位素年龄，即 2997 Ma 的 Rb-Sr 等时线年龄。该岩体是在青阳沟运动中侵位的，它和其它同时期花岗岩类侵入体中含有较多的表壳岩包体，包体的形成时间无疑早于石牌河杂岩，即在 3000 Ma 之前形成。表壳岩包体以角闪岩、斜长角闪岩、角闪片麻岩和少量片岩为主，部分样品的化学成分与科马提岩一致。基于它们与印度 Sargur 型绿岩带和非洲罗德西亚（津巴布韦）的塞巴奎（Sebakwian）型绿岩带（Goodwin，1983）在产状、岩石组合、时代等方面非常相似（表 1-4），认为它们应是豫西第一次绿岩（primary greenstone，Glikson，1976）残留体，称之青阳沟型绿岩带（陈衍景等，1988）。

由于第一次绿岩带是各大陆最老的表壳岩，它们应代表各大陆最原始的地壳组分。已知的第一次绿岩的岩石建造均以超镁铁质和镁铁质岩石为主，表明原始地壳应属硅镁质(Simatic)（Glikson，1976；Wilson，1974；陈衍景等，1988）。至于原始地壳的成因机制，则有多种解释。但宇航和遥感技术的发展和比较行星学的研究成果支持了星子堆积学或撞击说（侯德封等，1974；欧阳自远，1989，1990，1991），即原始地壳或第一次绿岩

是伴随强烈的星子或小星体的撞击（impaction）而形成的。

表 1-4 青阳沟型绿岩带与相似绿岩带对比(引自陈衍景等, 1988)

类 型	青阳沟型	沙格尔型 (Sargur)	塞巴奎型 Sebakwian
产 地	嵩箕地块	印 度	罗德西亚
产出	呈不连续的小的包体存在于石牌河群变质杂岩体或混合岩杂岩体.	小的不连续的残留体(包体)分散在半岛片麻岩中, 单体可达 10～20km 长	呈细小的不连续的残留体(包体)分散在基底片麻岩(莫沙贝、沙贝尼片麻岩)中
岩石学	Prd、Km、bs、volcs anorth、BIF(?)	Km、Prd、bs、volcs、anorth、qte、pel、BIF	Prd、Km、volcs, BIF
时 代	>3000Ma	>3100Ma	>3300Ma
基 底	无	无	无

Prd 橄榄岩，Km 科马提岩；bs 玄武岩，anorth 斜长岩，qte 石英岩，BIF 硅铁建造，pel 泥质岩。

三、背孜型绿岩带的发育和石牌河杂岩的形成——古陆核的出现

由于构成原始地壳和整个地球的星子之间在物质成分、放射性元素含量、残留能(residual energy)等方面是不均一的，这种不均一性势必导致星子之间的物质和能量的交换，即对流和扩散。对流和扩散作用一方面造成地球表面广泛的火山作用，另一方面使地球表面产生广泛的局部离散和聚合。离散区发生星子内部物质（星子幔）的部分熔融，产生较多的超镁铁——镁铁质岩浆，形成新的硅镁壳——原始洋壳。聚合区则发生原始硅镁壳的部分熔融，产生较多的中性、酸性岩浆，使原始硅镁壳硅铝化，形成原始硅铝壳——原始陆壳。

上述构造-岩浆作用使原始硅镁质地壳分化出洋区和陆区，洋区的离散作用形成新的洋壳，陆区的聚合作用形成新的陆壳，此体制颇似现代板块运动的威尔逊旋回（Wilson cycle），只是其规模较小，聚合和离散速度较快，在整个地球表面广泛发生，有泛威尔逊旋回的特征，称之聚散旋回（陈衍景，1987，1990g）。

在石牌河旋回，太华复合地体位于离散区，发育了以镁铁质、超镁铁质火山岩为主的背孜型绿岩带（表 1-5），背孜型绿岩带含较多的科马提岩，与南非的 Barberton 型绿岩带和印度的 Kolar 型绿岩带颇为相似，均代表原始洋壳。石牌河旋回的嵩箕地块处于聚合区，发育了大量奥长花岗岩、英云闪长岩、花岗闪长岩和闪长岩等中酸性侵入体，它们侵入破坏并改造（诱发变质作用和混合岩化作用）了青阳沟型绿岩带——原始硅镁质地壳的残留体，使青阳沟型绿岩呈不连续的残留体包裹于侵入体中，并与侵入体一起共同构成以 TTG（奥长花岗岩、英云闪长岩和花岗闪长岩的合称）为主的花岗质的石牌河杂岩。无疑，石牌河杂岩属硅铝质，它的形成意味着陆壳的出现。由于石牌河杂岩出露的空间范

围较小，多以具 crater 构造形态的穹隆产出，故称之为陆核（图 1-6）.

表 1-5 背孜型与其它典型绿岩带对比(引自陈衍景等, 1988)

类 型	背 孜 型	Kolar 型	Barberton 型
地 区	华熊地块	印度半岛	Kaapvaal 地盾
产出	NWW 向带状, 长 5～60km, 背形构造	小的线型带状, 长 10-50 km	中小线状, 向斜构造
岩石学	Km、prd、bs、dc、sh、pel、anorth、Carb、BIF	Km、prd、bs、anorth、少量 qte、Pel、BIF	Km、bs、dc、ry、sh、qte、gwke、cgl
层 序	旋回性超镁铁质—镁铁质—长英质火山岩—泥岩和 BIF	火山岩(主要) ▸变泥质岩和 BIF	旋回性超镁铁质 ▸长英质火山岩 ▸沉积岩
形成时代	3000-2550Ma	＞3100Ma	＞3400-3200Ma
基底构造	不稳定地壳, 未见基底	同左	同左

Km 科马提岩、prc 橄榄岩、bs 玄武岩、and 安山岩、dc 英安岩、ry 流纹岩、voles 火山岩、sh 页岩、qte 石英岩、anorth 斜长岩、pel 泥质岩、carb 碳酸盐、cgl 砾岩、gwke 灰瓦克岩.

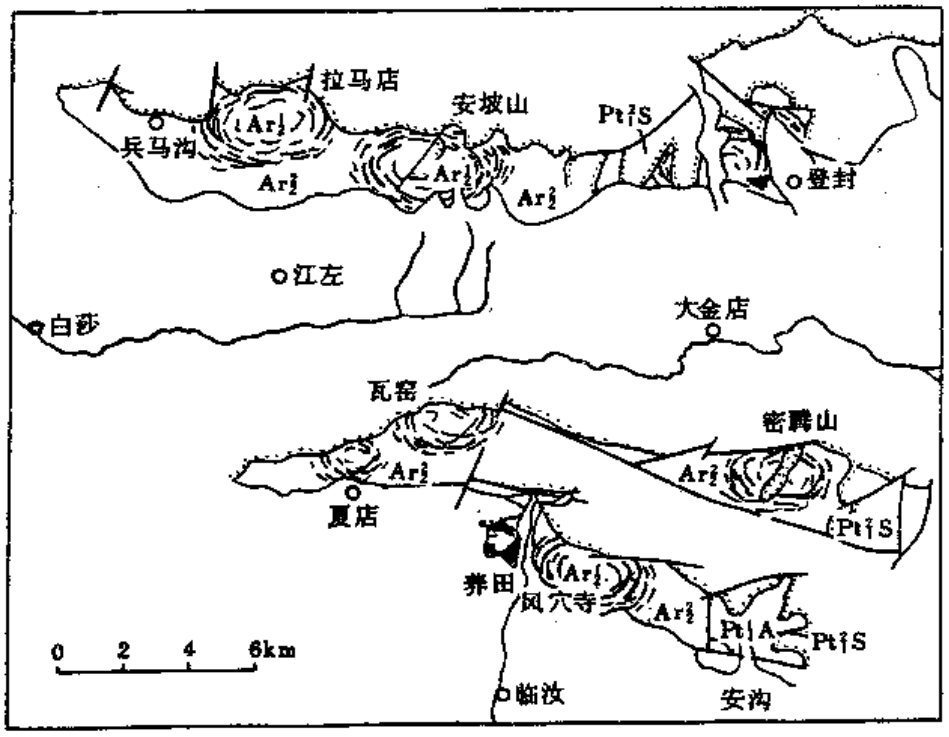


图 1-6 嵩箕古陆核的分布及与君召群的关系(引自孙枢等, 1985)

Ar_2^1、Ar_2^2、Pt_1^1、Pt_1^2分别代表石牌河杂岩、君召群、安沟群和嵩山群

需要说明，豫西地区原始地壳局部聚合和离散的启动事件，即聚散旋回的开始事件，称为青阳沟运动，约在 3000Ma 左右。

四、君召群和荡泽河群两种类型绿岩的发育和其构造背景

石牌河旋回末期的石牌河运动导致石牌河杂岩和背孜型绿岩发生角闪岩相的变质和不同程度的混合岩化。嵩箕地块古陆核的范围扩大，硅铝化程度增高；太华复合地体的背孜群也经历了初次的硅铝化，使地壳性质趋近于现代岛弧。石牌河运动结束后，太华复合地体出现裂谷作用，发育荡泽河型绿岩带。因太华复合地体的地壳性质介于大洋和岛弧之间，故裂谷作用主要显出大洋裂谷的特征。火山岩类以含有科马提岩的玄武岩类为主体，夹有少量英安岩类，显示弱的双峰现象（图 1-7）。含科马提岩的玄武岩类是引起裂谷作用的地幔部分熔融的产物，英安岩类则可能是背孜群部分熔融形成。

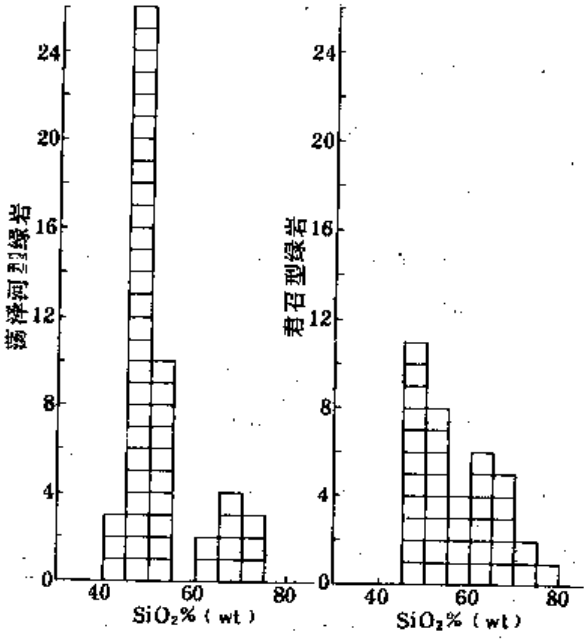


图 1-7　荡泽河型和君召型绿岩 SiO_2 直方图

与荡泽河群绿岩带发育的同时，嵩箕地块处于火山弧背景，在石牌河杂岩构成的陆壳基底上发育君召群火山-沉积建造，即君召型绿岩带。君召型绿岩以玄武岩和玄武安山岩为主，次为英安岩和流纹岩，玄武岩或玄武安山岩层与英安岩或流纹岩层交替出现，具有较强的双模式现象（图 1-7）。推测玄武岩和玄武安山岩是由俯冲洋壳的部分熔融形成，故其不含科马提岩；英安岩和流纹岩则可能是石牌河杂岩部分熔融的结果。

对比君召型绿岩和荡泽河型绿岩（表 1-6）可以看出：君召型绿岩和荡泽河型绿岩都有基底存在，同属第二次绿岩（secondary greenstone）（Glikson，1976），荡泽河型较君召型火山岩更偏基性，分布形态上更趋于线型，变质程度更深，混合岩化更强。其原因之一可能是后者具有更为成熟的硅铝质陆壳。

五、嵩阳期构造层的性质与崤山地体的离散和拼贴

君召群和荡泽河群发育末期，发生了 2300Ma 时的地质环境突变，并伴随了构造热事件——郭家窑运动。此后，地热梯度明显降低，岩石圈增厚，豫西等地的火山作用明显减弱，出现了全球性火山间隙（Volcanic gap）。太华复合地体发育了原岩相当于碳硅泥岩建造的水滴沟群孔达岩系，孔达岩系中夹有少量裂谷作用形成的由碱性橄榄玄武岩和流纹岩组成的双峰火山岩。嵩箕地块和中条地块则有较强的裂谷作用，嵩箕地块发育了安沟群裂谷火山岩建造（孙枢

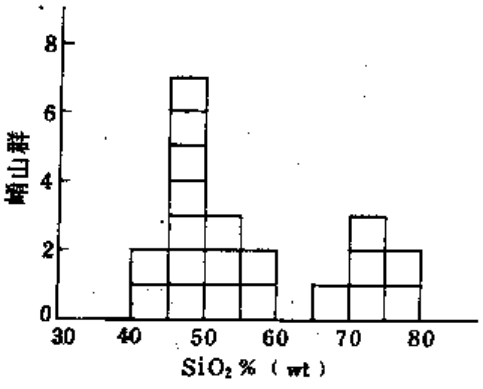


图 1-8　崤山群火山岩 SiO_2 直方图

等，1985；张国伟等，1989），中条地块发育绛县群裂谷式双峰火山岩建造（孙大中，1990，1991）。应该强调的是，此时的华熊地块崤山地体也发育了大陆裂谷式崤山群双峰火山岩建造(陈衍景，1987,1989e,1991c)（图 1-8）。

表 1-6 蒿泽河型、君召型绿岩带与其它典型绿岩带的对比（陈衍景等，1988）

类 型	蒿泽河型	君召型	达瓦尔型	布拉瓦约型
产 区	华熊地块	嵩箕地块	印 度	罗德西亚
产 出	中小带状块垒，5-50km 长，线状褶皱	中小带状，长 20-60 km，开阔，褶皱构造	大到 400km 长，形态不一，开阔构造	中小型，面型分布线状褶皱
岩石学	bs、Km、and、dc、gwke、cgl、qte、BIF、carb、pel	bs、dc、and、ry、(Km)、gwke、cgl、pel、qte、BIF、carb	gwke、cgl、qte、BIF、bs、and、ry、volcs	bs、dc、ry、and、Km、qte、cgl、gwke、BIF
层 序	浅海浊流沉积→铁镁质—长英质火山岩→化学沉积	基底陆架相沉积→镁铁质-长英质火山岩→浅海沉积	基底陆架相→浊流相+火山岩	旋回性超镁铁质→长英质火山岩→沉积岩
时 代 (Ma)	2550-2300	2550-2300	2600-2300	2700-2500
基底及时代	背孜型绿岩带 >2550Ma	石牌河杂岩体 >2550Ma	半岛片麻岩 3500Ma	莫沙贝、沙贝尼片麻岩 >3500Ma
基底构造与基底关系	不稳定 不整合	稳定→不稳定 不整合	稳定 不整合	稳定→不稳定 不整合

bs 玄武岩，Km 科马提岩，and 安山岩，dc 英安岩，ry 流纹岩，gwke 灰瓦克岩，cgl 砾岩，Pel 泥岩，qte 石英岩，BIF 硅铁沉积物，carb 碳酸盐

崤山群在岩石建造、变质程度等方面与安沟群、绛县群十分一致，与太华复合地体的水滴沟群大相径庭。表明崤山地体与嵩箕地块、中条地块处于同一构造背景，与太华复合地体的构造背景不同。此外，崤山地体的天爷庙杂岩与中条地块的涑水杂岩（孙大中，1990）也相似。表明崤山地体与中条地块可能曾为一体（2300Ma 前），2300 Ma 后的裂谷作用（离散作用）使崤山地体分离出来，并在 2150Ma 左右的嵩阳运动中与太华复合地体拼贴，从而与太华复合地体一起构成华熊地块。拼贴事件使太华复合地体发生角闪岩-麻粒岩相的变质，使中条地块、嵩箕地块、崤山地体发生绿片岩相的变质。

需要说明，我们确定崤山地体与太华复合地体在嵩阳运动中实现拼贴的根据之一是两

者在嵩阳运动后发育了相同的构造层——铁铜沟组山间磨拉石建造（表 1-7）

表 1-7 华北克拉通南缘早前寒武纪岩石建造的划分和对比

崤山地体	中条地块	嵩箕地块	太华复合地体	时代	亿年
覆熊耳群	覆西阳河群	西缘覆西阳河群	覆熊耳群	Pt_2^1	<18.5
铁铜沟组山间磨拉石	中条群*	嵩山群	局部铁铜沟组	Pt_1^2	21.5–18.5
崤山群双模式火山岩	绛县群双模式火山岩	安沟群双模式火山岩	水滴沟群孔达岩系	Pt_1^1	23–21.5
天爷庙杂岩	涑水杂岩	君召群绿岩	蓟滹河群绿岩	Ar_2^2	25.5–23
		石牌河杂岩	背孜群绿岩	Ar_2^1	30–25.5
		青阳沟型绿岩		Ar_1	>30

* 含担山石群.

六、中岳期构造层的发育和华北克拉通南缘的拼贴形成

太华复合地体与崤山地体拼贴之后，华熊地块隆起成山，大部分地区（舞阳、鲁山、熊耳山、小秦岭）缺失中岳期沉积，仅在崤山地体北部和太华复合地体骊山地体的坝源地区发育了少量的山间磨拉石建造——铁铜沟组．铁铜沟组主要由石英砾岩、石英砂岩等组成，它的发育指示华熊地块的陆壳基本成熟．在嵩箕地块和中条地块沉积了层位稳定的嵩山群和中条群，它们都以大量石英岩为特征，属典型的稳定克拉通盆地沉积建造，它们的发育同样指示两地块的陆壳成熟度较高．

中岳期末，华熊地块与嵩箕地块沿三门峡—宝丰断裂拼贴．同时，华熊地块与中条地块沿三门峡–潼关断裂拼贴，中条地块与嵩箕地块沿中条山东缘断裂拼贴．拼贴作用结束了三个地块彼此独立的演化史，使之构成统一的华北克拉通南缘的早前寒武纪基底，导致所有早前寒武纪岩石或地层发生较强的构造变形和低绿片岩相的变质．拼贴之后，它们被相同或相似的弱变形的地层不整合覆盖（拼贴时间的判别标志之一），华熊地块发育熊耳群，中条地块发育性质相似时代相同的西阳河群，而西阳河群也覆盖了嵩箕地块的西缘．

第四节 华北古板块的增生和北秦岭造山带形成

板块构造理论刚传入我国，李春昱先生等即对秦岭造山带进行板块构造研究，并在 1973–1975 年间发现了该区存在的蓝片岩、混杂岩、蛇绿岩套等，1978 年正式提出商丹断裂是南秦岭与北秦岭之间的泥盆纪–三叠纪的缝合带，栾川断裂是中元古代至志留纪古秦岭洋向华北克拉通俯冲的消减带．自此以后，北秦岭造山带一直被作为华北古板块的增生带．但有关北秦岭造山带的形成方式，长期有争论，主要观点有两种，一是主张被动大陆边缘方式，即裂谷观点；二是主张活动大陆边缘方式．而且，两种观点都是基于对熊耳群和西洋河群的研究提出的．关于熊耳群和西洋河群的性质及形成背景的分歧导致了两种对立的观点，表明熊耳群是正确认识北秦岭造山带形成机制或华北古板块南缘增生方式的

关键．因此，本节将从详细评述有关熊耳群的研究工作和观点入手，探讨熊耳群的形成背景和北秦岭的形成过程，从而进一步阐述华北古板块南缘增生的过程是三个旋回的活动大陆边缘体制和一个旋回的被动大陆边缘体制．

一、1850～1400 Ma 华北古板块南缘火山弧与裂谷的并存——熊耳群和西洋河群的研究意义

（一）研究进展与存在问题

最近十几年来，一些单位和学者尝试了以板块构造理论为指导的关于 1850～1400Ma 期间华北古板块南缘构造格局和岩石建造性质的研究，他们取得了很大的成功，使一些长期没有解决的问题有了突破性进展或取得了较为一致的认识．主要有：（1）熊耳群、西洋河群、宽坪群是 1850～1400Ma 的岩石建造，时代与长城系相当．（2）岩石建造上，宽坪群与熊耳群和西洋河群明显不同，宽坪群含大量大洋拉斑玄武岩，熊耳群和西洋河群则以安山岩类和英安岩类为主．（3）宽坪群是海相岩石建造，代表古大洋．（4）熊耳群与宽坪群的分界是栾川断裂，该断裂是 1850～1400Ma 时的洋陆边界．

尽管上述事实已被公认，但学者们在很多问题上仍有很大分歧．分歧焦点是熊耳群和西洋河群的火山岩峰态和构造环境．主要观点是：（1）熊耳群和西洋河群是同一套岩石建造，火山岩具双众数现象或双峰特征，形成于裂谷环境，即三叉裂谷的废弃支——裂陷槽或坳拉谷（aulacogen），继续扩张的两支发展成以宽坪群为代表的大洋．此观点由孙枢等（1981）提出，得到关保德等（1988）、张国伟等（1989）、任富根等（1989）、张德全等（1985）、张本仁等（1989）、杨忆（1990）等学者支持．（2）熊耳群和西洋河群是安提斯型活动大陆边缘的火山弧区火山岩建造，是单峰火山岩．此观点是胡受奚等（1981–1988）和贾承造等（1988）提出，得到林潜龙等（1984）、郭抗衡（1991）等学者的支持．（3）熊耳群和西洋河群并非同一套岩石建造，熊耳群形成于安提斯型活动大陆边缘的火山弧区，西洋河群形成于与活动大陆边缘垂直的大陆内部被动型裂谷区，熊耳群火山岩有双峰特征，但并非裂谷火山岩的双峰特征，而是火山弧区的双峰特征（陈衍景，1992e）．此观点是由陈衍景等（1992j）在承担本课题的研究中提出的．

基于上述事实和分歧，以下详细评述三种观点，论证谷弧并存的构造格局．

（二）关于裂谷观点的评述

孙枢等认为熊耳群–西洋河群形成于裂谷（裂陷槽）环境的主要根据是：

1．熊耳群–西洋河群火山岩呈三角形分布（图 1–9）．南界是栾川断裂，西北界是绛县–潼关断裂，东北界是推测的铁山河–洛阳–背孜断裂．形态似三叉裂谷系．沿 NNE 向火山岩建造的厚度大．

2．在 (Na_2O+K_2O)–SiO_2 图、(Na_2O+K_2O)–(Na_2O/K_2O)图及米德尔莫斯特火山岩分类图等图解上，多数样品落入碱性火山岩区，少部分落入非碱性火山岩区（详见孙枢等，1981，1985）．

3．用 SiO_2、(FeO)、TiO_2 随(FeO)／MgO 值增加的变异图判别熊耳群、西洋河群非碱性火山岩系列为 Fenner（芬纳）趋势的拉斑玄武岩系列．且在给定（FeO）／MgO 值时，其 TiO_2 含量高于岛弧拉斑玄武岩．K_2O 一般高于 1.5%，也高于岛弧拉斑玄武岩．

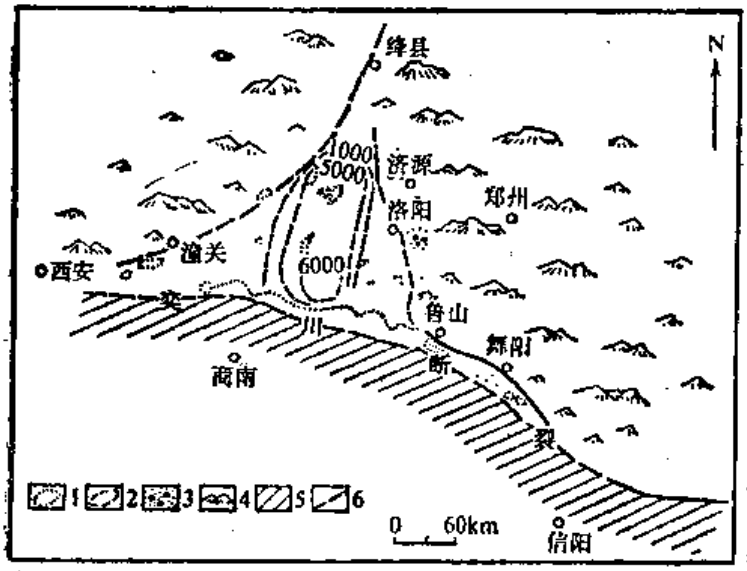


图 1-9 熊耳群和西洋河群分布与古构造(据孙枢等,1981)

1-熊耳群、西洋河群的露头； 2-火山岩建造的等厚度线；
3-兵马沟组分布区；4-山地地貌；5-秦岭地槽；6-断裂

4. Na_2O/K_2O 随 SiO_2 含量增高而减小，此变化在 $SiO_2<68\%$ 的火山岩中是渐变的。但当 $SiO_2>68\%$ 时，K_2O 大大高于 Na_2O，以致 Na_2O/K_2O 值比 $SiO_2<62\%$ 者低得多。表明火山岩非同源产物，其酸性成员可能是陆壳重熔产物。

5. 宽坪群火山岩显双模式特征（表 1-8）：$SiO_2<53.3\%$ 者，$Na_2O/K_2O=8.6$；$SiO_2>68\%$ 者，$Na_2O/K_2O=0.80$。坝源和洛源一带的火山岩也显示一定程度的双模式性质(表 1-8)。

孙枢等的工作开创了用板块构造理论认识熊耳群和西洋河群火山岩成因的新局面。所揭示的火山岩建造在岩石化学等方面的双模式信息和关于 $SiO_2>68\%$ 的火山岩为陆壳重熔产物的成因解释等是科学的，对正确认识该两群火山岩成因具有极为重要的意义，关于西洋河群为裂谷火山岩建造的观点也为越来越多的资料所证实。但是，将熊耳群和西洋河群作为统一的裂谷火山岩建造，则有如下矛盾资料：

1. 所有的裂谷火山岩建造都有明显的双模式特征，且以玄武岩为主，酸性、中酸性岩为次，中间明显缺少中性火山岩。而豫西熊耳群却与之相反，以中性、中酸性火山岩为主，很少有玄武岩，不显大陆裂谷式双模式特征，很大程度上与弧区火山岩特征一致。

表 1-8 熊耳群与宽坪群火山岩 Na_2O/K_2O 值（引自孙枢等，1981）

SiO_2	豫西地区		坝源、洛源一带		宽坪群	
(重量%)	范围	均值	范围	均值	范围	均值
<53.50	0.50–2.16	1.26	1.30–2.47	1.86	3.41–14.5	8.60
53.50–62.00	0.60–3.65	1.34	0.88–1.84	1.51		
62.00–68.00	0.35–0.70	0.56				
>68.00	0.02–0.16	0.09	0.32–0.34	0.33	0.41–1.40	0.80

2. 根据部分熊耳群和西洋河群样品在岩石化学上属碱性岩，K_2O、TiO_2 含量高于岛弧背景的玄武岩，就认为它形成于裂谷，以此否定其隶属于岛弧背景。我们认为较高的 K_2O 含量可能由区域性 K_2O 异常造成，本区结晶基底内的火山岩 K_2O 含量也明显高于其他地区的同类岩石（表 1-9）。

表 1-9　豫西火山岩与世界火山岩的 K_2O 含量对比

		SiO_2	K_2O	资料来源*
玄武岩类	熊耳	50.75	2.17	贾承造(1988)
	基底	48.30	1.30	笔者熊耳山区基底
	中国	48.28	2.51	黎彤
	诺 1	50.83	0.82	诺科斯: 正常拉斑玄武岩平均成分
	诺 2	47.90	0.54	诺科斯: 拉斑橄榄玄武岩平均成分
	诺 3	45.78	0.95	诺科斯: 正常碱性玄武岩平均成分
	诺 4	46.77	1.07	诺科斯: 无橄榄碱性玄武岩平均成分
	诺 5	43.69	0.69	诺科斯: 富橄榄碱性玄武岩平均成分
	诺 6	51.33	0.82	诺科斯: "中心"玄武岩平均成分
安山岩类	熊耳	56.60	3.00	贾承造(1988)
	基底	54.32	1.96	笔者
	中国	56.75	2.01	黎彤
	诺 7	54.20	1.11	诺科斯: 安山岩平均成分
英安岩类	熊耳	65.92	5.01	贾承造(1988)
	基底	66.24	2.59	笔者
	中国	65.70	2.83	黎彤
	诺 8	63.58	1.40	诺科斯: 英安岩平均成分
	诺 9	66.27	3.01	诺科斯: 流纹英安岩平均成分

表 1-10　崤熊期火山岩的组合

岩石类型	贾承造 261 数据			阎中英 378 数据			Middlemost	邱家骥
	SiO_2 范围	样数	百分比	SiO_2 范围	样数	百分比	SiO_2 范围	SiO_2 范围
玄武岩	44.00–53.50	11	4.21	46.60–52.20	32	8.46	45.00–53.50	45–52
玄武安山岩	?	28	10.73	52.22–59.89	199	52.65		52–57
安山岩	53.50–62.00	125	47.89	60.14–64.44	47	12.43	53.50–62.00	57–62
英安岩	62.00–70.00	70	26.82	64.82–70.28	70	18.52	62.00–70.00	62–69
流纹岩	>70.00	27	10.34	70.64–78.24	30	7.94	>70.00	>69

* 表中关于不同岩类 SiO_2 的变化范围，贾承造与阎中英所应用的指标差别较大，导致统计的各岩类的比例有所不同．他们使用的指标与 Middlemost 分类指标 和邱家骥推荐的分类指标(邱家骥, 1977, 地质与勘探, 第 3 期)也不尽相同．

3．熊耳群与宽坪群在岩石组合、岩石化学等方面有明显差别，两群之间的过渡信息极不明显（表 1-8）．很难将宽坪群看成熊耳群的继续发展．

基于上述，认为将整个熊耳群–西洋河群作为裂谷环境的火山岩建造的观点尚值得讨

论

（三）关于山弧观点的评述

胡受奚等（1981，1988）、贾承造等（1983，1985，1988）认为熊耳群和西洋河群是山弧火山岩建造，其主要依据是：

1．构造复杂的压性的栾川断裂构成熊耳群的南界，它已被李春昱等（1978）作为古俯冲带。

2．栾川断裂以南分布着宽坪群，多方面研究结果表明，宽坪群属蛇绿岩带，代表古大洋碎块，其年龄在1400～1850Ma间。

3．贾承造和阎中英（1985）分别收集到261个和378个熊耳群—西洋河群火山岩岩石化学数据，对这些数据的处理结果显示了熊耳群—西洋河群是以安山岩为主体、英安岩为次的火山岩建造(图1—10)。此与笔者等在熊耳山、崤山、鲁山、舞阳等地的实际观察结果相符合

4．在火山岩分异指数（DI）频布图上，熊耳群-西洋河群火山岩显示了单峰特征，与裂谷火山岩建造迥然不同，而与典型弧区火山岩建造颇为相似（图1—10）。

5．阎中英计算崤熊期火山岩皮克科钙碱指数(CA)为52.6，属碱钙性系列；里特曼指数$\sigma=1.8\sim4$(少部分<1.8或$4\sim6$)，属富碱的钙碱性系列。贾承造计算的$\sigma=1.5\sim3.59$，属钙碱性系列火山岩。

6．在王德滋等修订的SiO_2-(Na_2O+K_2O)图、Hyadman AFM三角图，都城秋穗TiO_2-(FeO^*/MgO)图、Pearce(Er/Y)-Er图、Varne Nb-Ba图和La-Ba图等图解上，崤熊期火山岩均落于岛弧火山岩区或呈钙碱性火山岩趋势。

7．崤熊期火山岩从南向北，K_2O、K_2O/Na_2O、K_2O/SiO_2、(K_2O+Na_2O)、(K_2O+Na_2O)/Al_2O_3等逐渐增高（见后），指示大洋俯冲由南向北。此与该区的基本地质事实相吻合。

从上述主要依据看，胡受奚等将崤熊期火山岩作为山弧安山岩建造的观点总体上是合理的。但该观点必须解释下列矛盾现象：

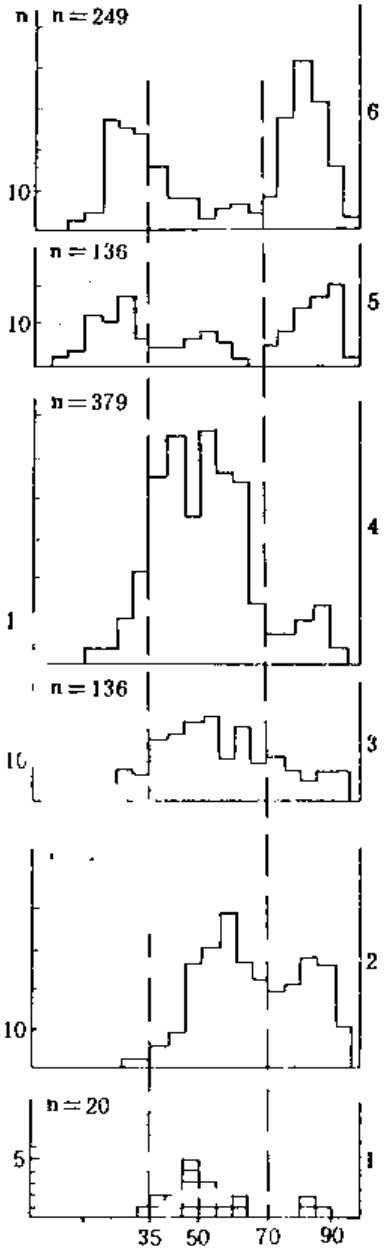


图1—10 崤熊期火山岩DI频布图及其与典型岛弧、裂谷火山岩对比（引自陈衍景，1992e）

1—熊耳群(作者，数据见表1—12)；2—熊耳群和西洋河群(贾承造等，1988)；3—阿留申岛弧；4—喀斯喀德山活动大陆边缘；5—冰岛大洋裂谷；6—埃塞俄比亚大陆裂谷

1．孙枢等已揭示出来的熊耳群—西洋河群火山岩的偏碱性现象及双众数信息，尤其需要说明K_2O/Na_2O在$SiO_2=62\%-68\%$间的突然变化。

2. 如果整个崤熊期火山岩是同一山弧火山岩建造。那么，自南而北，K_2O、SiO_2、(K_2O+Na_2O)、K_2O/SiO_2、$(K_2O+Na_2O)/Al_2O_3$、K_2O/Na_2O 等应逐渐升高。但实际情况是：K_2O、Na_2O、K_2O/SiO_2、Na_2O/SiO_2、(K_2O+Na_2O)、$(K_2O+Na_2O)/Al_2O_3$ 的值表明，熊耳群明显低于西洋河群（图 1-11），SiO_2 值自南而北反而降低（表 1-11）。

3. 自南向北，岩石组合上应是基性、中基性火山岩减少，中酸性、酸性火山岩增多。但实际情况是西洋河群内有大量玄武岩、玄武安山岩发育（张德全等，1985），明显多于熊耳群。

4. 火山岩建造等厚度线应呈东西带状。但孙枢等揭示的却是近南北向带状（图 1-9）。

显然，上述现象是山弧观点所不能完全解释的。因而，将整个崤熊期火山岩作为山弧火山岩建造的观点也不完美。

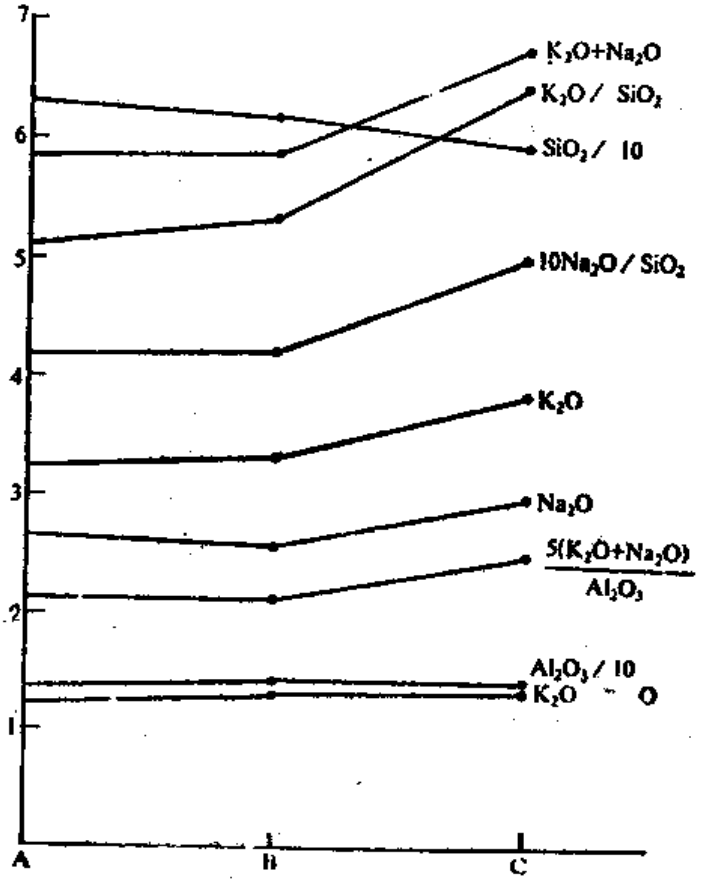


图 1-11 熊耳群与西洋河群火山岩岩石化学对比

A-熊耳群南部；B-熊耳群北部；C-西洋河群

(四) 关于崤熊期山弧与裂谷并存的论证

本文在学习孙枢等、胡受奚等、贾承造等及阎中英等所列举的资料的基础上，注意到这样一个现象，即主要在济源、垣曲等地研究的学者（孙大中，1990，1991；张德全等，1985）多主张熊耳群-西洋河群是裂谷火山岩，而在熊耳山、崤山等地研究的学者（林潜龙等，1984；郭抗衡，1991；栾世伟等，1991）则认为熊耳群、西洋河群是山弧火山岩建造。考虑到熊耳群、西洋河群的分布特征，笔者构想崤熊期的构造格架是山弧与裂谷并存，即熊耳群为山弧火山岩，西洋河群为裂谷火山岩，后者在展布形态和构造线方向上与前者垂直，为前者的垂向裂谷，即 D.L.Turcotte 等（1983）所称的被动裂谷。理由如下：

1. 基底构造格架有利于山弧-裂谷并存。陈衍景（1987）曾根据中岳期华熊地块构造线为 NW-EW 向，嵩箕地块为 S-N 向，中条地块为 NNE 向，提出三块体之间均有中岳期或更早的断裂存在，即三门峡-宝丰断裂、三门峡-潼关断裂（或称小秦岭北缘断裂）和中条山东缘断裂（图 1-5）；并且指出前两条断裂在中岳运动（1850Ma）时为压扭性质，后者则具追踪张特征。显然，基底构造无疑对中岳运动后在华熊地块发育火山弧和在中条地块与嵩箕地块之间发育被动裂谷是十分有利的（图 1-12）。

2. 区域地质背景上，栾川断裂以南依次是 1850～1400Ma 的宽坪群残余洋壳，1050～1400Ma 的二郎坪蛇绿岩套，1050～400Ma 的秦岭群岛弧系，刘岭群蛇绿混杂带等，指示着栾川断裂以南有 1850～1400Ma 大洋存在。此格局使笔者联想到 1850～1400Ma 时宽坪洋壳向华熊地块俯冲，俯冲中心是崤山、熊耳山地区；自南而北强烈不均一的俯冲挤

表 1-11　崤熊期火山岩南北向岩石化学变化

区域 / 地点 / 项目	南部(23 个样)	中部(11 个样)	北部(43 个样)
	洛宁南部熊耳群	河滩-峡石熊耳群	济源西洋河群
K_2O	3.220	3.260	3.790
Na_2O*	2.630	2.570	2.940
Al_2O_3*	13.640	13.770	13.650
SiO_2*	63.140	61.510	59.220
K_2O / Na_2O	1.224	1.264	1.286
Na_2O / SiO_2*	0.417	0.418	0.496
K_2O / SiO_2	0.051	0.053	0.064
K_2O+Na_2O	0.850	5.840	6.730
$\frac{K_2O+Na_2O}{Al_2O_3}$	0.429	0.424	0.493

* 注者为笔者根据贾承造的数据计算获得.

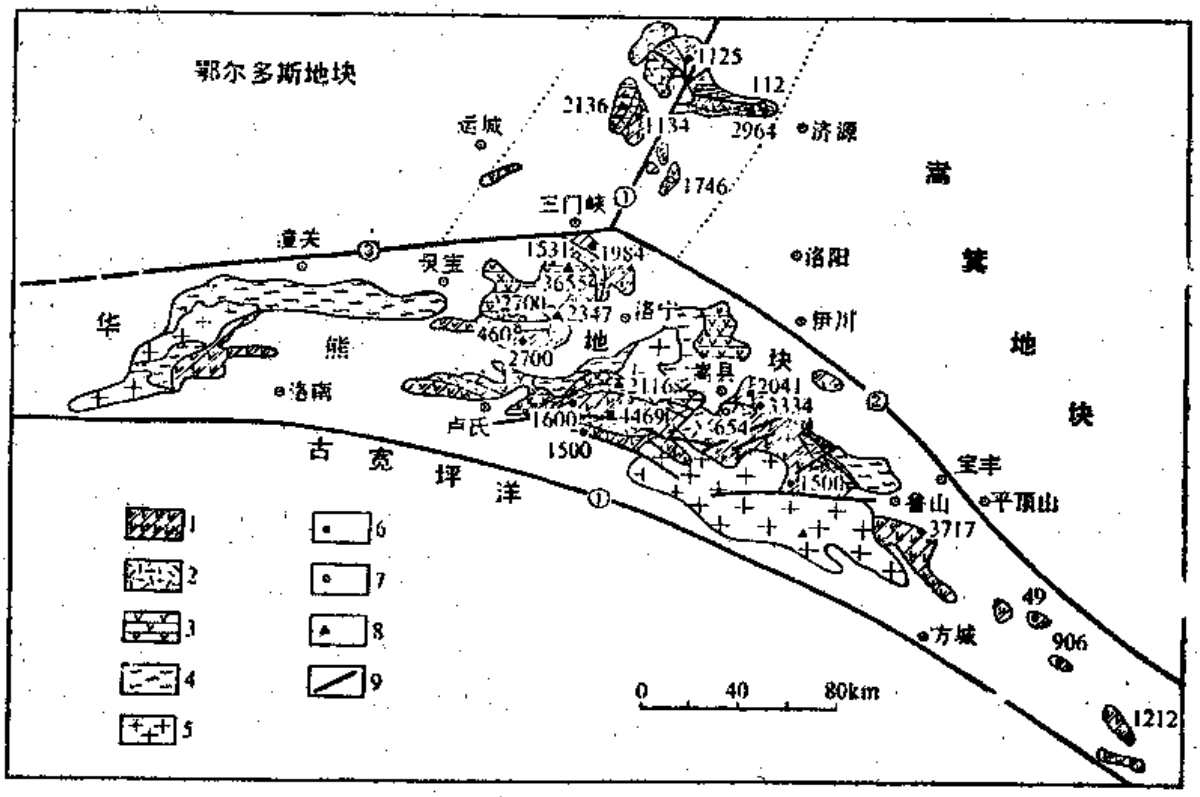


图 1-12　崤熊期构造格架和火山岩分布

1-马家河组(Pt^4_{2-1}); 2-鸡蛋坪组(Pt^3_{2-1}; 3-许山组(Pt^2_{2-1})并包括大古石组(Pt^1_{2-1}); 4-基底; 5-侵入岩; 6-马家河组厚度; 7-鸡蛋坪组厚度; 8-许山组厚度; 9-断层; ①栾川断裂; ②三宝断裂; ③小秦岭北缘断裂; ④中条山东缘断裂

压，必然导致近东西拉伸，使处于追踪拉张方向（NNE）的中条山东缘断裂发育成裂谷，即豫晋边界的西洋河裂谷，该裂谷显然属 D.L.Turcotte 划分的被动裂谷。

3. 崤熊期火山岩的倒"丁"字型分布。孙枢等已描述崤熊期火山岩呈三角形分布，更确切地讲，是倒"丁"字型分布。熊耳群南、北界分别是栾川断裂、三宝断裂—小秦岭北缘断裂，整体为 NWW 向的弧形带，且构造线也呈 NWW 向。西洋河群则在三门峡以北，沿中条山断裂发育，呈 NNE 向带状；且构造线亦呈 NNE 向。熊耳群和西洋河群在三门峡附近直交，但在三门峡—济源以南和三宝断裂以北的范围内却没有同期火山岩发育。所以，崤熊期火山岩呈倒"丁"字型分布（图 1-12）。此分布特征和构造线是裂陷槽或山弧观点所难以解释的。无论按山弧观点还是裂谷观点，熊耳群与西洋河群相交处不应有火山岩间断，而应发育较好，但事实是两岩带交汇处的三门峡附近并无崤熊期火山岩发育（图 1-12）。

4. 卢临期（1400～1050Ma）构造层的分布。崤熊期火山岩形成后，熊耳群南侧发育具"弧前盆地"性质的官道口群，北侧沿三宝断裂发育具"弧后盆地"性质的汝阳群；汝阳群在三门峡附近呈近直角转为 NNE，大致沿西洋河群的发育区呈带状分布（图 1-13）。此格局佐证崤熊期山弧—裂谷并存的构造轮廓。

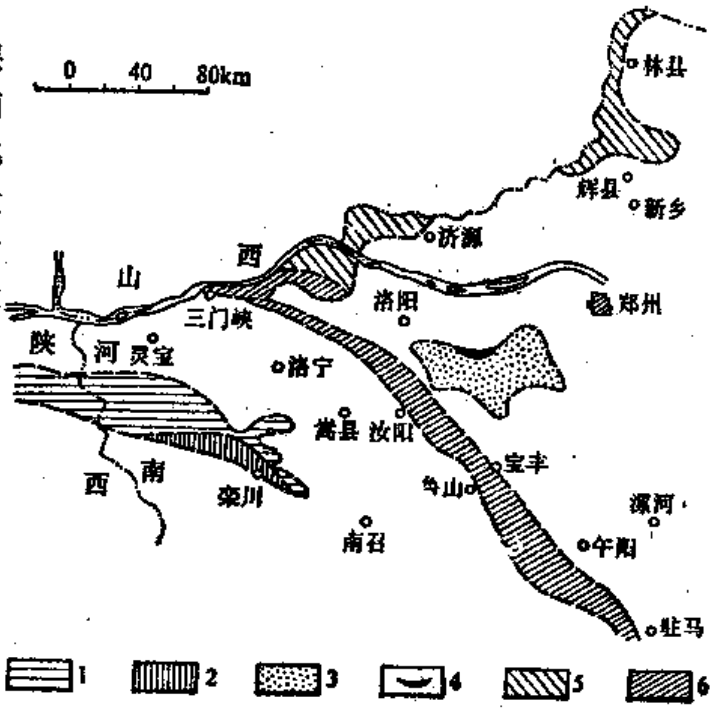


图 1-13 卢临期构造层的分布

（据胡受奚等，1988）

1-官道口群；2-官道口群和栾川群；3,4-五佛山群；5-汝阳群；6-汝阳群和浴峪群

5. 熊耳群火山岩在岩石组合、岩石化学、地球化学上明显具有典型活动大陆边缘安山岩建造的特征，与世界任何裂谷火山岩建造（以基性岩为主，中酸性岩为次）均明显不同，属弧区安山岩建造无疑。至于孙枢等揭示的 K_2O 偏高现象，可用该区区域性的 K_2O 偏高来解释。表 1-9 数据表明：熊耳群下伏基底中玄武岩、安山岩、英安岩的 K_2O 含量均高于世界同类岩石，此反映该区地幔内的 K_2O 也偏高。关于孙枢等揭示的 K_2O/Na_2O 在 $SiO_2=62\sim68\%$ 的突增现象，陈衍景（1990a，1992e）的解释是：$SiO_2<62\%$ 的火山岩主要由俯冲洋壳的分熔形成，它们属徐克勤（1982，1989）划分的同熔系列火山岩，其 K_2O/Na_2O 低；同熔系列岩浆的大规模上侵，便引起弧区的区域热异常，造成弧区陆壳物质的部分熔融，形成改造系列的侵入岩和火山岩。其 K_2O/Na_2O 明显高于以 $SiO_2<62\%$ 为主体的同熔系列火山岩，此改造系列火山岩的 SiO_2 一般大于 68%。因此，提出火山弧区存在同熔系列和改造系列火山岩的新认识。事实上，喀斯喀德山活动大陆边缘火山岩和熊耳群火山岩之 DI 频布图上，在 DI=70 附近出现低谷的现象即证明双系列火山岩存在于山弧区；而同时，埃塞俄比亚等裂谷带双模式火山岩 DI 频布图之右峰始于 DI=70 的现象又反证 DI>70 的火山岩一般为陆壳改造系列（图 1-10）。

6．岩石组合上，西洋河群比熊耳群含更多的玄武岩和玄武安山岩，流纹岩的比例也较大，一定程度上表现大陆裂谷双模式特征．张德全等（1985）对垣曲一带西洋河群枕状熔岩的研究表明，这些熔岩为玄武岩和玄武安山岩，甚至部分为橄榄玄武岩；张德全等确定这些熔岩形成于稳定大陆边缘或陆内裂谷环境．

7．岩石化学上，K_2O、Na_2O、K_2O+Na_2O、K_2O/SiO_2、Na_2O/SiO_2、$(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3$等在熊耳群南部和北部没有明显变化，但在熊耳群与西洋河群之间却有截然差别，后者明显高于前者（图 1−11、表 1−11）．表明西洋河群与熊耳群不属同一套火山岩建造．在西洋河群碱含量明显高于熊耳群的同时，SiO_2 却又明显低于熊耳群，反映西洋河群相对于熊耳群向基性和碱性方向演化．充分表明西洋河群不是熊耳群山弧火山岩向大陆内部的延续，而是与熊耳群有明显不同，应属于大陆内部裂谷式双模式火山岩建造．

8．熊耳群的同位素年龄有 1675Ma、1710Ma，西洋河群的年龄有 1840Ma、1826Ma、1454Ma、1459Ma、1439Ma 等．表明熊耳群与西洋河群同时形成，西洋河裂谷是在宽坪洋壳向北俯冲时发育的，表现出清楚的追踪张性质的被动裂谷特征．

由上可见，将熊耳群和西洋河群分别作为山弧火山岩建造和裂谷火山岩建造的设想，不但能解释单用山弧观点或裂谷观点所不能解释的一系列现象，而且能更好反映该区的实际情况，在时间演化和空间格局上也与其它的重要成果或认识相一致．所以，华北克拉通南缘的晚熊期构造格局是山弧与裂谷并存．

（五）关于熊耳群峰态的验证及有关问题讨论

为判别熊耳群火山岩的峰态，作者们还对熊耳山南部的熊耳群进行了剖面研究．对 20 个未蚀变火山岩的岩石化学分析（表 1−12）表明，它们属岛弧火山岩（图 1−14）或高铝火山岩（图 1−15）．其 DI 直方图（图 1−10）上呈现了清楚的双峰，峰谷出现在 DI＝70 左右，与贾承造提供的 DI 直方图的峰谷位置一致．不仅如此，DI＞70 的三个样品的 SiO_2 含量均大于 62%，其 K_2O、(K_2O+Na_2O)含量明显高于 DI＜70 的样品（即 SiO_2＜62%的样品），MgO、(MgO+CaO) 则明显低于 DI＜70 的样品（图 1−16），它们进一步佐证了双峰的存在，而且此双峰现象与孙枢等描述的双众数现象是吻合的．从图 1−17 还可看出，DI＞70 的样品为英安岩或流纹岩，而 DI＜70 的样品主要为安山岩和安粗岩（13 件样品），次为玄武岩类（4 件样品）．显然，双峰现象代表中酸性−酸性岩与中性岩−中基性岩之间的间断，是典型的火山弧火山岩建造的Ⅱ Ⅲ式双峰（陈衍景，1992c），而与大陆裂谷区火山岩的Ⅰ Ⅲ式双峰（代表

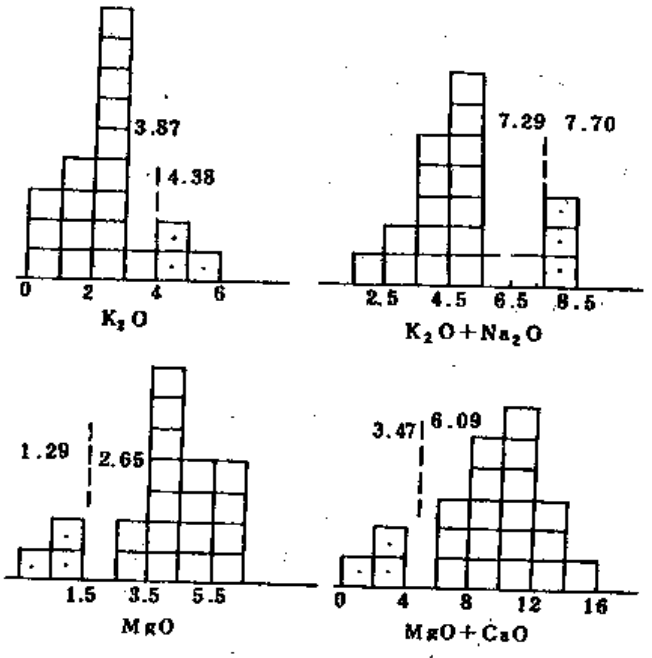


图 1−16 熊耳群火山岩 K_2O、(K_2O+Na_2O)、MgO、(MgO+CaO)直方图

图 1—12　部分熊耳群火山岩化学成份

序号	SiO_2	Al_2O_3	TiO_2	K_2O	Na_2O	CaO	MgO	Fe_2O_3	FeO	P_2O_5	MnO	烧减	总量	全碱	DI
1	49.77	15.32	0.62	1.59	1.87	7.46	6.06	3.56	6.71	0.25	0.08	5.90	99.19	3.46	34.56
2	59.54	12.63	1.56	3.87	0.61	3.44	2.65	3.05	8.11	0.50	0.06	3.38	99.40	4.48	58.00
3	56.28	13.65	1.32	1.49	3.01	4.89	2.87	6.09	6.25	0.56	0.08	0.75	99.24	4.50	60.68
4	54.96	14.49	0.92	0.67	3.51	6.94	6.03	3.45	5.64	0.28	0.07	2.74	99.70	4.18	44.66
5	60.05	13.92	0.90	2.22	0.24	5.76	3.98	2.60	5.27	0.26	0.07	2.71	99.98	4.46	53.54
6	57.12	13.20	1.10	0.08	2.24	10.24	3.92	4.71	4.58	0.34	0.08	2.24	99.85	2.32	41.79
7	64.00	12.62	1.18	5.27	3.00	2.18	1.29	3.62	4.30	0.44	0.07	1.45	99.42	8.27	80.17
8	52.28	13.23	1.48	2.87	2.57	6.22	4.47	1.01	8.45	0.65	0.20	3.06	99.49	5.44	48.14
9	54.30	13.72	0.95	2.59	4.70	5.99	3.75	6.32	3.13	0.24	0.15	3.48	99.35	7.29	63.49
10	54.53	14.64	1.12	2.55	2.40	3.42	4.23	2.51	7.06	0.28	0.15	7.49	100.38	4.95	53.89
11	53.80	14.93	1.20	2.08	3.08	5.62	5.85	4.77	5.64	0.27	0.18	3.14	100.56	5.16	47.82
12	55.36	14.45	1.05	1.83	3.42	3.93	4.28	2.31	7.28	0.28	0.17	5.41	99.77	5.25	54.28
13	54.73	14.94	1.05	2.10	2.59	6.14	5.41	4.86	4.72	0.24	0.16	2.83	100.07	4.99	48.61
14	56.50	15.04	1.00	1.42	4.52	4.74	4.33	0.81	7.55	0.25	0.15	3.15	99.45	5.94	55.52
15	52.66	14.67	0.95	0.84	1.95	7.70	4.78	3.22	8.85	0.24	0.17	3.75	99.78	2.79	35.13
16	54.45	14.43	1.08	2.04	2.63	5.82	5.40	4.97	6.11	0.26	0.18	3.17	100.54	4.67	47.02
17	54.20	14.08	0.90	2.04	3.33	6.77	4.81	1.50	8.10	0.21	0.17	3.60	99.71	5.37	47.17
18	51.10	14.65	1.00	2.49	1.24	5.60	5.70	3.30	8.73	0.24	0.19	5.76	100.0	3.73	37.11
19	66.50	12.77	0.82	4.38	3.67	1.50	0.70	5.75	2.14	0.17	0.08	0.91	99.39	8.05	81.73
20	72.25	12.25	0.62	4.45	3.25	0.43	0.29	4.52	0.76	0.07	0.02	0.83	99.74	7.70	88.96

1—18 采自上宫矿区地层剖面，19、20 采自瑶沟矿区未蚀变斑岩，南京大学地球科学系测试。

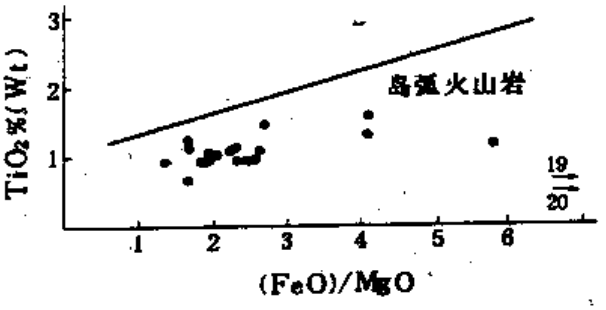


图 1—14　熊耳群火山岩 TiO—<FeO>/MgO 图
(仿都城秋穗)

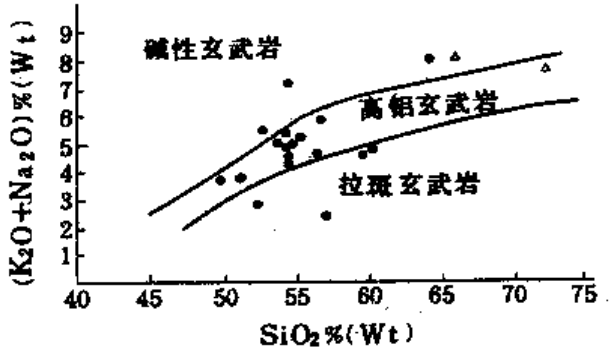


图 1—15　熊耳群火山岩 SiO_2—(K_2O+Na_2O)图
(仿久野)

基性岩与中酸性—酸性岩间的间断）（陈衍景，1992）是明显不同的。

总之，作者的具体研究工作证实熊耳群是火山弧区的双峰火山岩建造。

二、1400～1050Ma 的伸展作用和大西洋型被动大陆边缘

（一）研究进展和存在问题

经河南省有关地质单位和胡受奚等（1988）、贾承造等（1988）、关保德等（1988）、孙枢等（1985）长期研究，豫西1400～1050Ma 间的地质演化和构造格局逐步被客观地揭示。主要表现在：（1）汝阳群、官道口群和五佛山群下部是该时期沉积的地层，三套地层之间有明显的差别。（2）1400Ma 左右有较强的构造热事件发生，即峱熊运动。（3）秦岭群中有老于 1400Ma 的硬质基底。

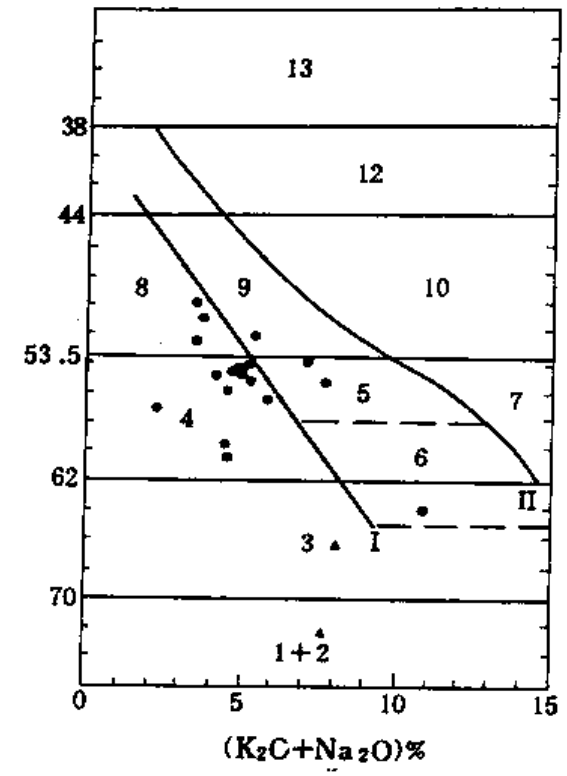


图 1-17　熊耳群火山岩的岩石分类(仿王德滋等，1982)

1—流纹岩；2—英安流纹岩；3—英安岩；4—安山岩；5—安粗岩；6—粗面岩；7—响岩；8—拉斑玄武岩；9—碱性橄榄玄武岩；10—碧玄岩；11—苦橄岩；12—霞石岩；13—夏美奇岩、金伯利岩。Ⅰ—钙碱质与弱碱质岩系分界；Ⅱ—弱碱质与碱质岩系分界。

有关 1400～1050Ma 期间地质研究的分歧和存在问题是：（1）峱熊运动的实质或诱发原因是什么？（2）1850～1400Ma 东太平洋型的活动大陆边缘体制是如何结束的？（3）1400～1050Ma 华北古板块南缘的动力学背景？或者说是什么类型的大陆边缘？（4）有关陶湾群的时代众说纷纭，其中是否有 1400～1050Ma 间的地层？（5）汝阳群和官道口群是裂谷沉积作用的继续？还是弧后和弧前盆地沉积物？（6）秦岭群基底地体与华北古大陆之间是否有大洋存在？

需要指出，上述存在问题中的多数被长期忽视，但它们对认识豫西地壳演化过程又是非常重要的。

（二）1400～1050Ma 华北古板块南缘的地球动力学背景

1．峱熊运动——秦岭群基底地体与华北古板块的拼贴事件。究竟是什么原因导致峱熊运动发生并结束峱熊期熊耳群、西洋河群火山岩建造的发育？目前，涉及此问题的研究很少。根据宽坪群、秦岭群基底地体和华北克拉通南缘均有 1400Ma 左右的钾氩年龄获得，我们认为峱熊运动波及到上述三个构造单元，或者说它们在峱熊运动之前即已存在。根据二郎坪群至今未获得大于或接近 1400Ma 的任何方法的同位素年龄，地质方法估计其属 1050Ma 后的岩石建造（胡受奚等，1988；符光宏等，1989），认为由二郎坪群代表的古洋壳在 1400Ma 的峱熊运动时还没有出现。那么，秦岭群基底地体、宽坪群俯冲杂岩、华北克拉通是紧密地联为一体的。而宽坪群蛇绿混杂岩的发育又指示 1400Ma 之前曾有古大洋分隔秦岭群基底地体和华北克拉通。由此可见，1400Ma 左右发生了秦岭群基底地体

与华北古板块的拼贴事件，由此诱发的构造-变质-岩浆作用即是崤熊运动的本质；拼贴事件的发生意味着宽坪群代表的古洋壳消减完毕，B 型俯冲作用结束。自然，由俯冲洋壳部分熔融作用引起的熊耳群火山岩建造的发育也随之停止，从而结束了 1850～1400Ma 华北古板块南缘的东太平洋型的活动大陆边缘体制（图 1-18）。

2．崤熊运动后的伸展构造作用和被动大陆边缘体制．拼贴作用导致熊耳群形成作用的结束，但由拼贴作用产生的强烈的南北向挤压不但没有结束处于追踪方向的西洋河裂谷作用，反而加强了它的东西向拉张（图 1-18），造成西洋河群发育晚期有更强的火山作用（尤其是基性火山作用）（关保德等，1988）和西洋河群的上限年龄小于熊耳群（张国伟等，1989）。强烈挤压之后的应力松弛或弹性回跳使得华北古板块南缘在崤熊运动后处于南北向拉张应力场，发生了伸展构造作用。伸展作用的中心是秦岭群基底地体与华北古板块的拼贴带，沿之形成了伸展盆地，在宽坪群之上沉积了部分陶湾群，在熊耳群火山弧南侧沉积官道口群，官道口群显示了弧前盆地沉积的特征（胡受奚等，1988，贾承造等 1988）。伸展作用向大陆内部的延续使得在熊耳群火山弧后出现了沿三门峡-宝丰断裂发育的陆内断陷盆地，沉积了具有弧后盆地特征的汝阳群（胡受奚等，1988）。由南北向伸展所派生的东西向挤压应力使西洋河裂谷闭合，结束了西洋河群的发育，但原有的洼地内沉积了与三门峡-宝丰断陷盆地相连的汝阳群（图 1-19，图 1-13），而此处的汝阳群仍保留了裂谷盆地的沉积特征（孙枢等，1985；关保德等，1988）。受伸展作用影响不大的嵩箕地块内部，则发育了山间盆地的下五佛山群磨拉石建造。由于上述四种盆地中均无活动大陆边缘火山岩发育，我们认为此时的华北古板块南缘为大西洋型被动大陆边缘。应当说明，官道口群和汝阳群并不是典型的弧前和弧后沉积，至少它们不是与火山弧同时发育的弧前和弧后盆地内的沉积物。

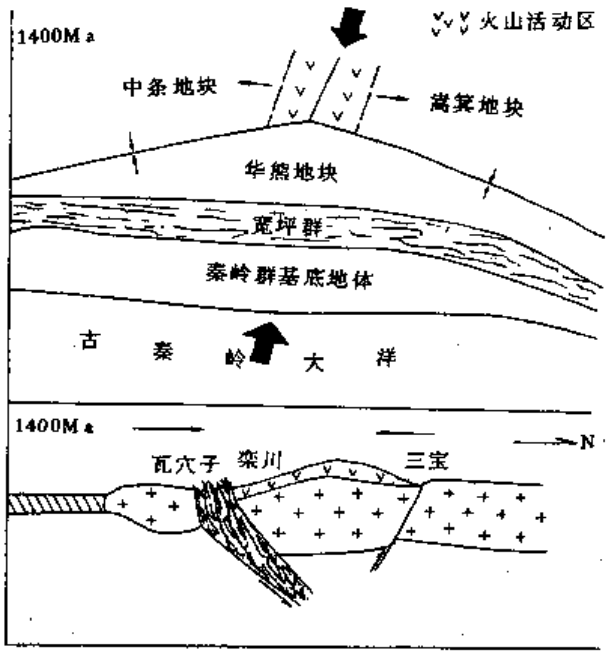


图 1-18　崤熊运动时华北古板块南缘的地球动力学背景(上为平面图，下为剖面示意)

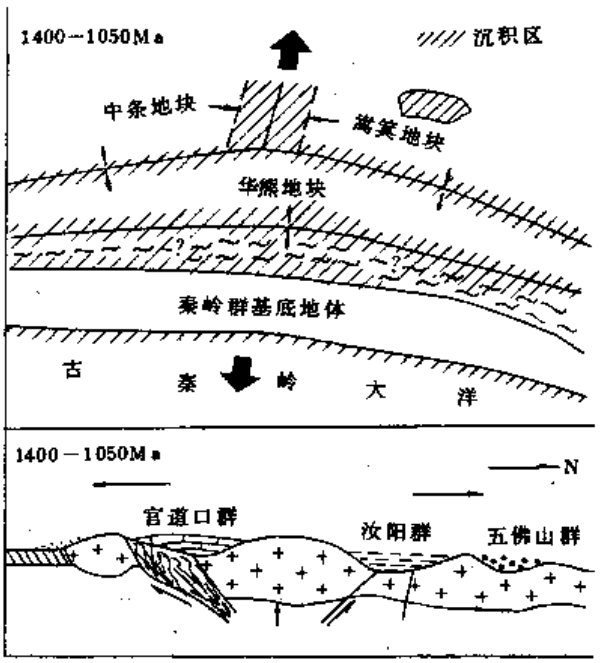


图 1-19　卢临旋回的构造背景(上图示平面，下图示意剖面)

三、1050～400Ma 华北古板块南缘的增生与沟-弧-盆体制

(一) 研究进展与存在问题

1050Ma 左右的卢临运动后，华北古板块南缘的增生作用进入第三个旋回，形成了瓦穴子断裂与商丹断裂之间的增生带。80 年代以来，很多单位和学者对该增生带的物质组成、增生机制和增生过程等进行了研究，取得了一些重要进展，并发现了一些新问题。

有关 1050～400Ma 增生带的主要成就和共同认识有：(1) 增生带在加里东运动中发生了强烈的构造变形、变质和岩浆作用，表现为加里东期造山带或构造岩浆带（胡受奚等，1988）。(2) 瓦穴子断裂与朱夏断裂之间的二郎坪群是典型的蛇绿岩套，发育在新元古代-早古生代。(3) 秦岭群是复杂的复合型岩石建造，主体是 1050～400Ma 间的岛弧相火山-沉积建造，局部下伏 1400Ma 前的硬化基底——秦岭群基底地体，局部上覆少量 400～200Ma 的火山弧相火山岩建造——秦岭群山弧火山岩建造，部分靠近商丹断裂的秦岭群为加里东期的蛇绿混杂岩——洋淇沟-陈阳坪蛇绿岩带（胡受奚等，1988）。(4) 1050～400Ma 间，秦岭群分布区处于岛弧环境。

主要存在问题和分歧有：(1) 胡受奚等（1988）、林潜龙等（1984）、符光宏等(1989)、张国伟等（1989）均认为二郎坪群为边缘海型蛇绿岩套；而贾承造等（1988）认为其属大洋型蛇绿岩套，代表最晚消失的古秦岭洋。(2) 多数学者认为南、北秦岭的分界是商丹断裂，贾承造等认为是朱夏断裂。(3) 多数学者主张该旋回的 B 型俯冲缝合带为商丹断裂，古秦岭洋向北俯冲；而贾承造等认为是朱夏断裂，向南俯冲。(4) 多数学者认为华北大陆南缘为活动陆缘，华南大陆北缘为被动陆缘；贾承造等持相反观点。(5) 胡受奚等、贾承造等认为秦岭群基底地体是从华南古板块分离出来；张秋生等（1980）、孙枢等（1985）、张国伟等（1989）认为是从华北克拉通南缘分离出来。(6) 关于沿商丹断裂的俯冲作用，胡受奚等认为始于 1050Ma，即中元古代末；张国伟等认为始于元古宙末期。(7) 洋壳向陆壳的俯冲作用是如何启动的？即活动大陆边缘体制是何以产生的？卢临运动的本质是什么？

(二) 1050～400Ma 华北古板块南缘沟-弧-盆体制的发展演化

1．1050Ma 左右沟-弧-盆体制的发生和卢临运动的本质。随着卢临旋回华北古板块南缘伸展作用的进行，秦岭群基底地体与华北古板块之间逐渐拉开，地壳逐渐变薄。到 1050Ma 时，陆壳被拉断，沿瓦穴子断裂产生新洋壳——二郎坪群。陆壳拉断后，秦岭群基底地体突然快速向南运动，与秦岭群基底地体之南的古秦岭洋的扩张作用复合，在秦岭群基底地体南侧出现瞬时的强挤压带，势必造成密度较小的秦岭群基底地体仰冲在古秦岭洋壳之上，即秦岭洋壳俯冲在秦岭群基底之下，从而开始了 1050Ma 后的沟-弧-盆体制(图 1-20)。而此陆壳拉断和新的 B 型俯冲的启动事件，即属卢临运动。

2．1050～400Ma 沟-弧-盆体制的演化和岩石建造的发育。1050Ma 左右沟-弧-盆体制开始后，华北古板块南缘的地球动力学背景和盆地的性质发生了变化。沿三宝断裂和中条山东缘断裂发育的盆地成为陆内断陷盆地，是洛峪群（1050～800Ma）、九女洞群(800～570Ma）和寒武系-奥陶系的沉积中心。嵩箕地块内部，盆地从山间盆地向克拉通盆地演化，依次沉积上五佛山群、九女洞群和寒武系-奥陶系。在熊耳群火山弧组成的高地与秦岭群基底地体之间的范围，显然属弧后盆地的范畴，但在其不同位置沉积了不同性质的岩石建造，并且随时间的推移，沉积中心从盆地两侧向中间迁移；其中，在栾川断裂

以北，沉积了具前陆盆地性质的栾川群碳硅泥岩建造（1050～800Ma）；在栾川断裂带附近沉积了较多的相当于九女洞群的震旦系地层；在栾川断裂与瓦穴子断裂之间，除发育上述地层的同期沉积物外，还发育了早古生代浅海相碳酸盐建造；在瓦穴子断裂南侧附近，发育深海相柿树园复理石建造（符光宏等，1989）（1050～400Ma）；在瓦穴子断裂与朱夏断裂之间的新生洋壳区，显然是二郎坪蛇绿岩带（1050～400Ma）发育；在朱夏断裂北侧附近，则发育深海相岛弧型小寨复理石建造（符光宏等，1989）。朱夏断裂与商丹断裂之间的秦岭群基底地体演化为岛弧区，岛弧北侧发育弧后浅海相碳酸盐沉积（以雁岭沟大理岩为代表，属秦岭群），岛弧中心则主要是安山岩建造，岛弧南侧发育弧前沉积楔形体（未识别出），它们都属秦岭群中部地层，统称为秦岭群中部岛弧火山-沉积建造。在商丹断裂北侧附近的原秦岭群中，已解体出应该存在的B型俯冲造成的蛇绿混杂岩带，胡受奚等称为洋淇沟-陈阳坪蛇绿岩带。

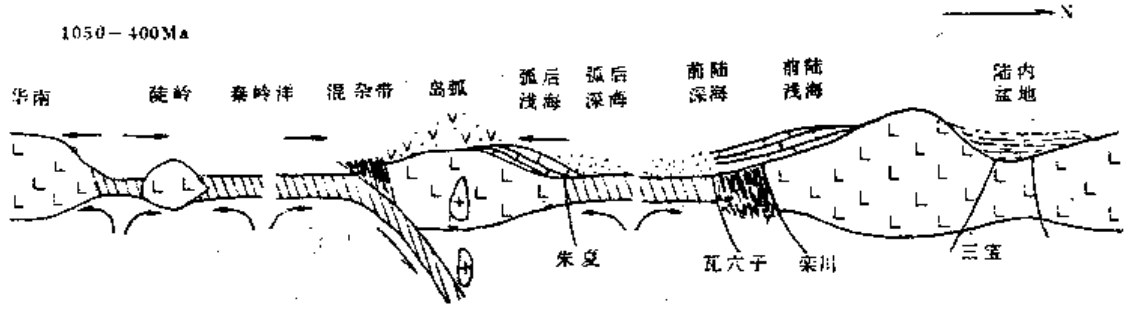


图 1-20　1050～400Ma 华北古板块南缘的构造格局

需要说明，陆壳沿瓦穴子断裂拉断后，产生新的洋壳，洋壳与两侧陆壳的边界断裂都是由瓦穴子断裂演化而来的，其北边界即是现称的瓦穴子断裂，其南边界则是朱夏断裂，即朱夏断裂与瓦穴子断裂曾为同一条断裂。

3．加里东运动和加里东增生造山带的形成．400Ma 左右，二郎坪弧后盆地收缩闭合，发生了秦岭群地体与华北古板块的再次拼贴．此次拼贴的空间范围和强度比 1400Ma 时的拼贴更大和更强，使秦岭群、二郎坪群、陶湾群、栾川群等 1050～400Ma 间的地层都发生了较强的变形和变质，并且伴随了较强的岩浆（尤其是花岗岩浆）作用，形成了宽大的加里东期增生造山带或构造岩浆带。

四、400～200Ma 东太平洋型的华北古大陆南缘

（一）构造格局

自李春昱先生（1978）提出商丹断裂是泥盆纪-三叠纪南秦岭与北秦岭的缝合带之后，几乎所有在该区研究的学者均支持李春昱先生的观点，本书作者也不例外，并且认为华北古板块南缘在 400～200Ma 间为东太平洋型的活动大陆边缘，秦岭群的分布区为火山弧的位置，商丹断裂带为俯冲缝合带，朱夏断裂以北为弧后大陆区（图 1-21）。理由是，三宝断裂以南至商丹断裂带的区域，几乎没有海相地层发育，陆相沉积亦较少，表明

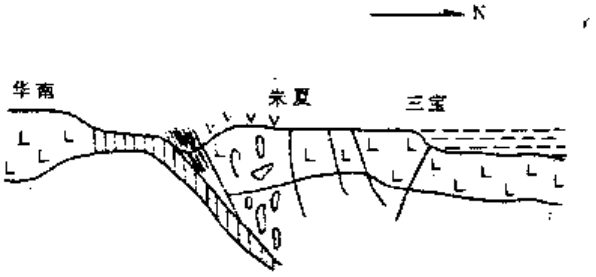


图 1-21　400～200Ma 华北古板块南缘构造型式

当时处于高山区或剥蚀区；三宝断裂以北沉积了海陆交互相的 C_2-T_1 含煤建造；秦岭群的部分岩石被一些学者怀疑是晚古生代的，秦岭群分布区有较多的晚古生代和早中生代的中酸性侵入体。

（二）400～200Ma 东太平洋型大陆边缘的证据

1。晚古生代蛇绿混杂岩带。胡受奚等（1988）、张国伟等（1989）研究证明商丹断裂与山阳-内乡-桐柏断裂之间的刘岭群或信阳群含有晚古生代的蛇绿岩带，代表消减了的古秦岭洋的残骸，胡受奚等称之为双山-大河-卧虎蛇绿岩带。

2。弧前沉积楔形体。于再平等（1989）在陕西丹凤地区的刘岭群中识别出一套弧前沉积楔形体，它含有较多的火山岩夹层和火山碎屑，具有弧前复理石建造的特征。

3。对变质带。秦岭群地层和岩石处于高热流的火山弧区，发生了较深的变质，多在角闪岩相，局部为麻粒岩相（翟淳等；1989），其变质压力并不高。而在刘岭群和信阳群发育区，则发生低温高压变质（叶大年，1979；李黎，1986），并且局部出现典型的蓝片岩和 C 型榴辉岩（李黎，1986，吴汉泉，1980，1984）。

第五节　华南古板块的发展和南秦岭造山带的形成

现今的华南大陆板块经历了 1850Ma 前的西南克拉通的形成、1850～200Ma 南秦岭造山带的形成和碰撞后大陆内部构造作用三个巨旋回的地质演化。其中，第二个巨旋回，即华南古板块北缘的增生过程，可以分为四个旋回：（1）1850～1400Ma 的地体离散，（2）1400～1050Ma 的地体拼贴，（3）1050～400Ma 的地体离散与拼合，（4）400—200Ma 的被动大陆边缘地质演化。

华南古板块在豫西分布较少，本书不拟详细讨论，但为了全面掌握和了解豫西地壳演化的方式和过程，本节概略介绍西南克拉通(胡受奚等，1988)的形成和华南古板块北缘的增生过程(第三巨旋回的地质演化将在下节详细讨论)。

一、西南克拉通的形成

1。西南克拉通的含义及其北边界。西南克拉通应是早前寒武纪（1850Ma 前）形成的具有较大规模的大陆板块，即华南板块的早前寒武纪基底。据此，云贵川的早前寒武纪基底和大别地体、武当地体、黄陵地体、胶南-苏北地体等早前寒武纪岩石发育区都应属西南克拉通的范畴。但是，西南克拉通在后期的地质作用中发生了强烈的地体离散，一些地体进入了后期的造山带，并成为造山带的一部分，这就使我们很难把这些地体再当作西南克拉通进行构造单元划分，因此，本书拟用较为狭义的概念，即用西南克拉通代表云南、四川、贵州的 1850Ma 前形成的古陆。如此以来，其北边界应为长阳-龙门山-大巴山断裂（图 1-22）。

2。西南克拉通的基底性质及形成。由于西南克拉通的基底多被后期地层覆盖，研究程度很低，其性质和形成过程尚不清楚。由于地球的演化具有明显的普遍性和全球性（胡受奚等，1988），我们可借助对华北克拉通和世界其它克拉通的研究结果来推测西南克拉通也是由许多早前寒武纪的地块或地体拼贴而成；其形成过程与华北克拉通一致，经历了聚散旋回或泛威尔逊旋回；岩石建造主要为 TTG 质花岗岩类、绿岩带、孔达岩系、裂谷火山-沉积建造等。应当指出，此推论可被西南克拉通后期分离出来的地体的特征所证

明．例如，苏北-胶南地体、大别地体、黄陵地体等的基底都是由 TTG 岩套、中深变质绿岩带和含磷孔达岩系所组成，它们都产有 1850Ma 前的同位素年龄，表明它们的基底物质组成和发育过程确与其它克拉通一致；上述三个地体之间从及它们与神农架地体、武当地体之间在基底上的差异表明，西南克拉通也是由经历了不同演化史的多个地块或地体拼贴而成的。

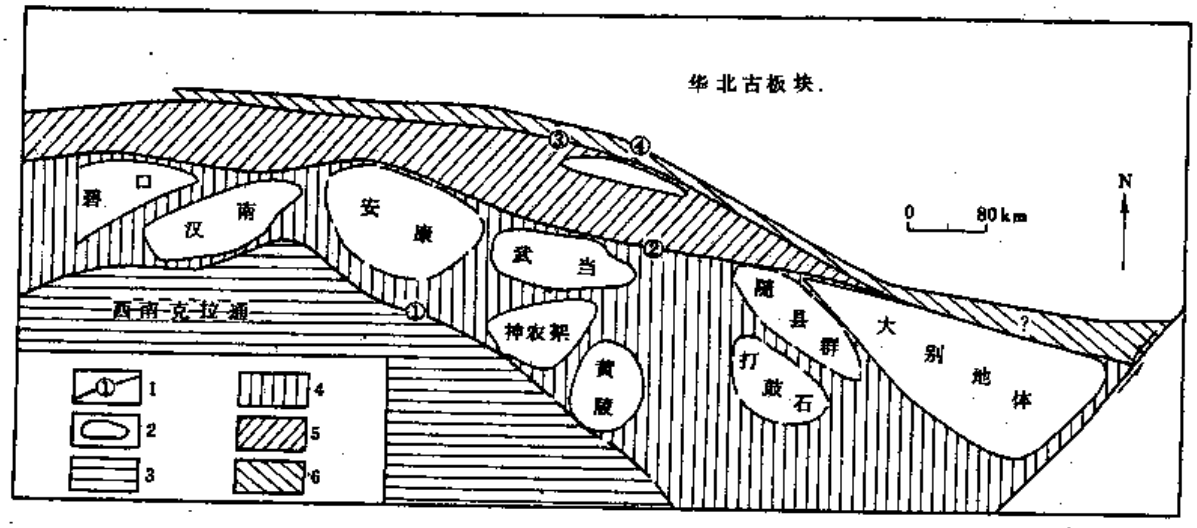


图 1-22　华南古板块北缘构造格局(据贾承造，修改)

1-大型断裂：①长阳-尤门山-大巴山断裂，②略阳-洋县-十堰-桐城断裂，③山阳-内乡-桐柏断裂，④商丹断裂；2-地体及名称；3-西南克拉通；4-中元古造山带；5-加里东（1050～400Ma）造山带；6-400～200Ma 造山带。

二、1850～1400Ma 华南古板块北缘的地体离散

西南克拉通形成之后，其东缘发育了江南古岛弧系（南京大学地质系，1980b），成为活动大陆边缘．而其北缘，则表现为被动大陆边缘，发生了强烈的地体离散作用，秦岭群基底地体、大别地体、黄陵地体、神农架地体等向北面的古秦岭洋漂移．在地体之间、地体与西南克拉通之间，产生了 1850～1400Ma 的裂谷和新的洋壳．这种南北向的离散作用和古秦岭洋中脊的扩张作用复合在一起，使秦岭洋壳快速向北运动并俯冲在华北古板块之下，造成了华北古板块南部的东太平洋型活动大陆边缘．

三、1400～1050Ma 华南古板块北缘的地体拼贴和中元古造山带的形成

1400Ma 左右，由华南古板块分离出来的秦岭群基底地体拼贴在华北古板块之上，从而阻止了古秦岭洋壳向北的快速运动．不仅如此，华北古板块南缘 1400～1050Ma 间的南北向伸展作用还推动古秦岭洋壳向南运动．与此同时，古秦岭洋的海底扩张作用并没有停止．上述古秦岭洋壳向北运动的停止、华北古板块对古秦岭洋的向南推挤和古秦岭洋的海底扩张作用等复合在一起，使古秦岭洋壳迅速向南运动（有较大加速度），导致古秦岭洋中的不同来源的地体向南漂移，先后（从 1400Ma 到 1050Ma 左右）与华南古大陆拼贴，形成范围宽大的地体增生型造山带（长阳-龙门山-大巴山断裂与略阳-洋县-十堰-桐城断裂之间）。

在上述的地体拼贴过程中，拼贴方式不是单一的，可有冲撞（洋盆褶皱、拆离、加厚）、俯冲、仰冲（推覆）、走滑等方式。贾承造等（1988）已查明碧口地体（洋壳亲缘地体）的拼贴是俯冲方式，它俯冲在汉南地体之下，并使汉南地体成为岛弧地体。碧口地体和陡岭地体代表此期闭合的洋壳碎块或残骸。

华南古板块受到的由北向南的强烈挤压导致其东西方向蠕散，在东缘表现为江南古岛弧（郭令智等，1978）与浙闽变质基底的碰撞（水涛等，1988），造成东南地区强烈的构造变形、变质作用以及岩浆作用。因此，1050Ma 左右的晋宁运动在华南板块表现强烈。

四、1050～400Ma 华南古板块北缘的地体离散与拼合——加里东增生带形成

1．1050～800Ma 的伸展作用与地体离散。1050Ma 的晋宁运动中，华南板块北缘的地体拼贴作用达到高潮，此后，华南古板块北缘开始南北向伸展。与此同时，华北古板块南缘的沟-弧-盆体制开始启动，古秦岭洋壳开始向北运动并俯冲在华北古板块之下。上述两种作用叠加在一起，使 1050Ma 前形成的地体增生型造山带重新离散，在不同地体之间，地体与西南克拉通之间，出现裂谷或海盆。地体距西南克拉通越远，与西南克拉通之间的海盆越接近洋壳。因此，地体间多发育了裂谷相火山-沉积建造或边缘海型蛇绿岩套，此以毛堂群或郧西群和耀岭河群为代表。胡受奚等（1988）在毛堂群中识别出内乡-浙川蛇绿岩带；贾承造等（1988）则确定郧西群和上覆耀岭河群一起共同构成裂谷环境的火山-沉积建造。

2．800～400Ma 离散作用的萎缩和地体拼贴。随秦岭洋向北俯冲的减弱和华南板块北缘伸展作用的减弱，华南古板块北缘的地体离散作用逐渐萎缩，一些沉积盆地的扩张作用和岩浆作用减弱和停止，从而沉积了上新元古界（震旦系）-早古生界浅海碳酸盐-细碎屑岩建造。离散作用的萎缩是自北向南进行的，故在靠近西南克拉通的盆地中仍可有大陆裂谷式双峰态基性岩墙和碱性长英质火山岩发育。在 400Ma 左右的加里东运动中，陡岭地体等再度与华南古板块拼贴，使华南古板块北缘的盆地闭合成山，发生较强的变形、变质，从而形成宽广的加里东期（1050～400Ma）造山带。

3．加里东造山作用和加里东增生带。加里东造山作用在华南板块北缘表现强烈，广泛发育的加里东期沉积盆地褶皱回返后即成为加里东造山带。不难理解，加里东造山带与中元古代造山带重叠范围较大，相当多的一部分加里东造山带并没有使华南古板块增生。因此，本书将略阳-洋县-十堰-桐城断裂以北、山阳-内乡-桐柏断裂之南的主要由加里东旋回的岩石或地层构成的造山带作为加里东期增生带，将略阳-洋县-十堰-桐城断裂之南的由大量中元古代地体、地层或岩石构成的造山带仍作为中元古代造山带。

五、400～200Ma 华南古板块北缘的被动大陆边缘体制和晚古生代增生带形成

加里东运动之后，华南古板块的增生作用接近尾声，此时的华南古板块北缘为典型的大西洋型被动大陆边缘。随古秦岭洋壳向华北古板块俯冲的进行（图 1-21），古秦岭洋的范围逐渐缩小，在晚古生代晚期结束了海相沉积，实现了古秦岭洋盆的彻底闭合和华南与华北两个古大陆板块的接触（约海西运动，即二叠纪末）。从而形成了晚古生代造山带或增生带—刘岭群或信阳群。

由于晚古生代华南板块北缘是被动大陆边缘，古秦岭洋主体隶属于华南板块的一部分，故商丹断裂与山阳-内乡-桐柏断裂之间的晚古生代增生带应划属南秦岭，即华南大陆板块的增生带。

第六节　华南与华北古板块的碰撞造山和碰撞后构造演化

古生代末，华南与华北古板块接触之后，两大板块的增生巨旋回结束，发生两大板块间的碰撞造山作用，形成统一的中国大陆板块。此后，鄂西地壳演化进入最后一个巨旋回，即碰撞后地质演化。

一、中生代华南与华北古板块的碰撞造山作用——200Ma 时的印支运动

1．碰撞造山作用机制．碰撞造山作用是两个大陆板块的直接接触挤压，在接触带形成大陆造山带，有关造山带的形成模式尚未统一（李继亮，1988）。但是，碰撞造山带内存在不同尺度、不同型式、不同深度的板片（或块片、滑片等）堆叠（stack）现象已被公认，这些堆叠构造可被看作各式各样的陆内俯冲作用的产物．当我们从不同的侧面观察和研究这种陆内俯冲时，它可被称为薄皮构造（Hsu，1979）、推覆构造、拆离构造、滑

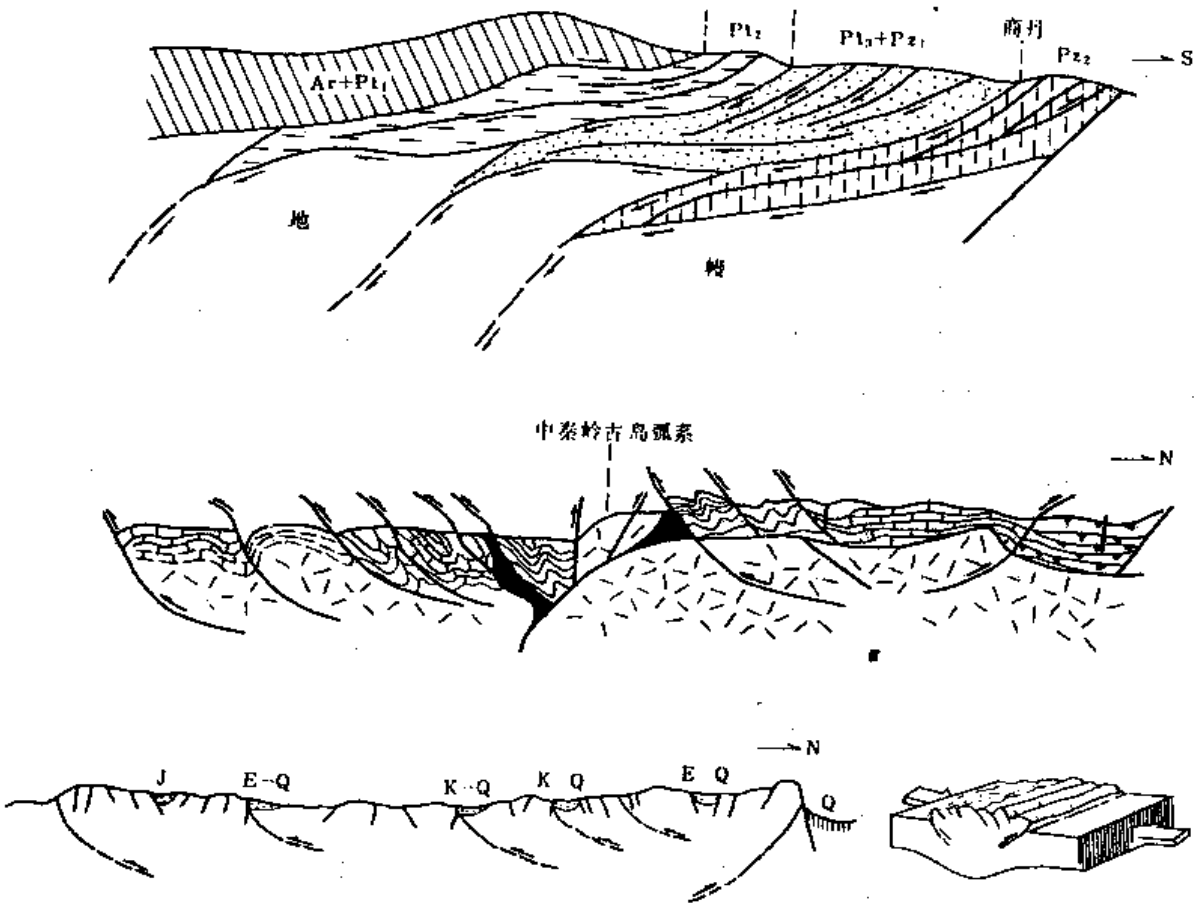


图 1-23　秦岭地区中生代早期的陆内俯冲现象

（上、中、下图分别引自胡受奚，1988，贾承造等，1988，张国伟等，1989）

脱构造（层滑和倾滑）和 A 型俯冲等。因此，本书认为碰撞造山带的形成机制就是挤压背景下的不同尺度、不同型式和不同层次的陆内俯冲作用。最近几年来，一些学者对秦岭造山带的研究也证实了我们的认识，即秦岭造山带内存在一系列由南向北的陆内俯冲作用

(图 1-23)。

2. 碰撞造山作用的时间。关于华南与华北两大古板块的碰撞造山的时间，除贾承造等（1988）认为始于加里东运动外，其他学者都几乎一致地认为始于古生代末期的海西运动，而在印支运动(200Ma 左右或三叠纪) 中达到高潮（李春昱，1978，许志琴等，1986，胡受奚等，1988，赵宗溥，1986，张国伟等，1989，王清晨等，1989，陈衍景，1987，Chen et al，1992c)。李曙光等（1989）的同位素测年研究结果和图 1-4 显示的同位素年龄峰值均表明，碰撞造山作用的高潮在 200Ma 左右。碰撞造山作用结束于侏罗纪。

3. 碰撞造山作用的空间。华南与华北古板块间的碰撞作用影响了整个华南古板块和华北古板块的地质演化，基本结束了两个大陆板块的广泛的沉积作用和海相地层发育史。但山脉的形成作用——造山作用，却主要发生在缝合带及两侧，并以缝合带为最强。根据前面讨论的碰撞型造山带的形成机制，我们认为缝合带及两侧附近的陆内俯冲强烈的地区都应是碰撞造山作用的空间范围。研究表明，秦岭山脉的造山机制——由南向北的陆内俯冲体制，被南界长阳-龙门山-大巴山断裂和北部的三门峡-宝丰断裂（西连三门峡-潼关断裂或小秦岭北缘断裂）所隔档（陈衍景等，1990b，1991c）和转换，使造山作用限制在两断裂所夹持的空间。南界表现为秦岭造山带沿长阳-龙门山-大巴山断裂向南推覆到西南克拉通之上，使碰撞造山作用的边界与大地构造单元划分边界吻合。北界表现为华熊地块沿三门峡-驻马店断裂向北推覆在嵩箕地块之上，使碰撞造山作用的北界位于北秦岭的北界（栾川断裂）之北，即与大地构造单元的界线不吻合。此表明碰撞造山作用在华北古板块南缘的表现强于华南古板块北缘。需强调指出，沿三门峡-驻马店断裂的构造体制的转换作用在鲁山、舞阳一带表现明显，且揭示程度较高。50 年代，张源有等在鲁山、宝丰等地进行韩梁等煤田勘探和地质调查时，发现鲁山变质地体北缘存在一组倾向南西的逆冲断层体系，命名为青枣岭断裂（图 1-24）；60 年代，张源有等在舞阳铁矿的勘探中，又发现了 F6 巨型推覆断层存在

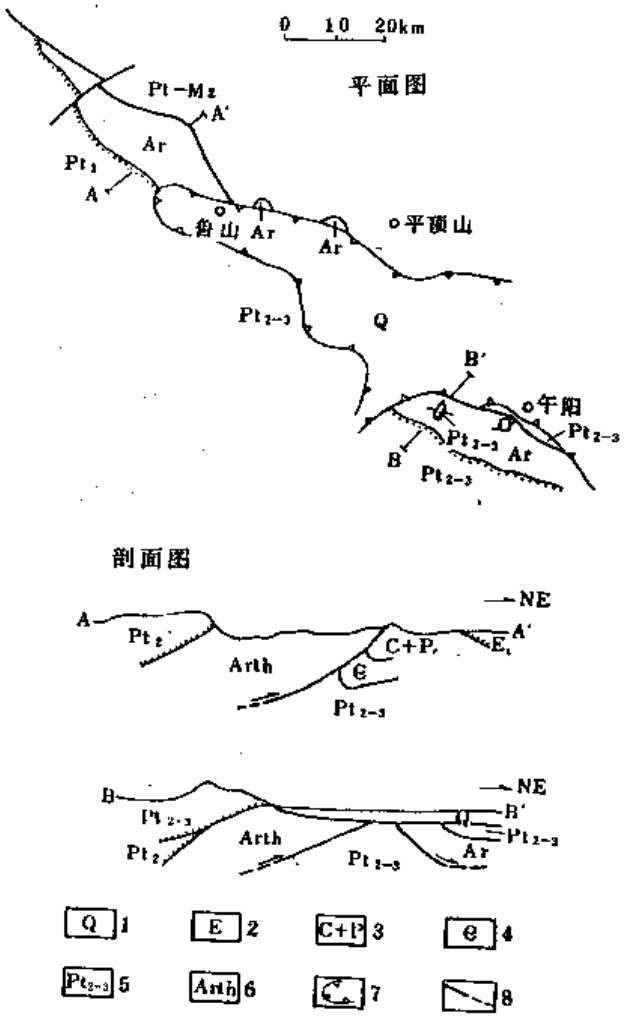


图 1-24 鲁山北部沿青枣岭断裂的推覆现象(该图根据张源有等的图件简化，本文引自张国伟等，1989)

1-第四系；2-第三系；3-石炭系、二叠系；4-寒武系；5-中、新元古界；6-变质基底；7-第四纪盆地边界；8-构造窗或飞来峰。

(图 1-25，1-26)，钻探表明由南向北的推覆断距在 8 公里以上．经作者与张源有多次讨论，一致认为 F6 推覆断面和青枣岭断裂属同一条断裂带，它与熊耳山北部熊耳群向北逆冲在晚中元古代-早三叠纪地层之上的现象和崤山北部熊耳群逆冲在汝阳群之上的现象相似，共同指示由南向北的大型推覆作用的存在，称其为三门峡-驻马店断裂．

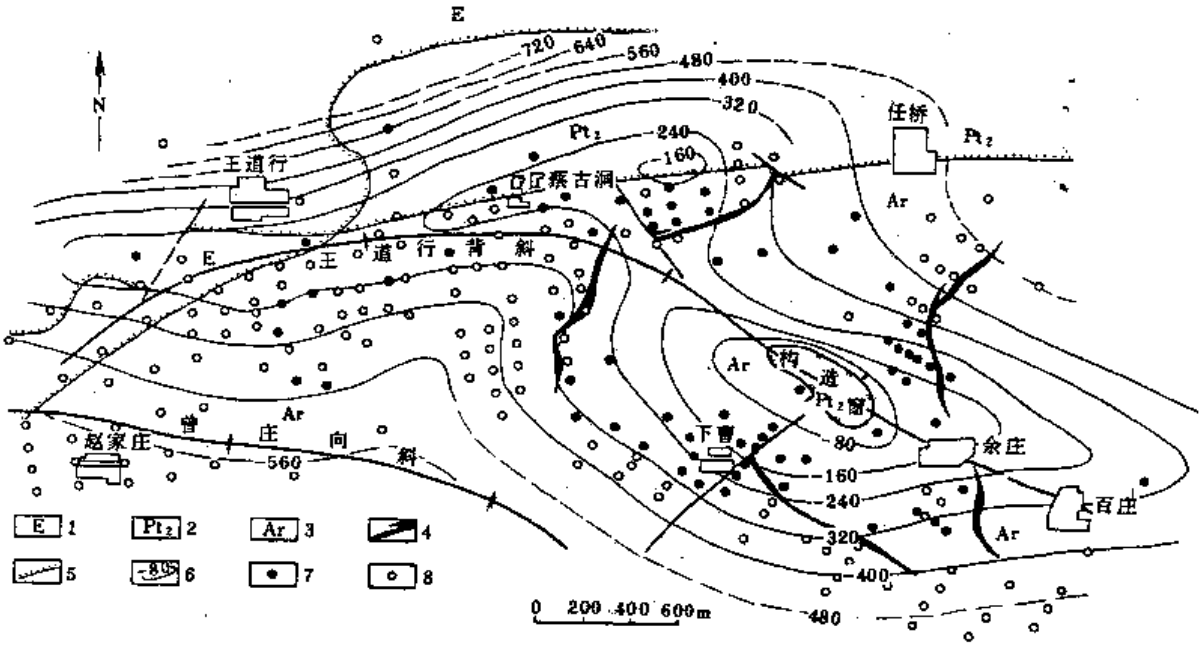


图 1-25　F6 巨型推覆面形态和等深线图(引自张源有等，1983)

1-下第三系；2-上中元古界(汝阳群)；3-变质基底；4-铁矿体；5-不整合；6-F6 断面等深线；7-直接控制断面钻孔；8-间接控制断面钻孔．

4、豫西若干可能的大型陆内俯冲带．据胡受奚等（1988）、胡志宏等（1990）研究，商丹断裂、瓦穴子断裂、栾川断裂等均为中生代的倾向北的陆内俯冲带，并认为它们可能是插入地幔的陆内俯冲带．1987 年以来，笔者等对马超营断裂、朱夏断裂等进行了研究，证明它们是印支运动中的大型陆内俯冲带，认为沿朱夏断裂发育的"子母沟组"（原属秦岭群）实为陆内俯冲的混杂岩带；三岔口组为沿栾川断裂发育的陆内俯冲混杂岩带．沿马超营断裂发育的陆内俯冲混杂岩带更为典型，混杂岩带宽达 3～8 公里，主要由经历不同程度变形和破碎的岩块和"基质胶结物"组成；岩块之间的性质差别颇大，有片麻岩、大理岩、石英砂岩等；胶结物变形强烈，局部达韧性程度，多经历了绿片岩相的区域动力变质作用，胶结物以熊耳群火山岩居多．佐证马超营断裂是陆内俯冲带的其它证据还有：(1) 地表多数断裂面产状为北倾，倾角变化于 50-80°；地球物理资料表明其深部倾角明显变缓．(2)"地层"之间均为断层接触，接触带是强烈的片理化带．(3) 我们在"大古石组地层"中发现了时代不早于新元古代的遗迹化石或植物化石，此"地层"伏于熊耳群火山岩之下，表明它是俯冲到熊耳群之下的．(4) 沿断裂带有较强的硅化、钾化等现象．(5) 沿断裂带有中生代晚期（白垩纪）至新生代的红盆地发育，沉积山间磨拉石建造．(6) 断裂控制了中生代花岗岩类和有关矿床的分布，使金矿床集中在断裂带北侧．

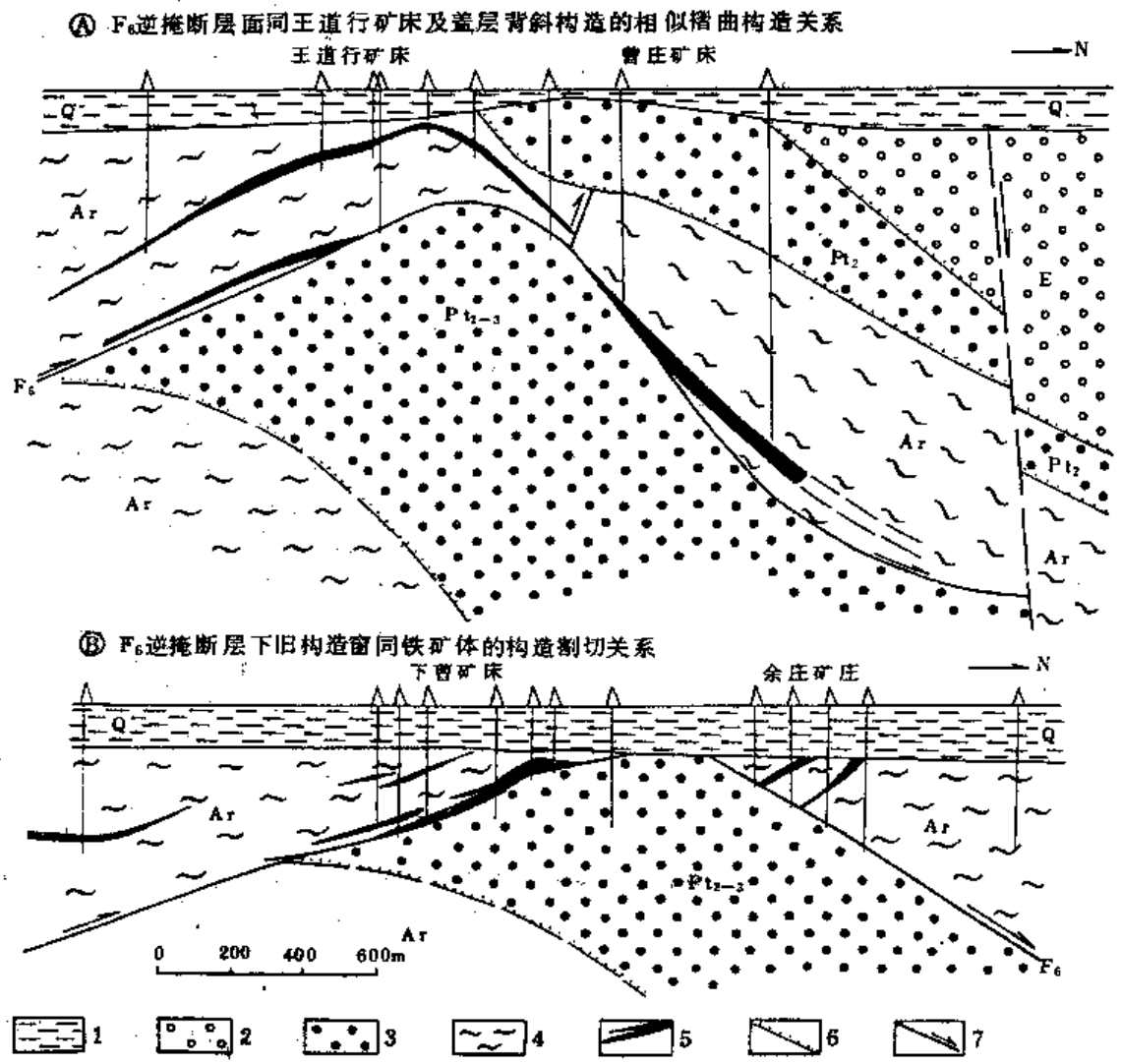


图 1-26 舞阳铁矿区 F6 断层的钻孔剖面(引自张源有等，1983).

1—第四系；2—第三系红色碎岩夹中酸性火山岩（可能为白垩系，笔者注）；3—中、新元古代地层；4—变质基底；5—铁矿；6—不整合；7—断层及相对运动方向.

二、碰撞后的构造演化

(一) 碰撞挤压之后的伸展作用

1. 伸展构造作用的机制. 无疑，大陆内部的碰撞造山带主要由固体物质组成，固体物质的强弹性回跳属性使碰撞型造山带在经历了强烈的挤压之后的应力松驰时必然发生伸展（或弹性回跳）. 其次，挤压背景下隆凸于地球表面的碰撞造山带的山根导致了莫霍面的下凹，出现了重力负异常. 当强的挤压力场消失后，重力均衡调整必使莫霍面上升，造山带也继续上升，这就为造山带向上和向两侧伸展提供了力源. 由此可见，弹性回跳和重力均衡必定导致所有碰撞造山带形成之后的伸展构造作用. Wernicke (1988) 在对美国盆岭 (Basin and Range) 地区研究之后，提出了伸展构造作用模式 (图 1-27).

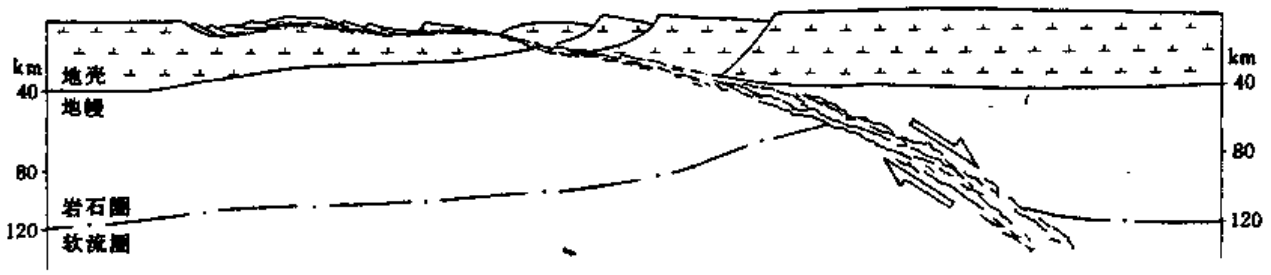


图 1-27　伸展构造模式（Wernicke，1988）

2．伸展作用与岩浆活动和陆壳成熟的关系．由强烈的挤压造成的碰撞造山作用达到高潮时，所造成的区域热异常也处于最明显的时刻．在挤压消失后的伸展过程中，热异常会使大量物质发生减压分熔作用，形成大规模长英质岩浆，所以，多数造山带地区出现花岗岩晚于造山作用的"相"滞后现象。在豫西，大量花岗岩形成在 180～80Ma．不难理解，大量花岗岩浆的侵入结晶促使造山带地壳的硅铝化程度增高，使之向成熟的大陆地壳发展．此外，伸展构造作用本身也使造山带壳幔结构向成熟大陆克拉通的壳幔结构发展．因此，伸展作用是碰撞型造山带克拉通化所必然经历的过程，对大陆地壳的发展有重要意义。

3．豫西地区的伸展构造现象。豫西的伸展构造研究还没有引起重视，但是，该区大量中新生代盆地为箕状形态，如舞阳含盐盆地（图 1-28）等，它们具备与伸展构造模式一致的盆地结构，属典型的伸展盆地。此外，笔者在对有关金矿床的控矿构造性质研究中，发现瑶沟金矿（图 1-29）、申家窑金矿等的赋矿断层多经历了挤压和伸展两期构造作用，多数挤压期的韧性断层带在伸展期转化为张性断层，而矿床常储存在韧-脆性兼有的断层中．

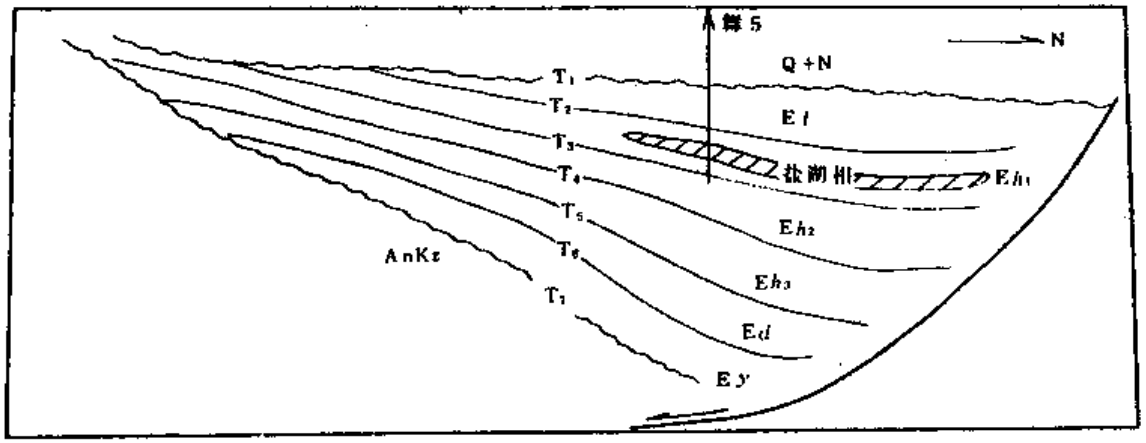


图 1-28　舞阳盆地 240.5 测线剖面示意图(引自陈光汉等，1989)

T_1-T_7 波分别相当于上第三系、下第三系廖庄组、核桃园组一段、核桃园组二段、核桃园组三段、大仓房组和玉皇顶组的底界．

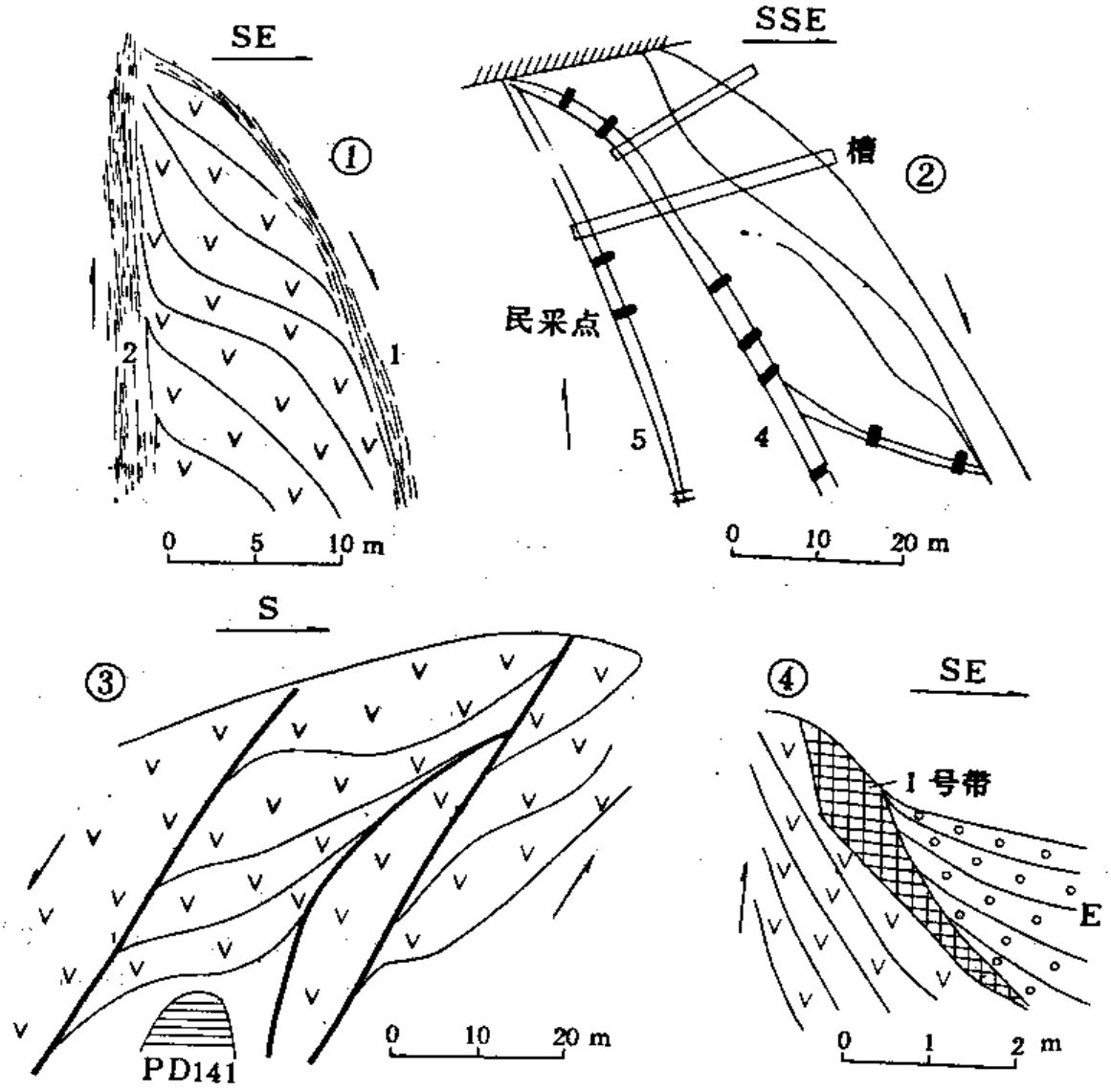


图 1-29 瑶沟矿区指示伸展作用的构造现象

① 挤压期为压扭逆冲性质的 1 号和 2 号矿化带被伸展期的正断层性质的下掉作用代替，矿带夹持的火山岩的破裂轮廓指示运动机制。② 4 号和 5 号矿脉及其支脉勾画出伸展期逆冲盘下掉的运动轨迹。③ 挤压期表现为俯冲带性质的 14 号带在伸展期发生俯冲盘的抬升回抽现象，其力场被破碎带内的劈理形态或构造透镜体形态指示。④ 新生代的伸展作用形成了断陷盆地。

（二）板块作用远距离效应

1、板块作用远距离效应的研究进展。板块构造理论主要讨论了板缘的地质作用，对板块内部的地质作用讨论较少。为了合理认识大陆板块内部的岩浆活动，上田城也（1973）首先考虑了板缘地质作用的远距离制约和影响，认为太平洋板块的俯冲可诱发欧亚大陆边缘千余公里宽的高温区，形成宽达 10 倍于岛弧岩浆带的岩浆作用带。几乎同时，郭令智教授将我国西部的东西向线型山脉的形成与印度次大陆和欧亚板块的碰撞相联系，并提出远距离效应的概念（据杨树锋，1985，个人讨论）。随后，王联魁（1984）、胡受奚（1988）、潘龙泉（1986）和陈衍景（1984，1986）等学者应用远距离效应的机制讨

论了华南、秦岭等地的花岗岩成因等地质问题。陈衍景（1986）认为板块离散远距离效应造成大洋向大陆的俯冲或地体、大陆与地体、大陆的拼贴碰撞，此已被板块构造理论研究者详细讨论。板块敛合远距离效应随敛合的方式不同而不同，根据板块边缘敛合方式的特征划分为四种类型：陆陆碰撞型、地体拼贴型、洋陆俯冲型和洋洋俯冲型，并对前三种类型进行了实例剖析，简述了它们的具体表现。

2、板块作用远距离效应的产生机理。目前，板块作用远距离效应尚未被普遍接受和重视，其主要原因在于尚未对板缘地质作用向板块内部传递的机制给出合理解释。为解决这一问题，笔者（1987）曾提出：板缘地质作用向板内的传递，实质是能量（热和力或动能和势能）的传递。热沿岩石圈的侧向传递远不及力的传递容易，应力的远距离传递是远距离效应产生的关键，应力在固体岩石圈的侧向传递类似于电能沿导体的传递，因此，引进应力差P、应力流F、应力阻R等概念，分别与电压、电流、电阻等概念对应，切断岩石圈不同层次的构造薄弱带（尤其是断裂带）相当于电路中的用电器，使应力的传递受阻，导致应力能转变为热能。如此，$F=\frac{P}{R}$，$Q=F^2R$。按此模式，薛爱民（1990）计算了断裂带的摩擦热（由应力转变的热）。结果表明，断裂带可达很高的温度，足以使浅部岩石发生韧性变形。

3、板块作用远距离效应对豫西地区的影响。按照伸展作用的理论和模式，豫西地区在印支运动之后应处于南北向拉张状态。但是，该区仍然存在印支运动之后的南北向挤压作用造成的陆内俯冲等构造现象（燕山期和喜山期），也存在一些代表地壳运动形式转变事件的不整合现象，这表明中国大陆板块边缘的地质作用对豫西有强烈的远距离影响。中国大陆板块南缘和东缘分别与印度-澳大利亚板块和太平洋板块接触。印度-澳大利亚板块的地体或陆块与中国大陆拼贴或碰撞时，板缘的南北向挤压势必传入大陆内部，在豫西等地的构造薄弱带发生应力聚集和释放，使先存断裂复活，演变为陆内俯冲带，并派生一系列成岩成矿现象。同样，板缘拼贴或碰撞之后的伸展构造作用也可使豫西地区发生南北向伸展。不难理解，太平洋板块向中国大陆俯冲作用的强度、角度的变化也会使豫西产生相应的应力场变化。但超岩石圈断裂——郯庐断裂的存在隔档了中国大陆东缘地质作用向豫西地区的传递。因此，豫西地区主要受印度—澳大利亚板块的远距离效应的影响。

三、豫西中部新生代岩浆活动、盆地发育及其与构造演化的关系

（一）岩浆活动与构造演化

1、岩浆岩演化。根据胡受奚等（1988）、河南省地质矿产局（1989）的研究结果，中新生代岩浆活动呈现出规律性的变化：（1）在中新生代地层中，只有白垩系和第三系夹有火山岩，白垩纪大营组的火山岩以中性-中酸性为主，酸性岩为次；碱质含量偏高，高于钙碱系列火山岩。岩浆应源自下地壳的部分熔融。（2）新生代火山岩集中在第三纪大安组，主要为陆相橄榄玄武岩，碱质含量高，属碱性-强碱性玄武岩系列（河南地质矿产局，1989），岩浆应源自地幔的低程度部分熔融。（3）中生代酸性、中酸性侵入岩极发育，占河南省侵入岩总面积的48.3%（河南省地质矿产局，1989），它们集中在侏罗纪和白垩纪，三叠纪较少。（4）新生代只有少量基性、超基性侵入岩发育，没有中性、中酸性、酸性侵入岩；中生代恰相反，基性侵入岩较少。（5）中生代中-酸性侵入岩中，从早到晚碱含量有增高趋势，岩浆来源深度增大，侵位增高。（6）中生代岩浆岩多属陆壳改造

型，少数属同熔型或A型，无幔源型；新生代岩浆岩全为幔源型。

2、岩浆作用演化与构造演化的关系．前已述及，三叠纪是碰撞造山的强烈时期．但岩浆活动较弱，其原因有二：(1) 强烈的挤压作用可能不利于岩浆的上升侵位．(2) 三叠纪形成的岩浆冷凝后，获得的同位素年龄晚于三叠纪．侏罗纪开始有大量花岗岩类侵入，表明侏罗纪的区域热异常极强，强烈的挤压作用也开始减弱，下地壳和上地壳下部有大规模的部分熔融作用发生．白垩纪偏碱性火山岩和高碱质花岗岩类的发育表明，白垩纪处于伸展或拉张构造环境；而且，中生代侵入岩的80%以上集中在早白垩纪的事实（河南地质矿产局，1989）指示豫西的强烈伸展构造作用应始于侏罗纪-白垩纪之交．白垩纪岩浆岩主要属陆壳改造型，无幔源型，表明伸展构造作用主要在岩石圈上部的地壳层内进行，即地壳还没有被拉断．然而，第三纪碱性玄武岩和碱性镁铁质侵入体的发育，指示白垩纪末期伸展作用已使局部地壳拉断；壳源岩浆岩的不再发育则指示区域性的热异常已消失，局部的玄武岩是在地壳被拉断处的超壳断裂带发育的，如三门峡-宝丰断裂等．第四纪缺乏各类岩浆活动，表明豫西地壳已稳定下来，即伸展作用被夭折。

（二）盆地发育与构造演化

从图1-30可以看出：(1) 三叠纪和侏罗纪的盆地限于碰撞造山作用较弱的三宝断裂以北发育，而且，从早到晚盆地范围变小；在碰撞造山作用较强的三宝断裂以南，基本没有盆地发育，处于山岳地貌．此表明该时期豫西处于挤压隆起状态．(2) 早白垩世突然有大量盆地出现于三宝断裂以南，盆地规模较小，有沿断裂分布的趋势，研究表明它们属典型的断陷盆地．此表明侏罗-白垩纪之交发生了豫西地壳运动或构造演化形式的快速改变事件，此前的挤压隆起状态结束，转变为拉张断陷或伸展断陷状态．(3) 从白垩纪经早第三纪至晚第三纪，三宝断裂及其以北的盆地范围不断扩大，最终联成一体；三宝断裂以南的小盆地逐渐合并，最终演化为规模较大的南阳盆地（山前盆地）．表明该期总体上保持了拉张或伸展下陷的状态．然而，该伸展下陷的状态又被第三纪末的喜马拉雅运动所改变，使第四纪重新回到挤压上升状态。

（三）豫西中新生代构造演化的规律

豫西中生代构造演化显示了明显的周期性和脉动性，尤其表现为挤压-伸展和隆起-下陷的交替进行．但在此过程中，地壳逐渐成熟（大量花岗岩的不断加入）和稳定（热异常消失）。从三叠纪到第四纪，应力状态总体由挤压向伸展演化；此间发生的脉动的挤压或构造演化形式的改变事件，可能与中国大陆板缘地质作用的远距离影响有关．我们认为，在古生代末即已存在的华南与华北古板块的碰撞造山作用之所以在三叠纪达到高潮，可能与印支-羌塘陆块与古中国大陆在三叠纪的拼贴（详见王乃文，1980）有关．碰撞之后，应该在侏罗纪发生强烈的伸展（南北向拉张），应该出现大量侏罗纪的断陷盆地和长英质岩浆活动，但此事件却推迟到早白垩世才发生，其原因可能是藏北陆块在侏罗纪与中国大陆碰撞时（王乃文，1980）所产生的南北向挤压，抑制了豫西南北向的伸展作用．不难理解，藏北陆块碰撞之后的伸展作用不但解放了秦岭造山带内部的伸展作用，而且还对秦岭地区产生了远距离的南北向拉张作用。无疑,它们导致了早白垩纪大量断陷盆地、大量长英质火山岩和大量陆壳改造型花岗岩（占各时期花岗岩类总和的50.4%）的发育，也使长期挤压集积的区域热异常得以消除．所以，晚白垩纪花岗岩明显减少，火山岩不发育；盆地的合并表明，伸展作用也逐渐集中在少数大型构造薄弱带进行，如三宝断裂．到

第三纪，区域热异常的消失使得花岗岩难以形成；伸展作用沿个别构造带向深部发展，切过了地壳，幔源岩浆得以上升到地表附近，形成玄武岩和镁铁质侵入岩，即大陆裂谷开始形成，并可向陆间裂谷、洋盆发展。但是，第三纪末期印度次大陆与中国大陆的碰撞中断了豫西伸展作用的继续发展，南北的挤压作用使处于萌芽状态的大陆裂谷夭折，玄武岩在第四纪没有发育，大多数第三纪的盆地沉积区沦为隆起剥蚀区。

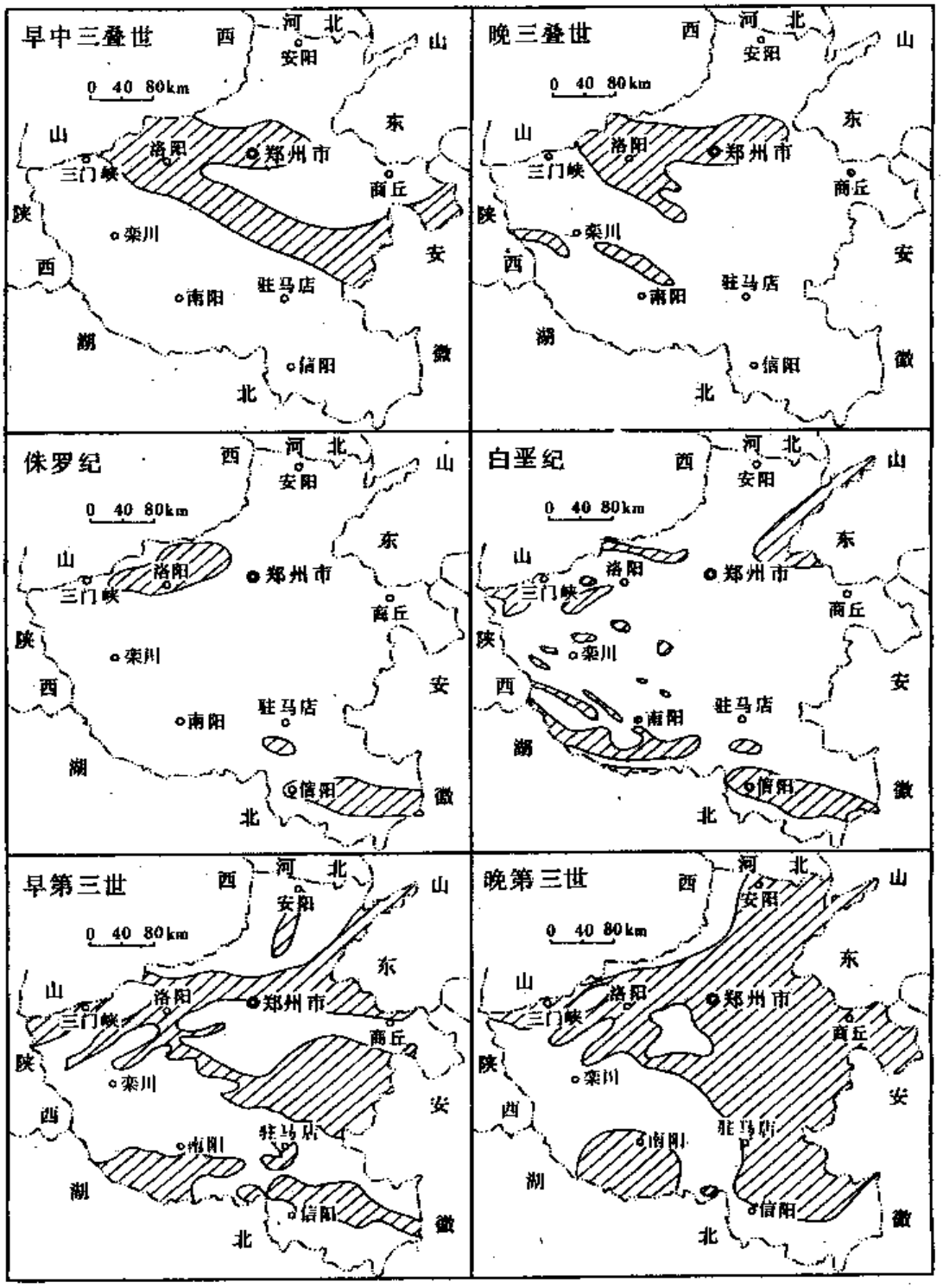


图 1-30　豫西中新生代盆地演化(据河南地质矿产局，1984，简化)

到此，我们可以得出结论，中新生代豫西碰撞后构造演化是由华北与华南两大古板块碰撞后的伸展作用和中国大陆边缘的板缘地质作用的远距离效应联合控制的，即豫西内部和外部地质作用联合控制。

第七节　主要认识和讨论

1．豫西地壳经历了30多亿年的地质演化，其形成发展史可划分为中岳运动之前的克拉通形成、中岳运动与印支运动之间的古板块增生和印支运动之后的碰撞后演化三个巨旋回。中岳运动是早前寒武纪不同地块、地体拼贴成具有大陆板块规模的华北和西南克拉通的构造热事件，印支运动是华南与华北古板块碰撞造山的构造热事件。

2．克拉通巨旋回表现为地块或地体的快速离散与聚合，即聚散旋回，此间有多次广泛的火山-沉积建造的发育和被改造。聚敛区的原始硅镁壳逐渐硅铝化而成为陆壳，离散区则出现新的洋壳。增生巨旋回表现为现代板块Wilson旋回的地质演化特征，分别形成了北秦岭造山带和南秦岭造山带。碰撞后巨旋回的地质演化是由碰撞后造山带内部的伸展作用和中国大陆板块边缘地质作用的远距离效应联合控制的。

3．栾川断裂、商丹断裂、龙门山-大巴山断裂是分隔华北克拉通、北秦岭、南秦岭和西南克拉通的边界。商丹断裂是华南与华北两大古板块的碰撞缝合线。

4．华北克拉通南缘由中条地块、嵩箕地块、华熊地块等多个地块构成，华熊地块又由太华复合地体和崤山地体构成。崤山地体是在2300～2150Ma间从中条地块离散出来，并与太华复合地体拼贴。中条地块与嵩箕地块的缝合带是中条山东缘断裂，嵩箕地块与华熊地块的缝合线是三宝断裂，中条地块与华熊地块的缝合线是三门峡-潼关断裂（或小秦岭北缘断裂），三个地块在中岳运动中拼贴在一起。嵩阳运动实为2150Ma左右崤山地体与太华复合地体的拼贴事件。

5．华北克拉通南缘的块体构造和地块、地体之间的差别表明，传统的槽台理论存在很多问题，有关地台的整体说是错误的，地台并不拥有统一的基底。

6．3000Ma的青阳沟运动代表豫西陆壳的首次出现事件。2550Ma的石牌河运动代表古陆核的成熟和突然扩大事件，2300Ma的郭家窑运动代表绿岩带发育的结束和大陆壳基本成熟的事件，它们是早前寒武纪地史分期的重要界线。

7．2300Ma时发生全球地质环境的突变，事件前后的地质作用和环境的性质发生根本性改变，是更合适的太古宙-元古宙分界。

8．习称的太华群和登封群包括不同地质时期不同性质的岩石和地层，应解体，术语应废弃。前者解体为3000～2500Ma的背孜群、2500～2300Ma的荡泽河群和2300～2150Ma的水滴沟群，后者解体为2550Ma前的石牌河杂岩、2500～2300Ma的君召群和2300～2150Ma的安沟群。崤山地体的早前寒武纪结晶基底与上述两者明显不同，由2300Ma前的天爷庙杂岩和2300～2150Ma间的崤山群构成。

9．华北和华南古板块的增生作用，或者说秦岭造山带的形成作用，经历了四个主要

旋回，时间范围是 1850～1400Ma、1400～1050Ma、1050～400Ma 和 400～200Ma。在四个旋回中，华北古板块南缘的性质是：东太平洋式活动边缘、大西洋式被动边缘、西太平洋式活动边缘和东太平洋式活动边缘；华南古板块北缘的性质是：地体离散型被动边缘、地体拼贴增生型边缘、地体离散拼贴型被动边缘和大西洋式被动边缘。

10．1400Ma 左右有强烈的构造热事件，在华北古板块称崤熊运动，表现为秦岭群基底地体与华北古板块拼贴，造就宽坪群中元古早期增生带；在华南称四堡运动，表现为若干地体开始与华南古板块拼贴。

11．1050Ma 的构造热事件在华北称卢临运动，表现为二郎坪洋盆的开始出现和古秦岭洋开始向秦岭群基底地体俯冲。在华南称晋宁运动，华南北缘表现为大量地体的强烈拼贴，形成界于龙门山-大巴山断裂与略阳-洋县-十堰-桐城断裂之间的宽阔的中元古代造山带。

12．400Ma 左右的加里东运动使秦岭群岛弧与华北古板块碰撞，形成瓦穴子断裂与商丹断裂之间的北秦岭加里东增生带．在华南表现为陡岭地体与华南古板块拼贴，形成山阳-内乡-桐柏断裂与略阳-洋县-十堰-桐城断裂之间的南秦岭加里东增生带。

13．熊耳群是火山弧区的双模式火山岩建造，由安山岩类和长英质岩类组成，它们分别源自俯冲洋壳的分熔和陆壳的分熔。西洋河群与熊耳群不是同一套火山岩建造，二者垂直分布，呈倒"丁"字型，西洋河群是被动裂谷环境的双模式火山岩建造，含较多的玄武岩。

14．汝阳群和管道口群并不是典型的弧后盆地和弧前盆地沉积物，至少与火山弧的发育不同时，它们分属 1400～1050Ma 伸展背景的大陆内部和边缘的盆地沉积。更上层位的洛峪群和栾川群分属陆内断陷盆地和弧后盆地前陆相沉积建造，也不是典型的弧后和弧前盆地建造。

15．宽坪群是 1850～1400Ma 间古秦岭洋向北俯冲的蛇绿混杂岩带。商丹断裂北侧，秦岭群内部的洋淇沟-陈阳坪蛇绿岩带是 1050～400Ma 间古秦岭洋向北俯冲的蛇绿混杂岩带，二郎坪群则是该期边缘海型蛇绿岩套．信阳群和刘岭群中的双山-大河-卧虎蛇绿岩带代表最晚闭合（400～200Ma）的古秦岭洋残骸。陡岭群中的蛇绿岩代表 1050～1400Ma 华南板块北缘地体拼贴时闭合的洋盆残骸．毛堂群的内乡-淅川蛇绿岩代表 1050～400Ma 华南板块北缘地体离散时形成的在地体拼贴时残留的洋盆。

16．秦岭群至少包括：(1) 1400Ma 前的秦岭群基底地体岩石，(2) 1050～400Ma 间形成的秦岭群岛弧火山-沉积建造，(3) 400～200Ma 间的秦岭群火山弧火山岩建造，(4) 洋淇沟-陈阳坪蛇绿混杂岩带.陶湾群应是1400～400Ma间发育的浅海碳酸盐-细碎屑岩建造，它与二郎坪群、官道口群、栾川群、震旦系、早古生界等地层应是接连的，或者有空间上的交生，因为它在 1400-400Ma 间与这些地层属同一盆地。

17．碰撞造山作用的具体机制是陆壳的拆离、滑脱、推覆等陆内俯冲作用。华南与华北古板块的碰撞造山表现为一系列不同尺度、层次和型式的倾向北的陆内俯冲作用，陆内俯冲体制被龙门山-大巴山断裂和三门峡-驻马店断裂（属三宝断裂带）所转换，使碰撞造山作用集中在两断裂夹持的区间发生。

18．碰撞造山作用的挤压之后，必然出现伸展构造作用，豫西发育了与 Wernicke 伸展模式完全一致的构造现象和典型的伸展盆地，并且有伸展背景下的岩浆作用演化．豫西

中生代晚期和新生代的构造背景总体属伸展性质。

19，板缘地质作用可以影响到大陆内部的较远距离，即远距离效应。豫西中新生代构造演化受到中国大陆南缘地质作用的影响，使碰撞后的伸展作用呈阶段性、周期性地进行。由伸展作用产生的第三纪的大陆裂谷作用也被第四纪印度次大陆的碰撞中止。

20、大的构造热事件与板块碰撞或地体拼贴伴随。

第二章　豫西金矿成矿的地球化学背景
——主要岩石建造的金丰度

施密斯地层法则在构造变形较弱的沉积岩区获得了极大成功，使得地质学家们乐于把施密斯法则应用于中深变质岩区和构造变形强烈的地区的填图和研究。但是，Fransisco混杂岩的填图工作冲击了施密斯法则，证明其并不适用于构造作用强烈的地区。格陵兰等地深变质"地层"内层状杂岩的重新认识和很多构造岩片的揭示以及一些被当作层理的构造面理的纠正等（Windley, 1986; Bridgewater, 1978; 丁薄权等, 1986），又表明施密斯法则在变质岩区和岩浆活动强烈的地区也并非十分有效。笔者（1987）对华北克拉通南缘结晶基底的研究中，进行了大量的剖面实测，划分群、组、段、层，计算地层厚度，建立地层柱。正是在此工作中，体会到计算的厚度与地层的真正厚度可能有些出入，难保某些被当作层理的面理构造不是构造面理。为了避免某些不科学性，本文对豫西地区变形和变质作用强烈的岩区进行岩石建造的划分。岩石建造的划分基础是近代沉积学和板块构造理论的研究成就以及所完成的实际工作（剖面实测和样品测试）。

很多矿床具有层控性。正确认识和利用矿床的层控规律可以有效地进行矿床地质研究和矿床找寻。但过去对层控矿床的认识过分强调了矿源层或含矿建造的高背景值，对豫西不同含矿建造的研究均得出背景值高的结论。1982年，王亭治等（与成都地院合作）通过大量高精度的分析，证明被作为小秦岭金矿田的矿源层（结晶基底）的金丰度并不高，只有0.7ppb，而且远低于3.5ppb（黎彤，1976，1982）克拉克值，也低于Taylor等(1985)计算的1.8ppb的克拉克值。王亭治等的工作打破了传统的认识，几乎同时，崔毫等（1982）对祈子堂金矿围岩的研究、张荫树等（1983）对河南北中部绿岩带的研究、胡志宏等（1984）对小秦岭结晶基底的研究和我们（1983）对崤山、箕山早前寒武纪岩石的研究，均得出了与王亭治相似的结果。从此，豫西金丰度研究进入了一个新的时期，并获得了大批高精度的测试数据。本文拟根据这些数据，综合讨论与金矿化关系密切的岩石建造的金丰度，并分析金丰度变化规律、矿化机理。

第一节　豫西不同构造单元主要岩石建造的时空关系

活动论的成果告诉我们：不同构造单元的界线是活动的、变化的；各构造单元在不同时间不同条件下性质是不同的；不同构造单元在一定条件下可以联成一体，亦可分离开来。在如此活动背景下发育的岩石建造的性质和时空关系往往也是非常复杂的。我们近期的研究发现，已有的地层分区及划分方案或者构造单元及沉积建造划分方案均未能较完美地反映出豫西不同构造单元的岩石建造的时空关系。而正确认识不同岩石建造间的时空关系又是进行正确的构造、岩石、矿床、地球化学、地层等研究的基础。因此，笔者在最新

研究成果的基础上，拟定了豫西不同构造单元岩石建造的时空关系图（图 2-1）

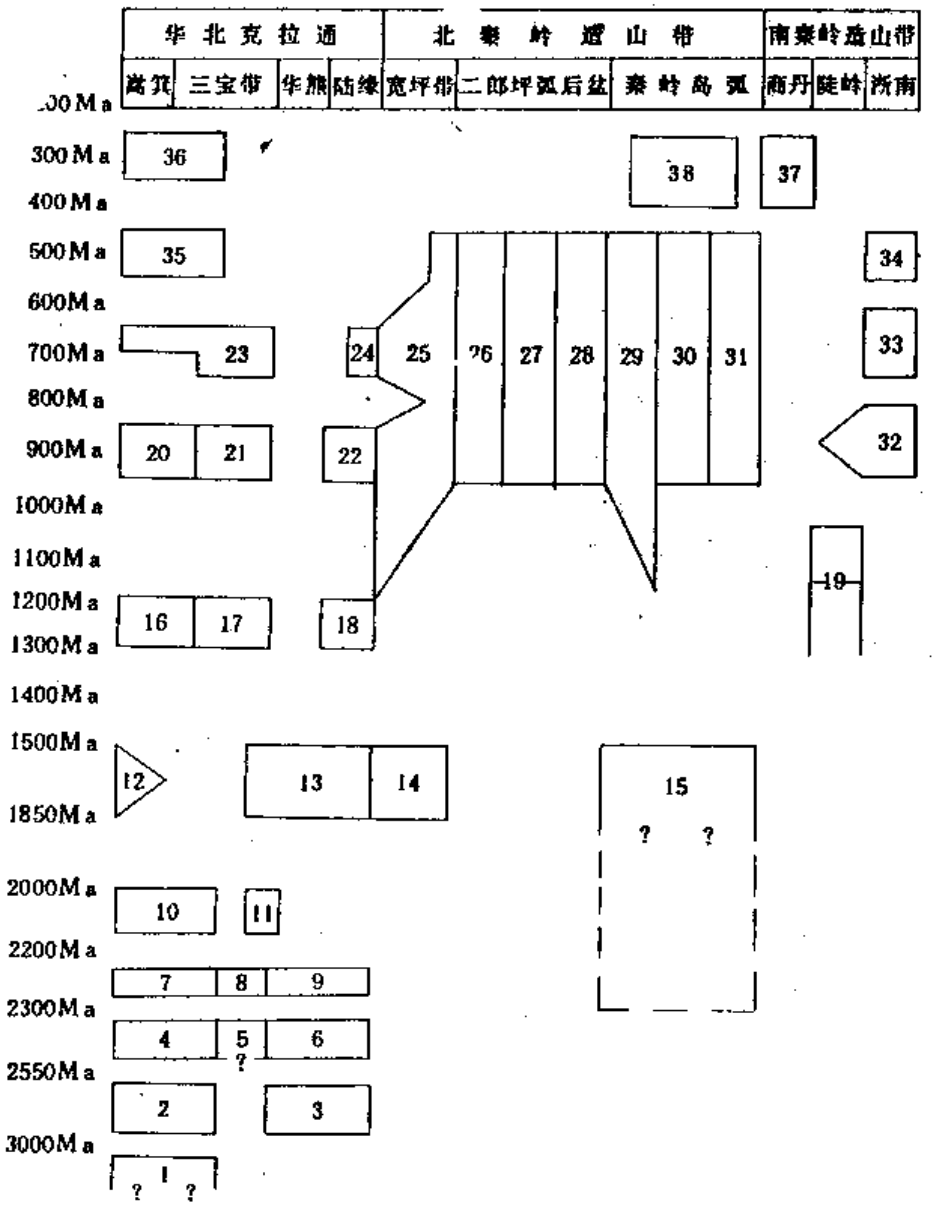


图 2-1　豫西不同构造单元岩石建造的时空关系

1—青阳沟型绿岩；2—石牌河杂岩；3—背孜群(型)绿岩；4—君召群(型)绿岩；5—天爷庙杂岩；6—荡泽河群(型)绿岩；7—安沟群双模式(裂谷)火山岩建造；8—崤山群双模式(裂谷)火山岩建造；9—水滴沟群孔达岩系；10—崤山群克拉通盆地沉积建造；11—铁锅沟组山间磨拉石建造；12—西阳河群裂谷火山岩建造；13—熊耳群山弧火山岩建造；14—宽坪群蛇绿混杂岩；15—秦岭群下部基底(郭庄组片麻岩等)；16—下五佛山群山间盆地沉积物；17—汝阳群陆内断陷盆地沉积物；18—官道口群陆缘断陷盆地沉积物；19—陡岭群中深变质火山沉积岩系(上为孔达岩系，下为片麻岩建造)；20—上五佛山群山间盆地沉积物；21—洛峪群陆内断陷盆地沉积物；22—栾川群陆缘盆地沉积物；23—九女洞群冰碛物；24—震冰纪浅海碳酸盐建造(鱼库组)；25—陶湾群浅海碳酸盐建造(秋木沟组和风脉庙组及叫河组)；26—柿树岗复理石建造；27—二郎坪蛇绿岩(残余洋壳)；28—小寨复理石建造；29—弧后浅海沉积杂岩(碳酸盐为主，属秦岭群)；30—秦岭群中部岛弧火山岩建造；31—松树沟蛇绿岩带(原属秦岭群)；32—毛堂群(裂谷式)浅变质火山—沉积岩系；33—震冰纪冰碛物；34—早古生代碳酸盐建造(华南型)；35—华北型早古生代碳酸盐建造；36—石炭纪—早三叠世含煤建造；37—信阳群火山沉积岩系；38—秦岭群上部山弧火山岩建造。

第二节　嵩箕地块结晶基底的岩石建造划分及其金丰度

一、结晶基底岩石建造

嵩箕地块的基底的变质岩系被解体为 2550Ma 前的石牌河杂岩、2550～2300Ma 的君召群和 2300～2200Ma 的安沟群。石牌河杂岩是发育于 2550Ma 前的一套非成层岩石或成层不明显的岩石，包括了部分深变质的和受混合岩化影响较强的表壳岩，或由此发育成的混合岩杂岩（于窑杂岩），更多地是一些 2550Ma 前侵位的英云闪长岩、花岗闪长岩、奥长花岗岩、二长岩、闪长岩等中性一酸性贫钾岩浆岩。这些岩浆岩（不成层岩石）均遭受了后期构造作用的改造，片理化明显，并有一定程度的变质，尽管有时局部表现与深变质表壳岩相似，但其在宏观上有明显的内部岩相均匀性和环状形态。

对君召群的原岩恢复和形成环境探讨使我们认识到它是一套绿岩建造，该绿岩发育于原始陆壳之上，即有石牌河杂岩作为硅铝质基底。其火山岩双模式特征明显，含较多的中酸性火山岩，缺乏超基性火山岩和科马提岩，与印度达瓦尔系相似，属 Glickson (1976) 划分的第二期绿岩(Secondary greenstone)。

郭安林（1987）对安沟群的岩石化学研究证明安沟群是典型的大陆裂谷式双模式火山岩建造。我们对安沟群的野外考察和室内岩石化学、地球化学及薄片研究（陈衍景，1987），取得了与郭安林一致的认识，不再赘述。

二、结晶基底的金丰度

除在箕山结晶基底内有金矿化现象外，嵩箕地块至今尚无金矿发现。因此，嵩箕地块的金丰度研究不受重视。1983 年，我们对箕山地区结晶基底进行采样分析，计算表明，于窑杂岩内表壳岩包体金丰度变化于 0.6～3.8ppb，平均 1.7ppb；君召群变化于 0.3～0.5ppb，平均 0.4ppb；安沟群变化于 0.9～1.4ppb，平均 1.1ppb。

张荫树等（1983）对嵩箕地块的前嵩山群岩石作了大量的金丰度测试，并按岩石类型计算了金丰度（表 2-1）。笔者将我们获得的和张荫树等（1983）测得的数据合在一起计算，结晶基底内 45 个混合岩和混合岩化岩石的金丰度为 0.9ppb，164 个表壳岩金丰度为 1.4ppb，表明混合岩化使金含量降低；各类岩石总平均为 1.3ppb（209 个样），可作为结晶基底的金丰度。

此外，嵩箕地块云母石英片岩类和混合岩化云母石英片岩类的原岩为碎屑沉积岩，38 件此类样品金丰度为 1.5ppb，高于 6 件大理岩的平均金含量 0.9ppb，但低于 8 件含铁石英岩类（1.7ppb）；105 件（混合岩化）角闪片岩、片麻岩、斜长角闪岩的金丰度为 1.3ppb，其原岩主要是中基性或超基性岩；48 件（混合岩化）黑云斜长片岩、片麻岩、变质流纹岩的平均金含量为 0.8ppb，原岩主要是中酸性或酸性岩。

第三节　崤山地体早前寒武纪岩石建造及其金丰度

近年，在崤山地体发现了半宽和申家窑两个金矿床和一些矿点，该区的岩石建造划分和金丰度研究日益受到重视。1982 年以来，我们对该区进行了详细的研究，在剖面实测和野外调查的基础上，率先作了合理的岩石建造划分和金丰度研究，为进一步的地质研究

和找矿打下了良好的基础。

表 2-1　崤箕地块结晶基底的金丰度

	辉县			济源			箕山			箕山*		
	样数	范围	均值	样数	范围	均值	样数	范围	均值	样数	范围	均值
斜长角闪片岩、片麻岩	19	0.3–1.1	0.6	30	0.3–4.9	1.2	46	0.5–9.6	1.8	4	0.3–1	0.6
混合岩化斜长角闪片岩、片麻岩				2	0.4–0.5	0.5	1		1.0	3	1–3.8	2.1
黑云斜长片岩、片麻岩	12	0.3–1.1	0.6				4	0.5–2.6	1.4	1		1.4
混合岩化黑云斜长片岩、片麻岩	24	0.3–1.1	0.7	2	0.5–1.2	0.9						
变质流纹岩							4	0.5–4.4	1.5	1		0.5
云母石英片岩类	2	1.0–1.6	1.3	12	0.4–4.6	1.5	16	0.4–7.8	1.9			
混合岩化云母石英片岩类	3	0.5–0.7	0.6	4	0.3–1.8	0.8				1		0.6
含铁石英岩类				8	0.4–4.8	1.7						
大理岩类				5	0.4–0.7	0.6	1		2.1			
条带状混合岩				5	0.3–2.7	1.1						
总平均	60	0.3–1.6	0.66	68	0.3–4.9	1.2	72	0.4–9.6	1.8	10	0.3–3.8	1.1
各种混合岩类	27	0.3–1.1	0.7	13	0.3–2.7	0.9	1		1.0	4	0.6–3.8	1.7
各种表壳岩	33	0.3–1.6	0.6	55	0.3–4.9	1.3	71	0.4–9.6	1.8	6	0.3–1.4	0.7

*　表示作者采样分析．计算 45 个混合岩化岩石总平均 0.9ppb，164 个表壳岩总平均 1.4ppb，209 个各类岩石总平均 1.3ppb．表中金含量单位为 ppb，以后各表均同．

一、早前寒武纪岩石建造

崤山地体的早前寒武纪岩石划分为 2200Ma 后的铁铜沟组山间磨拉石建造、2300～2200Ma 的崤山群裂谷式双模式火山岩建造和主体形成在 2300Ma 前的天爷庙杂岩。

铁铜沟组主要分布在崤山地体的北缘．它组成山脊和陡崖，是半宽式金矿的赋矿围岩，该套岩石曾一度被作为熊耳群底部的大古石组（河南地调一队，1984）．但其厚达 700 多米（秦国群等，1989），与坝源铁铜沟组相近；而大古石组最厚才 212 m（河南地质矿产局，1989），在华熊地块一般不超过 100 m．该套地层发生了明显的变质，形成变质砂砾岩、白云母片岩、千枚岩等，变质程度已达绿片岩相，与崤山群和坝源铁铜沟组相当，而大古石组则没有显示出任何变质现象．基于上述，我们将该套地层归于铁铜沟组．其主要岩性是变质石英砂岩、长石石英砂岩、砾岩、含砾砂岩，次为千枚岩、绢云（白云）片岩；底部砾岩分选差，胶结物为泥质，应属山间磨拉石建造．岩石中有时含较多的炭质．

崤山群分布在申家窑、兰树沟等地，剖面实测表明其可划分为兰树沟组和申家窑组（陈衍景，1987）．申家窑组主要为具变余火山碎屑结构的绢云片岩、绢英片岩、绿泥绢云片岩和部分角闪片岩．兰树沟组主要为角闪片岩、绿泥黑云片岩、绢英片岩等，有时夹大理岩透镜体或富含碳酸盐矿物的岩石．薄片研究和岩石化学、地球化学研究均表明，崤山群是一套间夹沉积岩的双模式火山岩建造（陈衍景，1987，1989c，1990a），变质为绿片

岩相，与嵩箕地块安沟群和中条地块绛县群颇为一致，系同时期裂谷作用形成。李洁才（1984）认为该套岩石不整合在下伏混合片麻岩之上，有待进一步研究。需要指出，河南地调一队（1984a、b）将崤山群称为铁铜沟组，我们通过对坝源铁铜沟组的考察，认为二者有根本差别，此地崤山群不可称为铁铜沟组。

天爷庙杂岩泛指崤山地区除崤山群和铁铜沟组以外的变质岩系，这些岩石经历了强烈的混合岩化作用，成层性已不明显，或者某些岩石本身即是由侵入体变成的片麻岩，故天爷庙杂岩实为混合岩一岩浆岩一表壳岩的混合物。杂岩内表壳岩残留体一般是角闪岩相，故认为杂岩体的主体形成时间早于崤山群，约 2300Ma 之前。

二、早前寒武纪岩石的金丰度

我们用中子活化法和化学光谱法测试了 123 件样品，获得了一批高精度数据。对这些数据的分类计算（表 2–2）获得如下认识：

表 2–2　崤山地体早前寒武纪岩石的金丰度

建造	岩石类型	样数	范围	平均
铁铜沟组	炭质千枚岩	9	0.9–10	3.3
	千枚岩	22	0.7–10	2.3
	砂岩砾岩类	12	0.9–3.3	1.8
	未蚀变岩类	34	0.7–10	2.1
	未蚀变岩和无金异常的蚀变岩	39	0.7–10	2.2
崤山群	长英质片岩	15	0.2–4.0	0.9
	镁铁质片岩	11	0.4–1.7	0.9
	各类未蚀变岩石	26	0.2–4.0	0.9
天爷庙杂岩	表壳岩类	20	0.4–5.0	1.1
	混合岩化表壳岩	5	0.4–3.1	1.4
	混合岩类	16	0.3–2.3	0.9
	各类混合(岩化)岩	21	0.3–3.1	1.0
	各类表壳岩和混合岩	41	0.3–5.0	1.1
	无金异常的各岩类	45	0.3–5.0	1.2
天爷庙杂岩和崤山群		67	0.2–5.0	1.0
天爷庙杂岩和崤山群①		105		1.1

① 含河南地质科研所的 38 个数据

1．22 个铁铜沟组千枚岩及变质细碎屑岩的平均金丰度为 2.3ppb，变化于 0.7～10ppb；12 个粗碎屑岩平均金丰度为 1.8ppb，变化于 0.9～3.3ppb；上述 34 个未受热液作用影响的样品总平均为 2.1ppb，变化于 0.7～10ppb，可代表铁铜沟组丰度值。如将受热液作用影响的但金含量仍在未蚀变样品金含量变化范围的样品也计算在内，则总平均为 2.2ppb（39 个样），使金丰度值有所升高。故作者用 2.1ppb 作为铁铜沟组金丰度。在铁铜沟组岩石中，千枚岩金丰度高于变质砂岩、砾岩；炭质千枚岩金丰度变化于 0.9～10ppb，平均 3.3ppb（9 个样品），明显高于其它岩石。

2．崤山群 28 个数据中，除两个样品明显蚀变而金含量明显偏高外（28ppb 和 30ppb），其余 26 个数据变化于 0.2～4ppb，平均 0.9ppb。其中 11 个镁铁质片岩（绿泥片岩和角闪片岩等）变化于 0.4～1.7ppb，平均 0.9ppb，与总平均值一致；15 个长英质片岩（绢云片岩、绢英片岩等）变化于 0.2～4ppb，平均为 0.9ppb，也与总丰度一致。故 0.9ppb 应是崤山群可信的金丰度值。

3．49 个天爷庙杂岩的样品金分析值中，20 个表壳岩残留体金含量变化于 0.4～5.0ppb，平均 1.1ppb；16 个未蚀变混合岩变化于 0.3～2.3ppb，平均 0.9ppb；5 个混合岩化的表壳岩变化于 0.4～3.1ppb，平均 1.4ppb；21 个混合岩化岩石和混合岩变化于 0.3～

3.1ppb，平均 1.0ppb，略低于表壳岩系。上述 41 个未受热液作用的岩石总平均为 1.1ppb，可作为天爷庙杂岩的金背景值。如将 4 个受热液作用的而金含量在未蚀变岩石变化范围内的样品计算进去，则总平均为 1.2ppb，略有提高。

4．天爷庙杂岩内伟晶岩金含量为 0.9ppb，没有矿化现象；1 个石英脉金含量为 450ppb，明显矿化；后河花岗岩的 1 个样品数据为 103ppb，也有矿化现象。

河南地质科研所（1985）也对崤山群和天爷庙杂岩作了金丰度研究，取得的结果基本与我们一致。笔者将他们取得的 38 个样品数据和我们获得的崤山群、天爷庙杂岩之未蚀变岩石的 67 个数据一起计算，获得该 105 个数据之平均值为 1.1ppb。如单独计算我们获得的 67 个数据，则平均为 1.0ppb，二者接近，我们用 1.0ppb 作为崤山结晶基底岩石的金丰度。

应该说明，武跃诚等（1989）根据本课题组收集的 1982 年前河南地调一队关于崤山矿区的化探资料，计算得出结晶基底的金丰度为 2.2ppb（178 个数据），与笔者新获得的结果有较大出入。此可能由于 1982 年前的数据分析精度欠佳所致。

总之，本文推荐 2.1ppb 为铁铜沟组金丰度，0.9ppb 为崤山群金丰度，1.1ppb 为天爷庙杂岩金丰度，1.0ppb 为结晶基底（天爷庙杂岩+崤山群）的金丰度。

第四节　太华复合地体结晶基底的岩石建造及其金丰度

太华复合地体蕴藏了大量金矿，且金矿多在结晶基底中，结晶基底的岩石建造划分和金丰度自然受到重视，最近的研究取得了突破，但仍有较多分歧。为了更好地解决这些问题，我们选择岩层发育最好且矿化最差的鲁山地区为重点，开展详细的剖面研究，并在此基础上，实测了熊耳山地区的结晶基底剖面，考察研究了舞阳、小秦岭等地的结晶基底。取得了丰富的资料和新的认识。

一、结晶基底的岩石建造

太华复合地体结晶基底自下而上划为背孜群、荡泽河群和水滴沟群。

背孜群形成在 2550Ma 以前，以混合岩化角闪岩、斜长角闪岩、角闪片麻岩为主，次为混合岩化黑云片麻岩，原岩是洋壳背景下发育的以基性—超基性火山岩为主的含大量科马提岩（尤其是橄榄质科马提岩）的火山-沉积岩系，我们称之为背孜型绿岩。

荡泽河群形成在 2550～2300Ma，是一完整的拉张背景下的沉积-火山-沉积建造，属绿岩建造，但其显出第二期绿岩的特征。火山岩显出双模式性质，总体以基性火山岩为主，含较少的超基性火山岩和科马提岩。

水滴沟群形成在 2300～2200Ma，以含石墨的大理岩、片麻岩和硅线榴英片麻岩、石英岩、BIF 等为特征，间夹斜长角闪岩和黑云母或角闪石浅粒岩，属典型的孔达岩系。

二、结晶基底的金丰度

1．鲁山地区的金丰度。我们对鲁山结晶基底 81 个剖面样品进行金分析，其中 71 个由河南地质局实验室测试，10 个由江苏省地质局实验室测试，后者测出结果明显高于前者。考虑到：①本文涉及的金分析大都由河南地质局实验室测试。②河南局实验室是国内权威性金分析室。③江苏局实验室测试样品数量少（10 个）。本文根据河南地质局实验室测试的 71 个样品讨论鲁山结晶基底的金丰度。

24 个背孜群数据变化于＜0.3～3.5ppb，平均 0.9ppb；去掉最大和最小值各 1 个后，计算平均值仍为 0.9ppb。28 个荡泽河群数据中，除 L140 样品因绢云绿泥石化而偏高外，27 个样品变化于＜0.3～2.8ppb，平均 0.9ppb；去掉最大值和最小值各 1 后，平均值仍为 0.9ppb；荡泽河群下部 14 个样品变化于＜0.3～0.9ppb，平均 0.5ppb，上部（约相当于铁山岭组）13 个数据（去掉 L140 后）变化在 0.4～2.8ppb，平均 1.4ppb，上部明显高于下部。水滴沟群 19 个数据变化于 0.7～4.5ppb，平均 1.7ppb（去掉最大最小值各 1 后为 1.5ppb）；其中 1 个条带状铁建造（BIF）为 4.5ppb，是区内最高值；7 个含石墨的岩石变化于 1.7～2.6ppb，平均 2.2ppb；11 个其它样品变化于 0.7～1.4ppb，平均 1.1ppb。（表 2-3）。

表 2-3　太华复合地体结晶基底的金丰度

地区	鲁山										熊耳山			太华复合地体*				
岩石建造及岩性	背孜群	荡泽河群			水滴沟群				太古宙	结晶基底	背孜群	荡泽河群	太古宙	背孜群	荡泽河群	太古宙	基底①	基底②
		下部	上部	全部	含炭	BIF	其它	全部										
样数	24	14	13	27	7	1	11	19	51	70	11	74	89	35	101	140	159	467
最小	＜0.3	＜0.3	0.4	＜0.3	1.7		0.7	0.7	＜0.3	＜0.3	0.4	0.3	0.3	＜0.3	＜0.3	＜0.3	＜0.3	
最大	3.5	0.9	2.8	2.8	2.6		1.4	4.5	3.5	4.5	2.1	5.3	5.3	3.5	5.3	5.3	5.3	
均值	0.9	0.5	1.4	0.9	2.2	4.5	1.1	1.7	0.9	1.1	0.9	0.8	0.8	0.9	0.9	0.9	1.0	1.0

* 背孜群、荡泽河群、太古宙和基底①丰度是根据我们获得的鲁山、熊耳山区的数据计算。基底②综合了基底①和张荫树获得的鲁山（46 个）、小秦岭（58 个）、熊耳山（66 个）及王亨治等获得的小秦岭（138）等数据。

上述表明，孔达岩系的金丰度明显高于下伏的绿岩建造，孔达岩系的 BIF 和含炭质岩石又明显高于其他岩石类型，荡泽河群绿岩剖面自下而上有明显的金丰度增高趋势。背孜群绿岩和荡泽河群绿岩 51 个样品变化于＜0.3～3.5ppb，平均 0.9ppb。全区 70 个样品总平均 1.1ppb，可为结晶基底的金丰度。

2。熊耳山地区的金丰度

我们测试了 94 个熊耳山地区早前寒武纪变质岩石的金丰度，其中 90 个为剖面样品。90 个剖面样品中，除去 5 个银矿脉不能参加丰度计算外，11 个背孜群样品变化于 0.4～2.1ppb，平均 0.9ppb；74 个荡泽河群样品变化 0.3～5.3ppb，平均 0.8ppb。如将 11 个背孜群样品和 74 个荡泽河群样品以及 4 个非剖面样品一起计算，则获得 89 个该区绿岩带样品的金平均丰度为 0.8ppb。与鲁山地区颇为一致（表 2-3）。

3。太华复合地体结晶基底的金丰度。根据我们在鲁山、熊耳山获得的数据计算，背孜群、荡泽河群和太古宙岩石（背孜群+荡泽河群）的金丰度均为 0.9ppb，与分区计算的结果一致，可代表整个复合地体该层位的金丰度。对于水滴沟群金丰度，目前只能用鲁山

地区的结果代表，即 1.7ppb。根据鲁山和熊耳山地区分析资料计算的整个结晶基底的金丰度为 1.0ppb，可代表整个复合地体基底的金丰度。如果将我们的数据与张荫树等(1983)、河南地质科研所（1985)、王亨治等（1983） 在太华复合地体获得的数据综合计算，仍得到相同的结果，即基底金丰度为 1.0ppb（表 2-3)。

第五节　华熊地块盖层——熊耳群的性质及其金丰度

近年，熊耳群内大量金矿的发现和熊耳群形成的构造意义使学者们对熊耳群岩石建造的研究越来越重视。

一、熊耳群火山岩建造的性质

我们通过对鲁山、舞阳、熊耳山、崤山等地熊耳群的考察和对上宫矿区熊耳群的剖面实测，确认熊耳群是一套以中酸性火山岩为主的岩石建造，尤以杏仁安山岩和晶屑英安岩为特征。在这一问题上，孙枢等（1981)、胡受奚等（1988)、贾承造等（1988）以及河南省有关地质单位均取得了共同的认识。基于世界上还没有报道以中酸性火山岩为主的裂谷火山岩建造，本文认为熊耳群属火山弧火山岩。

二、熊耳群的金丰度

近年，在熊耳群分布区发现了大量金矿，熊耳群与金矿化的关系自然引起了重视。1983-1985 年，我们对上宫矿区围岩和鲁山地区的熊耳群做了部分金含量测试。11 个样品中，4 个样品因受绢云母化或绢英岩化而明显高于 7 个未发生明显蚀变的样品，平均为 30.5ppb。7 个未蚀变火山岩金丰度变化于 0.3～1.1ppb，平均 0.7ppb，可代表熊耳群金丰度。1987 年，河南地调一队石毅等通过大量分析，计算熊耳群金丰度为 0.6ppb，与我们的结果相近。1988 年，乔怀栋等通过对某些矿区的研究，指出熊耳群下部富含成矿物质，金高出克拉克值（3.5ppb）4.4 倍，其中安山玢岩和大斑安山岩高出克拉克值 4～7 倍，熊耳群中上部高出克拉克值 1 倍多。同年，胡受奚教授等（1988）指出熊耳群金含量为 0.4ppb（155 个样品)。1989 年，任富根等列出了明显高于克拉克值的熊耳群金丰度值(7.2～20.3ppb)。与此同时，黎世美等（1989）又指出：熊耳群各组含金变化范围为 0.4～1.4ppb，几何平均值为 0.6ppb。

由上可见，关于熊耳群金丰度的分歧较大，尚待进一步研究。但我们得出的 0.7ppb 金丰度与石毅等、黎世美等、胡受奚等所取得的结果相近，而且我们计算金丰度值时剔除了所有可疑样品，所得结果是可信的。故本文以 0.7ppb 作为熊耳群金丰度。

第六节　北秦岭造山带内的岩石建造及其金丰度

北秦岭造山带是商丹断裂以北，栾川断裂以南的区域，常称之"北秦岭"。它自北而南可分为三个带，即栾川断裂与瓦穴子断裂之间的宽坪（群）蛇绿混杂带（中元古)、瓦穴子断裂与朱夏断裂之间的二郎坪群（晚元古代—早古生代)、朱夏断裂与商丹断裂之间的秦岭群。秦岭群是复杂的岩石建造，即由晚古生代火山弧火山岩建造、晚元古代—早古生代发育的岛弧区火山—沉积建造和中元古代或更早形成的岛弧基底岩石共同组成。

一、宽坪群的性质及其金丰度

宽坪群已被胡受奚教授（1988）、贾承造等（1988）、林潜龙等（1983）证明是中元古早期的残余洋壳或俯冲杂岩，张寿广等（1989）进一步研究，也证实其中的绿片岩—斜长角闪岩的原岩为大洋拉斑玄武岩．宽坪群内近年发现了一些矿床和矿点，河南地质科研所（1985）首先对其进行了金丰度研究，根据65个样品数据求得平均值为1.1ppb（原始数据为1.09ppb），均方差为0.63，本文采用其成果．

二、二郎坪群的性质及金丰度

常称的二郎坪群指瓦穴子断裂与朱夏断裂间的变质岩系．符光宏等（1989）最近的研究表明，二郎坪群实由北部靠瓦穴子断裂发育的柿树园复理石建造、南部靠朱夏断裂的小寨复理石建造（包括小寨组和抱树坪组）和中部的蛇绿岩带（二进沟组、大庙组、火神庙组）共同组成，符光宏等还认为三带岩石建造是同期异相产物．本文总体赞同此观点，并认为蛇绿岩带之上，也可以存在复理石建造．

关于二郎坪群的金丰度，河南地质科研所（1985）的研究结果是（表2-4）：二郎坪蛇绿岩建造之二进沟组、大庙组和火神庙组的金丰度分别为1.88、1.10和1.59ppb，笔者计算其总平均为1.7ppb（41数），显然低于克拉克值（3.5ppb）；相当于小寨复理石建造的小寨组和抱树坪组的金丰度为1.79和2.51，笔者计算其总平均值为2.1ppb（31个样），低于克拉克值（3.5ppb），而高于Taylor等（1985）推荐的1.8ppb的上地壳金丰度．应该特别说明，小寨复理石建造是富含炭质的夹有碳酸盐夹层的沉积建造，它比一般的孔达岩系或碳硅泥岩建造含较多的碎屑沉积物，相对贫碳酸盐、硅质岩等化学沉积岩．将小寨复理石建造和二郎坪蛇绿岩建造放在一起计算，则得二郎坪群72个数据的平均金含量为1.9ppb，可代表二郎坪群的金丰度．

表2-4　二郎坪群的金丰度

岩石建造名称		样数	金丰度	均方差
二郎坪群	抱树坪组	14	2.5(2.51)	0.86
	小寨组	17	1.8(1.79)	1.11
	火神庙组	8	1.6(1.59)	1.07
	大庙组	8	1.1(1.10)	0.65
	二进沟组	25	1.9(1.88)	0.36
小寨复理石建造		31	2.1	
二郎坪蛇绿岩套		41	1.7	
二郎坪群		72	1.9	

（　）内为未经尾数处理的河南地质科研所的计算数据．

三、秦岭群的岩石建造及其金丰度

秦岭群的岩石建造复杂，包括了中元古或更早形成的岛弧基底、晚元古代至早古生代的岛弧火山—沉积岩系和晚古生代山弧火山岩建造．但由于秦岭群岛弧经历了加里东—印支运动的强烈的构造作用，其变质和变形极为复杂，就目前的研究程度，尚难辨别那些是基底岩石，那些是岛弧火山—沉积岩系或山弧火山岩（盖层），一般以秦岭群概称．但按岩性或岩石组合分析，总体上可划分为两套．一是以雁岭沟组代表的副变质岩为主，正变质岩为次的岩石建造，它以石墨大理岩、石墨片麻岩、硅线石片麻岩为特征，显出与孔达岩系相似的组合，翟淳等（1989）已称桐柏地区的该套岩石为孔达岩系．该套岩石的另一显著特征是变质很不均匀（深浅不一和类型不一），总体形成较晚．秦岭群内的另一类岩

石建造是以郭庄组为代表的片麻岩建造，该套岩石变质普遍较深，局部达麻粒岩相，翟淳等（1989）称桐柏地区的此套岩石为麻粒岩建造。前人对其进行的原岩恢复工作表明其以正变质岩为主。综合研究表明它是总体上老于雁岭沟组等副变质岩系的变质建造。为描述方便，本文将秦岭群内的上述两大套岩石建造分别称为雁岭沟副变质岩建造和郭庄正片麻岩建造。

河南地质科研所（1985）对秦岭群作了两条剖面的金丰度研究，得出雁岭沟副变质岩建造109个样品的金丰度为2.1ppb（具体数据为2.08ppb，因测试精度为0.1ppb，应取1位小数，笔者均做了尾数处理，其它数据均同），郭庄正片麻岩建造133个样品的均值为1.4ppb。整个秦岭群242件样品的总平均值为1.7，应为秦岭群的金丰度。

崔亳等（1982）对镇平北部雁岭沟副变质岩推覆体的研究获得了466个精确数据，不同岩性的均值变化于0.6～2.0ppb（见后），较早发现并指出矿源层低背景值的现象。笔者将崔等获得的数据做算术平均，得雁岭沟副变质岩（崔等称赶脚沟组）的金丰度为1.1ppb。明显低于河南地质科研所获得的2.1ppb。由于崔亳的数据是在矿化区获得，有可能受矿化影响。因此，本文推荐2.1ppb为雁岭沟副变质建造的金丰度值。

第七节　南秦岭造山带的岩石建造及金丰度

南秦岭造山带是指商丹断裂以南的区域，包括了华南板块北缘的加里东造山带、中元古代的陡岭地体、华南板块与华北板块的最终碰撞缝合带（晚古生代—中生代）。

一、陡岭地体的岩石建造及金丰度

陡岭地体位于山阳—内乡—桐柏—商城断裂以南的华南板块加里东造山带之最北缘，南界是荆紫关—淅川—内乡断裂，以中元古代（或更早）陡岭群发育为标志。河南区调队（1981）、河南地质局（1989）、胡受奚等（1988）对陡岭群做了详细的研究和讨论。较为一致地将陡岭群划分为下部瓦屋场组和上部大沟组。瓦屋场组以变质深、混合岩化强的斜长角闪岩、角闪片麻岩、黑云片麻岩为主，上部夹有大理岩等副变质岩，总体是正变质岩系，且以基性火山岩为主。大沟组也是一套深变质、强混合岩化的变质岩系，其突出的特征是以含石墨的片麻岩（片岩）、大理岩为主，夹磁铁石英岩和角闪质岩石，总体是副变质岩系。所以，陡岭群的总体组成是下部正变质岩建造和上部副变质岩建造；且下部原岩具洋壳特征（蛇绿岩），上部原岩具碳硅泥岩建造的性质。

河南地质科研所对陡岭群做了详细的金丰度研究，下部瓦屋场组的79个样品平均金丰度为1.9ppb（1.86），上部大沟组95个样品平均金含量为2.6ppb（2.62），上部明显高于下部；整个陡岭群的金丰度则为2.3ppb（表2-5）。

二、华南板块北缘加里东造山带中的岩石建造及其金丰度

胡受奚等（1988）、河南区调队（1981）、河南地质局（1989）等较为一致地认识到华南板块北缘加里东（增生）造山带的岩石建造（地层）由自下而上的毛堂群、覆冰系（上晚元古界）、下古生界共同组成，三套地层之间均为平行不整合接触。其中，上晚元古界和下古生界研究程度颇高，与整个华南同时期地层性质一致，此不赘述。关于毛堂群，胡受奚等（1988）、河南地质局（1989）均划分为下部姚营寨组和上部马头山组。姚营寨组以碎屑岩为主，夹中酸性火山岩。马头山组以基性火山岩（细碧岩）为主，中酸性火山岩

和碎屑沉积岩为次。上述表明：毛堂群形成在逐渐拉开的构造背景，后期已拉成洋壳。在毛堂群中，胡受奚等（1988）确定了内乡—淅川蛇绿岩带。应该说明，上述加里东造山带中的地层均遭受了绿片岩相的低级变质作用。

表 2-5 南秦岭造山带北缘主要岩石建造的金丰度(ppb)

岩石建造或地层	样品数	金丰度
刘岭群蛇绿混杂岩	52	1.7(1.66)
毛堂群姚营寨组	58	1.1(1.10)
上新元古界灯影组	9	1.2(1.16)
陡岭群大沟组(上)	95	2.6(2.62)
陡岭群瓦屋场组(下)	79	1.9(1.86)
陡岭群火山—沉积建造	174	2.3

( )内为河南地质科研所(1985)的原始数据.

河南地质科研所（1985）研究表明，毛堂群姚营寨组 58 个样品的金平均丰度为 1.1ppb，上晚元古界灯影组 9 个样品平均 1.16ppb（表 2-5）

三、华北与华南板块碰撞带的岩石建造及其金丰度

华南与华北两大陆板块碰撞之后，晚古生代增生带形成，其北界是商丹断裂（河南境是西官庄—镇平—龟山—梅山断裂），南界是山阳—内乡—桐柏断裂。两断裂所夹持的刘岭群记录了晚古生代古大洋的存在，胡受奚等（1988）、张国伟等（1989）、于再平等（1989）已论证它由蛇绿岩带（双山—大河—卧虎蛇绿岩带）和弧前沉积楔形体等组成的复杂的岩石建造。

河南地质科研所（1985）对刘岭群的 52 个样品金分析结果表明，刘岭群金丰度为 1.7ppb（表 2-5）。

第八节 桐柏山区的岩石建造及其金丰度

桐柏山区是指界于西部南阳盆地和东部吴城盆地之间的区域，近几年的研究证明它是昆仑—祁连—秦岭—桐柏—大别—胶南巨型山链的一部分。在构造、岩石、地层等方面，与南阳盆地以西的秦岭造山带有较好的对应关系，属秦岭造山带的东延部分（图 1-1）。

一、桐柏山区的构造格局、岩石建造及其与东秦岭的对应关系

据河南地质矿产局（1989）、胡受奚（1988）、邓起等（1987）、严正富等（1989）、叶大年等（1979）、符光宏等（1989）、王仁民等（1989），张宗清等（1989）、翟淳等（1989a、b）的研究成果和与甘幼鸣（1989）的讨论，认为桐柏山区的构造格局和岩石建造的发育可与东秦岭地区完全对比。其中，山阳—内乡—桐柏断裂以南的苏家河群可与陡岭群相当，同属南秦岭加里东增生造山带中的地体。山阳—内乡—桐柏断裂（亦称桐商断裂）之北，龟山—梅山断裂（即商丹断裂）之南的信阳群与刘岭群相当，代表南秦岭晚古生代增生带，即最晚封闭的古秦岭洋残骸。龟山—梅山断裂与大河断裂（朱夏断裂的东延）之间的蔡家凹组和孤山头组岩石与秦岭群的雁岭沟副变质岩建造和郭庄正片麻岩建造相当，被翟淳等（1989a、b）称为高级变质块体，并区分出孔达岩系和麻粒岩建造。大河断裂北侧，首先发育了大河组浅粒岩建造，可能与二郎坪群的小寨复理石建造对应；更北的刘山岩组、张家大庄组和大栗树组都主要由变质基性火山岩组成，含有部分超基性岩，它们构成了蛇绿岩带，与二郎坪蛇绿岩带对应；最北发育的歪头山组，则可能与柿树

园复理石建造（符光宏等，1989）相当。歪头山组北界申阳台断裂（王仁民等，1989）则是瓦穴子断裂的向东延续。在申阳台断裂以北，发育了与宽坪群相当的左老庄组、回龙寺组和银洞沟组（由上到下顺序），它们代表中元古早期的古大洋碎片。再北的西大岭断裂（王仁民等，1989），则与栾川断裂相连，它是宽坪群的北界，断裂以北是熊耳群的发育区，或者说是华北克拉通的发育区。

二、桐柏山区部分岩石建造的金丰度

目前，在桐柏山区的金丰度研究主要集中在苏家河群和信阳群。对于相当于二郎坪群、秦岭群和宽坪群的岩石建造的金丰度，一般借用南阳盆地以西的相应岩石建造的金丰度。由于桐柏山区的歪头山组中发现了大型金、银等矿床，故对歪头山组亦有较多的金丰度研究。现就已有的研究工作略作介绍和评述。

（一）苏家河群的性质及金丰度。

1、苏家河群岩石建造的特征。苏家河群由北京地质学院（1961）命名，其时代有争议，河南区调队（1981）将其归于中元古代。自下而上划分为浒湾组和定远组。浒湾组下部主要为白云石英片岩，多夹白云斜长片麻岩、大理岩、斜长角闪岩、榴闪岩和石英岩等，以普遍含石墨为特征；上部主要为白云斜长片麻岩，夹白云石英片岩、斜长角闪片岩和浅粒岩。原岩为浅海相碳硅泥岩建造，夹部分基性火山岩。变质达角闪岩相，受一定程度混合岩化。定远组下部主要为云英片岩、白云斜长片麻岩、黑云绿帘阳起片岩，夹白云钾长片麻岩及透辉绿帘角闪岩；中部主要为斜长角闪岩、云英片岩和白云钠长片岩；上部为绿泥钠长片岩、绢云片岩、云英片岩，局部夹石英岩。原岩为浅海相火山—沉积建造，火山岩为中酸性和基性，沉积岩主要是细碎屑岩或复理石建造。变质为绿片岩相，受轻度混合岩化。

表 2-6 桐柏山区部分岩石建造的金丰度(ppb)推荐值

岩石建造或地层	样品数	金丰度
苏家河群定元组火山-沉积建造	42	0.9(0.90)
苏家河群浒湾组含炭岩石建造	10	3.8(3.82)
苏家河群火山—沉积建造	52	1.5(1.46)
信阳群南湾组火山—沉积建造	86	1.2(1.18)
信阳群龟山组含炭耐石建造	82	2.3(2.34)
信阳群火山—沉积建造	168	1.7
歪头山组上部	111	4.0(4.04)
歪头山组中部含炭岩石建造	219	7.0(6.96)
歪头山组下部	101	1.2(1.16)
歪头山组含炭火山—沉积建造	431	4.8

苏家河群和信阳群资料来自河南地质科研所(1985)，歪头山组资料引自河南地调三队（1985），（ ）内为它们的原始数据。

2、苏家河群的金丰度。河南地质科研所（1985）对苏家河群 52 件样品的微金测试表明，42 件定远组样品平均金含量为 0.9ppb，10 件浒湾组样品平均金含量为 3.8ppb；前者低于 3.5ppb 的克拉克值，后者高于克拉克值；52 件样品总平均为 1.5ppb，可为苏家河群的金丰度（表 2-6）。

（二）信阳群岩石建造的性质及金丰度

1、信阳群岩石建造的特征。是最晚保留的大洋环境的火山—沉积建造，它划分为下部龟山组和上部南湾组，分别建组于信阳县龟山和南湾水库。龟山组下部主要为石英岩（硅质板岩）、绢英片岩（夹炭质层）、斜长角闪片岩，局部夹大理岩；中部为石榴绢英片

岩、含十字石石榴绢英片岩、蓝晶绢英片岩；上部为石榴绢英片岩夹斜长角闪片岩和角闪片岩。原岩为碳硅泥岩建造夹火山岩。南湾组下部主要是含碎屑白云母斜长石石英片岩及二云斜长角闪片岩；中部为绿帘方柱斜长角闪片岩、黑云变粒岩、黑云片岩、斜长角闪岩等；上部为黑云变粒岩和绢英片岩。原岩属中基性火山碎屑—泥砂质—泥钙质复理石建造，伴少量火山熔岩（部分具枕状构造）。总之，信阳群为局部含炭质的火山—沉积岩建造。

2、信阳群的金丰度。由于信阳群已发现北杨庄金矿（吴国炎等，1983）和老湾金矿(高华明，1989)，信阳群的金丰度受到重视。吴国炎等（1983）率先对其进行金丰度研究，获得50件角闪片岩和50件绢英片岩的金丰度分别为3.7ppb和6.8ppb。但因当时技术原因，该批数据偏高。1985年，河南地质科研所再次进行金丰度研究，求得龟山组和南湾组的金丰度分别为2.3ppb和1.2ppb（原始数据为2.34ppb和1.16ppb），龟山组含炭岩石建造明显高于不含炭的南湾组。我们计算整个信阳群的168件数据，求得信阳群金丰度为1.7ppb，与南阳盆地以西的刘岭群金丰度（1.7ppb）完全一致。

（三）歪头山组的岩石建造及金丰度

1、歪头山组的岩石建造特征。据河南地调三队（1985）研究，歪头山组由一套变粒岩、浅粒岩、云母片岩、炭质绢英片岩、斜长角闪片岩夹大理岩、石英岩等组成。它被分成上、中、下三部分(图2-2,表2-7)。下部为变粒岩、大理岩、角闪片岩及少量云英片岩,含蓝晶石、十字石、硅线石。中部为变粒岩、云英片岩、角闪片岩、炭质绢英片岩及少量大理岩透镜体。上部主要是黑云变粒岩、斜长角闪片岩、炭质绢英片岩，夹大理岩透镜体。下部

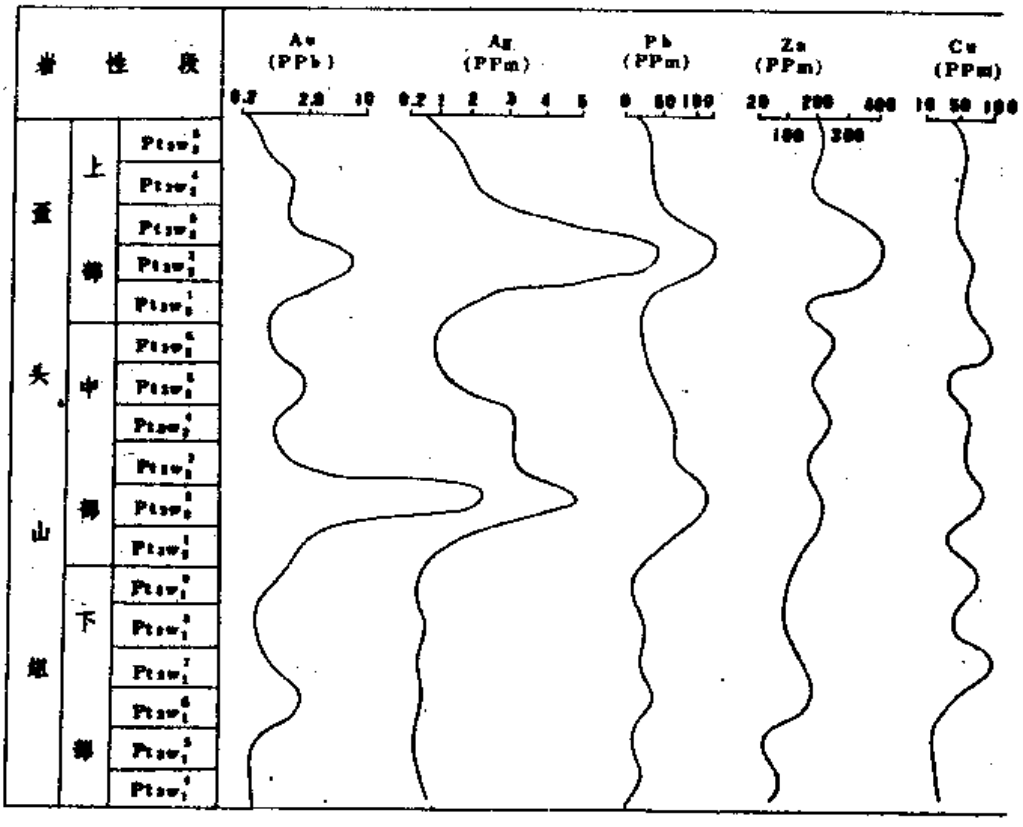


图2-2 歪头山组不同层位的Au等元素含量及变化(引自河南地调三队，1985)

表 2-7　垂头山组岩石建造性质及岩性段划分(河南地调三队,1985)

地层层序				代号	厚度 (m)	主要岩性简述
新生界	第四系			Q	<5	由砂、砾石、亚砂土、亚粘土及腐植土组成.
上元古界	大栗树组			Pt_3d	>1015.3	以斜长角闪片岩，斜长角闪岩为主，夹绿泥阳起片岩、绿泥滑石片岩，另含少量变粒岩
	垂头山组	上部	5段	$Pt_3w_3^5$	99–150	以含榴黑云变粒岩为主，中、上部夹斜长角闪片岩；下部夹云母石英片岩；顶部为白云石英片岩
			4段	$Pt_3w_3^4$	28.3–115.4	上部为斜长角闪片岩与变粒岩互层；中部为斜长角闪片岩夹阳起片岩及大理岩透镜体；下部为变粒岩夹斜长角闪片岩
			3段	$Pt_3w_3^3$	48.6–175.6	中、上部为变粒岩与云母石英片岩互层，夹大理岩透镜体，下部为黑云变粒岩，近底部含石榴子石
			2段	$Pt_3w_3^2$	74.1–178.2	主要为不等粒黑云变粒岩、黑云变粒岩、绢云石英片岩及炭质绢云石英片岩，含微体古植物化石；为上含矿层
			1段	$Pt_3w_3^1$	37.9–80	上部为二云石英片岩夹白云变粒岩，下部为角闪黑云斜长片岩夹黑云变粒岩.
		中部	6段	$Pt_3w_2^6$	101–32.6	中、上部为黑云斜长阳起片岩夹角闪片岩及斜长角闪片岩；下部为斜长角闪片岩与角闪片岩互层
			5段	$Pt_3w_2^5$	54.2–143.9	上部为含榴二云变粒岩夹炭质绢云石英片岩；下部为含榴黑云变粒岩及含榴二云石英片岩
			4段	$Pt_3w_2^4$	19.7–98.7	白云石英片岩、黑云石英片岩及二云石英片岩夹少量白云变粒岩及黑云变粒岩
			3段	$Pt_3w_2^3$	228.5–434.8	上部为变粒岩与含榴白云石英片岩互层；中部为变粒岩夹炭质绢云石英片岩及变质细砂岩；下部为黑云变粒岩
			2段	$Pt_3w_2^2$	18.8–46.1	绢云石英片岩、炭质绢云石英片岩夹白云变粒岩，局部为变质粉砂岩夹二云石英片岩，含微体古植物化石，为下含矿层
			1段	$Pt_3w_2^1$	78.1–202.9	中、上部为黑云变粒岩夹变质细砂岩及少量云母石英片岩；下部为黑云变粒岩夹炭质绢云石英片岩
		下部	9段	$Pt_3w_2^9$	19–83.8	大理岩相变为斜长角闪片岩夹变粒岩、云母石英片岩及磁铁石英岩
			8段	$Pt_3w_1^8$	190.1–255.6	上部为变粒岩；中部为十字石黑云变粒岩、蓝晶石黑云变粒岩夹斜长角闪片岩；下部为含榴黑云变粒岩及二云石英片岩
			7段	$Pt_3w_1^7$	20–122.2	以斜长角闪片岩为主，夹少量黑云变粒岩、黑云斜长片岩
			6段	$Pt_3w_1^6$	>242.4	以黑云变粒岩为主，夹少量黑云变粒岩、黑云斜长片岩
			5段	$Pt_3w_1^5$	<1.0	大理岩相变为斜长角闪片岩

细分为 9 个岩性段，总厚 800 米，不含炭质，也不含金、银矿床。中部细分为 6 段，总厚 1010 米，1、2、3、5 段含炭质；其中 2 段炭质绢英片岩已是该段主要岩性，它也是银洞坡金矿赋存层位。上部细分 5 段，总厚 670 米，其中 2 段含炭质，是破山银金矿产出层位。总之，歪头山组是一套细碎屑岩夹火山岩的含炭火山一沉积建造。具体各岩性段性质见表 2-7。

2. 歪头山组的金丰度。据河南地调三队研究（1985），歪头山组下部不含炭岩石建造 101 件样品平均金含量 1.2ppb，低于 3.5ppb 的克拉克值。歪头山组中部含炭质最多，219 件样品平均金含量 7.0（6.96）ppb，是克拉克值的 2 倍，其中以炭质绢英片岩为主要岩性的 2 段达 26.9（26.85）ppb。歪头山组上部含炭量介于下、中部之间，其金丰度也介于二者之间，111 件样品平均为 4.0（4.04）ppb，其中的含炭岩性段（2 段）金含量达 8.2（8.21）ppb。以上表明含炭岩石金丰度高。如将全部歪头山组 431 件样品金含量平均，则得金丰度为 4.8ppb（表 2-6），高于 3.5ppb 克拉克值。有关歪头山组各层位金含量变化及 Ag、Pb、Zn、Cu 的含量变化显示于图 2-2。

第九节　豫西中生代沉积物的金丰度及新生代砂金矿化

一、中新生代沉积盆地的性质和沉积物特征

在华南和华北两大古板块碰撞时，秦岭造山带隆起，此事件主要发生在中生代早期。此后，碰撞挤压作用减弱，造山带开始伸展，出现一系列伸展盆地。盆地多沿断裂带发育，常称断陷盆地，如三门峡—灵宝盆地、洛宁—卢氏盆地、伊川—潭头盆地、宝丰盆地、叶县—舞阳盆地等。位于造山带内者，也称山间盆地，多发育山间磨拉石建造，并常夹白垩纪偏碱性英安岩或流纹岩类。位于三宝断裂以北者，可称克拉通盆地，多为湖泊相沉积物，不含白垩纪火山岩。上述造山带内的盆地的沉积作用多始于白垩纪，断续发育至第三纪，个别持续到现在。

二、中生代沉积物的金丰度——以镇平白垩系为例

中生代沉积物的金丰度研究工作较少，崔亳等（1982）在对祈子堂金矿远景评价时，率先研究了矿区的白垩纪沉积物。所研究的样品中，8 件砂砾岩平均 Au 含量为 1.0ppb，12 件粉砂岩亦为 1.0ppb，24 件泥灰岩平均 0.9ppb，后者略低。该 44 件样品总平均 0.9ppb，可近似代表中生代沉积物的金丰度。从此可看出，中生代沉积物没有金异常，即没有砂金矿化，它应暗示中生代时豫西山金矿床尚未形成或者尚未因剥蚀而裸露地表。

三、新生代砂金矿化及砂金的分布

豫西新生代的沉积物多显示了砂金矿化，砂金矿化主要集中在山金较多的地区，如灵宝盆地、伊川—潭头盆地和淅川的淇河、老灌河流域。在三门峡—宝丰断裂以北，砂金矿化不明显，至今尚未有重要的砂金采点。

强立志等（1987）对淅川地区的砂金进行了综合研究，确定淇河、老灌河流域的砂金源自陡岭地体的蒲塘式斑岩型金矿等山金矿床。此表明蒲塘式等山金矿床应在新生代之前就位，并部分剥露。

第十节　总结与讨论——兼论金丰度变化规律和金的地球化学行为

根据前面的讨论，将豫西不同构造单元主要岩石建造的金丰度值总结于表 2-8。从该表和前面的讨论可以看出：

1．除歪头山组中上部和苏家河群浒湾组含炭建造金丰度较高外，其余岩石建造的金丰度均低于 3.5ppb 的克拉克值。表明过去认为的金矿成矿背景值高的条件并不存在。过去获得的金丰度高的原因主要有两个，一是分析技术不如现在，1982 年前的数据普遍偏高；二是某些学者利用了某些矿区蚀变岩计算岩石建造的金丰度。另一方面，豫西金丰度低于 3.5ppb 的现象指示 3.5ppb 的克拉克值需要修正。

2．嵩箕地块的石牌河杂岩金丰度为 0.9ppb，青阳沟型绿岩金丰度为 1.7ppb，崤山地体天爷庙杂岩中的混合岩类平均金含量为 0.9ppb，表壳岩类则为 1.1ppb。表明混合岩、花岗质岩的金丰度低于被其改造和侵入破坏的表壳岩类。混合岩化、花岗岩化作用使表壳岩（地层）中的金活化并向外迁移。其机制可能是混合岩化、花岗岩化过程中，石英、长石等大量含金较低的清洁矿物取代了表壳岩中的黑云母、角闪岩等含金较高的载体矿物。

3．同类岩岩石建造中，变质深的金丰度低于变质浅者。例如，嵩箕地块结晶基底变质程度低于太华复合地体，其金丰度分别为 1.3ppb 和 1.0ppb；宽坪群、二郎坪群、刘岭群同为蛇绿岩套，宽坪群变质程度比后两者深，其金丰度 1.1ppb 亦明显低于后两者 (1.9ppb 和 1.7ppb)。歪头山组、雁岭沟副变质岩建造和水滴沟群孔达岩系同为富炭质的浅海沉积岩夹火山岩建造，其变质程度逐渐增强，金丰度由 4.8ppb 经 2.1ppb 降为 1.7ppb，表明变质作用使金活化转移。其原因是，H_2O、S、K、Si、As、Sb、Te、Ag、Au 等组分晶格能低，变质过程中不稳定，金随着它们组成的流体向低温低压区迁移。

4．蚀变岩的金丰度高于未蚀变的岩石。熊耳群 11 件样品中，7 件未蚀变岩石平均为 0.7ppb，4 件蚀变岩石平均达 30.5ppb，鲁山荡泽河群一件绢云绿泥石化样品（L140）金含量为 4.2ppb，是荡泽河群 27 个未蚀变样品平均值 0.9ppb 的 4.7 倍。崤山地体崤山群 2 个蚀变样品的金含量为 28ppb 和 30ppb，是该群 26 件未蚀变样品平均值 0.9ppb 的 31～34 倍。上述样品的金含量明显高出未蚀变岩石金含量变化范围，均不可参加金丰度计算。需要指出，即使一些样品蚀变较弱，其金含量在未蚀变岩石金含量的变化范围，也不宜参加金丰度计算。例如，如果将 5 件铁铜沟弱蚀变的金含量在 34 件未蚀变岩石金含量范围内的样品参加计算，则会使金丰度从 2.1ppb 升高到 2.2ppb；将 4 件天爷庙杂岩的蚀变样品与 41 件未蚀变样品一起计算，使金丰度从 1.1ppb 升高到 1.2ppb。上述事实表明，热液蚀变作用使岩石金含量明显增高，热液作用是重要的金矿化富集方式；根据矿区蚀变岩石的金含量求得的金丰度是不符合实际的！

5．含炭岩石建造的金丰度高于不含炭的岩石建造。歪头山组中部第二岩性段炭质层位金含量达 26.9ppb，是歪头山组金含量最高的层位；铁铜沟组炭质千枚岩平均金含量为 3.3ppb，高于整个铁铜沟组的金丰度（2.1）；水滴沟群含石墨岩石的平均金含量为 2.2ppb，高于整个水滴沟群的金丰度（1.7ppb）。这表明，在岩石建造内部，含炭岩石金

表 2-8　不同构造单元主要岩石建造的金丰度(ppb)

构造单元		岩石建造	样数	金丰度	序号
嵩箕地块		安沟群双模式火山岩	4	1.1	7
		君召群(型)绿岩建造	3	0.4	4
		石牌河杂岩(混合岩等)	45	0.9	2
		青阳沟型绿岩	5	1.7	1
		结晶基底表壳岩	164	1.4	1+4+7
		前嵩山群基底	209	1.3	1+2+4+7
华熊地块	崤山地体	铁铜沟组山间磨拉石	34	2.1	11
		崤山群双模式火山岩	26	0.9	8
		天爷庙混合杂岩	41	1.1	5
		结晶基底	67	1.0	5+8
	太华复合地体	水滴沟群孔达岩系	19	1.7	9
		荡泽河群绿岩建造	101	0.9	6
		背孜群(型)绿岩建造	35	0.9	3
		太古宙绿岩带	140	0.9	3+6
		结晶基底	467	1.0	3+6+9
	结晶基底盖层	结晶基底(含崤山区)	572	1.0	3+6+9+5+8
		熊耳群山弧火山岩	7	0.7	13
北秦岭造山带		宽坪群蛇绿岩带	65	1.1	14
		二郎坪蛇绿岩	41	1.7	27
		小寨复理石建造	31	2.1	28
		二郎坪群(复理石+蛇绿岩)	72	1.9	27+28
		雁岭沟副变质岩建造	109	2.1	29+30
		郭庄正片麻岩建造	133	1.4	15
		秦岭群	242	1.7	29+30+15
南秦岭造山带		陡岭群大沟组副变质岩建造	95	2.6	19(上)
		陡岭群瓦屋场组正变质岩建造	79	1.9	19(下)
		陡岭群火山-沉积岩建造	174	2.3	19
		毛堂群火山-沉积岩	58	1.1	32
		灯影组碳酸盐-碎屑岩	9	1.2	33
		刘岭群火山-沉积岩建造	52	1.7	37
桐柏山区		信阳群南湾组火山—沉积建造	86	1.2	37(桐上)
		信阳群龟山组含炭岩石建造	82	2.3	37(桐下)
		信阳群火山—沉积建造	168	1.7	37(桐)
		苏家河群定远组火山—沉积建造	42	0.9	19(桐上)
		苏家河群浒湾组含炭岩石建造	10	3.8	19(桐下)
		苏家河群	52	1.5	19(桐)
		歪头山组	431	4.8	26(桐)
豫西盖层		白垩系山间盆地沉积建造	44	0.9	

含量高于不含炭岩石。另一方面，就上述三个含炭岩石建造而言，其金丰度亦高于所在构造单元不含炭的岩石建造，例如，水滴沟群高于背孜群、荡泽河群和熊耳群。此外，含炭的陡岭群大沟组高于该群不含炭的瓦屋场组，含炭的雁岭沟副变质岩建造高于不含炭的郭庄正片麻岩建造，苏家河群含炭的浒湾组高于不含炭的定远组，信阳群含炭龟山组高于不含炭的南湾组，歪头山组中上部高于不含炭的下部，这些事实也有力地证明了含炭岩石建造的金丰度高。包括碳同位素研究在内的地质地球化学研究已揭示炭质是生物成因（陈衍景等，1992a），生物对金的吸集作用已被公认和试用于黄金生产。因此，含炭岩石或岩石建造的金丰度高的原因可能是岩石沉积时有较强的生物活动。金在生物作用中应是活泼的。

6．条带状铁建造的金丰度高。鲁山 1 件条带状铁建造金分析数据为 4.5ppb，是该区最高的一个数据；嵩箕地块 8 件含铁石英岩类的金丰度为 1.7ppb，明显高于结晶基底的金丰度（1.3ppb）。这清楚地表明铁建造的金丰度高于其它类型的岩石，显示出金具有强烈的亲铁性。

7．沉积岩建造的金丰度高于火山岩建造。铁铜沟组金丰度高于崤山地体其他岩石建造，水滴沟群金丰度高于太华复合地体的其他建造，信阳群龟山组（2.3ppb）高于南湾组（1.2ppb），陡岭群大沟组（2.6ppb）高于瓦屋场组（1.9ppb），小寨复理石建造（2.1ppb）高于二郎坪蛇绿岩建造（1.7ppb），雁岭沟副变质岩建造（2.1ppb）高于郭庄正片麻岩建造（1.4ppb），亦即，豫西地区所有沉积岩建造或以沉积岩为主的建造的金丰度明显高于同区或相似背景的火山岩建造或以火山岩为主的岩石建造。而且，同一建造内部，沉积岩为主的层位的金丰度高于火山岩为主的层位。例如，歪头山组中部第二岩性段的炭质绢英片岩的金含量明显高；荡泽河群下部沉积岩含量较少，金丰度仅 0.5ppb，上部沉积物含量增多，金丰度增至 1.4ppb。上述表明沉积作用使金富集。更有甚者，铁铜沟组不含炭千枚岩金丰度（2.3ppb）高于砂砾岩类（1.8ppb），表明风化、搬运、沉积作用等进行得越充分，金越富集。从此可知，金在表生作用中是活泼的。

8．碎屑岩建造的金丰度高于碳酸盐建造。中生代沉积物中，20 件碎屑岩的平均金含量为 1.0ppb，高于 24 件泥灰岩的平均金含量（0.9ppb）；鲁山水滴沟群中 1 件石墨大理岩金含量为 1.8ppb，明显低于该群含石墨岩石的金丰度（2.2ppb）；嵩箕地块 6 件大理岩的平均金含量为 0.9ppb，明显低于结晶基底的金丰度（1.3ppb），更低于 38 件云英片岩（原岩为碎屑岩）的金丰度（1.5ppb）。上述表明，碳酸盐的金丰度低于碎屑岩，钙与金可能为不相容元素。

9．有硅铝质基底的火山岩的金丰度低于无硅铝质基底的火山岩建造。熊耳群是火山弧火山岩，其金丰度仅是同时期的宽坪群蛇绿混杂岩的 2／3；秦岭群是有少量硅铝质基底的岛弧型火山—沉积岩建造，其金丰度（1.7ppb）也低于同期的二郎坪群蛇绿岩套（1.9ppb）；石牌河杂岩的硅铝化程度远强于背孜群绿岩带，以石牌河杂岩为基底的君召群绿岩的金丰度（0.4ppb）低于以背孜群为基底的荡泽河群（0.9ppb）。此外，陡岭群、信阳群、刘岭群等无硅铝质基底的火山沉积建造的金丰度均较高，而安沟群、崤山群、毛堂群等有硅铝质基底的火山沉积建造的金丰度均较低。上述现象表明有硅铝质基底的火山沉积岩建造的金丰度低于无硅铝质基底的岩石建造，此规律暗示地幔的金丰度可能高于地壳。

10．基性火山岩为主的岩石建造的金丰度高于中酸性火山岩为主的岩石建造．在太古宙绿岩带中，青阳沟型绿岩、背孜型绿岩的基性火山岩含量最多，次为荡泽河型绿岩，而君召型绿岩的基性火山岩比例最小．它们的金丰度变化是 1.7ppb、0.9ppb、0.9ppb、0.4ppb，是依次减少的；熊耳山地区的背孜型绿岩金丰度（0.9ppb）高于荡泽河型绿岩（0.8ppb）（表 2-3）．嵩箕地块结晶基底中，105 件变质的中基性—超基性岩的金丰度为 1.3ppb，48 件变质中酸性岩的金丰度为 0.8ppb，前者高于后者．秦岭造山带中的火山岩建造中，宽坪群、二郎坪群主要为基性火山岩，其金丰度分别高于同期的基性火山岩较少的熊耳群和秦岭群．此外，陡岭群、刘岭群、信阳群等以基性火山岩为主的岩石建造也均显示了较高的金丰度．上述表明以基性火山岩为主的岩石建造金丰度高于以中酸性岩为主的岩石建造．其原因可能是：①基性火山岩源自金丰度较高的地幔，中酸性岩多源自金丰度较低的地壳．②金有明显的亲硫性和亲铁性，基性火山岩富亲硫或亲铁元素，可富集金；中酸性岩主要富亲石元素和亲氧元素，亲硫或亲铁元素较少，不能富集金．

11．挤压背景火山岩建造的金丰度低于拉张背景的火山岩建造．君召群、熊耳群、秦岭群是挤压背景的火山沉积建造，其金丰度低；而同期拉张背景的火山岩建造却都有较高的金丰度，例如陡岭群、信阳群等．其原因可能是拉张背景有强烈的地幔分熔作用，挤压背景的地幔分熔作用不明显或没有（陈衍景，1992e），因地幔富金，地幔分熔的火山岩也相对富金，导致拉张背景火山岩建造的金丰度相对较高．

12．早期绿岩带的金丰度高于晚期．时代最老的青阳沟型绿岩带的金丰度最高，为 1.7ppb，是嵩箕地块君召型绿岩金丰度的 4 倍．太华复合地体的背孜型绿岩老于荡泽河型绿岩，二者相隔时间不长，其金丰度差别不明显，仅熊耳山区表现出前者（0.9ppb）略高于后者（0.8ppb）的现象．

13．金矿集中区出现金亏损．在讨论的构造单元中，华熊地块是最重要的金矿集中区，其金丰度最低，整个结晶基底金丰度为 1.0ppb，盖层熊耳群为 0.7ppb．在华熊地块的太华复合地体中，鲁山、熊耳山、小秦岭的金矿化是依次增强的，其结晶基底的金丰度分别是 1.1ppb、0.8ppb 和 0.7ppb，恰恰逐渐降低．显示了金矿集中区金丰度亏损的现象，与刘英俊（1989）、马东升（1989）等对华南的研究结果一致．

附表　本课题进行的部分微金测试结果

鲁山地区

序号	样号	薄片岩石名称	Au	序号	样号	薄片岩石名称	Au
1	L002-2	混合岩	1.4	2	L002-6	斜长角闪岩	3.5
3	L003-5	角闪岩	0.6	4	L003-4	混合岩	1.1
5	L004-2	混合岩	0.6	6	L009-1	混合岩	0.6
7	L010-2	角闪黑云斜长片麻岩	0.8	8	L011-3	斜长角闪岩	0.8
9	L013-4	斜长角闪岩	0.9	10	L014-3	角闪斜长片麻岩	1.2
11	L021-7	黑云斜长片麻岩	1.4	12	L026-2	变余细粉(粉)岩	1.4
13	L030-2	角闪斜长片麻岩	0.7	14	L033-1	角闪斜长片麻岩	1.1
15	L033-2	角闪斜长片麻岩	0.9	16	L035-2	斜长角闪岩	0.8
17	L037-1	斜长角闪片麻岩	0.7	18	L039-1	黑云角闪片岩	0.7
19	L041-4	斜长角闪片岩	0.8	20	L042-2	斜长角闪岩	0.7
21	L045-2	角闪斜长片麻岩	<0.3	22	L051-1	斜长角闪片麻岩	0.8
23	L051-2	细粒斜长角闪片麻岩	0.4	24	L072-2	磁铁石英岩	0.5
25	L086-4	浅粒岩	0.6	26	L088-2	浅粒岩	0.5
27	L100-3	浅粒岩	0.3	28	L094-3	浅粒岩	<0.3
29	L101-1	角闪斜长片麻岩	0.6	30	L106	黑云斜长片麻岩	0.4
31	L108-4	角闪斜长片麻岩	0.9	32	L108-10	斜长角闪片麻岩	0.4
33	L118	斜长角闪岩	0.5	34	L126-2	黑云斜长片麻岩	0.4
35	L127-1	斜长角闪岩	0.6	36	L129-2	斜长角闪岩	0.5
37	L130-6	斜长角闪岩(岩脉)	0.4	38	L132-2	角闪斜长片麻岩	0.9
39	L133-3	角闪斜长片麻岩	0.9	40	L140-3	绢云绿泥石化斜长角闪岩	4.2
41	L141-7	斜长角闪岩	0.8	42	L143-1	角闪斜长片麻岩	1.2
43	L144-7	黑云斜长角闪片麻岩	0.8	44	L146-1	黑云斜长片麻岩	2.0
45	L146-3	角闪斜长片麻岩	1.3	46	L150	斜长角闪岩	1.0
47	L151-4	斜长角闪岩	1.5	48	L152-2	黑云斜长片麻岩	2.8
49	L155	石墨大理岩	1.8	50	L156-2	石墨片麻岩	1.8
51	L157-4	石墨斜长片麻岩	2.8	52	L159-1	石墨斜长混辉岩	2.0
53	L163-3	石墨片麻岩	2.4	54	L169-1	石墨斜长片麻岩	2.6
55	L170-3	斜长角闪岩	1.1	56	L171-1	黑云斜长片麻岩	1.0
57	L172-1	绿帘石岩	1.1	58	L174-1	绿帘石岩	0.9
59	L177-5	斜长角闪片麻岩	1.1	60	L178-3	角闪磁铁石英岩	4.5

序号	样号	薄片岩石名称	Au	序号	样号	薄片岩石名称	Au
61	L178-16	石英二长岩	1.4	62	L178-23	斜长角闪片麻岩	0.7
63	L180-1	石英二长片麻岩	1.1	64	L182-2	石墨硅线榴英片岩	1.7
65	L183-1	黑云硅线石榴片麻岩	1.2	66	L183-2	硅线石片麻岩	1.4
67	L184-4	石英二长混合片麻岩	0.8	68	LⅢ-5-1	磁铁角闪片岩	0.4
69	LⅢ-7	石榴角闪浅粒岩	1.3	70	LⅢ-9-1	斜长角闪片麻岩	2.2
71	LⅢ-11-2	角闪斜长片麻岩	2.0	72	L013-3	斜长角闪片岩	6.8
73	L027-3	混合岩	4.4	74	L043	黑云斜长片麻岩	2.1
75	L044-2	斜长角闪岩	1.1	76	L047-2	含杏仁斜长角闪岩	2.5
77	L066-3	角闪岩	3.5	78	L038-1	黑云斜长片麻岩	1.1
79	L050	黑云斜长片麻岩	2.4	80	L113	斜长角闪岩	1.2
81	L115	斜长角闪岩	0.7				

张新安、富士谷等采送样品。1～71 由河南地矿局实验室分析。72～81 由江苏地矿局实验室分析。1～24 为得孜群，25～48 和 68～71 为蔷泽河群，49～67 为水滴沟群。表中 Au 含量单位为 ppb，以后各表均同。

熊耳群

序号	样号	薄片岩石名称	Au
1	S05-3	绢云母化安山岩	57.5
2	S11-3	安山岩	0.4
3	S17	微青盘岩化杏仁玻基安山岩	1.0
4	S19-7	微绢云母化安山岩	0.4
5	S34-2	硅化绢云母化绿泥石化安山岩	19.7
6	S117(83)	石英绿帘石岩	29.0
7	SP05	绢英岩化破碎安山岩	15.9
8	SP34	角砾状含硫化物矿石	45900
9	SP40	角砾状矿石	27400
10	S01-4	安山岩	0.5
11	S02-3	安山岩	1.1
12	S23-3	杏仁安山岩	1.0
13	L185-3	杏仁安山岩	0.3

本课题张连营、富士谷等采样。1～9 由江苏地矿局实验室分析。10～13 由河南地矿局实验室分析。

箕山地区

序号	样号	薄片岩石定名	Au
1	F28	钠长云母石英片岩	0.6
2	F35	角闪片岩	0.3
3	F36	角闪片岩	0.3
4	F39	变质火山碎屑岩	0.5
5	F05	角闪片麻岩	110
6	F07	角闪斜长岩	1.4
7	F09	角闪岩	3.8
8	F14	钙质云英片岩	94
9	F15	钙质绿泥阳起片岩	1.0
10	F17	绢云绿泥片岩	1.4
11	F21	钙质角闪片岩	0.9
12	F25	斜长角闪岩	1.0

本课题富士谷、邱金荣等采样，河南地矿局分析室测试。1、5、6、7、12 为于窑岩群，8～11 为安沟群，2～4 为君召群。

嵴山地区

序号	样号	薄片岩石名称	Au	序号	样号	薄片岩石名称	Au
1	B002-1	蚀变千枚岩	1.7	2	B007	碳质粉砂质千枚岩	1.7
3	B011	绢云母千枚岩	0.7	4	B012	黑色碳质千枚岩	1.0
5	B021	千枚岩(碳质)	10	6	B022	千枚岩	2.3
7	B032	砂页岩	1.3	8	B043	砂质千枚岩	2.1
9	B044-1	千牧岩	2.1	10	B046-1	绢云母石英片岩	2.7
11	B049	千牧岩(碳质)	6.3	12	B067	千牧岩	1.4
13	B073-2	碳质千牧岩	3.5	14	B095	砂质千牧岩	1.6
15	B096	绢云母千牧岩	0.9	16	B097-1	泥质绢云母千牧岩	1.6
17	B098-1	千牧岩化砂岩	0.9	18	B099	碳质千牧岩	2.0
19	B100	含碳质条带千牧岩	2.6	20	B113	碳质页岩	0.9
21	B118	碳质千牧岩	2.0	22	B120	砂页岩	1.1
23	B101	碳质粉砂岩	1.1	24	B004	石英砂岩	1.6
25	B003-2	硅质砂岩	2.2	26	B041	弱变质粉砂岩	1.8
27	B055	砂岩	1.0	28	B074	砂岩	0.9
29	B075	砂岩	3.3	30	B111	含砾砂岩	1.9
31	B112	砂岩	1.7	32	B114	砂岩	1.7
33	B116	弱变质砂岩	2.3	34	B019	弱蚀变砂岩	1.8
35	B000-2	黄铁绢英岩化砂岩	1.7	36	B001-2	黄铁绢英岩化砂岩	6.5
37	B005-1	绢英岩化砂岩	1.1	38	B013	黄铁绢英岩化砂岩	6.4
39	B068	黄铁绢英岩化含砾砂岩	4.5	40	B02-1	绿泥石化千牧岩	16.2
41	B018	含碳质绢英岩化砂岩	403	42	B103-1	黄铁矿化泥质岩	440
43	Y01-3	含晶屑绿泥片岩	1.4	44	Y12-3	斜长角闪岩	1.7
45	X094	含晶屑绿泥片岩	1.0	46	X101	黑云绿泥片岩	0.6
47	X130	绢英片岩	0.2	48	X140	含晶屑硅质条带绢英片岩	0.5
49	X148	绢英片岩	4.0	50	X001-1	角闪石单矿物	1.1
51	X001	角闪变粒岩	0.4	52	X0090	晶屑黑云片岩	0.7
53	X0096	晶屑黑云片岩	0.5	54	X0099	晶屑黑云片岩	0.3
55	X0101	晶屑黑云片岩	1.0	56	X0114	角闪变粒岩	0.4
57	X111	钙质黑云绿泥片岩	1.0	58	X110	黑云母片岩	0.7
59	X0105	晶屑黑云片岩	0.5	60	X104	钠长黑云片岩	0.6
61	X121	晶屑黑云石英片岩	0.9	62	X132	晶屑绢云片岩	0.7
63	X0078	晶屑钠长绿泥片岩	0.9	64	X143	黑云片岩	1.2
65	S010	黑云片岩	0.6	66	S011	黑云片岩	0.4
67	S014	角闪岩	0.7	68	S019	绢云片岩	1.0
69	X115	晶屑黑云片岩(蚀变)	28	70	Y03	绿帘黑云镁铁闪石岩	30
				71	B104-1	绢英片岩	1.4

序号	样号	薄片岩石名称	Au	序号	样号	薄片岩石名称	Au
72	B034-2	碳酸盐化绿泥片麻岩	0.7	73	B040	角闪岩	1.3
74	B057	绿泥片岩	5.0	75	B058	硅质岩	1.2
76	B061	变粒岩	1.5	77	B065	硅质岩	2.2
78	B069-2	变粒岩	0.5	79	B084-1	绿泥石片岩	0.7
80	B086	石髓	0.6	81	B090	绿片岩	1.3
82	B092	绿片岩	0.5	83	B108	浅粒岩	1.0
84	S025	角闪岩	1.0	85	S028	角闪岩	0.6
86	S035	片岩	0.7	87	S037	角闪岩	1.2
88	S038	绢云片岩	0.4	89	S039	黑云绿泥片岩	0.4
90	S003	绢英岩	1.7	91	S033	混合岩化片岩	0.4
92	S029	混合岩化角闪岩	0.5	93	S008	混合岩化片岩	1.8
94	B038	混合片麻岩	3.1	95	B033	绿泥斜长片麻岩	1.3
96	B054-1	混合岩	1.7	97	B070-1	混合岩	0.7
98	B077	条带状混合岩	0.7	99	B089	混合岩	1.0
100	B106	混合岩	0.7	101	B121	条痕状混合岩	2.3
102	S024	条带状混合岩	1.2	103	S026	钾化混合岩	0.6
104	S027	混合岩	0.5	105	S030	混合岩	0.7
106	S031	眼球状混合岩	2.1	107	S032-1	条带状混合岩	0.7
108	S034	均质混合岩	0.4	109	S036	混合岩	0.3
110	X0060-1	(硅化)混合岩	0.8	111	X0238	混合岩	0.3
112	B063	硅化岩石	1.3	113	B076	蚀变条痕状混合岩	14
114	B088-1	硅化条痕状混合岩	2.3	115	B091-1	黄铁绢英岩化混合岩	1.1
116	B060	矿体顶板变粒岩	9.4	117	S002	矿体围岩混合岩	3.4
118	B109	矿化绿片岩	117.5	119	X075-3	蚀变混合岩	30
120	B087-1	混合岩中的石英脉	450	121	B079	伟晶岩	0.9
122	S022	后河花岗岩	103				

1～42、43～71、72～119分别为铁锅沟组、蟒山群、天爷庙杂岩的样品，本课题组金持跃、陈衍景、高士谷、叶丹等采样、制样，河南地矿局实验室分析。

熊耳山地区

序号	样号	薄片岩石名称	Au	序号	样号	薄片岩石名称	Au
1	C002	条带状混合岩	0.7	2	C008	混合岩化黑云变粒岩	2.1
3	C009	斜长角闪岩	1.0	4	C011	斜长角闪岩	0.5
5	C012	方铅矿脉	84.5	6	C014	黑云斜长片麻岩	1.0
7	C016	混合岩化黑云斜长片麻岩	0.8	8	C019	黑云斜长片麻岩	0.8
9	C029	方铅矿脉	4.3	10	C030	混合岩化斜长角闪岩	0.5
11	C037	条带状混合岩	0.4	12	C042	条带状混合岩	0.5
13	C057	黑云质混合片麻岩	1.4	14	C060	含团块的混合岩	0.3
15	C062	石榴子石混合岩	0.3	16	C064	绿帘绢云绿泥石化角闪岩	5.3
17	C065	混合岩中黑色包体	1.0	18	C068	混合岩化黑云片麻岩	0.3
19	C076	黑云混合片麻岩	0.5	20	C082	混合岩化角闪岩	0.4
21	C084	黑云母混合岩	0.3	22	C086	角闪黑云斜长片麻岩	0.9
23	C087	黑云斜长片麻岩	0.4	24	C089	黑云混合片麻岩	0.9
25	C092	石榴斜长片麻岩	0.8	26	C093	石榴斜长片麻岩	0.3
27	C095	条带状混合片麻岩	1.0	28	C097	混合片麻岩	0.3
29	C098	角闪黑云斜长片麻岩	1.4	30	C099	黑云斜长片麻岩	0.4
31	C101	混合岩化角闪片麻岩	0.6	32	C102	黑云钾长混合岩	0.6
33	C103	斜长角闪岩	0.4	34	C105	黑云角闪斜长片麻岩	0.3
35	C106	黑云角闪斜长片麻岩	0.9	36	C108	混合片麻岩	0.5
37	C110	块状角闪岩	1.4	38	C114	矿脉(含方铅矿)	3.3
39	C116	黑云斜长片麻岩	0.3	40	C117	角闪岩(辉石假象)	1.0
41	C120	角闪岩(辉石假象)	0.3	42	C121	黑云角闪斜长片麻岩	0.6
43	C122	角闪混合片麻岩	0.7	44	C124	混合片麻岩	0.4
45	C126	浅粒岩	0.3	46	C130	角闪岩(辉石假象)	0.3
47	C131	角闪岩	0.3	48	C133	滑石片岩(?)	0.3
49	C134	黑云斜长片麻岩	0.4	50	C136	斜长角闪片麻岩	0.4
51	C138	角闪黑云斜长片麻岩	0.4	52	C142	黑云混合片麻岩	0.3
53	C143	混合岩	0.3	54	C146	混合岩化黑云斜长片麻岩	0.5
55	C147	浅粒岩	0.4	56	C148	黑云斜长片麻岩	0.3
57	C151	黑云混合片麻岩	4.5	58	C152	角闪黑云斜长片麻岩	0.3
59	C155	角闪岩	1.4	60	C156	角闪岩	1.9
61	C157	角闪岩	1.0	62	C159	角闪岩团块	2.2
63	C160	黑云混合片麻岩	0.5	64	C161	黑云混合片麻岩	0.5
65	C163	辉绿岩脉	0.5	66	C164	钙质角闪斜长片麻岩	0.9
67	C165	斜长角闪岩	0.4	68	C166	斜长角闪岩	1.3
69	C167	角闪岩团块	0.4	70	C168	角闪质混合岩	0.7

序号	样号	薄片岩石名称	Au	序号	样号	薄片岩石名称	Au
71	C173	黑云混合片麻岩	0.9	72	C174	块状角闪岩	0.7
73	C176	辉绿岩	0.4	74	C177	角闪斜长片麻岩	0.4
75	C181	角闪岩	0.9	76	C182	超镁铁岩	1.0
77	C184	角闪岩(辉石假象)	0.5	78	C185	矿脉(方铅矿)	0.7
79	C187	含方铅矿脉	0.8	80	C201	角闪岩团块	0.9
81	C205	黑云角闪片麻岩	0.6	82	C207	混合片麻岩	1.4
83	C213	黑云斜长片麻岩	0.4	84	C214	黑云斜长片麻岩	0.8
85	C215	混合片麻岩	0.7	86	C220	混合片麻岩	0.9
87	C226	角闪质残留体	1.1	88	C096	石榴石混合片麻岩	3.1
89	C171	黑云混合片麻岩	2.3	90	C027	混合岩化斜长角闪岩	1.4
91	C1-2	斜长角闪岩	1.1	92	C3-1	斜长角闪岩	0.4
93	上00	混合岩	1.0	94	上01	混合岩	1.1

1～90由程忠富、陈衍景、富士谷等采制样品，91～94由张新安、富士谷采送样品。测试工作由河南地矿局实验室用化学光谱法在1985年和1986年完成。90、1～13号为背景群，14～89为葫芦河群，91～94为非剖面样品。

第三章　豫西主要金矿类型的地质特征、成因和找矿方向

涉及到矿床类型，就必须有一个合理的分类。本文作者从现代地质学（板块构造理论）和矿床学研究成果出发，结合近年对模糊理论的应用，对已知金矿作了系统的成因系列和成因类型的划分。对比表明，豫西已被开采的金矿至少有13种类型。但在13种类型的金矿中，除石英脉型、蚀变破碎带型、爆破角砾岩型和炭质层控型有一定程度的研究外，其它类型的金矿的地质研究极其薄弱，更乏对各种类型金矿的全面总结和找矿预测，使得很多学者无法准确地了解豫西金矿的研究程度和认识水平。上述情况严重地影响着豫西金矿成矿规律的认识和进一步找矿。因此，笔者除了对自己详细研究的矿床进行阐述讨论外，拟对个别未进行详细研究的典型矿床也作阐述和成因讨论。

第一节　豫西主要金矿的类型划分

70年代兴起的世界"找金热"导致发现了一些新的金矿类型（杨敏之，1989），要求科学家们制定新的更合理的金矿类型划分方案。博伊尔（1984）、Bache（1987）、涂光炽（1990）、胡受奚（1988）、朱奉三（1989）等学者都已作了较好的新的分类尝试，对金矿找寻和研究起了重要的指导作用。但科学的发展要求我们继续探讨这一问题。

一、金矿分类的依据和原则

所有矿床都是由一定的地质作用形成的产于某种物质环境的特定空间的在组分和组构上不同于围岩的特殊的地质体。因而，矿床的形成作用（岩浆作用、变质作用、沉积作用、风化作用、改造作用等）、容矿建造的性质、定位空间特征（控制矿体产出的因素：剪切带、侵入体内外接触带、特殊岩层或界面、风化壳等）和矿石特征（组分、组构及与围岩关系）等也就成为矿床地质研究的4个主要对象，它们是研究矿床成因、建立成矿模式、预测矿床类型、选择找矿靶区时所必须考虑的，自然成为矿床分类的主要依据。涂光炽教授（1990）、博伊尔（1984）、Bache（1987）都十分重视容矿建造的分类意义，以此为主线，建立了金矿类型划分方案。朱奉三教授（1989）以成矿作用的差别建立了详细的金矿成因类型划分方案，胡受奚教授（1988）和一些苏联学者提倡以矿石特征为主线划分金矿类型。目前，尚无以定位空间特征为主线的金矿成因类型划分方案。

最近几年的研究表明，金矿床对赋矿建造没有专属性，而是常受构造控制（涂光炽，1989），这就大大削弱了以容矿建造为主线的金矿分类方案的意义，使之难以广泛应用于具体的找矿和矿体评价工作。绝大多数热液金矿床，尤其是大型、超大型金矿的形成作用，具有明显的多因复成特点（涂光炽，1987），这不仅给以成矿作用为主线的分类工作和研究带来困难，而且使成矿作用分类方案也不能较好地用于指导找矿和勘探工作。世界各地不同类型的热液金矿床的矿石特征非常相似，矿物组合、结构构造、围岩蚀变、伴生元素等方面并无根本差别；但同时，每个矿床又都具有一定的特殊性，造成以矿石特征为

主线的分类显得混乱而繁杂。

基于上述，本书拟尝试以控制矿床产出的主要因素为主线，综合考虑4种因素的金矿类型划分，从而将已知金矿床划分为2群6系17型（表3-1）和若干式。具体步骤是：首先以控制矿床定位的主要因素划分出浆控、断控等6个系列；其次，根据矿体特征（矿石性质，矿体产状和形态，矿体与围岩关系等）将6个系列的金矿床细分为17种类型；最后，将6个系列的矿床分归为内生金矿群和外生金矿群，并根据容矿建造的特征（含构造背景）将各类型矿床分划出若干式（约相当于Bache划分的亚型，详见下文）。

表3-1 金矿成因系列、类型的划分（据陈衍景等，1992f，略加修改）

内生金矿群	A浆控金矿系	①爆破角砾岩型，②斑岩型，③矽卡岩型
	B断控金矿系	④微细浸染型，⑤蚀变破碎带型，⑥石英脉型，⑦硅化体型
	C层控金矿系	⑧铁建造层控型，⑨炭质层控型，⑩碳岩层控型
	D层状金矿系	⑪块状硫化物型，⑫热泉型
外生金矿群	E风化金矿系	⑬红土型，⑭铁帽型
	F碎屑金矿系	⑮砾岩型，⑯冰碛岩型，⑰砂金型

陈衍景等(1990g，1992f、h)曾称浆控、断控金矿系为岩浆、断层金矿系。

在进行具体划分时，笔者遵循的原则（或宗旨）是：①划分方案能体现出前述四项指标的作用及四项指标的内在联系。②尊重已有的习惯，包容前人的重要研究成果；在不失逻辑性和科学性的基础上，不与前人的工作有出入。例如，微细浸染型似可包括在蚀变破碎带型之内，但考虑此类型已广为学者使用（常称卡林型），为避免概念混淆，本文仍将其作为一种类型划分，并限定其容矿岩石建造以含大量碳酸盐为标志。③避免模棱两可或相互包容的概念。如绿岩带型、石英脉型、韧性剪切带型的互相包容。④方案重点突出系和型的意义，并以型作为最重要的适于各地区的基本单位，系是成因上彼此相联或相近的型的组合。⑤式是针对某些特定的围岩条件而划分的，服务于一定岩石区域内的具体找矿工作，如上宫式金矿限于熊耳群火山岩的分布区。⑥方案有利于实际工作，尤其有利于靶区选择和金矿系、型的预测。⑦避开了矿床成因研究不清对矿床分类归属的限制。⑧避开了多因复成矿床分类归属不置可否的陷阱。

二、金矿床划分方案简述及实例

Ⅰ．内生金矿群：矿床由内生地质作用形成，矿体有一定的形态和产状。

A．浆控金矿系：岩浆岩控制着矿床的产出和矿化，矿床的形成与岩浆活动有直接的关系。没有岩浆岩，就没有矿床．在时间、空间和成因上，岩浆活动是矿床形成的必要条件。

1．爆破角砾岩型：矿化发生在火山隐爆一爆破角砾岩筒内及由其引起的裂隙系统内．成矿热液主要源自岩浆．矿体形态多为筒状，矿石以角砾状、网脉状为主。按岩浆的构造背景和岩石组合分式。

1a．祁雨沟式：产于碰撞型造山带内，即薄皮构造作用带（亦称陆内俯冲或A型俯冲带）．以熊耳山的祁雨沟隐爆角砾岩带为代表（陈衍景等，1992c）．

2. 斑岩型：矿化发生在斑岩体内或其附近的围岩中，成矿溶液主要源自岩浆。矿石以网脉状和角砾状为主。金多作为铜、钼或多金属矿床的伴生矿床。按斑岩体所在岩套的性质（由构造背景决定）分式。

2a. 德兴式：产于碰撞型造山带的岩浆岩组合内。以江西德兴为代表，该矿的金伴生于斑岩铜矿，属特大型。

2b. 宾海姆式：产于俯冲型造山带的山弧岩浆岩套（东太平洋型）。宾海姆矿（Bingham）产在美国犹他州，金作为斑岩钼矿的伴生矿，储量 1000 多吨（Bache, 1987）。

2c. 潘古纳式：产于俯冲型造山带的岛弧岩浆岩套。潘古纳（Panguna）矿位于 Solomon 岛，是铜矿的伴生组分，储量 507 吨（Bache, 1987）。

3. 矽卡岩型：矿化发生在岩体与碳酸盐接触处的矽卡岩内，金常作为其他金属矿种的伴生矿。

3a. 亭提克式：产于俯冲型造山带内。亭提克（Tintic）矿产在犹他州，储金 82 吨、银 6200 吨、铜 100000 吨、铅 585000 吨、锌 63000 吨（Bache, 1987）。

3b. 银家沟式：产于碰撞型造山带内。银家沟矿产于河南灵宝县南部，是金、银、硫、铅、锌、铜等综合矿床（陈衍景等，1993c）。

B. 断控金矿系：断裂构造严格地控制着矿化和矿体的产出，没有断裂就没有矿床，与断裂形成有关的区域性构造—岩浆作用为金矿化的动因。断裂带常为剪切带，也有学者称该系列金矿为含金剪切带型金矿床。

4. 微细浸染型（龙伯格，1987）：矿床的特点是沿断裂矿化，金品位低，颗粒细小（明金少见），成矿温度低，矿石建造以碳酸盐、石英、铁的氧化物、硫化物为特征，大气降水常加入了成矿热液，限于含铁质、有机质的碳酸盐—碎屑岩建造内发育。据容矿岩石变质程度划分式。

4a. 卡林（Carlin）式：产于浅变质或未变质的碳酸盐—碎屑岩建造。以内华达州的卡林金矿为代表，其储量为 110 吨（Bache, 1987）。

4b. 祈子堂式：产于孔达岩系（中深变质的含有机质、铁质的富铝的碳酸盐—碎屑岩建造）。祈子堂金矿产于豫西秦岭群内，属小型矿床。

5. 蚀变破碎带型：矿化限于断裂破碎带内；破碎带以多种蚀变为特征，以硅化、钾化（含钾长石化和云母化）、碳酸盐化、绿泥石化、高岭土化、赤铁矿化、硫（砷、碲）化物化（以黄铁矿为主）等最为常见；破碎带内没有石英脉，可含细的不连续的石英脉体或石英团块；矿石为各种蚀变岩，以角砾状、网脉状、浸染状为主。

5a. 焦家式：产于花岗岩—混合花岗岩—混合岩。以胶东焦家矿为代表（张裕之，1983）。

5b. 大湖峪式：容矿岩石为太古宙绿岩带，以小秦岭大湖峪金矿为代表。

5c. 申家窑式：容矿岩石为裂谷双模式火山岩建造。申家窑金矿产于豫西崤山变质地体的崤山群内（陈衍景等，1992d）。

5d. 哈图式：容矿建造为蛇绿岩套。哈图矿产于西准噶尔地区的晚古生代蛇绿岩内（田培仁，1989）。

5e. 上宫式：产于活动大陆边缘火山岩建造。上宫金矿产于豫西熊耳山区的熊耳群

中.

5f. 穆龙套式：围岩为沉积岩系．苏联穆龙套金矿位于与我国接近的天山海西褶皱带的浊积岩中。年产黄金 70—80 吨（亦有说 142 吨），占全苏金产量的 30%（或 50%）（杨敏之，1989）。

6. 石英脉型：破碎带为石英脉占据，石英脉含自然金和硫化物等，构成矿体．矿石以块状为主。石英脉沿断裂充填定位时，常伴有强烈的围岩蚀变和矿化，导致石英脉两侧的蚀变围岩有时达工业要求．此型矿床的样式有：

6a. 玲珑式：产于花岗岩—混合岩内．

6b. 金哩式：产于绿岩内．金哩（Gold Mile）矿产在西澳 Yilgarn 地块的卡尔古利绿岩内；已产金 1200 吨以上（Philips，1986）。

6c. 红旗式：产于蛇绿岩套．红旗矿位于准噶尔海西期—印支期造山带．围岩是古生代的蛇绿岩（田塔仁，1989）。

6d. 菱刈式：围岩为岛弧火山岩建造．菱刈矿是日本最大的金矿，储金 120 吨，产于新生代北萨火山岩建造内（杨敏之，1989）。

6e. 沃溪式：围岩为沉积岩系．沃溪矿产于湖南西部的板溪群内的 W-Sb-Au 建造（刘英俊等，1989）。

7. 硅化体型：破碎带硅化强，以形成大量次生石英岩——硅化体为特征．硅化体型是介于石英脉型和蚀变破碎带型之间的一种类型，各方面的特征也介于它们之间，但又明显不同于它们。与石英脉的不同是其结晶细、交代定位、形态规则性差、厚度不均、产状变化大；与蚀变破碎带型的不同是矿体与硅化体一致，硅化体有一定形态，与围岩界线清楚，矿石致密块状者多，矿石中石英占绝对优势．此型矿床在熊耳山有大量发现，如瑶沟、前河等矿床。

C. 层控金矿系：矿化严格地受特定的岩性层位控制，这种特定的岩层往往在其形成时即已富集了金，并且／或者有利于热液中的金的沉积富集．矿化一般有两期，一是控矿岩层初始沉积时的矿化，二是后期含金热液叠加．矿体产状多与围岩一致，以似层状、透镜状多见．

8. 铁建造（BIF）层控型：矿化沿条带状铁建造（Banded Iron Formation，即 BIF）发生，常称金铁建造．由于金的亲铁性质，BIF 沉积时多已初步富集金；后期的热液作用时，铁因和金的主要配体硫形成黄铁矿，造成金随之沉淀，从而成为热液金的沉淀富集场所．矿石以块状为主，矿石建造以铁的硫（砷等）化物、氧化物为特征。

8a. 科拉尔式：产在绿岩带内的 BIF 中，BIF 为铁英岩．科拉尔（Kolar）矿位于印度南部卡纳塔克邦．Kolar 型绿岩为容矿建造，该矿已产 790 吨金，目前年产 1.5 吨（Natarajan et al，1986，吴美德，1989）．Kolar 式金矿在南非、西澳、巴西、加拿大等地有大量发现（Bache，1987）．加拿大第二大金矿山柳宾金矿（帕加姆，1988）即属此式．

8b. 霍姆斯塔克（Homstake）式：围岩为浅变质或未变质的稳定盆地沉积建造．Homstake 产于美国苏必利尔湖区的 Marqutte Range 超群内的碳酸盐—铁建造层内，储金 1100 吨，是全美最大的矿山（Bache，1987）。

8c. 东风山式：产于孔达岩系．东风山金矿产于佳木斯地块的麻山群上部孔达岩系

(刘静兰，1987)。

9。炭质层控型：矿化限于含炭质的岩层内发生。矿体产状与围岩一致，多呈似层状、透镜状。矿石以含炭质为特征，多呈浸染状、网状构造。

9a。南墅式：产于孔达岩系（中深变质的碳硅泥岩建造）。以产于胶东荆山群石墨片麻岩的南墅等金矿为代表。

9b。银洞坡式：产于浅变质的炭质沉积建造。银洞坡金矿产于河南桐柏山区的歪头山组含炭质岩层内，该矿与著名的破山银矿构成一个重要的金—银—铅等贵金属矿带（陈衍景等，1993b）。

10。砾岩层控型（或称不整合层控型）：矿化限于一套沉积建造之底部的砾岩或砂岩岩层内。

10a。奥林匹克坝式：产于未变质的角砾岩中。奥林匹克坝（Olympic Dam）矿位于澳大利亚中南部，产于厚 1000m 的赤铁矿角砾岩内，是含 Cu、Au、U、REE、Fe 等组分的综合矿床。该矿储铜 3200 吨、铀 1200 吨、金 1200 吨。金多来自脉状矿体（杨敏之，1989）。

10b。半宽式：产于浅变质的砾岩中。半宽金矿位于河南崤山地体，围岩是铁铜沟组磨拉石建造底部的粗砾岩。矿体呈脉状，Th 异常高，伴铅锌矿化（陈衍景等，1992i）。

10c。赛拉佩拉达（Serra Pelada）式：矿化发生在红色砂岩层内。Serra Pelada 矿位于巴西巴拉州马拉巴市西南 90km，卡拉贾斯铁矿东 60km 处。构造上属亚马逊克拉通东部，基底为太古宙兴古杂岩，元古界下部为绿片岩相变质的贾拉奥巴拉群（含卡拉贾斯组），元古界上部为里奥费雷斯科组变质砂岩。里奥费雷斯科组沉积时富集了金，后期构造—变质作用导致沿构造破碎带富集成矿，新生代的风化作用导致了该矿的块金生成。该矿储金 390 吨（杨敏之，1989）。

D。层状金矿系：矿床和围岩同时由同一种地质作用形成，矿体呈层状或透镜状，受后期改造作用的影响不大。矿石以块状、条带状、浸染状常见。

11。块状硫化物型：硫化物以黄铁矿为主，也常称黄铁矿型，金常伴生于铜或其它金属矿床中。

11a。赫姆洛（Hemlo）式：产于绿岩带内的 Hemlo 矿位于加拿大安大略地区，储金 579 吨（卡梅伦，1987）。

11b。塞浦路斯（Cyprus）式：围岩为蛇绿岩套。Cyprus 矿储金 10 吨，银 46 吨。

11c。库巴（Cobar）式：围岩为沉积岩。Cobar 矿位于澳大利亚 New South Wales。矿化严格限于 Cobar 群（时代为志留纪）中部的 Great Cobar 板岩内。该矿产金 48 吨，银 718 吨。

12。浅成热液（热泉）型：按 Banteleyev（1987）建立的成矿模式，此类矿多见于岩浆活动较强的地区，成矿热液和成矿物质来自深部。矿石以浸染状、网脉状为主，矿体形态多为似层状、透镜状。典型实例是智利的埃尔印第奥（El Indio）矿，该矿 1979 年建矿当年即产 12.8 吨金，储金在 100 吨以上，是 Au、Ag、Cu 的综合矿床。

II。外生金矿群：矿床由风化作用或沉积作用形成，控矿因素较简单。此类矿常形成于原生金矿的附近。

E。风化金矿系：由风化作用形成，矿赋存于风化壳内。

13. 红土型：产于红土型风化壳内．以澳大利亚博古登金矿为代表，博古登矿的围岩是红土型铝土矿，是由太古宙花岗岩风化壳经近代进一步风化所形成，金品位 3—3.5g／t，储量 5.3 吨（杨敏之，1989）．

14. 铁帽型（陈柏林，1989，秦有余，1989）：以新桥金矿为代表，是初步金矿化的硫化物矿床经风化作用使金在铁帽中的品位增高而形成的工业矿体．

F. 碎屑金矿系列：成矿作用为沉积作用，矿赋存在碎屑岩内，沉积作用的差别决定了矿床类型不同．

15. 砾岩型：沉积作用（成矿作用）发生在还原条件下，特点是含黄铁矿等硫化物的磨圆碎屑和晶质铀矿的磨圆碎屑（Schidlowski，1976，Mossman et al，1983），金矿化与硫化物碎屑的集中有密切关系（Bache，1987）．此类矿床只能形成在 2300Ma 以前的还原条件（陈衍景等，1991b）．此类矿床以兰德金矿为代表，该矿在 1884—1977 年间产金 34500 吨，储金 500000 吨左右．加拿大 Elliot 湖群底部、印度达瓦尔系底部、澳大利亚 Fortesque 群底部均有此类矿床发现（哈钦森，1988，Bache，1987，Schidlowski，1976，Mossman et al，1983）．巴西雅科比纳金矿亦属此类，其储量达 83 吨（杨敏之，1989）．

16. 砂矿型：该类矿床在世界各地均有分布，已为学者们熟知．它是由氧化条件下的风化—沉积作用形成，与砾岩型金矿相反，形成在 2300Ma 以后（陈衍景等，1991b，1990c）．

16a. 塔克瓦（Tarkwa）式：变质砂矿，Tarkwa 矿产于加纳，储量达 350 吨（Bache，1987）．

16b. 蒙他那（Montana）式：未变质砂矿．Montana 地区砂金矿产量已达 270 吨以上．

17. 冰碛岩型：矿床定位于冰川剥蚀—搬运—沉积的过程中．以加拿大苏必利尔湖区的 Gongwadon 组内的金矿床为代表（Mossman et al，1983）．

三、豫西金矿类型和样式

按照前面讨论的划分方案和原则，本文将豫西金矿归纳为如下类型、样式．①爆破角砾岩型：祁雨沟式；②斑岩型：蒲堂式；③矽卡岩型：银家沟式；④微细浸染型：祈子堂式；⑤蚀变破碎带型：上宫式，申家窑式，许瑶沟式，大湖峪式，王明沟式；⑥石英脉型：杨砦式；⑦硅化体型：瑶沟式（指 4 号带等）；⑧BIF 层控型：鲁山 xx 矿化点；⑨炭质层控型：银洞坡式；⑩砾岩层控型：半宽式；⑪块状硫化物型：大河式(伴生矿化)；⑫砂金型；⑬铁帽型：坡根式（母猪窝式）

第二节　爆破角砾岩型祁雨沟式金矿的地质特征、成因及找矿方向

一、成矿地质环境

（一）区域地质

祁雨沟金矿位于熊耳山东缘的嵩县境内（图 3-1）．熊耳山区东以伊川—潭头断陷盆

地为界，西北界是洛宁—卢氏断陷盆地，南界是马超营断裂，整体呈 NE 向楔形。东北角

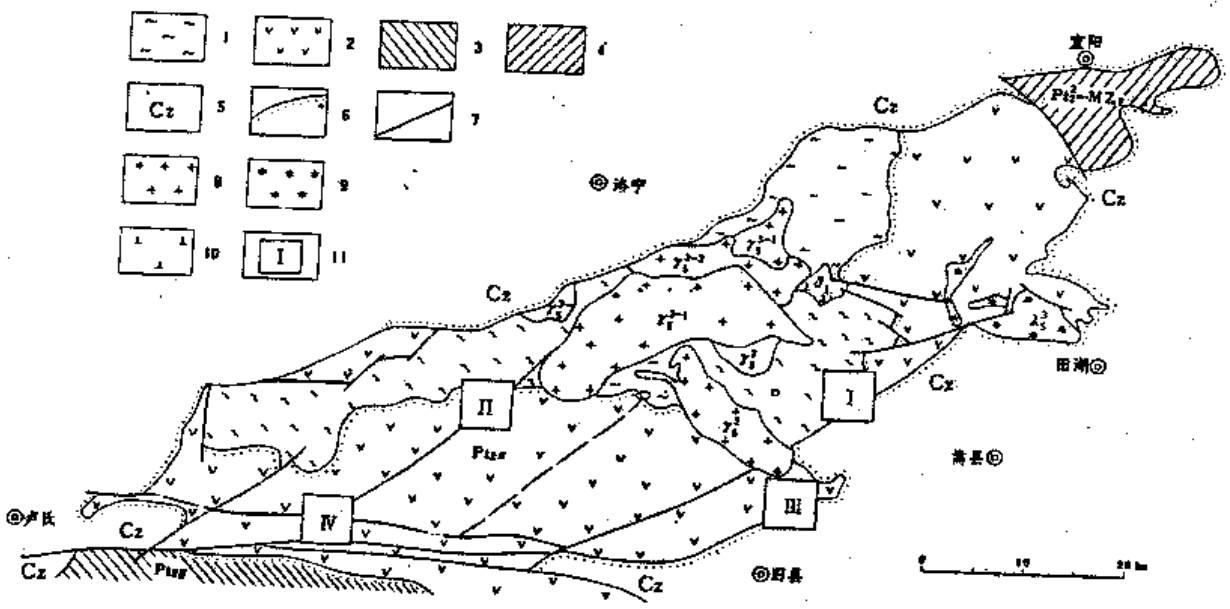


图 3-1　熊耳山地区地质图

1—结晶基底；2—熊耳群；3—官道口群；4—上中元古界—下中生界(三迭系)；5—新生界；6—不整合；7—断裂；8—中生代花岗岩及分期；9—花岗斑岩；10—嵩阳期闪长岩；11—金矿区位置：Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ、Ⅳ指祁雨沟金矿、上宫金矿、瑶沟金矿和康山金矿的位置。

发育的上中元古界与下中元古界熊耳群呈断层接触，表现出熊耳群向北逆冲的现象。南部发育了大面积的熊耳群，在马超营断裂带明显片理化，且发生了不均匀的绿片岩相动力变质。马超营断裂以南出现了较多的官道口群，官道口群角度不整合在熊耳群之上，在马超营断裂带内亦可见官道口群的岩块。熊耳山中部，出露了大面积的早前寒武纪基底变质岩系。结晶基底出露区有较多的中生代花岗岩、斑岩—角砾岩侵入，尤以花山岩体 (200km^2) 和五丈山岩体 (60km^2)最为醒目，多数斑岩—爆破角砾岩分布在花山—五丈山岩基的北侧，祁雨沟隐蔽爆破角砾岩筒群即在五丈山岩体北侧。斑岩—角砾岩等小岩体的分布受断裂构造控制。熊耳山区断裂构造以 NE 向压扭性断裂最为发育，如陶村—马元断裂、蛮峪断裂、康山—七里坪断裂等，断裂有明显的等距性；与 NE 向断裂配套的 NS 向张扭性、EW 向压性和 NW 向压扭性断裂也较明显。上述断裂及其次级断裂控制着该区小岩体和矿床的分布与产出，而这些断裂和岩体、矿床等又受马超营东西向大断裂带控制。马超营断裂西延经卢氏、潘河、石门、至洛源地区，长达 200 公里。它具有长期活动的特点（胡受奚等，1988）。我们最近的研究表明，该断裂是一典型的中生代陆内俯冲混杂岩带，俯冲方向由南向北。在俯冲过程中，形成了熊耳山地区由南而北的热液矿床带(康山、上宫等矿床)、花岗岩基带（花山、五丈山岩体等）和斑岩、角砾岩及有关矿床带(雷门沟钼矿、祁雨沟金矿等)。

(二) 矿区地质

祁雨沟矿区位于结晶基底与新生代盆地的交界处，在陶村—马园断裂西侧的结晶基底

分布区（图 3-2）。矿区南部有五丈山花岗斑岩出露，矿区及附近有大量小的斑岩体和 32 个爆破角砾岩体（邵克忠等，1989a），它们多发生了明显的热液蚀变作用并伴有钼、金等矿化。其分布受 NW（300～330°）和 NE（40～45°）两组断裂控制（图 3-2）。已获得祁雨沟矿区石英斑岩 K-Ar 年龄 114.73±1.73Ma，花岗闪长斑岩 K-Ar 年龄 112.66±1.67Ma，与花山岩体 Rb-Sr 等时线年龄 125.4±1.1Ma 一致（邵克忠等，1989a）。研究表明，矿区斑岩—角砾岩是中生代形成的多期次的成分变化较大的中酸性和酸性岩浆岩，已开采的金矿石主要来自 2 号和 4 号角砾岩体。

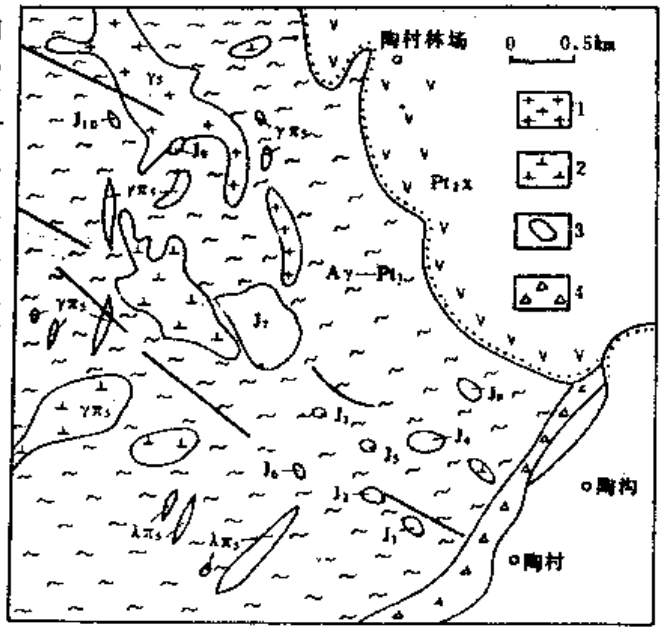


图 3-2 祁雨沟金矿矿区地质图

1—巨斑状黑云母花岗岩；2—角闪二长花岗岩；3—角砾岩体及编号；4—断层角砾岩；Ar-Pt_1 指结晶基底，P_{t2x} 指熊耳群；$\lambda\pi_5$ 为石英斑岩。

二、矿床地质

1、含金爆破角砾岩体的地质特征。祁雨沟矿区主要包括陶村西部的 6 个角砾岩筒（J_1-J_6），平面上呈椭圆状和纺锤状；长轴方向往往与断裂一致，面积 0.01～0.03km²；垂向呈明显的筒状或少数呈漏斗状（图 3-3），延续 660 m 以上。岩筒与围岩的界线清楚。角砾岩体的角砾成份复杂，形态多样，大小悬殊，小者不足 1 厘米，大则几米，且具一定的分带性。4 号角砾岩体平面上分三带，边缘以片麻岩角砾为主，中心以安山玢岩角砾为主，中间带则由几乎等量的片麻岩角砾和安山玢岩角砾共同组成。垂向上，上部以片麻岩角砾为主，有浑圆状角砾出现，下部以可拼性强的棱角—碎裂状斑岩角砾为主。

2、矿石结构构造。矿石构造以角砾状、浸染状、网脉状构造为主。常见交代结构、碎裂结构和包含结构等。

3、矿石建造。除岩石角砾本身的矿物外，主要蚀变矿物是石英、绢云母、钾长石、绿泥石、方解石和黄铁矿、黄铜矿、方铅矿、辉铋矿和自然金等，蚀变矿物组成矿石的主体，也只有在蚀变强时方可成为矿石。

4、矿化蚀变作用及分期。根据我们的研究，认为邵克忠等（1989）、栾文楼等（1988）对祁雨沟金矿的矿化蚀变过程分为三期是合理的。Ⅰ—前锋蚀变成矿期：总体以石英—黄铁矿形成为标志，黄铁绢英岩化为特征，可进一步划为石英—黄铁矿阶段、黄铁矿—辉铜矿阶段和石英—云母—黄铁矿阶段。Ⅱ—主蚀变成矿期：总体是金—多金属硫化物—石英建造的形成，可细分为石英—多金属硫化物阶段、石英—钾长石—硫化物阶段和石英—绿钙（钠）闪石—多金属硫化物阶段。Ⅲ—晚期蚀变成矿期：主要发育石英—方解石—黄铁矿细脉。

5、矿化富集规律。①矿化受蚀变角砾岩筒的严格控制，限于角砾岩筒内发生。②角砾岩筒上部矿化好。③角砾岩胶结物矿化好。④有小裂隙、劈理发育的地方矿化好。⑤钾化

(形成钾长石）和硅化强时矿化好.⑧硫化物（尤其是黄铁矿）多时矿化好。

6、金的赋存形式与自然金成色。金以自然金的形式赋存在石英、黄铁矿等矿物的粒间、裂隙或包体内(河南地质三队，1978)．金粒较粗，笔者采得约 1mm 粒径的自然金标本，一般 0.13～0.63mm，最大 4mm，最小 0.0001mm．自然金成色较高，达 928.9（河南地质科研所，1985)。

三、矿床地球化学

（一）包裹体地球化学及成矿物理化学条件

1、温度测试及讨论。河南地质科研所（1985）对祁雨沟金矿的测温研究获得了 10 件爆裂温度数据，变化于 282～366℃，平均 338.2℃；同时获得的 3 件均一温度为 240℃、372℃和 390℃，平均 334℃．上述温度数据表明矿化经历了高中温阶段．由于爆裂温度通常高于均一温度，该区应获得一批高于372℃ 和 390℃的爆裂温度，但实测数据中缺乏这批数据，表明所测的爆裂温度反映更低温阶段的矿化作用，而 240℃的均一温度又恰低于 10 件爆裂温度，故认为 282～366℃的爆裂温度与 240℃的均一温度反映同一期的成矿作用；以爆裂温度的均值作为上限，均一温度作为下限，则得该期成矿温度为 240～338.2℃，应为主成矿期（金一多金属硫化物一石英矿化期）温度．而 372℃～390℃以上的矿化则应属前锋成矿期（石英一黄铁矿建造)，此温度与前锋成矿期存在辉钼矿相一致。

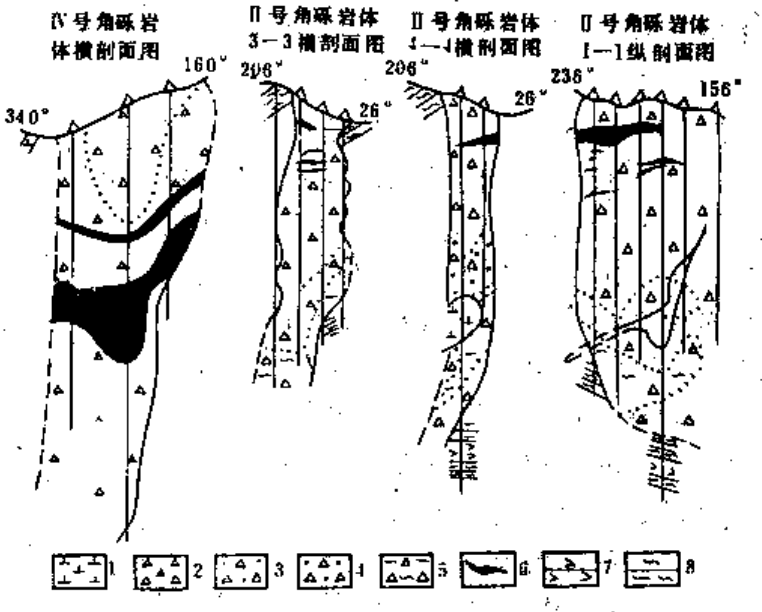


图 3-3 祁雨沟金矿区Ⅱ号、Ⅳ号角砾岩体及矿体形态

(引自河南地质科研所, 1985)

1-闪长玢岩; 2-以片麻岩为主的角砾岩; 3-以安山岩为主的角砾岩; 4-以石英斑岩为主的角砾岩; 5-以次闪石岩为主的角砾岩; 6-矿体; 7-角闪岩; 8-片麻岩

邵克忠等（1989）对晚期矿化的物理化学条件做了较详细的研究，获得均一温度范围 120～200℃，平均 174℃；据此，我们认为晚期矿化的主要温度范围是 174℃～200℃．邵克忠等（1989）还研究认为，前锋期成矿温度为 433～331℃，压力为 1.7～1 千巴。

综上所述，Ⅰ期矿化温度范围是 433～331℃，集中在 370～400℃；Ⅱ期为 240～338℃；Ⅲ期主要集中在 174～200℃。

2、包裹体成分特征。表 3-2 为矿床各矿化期的包裹体成分及某些参数值．可以看出，前锋期成矿溶液的 K^+、Na^+、Ca^{2+}、Mg^{2+}等离子浓度明显高于主期和晚期溶液，溶液之矿化度、$\sum M^+$、$\sum M^-$高，K／Na 和 KN／MC[$(K_2O+Na_2O)/(MgO+CaO)$]值低等特征显出其具斑岩矿床的特征。而 CO_2/H_2O 低则可能由矿化前的爆破作用使大量 CO_2 等散失所造成．此外，溶液的 F／Cl＝0.174，较低，与一般斑岩矿床一致，显示出深源特征。主矿化期溶液的 K^+、Na^+、Mg^{2+}、Cl^-等高于晚期，低于前锋期，H_2O 和矿化度也有同样表现，表明成矿溶液的数量和性质与早期有所不同；而较高的 K／Na 和 KN／MC 值表明溶液来源较浅或受浅部循环水混染．晚期溶液的各离子浓度及矿化度、盐度都非常

低，对矿化不利，此与晚期矿化岩石金含量低的事实相吻合；同时，极低的离子浓度和盐度表明晚期成矿溶液来自循环的雨水。

表 3-2 祁雨沟金矿石英包裹体成分及参数值(成分单位为 ppm)

序	K^+	Na^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	HCO_3^-	F^-	Cl^-	SO_4^{2-}	CO	CH_4	CO_2	H_2O	N_2
1	10.66	14.45	44.90	1.54	/	5.47	31.43	11.86		0.70	55.71	1225	1.50
2	5.43	0.91	0.15	0.09	9.29	0.41	0.65	0.08	2.96	0.75	16.28	198.85	
3	0.14	0.36	0.18	0.02			0.27	1.06	0.95	2.56	218.90	2114.12	

序	H_2	$\sum M^+$	$\sum M^-$	$\sum M^\circ$	$\sum M^\pm$	pH	Eh	$\frac{CO_2}{H_2O}$	$\frac{K}{Na}$	$\frac{KN}{MC}$	盐度	$\frac{矿化}{度}$	$\frac{F}{Cl}$
1	0.12	71.57	48.76	1283	120.33	6.69		0.045	0.738	0.541		120.33	0.174
2	0.67	6.58	10.43	219.51	17.01	6.37	−0.53	0.082	5.967	26.42	0.68	17.01	0.631
3		0.70	1.33	2336.5	2.03	7.08	−0.61	0.104	0.389	2.50	0.02	2.02	

1. 为前锋矿化期石英，数据系根据河南地质科研所资料计算获得；2、3 号分别为主成矿期和晚期石英，测试数据引自邵克忠等；$\sum M^+$、$\sum M^-$、$\sum M^\circ$、$\sum M^\pm$分别是阳离子、阴离子、气相成分、(阳离子+阴离子) 总和，盐度单位为百分含量，矿化度单位是 g/l，KN/MC= (K+Na) / (Mg+Ca)；Eh 单位为 mv，以后均同。

(二) 稳定同位素地球化学特征及意义

1、氧同位素组成及意义。根据已有的氧同位素数据 (表 3-3)，笔者计算了矿物形成时平衡水的氧同位素组成。结果 (表 3-3) 表明：主成矿期 $\delta^{18}O_{水}$‰为 3.19～5.79，平均 4.49；与一般再平衡岩浆水的 $\delta^{18}O$‰低限一致(表 3-4)，证明主成矿期的溶液主要来自岩浆作用。形成晚期石英、方解石的溶液 $\delta^{18}O_{水}$‰分别是−1.86～−3.66(平均−2.76)和−2.13～−4.50(平均−3.33)，总平均−3.10，显然是岩浆或变质水所无法造成的，应来自循环的雨水。邵克忠等测得石英矿物的沸腾包裹体水 $\delta^{18}O_{水}$‰为 4.6，应属前锋期溶液，属再平衡岩浆热液范围。此外，沸腾包裹体 $\delta^{18}O$‰，高于主成矿期热液的 $\delta^{18}O$‰，给出主成矿期溶液有大气水混入的信息。所以，从早到晚，热液 $\delta^{18}O$‰逐渐变低，热液性质由岩浆热液逐渐变为大气降水热液 (表 3-4)。

表 3-3 祁雨沟金矿碳、氧同位素组成

序 号	测试	$\delta^{18}O_{矿物}$‰	$\delta^{18}O_{水}$‰	T℃	$\delta^{13}C_{PDB}$
1	晚期(Ⅲ)石英	10.1～11.9	−3.66～−1.86	175±	
2	主成矿期石英	9.42	3.19	335	
3	主成矿期石英	12.02	5.79	335	
4	晚期(Ⅲ)方解石	9.15	−2.13	170	−4.2
5	晚期(Ⅲ)方解石	7.92	−3.36	170	−5.8
6	晚期方解石	6.78	−4.50	170	−5.0
7	石英内高温包裹体		4.6	600	

1、4、5、6 据邵克忠等(1989)，7 号据河北地院(1989)，2、3 据河南地质科研所(1985)。方解石−水的分馏方程是 $2.78\times10^6T^{-2}-2.89$(奥尼尔, 1969)，石英−水分馏方程是 $3.306\times10^6T^{-2}-2.71$(张理刚等, 1989)

2、碳同位素组成及意义。表 3-3 中的三个晚期方解石的 $\delta^{13}C_{PDB}$‰ 变化于−4.2～−5.8，平均−5.0，显然与岩浆岩或岩浆源物质一致（表 3-5），具深源特点。考虑到矿区只有熊耳群火山岩和深变质的太古宙绿岩建造以及一些中生代岩浆岩出露，它们都具有深源的岩浆岩特征，认为碳来自矿区围岩。

表 3-4　祁雨沟金矿与不同水的氧、氢同位素对比

水类型	$\delta^{18}O$‰	δD‰
现代大气降水(世界)	−55～8	−440～+35
现代大气降水(中国)	−23.7～1.7	−186～+19.1
中生代大气降水	−16±	−120±
变质分泌水	4～25	−90～−30
再平衡金铜系列岩浆水	4.0～7.0	−80～−35
金铜系列岩浆源岩浆水	6.0～9.0	−110～−65
祁雨沟Ⅰ期成矿溶液	4.6	
祁雨沟Ⅱ期成矿溶液	4.49	
祁雨沟Ⅲ期成矿溶液	−3.10	

除祁雨沟矿外，不同水的同位素组成引自张理刚(1985, 1989)

表 3-5　祁雨沟金矿与不同地质体 $\delta^{13}C_{PDB}$‰对比

地质体	$\delta^{13}C_{PDB}$‰
海相碳酸盐	−2～5
淡水碳酸盐	−15～5
空气二氧化碳	−8±
海相、非海相有机物	−30～−5
沉积有机物、石油、煤等	−35～−15
岩浆岩及岩浆源物质	−9～−4
祁雨沟金矿Ⅲ期方解石	−5.8～−4.2

表中不同地质体数据引自张理刚(1985)

3、硫同位素组成。矿区 24 个硫同位素组成具有明显的塔式效应（图 3-4）；$\delta^{34}S$‰ 变化于−2.74～3.35 之间，平均−0.42，与陨石硫一致（表 3-6）。清楚地表明其岩浆源特点。该矿床一个重晶石 $\delta^{34}S$‰ = 12.9，此值恰与大本模式在 335℃ 时上述硫化物(主要形成在 335℃ 左右)所要求的平衡硫酸盐的值接近，表明成矿时硫同位素分馏基本达到平衡。

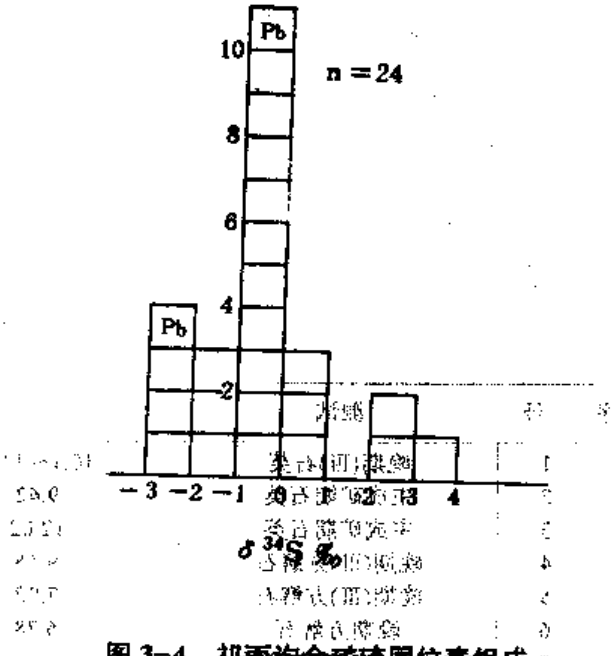


图 3-4　祁雨沟金矿硫同位素组成

4、铅同位素组成特征及意义。如果我们将祁雨沟矿区 25 个铅同位素数据（13 个矿石，7 个斑岩，5 个岩体）投影在铅构造模式图上（表 3-7）（图 3-5）。可以看出，绝大多数矿石和所有岩浆岩均落在地幔线附近，表明成矿物质大部分与岩浆同源，来自改造了的幔源地壳物质（太古宙绿岩）或者地幔。两个矿石样品落在上地壳线附近，它们显然不是由熊耳群或中生代岩浆提供的铅，最可能来自结晶基底中的副变质岩系，如源自水滴沟群孔达岩系等。

表 3-6　祁雨沟金矿与某些地质体硫同位素组成对比

地质体	$\delta^{34}S‰$	地质体	$\delta^{34}S‰$
陨石	1.3～-1.2	生物自然硫	21～-16
火成岩	10～-2	火山 SO_2	17～-9
沉积岩	42～-45	雨水 SO_2	9～3
火成岩中矿床	7～-7	海水	21～19
沉积岩中矿床	50～-42	蒸发岩	30～4
火山成因 H_2S	-3～-10	盐帽岩	61～12
生物成因 H_2S	5～-24	热液硫酸盐	35～-16
火山自然硫	5～-16	祁雨沟金矿	-0.42±

表中各地质体硫同位素组成引自沈渭洲(1987)

表 3-7　祁雨沟金矿及相关岩石铅同位素组成

序号	样品地质	测试	$\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}$	$\frac{^{207}Pb}{^{204}Pb}$	$\frac{^{208}Pb}{^{204}Pb}$	μ	$\frac{Th}{U}$
1	雷门沟花岗闪长岩		17.476	15.454	37.936		
2	祁雨沟矿区花岗斑岩脉	全岩	17.926	15.415	38.075	9.15	3.93
3	祁雨沟矿区花岗斑岩脉	全岩	17.562	15.344	37.822	9.04	4.03
4	祁雨沟矿区花岗斑岩脉	钾长石	17.415	15.379	37.674	9.14	4.03
5	祁雨沟矿区花岗斑岩脉	全岩	17.271	15.278	37.265	8.97	3.92
6	花山花岗岩	钾长石	17.420	15.381	37.660	9.15	4.02
7	花山花岗岩	钾长石	17.150	15.318	37.240	9.06	3.96
8	花山花岗岩	钾长石	17.440	15.520	37.975	9.43	4.19
9	花山花岗岩	钾长石	17.199	15.391	37.447	9.21	4.05
10	花山花岗岩	钾长石	17.473	15.455	37.886	9.29	4.11
11	基底片麻岩	全岩	17.530	15.345	38.569	9.06	4.39
12	基底片麻岩	全岩	17.495	15.279	37.839	8.93	4.04
13	基底片麻岩	全岩	17.400	15.469	38.174	9.33	4.30
14	祁雨沟金矿		17.239	15.439	37.604		
15	祁雨沟花岗斑岩角砾	方铅矿	17.219	15.405	37.512	9.57	4.06
16	祁雨沟爆破角砾岩	方铅矿	17.259	15.474	37.378	9.37	4.32
17	祁雨沟金矿	黄铜矿	17.080	15.257	37.192	8.95	3.97
18	祁雨沟金矿	黄铁矿	17.272	15.437	37.660	9.29	4.12
19	祁雨沟金矿	黄铁矿	17.512	15.662	38.192	9.72	4.27
20	祁雨沟金矿	黄铁矿	17.557	15.695	38.270	9.78	4.29
21	祁雨沟金矿	黄铁矿	17.139	15.303	37.145	9.03	3.92
22	祁雨沟金矿	黄铁矿	17.335	15.495	37.805	9.40	4.16
23	祁雨沟金矿	黄铁矿	17.202	15.425	37.390	9.28	4.02
24	祁雨沟金矿	黄铁矿	17.386	15.472	37.770	9.34	4.11
25	祁雨沟金矿	黄铁矿	17.342	15.483	37.737	9.37	4.12

1、14 引自张理刚(1989)，15、16 引自河南地质科研所，其余引自崔亳（1991）。

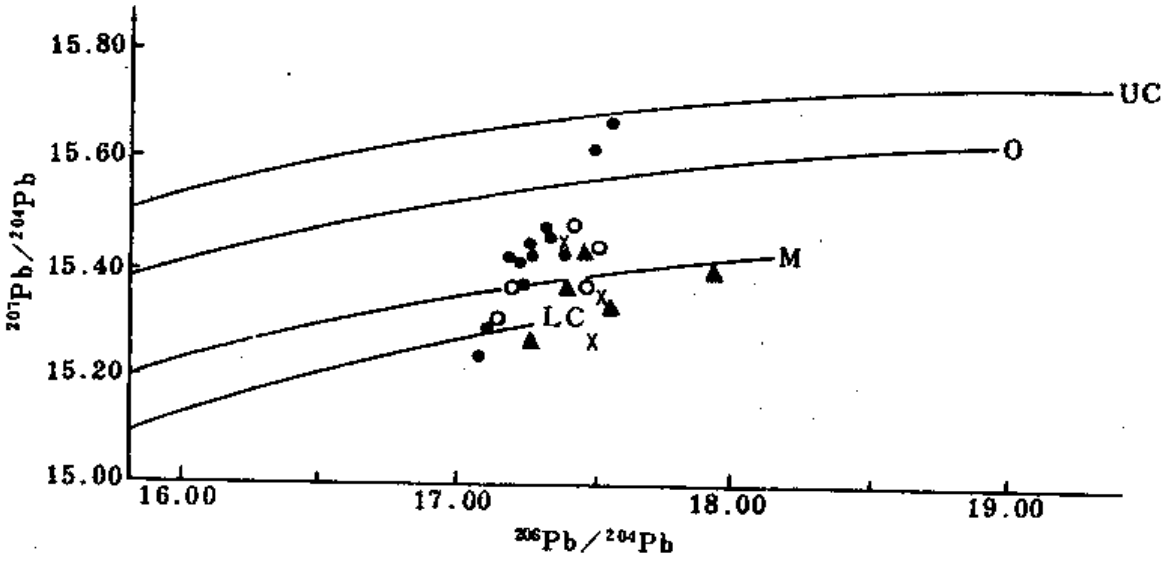


图 3-5　祁雨沟金矿及邻区矿石和岩石的铅同位素组成

M、O、LC、UC分别代表地幔线、造山带线、下地壳线和上地壳线，以后各图均同．实点为矿石，三角为斑岩，虚圆为花岗岩，叉代表基底岩石

四、矿床和含矿岩体的成因讨论

前述的地质和地球化学特征表明，祁雨沟金矿是典型的爆破角砾型金矿．矿床中蚀变正长石的 K−Ar 年龄为 120.75±1.75Ma（邵克忠等，1989a、b），代表成矿时间，而该年龄与矿区斑岩和花岗岩的年龄一致，表明矿化与强烈的岩浆作用是同时发生的．矿化严格地限定在角砾岩体之内，足见矿化与岩体的空间关系之密切．硫、碳、铅同位素组成都表明成矿物质主要源自岩浆或岩浆源物质；而多数矿石与矿区岩浆岩具有相似的铅同位素组成，表明成矿物质来自岩浆或与岩浆同源．两个矿石铅偏离地幔线而落在地壳线附近，使我们倾向部分成矿物质与岩浆共同源自结晶基底的认识．前锋成矿期氧同位素组成具有典型的岩浆水特征，而包裹体成分也清楚地显示前锋期成矿溶液源自岩浆；主蚀变成矿期溶液的氧同位素及包裹体成分均显示出岩浆水与雨水混合的信息；晚期矿化的氧同位素、包裹体成分都显示了清楚的循环雨水特征．可见，祁雨沟金矿形成于由单源岩浆热液蚀变矿化→双源岩浆水—雨水混合热液蚀变矿化→单源循环雨水蚀变矿化的演化过程，此恰是岩浆热液矿床所必然经历的形成过程．此过程要求成矿温度是逐渐降低的，已获得的测温资料与此认识完全吻合，即从 433～334℃经 338～240℃到 200～174℃．

矿床与矿区斑岩—爆破角砾岩及大的花岗岩基（花山岩体等）同源同时形成．那么，它们之间在形成作用或机制上又究竟是什么关系呢？基于岩浆分异说的认识和对某些遥感或物探资料的处理结果，很多学者认为小的斑岩、角砾岩及有关矿床是大的花岗岩基结晶分异的产物，它们间是"母子"关系．笔者不否定这种机制的科学性，但苛求分异形成的岩浆必须是富硅富碱的酸性或超酸性物质，甚至相似于伟晶岩的成分．亦即，子体岩浆必须较母体更富低熔组分和挥发份．然而，祁雨沟一带的斑岩、爆破角砾岩多是中酸性岩浆，它们较花山、五丈山等大花岗岩基更偏基性，表明其形成温度更高，岩浆来源更深，故不

应是后者派生的。

要合理地认识祁雨沟爆破角砾岩的形成机制，就必须回答两个重要问题，一是祁雨沟岩体与花山、五丈山岩体有共同的物质来源；二是祁雨沟岩体的形成深度更大，温度更高。基于对华南、秦岭、天山等地花岗岩类成因的长期研究，胡受奚教授等（1988、1990）提出了成岩物质侧向源的思想，即大陆内部A型俯冲作用可以产生孪生花岗岩带（改造型花岗岩带与同熔型花岗岩带共生）（胡志宏，1988）。按此思想，我们可以较好地解释祁雨沟岩体的成因。中生代时，在沿马超营断裂带向北的陆内俯冲作用中（图3-6），下插板片因增温而产生花岗岩浆，形成花山、五丈山花岗岩基；当板片进一步下插时，其温度更高，岩石的部分熔融程度也更高，也就导致更偏基性的祁雨沟爆破角砾岩的形成。由于祁雨沟岩体与花山、五丈山岩体都来自俯冲板片的部分熔融，故它们具有相同的物质来源（图3-6）。

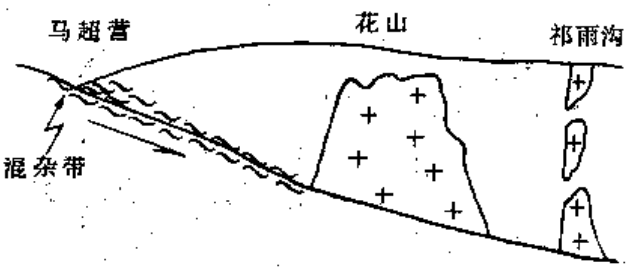


图3-6 祁雨沟爆破角砾岩及矿床的形成模式

五、找矿方向

模式找矿是较有效的找矿方法。我们在讨论了祁雨沟式金矿成因模式之后，即可按模式检查豫西地区的地质环境是否符合祁雨沟式金矿的形成条件。显然，熊耳山区以祁雨沟为代表的斑岩、角砾岩带是符合模式要求的。更东的外方山地区，合峪—太山庙岩基的北侧属于黑沟—栾川断裂向北俯冲的斑岩带，应有一些斑岩、角砾岩和相关矿床；目前该区已找到店坊爆破角砾岩型金矿和汝阳八亩地斑岩钼矿化（燕长海，1989）。灵宝南部和卢氏、栾川地区，已发现了大量斑岩、角砾岩体，也同样可以找到祁雨沟式金矿。

第三节 斑岩型蒲塘式金矿的地质特征、成矿模式和找矿方向

斑岩型蒲塘矿的地理位置是111°16′25″～111°17′08″E，33°16′30″～33°17′20″N，隶属西峡县丁河乡。1987年河南地调四队提交该矿详查报告，属小型矿床。

一、地质背景

蒲塘金矿产于华南古板块北缘加里东造山带内的陡岭地体（胡受奚等，1988）。陡岭地体北依山阳—内乡—桐柏断裂，南为荆紫关—淅川—内乡断裂。两断裂均为NWW向且向北倾，是中生代板块或地体向北俯冲的陆内俯冲带。受中生代陆内俯冲作用的影响，构成陡岭地体主体的陡岭群及部分毛堂群和上新元古界—早古生界的岩石或地层再次发生强烈的构造变形和局部变质，表现出鲜明的NWW向线型构造轮廓（图3-7）。与此相伴，发育了一系列NWW向次级压性断裂和相配套的NE向、NW向扭性断裂，形成了NWW向的蒲塘—毛堂斑岩带和相应的金、钼、铅等矿化现象。该区已发现了蒲塘、毛堂两个斑岩型金矿，水系沉积物金异常明显，且砂金矿床颇多，表明有良好的矿化环境。

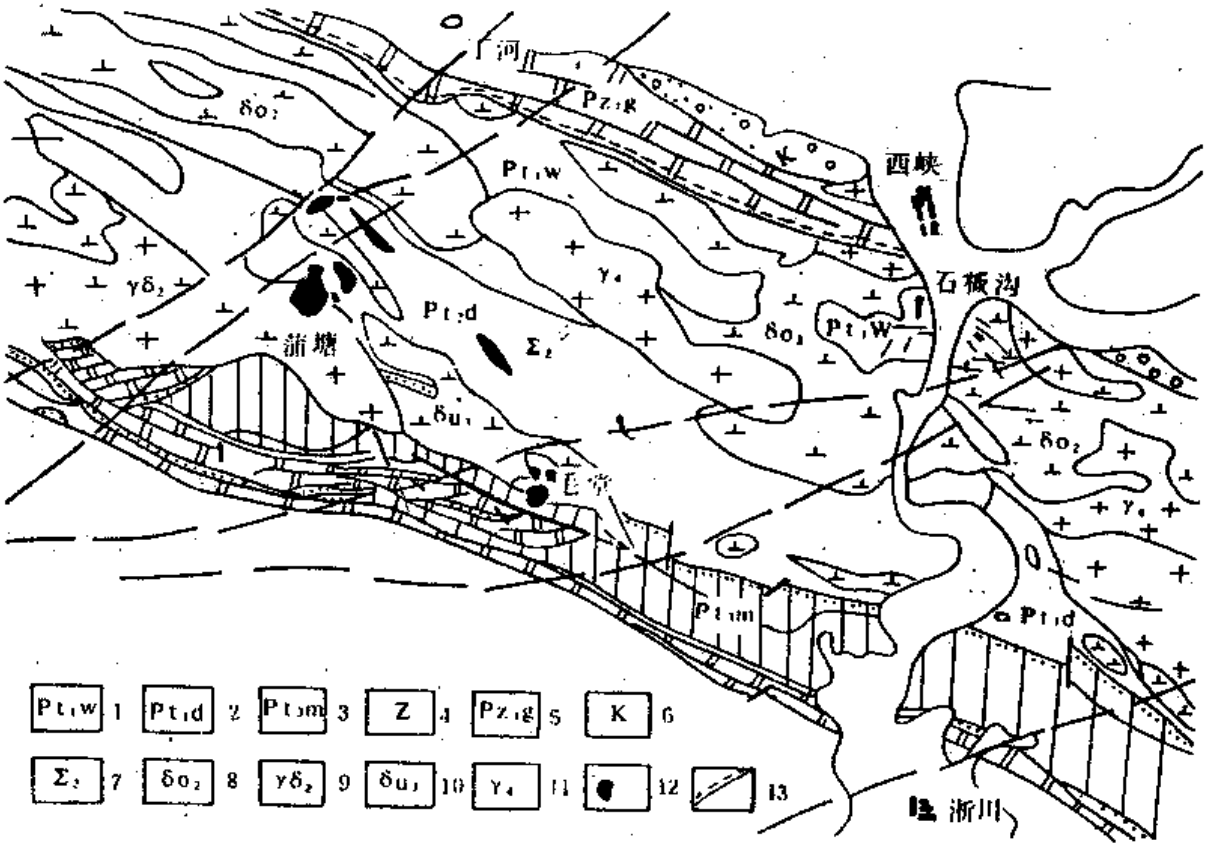


图 3-7　陡岭地体金矿带地质图(引自罗铭玖等，1991)

1、2—陡岭群瓦屋场组、大沟组；3—毛堂群；4—震旦系陡山沱组、灯影组；5—信阳群龟山组；6—上白垩统；7、8、9—超基性岩、甘沟闪长杂岩带、封子山花岗闪长岩带；10—加里东期闪长玢岩；11—海西期花岗岩；12—含金的燕山期花岗斑岩、爆破角砾岩；13—韧性剪切带(山阳—内乡断裂)

二、矿体地质特征

1、斑岩体及矿体的产出．蒲塘斑岩金矿定位于陡岭群。产出受 NW 和 NE 两组断裂共同控制，多向 NE 或 NW 倾伏，平面是圆、椭圆和纺缍状．矿区内有斑岩—爆破角砾岩体 10 多个（图 3-8），单个岩体面积 0.001-1.00km^2；其中，以琵琶沟岩体矿化最好．组成琵琶沟斑岩体的主要岩石是粗斑花岗斑岩、花岗斑岩、角砾花岗斑岩、爆破斑岩角砾岩、爆破围岩角砾岩及震碎围岩角砾岩等，上述岩石类型顺序与岩体从下到上、从中心向边缘的分带分相顺序一致，岩体的岩石化学成分属中酸性岩类，与黑龙江团结沟斑岩成分相似(见表 3-8)．

已圈出的四个矿体全部沿斑岩体西南侧接触带呈弧形带状展布；矿体呈脉状、透镜状；倾向 NE，倾角 55-80°；矿体膨大收缩、分枝复合现象明显；四个矿体剖面上呈叠瓦式排列．

2、矿石结构．常见自形—半自形—它形粒状结构、包含结构、交代结构等．主要呈角砾状、浸染状、网脉状、细脉状构造．

3、矿石建造．主要脉石矿物是石英、钾长石、绢云母、高岭土、方解石等；主要金属矿物是黄铁矿，次为黄铜矿、磁铁矿、斑铜矿、方铅矿、闪锌矿、自然金、银金矿等．

4、矿化蚀变及分期．主要蚀变是绢云母化、硅化、高岭土化、钾长石化、绿泥石化、

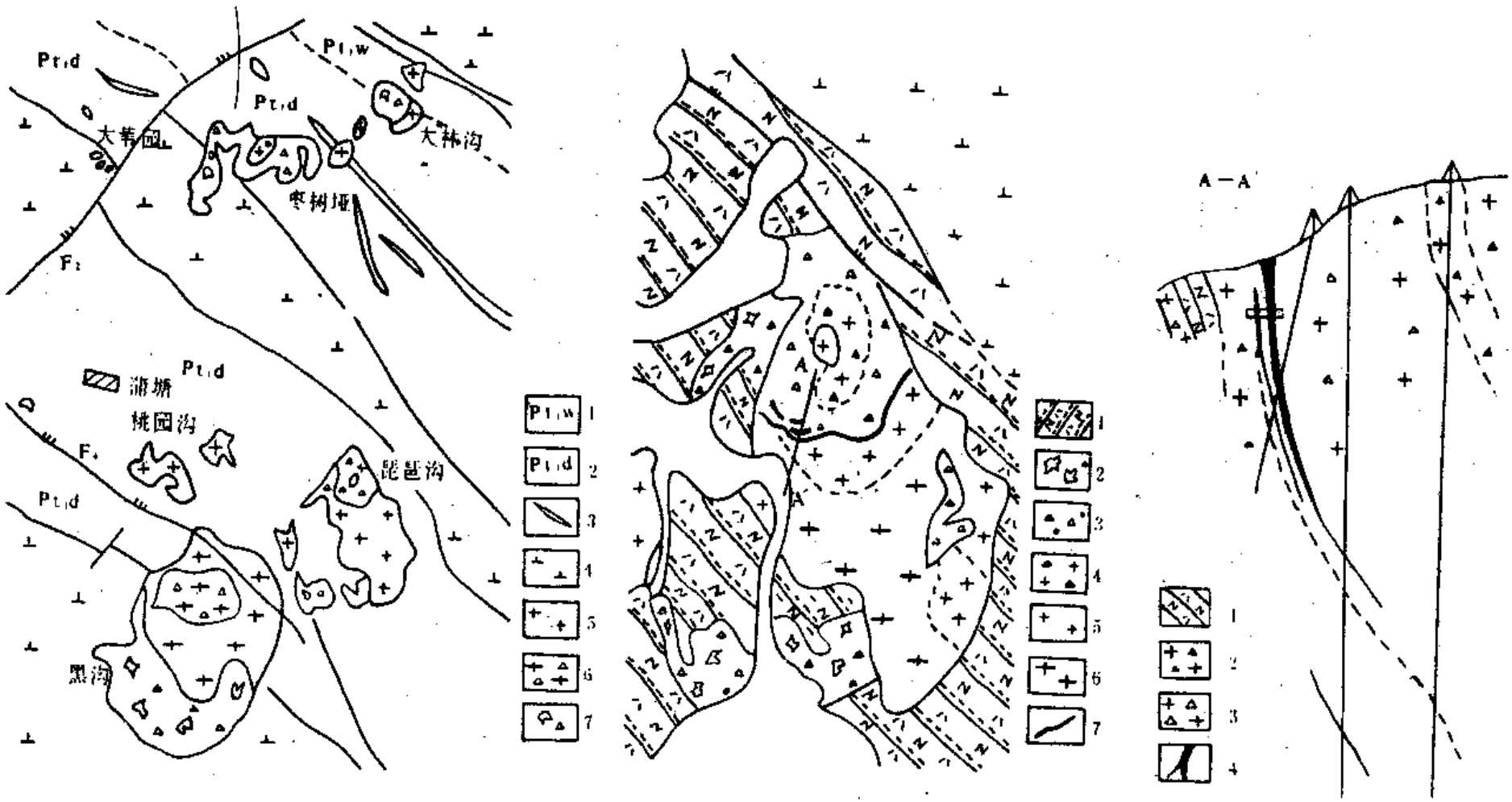


图 3-8　蒲塘金矿矿区和矿床地质图(引自罗铭玖等, 1991)

左图：矿区地质和斑岩体分布。1–陡岭群瓦屋场组；2–陡岭群大沟组；3–超基性岩；4–石英闪长岩；5–花岗斑岩 ；6–角砾花岗斑岩；7–围岩角砾岩。

中图：琵琶沟金矿平面地质图。1–斜长角闪片岩；2–围岩角砾岩；3–爆发角砾岩；4–角砾花岗岩；5–花岗斑岩 ；6–粗斑花岗岩；7–金矿体。

右图：琵琶沟金矿剖面图。1–斜长角闪片岩；2–角砾花岗斑岩；3–花岗斑岩角砾岩；4–金矿体。

碳酸盐化和黄铁矿化、黄铁绢英岩化和青盘岩化等。由岩体中心到围岩，蚀变由绢英岩化变为青盘岩化；在岩体与围岩接触带，常叠加绢云母—高岭土化。根据黄铁矿等矿物世代和交代穿插关系，将蚀变矿化分为三期：Ⅰ期以石英—黄铁矿形成为标志，主要蚀变是硅化、钾化、黄铁矿（Ⅰ代）化；Ⅱ期以形成多金属硫化物为标志，主要蚀变有硅化、钾长石化、绢云母化、绿泥石化、黄铁矿（Ⅱ代）化、黄铜矿等硫化物化；Ⅲ期以形成大量碳酸盐矿物为标志，主要蚀变是高岭土化、绢云母化、方解石化、黄铁矿（Ⅲ代）化。Ⅰ代黄铁矿呈浸染状产出，半自形立方体；Ⅱ代呈脉状、团块状产出，自形立方体或五角十二面体，与黄铜矿等硫化物共生；Ⅲ代沿微裂隙充填，自形立方体，与绢云母共生。

表 3-8　琵琶沟岩体与典型斑岩岩石化学特征对比表(据河南地调四队，1987a)

岩体名称	岩石名称	化学成份特征						
		SiO_2	K_2O+Na_2O	K_2O/Na_2O	Fe_2O_3/FeO	扎氏分类	里特曼指数	皮科克指数
琵琶沟岩体	粗斑花岗斑岩	68.25	7.72	1.1	2.0	2类4科	2.36	
	花岗斑岩	68.93	7.57	0.7	1.58	2类4科	2.21	
	角砾花岗斑岩	59.70	4.47	23.8	5.49	2类6科	1.57	59.
	斑岩角砾岩	64.14	6.27	2.2	3.17	2类5科	1.86	
	平均	65.26	6.51	6.95	3.06		2.0	
黑龙江团结沟金矿区	斜长花岗斑岩	69.04	5.52	1.03	0.22	2类4科	1.17	
	花岗闪长斑岩	65.19	3.02	1.05	0.63	2类5科	0.41	
	花岗斑岩	69.65	4.02	1.90	1.0	2类3科	0.61	
	平均	67.96	4.19	1.33	0.62		0.73	
斑岩型矿区之斑岩		62--68	5.31--8.57	0.33--2.59				55--63

5、矿化富集规律。①矿化严格受岩体控制，一般产于岩体内；内接触带是最有利的富集带。②微裂隙发育时或胶结物多时矿化好。③蚀变强时矿化好。④黄铁矿多时，尤其是Ⅰ、Ⅱ代黄铁矿多时，矿化好。⑤绢云母化、高岭土化、碳酸盐化强时矿化好。

6、自然金特征。金主要以自然金、银金矿的形式存在于黄铁矿、石英等矿物裂隙、粒间和包体中。粒级在 0.1～1mm 者 67.88%。河南地质科研所测得金成色为 915.2，河南

地调四队则给出 850.6 的结果.

三、矿床地球化学

(一) 包裹体地球化学及物理化学条件

河南地调四队(1987a)对矿体及蚀变岩中的矿物包裹体进行了测温研究，其结果变化于 120～340℃．其中，矿体内的黄铁矿爆裂温度为 311～318℃，石英包裹体均一温度为 260～340℃，岩体外侧青盘岩化岩石中石英包裹体均一温度为 120～220℃．据此，可确定矿化温度有三个主要区间，即 340℃以上、260～320℃和 120～220℃．理由是：一般认为均一温度较矿物实际生成温度低 20～100℃．那么，340℃均一温度的获得表明有 340℃以上或 340℃左右的一次矿化存在，似可对应于Ⅰ期矿化．311～318℃大量爆裂温度和 260℃均一温度的测得指示在 260～320℃区间有大量石英、黄铁矿等形成，此对应于Ⅱ期矿化．120℃～220℃的数据则由Ⅲ期矿化所造成．

上述结果和认识与河南地调四队(1987b)对蒲塘附近的斑岩型毛堂金矿的研究成果非常一致（表 3-9），表明陡岭地体内存在与斑岩有关的三期矿化蚀变作用，而此规律与上节对祁雨沟式金矿讨论的矿化蚀变过程也相一致，共同显示出关于斑岩一爆破角砾岩热液成矿的三期蚀变矿化模式的合理性．

表 3-9 斑岩型蒲塘金矿与毛堂金矿矿化温度对比

矿化期	蒲塘成矿温度	毛堂矿化温度
Ⅰ	>340℃	360–398℃
Ⅱ	260–320℃	320–337℃
Ⅲ	120–220℃	160–198℃

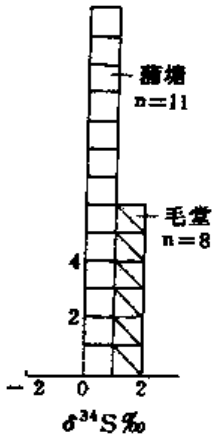


图 3-9 蒲堂、毛堂金矿 $\delta^{34}S‰$直方图

(二) 同位素地球化学

河南地调四队（1987a）研究结果是，矿床黄铁矿 $\delta^{34}S‰$平均值为 1.7，变化于 0.9～3.2，显示深源特征．河南地质科研所（1985）的资料表明，该矿 11 个矿石黄铁矿 $\delta^{34}S‰$变化于 0.12～0.97，平均 0.52，塔式效应明显（图 3-9），呈现了陨石硫的同位素组成，表明硫属深源或由深源物质提供．对附近毛堂金矿 $\delta^{34}S‰$的测定也获得了类似结果：$\delta^{34}S‰$变化于 1.06～2.00，平均 1.64，塔式效应明显（图 3-9）．蒲塘金矿的围岩大沟组含黄铁矿变粒岩 $\delta^{34}S‰=-7.94$，绢云母片岩为 2.82，变化范围较大，显示了沉积岩建造的特征；较大负值的出现标志着原岩沉积时生物对轻硫的富集作用是强烈的．矿床围岩的硫同位素与矿床本身硫同位素的明显差别及其指示的成因意义都有力地证明着矿石硫并不是单靠围岩提供的．

四、矿床成因讨论

前面的描述表明，蒲塘金矿在空间、时间、形成作用、成矿物质来源等方面均与琵琶沟花岗斑岩有密切的联系，应属斑岩型金矿床．蒲塘式金矿与祁雨沟式金矿有很大的相似

性，二者间无法截然分开。应该指出的是，蒲塘式金矿化除主要发生在岩体内部外，围岩（尤其是外接触带）也发生了较强的蚀变矿化，蚀变带明显宽于祁雨沟式金矿；而且，围岩中有时可圈出工业矿体或矿体可从岩体内部伸向围岩（河南地调四队，1987a）。

对祁雨沟金矿的成矿过程分析以及建立的矿床成因模式，也同样适用于蒲塘式金矿，两种类型的矿床属"一体多型"（乔怀栋等，1983，邵克忠等，1989）。对祁雨沟式金矿所建立的模式具体到蒲塘金矿则是：荆柴关—淅川—内乡断裂南侧板片在中生代俯冲到陡岭地体之下，形成了斑岩和相应的金矿床。

五、找矿方向

熊耳山地区的祁雨沟矿区附近的斑岩带、卢氏—灵宝地区的斑岩带、合峪—太山庙岩基北侧的斑岩带以及陡岭地体内的斑岩带等，将是有利的寻找蒲塘式金矿的地区。

第四节　矽卡岩型银家沟式金矿的地质特征、成矿规律和找矿方向

银家沟金矿位于灵宝县朱阳乡，110°47′30″～110°49′22″E，34°11′10″～34°12′55″。50年代末被作为铁矿进行勘查，1984年河南地调一队提交其硫铁矿勘探报告，并指出伴生金的价值，1987年开始对金矿化情况调研，1989年提交7.5吨金储量。

一、矿床地质背景

银家沟金矿产于华熊地块的南部，属中元古晚期华熊火山弧的弧前盆地（胡受奚等，1988）。该区内出露了结晶基底、熊耳群、官道口群和栾川群，但以官道口群为主。银家沟矿床则定位于官道口群白云岩地层中。在此近东西向狭长岩带(主要指官道口群的分布)内，发育了马超营断裂和与其平行的一系列近东西向断裂及相配套的北东向断裂，这种断裂构造格局在栾川断裂以北极为醒目，并控制了栾川断裂以北大量中生代中酸性斑岩、爆破角砾岩等小岩体的分布，使得这些小岩体在空间上有明显的方向性、等距性和成带性（胡元第等，1978，河南地调一队，1989）。小岩体多伴有较强的M_o、Cu、Pb、Zn、Au、Ag、Fe、S等矿化。银家沟金等多金属矿床即位于银家沟—夜长坪断裂（NE）与荆彰—石坡断裂(EW)的交叉点上（图3-10）。

二、矿床地质特征

1、金矿体产出。银家沟斑岩体及围岩发生了金、银、钼、铅、锌、硫铁矿等多金属矿化，各矿种均达独立开采要求。自岩体向围岩，矿化分带明显，依次是钼矿化→硫铁矿化→铅锌矿化。钼矿化限于岩体内部，铅锌矿化集中于围岩（官道口群），硫铁矿化发生于接触带。金矿化与硫铁矿化在空间上吻合，在铅锌矿化带亦有矿化发生。已圈定的16个金矿体严格受接触带控制（少数受断裂影响），呈薄板状或透镜状。金储量的90%集中在11号和1号金矿体，它们分别产于Ⅲ号和Ⅱ号硫铁矿体，与硫铁矿体的产状一致（图3-11）。从图3-11还可看出，金矿体产在岩体与碳酸盐地层的接触带，且受接触带形态的影响，具有典型矽卡岩矿床的产出特征。而且，在金矿体和硫铁矿体的产出位置，也恰是矽卡岩最发育的位置，例如，Ⅰ号矿体即有大量矽卡岩发育。

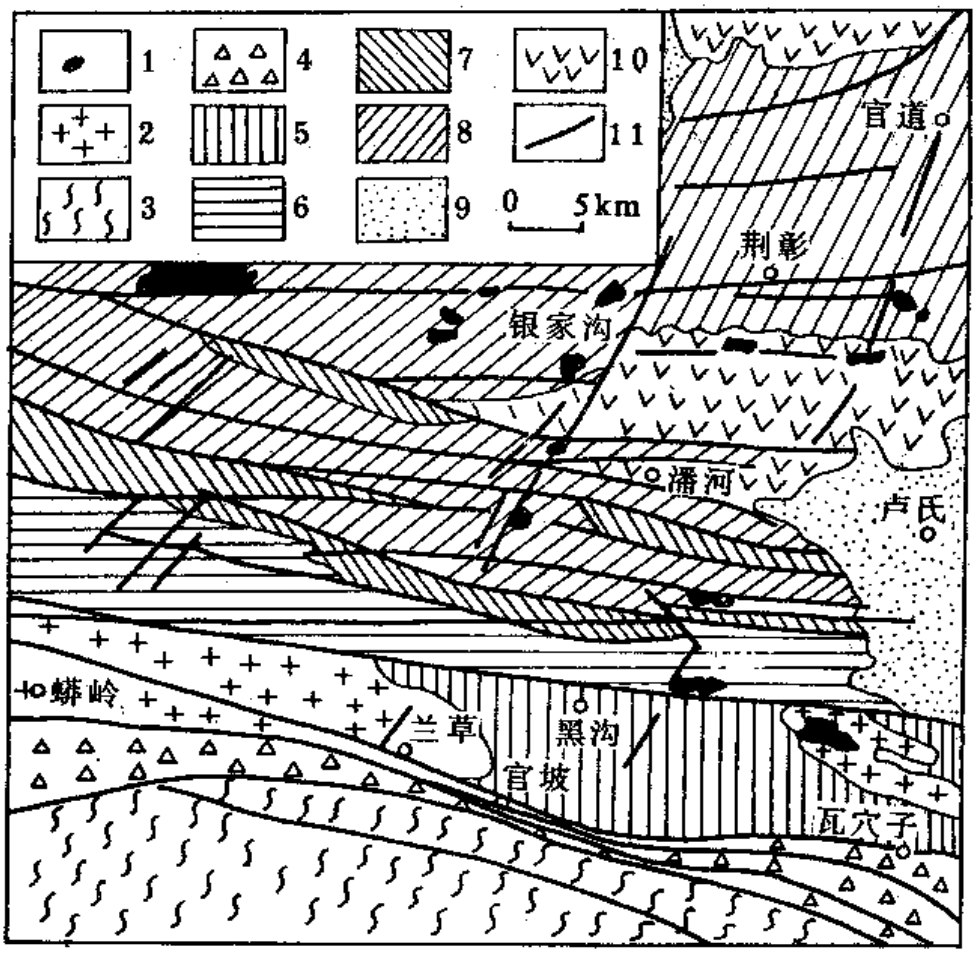


图 3-10　银家沟矿区及邻区地质图(据河南地调一队简化)

1—斑岩类；2—中生代花岗岩；3—秦岭群；4—二郎坪群；5—宽坪群；6—陶湾群(栾川群)；7—晚元古代、早古生代沉积地层；8—官道口群；9—新生界；10—熊耳群；11—断裂.

2、矿石组构。金矿石常呈粒状镶嵌结构和各种交代结构，常见镁橄榄石、粒硅镁石等矽卡岩矿物被蛇纹石、磁铁矿等交代残余，或呈矽卡岩矿物假象。主要有块状、浸染状、角砾状、碎裂状、斑状等构造。

3、矿石建造。组成金矿石的矿物组合从接触带内侧到外侧有较大变化，内侧矿石主要保留岩体的矿物成分，外侧矿石则以围岩白云岩的矿物成分为主，中间矿石的主要矿物是黄铁矿等硫化物。据此，河南地调一队（1989）将矿石分为五种类型（不包括氧化矿石褐铁矿型），即花岗斑岩型、黄铁矿型、多金属硫化物型、菱铁矿型、白云岩型，其中黄铁矿型和多金属硫化物型最为重要。主要矿石矿物是黄铁矿、磁铁矿、方铅矿、闪锌矿、黄铜矿等，脉石矿物以菱铁矿、白云石、石英、绢云母、高岭石为主，常见菱镁矿、粒硅镁石、石榴子石、透辉石、透闪石、阳起石等矽卡岩型矿床特有的或常见的矿物。

4、矿化及蚀变。矿体及围岩内常见的蚀变是菱镁矿化、矽卡岩化（狭义）、钾化（钾长石化、黑云母化）、钠化、黄铁绢英岩化、硅化、泥化（高岭土化、水云母化）、碳酸盐化（菱铁矿化、锰白云石化、铁锰碳酸盐化）。据交代穿插关系，总体可分为三期若干阶段。早期为岩浆期蚀变，包括菱镁矿化阶段、矽卡岩化阶段、碱交代（钾钠化）阶段；中

期为岩浆晚期混合热液蚀变，包括黄铁绢英岩化阶段、石英（硅化）一硫化物阶段；晚期为岩浆期后循环雨水蚀变，包括泥化和碳酸盐化。勘探表明，中期是最有利的金矿化期。蚀变对岩性有选择性，钾化、钠化、绢英岩化、泥化主要发生在岩体内，菱镁矿化、碳酸盐化、硅化及伴随的铅、锌硫化物化主要发生在官道口群的白云岩中，矽卡岩化、黄铁矿化则主要发生在接触带。

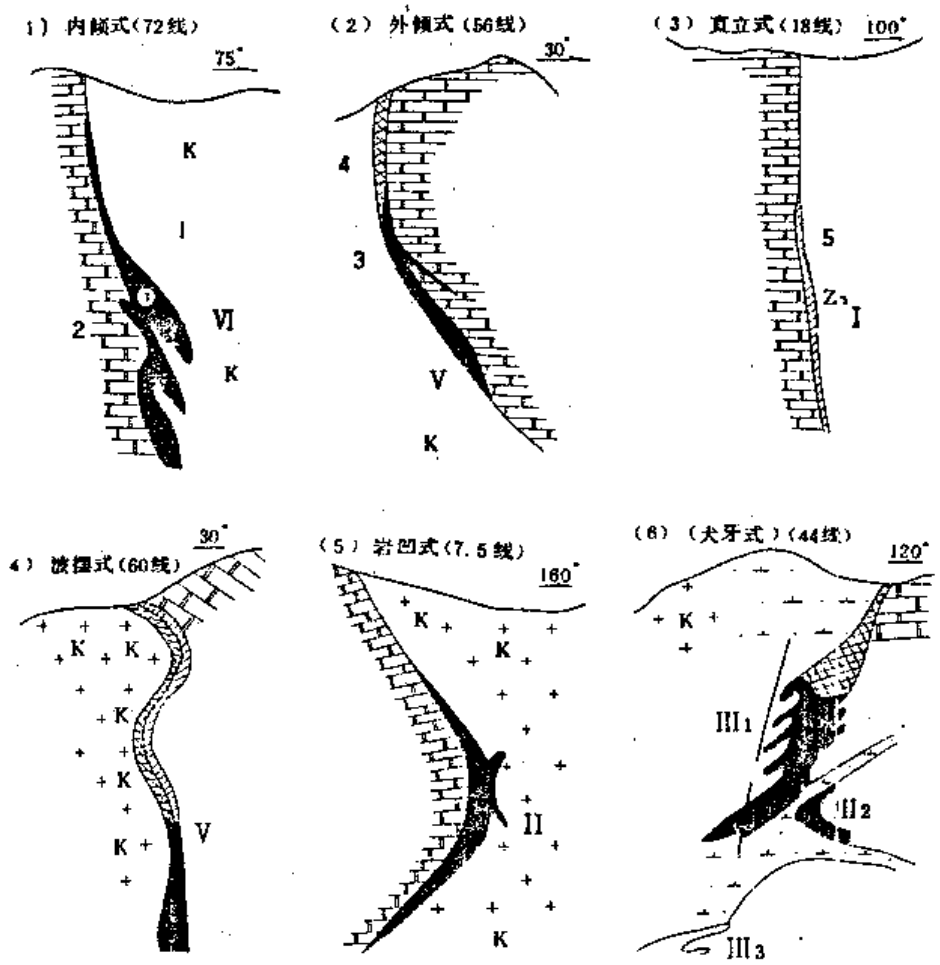


图 3-11　银家沟金矿体及其所在的硫铁矿体的产状(据郭抗衡提供)

1—花岗斑岩岩体；2—官道口群白云岩；3—金、硫铁矿矿体；4—磁铁矿矿体；5—锌、铅矿体。

5、矿化富集规律。①矿化严格受接触带控制，与矽卡岩化和硫铁矿化在空间上一致。②矿石黄铁矿含量高时矿化好，③硫化物细脉穿插硫铁矿矿石时矿化好。④绢英岩化强时矿化好。

6、自然金赋存状态。矿床中未见金的矿物，更不见明金，表明金是以显微金的方式赋存的。此与典型矽卡岩型金矿难以见到明金的特征一致（Bache，1987；博伊尔，1984）。

三、矿床地球化学

（一）包裹体地球化学及成矿物理化学条件

据地调一队（1984c，1989）资料，矿床 117 件中细粒黄铁矿的爆裂温度在 200～260℃，黄铁矿是在岩浆晚期晚阶段结晶的；而该期早阶段形成的中粗粒黄铁矿的温度在

270～290℃．所以，认为Ⅱ期矿化温度集中在200～300℃范围．爆裂法和均一法测温结果表明，Ⅲ期（岩浆期后）矿化的温度主要集中在190～220℃，Ⅰ期（岩浆期）矿化温度在290～520℃，其中菱镁矿化阶段的均一温度为470～520℃，以磁铁矿体形成为特征的矽卡岩化阶段的形成温度在410℃左右，以辉钼矿为特征的碱交代（包括早期黄铁绢英岩化）阶段温度在290～350℃．上述从早到晚矿化温度是逐渐降低的，表明所进行的矿化期、阶段的划分并无绝对的界限。结合其他方面的资料，认为成矿溶液是从以岩浆热液为主，逐渐加进循环的雨水。上述特征与典型矽卡岩型矿床是一致的。

在均化测温的样品中，多见有含固相子矿物（NaCl和KCl）的多相包裹体，表明成矿溶液中Cl含量高，盐度大，与岩浆热液矿床（尤其是矽卡岩型矿床）特征一致。

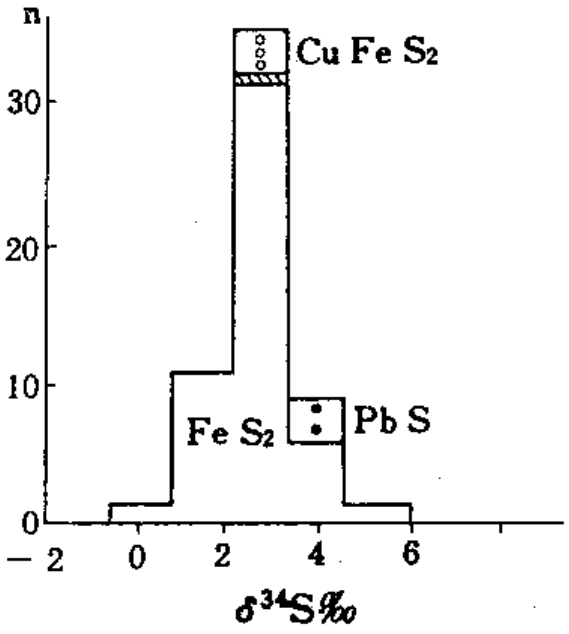


图3-12 银家沟金矿硫同位素组成
（郭抗衡提供）

（二）同位素地球化学及成因意义

1、硫同位素．50个黄铁矿$\delta^{34}S‰$变化于-0.3～5.8，平均2.62；其中80%的样品处于1.5～3.5；频布图塔式效应明显(图3-12)．显示了深源硫或硫高度均一化的特征，认为硫主要来自深部，与岩浆同源；由于略偏正值，表明在包括矽卡岩化的成矿作用中，官道口群白云岩系中的少量硫酸盐活化并向成矿溶液提供了部分重硫，使矿床硫同位素组成略高于陨硫．该矿床中黄铜矿$\delta^{34}S‰=2.1$，磁黄铁矿$\delta^{34}S‰=2.2$，与黄铁矿相似；方铅矿$\delta^{34}S‰=3.4～3.7$，高于黄铁矿等，与平衡的硫同位素分馏模式（黄铁矿＞方铅矿）相矛盾。方铅矿$\delta^{34}S‰$偏高的现象是如何造成的呢？前述的矿化分带规律中，方铅矿主要产在外接触带或围岩地层中，成矿溶液受地层中硫酸盐的影响较大，有较多的地层硫参与到方铅矿中，导致方铅矿$\delta^{34}S‰$高于主接触带之黄铁矿的现象。此恰证明矿石硫来自岩浆和地层，双交代作用或者说矽卡岩化作用提供了矿石硫．同时，从早到晚，由接触带到外围，$\delta^{34}S‰$逐渐增高（徐国凤，1985）的事实也说明上述认识。

表3-10 银家沟金矿铅同位素组成(引自徐国凤，1985)

序号	样号	样品	$\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}$	$\frac{^{207}Pb}{^{204}Pb}$	$\frac{^{208}Pb}{^{204}Pb}$	μ	$\frac{Th}{U}$
1	6405-150-K	斑岩体之钾长石	17.469	15.459	37.807	9.30	3.94
2	616-650-Ga	矿石之方铅矿	17.439	15.497	37.902	9.38	4.01

2、铅同位素。表 3–10 为银家沟岩体及矿石的铅同位素组成，图 3–13 中落在地幔线与造山带线之间，表明铅属深源性质。另外，矿石铅较岩体铅更偏向造山带演化线，也更趋近上地壳线。表明矿石铅受到了浅源铅的混染。由此可知，矿石铅不可能全由岩浆提供，至少应有一部分来自地层，即铅是双源的，或者说矽卡岩化等提供部分铅。

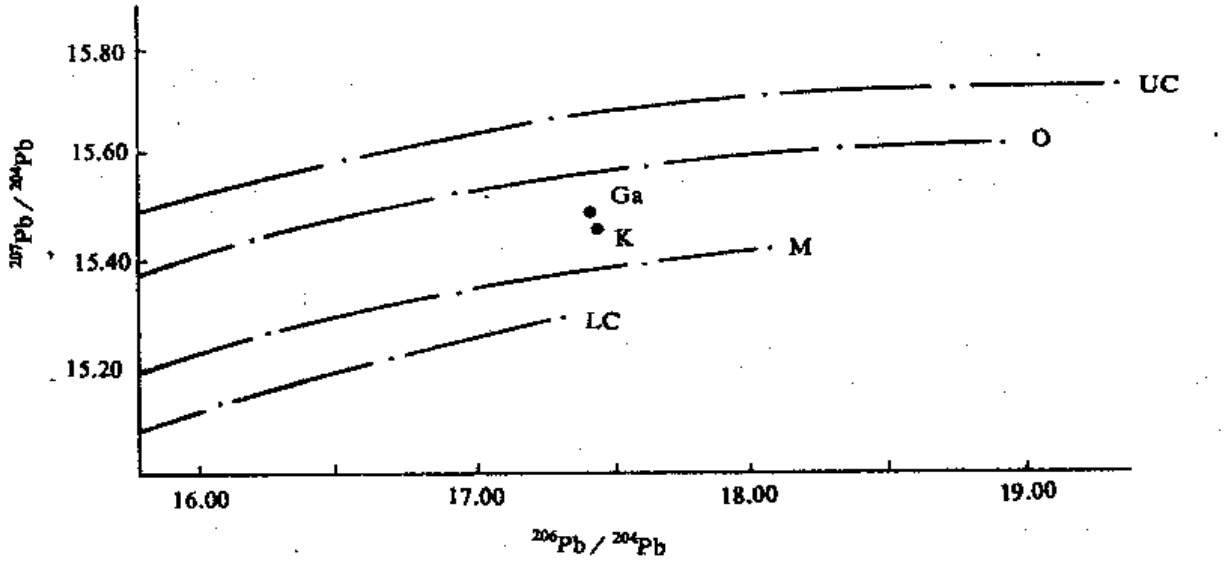


图 3–13　银家沟金矿铅同位素构造模式

（三）元素地球化学

1、矿石元素综合分析。图 3–14 是矿石 R 型聚类分析结果，从图可以看出，金与锌相关最好，次为铜、硫、铁等元素，它们都显示了清楚的正相关。勘探表明，上述元素的矿化往往是重叠的，已圈定的金矿体多在硫铁矿体内，也有一个金矿体与锌矿体重合。金与 F、SiO_2、MgO、CaO、Al_2O_3 等明显负相关，表明富 MgO、CaO 的白云岩和富 Al_2O_3、SiO_2 的岩浆岩均不是有利的矿化体，它们必须经过较强的交代蚀变而发生去 MgO、CaO 或去 Al_2O_3、SiO_2 的作用方可成矿，而此作用恰是岩体与地层接触带上的矽卡岩化作用，表明矽卡岩化是有利的金矿化作用。金矿体与矽卡岩同发育于接触带即是有力证据。

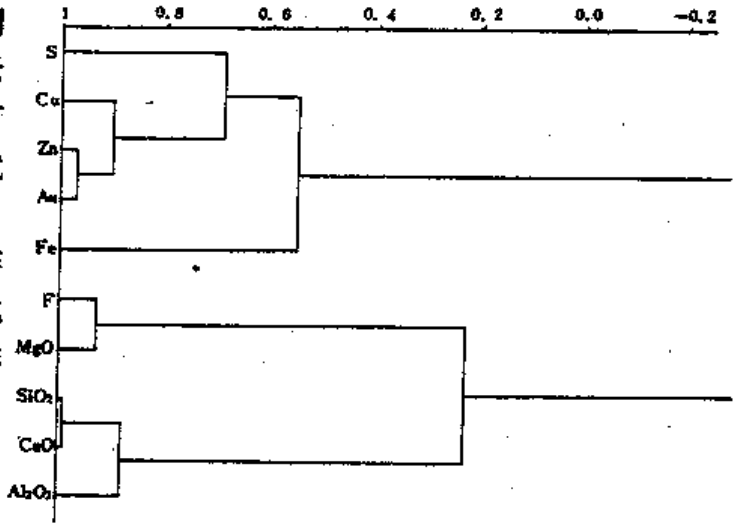


图 3–14　银家沟金矿矿石元素 R 型谱系图

2、矿化元素地球化学分带。由岩体中心向外，矿床分带是：中心细脉浸染状钼矿化→内接触带铜钼矿化及黄铁矿化→主接触带黄铁矿及多金属矿化→外接触带铅锌矿化。在主接触带内，由内向外矿化元素变化是 Mo、Cu→Zn、Pb→Ag→

Mn；矿物变化是黄铁矿→磁黄铁矿、黄铁矿→闪锌矿、菱铁矿→闪锌矿。金矿主要在主接触带内，外接触带为次，岩体中心的磁铁矿、辉钼矿矿化带则没有金矿体。

3、蚀变地球化学分带：中心是钾化、钠化、黄铁绢英岩化，伴有钼、磁铁矿等矿化；围岩主要是菱镁矿化、碳酸盐化，伴铅锌矿化；接触带主要是矽卡岩化、菱镁矿化、黄铁绢英岩化、硅化、泥化、碳酸盐化，伴硫铁、铜、铅、锌及金、银矿化。

四、矿床及含矿岩体成因讨论

（一）矿床成因类型和矿化过程

1、矿床成因类型的确定。银家沟矿床经历了多次的勘查，也进行了多方面的研究，积累了不同的成因认识。矿床勘查早期，即50年代末，以勘查铁矿资源为主，郭抗衡等认为该矿是接触交代—热液型，即矽卡岩型。70年代，中南地质研究所提出钼矿是斑岩型，硫铁多金属矿床是热液型。80年代初期，徐国风等通过对矿床矿物学研究，认为银家沟各类矿化属斑岩型。1984年河南地调一队提交硫铁矿勘探报告时，提出矿床属与斑岩有关的热液交代型。1988年，胡受奚等认为该矿是斑岩型—矽卡岩型矿床。1989年，河南地调一队认为金银多金属硫铁矿床属斑岩型—矽卡岩型。从上述各观点可以看出，本矿床的形成与岩浆作用有密切的关系是不可否认的，无疑属浆控系列的矿床。前述矿床的特征表明它不可能是爆破角砾岩型；在斑岩型和矽卡岩型（接触交代型）之间，钼矿化显然属斑岩型，但硫铁多金属矿化似乎与斑岩型矿床的特征不太符合。事实上，在斑岩型矿床中，几乎没有斑岩型硫铁矿及相伴矿化的实例。作为独立的金矿化，根据笔者拟定的金矿成因系列和类型划分方案，银家沟金矿属典型的矽卡岩型矿床，具体理由是：①银家沟岩体侵位于官道口群白云岩地层中，在岩体与白云岩的接触带应该发生接触交代作用（矽卡岩化作用）及相伴的硫铁、金等矿化作用。②金、银、硫铁矿等多金属矿化严格受接触带控制，金矿体产在主接触带内。③矿化蚀变的菱镁矿化、矽卡岩化（石榴子石化、透辉石化、透闪—阳起石化等）等是接触交代作用的特征性蚀变现象，也是矽卡岩型矿床所特有的蚀变。④接触带有矽卡岩（狭义）发育，Ⅰ号硫铁矿及伴生的金等矿化产于矽卡岩中。⑤硫铅同位素资料表明，矿石硫来自岩浆和地层，证实双交代作用对矿床形成的重要贡献。⑥测温结果显示了矿化是从高温到低温的连续过程，是矽卡岩型矿床成矿的一般特征，而与非浆控系列热液金矿床的特征不同（后者常没有400℃以上的热液金矿化作用）。⑦矿石的结构(矽卡岩矿物假像)和矿物成分(镁橄榄石、粒硅镁石等）具有矽卡岩型矿床的特征。⑧元素相关分析和蚀变矿化分带显示矽卡岩化是有利的金矿化作用。⑨金的赋存特征与矽卡岩型金矿床一致。⑩矿床类型的确定是一复杂的矿床地质问题，应综合分析成矿的多方面因素；仅根据黄铁矿、磁铁矿的某些矿物学特征与一般矽卡岩型矿床之黄铁矿、磁铁矿的特征有差别，与斑岩型矿床中这些矿物相似，即否定银家沟矿床是矽卡岩型矿床的做法是欠妥的。

2、矿床蚀变矿化模式。银家沟岩体的上侵将深部的含矿溶液带上来，岩浆溶液与地层接触交代，活化萃取了地层中的成矿物质，形成双交代成矿溶液，在接触带发生硫铁、金等矿化蚀变，此即Ⅰ期（岩浆期）矿化。岩浆的冷凝结晶晚期，深部喷气作用和岩浆结晶分异作用形成了岩浆热液，温度的降低使岩浆冷凝收缩，循环的雨水溶液大量加入，造成了浅部溶液和深部溶液的混合，形成的岩浆—雨水混合热液对成矿极为有利，在接触带（两种溶液的最佳混合带）发生了强烈的金等矿化及蚀变现象。此即Ⅱ期（岩浆晚期）矿

化．岩浆结晶后，深部喷气作用也慢慢结束，岩体附近已没有岩浆溶液活动，只有循环的雨水溶液交代、蚀变和矿化，此时成矿温度低，成矿物质靠雨水淋滤围岩获得，矿化程度较弱，属Ⅲ期（岩浆期后）矿化。

（二）含矿岩体的特征及成因

1、银家沟岩体的特征．岩体总体呈不规则环状，向围岩有较多的支脉穿入．出露面积约 0.6km^2。组成岩体的岩石类型有钾长花岗斑岩、石英闪长斑岩、黑云母二长花岗斑岩、二长花岗斑岩等，岩体边缘或外侧有隐爆相的角砾熔岩、凝灰岩．钾长花岗斑岩位于岩体中心，构成岩体主体，钾长石 55.9%，石英 27.2%，斜长石 10%，次要矿物是黑云母等．属中酸性岩类．黑云母石英二长斑岩呈后期岩脉切入。

2、主元素地球化学．银家沟岩体主元素成分见表 3-11，低的 SiO_2 含量表明其属中酸性岩类，具有同熔型的特征，指示岩浆来源较深．但是，化学成分上又显示了强烈的富钾贫钠、钙、铁、镁等特征，岩体 K_2O/Na_2O、K_2O/SiO_2 值极高，与徐克勤等（1982）划分的同熔型花岗岩特征差别较大，与改造型花岗岩接近，指示其源岩物质成熟度高。

3、稀土元素地球化学。表 3-12 中，银家沟岩体 ΣREE 高于豫西典型的中生代改造型花岗岩（伏牛山岩体），ΣCe/ΣY 低于后者，δEu 也低于后者。显示出它们在成因等方面的差别．δEu＝0.75～0.99，平均 0.80，仅显弱的 Eu 亏损，此与豫西和华南改造型花岗岩差别明显，与同熔型花岗岩一致（豫西同熔型花岗岩 δEu＝0.43～1.07，除夜长坪钾长斑岩为 0.56 和上房石英斑岩为 0.43 外，其余均大于 0.60）。

表 3-11　银家沟成矿岩体主要岩石化学成分(引自河南地调一队，1989)

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	TiO_2	K_2O	Na_2O	MnO	P_2O_5	H_2O^+	灼减
钾长花岗斑岩	70.06	13.35	3.33	0.20	0.31	0	0.325	9.50	0.38	0.015	0.092	0.93	2.65
	69.00	13.24	1.68	1.15	0.78	0	0.300	9.50	0.52	0.01	0.115	0.99	2.62
	70.66	14.09	3.18	0.65	0.31	0.79	0.375	6.52	0.32	0.01	0.173	1.49	2.81
平　均	69.91	13.56	2.73	0.67	0.47	0.26	0.333	8.51	0.41	0.01	0.127	1.14	2.69
二长花岗斑岩	62.10	12.85	4.63	1.91	3.03	1.37	0.38	5.60	0.94	1.37	0.18	2.44	5.27
	66.44	13.49	2.6	1.53	2.15	0.97	0.33	6.17	1.00	0.97	0.20	2.20	4.56
平　均	64.27	13.17	3.62	1.72	2.59	1.17	0.36	5.89	0.97	1.17	0.19	2.32	4.91
石英闪长斑岩	65.40	13.99	4.10	0.22	0.60	1.45	0.43	6.40	1.74	0.13	0.16	0.87	4.72
	61.62	11.58	12.10	0.13	0.30	1.45	0.25	4.42	0.18	0.01	0.075	0.34	7.97
	64.38	13.94	6.80	0.09	0.29	0.91	0.46	5.14	0.30	0.03	0.07	/	6.90
平　均	63.8	13.17	7.67	0.15	0.40	1.27	0.38	5.32	0.74	0.06	0.10	0.61	6.53
中国花岗岩(黎彤)	71.27	14.25	1.24	1.62	1.62	0.80	0.25	4.03	3.97	0.08	0.16		

表 3-12 银家沟岩体稀土参数及其与典型岩石对比

序号	岩石类型	样数	ΣREE	ΣCe/Σy	δEu	富集系数
1	银家沟钾长花岗斑岩	4	319.97	8.08	0.75	1.10
2	银家沟二长花岗斑岩	2	182.33	8.84	0.81	0.62
3	银家沟黑云石英二长斑岩	1	296.50	7.84	0.99	1.02
4	银家沟各类岩石平均	7	277.29	8.26	0.80	
5	伏牛山斑状花岗岩	12	320.21	9.31	0.59	1.09
6	伏牛山细粒花岗岩	10	200.04	7.33	0.55	0.68
7	伏牛山混合岩	25	184.00	10.03	0.75	
8	伏牛山岩体总平均	47	222.19	9.06	0.67	

1～3 号引自刘长命等(1985)，5～7 引自胡受奚等(1988)。

4、锶、氧同位素组成及意义．已获得岩体（$^{87}Sr/^{86}Sr)_i=0.7074$，该值与徐克勤等(1982) 划分的同熔型花岗岩类（$^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 值一致，胡受奚等(1988)已将该岩体作为同熔型花岗岩．应该指出，银家沟岩体的（$^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 值与豫西燕山期同熔型小岩体的（$^{87}Sr/^{86}Sr)_i=0.7061\sim0.7098$(7 个数据)一致，也与同期的改造型花岗岩的（$^{87}Sr/^{86}Sr)_i=0.705\sim0.713$（主要集中在 0.705～0.709）相一致，比加里东期改造型花岗岩（$^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 值（灰池子 0.705，五朵山 0.705，老君山 0.702）还高．表明该岩体与豫西同熔型、改造型花岗岩在成岩物质基础上并无根本差别。

已获得银家沟岩体花岗斑岩全岩 $\delta^{18}O‰=12.10$、钾长石单矿物 $\delta^{18}O‰=11.01$(董有提供)，与徐克勤等划分的华南改造型花岗岩 $\delta^{18}O‰>10$ 相一致，明显不同于华南同熔型花岗岩类($\delta^{18}O‰<10$)．而且，银家沟岩体 $\delta^{18}O‰$还高于豫西改造型花岗岩（灰池子 9.24，五朵山 9.78，老君山 7.81～9.25；伏牛山岩体细粒花岗岩为 8.54～12.08，平均 9.45，伏牛山岩体之似斑状花岗岩为 7.35～13.89，平均 9.22），而与豫西其它同熔型花岗岩的氧同位素组成（18 个全岩数据范围为 7.2～11.08，11 个石英单矿物数据范围为 9.17～11.3）相近或略高．表明银家沟岩体具有颇为成熟的物源，或者说成岩物质的大部分属成熟度较高的壳内物质．

5、岩体的时代．构成银家沟斑岩体主体的钾长花岗斑岩的 Rb-Sr 等时线年龄为 152Ma，K-Ar 年龄为 172Ma．表明斑岩体形成于燕山期，即侏罗纪．

6、岩体的成因模式．银家沟岩体的特征似乎兼有同熔型、改造型（南京大学地质系，1980）的特征．其产出特征、SiO_2 含量、稀土元素配分型式和锶初始值均与华南同熔型花岗岩一致，也与豫西的同熔型岩体一致。但其钾长石含量高、K_2O 高、K_2O/Na_2O 高、$\delta^{18}O‰$高等特征与华南和其他地区的改造型花岗岩一致，其$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$也不低于豫西的改造型花岗岩．因此，单凭地球化学标志是难以准确判别银家沟岩体的成因类型和形成机制．毋庸置疑，银家沟岩体不可能是 B 型俯冲的产物，因为当时豫西地

区已不存在洋壳．那么，银家沟岩体只可能通过沿深大断裂的同熔作用（南京大学地质系，1980）或改造型花岗岩的形成作用形成．由于侏罗纪时豫西地区存在广泛而强烈的陆内俯冲（胡受奚，1988；胡志宏，1990；贾承造，1988；陈衍景等，1987，1990g，1991d），而陆内俯冲可以形成改造型花岗岩，也可形成同熔型花岗岩（胡受奚，1988），故银家沟岩体的成因可以通过分析陆内俯冲作用解释．中生代时，沿朱夏断裂向北的陆内俯冲首先在瓦穴子断裂与栾川断裂之间形成花岗岩基—蟒岭岩体，然后在栾川断裂以北形成包括银家沟岩体在内的斑岩带。银家沟岩体是同熔型或改造型取决于俯冲板片是否插进地幔和有多少地幔物质参与到岩浆的形成作用．若俯冲板片未进入地幔，或者虽进入地幔但成岩物质仍由俯冲板片提供，则属改造型；若板片进入地幔，并且地幔和俯冲板片都提供了较多的成岩物质，则属同熔型（图 3-15）。基于目前缺乏板片进入地幔的地球物理证据和令人信服的理论机制，加之岩体在 K_2O、K_2O/Na_2O、$\delta^{18}O‰$、$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 等表现出改造型的特征，即成熟陆壳提供成岩物质，只是岩体产出特征和稀土特征表现出同熔型的性质．故认为银家沟岩体主体属改造型．

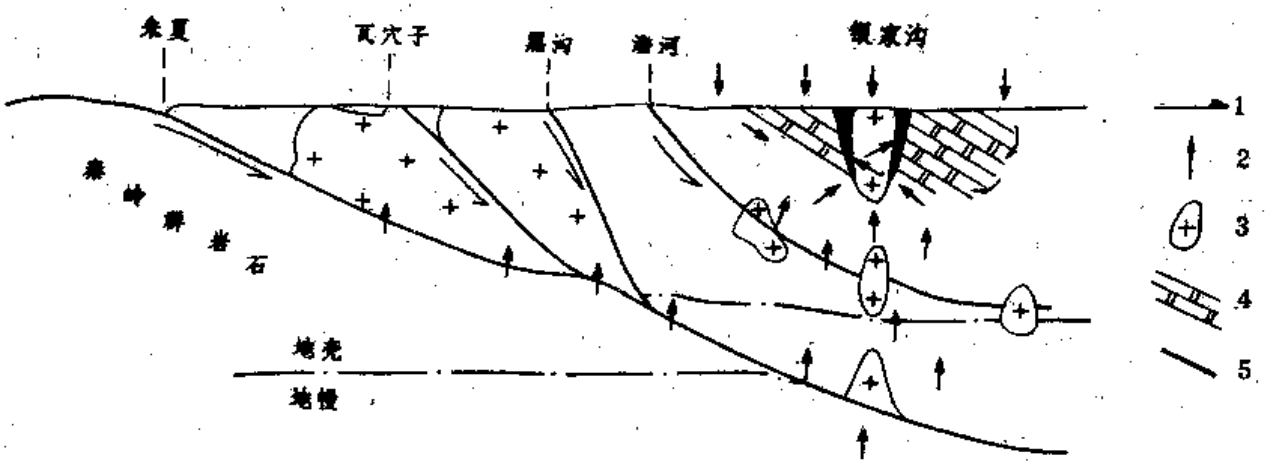


图 3-15　银家沟金矿成岩成矿模式

1—断裂运动方向；2—热液运移方向；3—岩浆岩；4—地层；5—矿体

五、找矿方向

作为矽卡岩型金矿的银家沟式金矿的找矿工作长期没有受到足够的重视。由于国内学者将斑岩型矿床的范围扩大，使得矽卡岩型金矿一直没有被认识，银家沟金矿也被归入斑岩型矿床内．这给有效地寻找银家沟式金矿带来困难。在正确认识了银家沟式矿床的特征和成因之后，可以将该类矿床的靶区首先限定在碳酸盐发育区，如豫西的官道口群、栾川群、秦岭群等分布区。其次，再把靶区缩小在对矽卡岩型矿床形成有利的小岩体发育区，如灵宝—卢氏斑岩带等．目前的资料表明，灵宝南部、卢氏、栾川地区是中酸性小岩体和碳酸盐地层良好的发育区，应是找矽卡岩型金矿的重点地区。

第五节　微细浸染型祈子堂式金矿的地质特征、成矿模式和找矿方向

祈子堂金矿位于镇平县城北 7 km 处的刘家岗一带，约 33°06′26″N, 112°13′52″E 附近。该矿曾被胡受奚教授等（1988）作为类卡林型金矿研究。此处旨在补充些更详细的资料，并讨论其成因和找矿方向。

一、成矿地质背景

矿床产于朱夏断裂北侧不足 10 km 的范围，属加里东期褶皱造山带。区域内大面积出露二郎坪群和古生代花岗岩基（四棵树岩体等），矿床产于雁岭沟副变质岩系的推覆体内。雁岭沟副变质岩推覆体是在中生代仰冲在二郎坪群之上的，与此伴随有强烈的岩浆作用、构造作用和成矿作用等。祈子堂金矿北部有较多的中生代斑岩体，有些已矿化，如南河店花子岭铜—铌—钽矿、南召花坪钨钼矿等。祈子堂矿区附近断裂构造发育，多为与朱夏断裂平行、倾向 SW 的逆断层，在这些断层内发生了硅化、红化（褐铁矿化等）等蚀变（表 3-13），并发生了金、银、铅、锌等矿化。祈子堂金矿区的祈子堂金矿点（图 3-16）、蚕头山金矿点等均属此类矿化。矿床的赋矿围岩是雁岭沟副变质岩系的含石墨大理岩、白云质大理岩、变粒岩和片麻岩等。崔亳等（1982）对其剖面金丰度研究结果如表 3-14，各类岩石金丰度不高于 2.0ppb，466 个样品计算总丰度为 1.1ppb，略低于区内 37 个花岗岩的金丰度 1.4ppb，高于 44 个白垩系岩石的金丰度 0.9ppb。

表 3-13　祈子堂矿区控矿、容矿断裂构造特征(据崔亳等，1982)

编号	断裂位置	长(m)	产状	性质	断裂带现象
F_3	蚕头山—白庙水库	7000	180–210∠45–65°	压扭	破碎、硅化、褐铁矿化、矿化
F_4	山王庄—周家	7000	180–210∠67–85	压扭	糜棱化、褐铁化、硅化
F_5	档子沟—王岗北	3300	205∠75–85	压	硅化、褐铁化、矿化
F_6	唐庙后—康四北	1700	210–235∠73	压	硅化、赤铁矿化
F_7	山王庄—朱家庄西	4000	210–233∠60–72	压扭	
F_8	黄枝崖—土洞河	2400	210∠?	压	硅化、褐铁矿化、金矿化

二、矿床地质特征

1、矿体产出。矿化严格受 NWW 向断层控制，矿体赋存在 NWW 向断层内，产状与断层基本一致（图 3-17，表 3-15），倾向南西至南东，与更南的朱夏断裂倾向相反，但与赋矿围岩倾向一致。矿体与围岩界线较清楚，多呈脉状、似层状、薄板状、透镜状等，或在两组断裂交汇处呈管状等（蚕头山）。

2、矿石组构。常见结构是糜棱结构、碎裂结构、隐晶—显微交代变晶结构、交代残留结构、粒状结构、梳状结构等。矿石构造以角砾状构造、块状构造、网脉状构造、条带状构造、土状构造等为主。

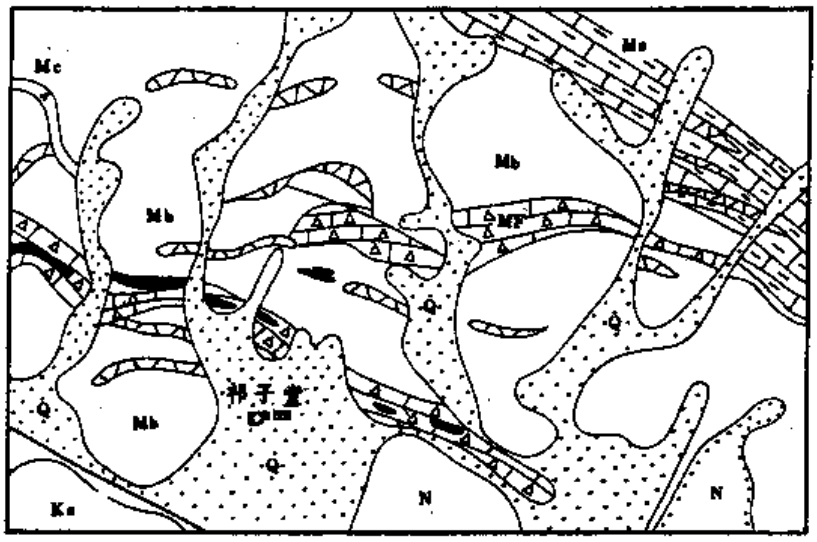


图 3-16　祁子堂金矿区地质图(引自胡受奚等, 1988)

MS—含石墨大理岩；Mb—白云石大理岩夹蛇纹石大理岩；MF—铁染碎裂白云石大理岩；Mc—白云石大理岩；N—第三纪砂砾岩；Q—第四纪堆积；黑色透镜体为金矿体(Mb 中夹层为斜长角闪片岩)；Ks—白垩系。

表 3-14　祈子堂矿区雁岭沟剥变质岩建造及其他岩石的金丰度(ppm)

	Au		Pb		Zn		Cu		PbZnCu
岩性	样数	含量	含量	Clark	含量	Clark	含量	Clark	样数
砂砾岩	8	0.0010	8.5	7	92.5	16	31.25	5	8
粉砂岩	12	0.00103	8.0	7	83.3	15	32.0	5	12
泥灰岩	24	0.0009	8.75	9	61.7	20	21.3	4	24
斜长角闪岩	22	0.0010	11.8	20	97.6	95	34.7	45	30
含石墨白云石大理岩	53	0.0010	8.7	9	51.5	20	11.9	4	53
碎裂白云石大理岩*	109	0.0020	16.5	9	53.4	20	14.2	4	114
白云石大理岩	107	0.0007	7.4	9	53.2	20	7.8	4	112
硅质大理岩	12	0.0014	7.2	9	57.5	20	50.5	4	12
条带大理岩	117	0.0006	8.3	9	52.6	20	10.3	4	119
蚀变大理岩	35	0.0009	12.7	9	55.7	20	25.5	4	35
变粒岩	11	0.0019	15.2	20	69.1	60	25.1	20	11

3、矿石建造．矿石可分为糜棱状白云石大理岩型、交代石英岩型和硫化物石英脉型。糜棱状白云石大理岩型矿石硅化程度低，主要矿物是白云石、方解石、石英、褐铁矿、针铁矿、绢云母、蛇纹石、自然金等．交代石英岩型矿石的硅化程度强，大理岩已全部被交代，主要矿物为石英（80～90%以上）、蛋白石、方解石、绢云母、针铁矿、黄铁

矿、自然金等。硫化物石英脉型矿石仅局部发育，主要矿物成分为石英、闪锌矿、方铅矿、毒砂、黄铁矿、磁黄铁矿、辉锑矿、辉银矿、自然铋、菱铁矿等。氧化矿石是赤铁矿石英型或碧玉岩型。

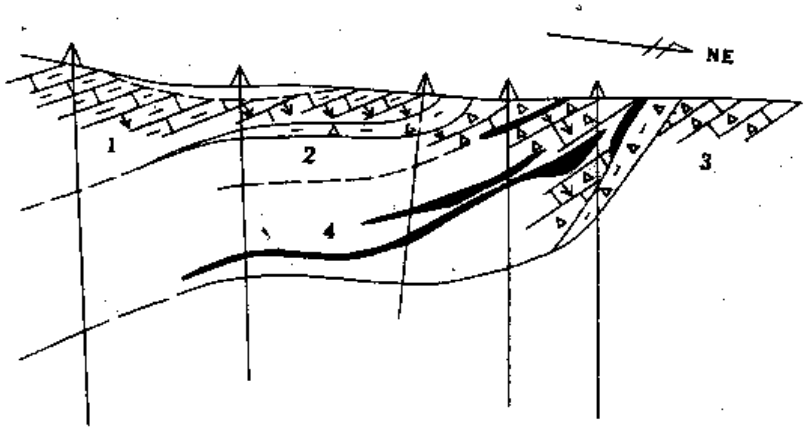


图 3-17　祁子堂金矿勘探剖面示意图

1.绿泥石化、蛇纹石化大理岩；2.断裂带；3.铁染碎裂白云石大理岩；4.金矿体。

表 3-15　祈子堂矿床部分矿体(南矿化带)产状和品位(据河南有色三队，1986)

矿体	长	宽	深	产状	最高品位	平均品位
Ⅱ-1	240	1.49	160	263-340 / SW < 60-77	31.50	4.91
Ⅱ-2	230	1.96	280	265-325 / SW < 55-85	30.50	3.56
Ⅱ-2-1	37	3.87	150	340 / SW < 65	3.95	2.42
Ⅱ-5	100	4.13		290-300 / SW < 46-50	14.56	2.27
Ⅱ-6	200	3.02	150	275-328 / SW < 53-74	18.00	4.23
Ⅱ-8	35	2.48		150 / SE < 12	2.40	1.67
Ⅱ-10	47	0.57		265-289 / SSW < 42-80	4.02	2.40
Ⅱ-11	45	0.65	100	182-289 / SE-SW < 20-47	1.70	1.46
Ⅱ-12	34	0.83		329 / SW < 38		2.49
Ⅱ-13	60	1.22		330 / SW < 63	1.20	1.17
Ⅱ-14	65	2.39	110	270 / S < 40	3.35	1.93
Ⅱ-15	100	1.62		335-20 / SW-NW < 63-50	2.22	1.34
Ⅱ-16*	120	1.18*		335-95 / SWE < 22-41	25.9	9.82
Ⅱ-17	40	1.48		310 / SW < 65	7.52	5.51
Ⅱ-18	30	0.75		280 / SW < 35		1.25
Ⅱ-19	52	1.20		130-180 / SW < 70-28	3.38	2.13
Ⅱ-20	25	0.27		270 / S < 70	4.06	3.08
Ⅱ-21	50	0.40		75-110 / SE-SW < 82-84	3.35	1.71
Ⅱ-22	30	2.96		90 / S < 47		2.49

*　Ⅱ-16产状表达不清，长、宽、深单位为m，品位为 g / t

4、围岩蚀变及分期。矿化蚀变总体可分为三期。Ⅰ期主要是硅化、钾化（表现为云

母类形成)、碳酸盐化、蛇纹石化、黄铁矿化、黄铜矿化等，该期矿化蚀变的面型特征明显，常形成蛋白石或细晶石英的不规则集合体．该期晚阶段蚀变的面型特征不及早阶段明显，有向线型蚀变演化的趋势，蚀变矿化中心向破碎带中心退缩，石英结晶变粗(>0.1mm)，在祈子堂矿区形成交代石英岩，在蚕头山矿点的局部地段出现薄的石英脉．Ⅱ期矿化蚀变的线型特征更为清楚，几乎限于破碎带内发育，主要以石英、碳酸盐、多金属硫化物的细粒一隐晶网脉浸染于Ⅰ期交代石英岩和蚀变矿化带．Ⅲ期蚀变矿化以碳酸盐脉和赤铁矿化沿裂隙发育为特征，并伴有硅化，常形成碧玉岩或假碧玉岩（碳酸盐赤铁矿组合，一般是赤铁白云岩)．

5、矿化富集规律。①NWW 向断层矿化好，NWW 向与其它方向断层交汇处更好。②断层带内岩石破碎程度越高矿化越好。③硅化、赤铁矿化越强矿化越好。④岩溶作用和风化作用强的地带矿化好，红色土状矿石金品位高。⑤风化的硫化物石英型矿石矿化最好，品位在 30～50g／t（未风化矿石 10^{-1}～10g／t)；白云石大理岩型矿化最差，1～3g／t；交代石英岩型居中，一般品位 3～5g／t。

6、金的赋存与成色。祈子堂矿点未见明金，一般情况呈显微自然金嵌布于石英（Ⅱ期为主，Ⅰ期为次）晶隙之中，也见于针铁矿中；呈不规则粒状、枝叉状；粒径一般 1～10μ，最大 50μ，属微细粒．矿区蚕头山矿点风化后的矿石中见到粒径 3mm 的明金。祈子堂金矿金成色 932.2～943.0（河南有色地质三队，1983)．蚕头山矿点金成色为 774.6 (河南地质科研所，1985)。

三、矿床地球化学

(一) 包裹体地球化学

笔者对该矿的包裹体均一法测温结果(表 3—16)表明，晚期矿化温度在 150℃左右，盐度＜10%wt_{NaCl}。据河南地质科研所研究，矿石石英包裹体中 SO_4^{2-} 含量高，Na^+和 K^+含量几乎相等。均一温度在 180～310℃，平均 258℃。

表 3-16　祈子堂矿区部分包裹体特征及温度

序号	样号	矿物	包裹体大小	包裹体类型	气液比*	均一温度	盐　度
1	C-1-3	石英	16×12μ	原生气液	10∶90	147℃	8.81
2	C-1-3	石英	6×3μ	原生气液	5∶95	153℃	
3	C-1-3	石英	16×8μ	含 CO_2	5∶65∶30		6.5
4	C-32	石英	4×2μ	气液	5∶95	149℃	9.47
5	C-32	石英	5×3μ	气液	5∶95	150℃	
6	890422	石英	12×4μ	气液	10∶90	159℃	

* 3 号气液比指气态 CO_2∶液态 CO_2∶水．样品由陈衍景采制．顾国华测试．

(二) 同位素地球化学

1、氢同位素组成。矿石石英 $\delta^{18}O‰$ 如表 3-17，计算其形成的平衡水 $\delta^{18}O‰$ 为 6.25、8.07。此值略高于一般的再平衡岩浆水，更符合变质分泌水的特征．推测成矿溶液主要源自矿区深部的变质作用．应该说明，该石英反映出的是Ⅰ或Ⅱ期成矿热液的特征。

表 3-17　祈子堂矿区矿石石英及平衡水的氧同位素组成

序号	样号	产地	矿石	$\delta^{18}O_{石英}‰$	$\delta^{18}O_{水}‰$	TC
1	C-1-3	蚕头山	赤铁矿石英型	17.08	8.07	258
2		蚕头山		15.26	6.25	258

1 为本文制样，南京大学地球科学系分析中心测试，2 为河南地质科研所资料.

2、硫同位素组成。崔亳等（1982）研究表明（图 3-18），矿石硫同位素变化范围较大（-3.2～9），分布较为分散。表明矿石硫来源复杂，显示了浅源特征。15 件数据之 13 件集中在 5～9 范围，且在该范围内呈现了塔式效应，应指示矿石硫以此种硫源为主，其明显高的正值显示了不太可能源自岩浆或岩浆源物质，更不可能是生物作用，故认为它来自围岩碳酸盐建造中的无机成因的沉积硫。同时，包裹体成分中 SO_4^{2-} 高也表明了这一点。15 件数据中的 1 件闪锌矿出现-3.2 负值，应源自围岩生物硫，围岩之高石墨含量也指示了生物硫存在的可能。

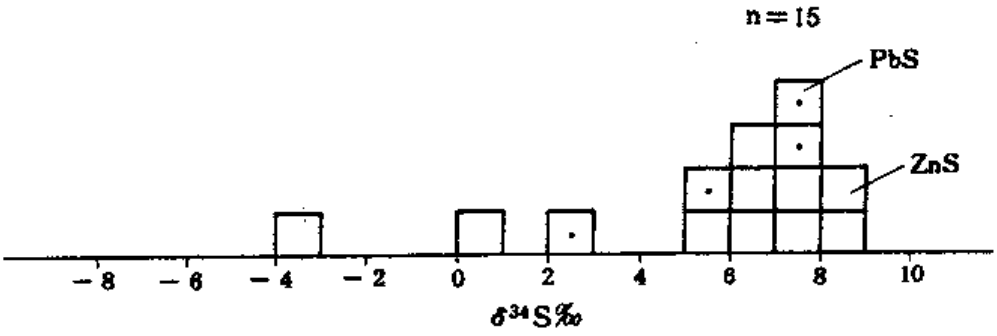


图 3-18　祈子堂金矿矿石硫同位素组成

3、铅同位素组成。笔者将崔亳提供的矿床铅同位素数据(表 3-18)投影在铅构造模式图上（图 3-19）：所有数据均落在上地壳线和造山带线附近，显示了矿石铅属浅源，可能是较成熟的陆壳物质。据此，认为铅来自雁岭沟副变质岩系的可能性最大，也不排除硅铝化程度较高的郭庄正片麻岩建造。但其不可能来自幔源的二郎坪蛇绿岩。

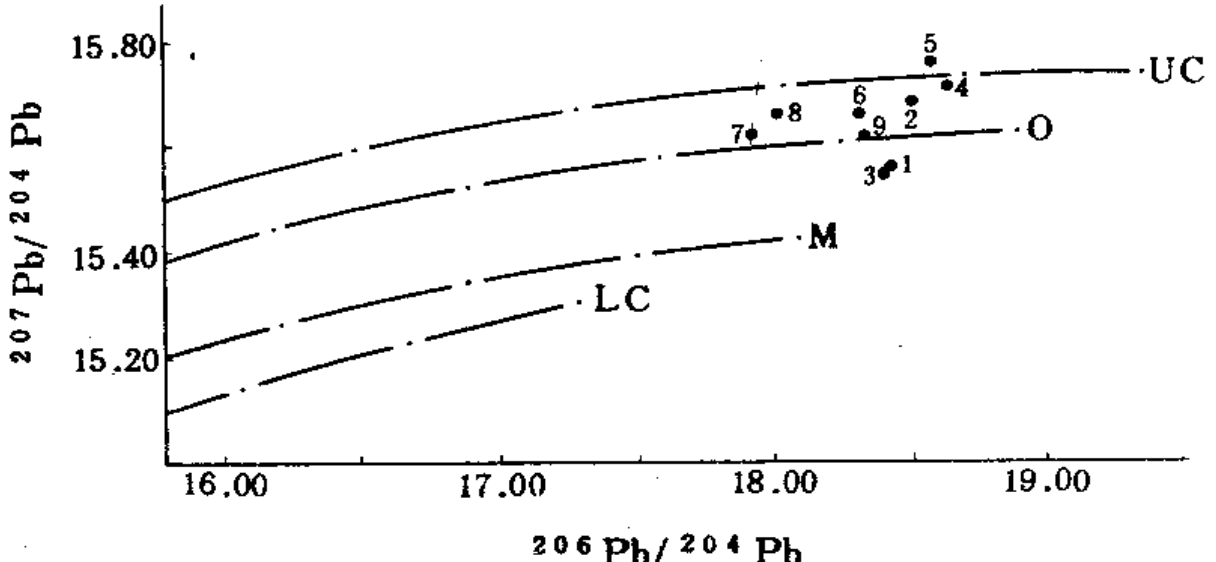


图 3-19　祈子堂金矿石铅同位素组成

表 3-18　祁子堂矿区及邻近矿点铅同位素组成(崔亳提供)

序号	样号	样品地质	测　试	$\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}$	$\frac{^{207}Pb}{^{204}Pb}$	$\frac{^{208}Pb}{^{204}Pb}$	μ
1	C_4	蚕头山古采坑矿石	方铅矿	18.427	15.556	38.430	9.370
2	C_5	蚕头山古采坑矿石	方铅矿	18.517	15.675	38.539	9.595
3	C_6	蚕头山古采坑矿石	方铅矿	18.418	15.544	38.196	9.347
4	C_9	蚕头山古采坑矿石	方铅矿	18.634	15.721	38.737	9.515
5	C_{37}	蚕头山古采坑矿石	方铅矿	18.569	15.755	38.961	9.784
6	L_5	老君山矿点矿石	方铅矿	18.308	15.648	38.208	9.564
7	T_{II1}	云光厂附近铅矿脉	方铅矿	17.893	15.609	38.224	9.538
8	云-2	云光厂附近铅矿脉	方铅矿	17.995	15.645	38.313	9.599
9	云-3	云光厂附近铅矿脉		18.327	15.599	38.528	9.464

（三）元素地球化学

1、矿石微量元素成分特征．表 3-19 为祁子堂矿区三个矿点的矿石微量元素成分，可以看出 Pb、Zn、Ag、Cd、As、Sb 等低温成矿元素含量较高，Cr、Ni、Mo 等高温元素较低，显示矿床属中低温矿化．

表 3-19　祁子堂矿区矿石微量元素表(据崔亳等, 1982)

元素	蚕头山矿点(26)		老君山矿点(20)		祁子堂矿点(28)	
	变化区间	均值	变化区间	均值	变化区间	均值
Pb	1000-100000	20615	100-10000	2320	10-20	13
Zn	30000-100000	96154	300-70000	30015	100-300	129
Cu	300-5000	2026	24-1000	484	10-50	38
Sn	100-12000	1410	X-200	55	<10	6
Mo	5-1000	99	X-30	7		
Cr	X-300	126	X-500	51	X-500	64
Ni	X-10	7	X-100	11	X-10	8
Ag	30-1000	235	3-700	157	X-3	2.4
Cd	100-7000	1123	X-1000	628		
As	300->30000	5592	X-1000	344	X-100	62
Sb	X->30000	2192	X-700	333	X-200	48
Ti	X-30	12	10-3000	382	<100-1000	178
V	8-500	61	X-300	63		
Mn	30-2000	838	70-7000	4303	<100-2000	938

X 代表光谱不显示，单位 ppm. (26)数字代表样品数.

2、矿石元素相关分析，表 3-20 可以看出：Au-As-Sb-Fe-Cu 为同一组矿化元素，各元素相互间呈明显的正相关，表明金矿化是在这组中低温成矿元素矿化时实现的。

表 3-20　祈子堂矿区蚕头山金矿点元素相关矩阵(崔亳等, 1982)

元素	Au	Ag	Pb	Zn	Cu	Sn	Mo	Cr	Ni	Cd	As	Sb	Fe	Ca	Mg
Au	1	0.003	-0.017	-0.410	0.313	-0.017	0.221	0.017	-0.315	0.037	0.750	0.564	0.647	-0.292	-0.189
Ag		1	0.731	0.026	0.638	-0.035	0.030	0.270	0.320	0.156	-0.010	0.126	-0.086	0.216	0.336
Pb			1	-0.014	0.575	0.508	0.529	0.021	0.404	0.023	0.054	0.360	0.145	0.028	0.104
Zn				1	-0.065	0.128	0.001	-0.121	0.123	0.071	-0.405	-0.222	-0.220	0.252	0.328
Cu					1	0.201	0.269	0.196	0.341	0.460	0.483	0.493	0.222	0.076	0.057
Sn						1	0.909	-0.048	0.263	0.018	0.177	0.386	0.443	-0.159	-0.190
Mo							1	-0.098	0.208	0.033	0.403	0.591	0.622	-0.246	-0.250
Cr								1	0.145	0.460	0.167	-0.145	-0.020	-0.142	-0.083
Ni									1	0.182	-0.101	-0.059	-0.209	0.068	0.069
Cd										1	0.466	0.005	0.304	-0.141	-0.149
As											1	0.653	0.708	-0.312	-0.280
Sb												1	0.474	-0.282	-0.224
Fe													1	-0.295	-0.366
Ca														1	0.802
Mg															1

四、矿床成因讨论

1、矿床类型归属。美国西部山区卡林一带微细浸染型金矿床（也有卡林型）的大量开发为在碳酸盐一碎屑岩地区研究和寻找金矿拓宽了思路。基于对美国微细浸染型金矿资料的学习，笔者认为祈子堂金矿具有与典型微细浸染型金矿基本一致的特征（表 3-21），暂将其作为微细浸染型金矿。祈子堂金矿与卡林金矿的差异仅表现在前者赋矿围岩发生了中深程度的变质，但其原岩仍属同类性质。

表 3-21　祈子堂金矿与典型微细浸染型金矿对比

项　目	卡林金矿	祈子堂金矿
构造背景	火山弧区	碰撞造山带
容矿岩石建造	碳硅泥岩建造	中深变质的碳硅泥岩建造
容矿断层	切层断层和层间断层	同斜斜切断层和层间断层
矿体形态	浸染型、脉型	脉型、浸染型
矿石构造	网脉状、角砾状、浸染状	角砾状、网脉状、浸染状
矿化元素组合	As、Sb、Hg、Tl	As、Sb、Hg(辰砂出现)
特征蚀变及表现	硅化、褐铁矿化 有似碧玉岩发育	硅化、褐铁矿化(赤铁矿) 有似碧玉岩和假碧玉岩
金粒度	原生矿无明金，氧化后有明金	原生矿无明金，氧化后有明金
金富集规律	原生矿与黄铁矿关系密切	金与黄铁矿紧密伴生，氧化有富集作用
成矿物质来源	容矿围岩	容矿围岩和侧向源(矿区下部)
热液来源	雨水	变质分泌水，雨水
与岩浆关系	不明显，可能提供热能	不明显
成矿时代	新生代(造山期)	中生代(造山期)
$\delta D‰$	$\delta D‰ = -140 \sim -160$	
$\delta^{18}O‰$水	$\delta^{18}O‰ = 3 \pm 3$，已增高 10 以上	$\delta^{18}O‰ = 6.25 \sim 8.07$
$\delta^{34}S‰$	−16.2～4.2，分散，多源	−3.2～9，分散，多源
铅		浅源(壳源)
温度	175～200℃，275～300℃	180–310℃
包体盐度	3(主矿化) -17.4(晚期)	6.5～9.47

卡林金矿资料据龙伯格等(1988)

2、成矿模式讨论。崔亳等（1982）经过详细的金丰度研究，提出该区各种岩石的金丰度均低，作为矿源层的可能性很小，并指出矿区浅成花岗岩脉的金丰度为 0.9ppb，也同样因低金含量难于成为金矿源。崔亳等的认识突破了 80 年代初及更早时间以强调层控矿床矿源层或容矿建造成矿元素高背景的传统，为正确认识该矿成因提供了良好的基础。笔者认为矿区雁岭沟组的金丰度虽低（1.1ppb），但仍有作为矿源层的可能，事实证明它的确为矿床形成提供了最主要的成矿物质。根据是：①矿区雁岭沟组金丰度低于豫西非矿化区的该套地层的金丰度（2.1ppb），指示金已部分迁出。②硫、铅同位素结果表明矿质不是由二郎坪群或岩浆提供，矿区只剩下雁岭沟组可提供矿源，同时，硫、铅同位素特征支持雁岭沟组为矿源。那么雁岭沟组是如何提供成矿物质的呢？矿床氧同位素研究结果表明是通过变质分泌作用使地层中的金以含金热液的形式迁移到构造带成矿的。但是，雁岭沟组变质作用发生在早古生代（胡受奚等，1988），而赋矿断裂构造是在变质后的中生代发育。同时，矿石构造的复杂性、矿化蚀变的多期性、断裂构造的多期活动性等又证明矿化是和断裂同期脉动发生的，即中生代的多期构造—热液活动导致矿床形成。得出中生代成矿的认识尚为如下资料有力地证明：①中生代时，矿区及更大范围有强烈的构造、岩浆、变质、热液、成矿等地质作用。②矿区新生代沉积物有砂金或砂金矿化，而中生代白垩纪地层尚无砂金异常发现，白垩纪地层也没变质。由上可见，该区中生代如何发生变质作用的问题也就成为矿床形成的最根本问题。笔者等（1984，1986）、王尔康等（1986）在研究福建西部中生代变质岩时所建立的与碰撞造山作用有关的变质作用模式可以应用到本矿

区。结合胡受奚教授（1990）强调的侧向矿源的思想，可以建立与上述各方面资料相吻合的成矿模式（图 3-20）：①中生代华南与华北板块的碰撞导致朱夏断裂带的复活，使秦岭群沿朱夏断裂俯冲在二郎坪群之下。在此俯冲过程中，秦岭群上部的雁岭沟组副变质岩系因其塑性强而被部分拆离，并以棱柱体的形式推覆在二郎坪群之上（可称推覆增生楔），在推覆体内发育一系列与朱夏断裂反倾向、与地层同倾向的同斜斜切断层和层间滑动断层，它们构成了清楚的台阶状断层（已为矿床勘探工作揭示出，图 3-17）。②俯冲下去的秦岭群在新的温压条件下发生了物质的重新调整和组合，即变质作用。导致其中的金、水、硅等成矿元素和矿化剂向上迁移，并在推覆增生楔内的台阶状断层带矿化蚀变。③此变质作用分泌的热液在浅部又活化萃取了部分成矿物质，引起了浅部热水溶液或地下水的循环。同时，下部的摩擦生热所引起的热能又为浅部水溶液的循环提供了能量，致使浅部地层的成矿物质被淋滤迁移到断层带富集成矿。④俯冲盘的继续下插使得某些高温成矿元素和花岗质成分的物质也部分熔融并上迁，在矿区更北的范围形成了南河店花子岭斑岩 Cu-Nb-Ta 矿和南召花坪斑岩 W-Mo 矿。

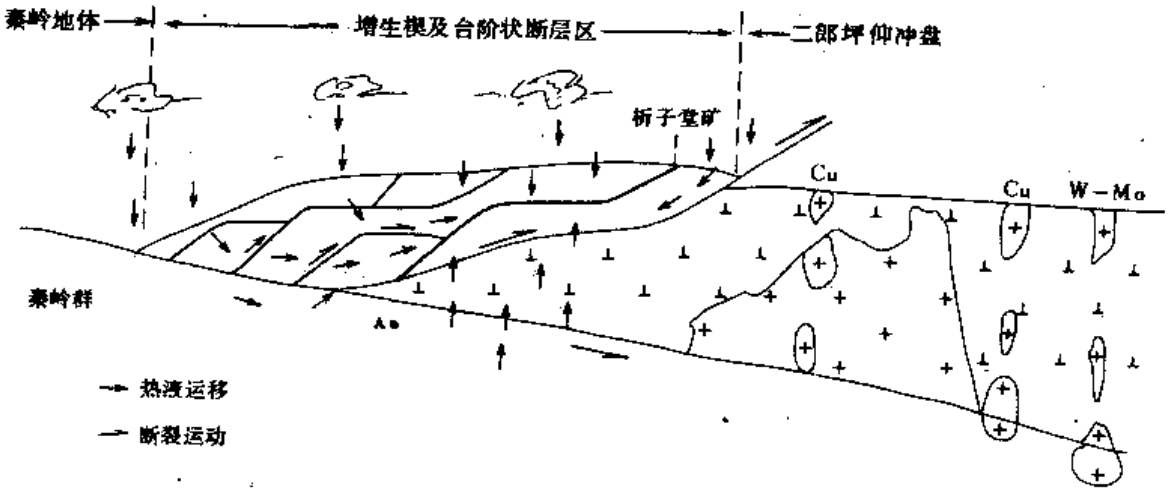


图 3-20　祈子堂金矿成矿模式示意

五、找矿方向

微细浸染型金矿的找寻在豫西一直没有得到足够重视，更乏相关的基础地质研究。我们认为，豫西地区发育了大量变质的碳硅泥岩建造，如水滴沟群孔达岩系、官道口群、栾川群、陶湾群、雁岭沟副变质建造、歪头山组变质火山岩—碎屑岩—碳酸盐建造、陡岭群上部含石墨副变质岩系等，它们是良好的祈子堂式金矿的赋矿围岩。同时，豫西地区中生代构造、岩浆活动强烈，具有良好的祈子堂式金矿成矿的构造条件。因此，水滴沟群、官道口群、栾川群、雁岭沟组等地层发育区可望有较多祈子堂式金矿发现。目前，上述地层中已发现了拐河、赤土店等微细浸染型金矿点。

应该指出，上述有利于寻找祈子堂式金矿的岩石建造的金丰度均不高，已建立的成矿模式表明矿源层背景值越高越利于成矿，内华达州卡林式金矿容矿建造金丰度为 8～12ppb，黔西南板其等矿床围岩金丰度为 40.6ppb(胡受奚，1988)，陕西李家沟金矿围岩金背景达 82～146ppb(胡受奚，1988)。现在看来，豫西寻找大型微细浸染型金矿的一个重要步骤应是找金背景值高的容矿岩石建造。笔者预测栾川群金丰度高，是最有利有祈子堂式金矿的找矿靶区。

第六节　蚀变破碎带型上宫式金矿床的地质特征、成矿模式及找矿方向

上宫金矿是河南地调一队发现并勘探的大型金矿床，是豫西破碎带型金矿的典型代表，矿床位于洛宁县西山底乡。1983 年以来，我们多次到矿区考察研究，根据我们及其他单位和学者（河南地调一队，1988；黎世美，1987，1989；河南地质科研所，1985）获得的资料，取得如下认识：

一、成矿地质背景

（一）区域地质

矿床产于熊耳山区，区域地质背景与祁雨沟式金矿基本一致（见本章第二节）。

（二）矿区地质

矿床产于花山—龙脖背斜南翼区域性的康山—七里坪断裂所经过的地带（图 3-1），矿区内常称金硐沟断裂（河南地调一队，1988），矿体赋存在该断裂的次级断层束内，赋矿断层为 NW 倾向，与 SE 倾向的熊耳群围岩倾向相反，属逆斜切层断裂。赋矿断层经历了压扭—张扭—压扭的过程，并与矿区次要的近南北向、北西向、近东西向断层配套发育（表 3-22）。

矿区北侧出露结晶基底变质岩系。钻探表明，矿区深部也发育了结晶基底（图 3-21）。矿区地层主要是熊耳群鸡蛋坪组，我们对其进行的剖面实测和研究证明它是以安山岩为主的火山弧安山岩建造（见第一章），产状集中在 150-175∠25-45。

表 3-22　上宫矿区中生代断层的性质及演变

断层方向	早期	中期	晚期
北东向	压扭性	张(扭)性	压扭
近南北向	张性	扭性	张性
近东西向	压性	扭性	压性
北西向	剪节理	压剪节理	剪节理
应力场	南北挤压	北东向挤压	南北挤压

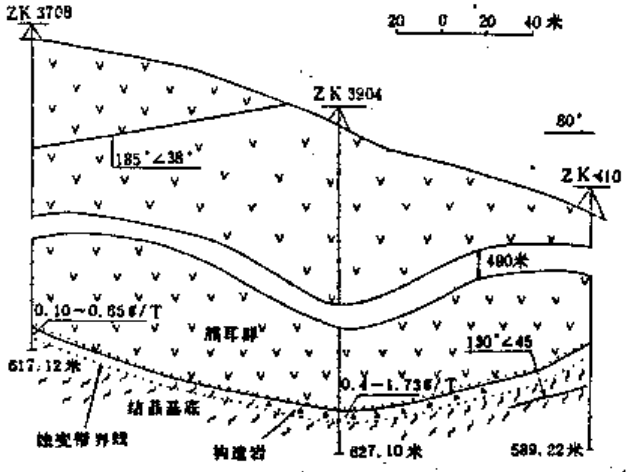


图 3-21　结晶基底与熊耳群接触关系钻孔揭示图

矿区东北约 2.5km 处出露了花山中生代改造型花岗岩基，矿区内较多地发育了正长斑岩等酸性岩脉、煌斑岩脉和基性岩脉等，它们多属中生代定位的。

矿区热液蚀变较为普遍、强烈，且类型复杂，导致断裂带及附近有 Au、Ag、Pb、Zn 等矿化。如上宫金矿、虎沟金矿、干树凹 Au-Pb-Ag 矿点、七里坪 Pb—Mn 矿点及王玉沟 Pb-Au 矿点等。

二、矿床地质

1. 矿体产出。矿床产于金硐沟含金构造带的北东段，地表长 2200 m，宽 600 m，面积 1.32km^2，矿体严格产于一组 NW 倾向的次级断层内，可分出Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ、Ⅳ、Ⅴ、

Ⅵ等六个矿带和若干矿体（图 3-22，表 3-23），Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ合称下矿带，Ⅳ、Ⅴ、Ⅵ合称上矿带。矿带之间分枝复合等现象明显，但大致平行，略有向北东散开的趋势。矿体形态以脉状、豆荚状、板状、透镜状为主。矿带没有完整的石英脉或根本没有石英脉体发育，矿石表现为蚀变破碎的熊耳群火山岩。

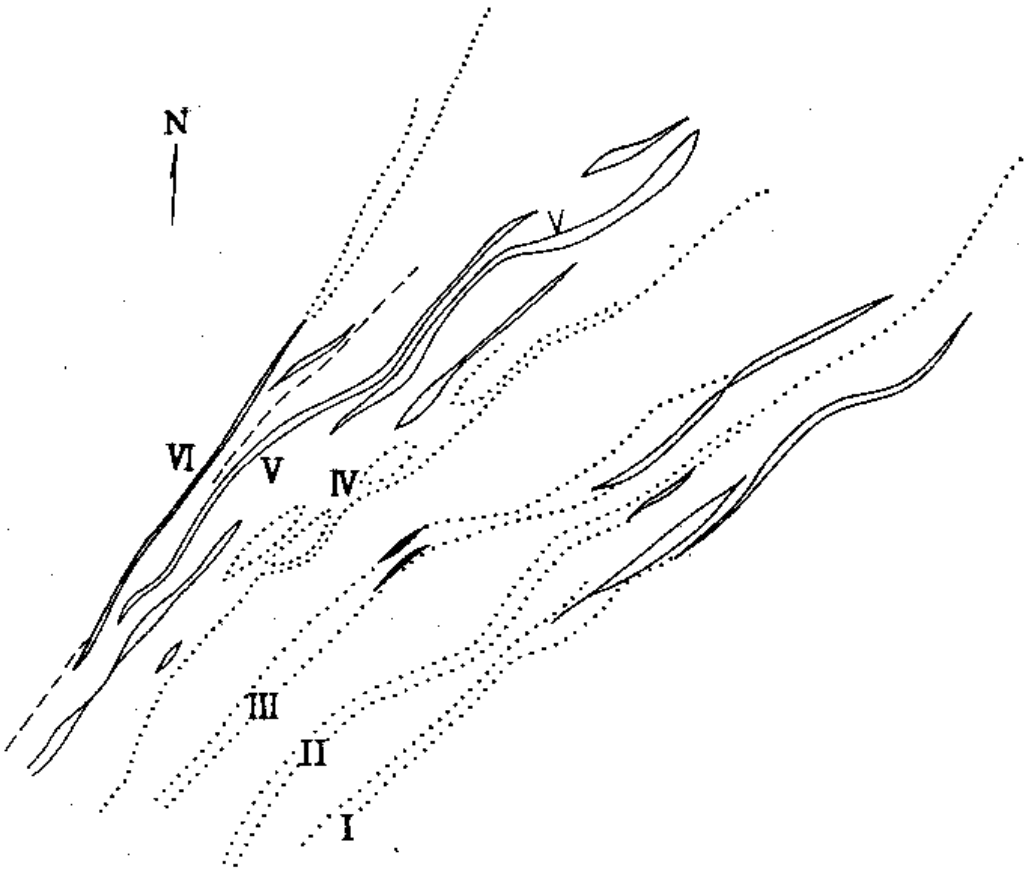


图 3-22　1111 米中段矿体形态及分布示意图(河南地调一队)

表 3-23　上宫金矿不同矿带的特征(根据河南地调一队资料编制)

矿带号	Ⅰ	Ⅱ	Ⅲ	Ⅳ	Ⅴ	Ⅵ
跨勘探线	03-41	21-39	19-39	03-41	24-39	27-41
长度(m)	2200	900	1000	2200	750	700
最大标高	1340	1325	1325	1345	1340	1255
最低标高	535	630	675	715	645	838
最大延深	770	690	580	506	554	360
走向变化	20～75	25～65		43～55		
平均走向	49	46	52	51	44	25
倾向	NW	NW	NW	NW	NW	NW
倾角变化	41-82	38-72	54-67	54-61		
平均倾角	58	63	62	58	62	62
矿体数	17	8	3		4	
地表含矿率	9%	58%	45%	17%	40%	
宽度(m)	6			18	23	6
形态	长条、豆荚、脉状	不规则脉状豆荚、薄板	复杂脉状膨胀狭缩	长条状	宽板、透镜	脉、薄板

2、矿石组构。常见矿石结构是碎裂结构、填隙结构、乳滴结构、包含结构、网状结构、交代残余结构和变晶结构等。常见矿石构造是角砾状、糜棱状、网脉状、浸染状和条带状等构造。

3、矿石建造。矿石矿物成分复杂。下矿带主要蚀变矿物是绢云母、石英、绿泥石、铁白云石和细粒黄铁矿；次要矿物是萤石、重晶石、自然金、银金矿、碲金矿、方铅矿和闪锌矿等。上矿带主要蚀变矿物为铁白云石、绢云母、石英、黄铁矿和方铅矿等，次为自然金、银金矿和黄铜矿等。上矿带伴 Pb、Ag 矿化；下矿带伴 Te、Ag 矿化。

4、矿化蚀变及分期。矿化蚀变复杂，从早到晚可分为三期。Ⅰ期矿化包括两个阶段；早阶段沿破碎带及两侧围岩较宽的范围发生面型特征的绢云母化、硅化（石英）、铁白云石化、绿泥石化和黄铁矿化等。各种蚀变矿物结晶细小，晚阶段表现为在早阶段的基础上，在破碎带内充填中粗粒乳白色石英、铁白云石、方解石等脉体、网脉或团块，并浸染有萤石和粗粒黄铁矿等；破碎带两侧的小范围内发生黄铁绢英岩化，矿化蚀变的线型特征明显。Ⅱ期蚀变表现为硅化、绢云母化和铁白云石化等，沿网状微裂隙交代、充填胶结破碎的早期中粗粒乳白色石英、白云石和蚀变岩等，并伴有黄铁矿、方铅矿、闪锌矿、黄铜矿和黝铜矿等，它们呈浸染状或团块状分布，有时出现萤石、重晶石和白钨矿等，矿化蚀变限于破碎带内，线型清楚。Ⅲ期矿化蚀变为细脉型的铁白云石化（或方解石化）、绿泥石化、绢云母化、萤石化、重晶石化等，它穿插于破碎带和围岩内。上述各期蚀变在空间造成了明显的分带性，由矿体向两侧依次为含金硫化物铁白云石绢云母石英带（1～3 m）→黄铁矿铁白云石绢云母绿泥石带（1～20 m）→弱蚀变（青盘岩化）带（50 m）→无蚀变带。

5、矿化富集规律。①矿化严格限于破碎带内，且多在底板处，②矿化与破碎带蚀变强度正相关，蚀变越强，蚀变类型越复杂，矿化就越好。但硅化、黄铁矿化和黄铁绢英岩化有特殊意义。③矿石品位与矿石黄铁矿含量及硫化物总量正消长。④多期矿化的角砾状、网脉状矿石矿化好。

6、金的赋存与成色。自然金以粒间金、裂隙金和包体金等三种型式存在。赋存在黄铁矿、石英及褐铁矿等矿物中。其粒度较细，粒径一般为 0.01～0.075mm。金成色 902～984，与小秦岭 845～988 相似，指示了形成深度较大（一般认为浅成金成色＜800，中深成矿金成色＞800）。

三、矿床地球化学

（一）包裹体地球化学及成矿的物化条件

1、温度测试。1984 年，我们对上宫金矿进行了成矿温度测量，结果（表 3-24）表明：Ⅰ期成矿温度在 250～337～360℃范围或更高，Ⅱ期矿化温度在 205℃以上，Ⅲ期则应低于 200℃。其后，田培学（1987）及河南地调一队（1988）等取得了与我们一致的结果（表 3-25，表 3-26）。综合各单位和学者获得的数据，作出图 3-23。确定三期矿化的温度范围是：Ⅰ期 320～360℃，Ⅱ期 220～320℃，Ⅲ期 140～200℃（170±）。

2、成矿溶液的性质。表 3-27 为矿床包裹体成分测试结果。可以看出：Ⅰ期石英包裹体和Ⅲ期铁白云石包裹体的 Mg^{2+}、Fe^{3+}、F^-、Cl^-、SO_4^{2-}、$\sum M^+$、$\sum M^-$、$\sum M$ 均明显低于Ⅱ期的角砾状矿石，表明成矿溶液不及后者有利于矿化，这与矿化规律是一致的。Ⅱ

期成矿溶液的 KN／MC 低于同批测试的Ⅰ期成矿溶液，而Ⅱ期溶液的 Fe^{3+}也高。Ca^{2+}、Mg^{2+}、Fe^{3+}的高含量对于破坏稳定存在于溶液中的金的配合物(S、F、Cl 等为配阴离子)是十分有利的，也自然有利于金被从络合物中解析出来并沉淀，造成金的矿化富集，此认识与Ⅱ期矿化强的矿石品位高的事实相吻合。所以，KN／MC 值低可指示成矿溶液演化到金沉淀的有利阶段。Ⅱ期溶液的 pH＝7.85，明显高于Ⅰ期和Ⅲ期，显示较强的碱性；Ⅱ期溶液 Eh＝−9.41，Ⅰ期和Ⅲ期 Eh 均大于 0，表明Ⅱ期矿化时为还原条件。Ⅱ期矿化时大量硫化物的生成也佐证Ⅱ期溶液属碱性还原性质。而碱性还原环境对 Au^{3+}和 Au^{+}还原为 Au^{0} 并沉淀又是有利的。

表 3-24　上宫金矿矿物包裹体特征及测温结果

样号	矿物	形态	小大(μ)	类型	气／液(圆)	爆裂温度	均一温度	包裹体类型配分
SP00	萤石	长方形		气液	10／90		136	以气液相为主
SP42	方解石	椭圆		气液	10／90	300	255	以气液、气相为主
SP29	白云石	椭圆		气液	16／84	320	205	以气液、气相为主
Sg−PD_3−b−1	石英		5−10	多相	10／85／5	358	200	以气液、气相为主
Sg−PD_3−b−7	石英		5±	气液	15／85	358	170	同上
Sg−PD_3−b−8	石英		5～20	气液	15／85	330	190	同上
Sg−PD_{11}−b−3	石英		1～10	气液	10／90	375	195	同上
Sg−PD_3−cm_2	石英		5～15	多相	15／80／<5		200	同上
−b−2／1							160(子晶失)	

两个多相包裹体的子晶消失温度均为 160℃，Sp 为本文资料，Sg 编号为地调一队(1988)资料，数据在南京大学地球科学系测得。

表 3-25　上宫金矿不同矿物不同方法测温结果(据田培学，1987)

矿物	产状	温度	矿物	产状	爆裂温度	均一温度
黄铁矿	早期	(180)	石英	大脉	318	300
黄铁矿	中期	170	石英	细脉	168	175
黄铁矿	晚期	155	方解石	脉状	247	265
方铅矿	矿石	250	萤石	晚期脉	140	170
方铅矿	围岩	252	萤石	早期		235
黑钨矿	早期	325	闪锌矿	浸染状	(120)～	
黑钨矿	晚期	170			250	

同批测试的Ⅰ期和Ⅲ期溶液成分有极明显的一致性,其$\sum M^+$、$\sum M^-$均低，对矿化不利。Ⅲ期较Ⅰ期 K、Na、CO、HCO_3^-、K／Na、KN／MC、SO_4^{2-}等明显高，而Cl^-则明显低，显示了不易活动的或高温深源元素的贫化和易活动的或低温浅源（或表生）组分的增多，应指示成矿溶液从高温深源向低温浅源的大气降水演化。Ⅲ期 pH 高于Ⅰ期，溶液较碱性，与 K、Na、HCO_3^-的增高一致。Ⅲ期 Eh 低于早期，CO 高，表明Ⅲ期溶液偏还原。此与Ⅲ期矿化时伴 PbS、FeS_2等形成及$\delta^{34}S‰$高(见后)等是一致的。

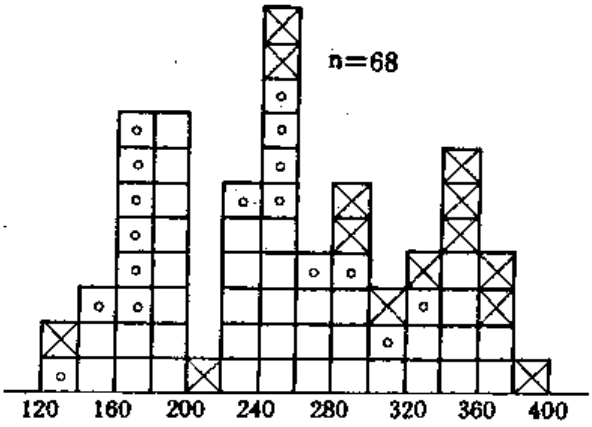


图 3-23　上宫金矿测温结果直方图

叉号为本课题数据，虚圈为田培学数据，空白为河南地调一队数据。

表 3-26　不同作者对上宫金矿测温结果对比

期次	项目	本课题(1984)		田培学(1987)*		豫地调一队*(1988)		本文归纳最佳温度
		爆裂法	均一法	爆裂法	均一法	爆裂法	均一法	
Ⅰ早期	数据数	6		2	1	8	5	22
	最高值	400℃		325℃		280℃	200℃	400℃
	最小值	250℃		318℃		300℃	170℃	170℃
	平均值	353℃		322℃	300℃	351℃	191℃	320–360℃
Ⅱ中期	数据数	5	2	6	2	20		35
	最大值	360℃	255℃	252℃	265℃	330℃		360℃
	最小值	285℃	205℃	170℃	235℃	200℃		170℃
	平均值	319℃	230℃	223℃	250℃	258℃		220–320
Ⅲ晚期	数据数		1	3	2	6		12
	最大值		136°	168℃	175℃	200℃		200℃
	最小值		136℃	140℃	170℃	145℃		136℃
	平均值		136℃	154℃	173℃	171℃		170℃ ±

* 表中数据为笔者统计、归类、计算所得

（二）同位素组成及地质意义

1、氢氧同位素组成。

表 3-28 为上宫矿区不同岩石及矿物的氧、氢同位素组成及计算的溶液$\delta^{18}O‰$。可以看出：矿石中石英及蚀变岩的$\delta^{18}O‰$明显高于未蚀变的熊耳群火山岩，由大斑安山岩→强

绢云铁白云石化安山岩、由杏仁安山岩→绢云铁白云石化杏仁安山岩，$\delta^{18}O‰$分别由 7.46→8.87、8.49→11.24，$\delta^{18}O‰$明显增高；由蚀变岩→矿石，$\delta^{18}O‰$也增高。反映成矿热液

表 3-27　上营金矿包裹体成分

序号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	X_1	X_2	X_3
期次	Ⅱ	Ⅰ	Ⅰ	Ⅰ	Ⅰ	Ⅰ	Ⅰ	Ⅰ	Ⅲ	Ⅲ	Ⅲ	Ⅰ	Ⅰ	Ⅲ
K^+	4.37	6.00	3.67	7.24	4.55	1.30	2.20	2.55	4.85	2.65	2.30	5.34	2.02	3.27
Na^+	33.07	32.70	37.78	11.49	33.17	6.55	8.00	5.05	1.40	3.15	16.30	28.79	6.53	6.95
Ca^{2+}	15.10	11.00	10.89	23.86	12.59	15.00	17.15	12.90	6.35	18.95	16.10	14.59	15.02	13.80
Mg^{2+}	14.23	0.57	0.56	15.11	1.10	0.60	0.75	0.65	7.55	0.80	0.85	4.34	0.67	3.07
Fe^{3+}	3.74	0.86	0.78	0.37	0.60	0.60	1.00	0.65	1.60	4.30	1.85	0.65	0.75	2.65
Cu^{2+}	/	0.14	0.11	/	/									
Pb^{2+}	/	/	/	/	0.50									
Zn^{2+}	0.15	0.37	0.44	0.21	0.30									
HCO_3^-						36.25	23.60	9.70	27.65	36.75	36.50		23.18	33.68
F^-	2.87	1.86	2.33	2.62	2.00	0.70	0.75	0.80	1.50	0.37	0.42	2.20	0.75	0.76
Cl^-	53.04	37.84	46.11	43.09	45.95	9.10	14.15	12.75	2.60	2.00	3.10	43.25	12.00	2.57
SO_4^{2-}	87.36	1.43	2.22	0.62	5.00	6.10	7.20	4.75	6.10	3.70	9.10	2.32	6.02	6.30
CO						10.34	30.08	3.51	26.25	30.36	30.49		13.64	29.03
CH_4						0.057	0.23	0.059	0.36	/	/		0.115	0.12
CO_2						4.31	2.88	1.54	1.98	2.21	2.22		2.91	2.14
H_2O						19.50	18.94	10.61	10.20	14.01	13.33		16.35	12.51
$\sum M^+$	70.66	51.64	54.23	58.28	52.51	34.05	29.10	21.80	21.75	30.05	37.40	54.17	24.98	29.73
$\sum M^-$	143.27	41.43	50.66	46.33	52.95	52.15	45.70	28.00	37.85	42.82	40.12	47.84	41.95	43.26
$\sum M^0$						34.21	52.13	15.72	38.79	46.58	46.04		34.02	43.80
$\sum M^{\pm}$	213.93	93.07	104.9	104.6	105.5	76.20	74.80	49.80	59.60	72.87	86.62	51.01	33.47	36.50
pH	7.85	4.74	4.72	7.68	5.06	7.41	6.50	5.47	7.49	7.58	7.48	5.55	6.46	7.52
Eh	−9.41	174.6	175.8	0.65	155.7	16.63	70.46	131.39	11.89	6.57	12.49	126.7	72.83	10.32
电导						0.59	1.30	0.52	0.86	0.55	0.65		0.80	0.69
F / Cl	0.054	0.049	0.051	0.161	0.044	0.077	0.053	0.063	0.577	0.185	0.135	0.051	0.03	0.296
CO_2/H_2O						0.22	0.15	0.15	0.19	0.16	0.17		0.17	0.17
K / Na	0.132	0.183	0.097	0.630	0.137	0.198	0.275	0.505	3.464	0.841	0.141	0.262	0.326	1.482
KN / MC	1.274	3.172	3.620	0.481	2.755	0.503	0.570	0.561	0.450	0.293	1.097	2.507	0.545	0.613

气相成分单位为 $ppm\times10^{-2}$，液相为 ppm，Eh 为 mv，电导为$(\mu v/cm^2)\times10^2$，以后各表均同。

1 号为Ⅱ期角砾状矿石，2～8 号为早期石英脉，9～11 号为Ⅲ期铁白云石。1～5 号为本文采样，南大地科系 1984 年测试，6～11 号为河南地调一队采样，南大地科系 1985 年测试。X_1、X_2、X_3 分别为 2～5、6～8、9～11 的平均值。

表 3-28　上宫金矿岩石、矿物及成矿溶液的氢氧同位素组成

序号	地质背景	测定	$\delta^{18}O‰$	TC	$\delta^{18}O_{水}‰$	$\delta D‰$	注
1	PD_1YM_1 基 1 北东 2 米，透镜状碳酸盐石英脉	石英	15.47	250~360	6.09~9.93		④
2	PD_1YM_1 基 5 南 0.8 米，角砾岩型矿石石英角砾	〃	14.26	260~350	5.33~8.45		④
3	PD_3CM_{20} 距岔口 30.5 米，不含矿石英脉	〃	11.19	315±	4.34		④
4	PD_3CM_4 13 号样处，不含矿石英脉	〃	11.68	358	6.09	−79.3	④
5	PD_3CM_{12} 14 号样处，不含矿石英脉	〃	10.42	330	4.83		④
6	PD_3CM_{14} 30 号样处对照，不含矿石英脉	〃	10.67	375	4.29		④
7	$PD_{11}CM_{10}$ 2 号样，不含矿石英脉	〃	10.39	351	5.23		④
8	PD_3 矿石	〃	12.21	326	6.43	−72.8	④
9	PD_3 矿石	〃	16.67	326	10.17	−82.6	④
10	PD_3 矿石	〃	15.72	321	9.22	−66.4	④
11	PD_1 矿石	〃	15.10	328	8.44	−87.6	④
12	PD_5 矿石	〃	14.01	360	7.57	−83.7	④
13	PD_7 矿石	〃	17.93	210~240	12.39		④
14	萤石	萤石				−56.4	④
15	PD_1 基 5 南 3 米底板，蠕泥绢云铁白云石化安山岩	全岩	6.65				④
16	PD_1 基 5 南 3 米底板，强绢云铁白云石化安山岩	全岩	8.65				④
17	PD_1 基 5 南 3 米，构造角砾岩型黄铁矿金矿石	全岩	12.65				④
18	39 线，大斑安山岩	全岩	7.46			−82.5	①
19	39 线，辉石安山岩	全岩	7.97				④
20	强绢云铁白云石化安山岩	全岩	8.87			−85.4	①
21	杏仁安山岩	全岩	8.49			−94.0	①
22	绢云母铁白云石化杏仁安山岩	全岩	11.24			−87.1	①
23	矿石	石英	15.27	318	8.55		⑤
24	矿石	石英	15.79	318	9.07		②
25	石英脉	石英	11.7	330	5.36		③
26	PD_3~CM_4 石英脉	石英	12.6	330	6.26		③
27	$PD_1$23 号样处，铁白云石脉	铁白云石	10.19	200	0.085		④
28	$PD_1YM_1CM_4$ 方铅矿铁白云石脉	铁白云石	10.60	160~200	−1.99~0.58		④
29	PD_3CM_6 铁白云石石英脉	铁白云石	13.13	145	−0.58		④
30	PD_1YM_1 铁白云石脉	铁白云石	11.66	290~320	5.34~6.24	−75.6	④
31	干树凹角砾状方铅矿金矿石，铁白云石胶结物	铁白云石	15.09	288	8.71	−66.9	④

①黎世美，1989；②河南地质科研所，1985；③本文；④河南地调一队，1988；$\triangle_{白云石-水}=2.876\times10^6T^{-2}-2.75$

具有较高的 $\delta^{18}O‰$，应属变质热液或岩浆热液．表中 15 号样品是受到晚期矿化蚀变影响的安山岩，其 $\delta^{18}O‰=6.65$，明显低于未蚀变安山岩($\delta^{18}O‰=7.46, 7.97, 8.49$；平均 7.97)，表明晚期矿化与大气降水有关。计算表明，Ⅰ、Ⅱ期成矿溶液的 $\delta^{18}O‰=4.29\sim12.39$，平均为 7.13(19 个数据：1～13，23～26，30～31 号)，与金铜系列岩浆水的 $\delta^{18}O‰$(6～9)一致，也与变质分泌水 $\delta^{18}O‰$(4～25)一致。测得的 $\delta D‰=-56.4\sim-94.0$，平均−78.5(13 个数据平均)，也同样兼有岩浆水和变质水的 $\delta D‰$组成（参见表 3−4)．在 $\delta D‰\sim\delta^{18}O‰$图上(图 3−24)，投影在变质水范围，且覆盖了岩浆水区．表明Ⅰ、Ⅱ期溶液总体呈变质热液的性质．对于 3 个Ⅲ期中低温铁白云石（27～29 号）沉淀时溶液的计算表明，其 $\delta^{18}O‰$在−1.99～0.50 范围，如此低的 $\delta^{18}O‰$显然指示成矿溶液以来自雨水为主。

设 $\delta^{18}O‰=11.24$ 的绢云母铁白云石化杏仁安山岩是由安山岩(18、19、21 三个样平均 $\delta^{18}O‰=7.97$)在 330℃时平衡蚀变形成，以长石—水分馏方程代替安山岩—水的分馏作用计算，获得不同水／岩（W／R）值下的初始成矿溶液的 $\delta^{18}O‰$(表 3−29)。很明显，初始成矿溶液的 $\delta^{18}O‰$必须大于 7.4，它不可能是大气降水，而只能是变质水或岩浆水；由于自然界很难有 $\delta^{18}O‰>23.8$ 的水，故肯定成矿时 W／R＞0.2，应是较高的，很可能在 5 左右（表 3−29)。

2、碳同位素组成。矿床 5 个铁白云石的 $\delta^{13}C‰$变化范围较小(表 3−30)，在−2.20～+1.51，平均为−0.83，表明碳来源单一。在各类地质体中，与海相碳酸盐的 $\delta^{13}C‰$(−2～+5)极为相近(参见表 3−5)，碳应来自碳酸盐地层。矿床北部和深部基底变质岩系中的水滴沟孔达岩系可能提供了碳源。当然，此也不否定碳来自官道口群和栾川群的可能。但是，碳不可能来自熊耳群。

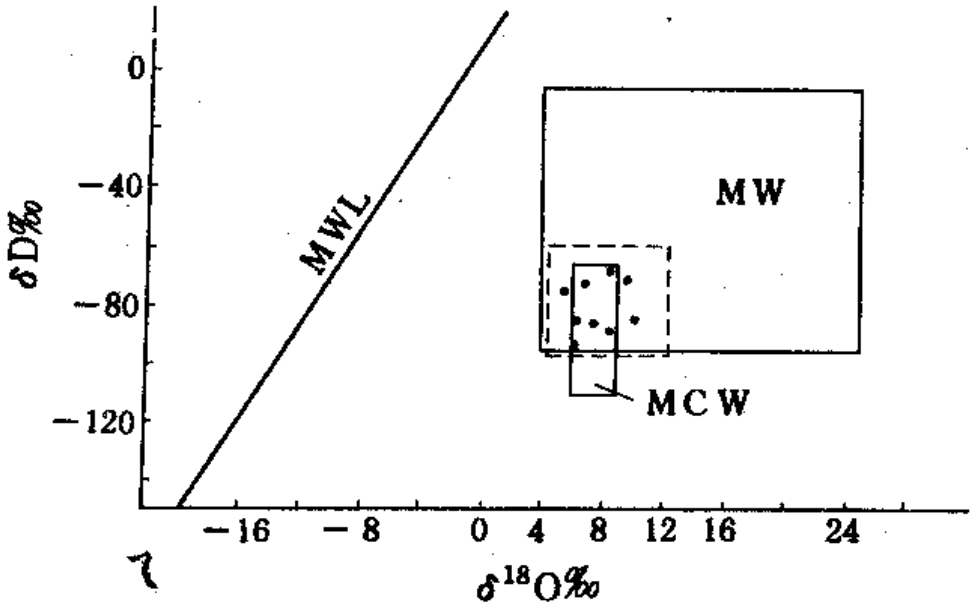


图 3−24　上宫金矿 $\delta^{18}O‰\sim\delta D‰$图

MW 为变质水，MCW 为金铜系列岩浆水，MWL 为大气降水线，实点为上宫金矿成矿溶液，虚线框出上宫成矿溶液的 $\delta^{18}O‰$和 $\delta D‰$变化范围.

表 3-29　上宫金矿成矿溶液初始 $\delta^{18}O‰$ 与 W/R 的关系

$(W/R)_{封}$	∞	10	5	2	1	0.5	0.2	0.1	0.01
$(W/R)_{开}$	∞	2.4	1.79	1.10	0.69	0.40	0.18	0.1	0.01
$\delta^{18}O_f‰$	7.4	7.7	8.1	9.0	10.7	13.9	23.8	40.1	334.4

$\triangle = 2.68 \times 10^6 T^{-2} - 3.53$

表 3-30　上宫金矿某些铁白云石的 $\delta^{13}C‰$(据河南地调一队)

$Sg-PD_1-C-DF_1$	中粗粒铁白云石脉	−2.20
$Sg-PD_1-YM_1-CM_4-C-2/1$	方铅矿铁白云石脉	−1.58
$Sg-PD_1-YM_1-Bt-2$	铁白云石脉	1.51
$Sg-PD_3-CM_6-DF_1-0$	铁白云石石英脉	−1.85
$gs-DF_2-0$	角砾状矿石的铁白云石胶结物	0.03

3、硫同位素组成。表 3-31 列出上宫矿床不同成矿阶段硫化物的硫同位素组成。$\delta^{34}S‰$ 变化于+6.68～−19.24，范围较大，图 3-25 上没有显示塔式分布的特征，表明硫来源复杂和成矿物理化学条件的多变。有人将Ⅱ期硫化物 $\delta^{34}S‰$ 明显负值解释为成矿环境变氧化而造成，并认为重硫集中到同期形成的重晶石中。但是，①重晶石本身并没有显示 ^{34}S 的富集，所测 $\delta^{34}S‰$ 反为负值(−0.54)；②包裹体成分测定结果证明Ⅱ期矿化时成矿环境的还原性最强。所以，将硫化物 $\delta^{34}S‰$ 的强烈负值解释为溶液性质变氧化的模式难以成立。只能将造成 $\delta^{34}S‰$ 负值的原因归于生物硫参与成矿。所以，矿石硫不可能主要由熊耳群提供，而可能是附近的水滴沟群或官道口群、栾川群等地层。同时 $\delta^{34}S‰$ 较大正值的出现也提供了沉积硫酸盐作为部分硫源的可能。应该说明，Ⅲ期硫化物 $\delta^{34}S‰$ 为小的正值($\delta^{34}S‰ = 1.51$)，不排除其单由熊耳群或岩浆岩等物质提供硫的可能，其与熊耳群火山岩、花山花岗岩、太古宙斜长角闪岩和片麻岩的 $\delta^{34}S‰$ 一致性（表 3-31）也显示硫可能由熊耳群等在雨水循环作用中提供。

4、铅同位素组成。表 3-32 和图 3-26 为上宫矿床及附近矿点和花山岩体的铅同位素组成。多数样品落在地幔线和造山带线之间，表明铅主要来自受改造或污染了的幔源岩石。10、12、8 号样偏离多数样的集中范围，同时多数样又是集中在一个较大的范围内，表明铅来源也是复杂的，显示了多源混合铅的特征。10 号样在上地壳线附近，表明它应源自水滴沟群或更年轻的沉积地层，其高的 μ 和 Th/U 也指示了同样的结果。

（三）元素地球化学

河南地调一队所做的矿石成矿元素与氧化物相关分析（表 3-33）显示出 Au 与 Ni、Co、Yb、K、Na、Mg、Fe 等正相关清楚；与 Cu、Pb、Zn、F、Cl、Ca 等明显负相

关。表明金矿化主要发生于中高温条件，Ⅲ期的中低温矿化对金矿形成没有重要贡献。对矿体元素相关分析结果（图 3-27）也得出同样信息，即 Au 与 Ni、Co、As 等高温元素明显正相关，与 Pb、Zn、Ag、Cu 等低温元素没有明显关系。上述事实表明，Au 与 Ni、Co、Fe、Mg 等亲铁元素在化学性质上有明显的相似性。与 As 等元素的正相关显示出其亲硫性的特点，而矿石中硫化物的大量出现更证明金具有明显的亲硫性。金在运移富集时，与上述元素具有相似的行为。与 K、Na 的正相关显示了金矿化与碱交代作用的密切联系，表明金是在 K、Na 大量沉淀时而沉淀富集的。

表 3-31　上宫金矿矿石 $\delta^{34}S‰$

序号	样品地质	测试	$\delta^{34}S‰$	
1	浸染于蚀变安山岩中的中细粒立方体黄铁矿(Ⅰ)	黄铁矿	+4.18	⑤
2	浸染于蚀变安山岩中的立方体黄铁矿(Ⅰ)	黄铁矿	+4.06	⑤
3	不含矿的乳白色石英脉体中的黄铁矿(Ⅰ)	黄铁矿	+3	②
4	角砾状矿石	黄铁矿	−11.25	①
5	矿石	黄铁矿	−13.18	③
6	矿石	黄铁矿	−10.69	③
7	角砾状矿石中微细粒五角十二面体黄铁矿	黄铁矿	−11.98	⑤
8	矿化碎裂安山岩中微细粒五角十二面体黄铁矿	黄铁矿	−14.46	⑤
9	萤石黄铁矿矿石之微细粒五角十二面体黄铁矿	黄铁矿	−10.90	⑤
10	角砾状黄铁矿方铅矿矿石之细粒五角十二面体黄铁矿	黄铁矿	−7.84	⑤
11	浸染状黄铁矿矿石之细粒五角十二面体黄铁矿	黄铁矿	−6.54	⑤
12	浸染状黄铁矿矿石之细粒五角十二面体黄铁矿	黄铁矿	−11.34	⑤
13	角砾状矿石的细粒五角十二面体黄铁矿	黄铁矿	−10.49	⑤
14	条纹状矿石的细粒五角十二面体黄铁矿	黄铁矿	−10.57	⑤
15	矿石中细粒五角十二面体黄铁矿	黄铁矿	−13.12	⑤
16	含硫化物角砾状矿石	方铅矿	−16.62	⑤
17	方铅矿矿石	方铅矿	−15.88	⑤
18	方铅矿铁白云石脉	方铅矿	−19.24	⑤
19	矿石	方铅矿	−16.97	⑤
20	矿石	方铅矿	−12.98	⑤
21	矿石	方铅矿	−19.20	⑤
22	含方铅矿角砾状矿石	方铅矿	−13.39	⑤
23	浸染状硫化物矿石	方铅矿	−14.53	⑤
24	矿石	重晶石	−0.54	⑤
25	全硫化物石英脉	黄铜矿	+6.68	⑤
26	含中细粒它形黄铁矿的多金属矿石	黄铁矿	+6.02	⑤
27	含中细粒它形黄铁矿的多金属矿石	方铅矿	+0.78	⑤
28	七里坪东侧山脊风化矿石(Ⅲ期矿化)	方铅矿	+1.51	⑤
29	熊耳群火山岩	黄铁矿	+3.6	②
30	花山花岗岩	黄铁矿	+2.3	②
31	太古宙斜长角闪岩、片麻岩	黄铁矿	+1.92	④

①本文；②赵瑞等 (1989)；③河南地质科研所(1985)；④王亭治等 (1985)5 个数据平均；⑤河南地调一队(1988)。

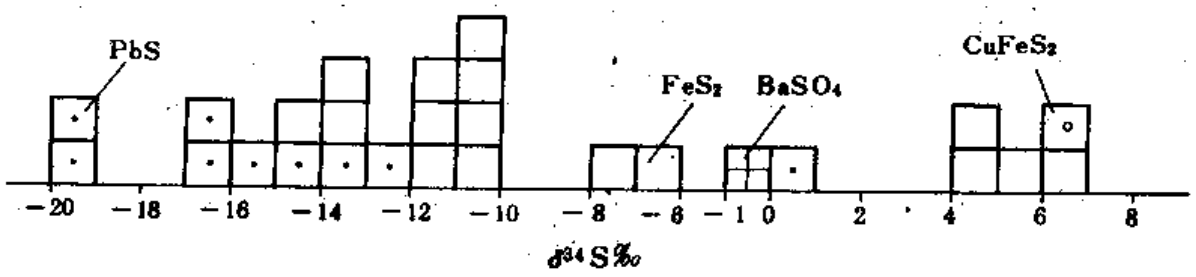


图 3-25　上宫金矿 $\delta^{34}S‰$ 频布图

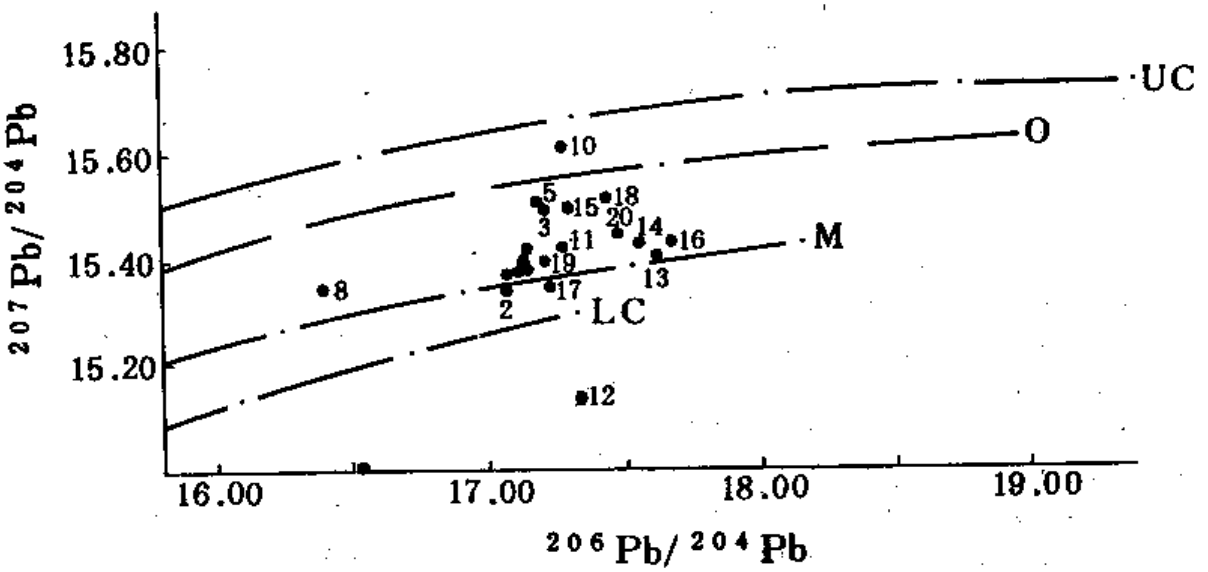


图 3-26　上宫及邻近矿点铅构造模式(仿多伊和扎特曼)

四、矿床成因讨论

上宫金矿的地质特征已使其被公认为蚀变破碎带型金矿的典型代表。矿石组构、矿化蚀变的穿插迭加、矿化温度的变化、包裹体成分和性质的变化、氧和硫同位素特征都表明矿化经历了Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ期。Ⅰ、Ⅱ期属中高温的变质热液（或岩浆热液）的矿化，Ⅲ期为大气降水溶液的矿化。矿石矿物的共生关系、包裹体成分特征、矿石元素和矿体元素的组合关系、以及实际的矿石品位的变化等都一致地表明金矿化主要发生于Ⅱ期的中温成矿作用；Ⅲ期的大气降水循环热液对矿化的贡献不明显。所以，上宫金矿应属中温（略偏高温）热液金矿床。碳、硫、铅同位素

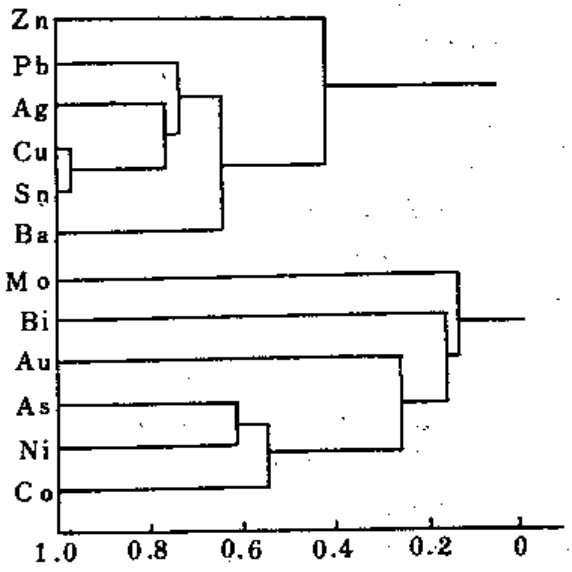


图 3-27　上宫矿体元素 R 型聚类分析

(引自河南地调一队, 1988)

表 3-32　上宫金矿及有关岩石和矿点的铅同位素组成

序	样号	采样地点	样品地质	$\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}$	$\frac{^{207}Pb}{^{204}Pb}$	$\frac{^{208}Pb}{^{204}Pb}$	μ	$\frac{Th}{U}$	备注
1	Sg-PD_5-Pb-T_{Z1}	上宫 PD_5CM_4	方铅矿矿石	17.095	15.378	37.502	8.06	4.12	①
2	T_{Z3} / PD_3	上宫 PD_3CM_4	角砾状黄铁矿方铅矿矿石	17.053	15.344	37.417	8.01	4.09	①
3	Sg-PD_3-DF_2-Pb	上宫 PD_3CM_4	浸染状黄铁矿方铅矿矿石	17.208	15.503	37.949	8.27	4.30	①
4	R_{Z2} / PD_3	上宫 PD_3CM_4		17.105	15.384	37.558	8.07	4.14	①
5	R_{Z3} / PD_3	上宫 PD_3CM_4		17.188	15.508	37.938	8.28	4.31	①
6	R_{Z1} / PD_6	上宫 PD_6		17.119	15.393	37.566	8.08	4.14	①
7	Sg-PD_1-YM_1	上宫 PD_1	方铅矿铁白云石脉	17.085	15.367	37.474	8.04	4.11	①
8	Sg-PD_{20}-DF_1-Pb	上宫 PD_{20}	多金属矿石	16.378	15.355	36.426	8.12	4.04	①
9	gs-DF_1-Pb	干树凹	角砾状方铅矿矿石	17.136	15.402	37.642	8.10	4.17	①
10	上-30	上宫	多金属矿石	17.283	15.615	38.168	9.66	4.58	②
11	ql-DF_2-Pb	七里坪	褐铁矿化方铅矿矿石	17.273	15.420	37.677	8.12	4.09	①
12	洛-4	七里坪	网状多金属矿石	17.344	15.136	37.971	8.66	4.34	②
13	洛-5	七里坪	网状多金属矿石	17.615	15.406	38.024	9.17	4.21	②
14	洛-22	崇阳沟	网状多金属矿石	17.545	15.437	37.95	9.246	4.27	②
15	洛-27	崇阳沟	网状多金属矿石	18.289	15.502	38.415	9.279	4.03	②
16	洛-31	崇阳沟	网状多金属矿石	17.669	15.429	37.984	9.209	4.18	②
17	W-Df-1 / 1	韦家沟	黄铁矿方铅矿矿石	17.226	15.344	37.295	7.99	3.92	①
18	H-Pb-1	花山	花岗岩钾长石	17.44	15.520	37.975	8.27	4.16	①
19	H-Pb-2	花山	花岗岩钾长石	17.199	15.391	37.447	8.07	4.03	①
20	H-Pb-3	花山	花岗岩钾长石	17.473	15.455	37.886	8.16	4.07	①

①河南地调一队(1988)，②河南地质科研所(1985)。

研究结果证明成矿物质来源复杂，至少有幔源物、海相碳酸盐、含生物硫的岩石建造等提供了矿源。成矿物质不可能单纯地来自花山岩体或熊耳群或太古宙绿岩。含水滴沟孔达岩系的华熊地块结晶基底是可以满足上述成矿物质来源的。但是，氧、氢同位素特征指示着成矿物质是被变质热液搬运到熊耳群内定位的，而基底的变质作用却是在熊耳群形成前实现的，且没有资料证明矿区附近的结晶基底在成矿时发生了变质。包括对矿床蚀变岩测年(黎世美测得矿化早期蚀变岩的 Rb-Sr 等时年龄为 242Ma) 在内的综合研究已证明矿化发生在中生代。所以，找出中生代基底或相似岩系的变质模式是建立矿床成因模式的关键。我们最近对矿区南部东西向的长 200 km 的马超营断裂的综合研究已证明它是中生代的陆内 (A-型) 俯冲作用的缝合带。俯冲方向是由南向北。马超营断裂以南板片向北俯冲时，必然因温压的增高而变质，这种变质作用即可为上宫金矿的形成提供含金变质分泌热液 (图 3-28)。由于马超营断裂两侧均有华熊地块结晶基底、熊耳群、官道口群的发育，断裂带内有栾川群和其它岩石建造的构造岩块存在。故可以认为俯冲板片是由包括水滴沟群在内的多种岩石组成的，由其提供的成矿物质也能满足上宫矿床的地质、地球化学特征。

表 3-33 上宫金矿石成矿元素及与其有关元素和氧化物相关矩阵(9 个样品)

变量	Au	Ag	Cu	Pb	Zn	Ni	Yb	Be	Mo	Co	Al_2O_3	K_2O	Na_2O	CaO	MgO	Fe_2O_3	F	Cl
Au	1.00	0.063	−0.241	−0.303	−0.172	0.782	0.678	0.219	0.078	0.493	0.333	0.411	0.642	−0.154	0.572	0.315	−0.359	−0.297
Ag		1.00	0.768	0.583	0.797	0.395	0.305	0.931	−0.144	0.283	0.307	0.347	−0.002	0.143	−0.058	0.469	0.261	−0.276
Cu			1.00	0.774	0.447	0.224	−0.282	0.601	−0.219	0.265	0.011	0.032	−0.225	0.521	0.043	0.543	0.154	0.126
Pb				1.00	0.542	0.112	−0.293	0.339	−0.210	−0.118	−0.127	−0.129	−0.279	0.520	0.118	0.264	−0.024	0.282
Zn					1.00	0.079	0.245	0.755	−0.230	−0.230	0.172	0.177	−0.231	−0.063	−0.333	−0.040	0.219	−0.210
Ni						1.00	0.518	0.459	−0.294	0.686	0.642	0.690	0.696	−0.068	0.641	0.406	0.019	−0.188
Yb							1.00	0.377	0.048	0.322	0.619	0.676	0.501	−0.619	0.034	0.123	0.132	−0.740
Be								1.00	−0.141	0.317	0.324	0.361	0.148	0.116	0.031	0.365	0.222	−0.218
Mo									1.00	0.172	−0.306	−0.290	0.093	0.209	0.042	0.494	−0.091	−0.133
Co										1.00	0.631	0.656	0.723	−0.001	0.493	0.735	0.401	−0.269
Al_2O_3											1.00	0.992	0.658	−0.605	0.125	0.132	0.695	−0.523
K_2O												1.00	0.641	−0.617	0.119	0.196	0.624	−0.593
Na_2O													1.00	−0.115	0.730	0.242	0.319	−0.045
CaO														1.00	0.486	0.341	−0.355	0.766
MgO															11.00	0.300	−0.195	0.480
Fe_2O_3																1.00	0.044	−0.258
F																	1.00	−0.253
Cl																		1.00

在矿床形成过程中，板片向北俯冲的初期造成南北向挤压应力场，形成了压扭性的赋矿断层（表 3-22），变质分泌的含矿热液向上迁移并聚集在仰冲盘的有利部位，导致了上宫赋矿断层内的Ⅰ期矿化。俯冲的不断进行，导致某些花岗质熔体的分异、增多；当积累到一定程度时，便向浅部侵位。花岗质岩浆的上涌引起应力场的改变，导致花山岩体南部附近的上宫赋矿断层变为张扭性（表 3-22）。此时，岩浆结晶分异热液参加成矿并与变质热液混合；与此同时，大气降水的循环作用增强并参与成矿，造成赋矿带出现变质水、岩浆水、雨水的三源热液的混合作用，从而导致了矿床最重要的Ⅱ期矿化，俯冲的减弱和岩浆的冷凝慢慢结束了重要的Ⅱ期矿化。之后，发生了大气降水循环作用的Ⅲ期矿化蚀变。

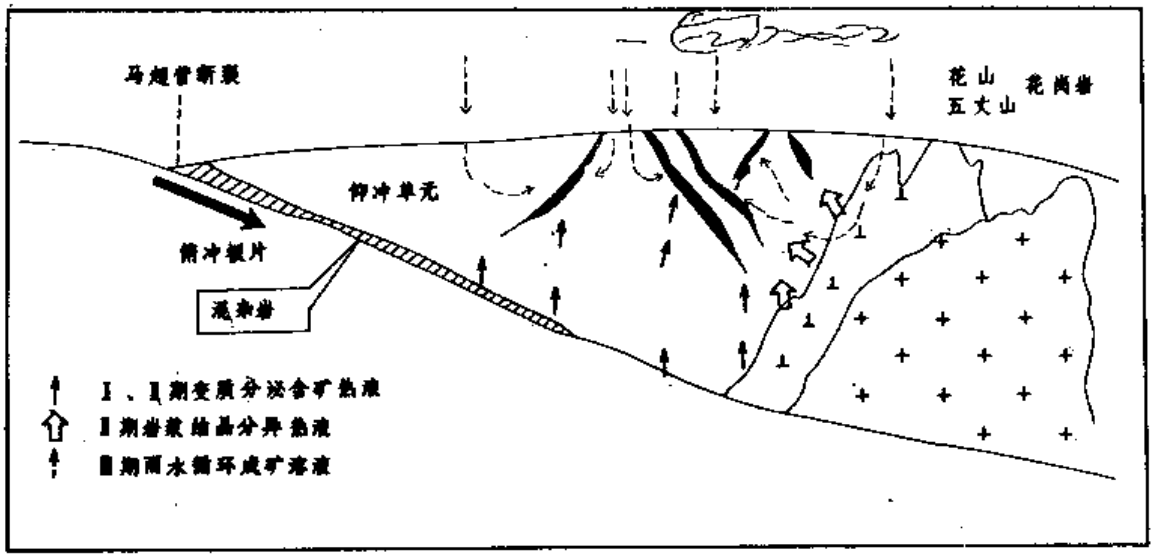


图 3-28　上宫金矿成矿模式

五、找矿方向

按建立的上宫式金矿的成矿模式，认为马超营断裂以北的小秦岭南部、崤山南部、熊耳山南部地区的大的改造型花岗岩体以南的熊耳群分布区是找上宫式金矿的有利地带。找矿的重点是寻找和评价多期活动的蚀变的破碎带。

第七节　蚀变破碎带型申家窑式金矿的地质特征、成矿模式和找矿方向

申家窑金矿是河南省发现的第一个蚀变破碎带型金矿，1979 年开始开采。该矿是在学习了山东焦家金矿的找矿经验之后发现的，是模式找矿的成功例子。它的发现推动了熊耳山区上宫式金矿的发现和进一步的找矿工作。

一、成矿地质背景

（一）申家窑金矿的区域地质背景

矿床产于华熊地块的崤山地体。崤山地体北界是三门峡—宝丰断裂，表现为崤山地体的熊耳群等推覆在嵩箕地块的古生界地层之上，地体南界是以"三岔口组砾岩"为标志的大

断裂带（叫河断裂，与郭抗衡讨论）．西北界和东南界分别是 NE 向的三门峡—灵宝和洛宁—卢氏中新生代断陷盆地（图 3–29）．

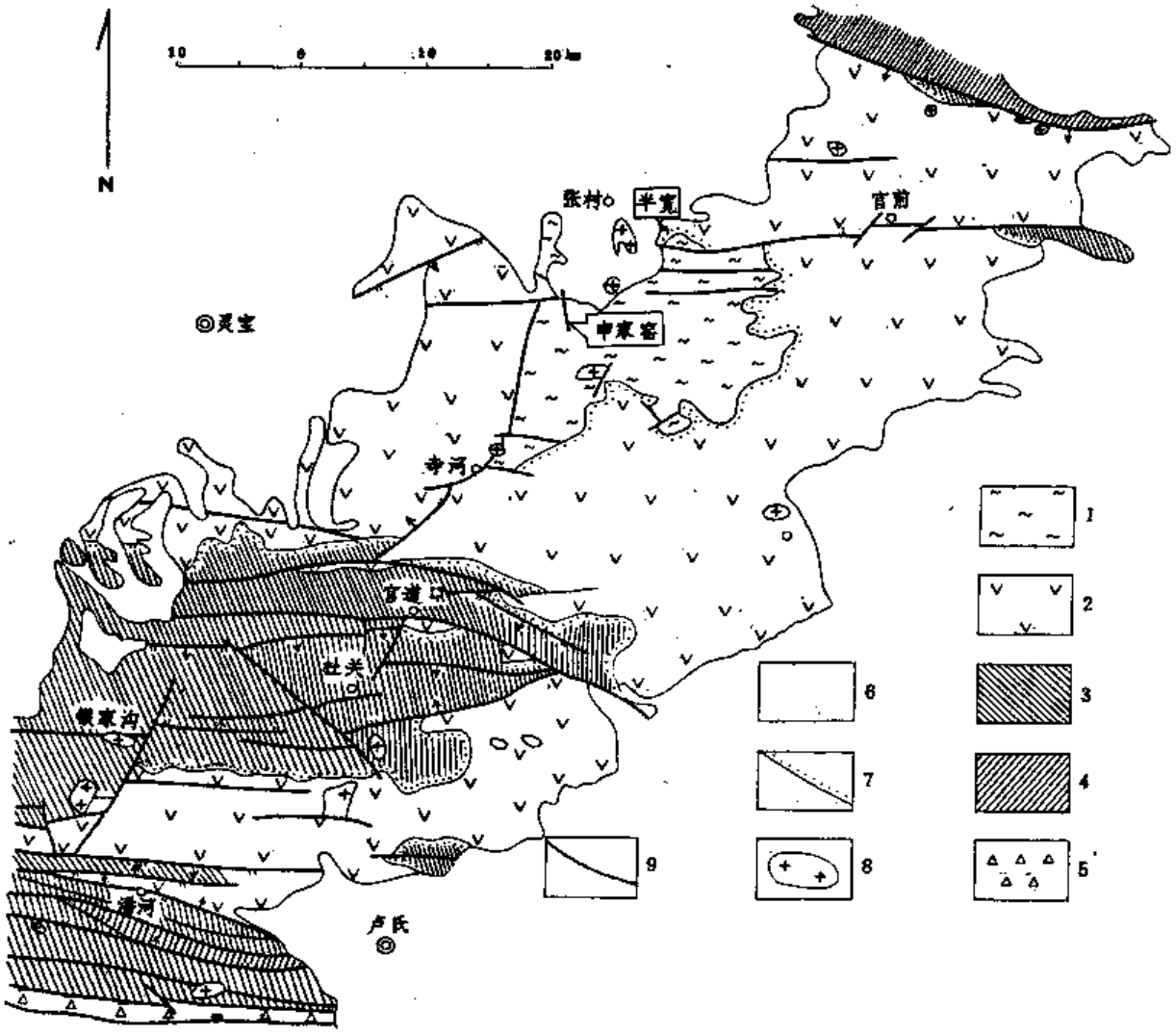


图 3–29　崤山地区地质图(据河南地质矿产局，1989 简化)

1–结晶基底；2–熊耳群(半宽附近含铁铜沟组)；3–中元古代晚期和晚元古代地层(官道口群、栾川群及汝阳群等)；4–古生界；5–三岔口砾岩；6–新生界；7–不整合；8–花岗岩类；9–断裂

崤山地体穹窿构造格局明显，中心是包括天爷庙杂岩和崤山群浅变质双模式火山岩在内的混合岩、花岗岩、变质岩穹窿．穹窿四周较好地环布了未变质的熊耳群火山岩系．我们研究发现穹窿北部有厚 700 m 的铁铜沟组浅变质山间磨拉石建造发育，其时代在 2050～1850Ma，该套地层一直被误作为大古石组而置于熊耳群底部（如图 3–29）．地体北部有中元古界的汝阳群零星发育．地体南部发育大量的中上元古界地层官道口群、栾川群和熊耳群，三群地层在叫河断裂以南不再发育．应该说明，潘河—卢氏断裂（即马超营断裂）带内有震旦—寒武系零星出现，它们是构造岩块还是连续地层有待研究．

崤山地体构造复杂，基底构造线主要是 NW 向；北半部的熊耳群和铁铜沟组受环形辐射构造和南北向挤压力场的联合控制；地体南半部呈近东西向线性构造，且以官道口断裂带和潘河断裂带为醒目，后者已被我们证明是陆内俯冲混杂岩带。官道口断裂以北的地区是穹隆区，已发现了申家窑、半宽金矿和野乔河、张家河、土坡根、岩里等金矿化点。这些矿床和矿化点的分布和赋存与下列断裂构造有密切联系：①NWW 向压性断裂，常表现为宽数米至百米的断层构造密集带或破碎带，倾向北，如宽坪—老驴沟—张河断裂的产状为 290／NNE＜70°。①NEE 压扭性断裂，产状多在 55°～80°／SE＜20°～70°，断裂宽可达 20 米，常成带分布，带间有等距性，由北而南至少有龙卧沟—张家河、马鞍桥—申家窑、东寺家沟—野乔河三个带，带间距 2km 左右。③NNW 向，经历了压扭、张扭等不同性质的运动，产状 340°～360°／SW＜25°～80°，如崤山 01 含金构造带。④NNE 向张扭性断裂，发育较少，如寺河断裂。⑤层间断层，主要发育于铁铜沟组内部和铁铜沟组与上下岩石建造之间，在崤山群与天爷庙杂岩之间也有发育，以层间滑动为主。层间断层对半宽和申家窑金矿的就位有重要意义。

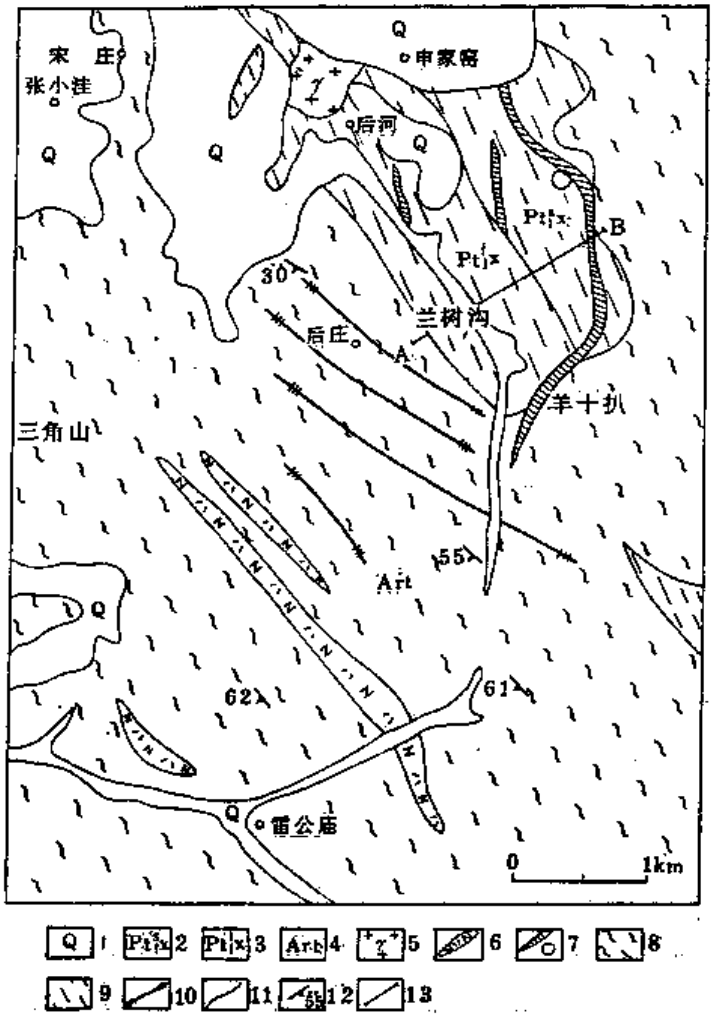


图 3-30　申家窑金矿矿区地质图

(据河南地调一队 1984b 改绘)

1—第四系；2—崤山群申家窑组；3—崤山群兰树沟组；4—天爷庙杂岩；5—花岗斑岩；6—斜长角闪岩等表壳岩包体；7—金矿化带；8—混合岩类；9—片岩类；10—压扭带；11—地质界线；12—片理产状；13—剖面线。

崤山地区中生代中酸性小岩体较为发育。北部穹隆区有后河、龙卧沟和罗岭等岩体，南部（弧前盆地区）东西线性带有银家沟、秦池、后瑶峪、柳关、郭家河等斑岩带及有关金等矿床。

（二）矿区地质

申家窑金矿产于崤山穹隆区核心基底的西北角，矿床赋在崤山群或崤山群与天爷庙杂

岩的接触带。赋矿构造是 NNW 向断层或 NNW 向断层与层间断层的复合处（图 3-30、31）。矿区附近有 0.2km^2 的后河斑状花岗岩。矿床主要包括 01、09、03、04 号含金破碎带，以 01 最重要。01 的赋矿断层明显经历了早期挤压走滑逆冲和后期滑塌的发展过程（图 3-32）。

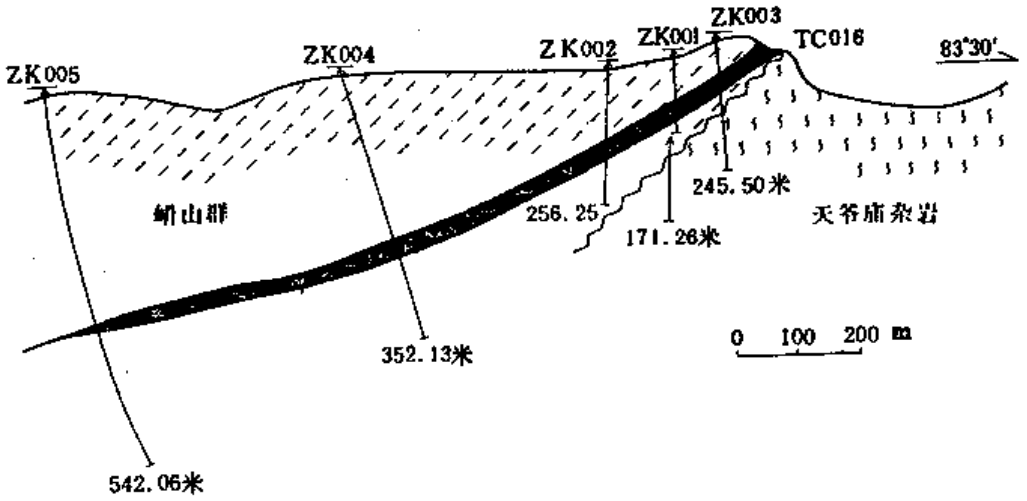


图 3-31 申家窑 01 带 0 号勘探线剖面示意图

（据河南地调一队，1984b）

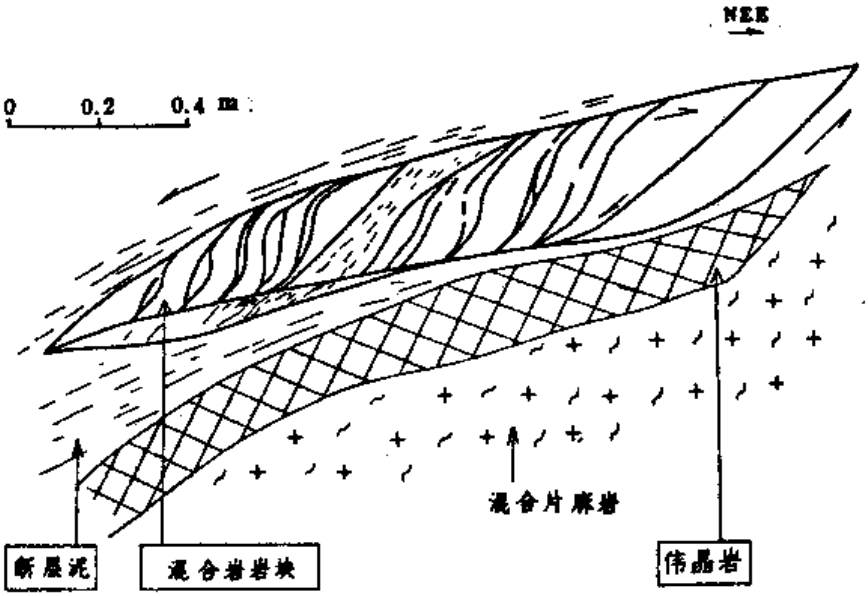


图 3-32 01 带内构造形迹示意素描

二、矿床地质

1、矿石产出。矿体严格受 01 号蚀变破碎带控制，矿带无连续的石英脉发育，矿石是蚀变的破碎岩石，矿体与围岩界线基本清楚，多呈似层状、板状。矿体产状在 265∠31 左右。01 带总长 5430 米，基本在天爷庙杂岩与崤山群的接触带发育。破碎带受 NNW 向断层和层间断层联合控制，其形成经历了早期压扭逆冲和晚期滑塌两种构造机制（图 3-32）。

2、矿石组构。常见各种交代结构、碎裂结构和糜棱结构，碎裂结构在早期黄铁矿、毒砂中颇为发育。构造以角砾状、网脉状、浸染状、条带状为主。

3、矿石建造。主要金属矿物是黄铁矿、毒砂、铁闪锌矿、闪锌矿、方铅矿、黄铜矿、自然金、银金矿等；非金属矿物是石英、绢云母、菱铁矿、白云石、方解石、绿泥石，偶有重晶石。毒砂、黄铁矿、石英等明显有两期，早期毒砂呈延长状，常被压碎为角砾状，晚期毒砂则呈没有压碎的菱形晶体。早期黄铁矿结晶粗，多被压碎为角砾状，晚期黄铁矿多呈立方体。矿物组合的矿石类型常是：多金属黄铁矿型、多金属毒砂型、多金属黄铁矿—毒砂型、黄铜矿毒砂型以及氧化矿石。

4、矿化蚀变及分期。矿化分为三期：Ⅰ期以形成早期毒砂和早期黄铁矿为特征，伴铁闪锌矿等中高温矿物生成；Ⅱ期则形成包括晚期毒砂和晚期黄铁矿在内的多金属硫化物，伴有重晶石出现。Ⅲ期为石英—方解石细脉穿插矿带及围岩。伴随上述三期矿化的蚀变有硅化、绢云母化、绿泥石化、碳酸盐化、高岭土化和各种硫化物化、赤铁矿化。空间上有分带性，从矿体向围岩依次是硫化物—砷化物绢英岩化→绿泥石绢英岩化→绢云母碳酸盐化→弱硅化。蚀变带有对称性，但在混合岩一侧的蚀变带明显窄于蜻山群一侧。

5、矿化富集规律。①地表矿化好，深部差，钻探表明 1020 m标高以上矿化好。②矿化与破碎带厚度正相关，与破碎带倾角负消长。③在近南北向局部引张扩容带矿化好。④毒砂、黄铁矿多时矿化好。⑤绢英岩化、硅化强时矿化好。

6、金的赋存与成色。自然金以显微金为主，粒径集中在 0.001～0.074mm。成色达 922，银金矿成色为 719。金以自然金为主，银金矿为次。主要有包体金、裂隙金、粒间金三种形式，前者最重要。主要载体是石英、黄铁矿和褐铁矿等。

三、矿床地球化学

(一) 包裹体地球化学及成矿物化条件

1、矿化温度。我们曾对Ⅲ期矿化的包裹体特征和形成温度作了研究（表 3-34），均一温度在 150-190℃，平均 166℃。秦国群等（1989）和河南地调一队等对矿化温度也做了不同方法的测试（表 3-34）。获得的黄铜矿爆裂温度 330℃代表Ⅱ期矿化的上限温度，此结果与用微量元素计算的闪锌矿形成温度（330℃）和黄铁矿—黄铜矿矿物对温度 323.5℃一致。获得的 240℃黄铜矿爆裂温度和 264.2℃的闪锌矿—方铅矿矿物对温度则指示Ⅱ期矿化即将结束时的温度，故Ⅱ期矿化应在 240～330℃。用均一法获得的大量 320℃左右的石英包裹体温度应代表Ⅰ期下限，大量 370℃以上石英包裹体爆裂温度的获得指示 370℃可近似作为成矿的上限，即Ⅰ期矿化主要发生在 320～370℃。

2、成矿热液的组分。表 3-35 为矿床和矿区混合岩之石英包裹体的成分和性质。可以看出，成矿溶液的$\sum M^{+}$低于混合岩，但 Cu^{2+}、Pb^{2+}、Zn^{2+}等成矿元素的离子浓度则高于混合岩，K／Na、KN／MC、F／Cl 也高于混合岩，指示成矿溶液来源较混合岩浅，包裹体被捕获时的深度、温度也较低。应该说明，3 号是Ⅲ期石英的包裹体成分，其 Eh、F／Cl、K／Na、CO_2/H_2O、KN／MC 值明显高于Ⅰ或Ⅱ期成矿溶液，而明显有浅源或表生特征，应是雨水循环的成矿溶液。该样品 pH＝4.3，也符合雨水溶液的特征。而Ⅲ期成矿溶液的低$\sum M^{\pm}$和酸性氧化的性质并不利于金矿化富集，事实表明其对金矿形成也无重要贡献。

(二) 同位素地球化学

1、氧同位素组成。对申家窑矿床矿石石英及有关岩石的氧同位素测试和计算表明(表 3-36)：早期矿化平衡水 $\delta^{18}O‰$(1-5 号)在 3.75～6.51，平均 4.74，与变质水或再平衡岩浆水基本一致。同时，矿石石英矿物 $\delta^{18}O‰$在 9.84～12.60，平均 10.82，高于 4 个围岩(8-11) 的 $\delta^{18}O‰$ (平均 9.94)，已显出岩浆水或变质水成矿的信息。Ⅱ期矿化的石英之 $\delta^{18}O‰$为 10.05，计算其成矿时 $\delta^{18}O_{水}‰$为 1.95‰，低于变质水和岩浆水，同时高于大气降水，故其应为雨水与变质热液或岩浆热液混合的结果。主矿化期之后，Ⅲ期矿化的石英 $\delta^{18}O‰$只有 6.60，明显低于未蚀变岩石，表明它结晶于大气降水循环热液，计算表明其形成的平衡水 $\delta^{18}O‰$为-6.80，显然是大气水。

表 3-34　不同学者对申家窑金矿获得的测温值及意义

作者	测试方法	数量	温度范围	均值	意义
本文	Ⅲ期石英包体均一法	5	150-190	166	Ⅲ期矿化温度
河南地质科研所	石英爆裂法	3	326-368	350	
河南地调一队 (1984b)	石英爆裂法峰值	8	370-425		Ⅰ、Ⅱ期上限
	石英起爆温度	1	280±	280	
	石英起爆温度	1	130±	130	Ⅲ期温度
	黄铁矿爆裂温度	3	350-380		Ⅰ期上限
	黄铜矿爆裂温度	1	330		Ⅱ期上限
秦国群、尉向东 (1989)	石英均一温度	大量	280-320	320	Ⅰ期下限
	石英爆裂温度	13	220-380	307.5	
	黄铁矿爆裂温度	4	140-340	222.5	
	黄铜矿爆裂温度	1	240	240	Ⅱ期温度
	黄铁矿-黄铜矿矿物对	1	323.5	323.5	Ⅱ期温度
	闪锌矿 In 含量			330	Ⅱ期温度
	闪锌矿-方铅矿对	1		264.2	Ⅱ期温度

表 3-35　申家窑金矿包裹体成分

序	K^+	Na^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Fe^{2+}	Cu^{2+}	Pb^{2+}	Zn^{2+}	HCO_3^-	F^-	Cl^-	SO_4^{2-}	SiO_2	CO
1	6.94	16.04	6.69	6.95	0.88	0.13	0.30	0.35	36.12	0.25	22.48	117.46	6.95	
2	2.00	15.50	4.60	1.10	0.40	0.22	/	0.34	47.70	1.00	69.90	50.40	7.50	
3	23.80	10.90	8.00	4.50	0.10	2.50	/	9.30	/	2.50	13.30	15.00		3.76
4	15.99	36.42	27.47	1.75					/	2.92	114.73	6.46		

序	CH_4	CO_2	H_2O	$\sum M^+$	$\sum M^-$	$\sum M^0$	$\sum M^A$	pH	Eh	电导	$\frac{CO_2}{H_2O}$	$\frac{K}{Na}$	$\frac{KN}{MC}$	F/Cl
1				38.36	176.31		214.67	5.24	145.0	0.24		0.433	1.685	0.013
2				24.16	168.00		184.16	5.65	118.7	0.17		0.129	2.719	0.016
3	0.039	1.14	5.42	99.20	30.86	16.36	98.00	4.3	210.67	0.93	0.210	2.276	2.647	0.188
4	0.004	0.55	13.00	62.03	124.11	13.55	206.14				0.042	0.439	1.769	0.825

1～3 为本课题测试，4 号系根据河南地质科研所的资料计算获得的结果。1 号为混合岩，其余为成矿期石英，3 号之气相成分系两个数据平均值，气相成分 $ppm \times 10^{-2}$。

表 3-36　申家窑矿区氧同位素测试及计算结果

序号	样号	样品及地质	测试	$\delta^{18}O‰$	$\delta^{18}O‰_{水}$	T℃	备注
1	X_3-1-1	矿石	石英	9.84	3.75	340	①
2	X_3-0-3	矿石	石英	10.34	4.25	340	①
3	X_3-0-5	矿石	石英	12.60	6.51	340	①
4	X_3-0-6	矿石	石英	10.60	4.51	340	①
5	X_3-0-7	矿石	石英	10.70	4.67	340	①
6		矿石	石英	10.05	1.95	280	②
7	Y-30	石英网脉(Ⅲ)	石英	6.60	-6.80	180	③
8	X0134	绢云片岩	全岩	9.85			③
9	X022	混合岩	全岩	10.37	9.94	550	③
10	X0106	斜长角闪岩	全岩	9.06			③
11	X3333	变硅质岩	全岩	10.47			③
12		附沟花岗岩	石英	11.39	9.76	600	①

①胡受奚等(1988)，②河南地质科研所(1985)，③本文.

2、硫同位素组成及意义。申家窑矿床 $\delta^{34}S‰$ 变化于 0.36～5.93（表 3-37），平均 3.56。频布图上有一定的塔式效应（图 3-33）。指示硫来自深源岩石。矿区天爷庙杂岩、崤山群、熊耳群等均以深源岩石为主，可作为合适的硫源。

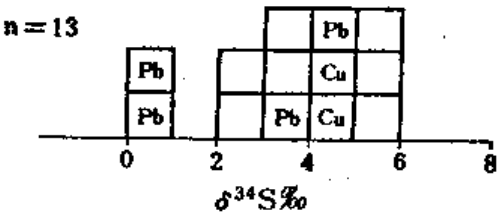


图 3-33　申家窑金矿矿石 $\delta^{34}S‰$ 直方图

表 3-37　申家窑金矿矿石硫同位素组成

序号	样号	测试	$\delta^{34}S‰$	序号	样号	测试	$\delta^{34}S‰$
1	X_3-D-1	方铅矿	0.76	8	申-黄-2	黄铁矿	5.06
2	X_3-D-2	黄铜矿	4.30	9	申-黄-3	黄铁矿	5.93
3	X_3-D-3	方铅矿	0.36	10	申-黄-4	黄铁矿	3.32
4	X_3-D-4	黄铜矿	4.09	11	申-25	黄铁矿	2.58
5	申-方-1	方铅矿	3.60	12	申-27	黄铁矿	2.85
6	申-方-2	方铅矿	4.76	13	申-26	黄铁矿	3.05
7	申-黄-1	黄铁矿	5.68	X	总平均		3.56

1-4 号据胡受奚等(1988)；5-10 号为作者测试；11-13 号据秦国群等(1989).

3、铅同位素。矿石铅同位素组成变化较小（表 3-38），表明其有统一的固定铅源。

在图 3–34 上，落在地幔线和造山带线之间，μ 值也不高（表 3–38）。指示理想的铅源是经历了造山作用改造过的幔源岩石组合，显然天爷庙杂岩和崤山群较为合适。

表 3–38　申家窑金矿矿石铅同位素组成

序号	采样地	样品地质	测试	$\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}$	$\frac{^{207}Pb}{^{204}Pb}$	$\frac{^{208}Pb}{^{204}Pb}$	μ	$\frac{Th}{U}$
1	申家窑	蚀变角砾岩	方铅矿	17.899	15.508	38.072	8.9637	4.129
2	申家窑	蚀变角砾岩	方铅矿	17.892	15.581	38.407	9.1198	4.103
3	申家窑 YD_2–CD–6–7	多金属矿石	方铅矿	17.792	15.453	37.997	9.2447	
4	申家窑 YD_2–CD–6–7	多金属矿石	方铅矿	17.935	15.491	37.983	9.3023	
5	张家河	含金石英脉	方铅矿	17.578	15.439	37.453	8.9394	3.812

1、2、5 据秦国群、尉向东；3、4 据河南地调一队

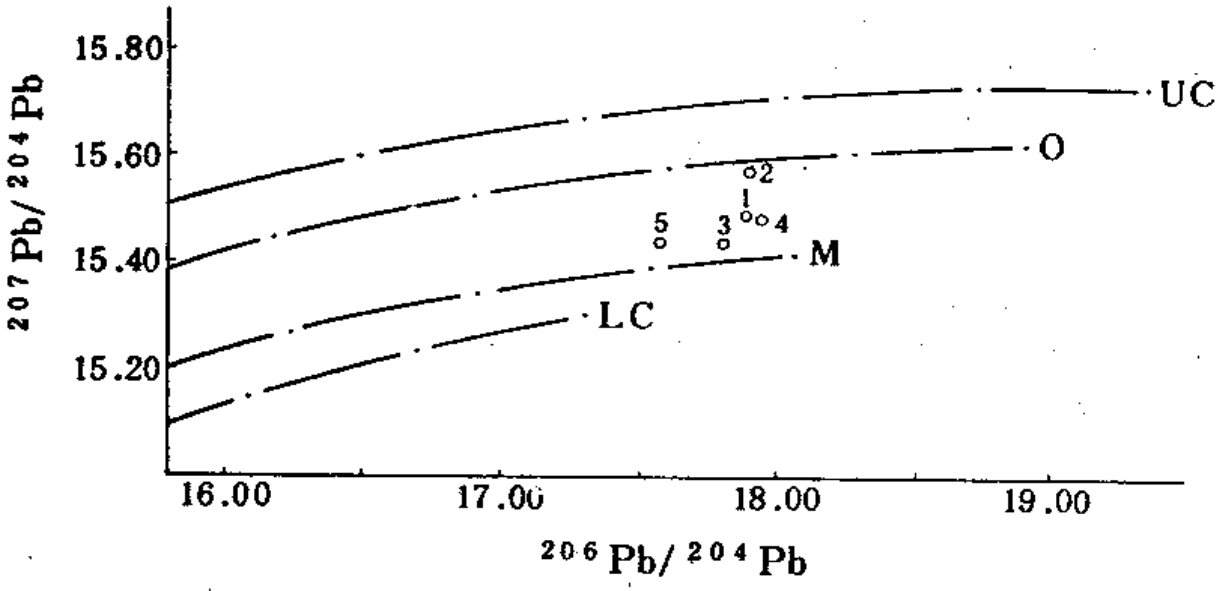


图 3–34　申家窑金矿铅构造模式

（三）元素地球化学

1、矿石组分。表 3–39 中，Na_2O 低，K_2O 较高，$K_2O/Na_2O=9.53$，显示矿化与钾化有密切关系。

表 3–39　申家窑金矿矿石化学组成(据河南地调一队，1984b)

组分	SiO_2	Al_2O_3	TiO_2	Fe_2O_3	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	MnO
含量*	60.07	12.35	0.63	12.93	0.31	1.04	3.05	0.32	1.25
组分	P_2O_5	S	Cu	Pb	Zn	As	Au	Ag	
含量*	0.60	0.76	0.065	0.85	0.25	0.17	4.5	57.3	

* 表中 Au、Ag 单位为克／吨，其余为百分含量

2、矿化蚀变岩的聚类分析（图 3-35）表明，Au 与 As、B、Ga、Ag、Cu、Pb 有明显的正相关关系，是同一组矿化元素，显示矿床属中温元素矿化。石英脉的元素聚类分析（图 3-35）亦显示出了相同的规律，即金与 Ag、Cu、Pb、Co、Mo 等中温矿化元素明显正相关。

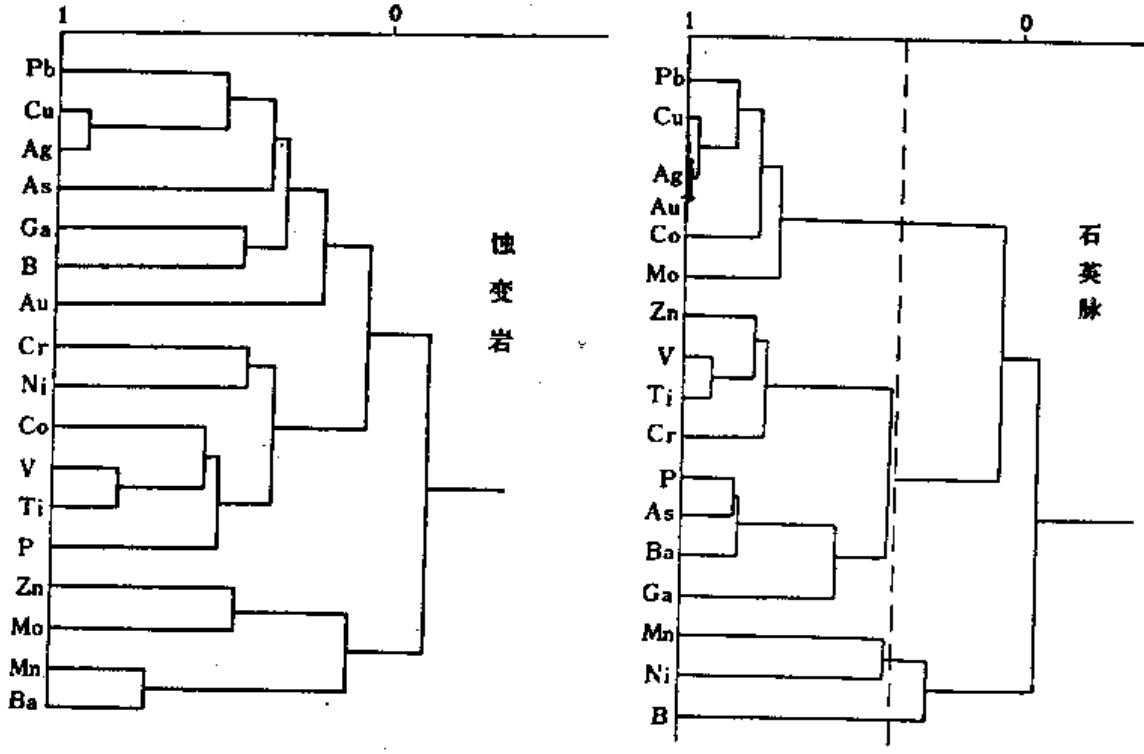


图 3-35　申家窑蚀变岩(A)和石英脉(B)R 型聚类分析

3、矿床矿石矿物成分的 R 型聚类分析显示出 Au 与 Co 的正相关性和与 Ni 的不相关（图 3-36）。Co 相对 Ni 是低温元素，表明 Au 矿化的温度不高。

四、矿床成因讨论

矿床的地质特征表明申家窑金矿属蚀变破碎带型。在三期矿化蚀变中，金矿化主要发生在Ⅰ、Ⅱ期，Ⅰ期是变质水或岩浆水导致的硅一毒砂一黄铁矿化；Ⅱ期是混合水（变质水或岩浆水+雨水）引起的硅一砷化物一多金属硫化物矿化；Ⅲ期为雨水矿化。Ⅱ期两种水混合成矿，其矿化元素和矿石矿物明显较Ⅰ、Ⅲ期复杂。由于岩浆水的离子浓度较高，一般不会低于更浅源的混合岩化热液的离子浓度，而本矿成矿溶液的离子浓度却低于混合岩的石英包裹体。故认为Ⅰ期热液为变质热液的可能性较大。按对上宫式金矿成因的讨论，变质热液成矿机制应具有与上宫金矿类似的情况。对崤山地区，南部潘河断裂是陆内俯冲带，潘河断裂以南的板片的下插即可提供申家窑金矿深源硫、铅等成矿物质，原因是俯冲板片以天爷庙杂岩、崤山群、熊耳群等为主。矿床形成所经历的三个期次的矿化与俯冲作用由强经弱到停止的过程是一致的，也与赋矿断裂自身性质的演变（由压扭→张扭）是一致的。

五、找矿方向

申家窑金矿以其赋存于中浅变质的火山岩一沉积岩建造而区别上宫金矿。申家窑式金

矿应在豫西变质火山-沉积区寻找．华熊地块及其以南的地区，变质火山—沉积岩发育较好，应作为找申家窑式金矿的重点地区。

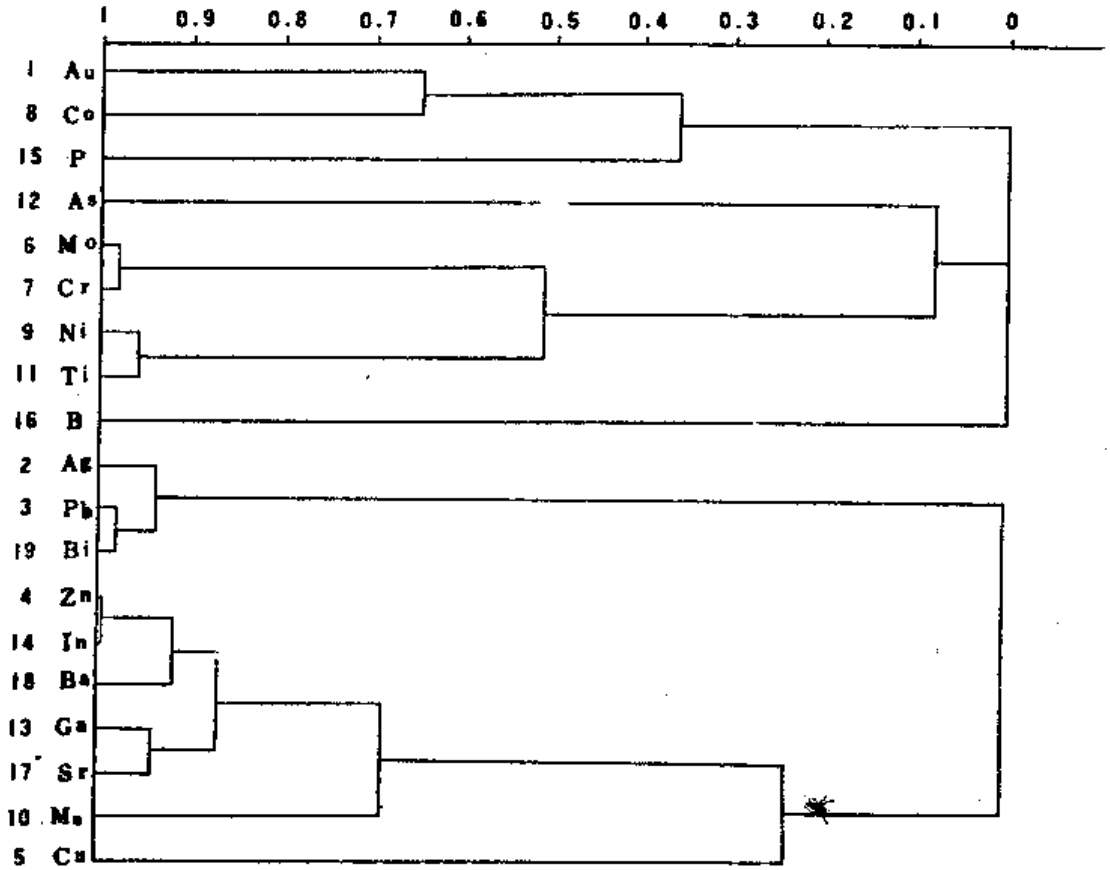


图 3-36　申家窑金矿单矿物 R 型分析

第八节　石英脉型杨砦式金矿的地质特征、成矿模式和找矿方向

石英脉型金矿是河南省最重要的金矿类型，它们集中在小秦岭矿田，称杨砦式．小秦岭金矿田的成矿地质背景和矿床成因的研究工作较多。本文仅作概略总结，以便获得与其它类型和其它地区的金矿可以对比的系统认识。

一、成矿地质背景

小秦岭金矿田以北是汾渭盆地，二者以小秦岭北缘断裂（含太要—故县—阳平断裂）为界；矿田南界是寻马道断裂（75km 长）．矿田出露岩石是早前寒武变质岩石和后期的混合岩、花岗岩．早前寒武变质岩被一直作为太古宙太华群，胡受奚等(1988)的工作证明其为元古宇．关于这套岩石的建造性质，胡志宏（1984）、周顺之等（1990）、王亨治等(1983）做了详细的研究和层序划分．根据笔者(1989，1988)对舞阳、鲁山等地的研究结果，认为小秦岭变质岩可划分出 2300Ma 后的孔达岩系和 2300Ma 前的绿岩建造．经与周顺之、王亨治、姚宗仁等多次讨论，基本取得统一认识，认为焕池峪组、观音堂组和少部

分抢马组的一套以硅线榴英片麻岩、石墨片麻岩、大理岩、石英岩为特征的副变质岩系，与典型的孔达岩系的组合一致，划归水滴沟群。闾家峪组和大部分抢马组岩石与鲁山荡泽河群相似，主要是混合岩化的斜长角闪岩、角闪片麻岩、黑云片麻岩，原岩为火山—沉积岩建造，且以基性火山岩为主，属绿岩带，划归荡泽河群。

胡受奚等(1988)、胡志宏等(1984)研究表明，小秦岭矿田有多期岩浆活动和混合岩化作用，但以中生代岩浆侵入作用最强，形成了华山、文峪、娘娘山三个大的改造型花岗岩基。花岗岩南侧有大量金矿。

小秦岭褶皱构造以五里村大背斜为主，轴部出露荡泽河群。区内断裂构造极为发育，以 NWW 向为主，次为 NE 向，断裂多为压性或压扭性，且显先压后张的特征，断裂带内有糜棱岩发育。

二、金矿地质特征

1、矿床产出。矿床和矿化严格受断裂控制，赋矿断裂为 NWW 向，河南境内 400 多条石英脉 551 个产状的主要倾向是 196°，次为 16°，倾角较缓，它们集中在五里村大背斜南翼或核部，属同斜斜切断层。矿体以石英脉形式产出，形态规则，多呈板状、脉状、透镜状，矿体与围岩界线十分清楚。

2、矿石组构。结构有自形—半自形—它形粒状、充填、交代、碎裂、乳滴、似斑状等结构。构造以块状、条带状、网脉状、细脉状、浸染状、斑杂状、角砾状、晶洞状、蜂窝状构造为主。

3、矿石建造。非金属矿物以石英为主，次为绢云母和铁白云石、方解石等；金属矿物以黄铁矿为主，次为方铅矿、黄铜矿、闪锌矿等。常见矿石类型是黄铁矿型、多金属硫化物型、蚀变围岩型和氧化矿石。

4、矿化蚀变分期。根据王亨治等(1983)、胡志宏等(1984)研究结果，本文将矿化蚀变分为三期。Ⅰ期发生石英脉黄铁矿矿化。Ⅱ期为石英多金属硫化物矿化。Ⅲ期包括两个阶段，早阶段形成石英—铁白云石—黄铁矿矿化，晚阶段形成碳酸盐—石英细脉。矿化伴生的围岩蚀变为绢云母化、硅化、碳酸盐化、黄铁矿化、钾长石化、黑云母化、绿泥石化、绿帘石化等。蚀变岩以绢英岩和黄铁绢英岩为主。矿体围岩蚀变带一般较窄，通常在 0.1～2 m，个别部位达 7～8 m。蚀变在破碎带走向上延续性好。从矿体到围岩蚀变分带明显，即黄铁绢英岩化带（几 cm～1 m）→绢英岩化带（0.1～2 m）。时间上，早期发生中高温钾长石化、黑云母化、硅化、黄铁矿化，中期发生中温黄铁绢英岩化和碳酸盐化及多金属硫化物化，晚期则为低温碳酸盐化、绢云母化、高岭土化。

5、矿化富集规律。①断层带严格控制矿化带，没有断层就没有矿化。②断层带有石英脉充填时矿化好，呈交代定位者矿化差，无石英脉时矿化不能达工业要求。③石英脉产状变化处、膨大处、分枝复合处矿化好。④黄铁矿等硫化物含量高时矿化好。⑤粉末状或烟灰状黄铁矿含量高时矿化好。

6、金的赋存与成色。金以自然金、银金矿呈粒间金、裂隙金、包体金的形式嵌布在黄铁矿、石英等矿物中，成色在 920 左右。粒度较细，一般小于 0.35mm，最小为 0.0001mm；但个别较大，达 7×12mm。明金可见。

三、矿床地球化学

（一）包裹体地球化学

1、成矿温度测定。王亨治等（1983）获得的48件均一温度和34件爆裂温度表明(表3-40)：Ⅰ期矿化温度在251.5～303.4℃；Ⅱ期为209.1～296℃；Ⅲ期为155～178℃(早阶段为155～178.2℃，晚阶段为155℃)。胡志宏等（1984）进一步工作取得了与王亨治等一致的认识。笔者基本接受上述认识。但根据Ⅰ期和Ⅱ期分别有338℃和336℃均一法温度获得，我们认为Ⅰ、Ⅱ期上限至少应分别提高到338℃和336℃。

2、成矿溶液的成分和性质。表3-41为小秦岭金矿包裹体成分。可以看出，Ⅰ、Ⅱ期溶液（1～4号）具较高的K^+、Na^+、Ca^{2+}、HCO_3^-、Br^-、SO_4^{2-}和$\sum M^+$、$\sum M^-$、$\sum M^\pm$，而同时具有较低的CO_2、NO_3^-、CO_2/H_2O、F/Cl、K/Na、KN/MC、$\sum M^0$，表明成矿溶液有利于矿化，是金沉淀的有利溶液。高的pH（6.86～7.70，平均7.25）和低Eh表明溶液是碱性还原性质，同样有利于金的还原沉淀。另外，上述溶液的成分和性质也表明其属深源性质。与早期成矿溶液相比，Ⅲ期溶液的K^+、Na^+、Ca^{2+}、HCO_3^-、Cl^-、SO_4^{2-}、Br^-等明显降低，F/Cl、K/Na、KN/MC、$\sum M^0$、CO_2、NO_3^-、CO_2/H_2O明显升高，显示了向低温方向的演化和浅源物质的增多，指示成矿溶液可能来自大气降水。而溶液低的$\sum M^+$、$\sum M^-$、$\sum M^\pm$和KN/MC都表明Ⅲ期成矿溶液是不利于矿化的，pH的降低和Eh的升高表明Ⅲ期溶液较Ⅰ、Ⅱ期向酸性氧化方向演化，一方面指示大气降水的加入，另一方面指示热液的性质不利于金的沉淀富集。

表3-40 小秦岭金矿包裹体温度统计表

矿化阶段	矿床	矿物	均化法℃			爆裂法℃			平均温度变化范围(℃)
			平均	范围	方法总平均	平均	范围	方法总平均	
Ⅰ	杨砦峪 阳平 枪马 文峪	石英	265.9(3) 260.2(7) 264.5(9) 270 (3)	221–332 184–297 206–338 220–280	265.1	286(6) 320.7(6)	170–370 290–370	303.4	251.5–303.4
	杨砦峪 阳平	黄铁矿				246(4) 257(4)	170–246 210–304	251.5	
Ⅱ	阳平 枪马 文峪	石英	162.1(7) 233.5(5) 231.7(10)	255–315 126.5–336 173–283	209.1	296(5)	255–315	296.0	209.1–296.0
	杨砦峪	黄铁矿				211.2(3)	170–270	211.2	
Ⅲ	杨砦峪	石英 黄铁矿	155(4)	135–175	155	178.2(5)	135–265	178.2	155.0–178.2
Ⅳ	杨砦峪	黄铁矿				155(4)	155–255	155.0	155.0

注：括号内为样品数

表 3-41 小秦岭矿田包裹体成分

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	$\bar{X}_1$	$\bar{X}_2$
K^+	1.54	2.49	2.49	0.71	1.54	2.49	1.30	1.30	0.93	0.77	1.81	1.39
Na^+	8.37	13.54	8.35	3.58	5.72	11.98	5.72	3.18	4.13	4.87	8.46	6.16
Ca^{2+}	9.29	18.93	30.71	5.00	4.59	8.06	4.59	4.28	2.35	2.76	15.98	3.67
Mg^{2+}	0.86	0.84	1.19	1.00	1.29	2.41	1.55	0.76	0.52	0.94	0.97	1.25
HCO_3^-	22.8	48.9	88.9	12.4	7.5	29.9	6.70	13.8	6.3	6.7	43.25	11.82
F^-	0.52	4.70	1.09	2.23	0.97	1.25	4.59	3.43	0.51	2.61	2.14	2.23
Cl^-	10.67	19.26	13.65	4.36	14.00	18.72	15.78	5.6	7.94	7.18	11.99	11.54
SO_4^{2-}	4.17	8.66	9.49	8.34	5.00	5.00	3.35	5.15	4.65	3.72	7.67	4.48
NO_3^-	–	0.19	–	微	0.41	0.41	–	–	–	0.38	0.05	0.21
Br^-	1.55	0.60	1.00	3.35	–	–	–	0.47	–	–	1.63	0.08
CH_4	0.12	0.03	0.03	0.03	–	–	0.02	–	0.02	微	0.05	0.02
CO_2	11.53	6.92	6.59	4.28	35.59	20.43	98.19	23.39	69.52	10.54	7.33	42.94
H_2O	395.2	536.2	474.0	694.0	452.6	511.5	570.0	613.3	538.8	567.1	524.85	542.22
H_2	0.104	0.025	0.016	0.028	0.176	0.230	0.012	0.256	0.020	0.051	0.04	0.12
$\sum M^+$	20.60	35.80	42.74	10.29	13.14	24.94	13.16	9.52	7.93	9.34	27.36	13.01
$\sum M^-$	39.71	82.31	114.13	30.68	27.88	55.28	30.42	28.45	19.40	20.59	66.71	30.34
$\sum M^0$	406.95	543.18	480.64	698.34	488.37	532.16	668.22	636.95	608.36	577.69	532.28	585.29
$\sum M^+$	60.31	118.11	156.87	40.97	41.02	80.22	43.58	37.97	27.33	29.93	94.07	43.34
pH	6.86	7.41	7.70	7.03	5.89	6.78	5.40	6.34	5.49	6.37	7.25	6.05
Eh	−0.467	−0.508	−0.533	−0.479	–	–	−0.326	–	−0.349	–	−0.497	−0.338
CO_2/H_2O	0.03	0.013	0.014	0.006	0.079	0.040	0.172	0.038	0.129	0.019	0.016	0.080
K / Na	0.18	0.18	0.30	0.20	0.27	0.21	0.23	0.41	0.23	0.21	0.22	0.26
KN / MC	0.98	0.71	0.34	0.72	1.23	1.38	0.14	0.89	1.76	1.52	0.69	1.32
F / Cl	0.049	0.244	0.080	0.511	0.069	0.067	0.291	0.613	0.064	0.364	0.178	0.193

表中 1–10 数据引自晁援等(1989), $\bar{X}_1$ 和 $\bar{X}_2$ 分别为 1–4 和 5–10 的数据平均

(二) 同位素地球化学

1、氧氢同位素。表 3-42 为小秦岭矿田部分 $\delta^{18}O‰$ 数据和笔者计算的成矿溶液 $\delta^{18}O‰$ 值(计算公式 $\triangle_{石英-水}=3.306\times10^6T^{-2}-2.71$, $\triangle_{铁白云石-水}=2.876\times10^6T^{-2}-2.75$, $\triangle_{方解石-水}=2.78\times10^6T^{-2}-2.89$, $\triangle_{重晶石-水}=3.01\times10^6T^{-2}-7.3$)。早期成矿溶液 $\delta^{18}O‰$ 变化于 3.53～6.00, 较为集中，平均值为 4.26 (11 个数据)，与变质水成分一致。晚期石英、方解石、铁白云石、重晶石等矿物形成时，溶液 $\delta^{18}O‰$ 变化于 −8.63～−1.32，总平均 −4.04 (21 个数据)，显然属大气降水成矿热液。3 个Ⅱ期石英沉淀时溶液 $\delta^{18}O‰$ 为 1.32

～3.29，平均 2.00，在低于变质水或岩浆水的同时，又高于大气降水，显示了两种水复合在一起的混合水特征。即氧同位素表明小秦岭金矿床形成于从早期变质水或岩浆水向晚期大气降水演化的过程，此规律可以清楚地表示在图 3–37 上。而且，该图指示了早期成矿溶液属变质水性质，而与岩浆水略有不同。应该说明，有人曾将表 3–40 中的 5 个方解石全部作为Ⅲ期矿物，并以其平均值（14.73）计算Ⅲ期成矿溶液的 $\delta^{18}O‰=2.44$，得出晚期大气降水混入变质水不超过 30% 的结论。从表 3–40 可以看出，5 个方解石明显分为两组，其中 3 个 $\delta^{18}O‰$ 为 9.93、10.07、10.97，另两个 $\delta^{18}O‰$ 为 21.72 和 20.97，彼此差别较大，不可能在同种条件下形成。计算表明，前 3 个方解石是晚期矿化时形成。后两个最可能是在成矿后的非热液作用的表生条件下形成的淡水方解石（表 3–43），而这也是此 2 个方解石的唯一可能的成因。否则，将与其它方面的资料相矛盾。将按 25℃ 计算的 $\delta^{18}O‰_{水}$ 值投影在图 3–37 上，恰在现代雨水线上。正确处理了 5 个方解石的 $\delta^{18}O‰$ 之后，可以发现，成矿早期为变质水，中期为变质水与雨水的混合水，晚期是大气降水。

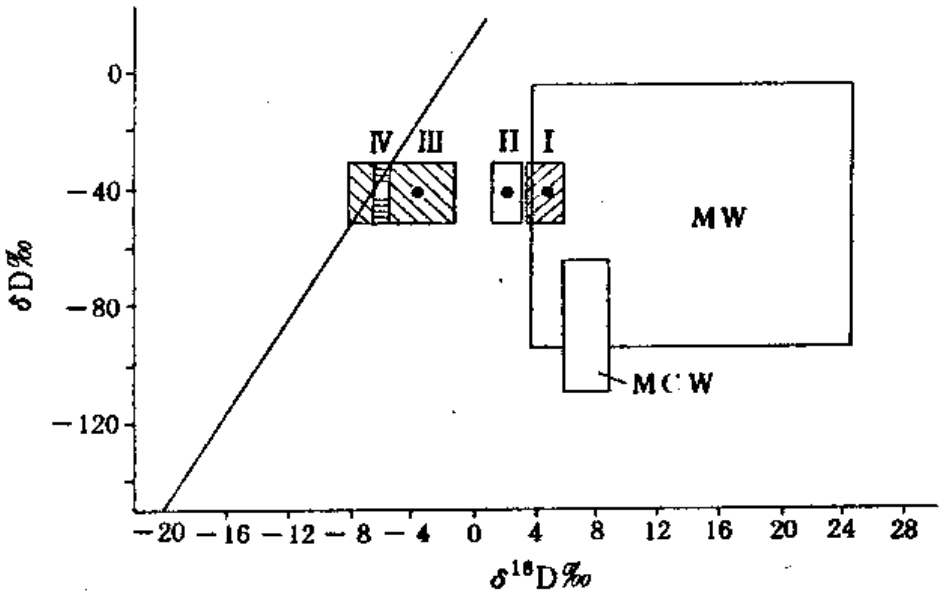


图 3–37　小秦岭矿田不同成矿期的溶液氢氧同位素组成及演化

Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ、Ⅳ分别代表Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ期和成矿后表生作用期的溶液氢氧同位素组成范围，实点为各期的平均值。MW 和 MCW 分别代表变质水和岩浆水。

2、硫同位素特征。小秦岭矿田积累了大量 $\delta^{34}S‰$ 数据，由于不同矿床形成的物化条件不尽相同，导致不同矿床的 $\delta^{34}S‰$ 亦不尽相同，为消除这种差别的影响，仅以杨砦峪和文峪两矿的资料说明。杨砦峪矿床 65 个 $\delta^{34}S‰$ 变化于−3.00～5.04，其中 56 个黄铁矿变化于−1.77～4.8，平均 2.60，且塔式效应明显（图 3–38），显示深源特点，文峪矿 37 个黄铁矿 $\delta^{34}S‰$ 变化于 0.5～6.4，平均 3.99，同样显示深源特征。

成矿过程中同位素可以很大程度均一化，这为多种浅源硫复合在一起经过均一化后而呈深源硫的特征提供可能。小秦岭矿田变质岩的 $\delta^{34}S‰$ 变化于−1.8～4.3，平均 2.60（6 个数据），与矿石硫十分接近，而此结果与矿区花岗岩、混合岩等的 $\delta^{34}S‰$ 也相似。据此，作者认为矿石硫可能与花岗岩的硫同来自变质岩系。

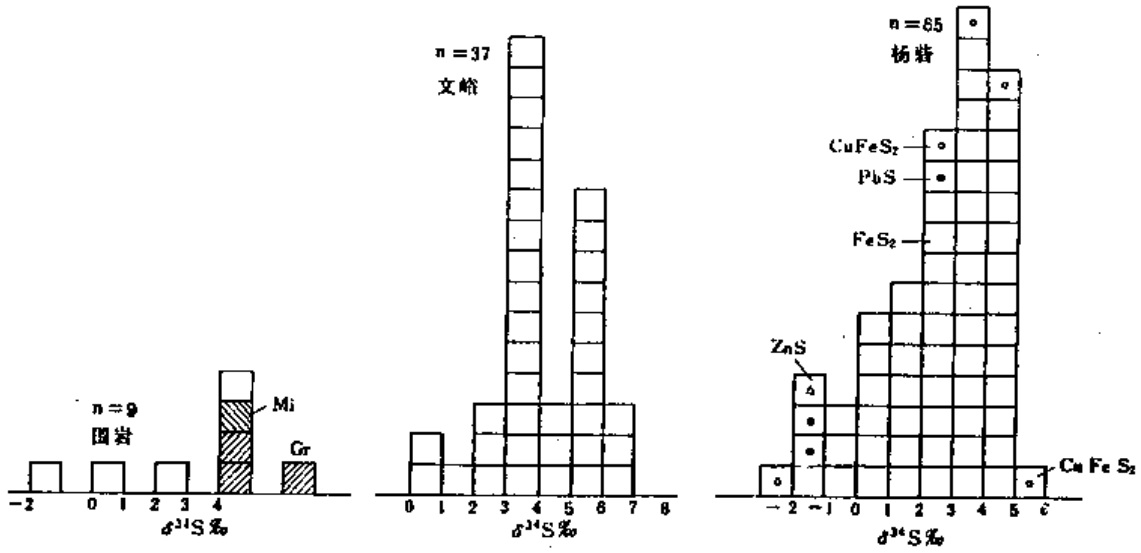


图 3-38　小秦岭矿田矿石及围岩硫同位素组成

Mi、Gr 代表混合岩和花岗岩

表 3-42　小秦岭矿田部分氧同位素数据

样品地质	$\delta^{18}O‰$	$\delta^{18}O‰_{水}$	T℃	注
竹峪Ⅰ期石英	11.50	3.78	290	①
杨砦峪Ⅰ期石英	12.53	6.00	325	①
杨砦峪Ⅰ期石英	10.06	3.53	325	①
竹峪Ⅱ期石英	10.10	1.39	265	①
杨砦峪Ⅱ期石英	11.59	3.29	275	①
杨砦峪Ⅱ期石英	9.62	1.32	275	①
矿田 8 个早期石英最小值	10.89	3.53	300	②
矿田 8 个早期石英最大值	12.69	5.33	300	②
矿田 8 个早期石英平均值	11.56	4.20	300	②
矿田 6 个晚期石英最小值	6.29	−8.63	160	②
矿田 6 个晚期石英最大值	9.76	−5.16	160	②
矿田 6 个晚期石英平均值	8.16	−6.76	160	②
矿田 11 个晚期铁白云石最小值	8.23	−4.36	160	②
矿田 11 个晚期铁白云石最大值	10.74	−1.85	160	②
矿田 11 个晚期铁白云石平均值	9.58	−2.74	160	②
矿田晚期重晶石	0.77	−7.98	160	②
矿田晚期方解石	9.93	−2.56	155	②
矿田晚期方解石	10.07	−2.22	155	②
矿田晚期方解石	10.97	−1.32	155	②
矿田表生方解石	21.72	−5.67	25°	②
矿田表生方解石	20.97	−6.42	25°	②
矿田白钨矿	1.60			②

①胡志宏 1984；②王亭治等 1983

表 3-43　裂生方解石在不同温度下的平衡水 $\delta^{18}O‰$

方解石 $\delta^{18}O‰$	155℃	260℃	300℃	25℃
21.72	9.43	14.83	16.14	−5.67
20.97	8.68	14.08	15.39	−6.42

3、碳同位素特征。矿床 14 个碳酸盐 $\delta^{13}C‰$变化于−3.19～−7.59，平均−5.33，符合岩浆岩或岩浆源物质的特点。其可能原因有：①岩浆源；②来源复杂，但在成矿时被高度均一化而呈深源碳特点。

4、铅同位素组成。图 3-39 中，多数数据(表 3-44)落在地幔线附近，表明铅主要源自幔源物质。部分样落在上地壳线附近或以上，还有样品落在下壳线以下，指示成矿铅的多源特点。

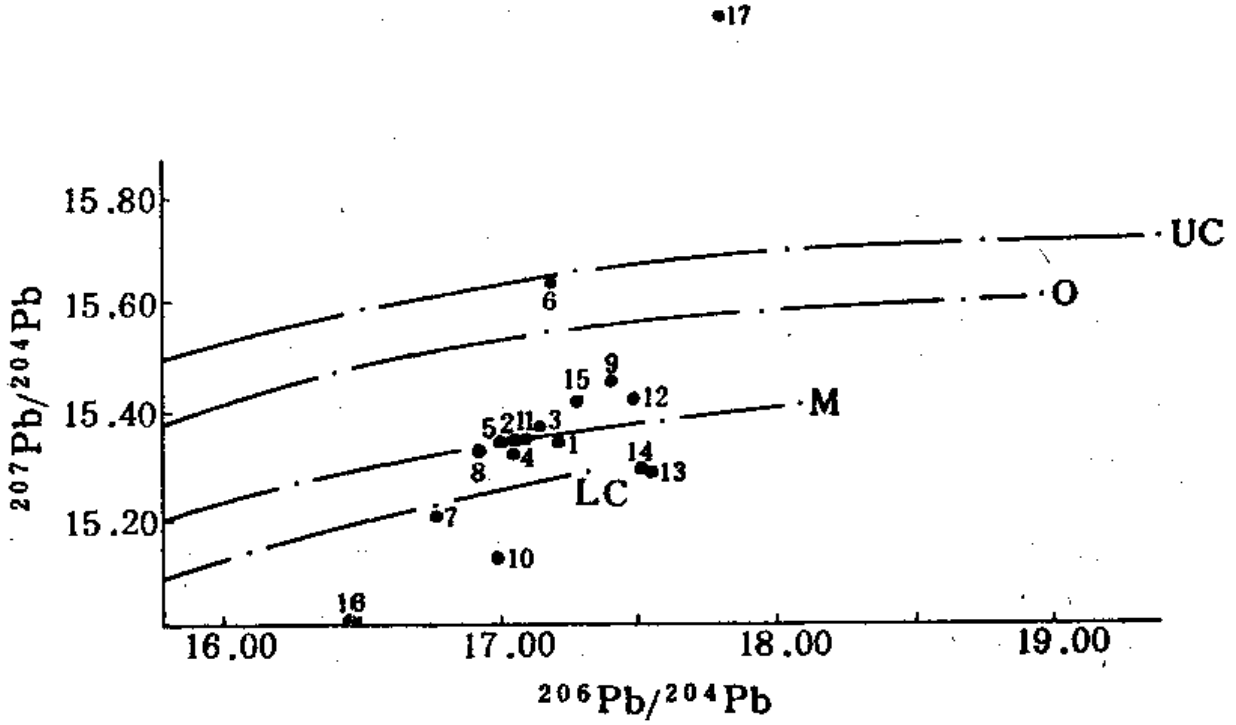


图 3-39　小秦岭矿田部分矿石铅同位素组成

（三）元素地球化学

矿石成矿元素相关分析表明（图 3-40），金与 Ni、Co、Ag、Fe、S 等正相关明显，属同一组矿化元素，而与 Sb、Cd、Pb、Zn 等低温元素的相关性较差，表明金矿化主要发生在Ⅰ、Ⅱ期中高温条件的变质作用过程，Ⅲ期的低温大气降水循环热液对矿化贡献不大。

表 3-44 小秦岭金矿田部分铅同位素组成(引自胡志宏，1984)

序号	样号	样品地质	测试	$\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}$	$\frac{^{207}Pb}{^{204}Pb}$	$\frac{^{208}Pb}{^{204}Pb}$	μ	$\frac{Th}{U}$
1	GⅡgal1	金钢金矿床	方铅矿	17.2038	15.3544	37.4645	8.59738	4.163
2	U_2-Pb	文峪矿床	方铅矿	17.0588	15.3584	37.4023	8.6261	4.231
3	U_1-Pb	文峪矿床	方铅矿	17.1463	15.3793	37.4979	8.65334	4.226
4	Q_2M-Pb	枪马矿床	方铅矿	17.0467	15.3331	37.3416	8.57877	4.201
5	P-12	杨岩峪矿床	方铅矿	16.9958	15.3571	37.3685	8.63369	4.256
6	Ws-50	文峪矿床	方铅矿	17.1717	15.6349	38.3406	异常	异常
7	Ws-17	文峪矿床	方铅矿	16.6759	15.2117	36.5094	异常	异常
8	Ws-80	文峪矿床	方铅矿	16.8772	15.3404	36.9544	8.62048	4.110
9	Ws-1023	文峪矿床	方铅矿	15.5297	16.7463	39.4065	异常	异常
10	Ws-18	文峪矿床	方铅矿	17.8083	16.1813	39.3016	异常	异常
11	文 204	文峪矿床	方铅矿	17.4096	15.4686	39.9188	8.78751	5.299
12	铜 201	金铜岔矿床	方铅矿	16.9764	15.1251	38.3846	异常	异常
13	M-14	潼关金矿	方铅矿	17.072	15.355	37.764	8.6173	4.414
14	Et-5	潼关金矿	方铅矿	17.484	15.436	38.084	8.71596	4.309
15	$76TW_3$	潼关金矿	方铅矿	17.550	15.300	38.03	8.45407	4.204
16	Q_{212}	桐峪金矿	方铅矿	17.547	15.302	38.086	8.4580	4.234
17		金铜岔金矿	方铅矿	17.273	15.439	38.23	8.74973	4.533

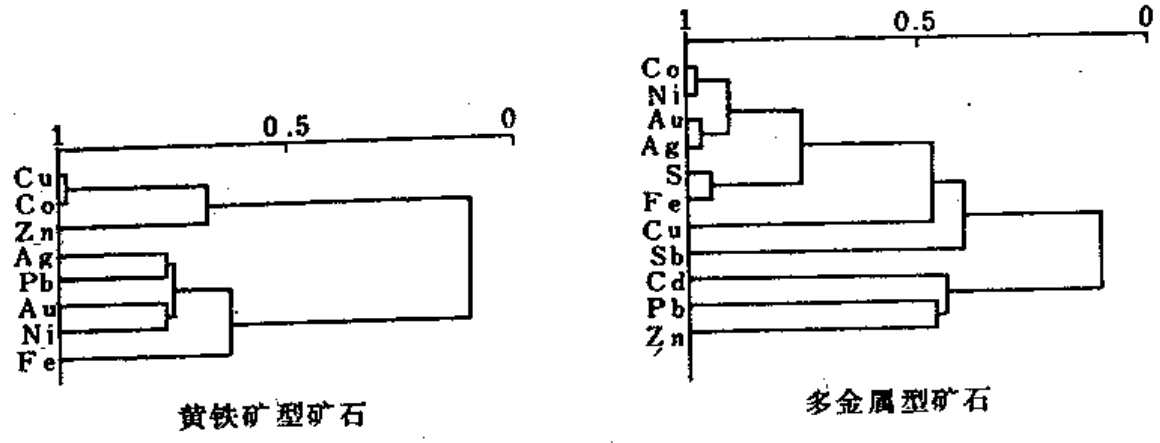


图 3-40 小秦岭矿石 R 型分析(引自王亭治等，1983)

四、矿床成因讨论

矿床的矿化富集规律、包裹体成分特征、成矿元素相关关系以及氧同位素资料等均表明矿床主要形成在Ⅰ、Ⅱ期的中温热液，尽管Ⅱ期矿化有雨水混入，矿床形成的根本动因仍是变质作用，而不太象是岩浆作用。所以，由什么物质在何种机制下发生变质已是解决小秦岭金矿成因的关键。赋矿围岩的变质温度在550℃以上（角闪岩相下限），其变质时埋藏深度必然很大；而矿床形成的温度上限是338℃，且在成矿中、后期有雨水热液参与。这使得我们无法将围岩的变质和矿床的形成置于同一种环境下，亦即矿化与围岩变质是不同时期的地质作用。多方面的资料均支持矿化是发生在与文峪、娘娘山岩体形成同时的中生代。在第一章已经阐明，中生代是豫西地区碰撞造山作用的挤压和伸展的脉动交替作用期。我们不妨用此构造背景来说明岩浆、变质和矿化的发生。在挤压时，寻马道断裂以南的陆壳板片俯冲在小秦岭金矿田之下，俯冲板片因受到高的温压作用而变质，分泌的热液在仰冲盘——小秦岭矿田的有利部位聚集结晶，形成石英脉及蚀变矿化岩石。挤压结束并向伸展期转变时，深部易熔物质因压力的降低而突然大量液化并向上迁移到断层带，浅部岩层中的循环雨水也因断层带的减压和扩容而大量涌进已被Ⅰ期石英脉充填的断层带，断层带内深部分泌水和浅部循环雨水的混合使得各自携带的成矿物质因溶液性质的突然改变而大量快速沉淀下来，从而形成富含金的细粒烟灰状黄铁矿和多金属硫化物矿化。随深部分泌溶液的减少和消失，断层带内只剩有循环的雨水溶液引起Ⅲ期的矿化蚀变，由于缺乏深部上升的高温热液，故Ⅲ期的矿化温度较低。不难理解，单由一种热液携带的物质成份种类和数量远不及两种或多种热液。所以，Ⅰ期变质热液矿化蚀变和Ⅲ期循环雨水热液矿化蚀变的蚀变类型、矿物种类、矿化元素种类等远不及Ⅱ期混合热液的矿化蚀变复杂，对矿化的贡献也不及Ⅱ期重要。应该说明，此规律也适于前已讨论过的和后面即将讨论的其它类型的矿床。

按上面的模式，铅源的复杂性可用俯冲板片岩石的复杂性解释，亦可由深部溶液和浅部溶液搬运的成矿铅的复杂性解释。但多数铅落在地幔线附近指示着荡泽河群对成矿物质的重要贡献，故可以认为俯冲板片由相当多的荡泽河群岩石组成。至于硫、碳的深源特征，一方面由荡泽河群本身的深源性说明，另一方面可由复杂源在俯冲到深部时的高度均一化说明。总之，本文所建立的模式可以将矿区各种地质特征和地球化学资料有机地融合在一起。

五、找矿方向

按建立的模式，小秦岭矿田的华山岩体、文峪岩体南侧的断层带仍为找评石英脉型金矿的重点。豫西一些大的改造型花岗岩体的南侧均是找石英脉型金矿的有利地带。

第九节　瑶沟金矿——硅化体型和蚀变破碎带型的地质特征和成矿规律及其对比

瑶沟金矿是1987年由核工业部中南局308队(1988)发现。矿床位于111°54′～111°56′E, 34°7′20″～34°05′40″N。即嵩县德亭乡瑶沟村北。

一、成矿地质背景

(一) 区域地质

矿床产于熊耳山区的东部，与祁雨沟、上宫金矿属同一地区．不再赘述．

(二) 矿区地质

瑶沟金矿产于中生代五丈山花岗斑岩岩基（60km^2）和花山花岗岩基（200km^2)的东南 2.5km 处的熊耳群火山岩内．矿区熊耳群主要是鸡蛋坪组英安岩、安山岩、角砾集块熔岩等，总体呈 SE 倾向，受构造破碎明显，多被切割成不同规模的菱柱体，破碎强烈处遭受明显的热液蚀变．矿区被夹持在陶村—马元断裂和下蛮峪断裂之间，断裂构造极为发育，尤以 NE／SE140°～150°＜45°～70°一组断层最为醒目，该组断层历经先压扭后张扭的构造作用，发育 0.5～10 m 的糜棱岩化带，断层带内因强烈硅化而为次生石英岩或者不典型的石英脉（交代定位）占据，有金矿化，以 4 号带为代表(图 3-41)。仅次于 NE 向断层者是近东西向压性破碎带，以 14 号带为代表，产状 0°～20°＜40～50°，破碎带较宽（10～30 m），破碎带宏观上由不同尺度的构造透镜体组成，微观上是强片理化、糜棱岩化的岩石．破碎带内有较强的蚀变和矿化．矿区还有近南北向的张扭性断层和 NW 向的压扭性节理或小型断层．总之，断裂构造总体上配套，指示古应力场是南北挤压后再伸展的特征．矿区西北有红疙瘩岭斑岩出露，矿区闪长玢岩、煌斑岩、萤石脉等较发育。

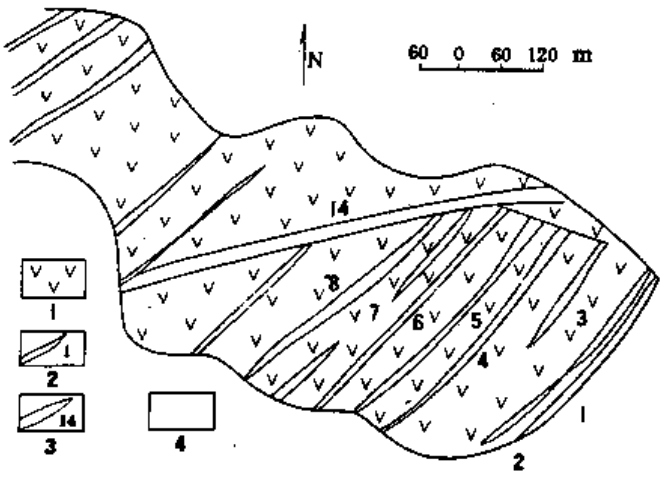


图 3-41 瑶沟矿区矿带分布及地质简图

(据核工业中南局 308 队改绘)

1-熊耳群火山岩；2-硅化体及编号；

3-蚀变破碎带及编号；4-新生代盆地沉积。

二、矿床地质

瑶沟矿区有以 4 号带为代表的硅化体型矿化和以 14 号带为代表的蚀变破碎带型矿化两种类型，现分述于下。

(一) 蚀变破碎带型——以 14 号带为例

1、矿体产出。矿化发生在 10～30 米或更宽的的破碎带内，矿化中心不单一，造成矿带东段有三个矿体平行出现，呈"小"字形分布．矿体多呈不规则复杂脉状，膨大狭缩现象明显，矿体尖灭侧现、尖灭再现的现象较多．矿体产状大致与断裂一致，局部小角度斜交。总体 0°～20°＜45°～60°。矿体与围岩界线不甚清楚，其差别仅在于破碎和蚀变的强度。

2、矿石组构，主要构造是角砾状、网脉状、斑杂状、浸染状、条带状等．以各种交代结构和碎裂结构为特征。

3、矿石建造．主要非金属矿物为石英、绢云母、方解石．铁白云石、绿泥石等．主

要金属矿物有黄铁矿、镜铁矿、褐铁矿，次为黄铜矿、方铅矿、闪锌矿、辉钼矿等。

4、矿化蚀变及分期。Ⅰ期为面型渗透式硅化、黄铁矿化、绢云母化、绿泥石化等，以形成浸染状黄铁绢英岩和黄铁绢英岩化安山岩、英安岩为特征。Ⅱ期矿化略显线型特征，以形成镜铁矿网脉和以黄铁矿为主的多金属硫化物—石英网脉、细脉为标志，伴随蚀变仍以黄铁绢英岩化、硅化为主，次为碳酸盐化等，有重晶石出现。Ⅲ期蚀变表现为方解石或铁白云石—石英细脉贯入，伴有少量黄铁矿、方铅矿生成；有时也表现为萤石脉的形成。空间上，蚀变分带性不明显。

5、矿化富集规律。①矿化发生在断层带，岩石破碎强、蚀变强时矿化好。②金与铁的硫化物、氧化物、氢氧化物的含量正相关。③金与黄铁矿等硫化物含量正相关。④Ⅰ、Ⅱ期矿化叠加明显时矿化好。

6、金的赋存与成色。金以自然金形式为主，次为银金矿。金粒度变化于 0.09～<0.0002mm，集中在 0.074～0.01mm（占 79.77%）。以粒间金、包体金、裂隙金嵌布于褐铁矿、赤铁矿、石英、黄铁矿等矿物中。金成色在 875～940，含银 5.97～12.36%，另有微量铜和铁。

（二）硅化体型——以 4 号带为例

1、矿体产出。以 4 号带为代表的硅化体型矿体严格受 NE 压扭性断层控制矿化中心固定。硅化体以次生石英岩的形式交代定位，一般结晶较细。局部粗者呈乳白色，定位方式也趋向贯入特征，并向石英脉过渡。绢云母和黄铁矿含量高的次生石英岩与黄铁绢英岩化围岩呈过渡关系。但总体上硅化体与围岩界线清楚，呈似层状、透镜状，矿体寄存在硅化体内，常见尖灭再现。

2、矿石组构。构造以块状、角砾状、条带状、网脉状、浸染状为主。结构以交代变晶结构、碎裂结构、交代残余结构、镶嵌结构常见。

3、矿石建造。非金属矿物以石英占绝对优势。次为绢云母、钾长石、绿帘石、绿泥石、铁白云石、方解石等。金属矿物以黄铁矿、镜铁矿为主，次为黄铜矿、方铅矿、闪锌矿、辉钼矿、孔雀石等。

4、矿化蚀变及分期。矿化蚀变分为三期：Ⅰ期早阶段为面型渗透式黄铁绢英岩化黄铁矿呈浸染状；晚阶段为线性次生石英岩（即硅化体形成）化，伴粗晶团块黄铁矿浸染。Ⅱ期网脉状石英-多金属硫化物-镜铁矿化，石英多呈玉髓，伴重晶石，限于硅化体内。Ⅲ期为细脉状石英—碳酸盐（—黄铁矿）化。各期蚀变均伴有围岩的硅化、绢云母化、碳酸盐化、绿泥石化等。空间上蚀变分带明显，从中心向外是：粗晶次生石英岩→细晶无色或条带状次生石英岩→黄铁绢英岩→黄铁绢英岩化英安岩→青盘岩化英安岩→英安岩。

5、矿化富集规律。①矿化发生在断层带，矿体产于硅化体内。②硅化强时矿化好。③硅化体破碎强时矿化好。④网脉状镜铁矿-硫化物发育好时矿化好。⑤石英、黄铁矿颗粒细小时矿化好。

6、金的赋存与成色。主要以自然金的形式嵌布在石英、黄铁矿等矿物中，其余同 14 号带。

三、矿床地球化学

（一）包裹体地球化学

1、包裹体特征及温度。表 3-45 为瑶沟矿床石英包裹体特征和测温数据。可以看出

红疙瘩岭斑岩的盐度明显高于矿石。斑岩包裹体以多相为主，矿石石英包裹体以气液相为主。矿石石英部分多相包裹体的出现意味着成矿溶液可能受到岩浆作用的影响或者成矿溶液的矿化方式在一定程度上具有岩浆热液矿化的特点。

表 3-45　瑶沟矿区石英包裹体特征及均一温度

形态	大小	类型	气/液/(固)	温度	盐度	密度	样号及注释
椭圆	6×5μ	气液	30/70	280	8.54	0.829	89-101 1号带矿石石英. 主要为气相，次为气液相，局部有多相包体，子晶为 NaCl，次为 KCl.
椭圆	6×4μ	气液	15/85		8.40	0.844	
圆	6×6μ	气	85/15	305			
椭圆	16×12μ	多相	25/60/15	202 固相消失 298 完全均一	32.00	1.05	
椭圆	10×6μ	气液	35/65	285	7.99	0.807	890274 4号带矿石石英. 主要为气相，次为气液相，少量多相
椭圆	16×8μ	气液	25/75	295			
椭圆	8×6μ	气液	10/90		7.58		
次圆	30×25μ	气	55/45	310 均为气			
圆	5×3μ	气液	15/85	342	7.58	0.741	89-109 14号带矿石石英. 气相为主，气液相及含 CO_2 包体为次，局部有固相.
椭圆	12×8μ	气液	30/70	319			
椭圆	6×3μ	气	80/20	340 均为气			
次椭圆	12×8μ	气	50/50		7.85		
次圆	25×20μ	气液	15/85		7.72		89-086 瑶沟矿区点石英. 气、气液相为主，次为含 CO_2 气相包体，子晶以 NaCl 为主，KCl 为次
三角形	16×10μ	气液	15/85	265	7.44	0.839	
次圆	5×3μ	气	85/15	302 均为气			
次圆	5×3μ	多相	50/40/10	210NaCl 消失 255 气消失	32.40	1.09	
多角	36×20μ	多相	15/57/28 (NaCl/KCl=20/18)	70 KCl 消失 302 气消失 378NaCl 消失	52.0		89-074 红疙瘩岭斑岩脉之石英. 多相包体为主，次为气相，气液相，子晶 NaCl 为主，KCl 为次.
次圆	16×14μ	多相	25/60/15	225 固相消失 255 气相消失	33.48		
不规则	20×10μ	气液	8/92	312			

承江苏省地质矿产研究所顾国华分析

图 3–42 上可以看出，矿床形成经历了三个主要温度时期，即 340–380℃、240–320℃和 200–220℃，矿床地质特征表明它们分别代表Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ期矿化蚀变的主要温度范围。

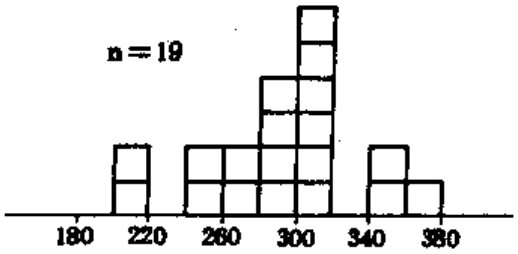


图 3–42 瑶沟金矿包裹体温度直方图

2、包裹体成分和性质。表 3–46 为瑶沟矿区的包裹体成分测试数据和计算参数。14 号带Ⅱ期样品之 Mg^{2+}、Ca^{2+}、HCO_3^-、$\sum M^{\pm}$ 高和 KN／MC 低等特征指示溶液有深源热液的性质，而其高的 F／Cl、CO_2／H_2O、K／Na、SO_4^{2-} 值又显示了浅源雨水溶液的性质。表明Ⅱ期溶液可能至少是雨水和深源溶液的混合。溶液 pH 值低于其它样品，Eh 又高于其它样品，表明成矿环境相对酸性氧化，此与该期矿化时有镜铁矿的大量形成和重晶石的少量出现十分吻合。1 号和 4 号带为硅化体型的石英岩样品，其成分代表Ⅰ期溶液的成分。从表可见其 K／Na、F／Cl、CO_2／H_2O 等较低，表明溶液来源较深，但其 K^+、Ca^{2+}、Mg^{2+}、$\sum M^{\pm}$ 等并不很高，不及Ⅱ期成矿溶液，表明Ⅰ期溶液可能不是岩浆热液，而是变质热液。同时，较高的 pH 和低的 Eh 值也显示出溶液来自深部变质作用。

（二）同位素地球化学

1、氧氢同位素特征。表 3–47 是矿石石英及有关岩石的 H、O 同位素测试结果和计算的平衡水 $\delta^{18}O‰$。由于蚀变生成的石英 $\delta^{18}O‰$(>9.85)远高于未蚀变的熊耳群火山岩(7.73)，可以推论成矿溶液具有较高的 $\delta^{18}O‰$，而计算的 $\delta^{18}O_{水}‰$ 在 3.76～5.63 之间。显示变质水或岩浆水特征。其中 4 个 4 号带 $\delta^{18}O_{水}‰=3.76～4.90$，平均 4.19，可代表Ⅰ期矿化溶液的氧同位素特征；落于变质水范围。两个 14 号带 $\delta^{18}O_{水}‰=4.69～5.63$，平均 5.16，可代表Ⅱ期成矿溶液的性质；属变质热液或再平衡岩浆水。测试的 $\delta D‰$表明，Ⅰ期溶液 $\delta D‰=-64.5$，符合变质水特征（−90～−30），而略高于岩浆水（−110～−65）。测试的Ⅱ期溶液 $\delta D‰=-88.6$，在符合变质水性质的同时又符合岩浆水性质。在图 3–43 上，Ⅰ期、Ⅱ期均为变质水矿区附近萤石脉之萤石包裹体溶液 $\delta^{18}O‰$为 1.51，应代表正向漂移后的雨水溶液的 $\delta^{18}O‰$，故Ⅲ期矿化溶液是循环雨水热液。

2、硫同位素。对矿床及附近矿点硫同位素分析结果见表 3–48，$\delta^{34}S‰=-8.35～1.71$，变化范围较大，无塔式效应（图 3–44），表明矿石硫来源复杂。较明显的负值意味着生物硫加入了矿床的物源。

3、碳同位素。矿石石英包裹体之 CO_2 的 $\delta^{13}C‰$等分析结果列于表 3–49，根据搏廷加（1969）提供的$\triangle_{CO_2-CaCO_3}$ 在 300℃和 340℃时分别为 1.8 和 2.4，计算相当的 $CaCO_3$ 的 $\delta^{13}C‰$值，则得 14 号带 $\delta^{13}C‰=-5.84$，1 号带 $\delta^{13}C‰=-4.73$。均显示岩浆岩或岩浆源物质的特点。但也不排除其为海相碳酸盐和有机物复合均一化的成因。

4、铅同位素。瑶沟矿床两个方铅矿铅同位素组成数据（表 3–50）在铅构造模式图上分别落在造山带线附近和地幔线附近。表明铅来源可能不单一。但铅同位素没有给出浅源物质的信息。而位于瑶沟金矿以南的前河金矿和康山金矿却显示了浅源特征（图 3–45）。

表 3-46 瑶沟矿区石英包裹体成分

样号	89073	890227	890234	890240	890257	890268	880201	890276
期次		Ⅰ	Ⅱ	Ⅰ	Ⅰ	Ⅰ	Ⅱ	Ⅰ
K^+	7.74	5.30	25.80	5.55	20.28	16.31	2.25	8.25
Na^+	15.47	22.19	6.12	16.75	46.83	32.32	0.75	16.88
Ca^{2+}	5.50	11.39	40.83	31.12	5.83	26.49	30.25	9.00
Mg^{2+}	2.08	1.28	7.80	0.59	0.32	0.99	1.50	0.63
HCO_3^-	22.76	36.92	48.44	39.84	61.07	59.01	37.25	29.13
F^-	0.952	1.57	5.57	7.73	1.40	2.77	3.00	0.74
Cl^-	5.56	5.20	0.93	2.77	7.34	4.65	4.50	28.00
SO_4^{2-}	64.26	69.13	153.3	61.74	119.55	10.27	27.38	24.75
CO	1.424	1.466	0.711	0.320	0.259	1.908		
CH_4	/	/	/	/	/	0.118		
CO_2	0.585	0.693	0.764	0.672	0.913	0.658		
H_2S	4.858	9.108	13.36	/	/	/		
H_2O	6.483	12.580	7.769	9.501	12.186	13.286		
$\sum M^+$	30.78	40.16	80.55	54.01	73.26	76.11	35.00	34.76
$\sum M^-$	93.53	112.82	208.24	112.08	189.36	76.70	72.13	82.62
$\sum M^0$	13.350	23.920	22.604	10.493	13.358	15.97		
$\sum M^{\pm}$	124.31	152.98	288.79	166.09	262.62	152.81	107.13	117.38
pH	6.93	7.06	6.52	7.04	7.17	6.93		
Eh	45.02	37.33	69.28	38.51	30.82	45.02		
电导	0.20	0.34	0.35	0.35	0.46	0.48		
F/Cl^-	0.172	0.302	5.99	2.79	0.191	0.596	0.667	0.026
CO_2/H_2O	0.090	0.055	0.098	0.071	0.075	0.050		
K / Na	0.500	0.239	4.216	0.331	0.433	0.505	3.000	0.489
KN / MC	3.062	2.170	0.656	0.703	10.912	1.770	0.0944	2.610

89073 为红疙瘩岭斑岩，890227 和 890240 为 1 号脉，890234 和 880201 为 14 号带，890257、890268 和 890276 为 4 号带.

表 3-47　瑶沟矿区氢氧同位素组成

序号	样号	样品地质及岩石名称	测定对象	$\delta^{18}O$ ‰	$\delta^{18}O_{水}$‰	$\delta D_{水}$‰	T℃
1	890262	4 号带中部黄铁绢英岩化带	石英	9.89	3.80		340
2	890267	4 号带下部黄铁绢英岩带	石英	9.85	3.76		340
3	890255	4 号带上部含黄铁矿次生石英岩	石英	10.40	4.31		340
4	89-276	4 号带底部粗粒次生石英岩	石英	10.99	4.90	-64.5	340
5	880201	14 号带内硫化物石英网脉	石英	12.05	4.69	-88.6	300
6	890234	14 号带内黄铁矿石英脉碎块	石英	12.99	5.63		300
7	890264	瑶沟矿区未蚀变火山岩	全岩	7.73			
8	89-073	矿区西北红定庵岭斑岩	石英	9.53	4.44		378
9	89-033	矿区煌斑岩脉附近正长斑岩脉	全岩	8.99	8.18		600
10	89-024	蜻蜓沟矿点萤石脉	萤石		1.51		

作者采样，南京大学地球科学系分析

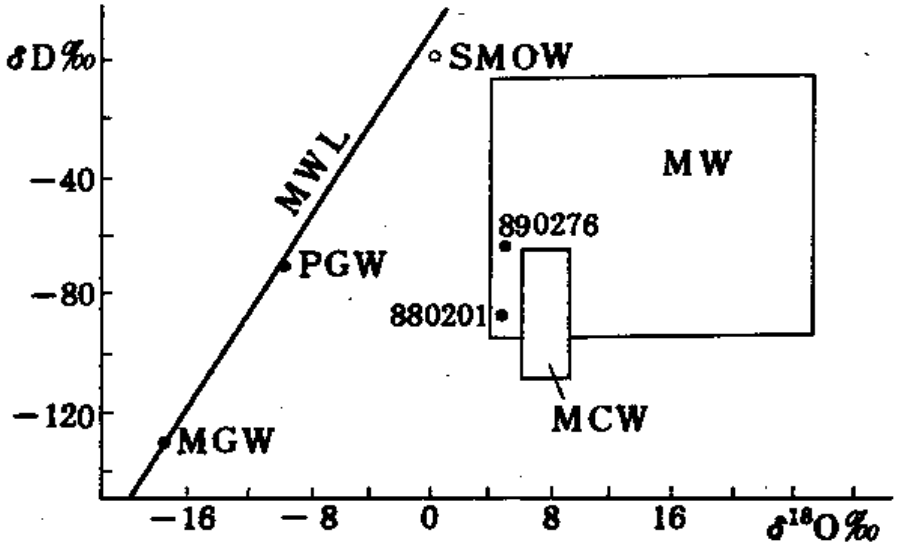


图 3-43　瑶沟金矿成矿溶液的氢氧同位素组成

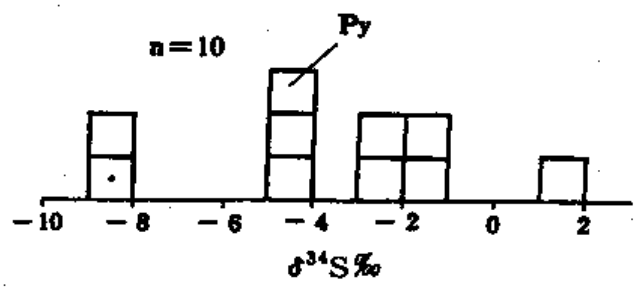


图 3-44　瑶沟金矿矿石硫同位素直方图

表 3-48　瑶沟矿区部分硫同位素测试结果

序号	样号	地质产状	测定对象	$\delta^{34}S‰$
1	880201	14 号带硫化物石英网脉	黄铁矿	1.71
2	880202	14 号带硫化物石英网脉	〃	−1.02
3	890234	14 号带硫化物石英网脉	〃	1.85
4	89−004	PD146 铜含黄铁矿矿石	〃	−2.39
5	890256	4 号带上部黄铁绢英岩带	〃	−8.35
6	890279	4 号带底部黄铁绢英岩矿石	〃	−4.13
7	89−105	1 号带 ZK1165 钻 222 米黄铁绢英岩	〃	−4.39
8	89−011	桃马断裂带内黄铁矿脉	〃	−2.34
9	89−019	螃蟹沟矿点矿石	方铅矿	−8.34
10		硅化体型矿石	黄铁矿	−4.0

10 号引自赵瑞等(1989), 其余作者采样, 南京大学地球科学系分析

表 3-49　瑶沟矿区碳同位素组成

样号	样品地质	测试对象	$\delta^{13}C_{CO_2}‰$	$\delta^{18}O_{CO_2}‰$	T℃	$\delta^{13}C_{CaCO_3}‰$
880201	14 号带硫化物石英网脉	石英包裹体	−4.04		300	−5.84
890204	1 号带矿化破碎石英脉	石英包裹体	−2.33	−27.71	340	−4.73

作者采样, 南京大学地球科学系分析

表 3-50　瑶沟矿床及邻近矿床铅同位素组成

序号	样号	样品地质	测试	$\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}$	$\frac{^{207}Pb}{^{204}Pb}$	$\frac{^{208}Pb}{^{204}Pb}$	μ	$\frac{Th}{U}$
1	89−019	瑶沟矿方铅矿萤石脉	方铅矿	17.321	15.549	37.804	9.521	4.048
2	TW−1	瑶沟矿 14 号带	方铅矿	17.167	15.395	37.461		3.95
3	88561	前河石英方铅矿脉	方铅矿	17.206	15.562	38.127	9.573	4.280
4	880138	合峪岩体	钾长石	17.390	15.469	37.900	9.340	4.040
5	89−113	康山钾长石英脉	钾长石	17.593	15.676	38.716	9.735	4.335
6	89−132	康山块状方铅矿	方铅矿	17.578	15.528	38.300	9.430	4.125

除 2 号为李文乾提供外, 其余均为笔者采样, 地矿部宜昌所分析.

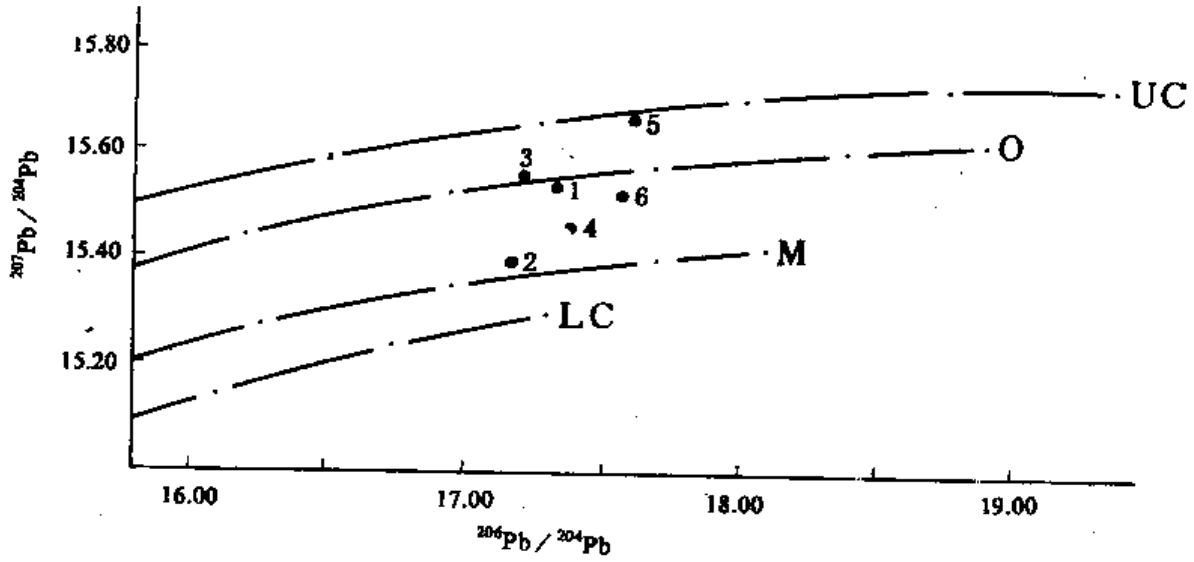


图 3-45　瑶沟金矿及邻区铅同位素组成

（三）元素地球化学

矿石元素相关分析（图 3-46）表明，Au 与 Cu、Ni、Li、Mn、Ce、Ti、Pb 等属同一组矿化元素，正相关明显，此表明成矿热液是在中高温背景下形成，并在中高温条件下沉淀就位。

四、矿床成因讨论

瑶沟矿床的 14 号带是没有争议的蚀变破碎带型。但以 4 号带为代表的一组 NE 向矿体的类型归属则很难在已有的分类方案中"入座"。它既不同于石英脉型，也不是典型的破碎带型。根据前述的其特有的地质特征，笔者将其称作硅化体型。硅化体是由次生石英岩组成，它介于石英脉和黄铁绢英岩之间，是通过交代蚀变作用而定位的。

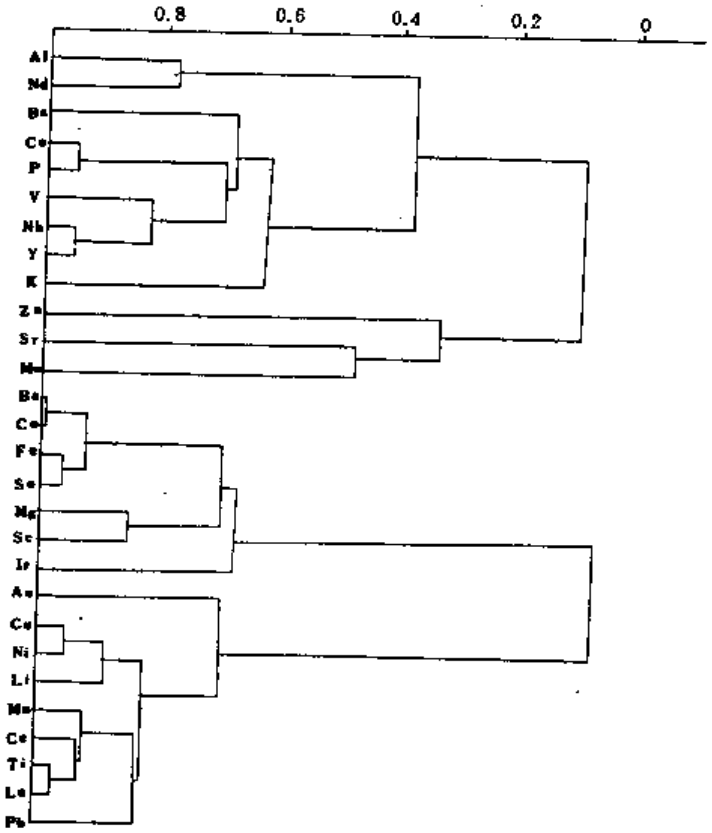


图 3-46　瑶沟金矿矿石(主要为硅化体型)元素 R 型分析

矿床的蚀变特征、金的成色、富集规律、包裹体地球化学信息以及矿化元素组合等均表明矿化主要发生在Ⅰ、Ⅱ期的中高温条件，Ⅲ期的热液作用对金矿化没有明显贡献。包裹体和同位素

研究成果均证明Ⅰ期矿化由变质热液造成，Ⅲ期热液来自循环雨水，对矿化至关重要的Ⅱ期热液则显得复杂。同位素资料表明Ⅱ期溶液属变质水或者变质水与岩浆水混合；镜铁矿的大量出现似乎具有岩浆热液矿床的特征；而包裹体成分在呈现了岩浆热液特征的同时，又显示了浅源雨水热液的混入。据此，我们认为Ⅱ期溶液是变质热液、岩浆热液、雨水溶液的混合溶液。

关于成矿溶液来源的认识与同位素提供的成矿物质来源的信息是相吻合的。S、Pb 指示的较为复杂的物源可由不同性质的岩石经变质分异提供。同时，复杂的碳源在变质分泌出成矿溶液时被均一化为显深源性质的碳。

基于瑶沟金矿与上宫金矿产于同一区域地质背景，在类型上与上宫金矿相同（14 号带）或者介于上宫式与杨砦式金矿之间（指 4 号带等）。此处可借助于对上宫式和杨砦式金矿所建立的成矿模式讨论瑶沟金矿的形成。沿马超营断裂带向北的挤压俯冲引起俯冲板片的变质而分泌出Ⅰ期变质成矿热液，Ⅰ期变质热液上迁至仰冲盘的断裂带成矿，即瑶沟Ⅰ期矿化。此过程发生在挤压背景下。俯冲板片向更北更深处的俯冲会因受更高的增温而部分熔融出花岗岩浆，岩浆的积累并上涌（形成花山—五丈山岩基）导致矿区构造应力场的改变，由原来的南北向挤压变为因岩浆上涌而引起的由北向南的滑塌（4 号带等中期滑塌运动形迹清楚）。在此过程中，变质分泌热液和岩浆分异热液都大量运移到断层带；同时，循环雨水也因赋矿带的滑塌扩容而涌入断层带。三种溶液的混合使各自携带的成矿物质因环境的突然改变而大量快速沉淀，发生了以形成细晶—微晶石英或玉髓和多金属硫化物为特征的Ⅱ期金矿化。此后发生Ⅲ期雨水热液的蚀变和一定程度的矿化。

按上述机制，成矿热液是从下向上运移，贯入到赋矿构造之中，并在赋矿构造中与围岩反应沉淀。不难理解，赋矿构造带越宽，微裂隙越发育，热液越容易分散、渗透，发生面型渗透式交代蚀变，矿化中心也不易固定，引起蚀变破碎带型矿化。反之，赋矿构造带越窄，围岩微裂隙发育越差，越利于热液的集聚，热液不易分散、渗透，易引起线型蚀变和热液充填结晶，尤其有利于热液中的大量 SiO_2 结晶成石英脉，形成石英脉型矿床。对于介于上述两者之间的情况，则应形成硅化体型矿床。因此，瑶沟矿区，破碎带较宽、围岩破碎强烈、微裂隙发育的 14 号带赋存典型的蚀变破碎带型金矿体，而破碎范围窄、围岩破碎不明显的紧闭压扭性 NE 的构造带内赋存硅化体型矿体。

五、找矿方向

由于该矿的地质背景与上宫式金矿相同，矿床类型和成因与上宫金矿相同或介于上宫金矿与杨砦式金矿之间。因此，前面对上宫、杨砦金矿找矿方向的讨论亦适于本矿。

第十节　砾岩层控型半宽式金矿的地质特征、成因和找矿方向

半宽金矿产于陕县张村乡半宽村附近，曾有人将其作为砾岩型金矿，并与南非威特瓦特斯兰德金矿相对比。本文认为它是砾岩层控型，而不是砾岩型金矿。

一、成矿地质背景

（一）区域地质

半宽金矿产于崤山地体基底隆起的最北部。矿床区域地质背景同申家窑金矿（见第七节）。

（二）矿区地质

矿区出露岩石是天爷庙混合杂岩和铁铜沟组(图 3-47)，两套岩石建造之间呈不整合接触。铁铜沟组组成山脊。矿区混合岩较为发育；矿区北部和东部有小的中生代花岗斑岩脉发育；辉绿岩脉常见，亦有煌斑岩存在。矿区断裂构造主要发育 NE 向压扭性断裂、EW 向压性断裂、铁铜沟组内部和铁铜沟组与天爷庙杂岩之间的层间滑动断裂。断裂构造内有金矿化发生，且以层间断层或层间断层与其它断层的复合处为最佳矿化带。矿区 NW 向节理发育，它们和南北向断裂一起破坏了山脊的延续，表现为负地形或河谷。矿区金矿化既发生于天爷庙杂岩，也发育于铁铜沟组内部或铁铜沟组与下伏岩石的不整合面附近。但后者占明显优势（表 3-51），已提交储量的矿体全属此类，它被本文作为砾岩层控型金矿的典型代表，称为半宽式。

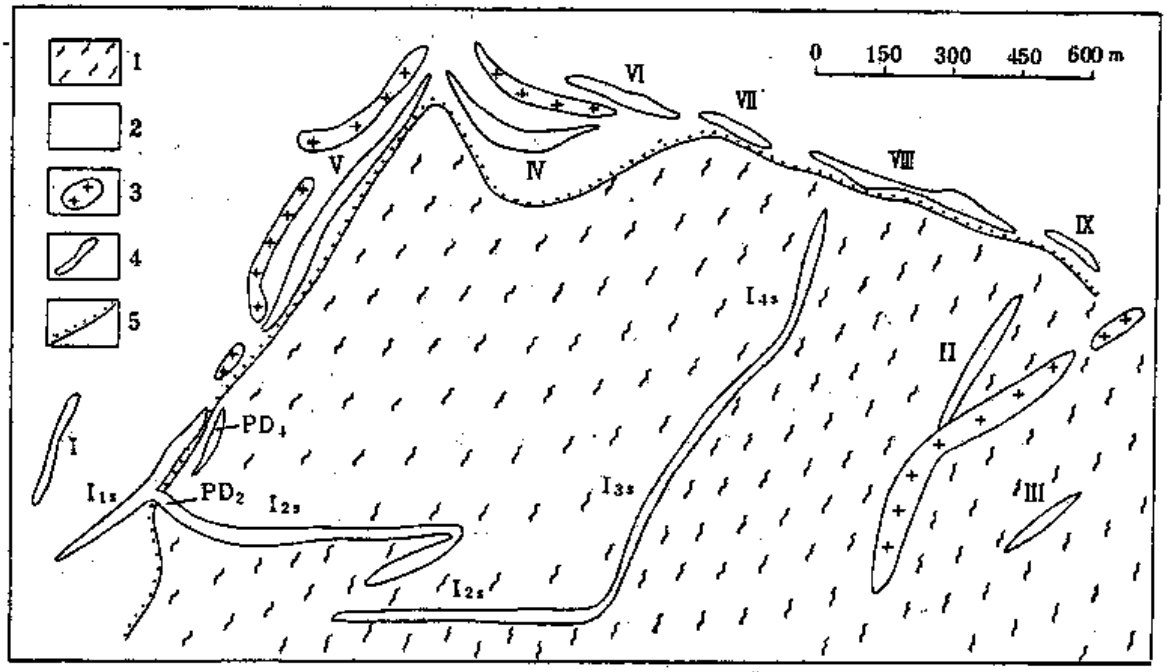


图 3-47 半宽金矿矿区地质示意图

1—天爷庙混合杂岩；2—铁铜沟组；3—花岗斑岩；4—含矿石英脉及编号；5—不整合.

二、矿床地质

1、矿体产出。矿化严格受铁铜沟组内部沿碳质千枚岩发育的层间滑动断层或铁铜沟组底部不整合面附近的滑动断层控制。矿体与断层产状一致，呈起伏不平的脉状、透镜状、囊状。脉厚度变化大，膨大狭缩、分叉复合、尖灭再现、尖灭侧现等现象明显。矿脉分叉复合时可构画出夹石的构造透镜体轮廓。

2、矿石组构。结构有自形—半自形粒状结构、碎裂结构、包含结构、充填结构、交代结构等。构造以块状、条带状、浸染状、细脉状、晶簇状、角砾状、网脉状等为主。

3、矿石建造。主要非金属矿物是石英、绢云母、绿泥石和碳酸盐等；主要金属矿物是黄铁矿、方铅矿、黄铜矿、闪锌矿和自然金等。常见建造是石英黄铁矿型、石英多金属

硫化物型和氧化矿石．黄铁矿、石英明显有早晚两期，早期被破碎。

表 3-51　半宽金矿区部分矿脉产出及矿化特征

矿脉	长(米)	厚(米)	矿化	走向	倾向	倾角	围岩	断层
Ⅰ-1S	488	0.43	好	230-270	SSE	30	铁铜沟组	层间*
Ⅰ-2S	1080	0.20-0.75	弱	259-280	SSE	34	天爷庙杂岩	EW
Ⅰ-3S	600	0.45-0.64	弱	207-232	SE	41	天爷庙杂岩	
Ⅰ-4S	800	0.09-0.20	弱	EW	155-183	36	天爷庙杂岩	EW
Ⅱ	350	0.1-0.45	弱	NE	SE		天爷庙杂岩	NE
Ⅲ	100	0.1-0.15	弱	NE	SE		天爷庙杂岩	NE
Ⅳ	650	1-1.5	好	30	NW	30	铁铜沟组	层间
Ⅴ	480	0.8-3	好	67-70	337-340	20-30	铁铜沟组	层间
Ⅵ	350	2-4	好	95-110	NNE	33-25	铁铜沟组	层间
Ⅶ	200	2-4	好	110-120	10-30	20-42	铁铜沟组	层间
Ⅷ	600	1-5	好	110-120	NNE	33-25	铁铜沟组	层间
Ⅸ	150	1-2	好	95-115	5-25	25-32	铁铜沟组	层间

* Ⅰ-1S 脉赋存在 NE 向、EW 向断裂及层间断裂的复合、交汇带．资料据河南地调一队，1984a。

4、矿化蚀变及分期．矿化明显分为三期：Ⅰ期为黄铁矿石英脉贯入；Ⅱ期为石英-多金属硫化物呈条带状、网脉状贯入，有时在局部扩容带呈晶簇；Ⅲ期为较弱的碳酸盐-石英细脉沿裂隙贯入．伴随矿化的蚀变是绢云母化、硅化、绿泥石化、黄铁矿化、多金属硫化物化、黄钾铁矾化等。围岩蚀变程度弱；蚀变带窄，一般不足 1 米；蚀变类型亦较简单。

5、矿化富集规律．①矿脉产状变化处矿化好。②矿脉厚度膨大处矿化好。③黄铁矿等硫化物多时矿化好。④围岩蚀变强且范围大时矿化好。

6、金的赋存与成色．金主要以自然金的形式呈包体金、粒间金、裂隙金嵌布在石英、黄铁矿、褐铁矿、方铅矿等矿物中。金粒度较粗，一般 0.01～0.50mm，明金可见。河南地质科研所(1985) 认为金成色为 721.6，可能是银金矿的结果，故自然金尚待进一步研究。

三、矿床地球化学

(一) 包裹体地球化学

1、包裹体测温．我们对半宽金矿进行了系统的包裹体测温研究和部分同位素温度对计算，获得了 137 个数据．频布图 (图 3-48) 表明矿化经历了三个主要温度区间，即 340～400℃、220～330℃和 160～180℃，它们分别对应Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ期矿化。研究发现后期矿化对前期有迭加现象，单个晶体由中心向边缘测温数据由高到低，

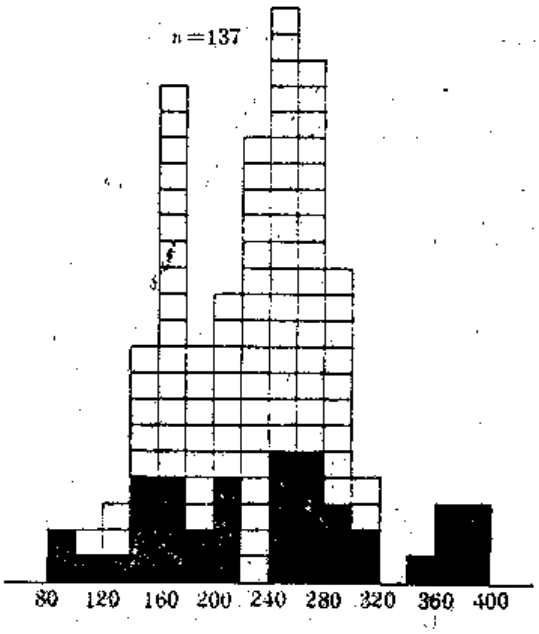


图 3-48　半宽金矿包裹体温度直方图
(阴影和空白分别代表 1986、1988 年获得的数据)

明显属不同温度区间；形态由规则变为不规则，由椭圆、圆形变为长条形或不规则状；尺寸由小变大；气液比由高到低，由成群、孤立分布变为线性分布。需要指出，秦国群等(1989) 对该矿的研究取得了与我们相近的资料（表 3-52）。

表 3-52 半宽金矿成矿温度测试(左均一法，右爆裂法)结果(据秦国群等的资料编制)

采集	样数	成因	类型	温度范围	主要温度	采集	矿物	样数	范围	平均值
I号带	3	原生	气液	220～350	280	I－VI带	石英	6	164～200	175
IX号带	3	原生	气液	200～300	280～300		黄铁矿	2	250～232	241
N006	2	原生	气液	240～300	280～300	N006	石英	3	126～140	130
其它	3	原生	气液	210～250	245	IX－X 带	石英	4	144～170	155
		原生	气液	280～400	326		黄铁矿	1	218	218
		次生	气液	160	160		方铅矿	3	126-140	130

2、包裹体成分。表 3-53 是我们 1985 年和 1988 年获得的包裹体成分。1～6 号溶液的$\sum M^+$、$\sum M^-$、$\sum M^{\pm}$均较高，Na^+尤其高，而 F／Cl、K／Na 尤其低，表明溶液不太可能是循环雨水，而极可能是变质热液。同时，KN／MC 高也反映了变质热液的特点。pH＝5.08～5.36，Eh＝137.9～154.47，较稳定地显示了酸性氧化的性质，表明矿化时的埋深并不大。7～16 号采样位置见图 3-49，可以看出，定位于天爷庙杂岩的矿脉的成矿溶液 pH 高，Eh 低，属碱性还原性质；电导率高，反映离子浓度大。定位于铁铜沟组的样品 pH 低，Eh 高，属酸性氧化性质。电导率低，反映离子浓度小。处于铁铜沟组与天爷庙杂岩接触带的样品（12 号）恰介于上述两者之间。表明在不同围岩条件下成矿溶液的性质发生了改变。一般而言，溶液性质的改变是成矿元素沉积的有利条件。就目前的勘探和开采表明，处于铁铜沟组与天爷庙杂岩不整合面的 PD_2 铜矿化最好。矿液总的变化规律是：由下向上，pH 降低，Eh 升高，电导率降低；Ca^{2+}、HCO_3^-、Cl^-、$\sum M^+$、$\sum M^-$、KN／MC 显著降低，且在铁铜沟组与天爷庙杂岩的接触处截然变化。表明成矿溶液、成矿物质源自下部，在向上运移过程中定位于岩性突然改变的不整合面或不整合偏上的地方。故亦可称半宽式金矿为不整合层控型。

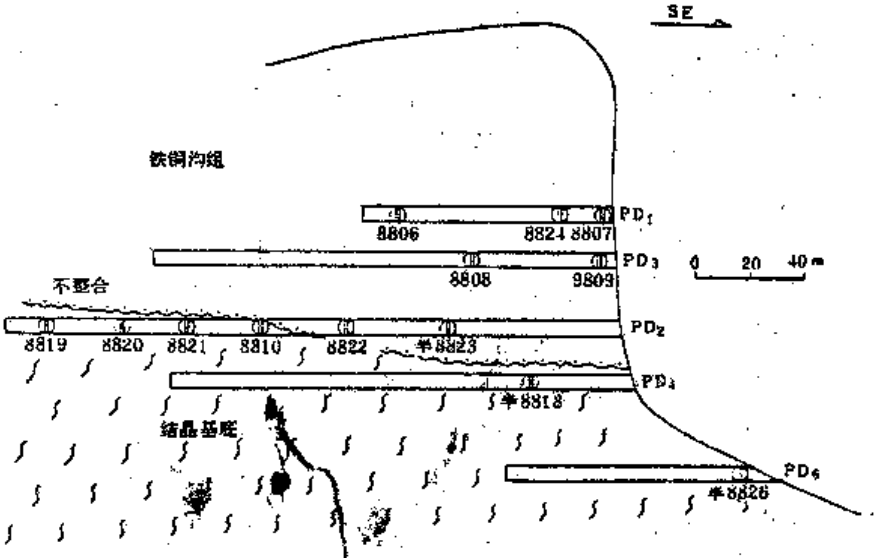


图 3-49 半宽金矿 I 号脉包裹体采样示意图

（二）同位素地球化学

1、氧同位素。表 3-54 为矿区矿石及有关岩石的矿物和全岩的 $\delta^{18}O‰$。可以看出，矿脉及蚀变岩的 $\delta^{18}O‰$明显高于未蚀变岩石，显示成矿溶液为变质水或岩浆水。计算表

明，Ⅰ期（340℃时）溶液 $\delta^{18}O‰$ 为 7.39～7.51，高于再平衡金铜系列岩浆水，应属变质水。对半 8823 进行了包裹体和同位素系统研究，测温表明其石英是在Ⅱ期形成，按测温数据 265℃ 计算其平衡水 $\delta^{18}O‰=3.33$，介于雨水与变质水之间，指示Ⅱ期成矿溶液是变质热液与雨水循环热液的混合热液。

表 3-53 半宽金矿包裹体成分

序号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
样号	B_{088}	B_{043}	B_{056}	B_{043-1}	B_{093}	B_{x}	半 8824	半 8807	半 8809	半 8823	半 8810	半 8821	半 8819	半 8818	半 8826	半 8817
K^+	2.80	1.00	2.57	2.86	6.78	3.11	3.32	4.66	4.55	3.73	3.73	5.94	2.34	5.58	3.00	4.09
Na^+	25.80	32.38	36.14	44.86	38.22	35.78	4.74	7.04	8.00	7.09	9.13	16.36	2.78	5.46	7.79	8.87
Ca^{2+}	1.00	1.88	5.71	2.14	3.89	13.22	2.53	2.04	3.29	3.36	5.30	42.54	1.90	48.52	84.32	86.44
Mg^{2+}	0.10	0.25	0.43	0.57	0.33	0.55	0.63	0.57	2.04	0.37	0.79	0.61	0.59	1.09	2.50	1.71
Fe^{3+}	/	/	1.57	0.29	0.33	1.00										
HCO_3^-							1.74	2.73	13.33	2.24	5.11	24.00	6.74	33.72	68.73	97.53
F^-	0.80	1.38	2.29	1.57	2.33	1.67	0.27	0.30	0.85	0.77	0.23	0.40	1.05	0.23	0.38	1.06
Cl^-	26.00	27.50	45.71	40.00	50.00	22.22	6.01	1.05	5.49	14.00	4.71	51.39	4.40	30.57	18.88	7.67
SO_4^{2-}	3.00	6.25	7.14	5.71	11.11	1.67	11.38	7.84	15.52	12.32	25.04	11.88	12.89	22.56	32.37	17.39
CO							2.96	6.53	4.79	3.28	3.30	4.68	5.69	2.51	2.38	1.95
CH_4	/	0.34	0.73	0.048	微	微	0.021	/	/	0.031	/	0.075	/	/	0.056	/
CO_2	3.45	3.39	3.31	3.37	2.67	3.23	1.17	1.20	1.30	1.25	1.04	1.04	1.13	1.29	1.06	1.21
H_2O	10.82	11.52	11.19	11.64	11.85	11.48	9.91	13.90	14.08	12.37	13.21	13.44	11.80	12.84	11.38	15.11
$\sum M^+$	29.70	35.51	46.42	50.72	49.55	53.66	11.22	14.31	17.88	14.55	18.95	65.45	7.61	60.65	97.61	101.11
$\sum M^-$	29.80	35.13	55.14	47.28	63.44	25.56	19.40	11.92	35.19	29.33	35.09	87.67	25.08	87.08	120.37	123.65
$\sum M^0$	14.27	15.25	15.23	15.06	14.52	14.71	14.06	21.63	20.17	16.93	17.55	19.24	18.62	16.64	14.88	18.27
$\sum M$	59.50	70.64	101.56	98.00	112.99	79.22	30.62	26.23	53.07	43.88	54.04	153.12	32.69	147.74	217.98	224.76
pH	5.36	5.34	5.32	5.28	5.20	5.08	4.70	4.81	5.17	4.66	4.92	6.06	7.68	7.49	7.44	7.65
Eh	137.90	139.09	140.27	142.64	147.37	154.47	176.95	170.44	149.14	179.31	163.34	96.49	0.65	11.89	14.85	2.43
电导	0.24	0.26	0.30	0.30	0.54	0.53	0.24	0.36	0.31	0.32	0.58	0.69	0.09	0.63	1.15	0.54
F / Cl	0.031	0.050	0.050	0.039	0.047	0.075	0.045	0.286	0.155	0.055	0.049	0.008	0.239	0.008	0.020	0.138
$\frac{CO_2}{H_2O}$	0.32	0.29	0.30	0.29	0.23	0.28	0.12	0.086	0.092	0.10	0.079	0.077	0.096	0.10	0.093	0.080
K / Na	0.109	0.031	0.071	0.064	0.177	0.087	0.700	0.662	0.569	0.526	0.409	0.363	0.842	1.022	0.385	0.461
$\frac{K+Na}{Ca+Mg}$	26.25	15.67	6.30	17.61	10.66	2.82	2.55	4.48	2.35	2.90	2.11	0.52	2.06	0.22	0.12	0.15
T℃							270	280	280	265	260	268	300	300	300	265

表 3-54　半宽金矿氧同位素组成

序号	样号	样品地质	测试	$\delta^{18}O‰$	$\delta^{18}O‰_{水}$	T℃	备注
1		含金石英脉	石英	13.48	7.39	340	①
2		含金石英脉	石英	13.56	7.51	340	①
3		蚀变混合岩	全岩	10.71		300	②
4	X_{022}	混合岩	全岩	10.37	9.94	550	②
5	X_{0106}	斜长角闪岩	全岩	9.06			②
6	X_{3333}	变硅质岩	全岩	10.47			②
7		花岗岩	石英	11.39	9.76	600	③
8	半$_{8823}$	金石英脉	石英	12.04	3.33	265	②

矿物或岩石 $\delta^{18}O‰$来源：①河南地质科研所(1985)；②本文；③胡受奚等(1988)

设蚀变混合岩（某矿体直接围岩）是混合岩与成矿热液在 300℃时平衡反应的结果，计算表明（表 3-55）：①成矿溶液不可能单凭雨水热液形成，②成矿时 W/R 值较大，应大于 0.1。

表 3-55　半宽金矿初始成矿溶液 $\delta^{18}O‰$与 W/R 的关系

W/R	∞	10	5	2	1	0.5	0.2	0.1	0.05	0.02
$\delta^{18}O_{水}‰$	6.08	6.11	6.15	6.25	6.42	6.76	7.78	9.48	12.88	23.08

$T°=300℃$, $\delta^{18}O_{岩}‰=10.71$, $\delta^{18}O_{岩}‰=10.37$

2、硫同位素。表 3-56 为矿床 23 个硫化物 $\delta^{34}S‰$值。5～23 号的平均值（19 个数据）为 3.38，变化于 0.45～8.52，有塔式效应（图 3-50），表明硫属深源（如天爷庙混合杂岩等）或者是多源硫的均一化。1～4 号 $\delta^{34}S‰$变化于−2.64～−12.13，平均−5.72，显示了生物硫的特征，指示成矿物质的另一来源，即铁铜沟组。

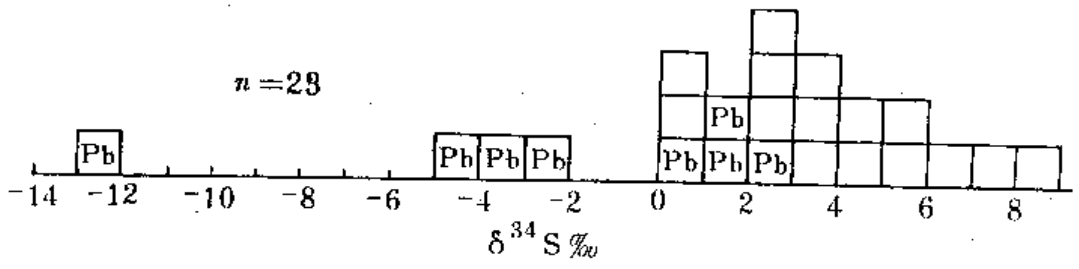


图 3-50　半宽金矿 $\delta^{34}S‰$直方图

表 3-56 半寮金矿硫同位素组成

序号	样号	样品地质	测定对象	$\delta^{34}S‰$
1	半-方-1	Ⅰ-1S 金矿脉	方铅矿	-2.64
2	半-方-2	Ⅰ-1S 金矿脉	方铅矿	-4.52
3	半-方-3	Ⅰ-1S 金矿脉	方铅矿	-3.60
4	半-方-4	Ⅰ-1S 金矿脉	方铅矿	-12.13
5	B045-1a	Ⅳ号多金属石英脉	方铅矿	1.32
6	B045-1b	Ⅳ号多金属石英脉	黄铁矿	3.41
7	B045-6a	Ⅳ号多金属石英脉	方铅矿	0.47
8	B045-6b	Ⅳ号多金属石英脉	黄铁矿	2.37
9	Qy-149	Ⅸ硫化物石英脉	方铅矿	1.76
10	Qy-54	Ⅸ硫化物石英脉	黄铁矿	2.70
11	Qy-57	Ⅸ硫化物石英脉	黄铁矿	4.0
12	半-26	Ⅸ硫化物石英脉	黄铁矿	0.45
13	Qy-147	Ⅱ号含金石英脉	黄铁矿	0.94
14	Qy-148	Ⅱ号含金石英脉	黄铁矿	5.52
15	半-5	Ⅰ号含金石英脉	黄铁矿	2.45
16	半-9	Ⅰ号含金石英脉	黄铁矿	7.10
17	半-10	Ⅰ号含金石英脉	黄铁矿	6.85
18	半-42	Ⅰ号含金石英脉	黄铁矿	3.41
19	半-41	Ⅰ号含金石英脉	黄铁矿	4.29
20	Qy-142	Ⅰ号含金石英脉	方铅矿	2.59
21	Qy-144	Ⅰ号含金石英脉	黄铁矿	8.52
22	Qy-146	Ⅰ号含金石英脉	黄铁矿	4.36
23	Qy-140	小河滩矿化点	黄铁矿	5.36

1～8 为本课题组采样，南京大学地球科学系分析，9～23 引自秦国群等(1989)

3. 铅同位素。矿石铅组成较为集中（表 3-57，图 3-51），其 μ 值 8.04～9.3319，平均 8.839；Th／U 一般小于 4，具有深源铅性质。图 3-51 上，样品集中在地幔线附近，并偏向造山带线，表明铅源自经造山作用改造过的幔源物质，即天爷庙杂岩。但图中 4 号和 6 号则分别在下地壳线之下和上地壳线附近，显示铅也并非单一来源。6 号的浅源铅可能来自铁铜沟组。

（三）元素地球化学

图 3-52 是矿床黄铁矿的成分相关分析结果。金明显与 Cu、Pb、Ag、Ni、As 等元素正相关，而与 Co 负相关。同样指示矿化元素来源较深和成矿温度较高的特征(Co／Ni 越高，指示来源越浅)。

表 3-57　半宽金矿部分矿石铅同位素组成

序号	样号	采样地	样品地质	测试	$\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}$	$\frac{^{207}Pb}{^{204}Pb}$	$\frac{^{208}Pb}{^{204}Pb}$	μ	$\frac{Th}{U}$
1	Ys-S-1	半宽	多金属石英脉	方铅矿	17.819	15.435	37.313	9.2050	
2	Ys-S-2	半宽	多金属石英脉	〃	17.548	15.427	37.391	8.04	3.77
3	半-3	半宽3号硐	含金石英脉	〃	17.346	15.363	37.263	8.8404	3.845
4	半-26	半宽11号硐	同上	〃	17.394	15.112	37.243	8.2703	3.742
5	半-41	半宽2号硐	同上	〃	17.466	15.381	37.328	8.8154	3.803
6	DB-1	半宽2号硐	同上	〃	17.636	15.669	37.970	9.3319	4.072
7	Qy-54	半宽9号带	同上	〃	17.498	15.412	37.422	8.8509	3.835
8	Qy-57	半宽9号带	同上	〃	17.724	15.496	37.609	9.1010	3.820
9	Qy-111	半宽9号带	同上	〃	17.437	15.418	37.400	8.9430	3.807
10	Qy-107	半宽4号带	同上	〃	17.392	15.410	37.484	8.8922	3.935
11	张-1	张家河	同上	〃	17.578	15.439	37.453	8.9394	3.812

1、2号引自河南地调一队(1988)，3～11号秦国群等(1989).

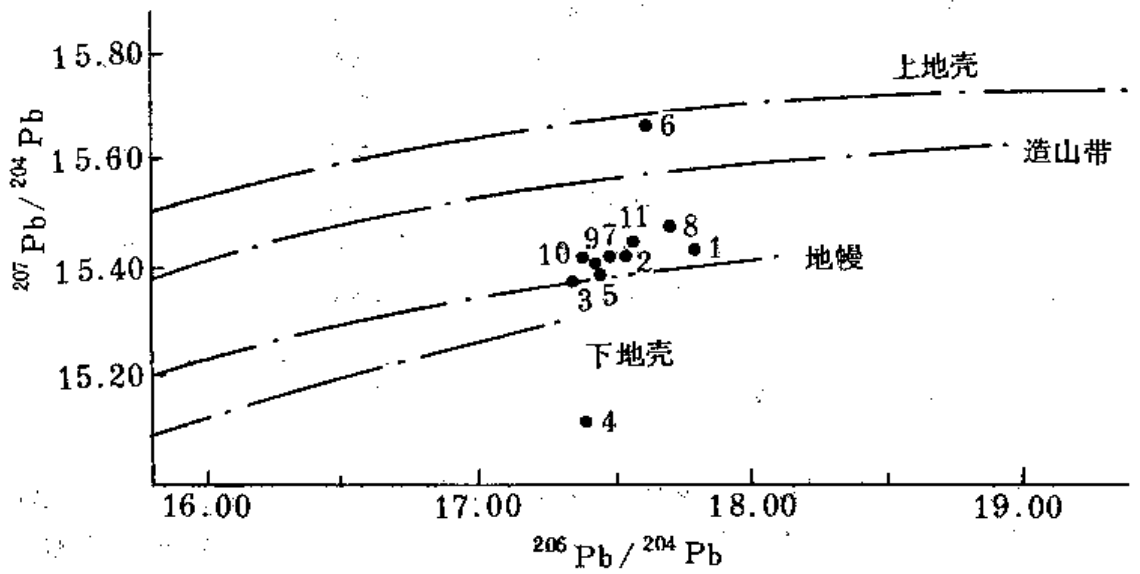


图 3-51　半宽金矿铅构造模式

四、矿床成因讨论

1、类型归属

根据前述的矿床特征，认为半宽金矿属砾岩（或不整合）层控型。理由是：①矿体赋存在铁洞沟组底部的砾岩建造中，尤其是赋在砾岩与下伏岩石的不整合处或者砾岩内部的

含炭质千枚岩等夹层中。②就峪山地区而言，赋矿建造铁铜沟组有较高的金丰度，其炭质岩石夹层和底部砾岩的金丰度又更高。③对同一条含矿石英脉而言，产于砾岩建造部位的矿化程度明显强于产于天爷庙杂岩内的部位，如Ⅰ号带（见表3-51）。④同位素等证明砾岩建造提供了部分成矿物质。⑤包裹体成分等研究证明，砾岩建造有利于成矿溶液的性质发生突然改变，使金在砾岩底部的不整合附近或砾岩建造内的炭质岩石夹层中富集成矿。

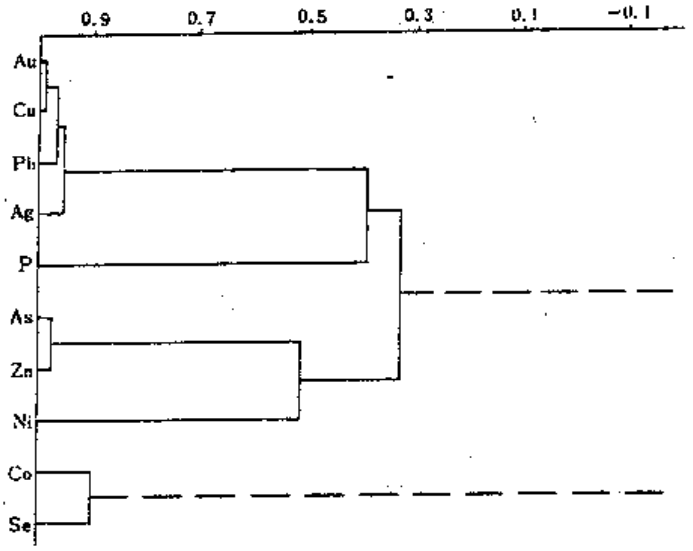


图3-52 半宽金矿黄铁矿成矿元素R型相关图

2、成因模式

矿床的矿化富集规律、与金有关的元素相关分析以及矿物包裹体成分和温度测试等都表明矿床主要形成于Ⅰ、Ⅱ期的中高温成矿作用，Ⅲ期的大气降水循环热液对矿化贡献甚微。包体成分和矿化元素组合还表明成矿物质来源较深。硫、铅等同位素资料也证明成矿物质以深源为主，浅源为次。氧同位素证明主要成矿溶液属变质热液，虽经雨水热液混合，但变质热液居主导地位。如此以来，要建立能容纳上述各方面资料的合理的成矿模式，就必须找出矿区下部的后期（中生代）变质作用。此与邻近的申家窑金矿一致，同样可用陆内俯冲作用解释。即：马超营断裂以南的板片向北低角度俯冲到半宽矿区下部，通过变质而分泌成矿溶液，成矿溶液上迁时又活化萃取围岩中的金等成矿元素，最终在砾岩建造的底部不整合面附近或砾岩建造内部的含炭岩层中定位成矿。在矿床定位时，又通过围岩蚀变和热液循环作用将铁铜沟组中的部分金淋滤到矿带内成矿（图3-53）。

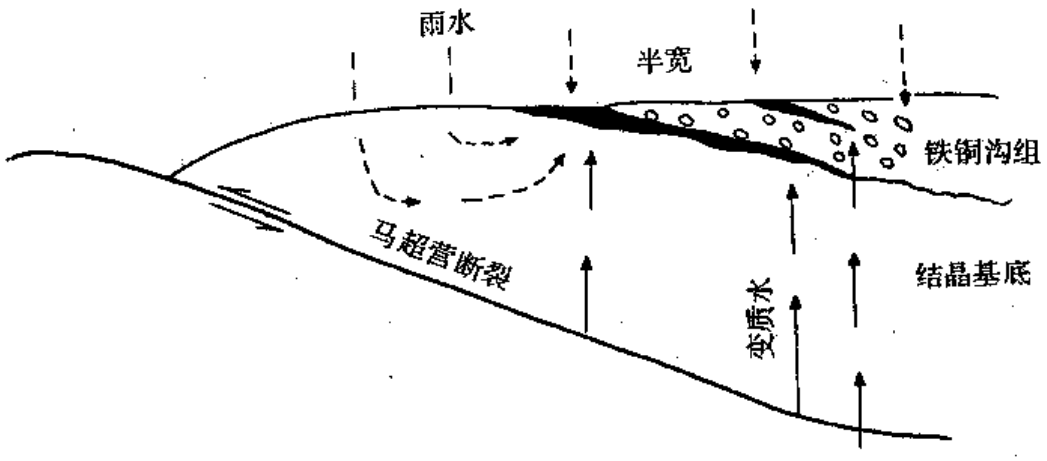


图3-53 半宽金矿成矿模式及定位机制示意

五、找矿方向

基于对半宽金矿床的成因认识，我们认为峪山、熊耳山等地的熊耳群底部与下伏岩石

的不整合面和大古石组砾岩建造内部等也具备形成半宽式金矿的条件，应注意寻找半宽式金矿。同时，崤山等地的铁铜沟组内部以及它与下伏岩石的不整合面仍是寻找半宽式金矿的重点地带。

第十一节　碳质层控型银洞坡式金矿床的地质特征、成因模式和找矿方向

80年代，河南地质八队（1980）、河南地调三队（1985）、陈殿凯等（1984）、邓宗立等（1984）、河南地质科研所（1985）、王亨治等（1991）、罗铭玖等（1991）、周旦生（1988）、王洪恩（1988）等学者和单位对银洞坡金矿进行了不同程度的地质研究。此处在总结所取得的成果的基础上，阐述我们关于该矿地质特征、成矿模式的认识。

一、成矿地质背景

矿床产于桐柏山区。桐柏山自南而北划分为苏家河群、信阳群、弧山头—蔡家凹高级变质地体、刘山岩—歪头山低级变质地体（图3-54）。其分界依次是内乡—桐柏—商城断裂、龟山—梅山断裂（商丹断裂）、大河断裂（朱阳关—夏馆—镇平断裂）。刘山岩—歪头山低级变质地体被羊圈—庙沟—黄金沟断裂（与甘幼鸣讨论）分为南北两部分。断裂以南发育刘山岩蛇绿岩套（包括刘山岩组、大栗树组和张家大庄组）。在断裂以北发育歪头山火山沉积岩系，其中产有破山银金矿和银洞坡金银矿以及一些金、银、铅、锌等矿点。歪头山火山沉积岩系北面被古生代桃园花岗岩基和中生代梁湾花岗岩基所侵入吞噬。歪头山组本身构成NWW向河前庄背斜，发育区有较多的NWW向压性断层和NE向压扭性断层，歪头山组内部有较多的层间滑动断层沿炭质片岩发育。应当说明，最近的成果已表明沿大河断裂和羊圈—黄金沟断裂发育的"混合片麻岩"或"黑云斜长片麻岩"是由韧性剪切作用形成的糜棱岩带。

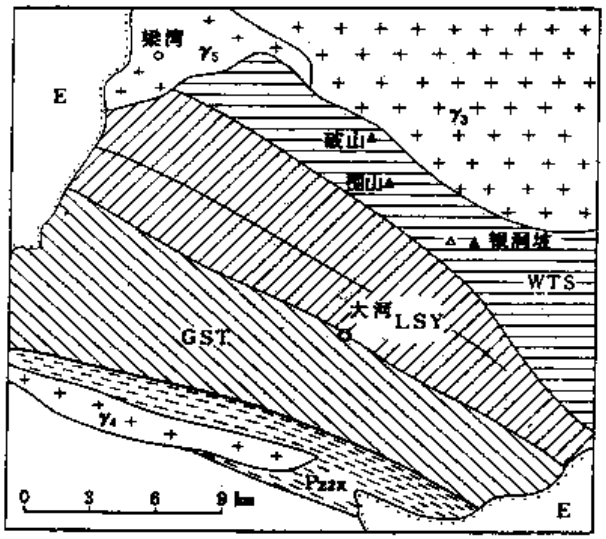


图3-54　桐柏山区地质简图

E：第三系；P_{z2x}：GST：弧山头高级变质地体；LSY：刘山岩浅变质岩区(刘山岩组、大栗树组、张家大庄组)；WTS：歪头山组分布区。r_3、r_4、r_5：加里东期、海西期、印支—燕山期花岗岩。

二、矿床地质

1、矿床产出。银洞坡金矿矿化受断层和岩性控制明显，已圈出的矿体之多数产于歪头山组中部第二岩段内，该岩段岩性是炭质绢云石英片岩。矿体产状受地层产状影响较大，多呈透镜状、脉状、鞍状。膨大狭缩、尖灭再现和侧现、分枝复合等现象常见（图3-55）。矿石与围岩界线不清，属过渡关系。

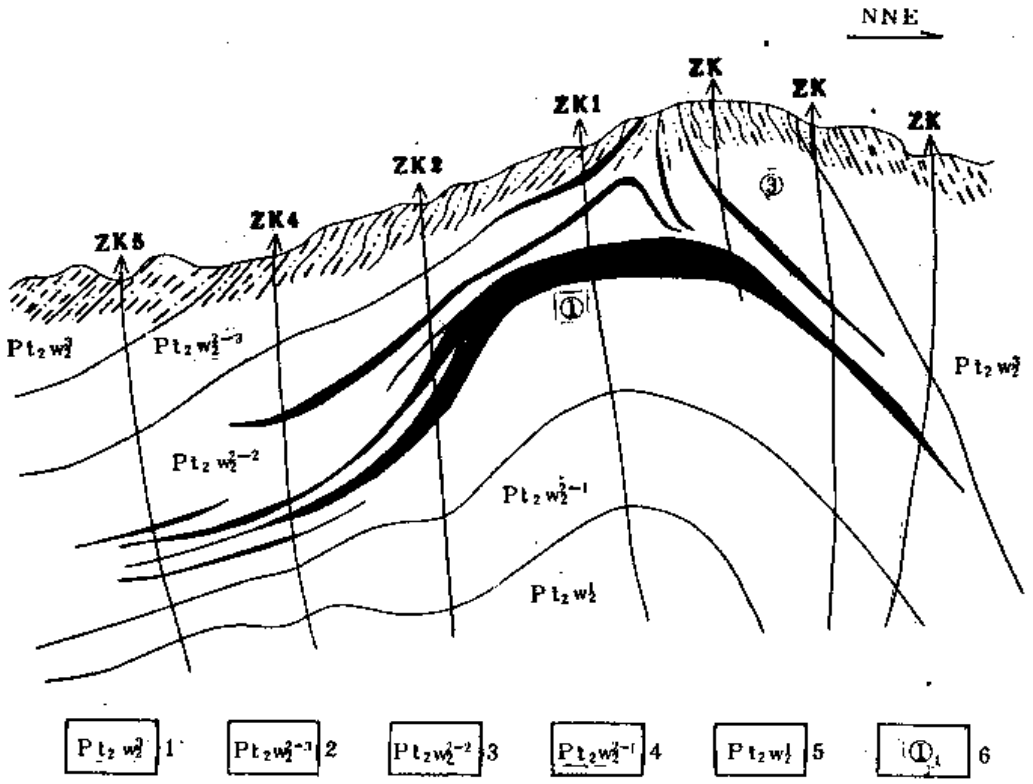


图 3-55　银洞坡金矿产出特征(E6 勘探线)(据河南地质科研所，1985)

1、2、3、4、5 分别代表歪头山组中部 3 段、2 段 3 层、2 段 2 层、2 段 1 层和 1 段，6 示意矿体编号及空间。

2、矿石组构。主要结构有交代结构、压碎结构等。主要构造是浸染状、细脉状、网脉状、角砾状、条带状、峰窝状等。

3、矿石建造。已查明矿物共 64 种。其中金矿物 18 种，以自然金、银金矿为主；硫化物 14 种，以黄铁矿、方铅矿、闪锌矿、黄铜矿为主，金属氧化物 15 种，以褐铁矿和黄钾铁矾为主；碳酸盐矿物 5 种，以方解石、白铅矿为主；其它矿物 18 种，以石英、绢云母、长石、绿泥石、高岭土、石墨等为主。矿石中金属矿物占 10%，脉石矿物 90%。脉石矿物中石英占 65-85%。

4、矿化蚀变及分期。矿化富集总体经历了三个过程，即①前中生代的初始富集作用，它包括原始沉积富集和变质富集；②中生代热液矿化富集就位作用；③新生代风化作用。矿床的决定性的形成定位是在中生代的热液矿化蚀变中完成的，与之伴随地发生了强烈的硅化、绢云母化、碳酸盐化、黄铁矿和多金属硫化物化。本文所谈的矿化蚀变分期即是就中生代热液作用而言的。它总体上分为三期，从早到晚有从面型蚀变到线型蚀变，由渗透交代到贯入充填结晶等演化的趋势，伴随的硫化物是黄铁矿→多金属硫化物→方铅矿。以硅化为例，Ⅰ期硅化表现为细晶石英呈面型交代，生成黄铁绢英岩或次生石英岩，局部出现石英脉。Ⅱ期硅化则伴随浸染状石英—多金属硫化物网脉充填穿插Ⅰ期面型硅化岩石而发生。Ⅲ期硅化是伴随石英细脉（伴碳酸盐）沿岩石裂隙的充填作用而发生的。

5、矿化富集规律。①矿化严格受歪头山组中部第二岩性段炭质层控制，层控性和岩控

性强。②背斜轴部、褶皱虚脱处矿化好。③炭质或石墨含量高时矿化好。④黄铁矿等硫化物多时矿化好。⑤硅化、绢云母化强时矿化好。

6、金的赋存与成色。金主要以自然金、银金矿的形式赋存在石英、硫化物的粒间、裂隙和包体中。自然金粒度在 0.001mm 以上者为 66.33%，明金较常见。成色达 996.6。

三、矿床地球化学

(一) 包裹体地球化学

1、温度测定。陈殿凯等 (1984)、邓宗立等 (1984、河南地调三队 (1985) 都报道了对银洞坡金矿成矿温度的研究成果 (表 3-58)。陈殿凯根据获得的 50 个均一温度和 33 个爆裂温度以及 10 个同位素平衡温度等数据，将矿化划分为早、中、晚三期，并确定其形成温度分别为 450～300℃、250～200℃、210～180℃。结果是可信的。

表 3-58 银洞坡金矿主要测温成果

来源	均一法			爆裂法			同位素测温		
	样数	温度范围	均值	样数	范围	均值	样数	范围	均值
①	50	219–374		33	118–450		10	174–446	300
②	4	220–246		9	230–365	299*	3	216–335	270*
③		210–225	220	5	220–460	299*	6	174–446	309*

①陈殿凯等(1984), ②邓宗立等(1984), ③河南地调三队(1985); * 数据为本文作者计算

2、包裹体成分。仅有的包体成分 (表 3-59) 显示了各种离子浓度均较低的特征，所测成分以 H_2O 占绝对优势(H_2O 占总成分的 99.5%)。其 pH = 6.75，呈弱酸性。CO_2/H_2O 值异常低。KN/MC 值较高。以上均反映了低温浅源的成矿溶液特征。可能是大气降水循环热液，即晚期的成矿溶液。

表 3-59 银洞坡金矿包裹体成分(据河南地质科研所资料计算)

K^+	Na^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	F^-	Cl^-	CO_2	H_2O	$\sum M^+$	$\sum M^-$	$\sum M^0$	$\sum M^{\pm}$	$\sum M$
0.42	0.65	1.40	0.05	0.79	0.96	0.05	869.99	2.52	1.75	870.04	4.27	874.36
pH	F/Cl	CO_2/H_2O		K/Na	KN/MC							
6.75	0.82	5.75×10^{-5}		0.646	0.738							

(二) 同位素地球化学

1、氧同位素。表 3-60 为银洞坡金矿的氧同位素测试结果及笔者计算的 $\delta^{18}O_{水}‰$。可以看出，矿床晚期矿化所形成的石英脉或碳酸盐脉的平衡水 $\delta^{18}O‰$在−9.71～−4.63，显然属大气降水溶液；II 期矿化形成的网脉状含矿石英脉的平衡水 $\delta^{18}O‰$为 3.59，与III期水

明显不同，应属变质水或岩浆水或它们的混合水。Ⅰ期矿化水 $\delta^{18}O‰$ 为 3.22，应属与Ⅱ期性质相近的溶液。

表 3-60　银洞坡金矿区碳氧同位素组成

序号	样品地质	测试	$\delta^{13}C‰$	$\delta^{18}O‰_{PDB}$	$\delta^{18}O‰$	$\delta^{18}O_{水}‰$	T℃
1	远矿大理岩	方解石	1.896	−11.294	18.44		
2	矿体	方解石	−0.939	−27.635	1.57	−9.71	170
3	碳酸盐脉	方解石	−2.390	−23.341	6.02	−5.26	170
4	碳酸盐脉	方解石	−0.602	−26.987	2.26	−9.02	170
5	石英脉	石英			7.44	−4.63	200
6	硅化岩	石英			9.03	3.22	350
7	含矿石英脉	石英			12.97	3.59	250

1、2 为河南地调三队资料，3、4 为南大地科系严正高等采样分析，5～7 由强立志提供；$\triangle_{方解石-水}=2.78\times10^6T^{-2}-2.89$

2、碳同位素。表 3-60 中的远矿大理岩 $\delta^{13}C‰$ 为 1.896，与一般的海相碳酸盐组成一致（$\delta^{13}C‰=-2\sim5$）。矿化中形成的碳酸盐之 $\delta^{13}C‰=-0.602\sim-2.390$，平均 −1.310，略低于远矿大理岩，但仍与海相碳酸盐组成相近。此表明碳应主要来自容矿建造内的海相碳酸盐，并受到有机碳或者岩浆源碳的混染。

3、硫同位素。图 3-56 中，银洞坡 35 个矿石硫化物 $\delta^{34}S‰$ 变化于 −0.32～5.21，平均 3.24(据邓宗立等资料计算)，塔式效应明显。表明矿石硫有稳定的组成近于岩浆岩的物源，或者由复杂的物源提供的硫经历了成矿时的均一化。而该矿黄铁矿、闪锌矿、方铅矿之 $\delta^{34}S‰$ 均值分别为 3.7、3.5、1.3，依次降低，恰表明矿床硫同位素分馏达到或近于平衡，即均一化。图 3-55 上，歪头山组 $\delta^{34}S‰$ 的峰值与银洞坡矿床一致，均在 3 左右，只是歪头山组的 $\delta^{34}S‰$ 变化范围较大。此结果使我们认为矿石硫主要源自围岩歪头山组，并在成矿时实现了均一。邻近的破山银矿的 $\delta^{34}S‰$ 特征也显示了同样的信息。

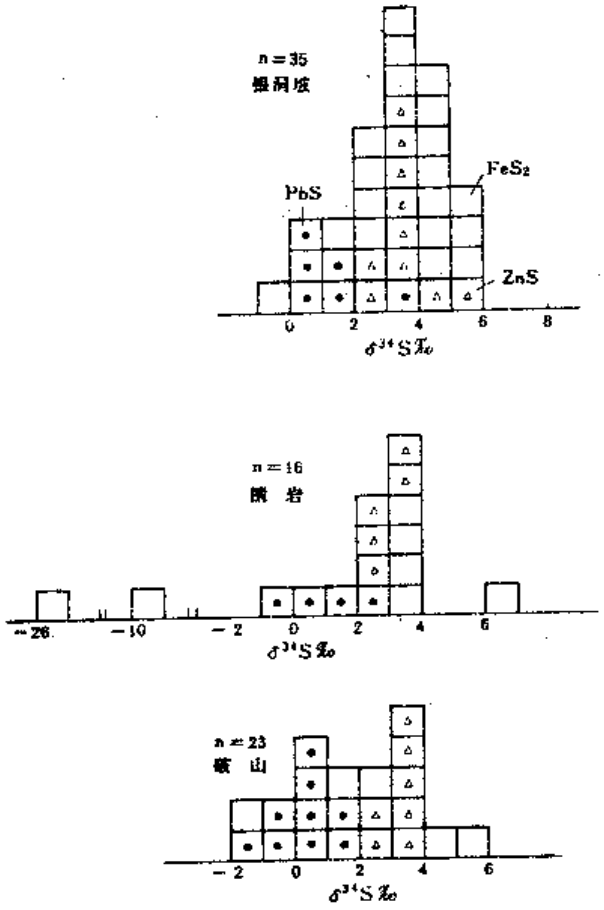


图 3-56　银洞坡金矿及邻近矿床和围岩的 $\delta^{34}S‰$ 直方图

4．铅同位素。表 3-61 为铅同位素数据，在图 3-57 上有较大的变化范围。2 号在造山带线，3、4 号在地幔线，1 号在地幔线与下地壳线之间，5 号则在下地壳线以下。表明铅来源极为复杂，而且在成矿时未能较好地均一化。μ 值和 Th／U 变化也较大，同样显示铅源的不单一。邻近的破山银矿之铅同位素也反映出同样的信息。

表 3-61　银洞坡及邻区矿床、围岩的铅同位素组成

序号	样号	样品地质	测试	$\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}$	$\frac{^{207}Pb}{^{204}Pb}$	$\frac{^{208}Pb}{^{204}Pb}$	μ	$\frac{Th}{U}$
1	80-DF_{34}		方铅矿	16.89	15.26	38.17	8.802	4.91
2	80-DF_{39}	斜长角闪片岩	方铅矿	17.18	15.54	38.74	9.323	5.07
3	H_3-4	斜长角闪片岩	方铅矿	17.043	15.350	38.04	8.959	4.74
4	Ms-08	斜长角闪片岩	方铅矿	16.942	15.369	38.626	9.011	5.16
5	80-DF_{44-1}		方铅矿	16.54	15.056	37.336	8.587	4.59
6	MS-011	远矿大理岩	方铅矿	16.653	14.875	37.014	8.068	4.34
7	SD-DF_1		方铅矿	16.54	14.97	37.37	8.274	4.3
8	H-5-1	金多金属矿石	方铅矿	16.886	15.184	37.858	8.783	4.69
9	80-BZ_{807}	金多金属矿石	方铅矿	16.70	15.11	37.57	8.529	4.68
10	MS-07	金多金属矿石	方铅矿	17.208	15.496	39.184	9.228	5.27
11	MS-09		方铅矿	16.747	15.127	37.850	8.557	4.81
12	MS-012	金多金属矿石	方铅矿	17.084	15.505	39.200	9.270	5.39
13	BZ822-1		方铅矿	16.23	14.74	36.475	7.859	4.31
14	BZ806-3	斜长角闪片岩	方铅矿	16.57	15.085	37.765	8.501	4.90

1～5 来自银洞坡金矿，7～14 采自破山银矿，6 号采自月儿湾。全部数据引自河南地质科研所（1985）。

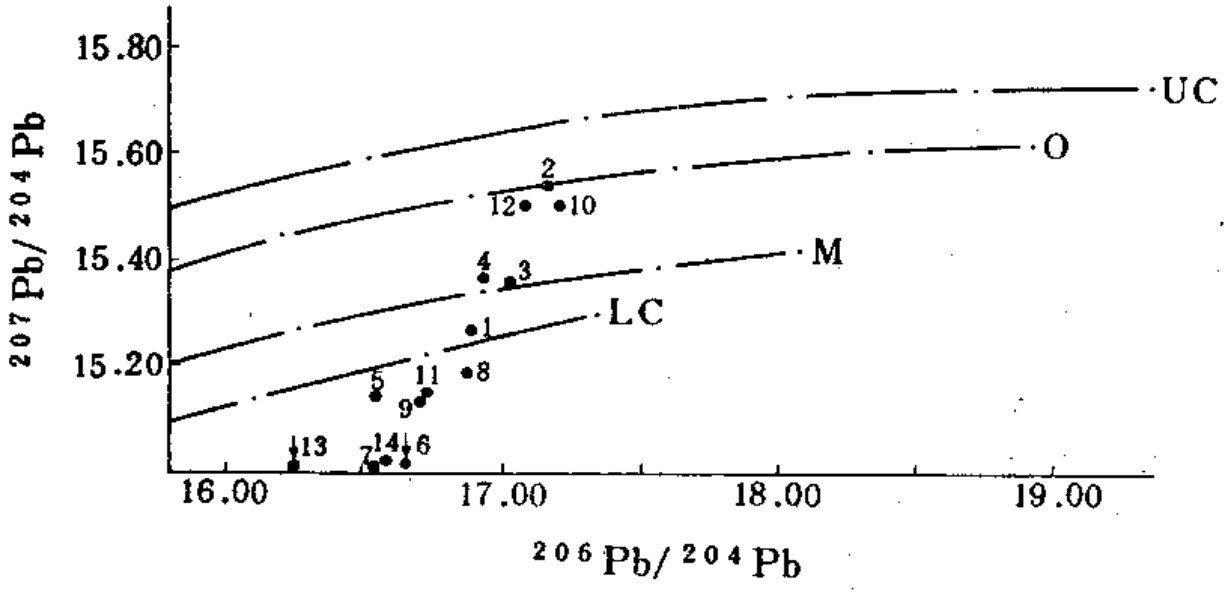


图 3-57　银洞坡金矿及邻近矿床和围岩的铅同位素组成

（三）元素地球化学

相关分析表明，Au 与 Fe、Te 的相关性最好（图 3-58），次为 Ag、Zn、Cd、Pb、Se，它们为同一组中低温矿化元素．中高温矿化元素 Cu 显示了明显的与 Au 负相关．上述表明金是在中低温期矿化的。

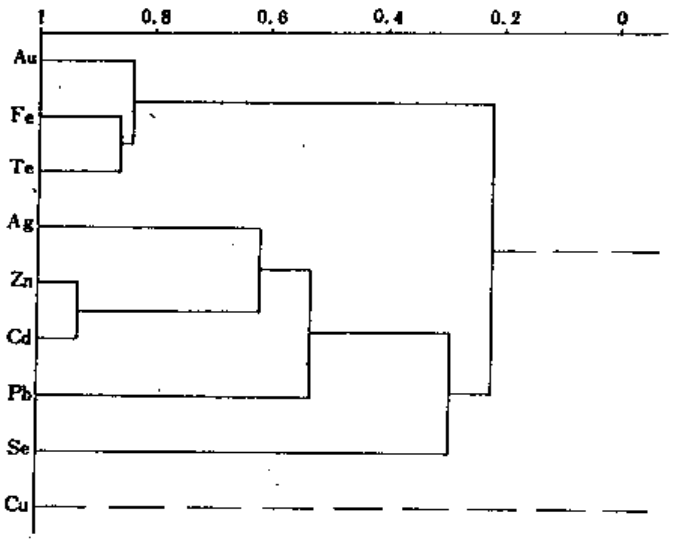


图 3-58　银洞坡金矿矿石 R 型相关图

四、矿床成因讨论

（一）矿床成因类型

银洞坡金矿的产出严格受歪头山组中部富含炭质的第二岩性段控制，而该岩性段的金丰度明显高于其它层位，也高于克拉克值（图 3-56）。矿体产状与地层产状一致，随地层的产状变化而变化。矿体形态呈似层状、透镜状。矿石为蚀变较强的地层岩石，与围岩多呈过渡关系。矿体内缺乏厚大延续好的石英脉．矿石品位随炭质含量的增加而变富。这些特征具有鲜明的独特性，应单独划为炭质层控型金矿。

（二）成因模式

银洞坡金矿的成因说法较多。本文认为该矿是经历了前中生代的初始矿化富集后，在中生代矿化定位成矿的。其成矿热液和成矿物质是多源的，成矿作用也是多方式的。

1、关于成矿时间。由于歪头山组经历了加里东运动的改造而变质，同时矿区有加里东期的桃园岩体发育，加之矿床的层控特征。很多学者将矿床形成时间置于早古生代，最终的矿床定位是加里东运动时歪头山组的变质变形作用．但是：①虽然歪头山组中部第二岩性段金丰度高，也是矿体所在层位，但该层位并非全部矿化，而是局部不均匀矿化。②没有后期热液蚀变，就没有矿床；蚀变越强矿化越好。③多数矿体斜交或斜穿层理、片理。④个别矿体产于穿切片理、层理或者歪头山组中部第二岩性段的后期断层中。⑤金的主要赋存矿物石英、黄铁矿等明显属于后期的热液蚀变矿物。⑥矿体本身没有经历变质、变形的破坏和改造，而歪头山组却经历了明显属中生代的构造—岩浆作用的破坏和改造．所以，矿床的主要矿化定位是在加里东运动之后才实现的，而根本不是加里东运动或更早的时间。基于矿区和整个豫西在中生代时有强烈的构造—岩浆—变质—热液作用和成矿作用，同时银洞坡矿体局部被中生代晚期煌斑岩脉所切穿，故将矿床形成时间定为中生代是符合科学逻辑的。

2、关于成矿热液来源。包裹体成分显示了成矿溶液的浅源性质。它要求 $\delta^{18}O‰$ 研究所揭示的成矿溶液应为变质水或循环雨水。而 $\delta^{18}O‰$ 恰恰证明Ⅰ、Ⅱ期成矿溶液为变质水或者以变质水为主的混合水，Ⅲ期溶液为大气降水。显然它们可互为印证。至于Ⅱ期溶液 $\delta^{18}O‰$ 较Ⅰ期略有增高的现象，可能反映了少量岩浆水的混入。此岩浆水可能来自同时期的梁湾岩体的结晶分异．

3、关于成矿物质来源。S、C、Pb 都指示了成矿物质的多源特征，而且指示了最可能的物源是歪头山组岩石建造或类似岩石。

4、关于矿床的定位机制。前面的讨论表明矿床是在中生代的构造变质作用中定位的。借助于对半宽等矿床的认识，可认为大河断裂和羊圈—黄金沟断裂是中生代的陆内俯冲带，俯冲盘的变质分泌热液携带成矿物质上迁至歪头山组时，一方面将自己携带的金等成矿元素沉淀在已初步富集的赋矿层歪头山组中部第二岩性段，另一方面又活化萃取浅部歪头山组内的金等成矿元素，并使其迁移到局部有利地带富集成矿。同样，最重要的矿化发生在变质热液与雨水热液的混合期（Ⅱ期）的双循环体制或者连同少量岩浆热液的多循环体制中。

5、关于炭质层的控矿意义。歪头山组中部第二岩性段等炭质层位金等成矿元素的极高丰度值为矿床的形成打下良好的基础，这一基础是在中生代前即奠定的，称之初步富集。研究证明原岩沉积时强烈的生物作用已使含炭质层富集了金，加里东运动时的变质作用又通过变质热液将其它部位的金迁到炭质岩层并被炭质还原沉淀。中生代时，炭质层仍然是成矿溶液中金的最佳还原沉淀地带。炭质层的强塑性使沿炭质层有较多的滑动和扩容，许多低角度的压性断层也到此层位终止或合并为统一个滑动面。所以，炭质层既成为溶液由高压区向低压区运移的目的地，也是沿导矿构造（即断层等）运移的溶液的汇集地。此可用"百川汇海"作比。因而，炭质层赋存了大型的银洞坡金矿。

五、银洞坡式金矿的找矿方向

根据已讨论的矿床形成模式，歪头山组内的炭质层仍然是重点找矿层位。此外，水滴沟孔达岩系、栾川群、雁岭沟副变质岩系、陡岭群上部大沟组副变质岩系等，均发育了变质程度不同的炭质层，局部已成为石墨矿床。这些岩石的分布区又都有良好的成矿地质背景，可望发现类似于银洞坡金矿的炭质层控型金矿。

第十二节　总结与讨论

讨论表明，以矿床定位空间的特征为主线，可将世界上已发现的金矿床划分为6个成因系列和17种类型（表3-1），而豫西地区则已发现并开采了其中的包括砂金在内的13种类型的金矿。对豫西9种类型10个样式的山金矿床（表3-62）的典型代表进行了详细的综合研究和资料总结，基本确定了不同成因系列、类型金矿床的基本地质特征，探讨了矿床成因，指出了不同类型金矿床的找矿方向和靶区。

在所研究的矿床中，①所有矿床的金都主要赋存石英和黄铁矿两种矿物中。②矿床都经历了早期中高温、中期中温和晚期低温的三期热液矿化。③矿床的金矿化都主要发生在中期的中温矿化作用，早期稍次，晚期的低温热液作用对矿床形成的贡献甚微。④早期矿化以黄铁矿形成为特征，中期形成多金属硫化物，晚期表现为不含硫化物或含少量黄铁矿或方铅矿的碳酸盐—石英细脉沿裂隙穿插围岩和矿体。⑤氢氧同位素和包裹体成分都显示出晚期热液作用的水来自循环的大气降水，早期成矿热液为单源的变质水或岩浆水（银家沟矿床为岩浆与碳酸盐围岩的双交代热液），中期为双源（变质水—雨水或岩浆水—雨水的或多源的由变质水、雨水和岩浆水所组合成的三源热液混合热液。⑥成矿溶液的性质发生改变时，是金最有利的沉淀富集期。在溶液（K+Na）/（Ca+Mg)降低、Fe增高、离子总浓度增高时，往往是金矿的最重要形成期。⑦引起溶液性质改变的主要原因是多源不同性质的溶液的混合作用和热液运移时遇到特殊的岩性或岩性发生了根本转变，后者常造成层控

矿床的形成（如银洞坡和半宽）。⑧硫、碳、铅同位素组成揭示出所有矿床的成矿物质来源复杂，多数矿床以深源为主。⑨所有矿床具有成矿物质多来源、成矿溶液多来源和成矿作用多期多阶段的"三多"特点。⑩所有矿床均形成在中生代。⑪矿床的成矿动因是侧向的陆内俯冲作用。⑫不同类型矿床的围岩蚀变作用较为相似，以硅化、黄铁绢英岩化和碳酸盐化为特征。⑬不同类型矿床的组构和矿物成分也较为相似。⑭层控矿床就位的关键是赋矿岩层物质界面有利于成矿元素从热液中沉淀出来，而不是高背景值的矿源层或矿胚的存在。当然，有利于成矿元素沉淀的岩层与高背景值的矿源层或矿胚的统一无疑更利于形成层控系列金矿。

表 3-62　豫西不同类型金矿床的基本地质特征和成矿作用性质的对比

矿例	矿床产出特征和矿化的主要控制因素	主要矿石建造类型	自然金特征		
			粒度 (mm)	成色 (‰)	载体矿物
祁雨沟	产于侵位在熊耳山区结晶基底的爆破角砾岩筒中，矿化和产状严格受岩筒控制，没有角砾岩筒就没有矿床	黄铁矿石英岩 多金属石英岩 多金属绢英岩	0.13 ～ 0.63	928.9	石　英 黄铁矿
蒲塘	产于侵位在陡岭地体的陡岭群的斑岩体及内接触带，矿化严格受岩体控制，没有岩体就没有矿床	黄铁矿绢英岩 多金属绢英岩 黄铁矿石英	0.1 ～ 1.0	915.2	黄铁矿 石　英
银家沟	产于侵位在崤山地体官道口群的斑岩体的接触带，接触带有矽卡岩发育，没有岩体就没有矿床	黄铁矿 多金属黄铁矿 黄铁绢英岩	微 粒 金	不 清	黄铁矿
祈子堂	产于推覆到二郎坪群之上的雁岭沟含大理岩建造中，矿化严格受断层破碎带控制，没有断层就没有矿床	赤铁矿石英岩 多金属石英岩 红化大理岩	0.001 ～ 0.01	932.2 ～ 943.0	石　英 针铁矿
上宫	产于熊耳群火山岩内的断层破碎带，断层控制矿化的空间和矿体形态，没有断层就没有金矿	黄铁绢英岩 多金属石英岩 硫化物碳酸岩	0.01 ～ 0.075	902.0 ～ 984.0	黄铁矿 石　英
申家窑	产于崤山地体崤山群内的断层带，断层控制矿化的空间和矿体形态，没有断层就没有矿床	黄铁毒砂石英 多金属石英	0.001 ～ 0.074	922.0	石　英 黄铁矿
小秦岭	产于小秦岭变质地体的结晶基底内的断层中，矿化空间和形态受断层产状控制，没有断层就没有矿床	黄铁矿石英脉 多金属石英脉	? ～ 0.35	920.0	石　英 黄铁矿
瑶沟	产于熊耳群内的走向同斜斜切的压扭断层中，矿化空间和形态受断层控制，没有断层就没有矿床	黄铁石英岩 硫铁矿多金属石英岩	0.01 ～ 0.074	875 ～940	石　英 黄铁矿
半宽	产于崤山地体铁炉沟组砾岩建造中，矿化空间和形态受砾岩建造与下伏岩层的不整合或砾岩内的层间滑动控制	黄铁矿石英脉 多金属石英脉 黄铁绢英岩	0.01 ～ 0.50	721.6	石　英 黄铁矿 方铅矿
银洞坡	产于桐柏山区歪头山组中部的炭质岩层中，炭质层控制矿化空间和矿体产状，没有炭质层就没有金矿床	炭质黄铁绢英岩和多金属炭质绢英岩	0.001 ～ 0.8	996.6	石　英 黄铁矿 硫化物

各期矿化的特征及矿化贡献				成矿物质来源	成矿机制	矿床成因类型	矿床成因系列	成矿时间
矿化分期及特征性矿物	矿化温度	成矿溶液性质及来源	矿化贡献					
Ⅰ：石英—黄铁矿—辉钼矿	433~331	岩浆水	次	深源为主物源复杂	侧向俯冲	爆破角砾岩型	浆控系列	中生代
Ⅱ：石英—多金属硫化物	338—240	岩浆水+雨水	主					
Ⅲ：石英—碳酸盐—方铅矿	200~174	雨水	微					
Ⅰ：石英—半自形中粒黄铁矿	340	岩浆水	次	深源为主物源复杂	侧向俯冲	斑岩型	浆控系列	中生代
Ⅱ：石英—黄铁矿—硫化物	320—260	岩浆水+雨水	主					
Ⅲ：方解石—高岭土—黄铁矿	200~120	雨水	微					
Ⅰ：矽卡岩—黄铁矿—磁铁矿	520—290	岩浆水+建造水	一般	深源为主物源复杂	侧向俯冲	矽卡岩型	浆控系列	中生代
Ⅱ：石英—多金属硫化物	300—200	岩浆水+雨水	一般					
Ⅲ：碳酸盐—高岭土	220~190	雨水	微					
Ⅰ：石英—黄铁矿	310	变质水	次	浅源为主物源复杂	侧向俯冲	微细浸染型	断控系列	中生代
Ⅱ：石英(岩)—多金属硫化物	258±	变质水+雨水	主					
Ⅲ：石英—碳酸盐—赤铁矿	180~150	雨水	弱					
Ⅰ：石英—黄铁矿	360—320	变质水	次	深源为主物源复杂	侧向俯冲	蚀变破碎带型	断控系列	中生代
Ⅱ：石英—多金属硫化物	320—220	变质水+岩浆水+雨水	主					
Ⅲ：碳酸盐—石英—黄铁矿	170	雨水	微					
Ⅰ：石英—毒砂—黄铁矿	370—320	变质水	一般	深源为主物源复杂	侧向俯冲	蚀变破碎带型	断控系列	中生代
Ⅱ：石英—多金属硫化物	330—240	变质水+雨水	一般					
Ⅲ：石英—方解石	190~150	雨水	微					
Ⅰ：石英脉—黄铁矿	338—251	变质水	次	深源为主物源复杂	侧向俯冲	石英脉型	断控系列	中生代
Ⅱ：石英—多金属硫化物	336—209	变质水+雨水	主					
Ⅲ：石英—碳酸盐—黄铁矿	178—155	雨水	微					
Ⅰ：石英(岩)—黄铁矿	380~340	变质水	次	深源为主物源复杂	侧向俯冲	硅化体型	断控系列	中生代
Ⅱ：石英—镜铁矿—多金属硫化物	320~240	变质水+岩浆水+雨水	主					
Ⅲ：石英—碳酸盐—黄铁矿	220—200	雨水	微					
Ⅰ：石英脉—黄铁矿	400~340	变质水	次	深源为主物源复杂	侧向俯冲	砾岩层控型	层控系列	中生代
Ⅱ：石英—多金属硫化物	300—220	变质水+雨水	主					
Ⅲ：石英—碳酸盐—黄铁矿	180—160	雨水	微					
Ⅰ：石英—黄铁矿	450~300	变质水	一般	浅源为主物源复杂	侧向俯冲	碳质层控型	层控系列	中生代
Ⅱ：石英—多金属硫化物	250	变质水+雨水	一般					
Ⅲ：碳酸盐—石英	210—118	雨水	弱					

第四章　豫西金矿化的若干规律和成矿模式

模式原则（Model Theory）是现代地质学的特点（许靖华，1987），模式找矿已被证明是有效的找矿途径。矿床地质研究的目的就是建立简明合理的成矿模式，认识矿床的分布和形成规律，为进一步的找矿预测靶区和找矿方向。在前三章对豫西金矿的地质情况进行了较系统的总结和讨论之后，本章则试图探讨豫西金矿化的规律和成矿模式，并具体解释和预测不同系列、类型的金矿床在豫西的形成和分布。

第一节　豫西金矿化的若干规律和找矿标志

一、金矿分布时间——内生金矿群中生代就位，外生金矿群新生代形成

前章的讨论已表明，豫西9种类型山金矿床的10个典型代表全部在中生代矿化，曾被一些学者当作古生代成矿的银洞坡金矿也明显是在中生代矿化定位的。区域性的调查和全面的总结表明：豫西所有已发现的山金矿床全部在中生代形成，得出上述结论的根据是：

1、豫西砂金矿床的时空分布及其对山金矿床成矿作用的指示。根据砂金分布或水系异常寻找山金的历史已相当久远，表明人类很早就认识到砂金与山金的空间关系。现在看来，包括砂金在内的碎屑金矿系列的金矿都是由山金或富金地质体派生的，且它们常在山金矿床附近。兰德金矿是23亿年前形成的砾岩型金矿，其储量和产量均占全世界的半数以上，被砾岩不整合覆盖的Barberton山区的绿岩带中已发现大量山金矿。加拿大休伦超群Gongwadon组内有冰碛岩型金矿（Mossman et al，1983），金被证明来自更早（太古宙）形成的赋存于下伏太古宙绿岩带中的山金矿床。美国西部蒙他那州、内华达州等是世界上著名的砂金产地，那里也是世界重要的山金产地和分布区，尤以卡林式金矿为特征；西澳大利亚是世界重要的砂金产地，那里同样有以Gold Mile金矿为代表的大量山金。在豫西，有大量山金的小秦岭、熊耳山和陡岭地体等地的第三纪和第四纪沉积物中已发现了大量砂金矿床和矿化，砂金的分布及所在沉积物的特点清楚地指示着砂金来自附近的山金，强立志（1987）已从地质和地球化学等方面证明丹江、淇河、老灌河流域的砂金源自陡岭地体的蒲塘式金矿等。缺乏山金的嵩箕地块也自然难得砂金。上述表明豫西砂金由山金派生而成。豫西已发现的砂金全部赋存于第三纪和第四纪沉积物，此指示着山金主要形成在第三纪之前，即中生代或更早。然而，豫西中生代及以前的沉积建造中，至今尚未发现任何古砂金矿，也没有矿化现象发现；更有甚者，祈子堂金矿区的白垩系沉积物的金丰度仅1.0ppb，它们无可辩驳地指示着豫西山金形成于中生代。目前尚没有任何可信的中生代以前金成矿的证据。此外，豫西风化系列铁帽型坡根式金矿也形成在新生代。

2、中生代有最强的山金成矿作用。毫无疑问，没有成矿作用就不可能有矿床。对于山金来说，其成矿作用不外乎岩浆作用、变质作用和改造作用（含构造作用和热液作用）。豫西地区的中生代是华北与华南两大陆板块的碰撞造山作用时间，也自然是构造作用、岩浆活动、变质作用和热液作用等金等内生矿床矿化作用的最强烈时间。已查明钼、

钨、铜、铅、锌等矿床也集中在此时形成。所以，以最基本的科学逻辑分析，中生代是豫西山金矿床的最重要形成时间。已知的豫西山金矿床都产在中生代活动的断层或岩体内。

3、与金矿化有关的花岗岩的测年值为中生代。蒲塘金矿、毛堂金矿、祁雨沟金矿、雷门沟伴生金矿和八宝山伴生金矿化等都属于浆控金矿系列，成矿母岩的同位素年龄均为中生代。无论在空间上、时间上、形成作用上，小秦岭金矿与文峪岩体、娘娘山岩体有关，熊耳山区的金矿与花山、五丈山岩体有关，银洞坡等金矿与梁湾岩体有关，上述岩体的同位素年龄也全为中生代（表 4-1）。

表 4-1　与金矿床有关的岩体同位素年龄表

岩体名称	矿石性质	方　法	百万年	来　源
嵩县祁雨沟	花岗斑岩	K-Ar	104	①
嵩县祁雨沟	石英斑岩	K-Ar	114.73	①
嵩县祁雨沟	花岗闪长岩	K-Ar	112.66	①
灵宝银家沟	钾长花岗斑岩	K-Ar	172	①
灵宝银家沟	钾长花岗斑岩	Rb-Sr	152	①
陕西华山	花岗岩		100-130	②
灵宝文峪	黑云母花岗岩		108	②
洛宁花山	花岗岩	Rb-Sr	125.4	①
洛宁花山	花岗岩	K-Ar	127	③
嵩县五丈山	似斑状花岗岩	K-Ar	159	③
嵩县合峪	钾长巨斑花岗岩	K-Ar	102	③
嵩县伏牛山	似斑状黑云花岗岩	K-Ar	105	①
方城伏牛山	黑云母花岗岩	K-Ar	98.6	①
氏蟒岭	碱性花岗岩	K-Ar	147	②
栾川老君山	花岗岩	K-Ar	123	③
泌阳梁湾	似斑状黑云花岗岩	K-Ar	111-121	②

① 全国同位素地质年龄汇编；② 河南地质科研所，河南省金矿成矿条件和成因类型研究报告，1985；③河南省地质志

4、矿化蚀变岩的测年值为中生代。为具体确定矿化时间，近年已有学者对矿化蚀变岩或包裹体进行测年。黎世美测得上宫金矿早期蚀变岩 Rb-Sr 等时年龄为 241Ma，代表了矿化的开始时间，即矿化发生在中生代。文峪金矿附近 Q12 号脉蚀变构造片岩的 K-Ar 年龄为 77Ma(晁援等，1989)。

5、矿床与脉岩的交切关系指示山金就位于中生代。据王亨治等(1983)、栾世伟等(1985，1991) 研究，小秦岭金矿田发育了较多的脉岩，其中被文峪金矿 505 号脉穿切的辉绿岩脉（图 4-1）K-Ar 年龄为 182～148Ma，而切穿金矿脉的煌斑岩脉的 K-Ar 年龄

为67Ma。表明矿化在67～148Ma。

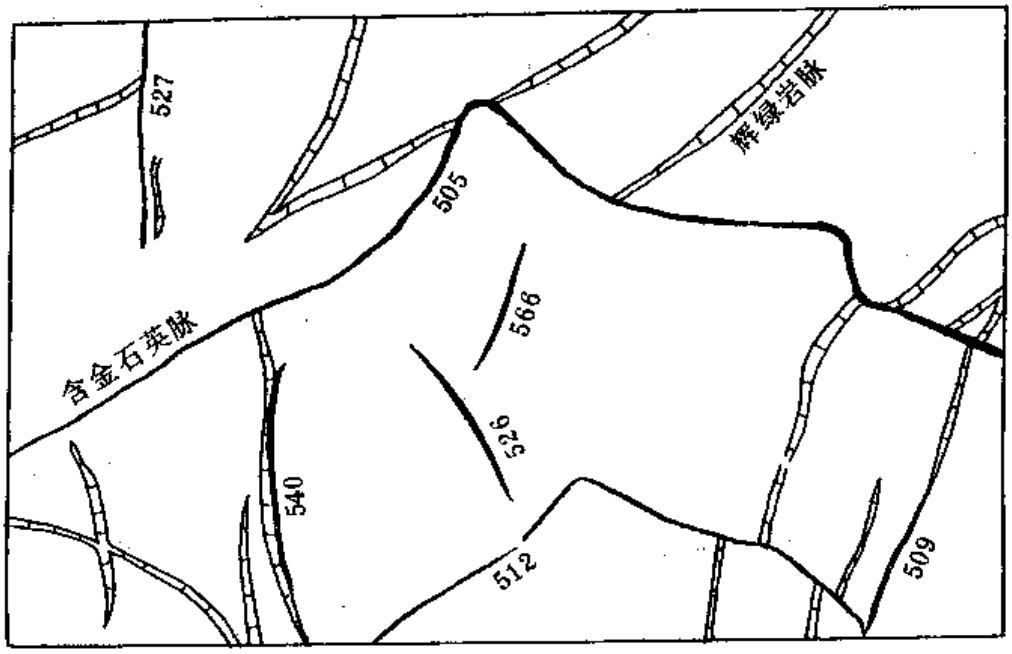


图 4-1　文峪金矿与脉岩的交切关系示意(引自栾世伟等, 1985)

6、关于非中生代成矿的报道不令人信服。据笔者所知，银洞坡金矿和店房金矿是豫西仅有的两个被怀疑为非中生代成矿的例子。第三章已论证了银洞坡金矿是在中生代矿化定位的。关于店房金矿，除了任富根（1989）认为其是中元古代成矿外，其余学者均持中生代矿化的观点。任富根将店房金矿作为中元古代成矿的主要根据是:①矿床定位于中元古代的熊耳群中;②硫同位素等显示了与熊耳群的相似性;③矿石铅年龄在8-13亿年之间。基本论点是：矿床形成于与熊耳群同期的火山喷气作用。经笔者详细考察，认为任富根的观点是值得怀疑的。理由是:①任富根确定成矿时间的根据都不是有力的判别成矿时间的指标，所使用的矿石铅模式年龄已被证明是错误的（据张理刚在南大讲学，1990)。②店房金矿赋存在侵位于熊耳群内的后期爆破角砾岩筒中。③爆破角砾岩筒内有大量熊耳群及更老的岩石建造所没有的泥质灰岩、板岩、页岩等岩石角砾，这些角砾与官道口群或栾川群岩性一致。④笔者发现了明显属于中生代合峪岩体的巨斑钾长花岗斑岩的岩石角砾。

二、豫西金矿分布的空间——造山带及边缘。

1、南北差异——矿床分布在三宝断裂以南。从图4-2可以看出，豫西金矿床主要集中在华熊地块的小秦岭地区、熊耳山地区和桐柏山区，次为外方山地区、陡岭地体、北秦岭造山带以及崤山地区。它们位于三宝断裂以南，属秦岭造山带或造山带的边缘地带。矿床最集中的华熊地块是华北克拉通最南部的构造单元，是克拉通与造山带的交接带。在三宝断裂以北，除发现个别矿化点外，至今尚无矿床发现。由于三宝断裂是中生代华南与华北古板块碰撞造山过程中造山带内部陆内俯冲体制的转换消失带，故可认为金矿床分布在中生代碰撞造山作用强烈的空间。应当强调指出，三宝断裂不仅造成了金矿分布的南北差异，而且还造成钼、铜、钨、铅、锌、硫等内生矿床和一些变质矿床及沉积矿床的南北分野（陈衍景等，1990b，1991c)。

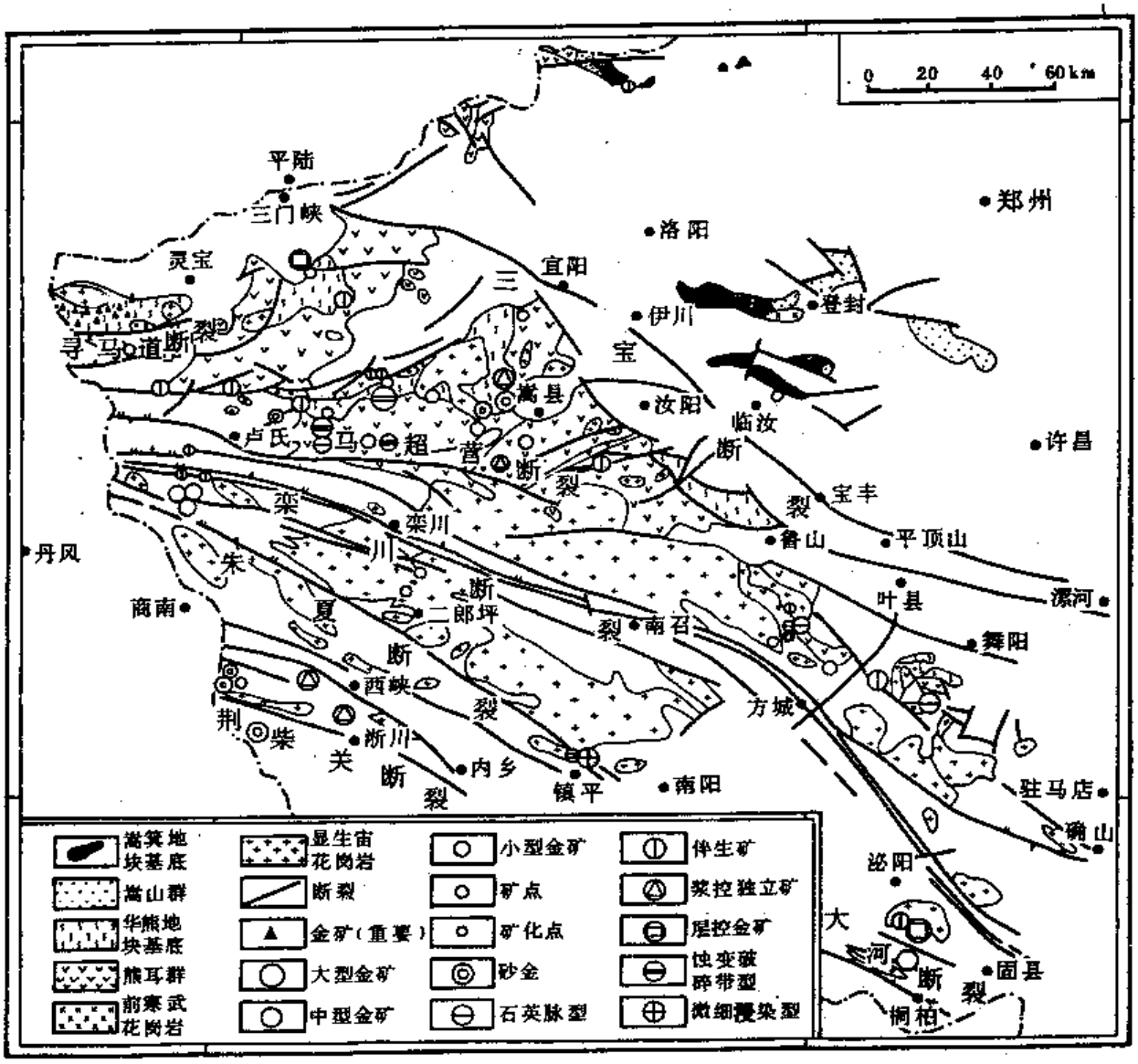


图 4-2　豫西金矿分布图(据河南地质科研所, 1985, 修改)

2、东西差异——矿床分布在地壳厚度大的空间．豫西地区的金矿主要集中在西部，东部相对较少．华熊地块是最重要的金矿集中区，小秦岭 ▸熊耳山 ▸鲁山 ▸舞阳，金矿依次减少，舞阳的金矿已不具重要意义．然而，它们却属同一构造单元，并具有相同的岩石建造（同属太华复合地体)．那么，是什么原因导致了如此明显的东西差异？联结这种因果关系的地质现象又是什么呢？我们认为，金矿床的东西差异与地壳厚度的东西差异是协合的，即地壳厚度自西向东是变薄的，小秦岭和熊耳山的金矿较多，地壳厚度在 42km 以上，鲁山、舞阳金矿较少，地壳厚度在 42km 以下（图 4-3)．此外，这一规律与三宝断裂两侧的金矿差异也相吻合，即三宝断裂以北的地壳厚度小于三宝断裂之南．导致地壳厚度差异的原因可能是中生代的碰撞造山作用——陆内俯冲作用强弱的不同，因为陆内俯冲是陆壳堆叠增厚的重要方式．事实上，喜马拉雅山脉、秦岭山脉等碰撞型造山带的地壳厚度明显大于其它构造位置的事实也有力地证明了这一点．据此，可以认为豫西西部的陆内

俯冲作用强于东部，三宝断裂南侧的陆内俯冲作用强于北侧，金矿分布与陆内俯冲作用的强度正相关。

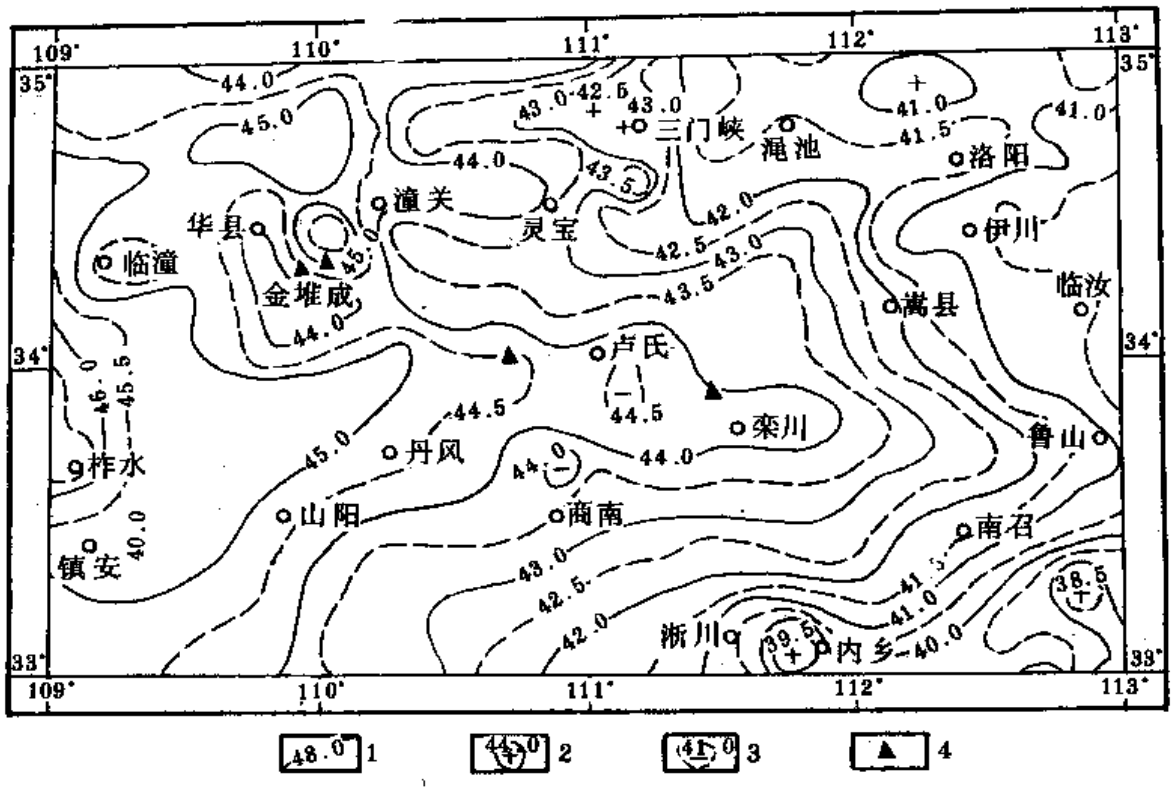


图 4-3　豫西莫霍面等深度图(引自胡受奚等, 1988)

1—莫霍面等深线; 2—地幔隆起中心; 3—地幔凹陷中心; 4—大型钼矿床。

三、金矿与花岗岩的关系

1、金矿类型、系列与花岗岩成因类型的关系．徐克勤教授等（1980）关于同熔型和改造型两类花岗岩的划分，不仅有效地指导了华南钨、钼、锡等矿床的成因研究，也有效地指导了东秦岭地区的矿床研究（胡受奚等，1988）。在笔者对金矿成因类型和系列进行合理的划分之后，不同类型花岗岩对不同成因系列和类型金矿的控矿专属性也明朗开来。豫西浆控系列的金矿床（爆破角砾岩型、斑岩型、矽卡岩型）受同熔型或深源浅成花岗岩类控制。祁雨沟、雷门沟、店房、蒲塘、毛堂、银家沟等金矿都属于浆控系列金矿，其成矿母岩具有同熔型花岗岩类的特征或是深源浅成的改造型侵入体。断控系列的金矿床以小秦岭和熊耳山为主，它们分别被认为与文峪、娘娘山、花山、五丈山等花岗岩基有关，这些岩基已被证明是典型的改造型花岗岩（胡受奚等，1988，胡志宏等，1989）。层控系列和层状系列的金矿与花岗岩类型的关系有待查明。层控系列可能与改造型花岗岩的关系密切，如银洞坡金矿即与改造型的梁湾岩体有关；层状系列则可能受同熔型花岗岩控制，如热泉型金矿的典型代表 El Indio 金矿则产于智利的东太平洋俯冲型造山带中。

2、金矿与花岗岩的时空关系。豫西金矿形成于中生代，而豫西绝大多数花岗岩也是在中生代形成(表 4-1)．这些中生代花岗岩在空间上与金矿呈规律性分布，它们都产于大断裂的上盘，即断裂北侧．浆控系列金矿床产于深源浅成侵入体(含同熔型和部分改造型)

内部或接触带，显示了清楚的同空关系；这些矿床往往分布在改造型大岩基的北侧．如祁雨沟金矿即在五丈山岩体的北侧，断控和层控系列的金矿往往分布在大的改造型岩基的南侧，且距岩体一定距离，小秦岭和熊耳山区的金矿在文峪岩体和花山—五丈山岩体的南侧2公里以外的范围。

3、金矿与岩体形成作用上的关系．浆控金矿的成矿溶液和成矿物质主要与岩浆同源或由岩浆派生，矿物包裹体可见沸腾包裹体等，成矿作用是由岩浆作用引起．故无论从成矿作用还是从物质来源上分析，岩浆都应是矿床的母岩，岩浆与矿床属母子关系．断控金矿系和层控金矿系的成矿溶液、成矿物质和成矿作用等与附近的岩体的关系有时并不清楚，甚至附近根本就没有大的岩体，显示出矿床是独自形成的，如祈子堂、申家窑等；有时虽然在很多方面表现出与岩体有很大的相似性或相关性，但仍然没有显示受岩浆作用控制的特征．矿床与岩体应属兄弟关系。

四、金矿与断裂构造的关系

1、金矿分布在区域性大断裂上盘，使断裂显"导矿"断裂特征。胡受奚教授(1990)研究指出，许多矿带和矿床分布在断层的一侧和上盘．具体到本区则是，小秦岭地区的矿床全部在寻马道断裂的北侧(图 4–4)；崤山地区和熊耳山区的金矿则在（潘河—卢氏—）马超营断裂的北侧(图 3–1, 图 3–29)；桐柏山区的银洞坡—破山金银矿带在大河断裂北侧(图 3–54)；陡岭地体的金矿位于荆紫关—淅川—内乡断裂的北侧(图 3–7)；包括银家沟金矿在内的金堆城—栾川—南召等斑岩及相关矿床带明显位于朱夏断裂的北侧，朱夏断裂带稍北侧分布有自西向东的官坡锑矿段、双槐树–石门砷矿段、桑坪—米坪铜金多金属段、夏馆银金铅矿段、板厂铜等矿段和镇平祈子堂金银矿段（图 4–5）．研究表明，上述断裂均向北侧，并在中生代时有明显的俯冲作用发生．它们常被视为"导矿"构造，与矿床形成有密切的联系．

2、区域性大断裂上盘的次级断层是赋矿构造．上述区域性大断裂上盘的次级断裂构造，则控制了断控系列金矿体的产出和分布，杨砦式、上宫式、申家窑式、瑶沟式（硅化体型）和祈子堂式金矿均产在上述断裂的次级断层内，而且常产在与大断裂反倾向的断层中。浆控制系列金矿及其母岩的分布和产出也受上述大断裂的次级断裂控制，常在两组断裂的交汇处，如银家沟、祁雨沟、雷门沟等含矿岩体均是如此．至于层控系列的金矿床，矿体往往产于赋矿层或界面与层间滑动断层复合的部位，层间断层的发育亦与上述大断裂在中生代的活动（沿之陆内俯冲）有关，如银洞坡和半宽等金矿．因此，区域性大断裂上盘的次级断裂常是赋矿构造。

3、赋矿断裂的性质对矿化类型和蚀变特征的制约．层间滑动断层使矿床成为层控系列金矿，切层断层使矿床成为断控系列金矿。在断控系列金矿床中，当赋矿建造相同时，破碎范围宽、微裂隙发育的压性断层赋存蚀变破碎带型金矿，面型蚀变强，蚀变带宽，如瑶沟金矿 14 号带；破碎范围小、围岩微裂隙不发育的张性断层赋存石英脉型金矿，面型蚀变弱，主要是线型蚀变，蚀变带较窄，如产于熊耳群中的鲁山马楼银洞沟金矿点；破碎带范围、微裂隙发育程度介于上述二者之间的断层（常为压扭性或张扭性）则易赋存硅化体型金矿，蚀变的程度和型式也介于二者之间，如瑶沟金矿 4 号带．对于同一条赋矿断层，浅部为张性脆性者，在深部常转变为压性韧性断层，故浅部常赋存石英脉型矿体，而深部则演变为硅化体型或蚀变破碎带型矿体；深部蚀变带宽于浅部，面型蚀变强于浅部。

例如，小秦岭地区，标高较高的文峪等金矿为石英脉型，标高低的大湖峪金矿为硅化体型或蚀变破碎带型（据郭抗衡讨论，1990）；产于二郎坪群的内乡许瑶沟金矿上部为石英脉型，下部为硅化体型（笔者与扬振升等合作研究，1989）；产于熊耳群的嵩县前河金矿上为硅化体型，下为蚀变破碎带型（笔者与张正全等合作研究，1988）。

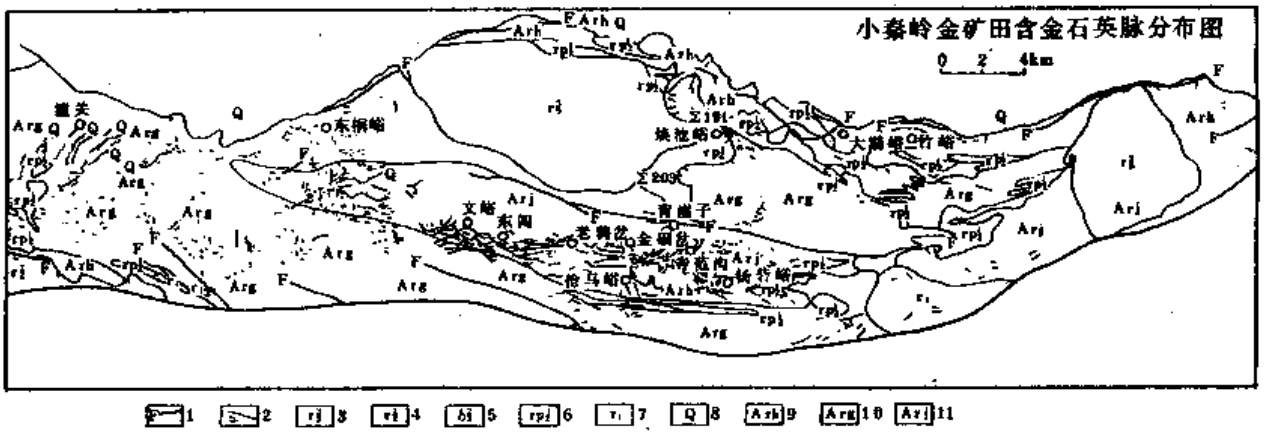


图 4-4　小秦岭地区金矿分布及地质简图(据河南地质科研所简化)

1-断层；2-含金石英脉和矿化带；3-中生代花岗岩；4-元古宙花岗岩；5-闪长玢岩；6-伟晶岩脉；7-太古宙花岗岩；8-第四系；9-焕池峪组；10-观音堂组；11-金硐岔组(闻家峪组)。

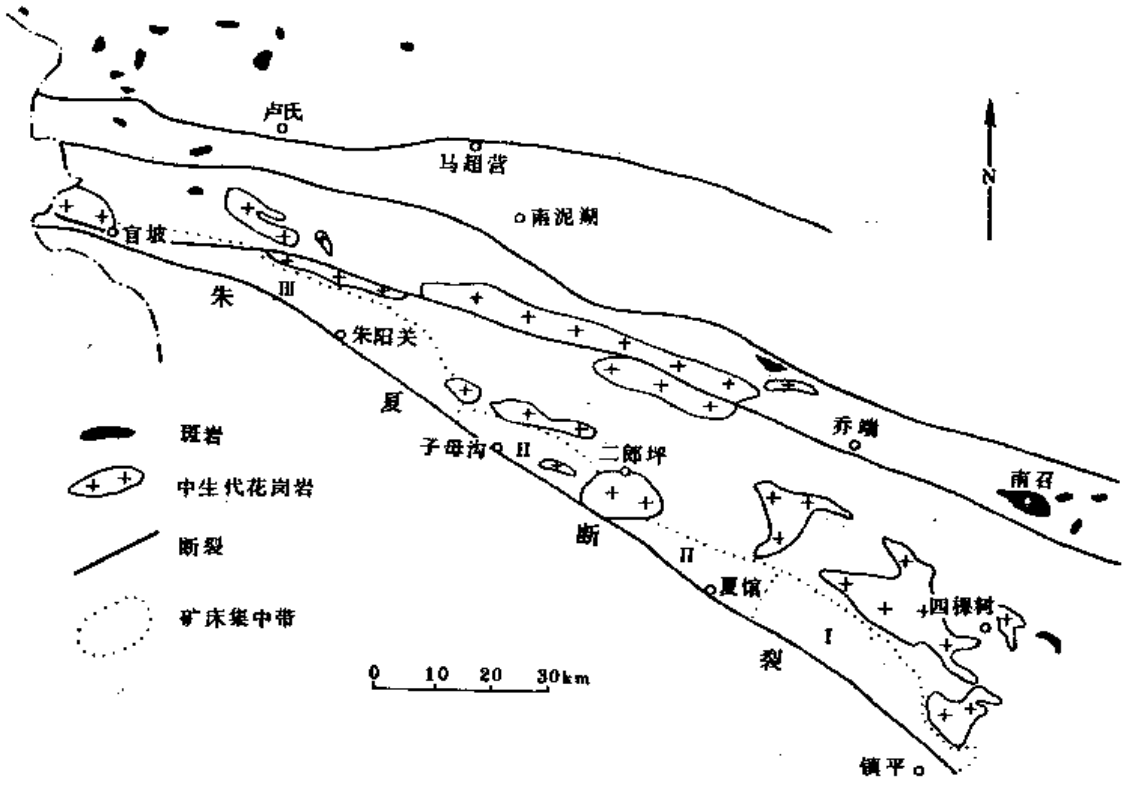


图 4-5　朱夏断裂北侧中生代的花岗岩类和内生矿床分布示意图

五、金矿化与岩石建造的关系

1、低背景矿化的特点．除银洞坡炭质岩层控型金矿的赋矿层位金丰度高于克拉克值外，豫西其它岩石建造的金丰度都低于 3.5ppb．矿床最集中的华熊地块之结晶基底和盖

层熊耳群是最重要的容矿建造，其金丰度分别为 1.0ppb 和 0.7ppb，明显低于其它岩石建造。新的成果表明，Barberton 山区科马提岩的金丰度为 0.27ppb，不具 Spinifex 结构的科马提岩之金丰度为 0.54ppb（Anhaeusser，1978）。西澳 Clifford 山区的科马提岩金丰度仅为 0.49ppb（Keays）。南非 Barberton 绿岩带和加拿大卡卡奇湖绿岩带的金丰度分别为 1.8ppb 和 0.98ppb。苏联科克切塔夫隆起区的前寒武系金丰度为 1.5ppb，佳木斯地块麻山群的金丰度为 1.7ppb（317 个样品）（刘静兰，1988）。上述地区的金丰度与豫西地区基本一致，背景值均低于 3.5ppb，同样显出低背景区成矿的特点。

2、金矿化对岩石建造没有专属性。豫西地区的太古宙绿岩带、早元古代孔达岩系、大陆裂谷双模式火山岩建造（崤山群）、山间磨拉石建造（铁锅沟组）、中元古代山弧火山岩建造（熊耳群）、浅海碳酸盐一细碎屑岩沉积建造（官道口群）、边缘海相蛇绿岩套（二郎坪群）、大洋相蛇绿岩套（宽坪群、信阳群）、碳硅泥岩建造和复理石建造等不同性质的岩石建造中均发现了金矿床，表明金矿化对岩石建造没有专属性（涂光炽，1989）。

3、矿化强度受岩石建造性质的制约。尽管大部分岩石建造中都发现了金矿，但豫西的金矿床却集中在荡泽河群、熊耳群和歪头山组等少数岩石建造中，表明矿化强度受岩石建造的制约。研究表明，荡泽河群大量变质基性火山岩有高的 FeO，它有利于热液中 Au^{3+} 或 Au^{+}的还原沉淀，同时有利于 Au–S 配合物之配阴离子 S^{2-}的解析和沉淀，从而导致矿床形成（姚宗仁等，1989）。同理，歪头山组炭质层和铁锅沟组的炭质层也利于金的还原沉淀。熊耳群火山岩低的结晶程度也无疑有利于其与热液反应和物质交换，导致金沉淀。因此，矿化强度受岩石建造性质的制约不是偶然的，而是必然的。

4、矿化类型受岩石建造的制约。石英脉型主要集中在结晶程度较高的荡泽河群，蚀变破碎带型和硅化体型集中在结晶程度较差的熊耳群等地层，微细浸染型产于碳硅泥岩建造，矽卡岩型必定产在碳酸盐地层，而层控系列的炭质层控型则赋存在富炭质的岩层，鲁山 BIF 层控型矿化点产于 BIF 层，这些现象表明矿化类型受到岩石建造性质的控制。微细浸染型、矽卡岩型和一些层控矿床对赋矿岩石性质的苛刻要求是易于理解的，此不赘述。关于围岩结晶程度对矿化类型的影响，有必要给以理论解释。我们认为荡泽河群等结晶程度较高的围岩不利于成矿热液的渗透交代，它们将成矿热液圈蔽在断层带内，一方面使矿化蚀变呈线型特征，另一方面将大量的热液中的 SiO_2 聚集在断层带内，SiO_2 的结晶自然形成了贯入充填式的结晶较粗的石英脉。相反，结晶程度低的岩石的表面自由能较高，处于不平衡状态，当成矿热液加入时，热液不但可以顺利地沿大量粒间边界空隙渗透扩散，而且为岩石的平衡重结晶等提供了"催化剂"，从而导致了广泛而强烈的面型蚀变矿化，使热液中的 SiO_2 大量消耗在矿体围岩的蚀变作用中，难以在断层带聚集并形成充填式的石英脉，故主要发生蚀变破碎带型和硅化体型矿化。按此原理，围岩 SiO_2 含量较高的岩石（花岗岩、混合岩、石英砂岩等）有利于形成石英脉型金矿床，SiO_2 含量较低的岩石（碳酸盐、基性–超基性火山岩）则不利于形成石英脉型金矿床，而有利于断控系列其它三种类型矿床的就位。

5、围岩蚀变特征受岩石建造性质制约。根据前面的讨论，围岩蚀变的类型、型式和蚀变带发育也应受岩石建造的制约，富硅围岩不利于硅化，结晶程度高的岩石不利于面型蚀变，它们难以发育宽的蚀变带；而贫硅岩石和结晶度低的岩石则相反。前者实例有小秦岭矿田和半宽金矿，后者则以熊耳群中的矿床和祈子堂、申家窑、银家沟等矿床为代表。

此外，矽卡岩化只限于碳酸盐建造，菱镁矿化、蛇纹石化多见于富镁岩石建造等，这些现象也表明围岩蚀变受岩石建造性质影响。

六、金矿化与碰撞造山作用（陆内俯冲）的关系——碰撞末期成矿

在豫西金矿化的空间的讨论中，已经阐述金矿主要分布碰撞造山作用较强的地带，具体表现是，绝大多数金矿位于三宝断裂以南，且地壳厚度大的西部的金矿多于厚度小的东部，充分显示了金矿化与碰撞造山作用的耦合关系。

从金矿化与区域性断裂的关系可知，豫西绝大多数金矿分布在陆内俯冲带的上盘，表明金矿化是受陆内俯冲作用制约的，启示我们陆内俯冲作用可能提供了成矿物质和成矿热液，对 10 个典型矿床的成因分析，也证明了这一点，即碰撞造山过程的陆内俯冲作用所引起的岩浆作用、变质作用或改造作用提供了成矿热液和成矿物质。

华北与华南的碰撞造山作用起始于古生代末，在三叠纪达高潮，侏罗纪进入尾声或结束，豫西绝大多数山金矿床就位于 182～67Ma，相当于侏罗纪和白垩纪，表明金矿化主要发生在碰撞造山作用的末期。

七、金矿化与伸展构造作用的关系——伸展早期成矿

豫西山金矿化与伸展构造作用的关系长期被忽视．我们研究发现，豫西山金矿床的形成和定位明显地受到伸展构造作用的制约（陈衍景等，1990g）。具体表现是：①断控系列的赋矿断层多有伸展构造作用的形迹。瑶沟、上宫、申家窑、祈子堂和小秦岭金矿田的金矿床大部分产在先压后张或先逆冲后滑塌的断层中。断层带多有糜棱岩发育，显示了早期压扭性质；糜棱岩带多又经历脆性变形，发生破碎，使赋矿断层呈现"韧—脆性"的特征。而矿体（尤其是富矿体）往往恰恰产于后期脆性破碎强的空间或局部虚脱、扩容带，显示了伸展作用对矿化的制约．(2) 上述断控金矿的赋矿断层往往是南倾的，与区域性大断裂（陆内俯冲带）的倾向相反，不符合挤压构造背景下的构造配合样式，后者应是倾向相同（据 Howell 在南京大学讲学，1989；许靖华在郑州讲学，1990）。但与伸展构造配合样式（图 1-27）十分吻合．(3) 没有经历后期伸展背景下脆性破碎的韧性剪切带或石英脉，金矿化往往较差，构不成工业矿体。(4) 浆控系列金矿的母岩和一些被认为与金矿化有成因联系的花岗岩往往是富碱的，如银家沟岩体等，它们应是伸展背景的产物。(5) 在时间上，矿化发生在中生代，而伸展构造作用也始于中生代，二者是基本吻合的。

需强调说明，豫西的伸展构造作用起始于侏罗纪末，在白垩纪有明显的表现，第三纪达到高潮，在第四纪被中止。而成矿作用则发生在侏罗纪和白垩纪，第三纪几乎没有矿床形成。表明矿化只发生在伸展作用的初期，伸展构造作用的中晚期并没有导致矿床形成。

八、豫西金矿化的地球动力学背景——碰撞挤压向伸展的转变期

豫西地区经历了 30 多亿年的地质演化，而山金矿床却集中在不足两亿年的中生代形成，尤其是侏罗纪和白垩纪．这显然是由中生代成矿作用的特殊性决定的．山金矿床的成矿作用实际就是构造作用、岩浆作用、变质作用和热液作用，而这四种作用又是统一于板块运动的具体表现．所以，要认识中生代成矿作用的特殊性就必须认识中生代板块运动的特殊性。

第一章的讨论表明，中生代时，豫西地区发生了前所未有的大陆板块碰撞造山作用。这种空前绝后的大陆碰撞造山作用及其后的伸展作用也正是板块运动的特殊性所在，它也自然是豫西中生代成矿作用特殊的原因所在．所以，研究碰撞造山作用及其向伸展作用转

化过程中的矿化机制，是正确认识豫西地区金等矿床的成矿和分布规律、建立成矿模式、合理制订找矿战略的前提和关键。

九、成矿过程的多期多阶段性。

越来越多的事实表明，所有热液矿床的形成过程都具有多期多阶段性，此处将其作为豫西金矿化的规律之一，旨在强调矿化过程的三期演化的特征，并认为三期演化的认识对大部分热液矿床具有普遍意义。

通过对10个典型金矿床和其它矿床的实际研究及资料学习，确定豫西山金矿床大致经历了三期的蚀变矿化。Ⅰ期矿化蚀变的矿物组合简单，以形成石英一黄铁矿组合为特征，有时伴石英脉贯入或形成交代石英岩，围岩蚀变为面型渗透式，形成的蚀变带较宽，以硅化、黄铁矿化、钾长石化、绢云母化及它们的组合为主，矿化蚀变温度在200℃以上，一般不低于250℃，最高达350℃以上或更高，属中高温热液。Ⅱ期的矿物组合十分复杂，以形成石英和多金属硫化物组合为特征，多金属硫化物仍以黄铁矿为主，但有大量方铅矿、闪锌矿、黄铜矿等共生。它们呈密集网脉状浸染于Ⅰ期矿化蚀变的部位，矿化范围小，蚀变带较窄，具有线型特征。常见蚀变是硅化、绢云母化和多金属硫化物化，温度范围集中在200～300℃，最高不超过350℃，属典型的中温热液。Ⅲ期蚀变矿化的矿物组合也较简单，以碳酸盐一石英组合为主，有时含少量黄铁矿或方铅矿，大量碳酸盐的存在为其标志特征。常呈稀疏细脉（毫米级或厘米级）穿切于矿体和蚀变带，伴随的围岩蚀变较弱，常是碳酸盐化、硅化、绢云母化、绿泥石化。温度范围在120～200℃，最高不超过220℃，属典型的低温热液作用。

在上述三期矿化蚀变中，Ⅱ期的矿物粒度最小（尤以烟灰状黄铁矿为标志），矿物自形程度最差，矿物的杂质元素种类多且含量高，矿物的晶胞参数和物理性质与理论值偏离较大，金含量最高，显然属快速结晶的结果（本书未详述）。Ⅱ期矿化对金矿体形成的贡献最大，通常是富矿体的寻找与评价标志；Ⅲ期矿化对矿床形成的贡献较小，对矿体品位影响不大。

三期矿化蚀变模式是总体上的规律，是豫西山金矿床的普遍性或共性。具体类型或矿床，还有其特殊性或个性。例如，矽卡岩型银家沟金矿的Ⅰ期蚀变矿化中有其它矿床所不具有的菱镁矿化和矽卡岩化（狭义）。

三期矿化的区别标志或证据主要是：矿石及蚀变岩的结构、构造、矿物组合、矿物特征及世代关系。依据这些标志还可以将矿化过程细分为若干阶段。不再详述。

应该指出，我们揭示的Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ期矿化蚀变的界线温度（350℃和200℃）与胡受奚等（1980，1982）划分的高温、中温、低温热液矿床的温度界线（300～350℃和200～150℃）是基本吻合的。200℃是Ⅲ期矿化温度上限，该值与涂光炽教授提出的低温地球化学的上限（200℃）一致，也与Winkler（1976）确定的成岩作用的上限和变质作用的下限（200℃）相一致。我们认为这些巧合决非偶然，而是存在内在的科学联系。

十、成矿物质具"深"源为主的多源性

有关成矿物质的来源，前人已有大量研究，得出的认识偏向于来自赋矿岩石。小秦岭的金矿成矿物质被认为来自赋矿围岩"太华群"（胡志宏等，1985，1986；王亨治等，1983），产于熊耳群中的金矿被认为来自熊耳群和下伏基底，半宽金矿成矿物质源于铁铜沟组（秦国群等，1989），银洞坡金矿物质源自歪头山组（陈殿凯等，1984）。祁雨沟、蒲

塘、银家沟金矿的成矿物质源于岩浆和围岩；店坊金矿被认为源于熊耳群的原始喷发作用(任富根等，1989)．笔者认为上述认识在一定程度上客观地揭示了成矿物质的来源，但似乎又把复杂的物质来源简单化了。

对10个典型矿床的Pb、S、C等同位素研究表明，矿床成矿物质来源非常复杂，单凭赋矿建造和含矿岩体是满足不了的．至少有部分成矿物质是侧向提供的．由于成矿物质主体呈"深源"特征，故认为是复杂的物源在矿区下部发生了不同程度的均一化，均化后的物质被热液搬运到浅部沉淀，在此过程中．热液与围岩的作用又汲取了围岩的成矿物质，并使之沉淀在矿化带，从而造成成矿物质"深源为主，来源复杂"的特征。

十一、成矿作用的多方式——成矿热液的多源性

正如杜乐天教授（1989）所指出，矿床学家在金矿研究中，偏向于根据赋矿岩石的性质确定成矿热液的性质，即产在什么岩石之中或附近，即定为什么热液矿床．豫西地区也不例外，具体表现是：产于侵入体（含脉岩）内外接触带或附近的矿床被认为是岩浆热液金矿床．例如，祁雨沟、蒲塘、银家沟等浆控金矿的热液源于岩浆（邵克忠等，1989a、b；河南地调四队，1984；河南地调一队，1984c，1989；徐国风，1985），小秦岭金矿成矿热液源于文峪岩体等（栾世伟等，1985，1991；刘连登等，1991），上宫等矿床热液源于花山岩体（黎世美，1989），银洞坡金矿热液和成矿物质源于煌斑岩脉（翟纯等，1991；季海章等，1990c)．产于混合岩、变质岩中的金矿的热液被认为来自混合岩化或变质作用，例如，小秦岭金矿田、申家窑金矿、银洞坡金矿等的成矿热液被认为源于围岩的变质作用（胡志宏等，1984，1985，1986；河南地质科研所，1985；陈殿凯等，1984；河南地调三队，1985)．产于火山岩中的金矿的热液源于火山作用，产于熊耳群中的店坊金矿被认为是由中元古时的火山热液作用形成（任富根等，1989)．对于矿区没有岩浆发育的产于未变质的沉积建造中的金矿床，其热液则是被认为大气降水热液或沉积-改造热液．我们认为这些作法虽然在一定程度上揭示了成矿热液的来源，但过于简单化．有甚者，因忽视成岩与成矿的时差而错误．例如，店坊金矿就位于中生代，赋矿岩石为中元古代；小秦岭和申家窑金矿也在中生代就位，但其围岩的变质作用却发生在1850Ma左右的中岳运动或更早；显然，由它们产生的火山热液或变质热液在10多亿年以后才成矿，是不符合实际的。

通过对10个典型矿床的解剖，我们认为豫西山金矿床的成矿作用是复杂的，成矿热液是多源的。所有的金矿床的Ⅲ期矿化都是大气降水热液，具有清楚的浅源特征，可视为浅源热液．大气降水热液还参加了Ⅱ期矿化，使Ⅱ期矿化表现出混合热液的特点，参加混合的另外的热液只可能是变质热液（含部分改造热液）或岩浆热液，或变质热液与岩浆热液都存在，它们取决于Ⅰ期热液的性质，但无论如何，它们来自矿区下部，可视为深源热液（不限于地幔或下地壳)．浆控系列金矿的Ⅰ期热液显然是岩浆热液，断控和层控系列金矿的Ⅰ期热液多是变质热液．因此，成矿热液是多源的，并从Ⅰ期深源热液经Ⅱ期深源—浅源混合热液向Ⅲ期浅源（大气降水）热液演化．指示成矿作用是多方式的，从早期变质作用或岩浆作用经与改造作用混合向晚期改造作用演化（大气降水热液显然是改造作用的产物)．故矿化具有鲜明的多因复成特点。

十二、矿石建造、矿化元素组合和围岩蚀变的相似性及其所指示的热液性质和成矿条件的相似性

1、矿石建造的相似性及意义。研究表明，豫西不同类型或不同矿床之间，在矿石建造上虽有些差异，但脉石矿物都以石英为主，次为绢云母、碳酸盐和长石类等；金属矿物都以黄铁矿为主，次为方铅矿、黄铜矿、闪锌矿、毒砂等矿物。在整个矿石矿物组合中，石英往往占90%以上。充分显示了矿石建造具有鲜明的一致性，表明形成矿床的热液成分和性质应是相似的，即不同类型的不同矿床是由成分相同或相似的热液在不同的赋矿建造或不同的空间矿化的结果。此外，矿石建造的相似性还表明不同类型的矿床或相同类型的不同矿床的成矿物理化学条件是相似的。

2、矿化元素组合和矿化晕的相似性及其意义。豫西不同类型山金矿床的伴生矿化元素虽有差异，但Ag、Pb、Zn、S、W、Cu、As、Te、Sb、Mo等元素都有明显的矿化异常，有时可达综合利用的程度，表明成矿热液的特征和矿化的物理化学条件有很大的相似性。豫西不同类型金矿的矿化元素晕亦有明显的一致性，从矿体中心向围岩（浆控系列的矿床表现为从岩体中心向围岩），矿化元素从高温元素变为低温元素，指示矿化温度从中心向外降低，表明成矿热液的主体不可能由围岩的侧分泌作用形成，因为热液是从高温区向低温区运动（胡受奚等，1982）。从矿体下部向上部，矿化晕的分带也是从高温元素变为低温元素（图4-6），指示矿化温度从下向上逐渐降低，表明成矿热液是从下部向上部运移的，成矿热液应主要源于矿区下部的深分泌作用。

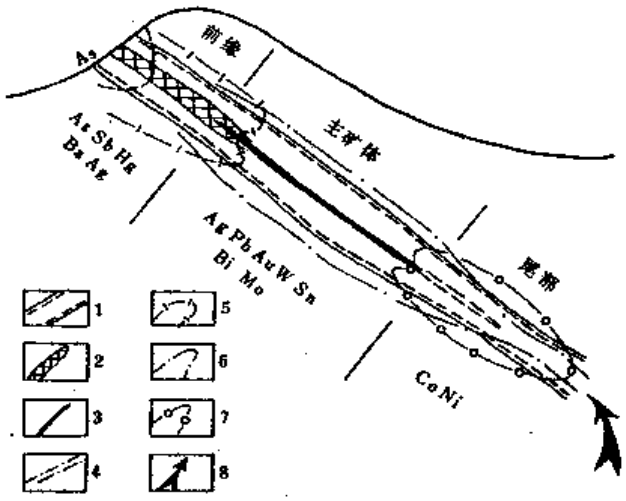


图4-6 石英脉型金矿体及原生晕组分分带模式(引自姚宗仁,1986)

1-含矿构造带；2-无矿石英脉；3-含矿石英脉；4-矿化糜棱岩；5-前缘元素；6-矿体元素；7-尾部元素；8-热液运移方向

3、围岩蚀变的相似性及其意义。豫西各类型、各样式的不同矿床在围岩蚀变上有惊人的相似性，主要表现在三个方面。①围岩蚀变类型的相似性。豫西不同类型的不同矿床的围岩蚀变类型有很大的相似性，都以硅化、绢云母化、黄铁矿化、多金属硫化物化、碳酸盐化和钾化为主，尤以黄铁绢英岩的发育为特征。表明成矿热液的成分和围岩蚀变的温压条件有很大的相似性。②围岩蚀变分带的相似性。豫西各类山金矿床的蚀变分带特征有明显的相似性，从矿体或含矿岩体向围岩，从下向上，围岩蚀变从钾化、硅化、黄铁矿化带经硅化、绢云母化、多金属硫化物化带向绿泥石化、绢云母化、高岭土化、碳酸盐化带过渡。表明成矿热液有相似的运移和演变过程，热液从下向上运移，并从岩体或含矿构造带向两侧扩散渗透。蚀变温度也自然是由下向上、从中心向两侧逐渐降低。③围岩蚀变时间演化的相似性。有关该方面的表现已在阐述成矿过程的多期多阶段性时介绍，总体上是表现为从早到晚，由中高温的硅化、钾化（主要是钾长石、黑云母）、黄铁矿化等向中低温的硅化、绢云母化、绿泥石、碳酸盐化、高岭土化、多金属硫化物化等演化。表明成矿

热液的成分和温度的演化方式是相似的，即温度逐渐降低，高温组分逐渐减少，低温组分相对逐渐增多。

十三、自然金类的赋存、特征及变化规律

豫西山金矿床自然金类均以自然金为主，银金矿为次，金银矿很少。它们以包体金、粒间金和裂隙金的形式集中赋存在石英、黄铁矿两种矿物中，尤其以Ⅱ期黄铁矿和石英重要。表明金的迁移和沉淀条件可能是相似的。

豫西不同类型的金矿床的自然金的粒度有较大差别，层控系列金矿的自然金粒度较粗，集中在 0.01～0.50mm，常见明金。浆控系列的爆破角砾岩型和斑岩型的自然金粒度集中在 0.1～0.63mm，常见明金；但矽卡岩型的自然金类粒度却极细，目前尚未发现明金。断控系列的金矿床中，石英脉型金粒度最粗，明金常见；微细浸染型的金粒度显然最小，以见不到明金为特征；硅化体型和蚀变破碎带型的金粒度介于上述两种类型之间，偶见明金，而且，硅化体型的金粒度有稍大于蚀变破碎带型的趋势。

由于矿物的粒度与结晶速度和时间有密切的联系，结晶速度越快，粒度越小。据此，我们认为矽卡岩型、微细浸染型金矿的自然金类是快速结晶形成的，斑岩型、爆破角砾岩型、石英脉型、炭质层控型、砾岩层控型金矿床的自然金的结晶速度相对较慢，硅化体型、蚀变破碎带型则介于二者之间。造成结晶速度差异的因素可能是赋矿空间的性质（赋矿围岩的化学性质、微裂隙发育程度、赋矿断层的宽窄等），化学活动性强的碳酸盐、结晶程度低的火山岩、微裂隙发育的围岩和破碎范围宽大的压性断层等，易于与成矿热液发生反应，并使成矿热液快速渗透，在引起大范围面型蚀变的同时，又使热液中的组分快速结晶沉淀，导致金等矿物的结晶程度较低。与此相反的赋矿空间则形成结晶程度较高的自然金和其它矿物。

应当指出，有关自然金类粒度变化规律及原因的讨论结果与我们关于"金矿化与断裂构造的关系"和"金矿化与赋矿建造的关系"的讨论结果是一致的，它们可以相互印证，共同佐证我们的解释的合理性。

十四、矿床类型及其特征受赋矿空间特征的制约

研究表明，豫西山金矿化的类型和矿床地质特征明显受赋矿空间的类别、赋矿空间的性质和赋矿空间的围岩特征的控制。

1、赋矿空间类型的制约。矿床产出的空间只可能是地层、岩体、构造、现代沉积物或风化壳等 5 种类型的其中一种（有时是其中两种的复合），层控和层状矿床受岩性地层或地层界面的控制，银洞坡、半宽等金矿都产于一定的岩层内或不整合面附近。产于断层内的金矿自然是断控系列。侵入体内部或接触带的金矿属浆控系列。砂金在现代沉积物中，而母猪窝金矿等则在风化壳中。

2、赋矿空间的性质的制约。层控系列金矿中，赋矿岩层为炭质岩时，矿床是炭质层控型，如银洞坡金矿；地层为铁建造时，属 BIF 层控型；赋矿层为不整合面或其上附近的底砾岩时，属砾岩层控型，如半宽。浆控系列金矿中，岩体为爆破角砾岩或斑岩时，矿床为爆破角砾岩型或斑岩型；赋矿空间为矽卡岩时，则是矽卡岩型。断控系列金矿中，当断层破碎范围大，微裂隙发育，压性占主导地位时，有利于热液渗透扩散，发生面型蚀变，使 SiO_2 分散，赋存硅化体型或蚀变破碎带型，如上宫、前河、康山金矿；断层为张性或扭性，破碎范围窄时，有利于热液封存于断层内，使 SiO_2 等聚集沉淀，从而赋存石

英脉型或硅化体型，如鲁山银洞沟矿点．最典型的实例是瑶沟矿区，破碎带宽的14号带赋存典型的蚀变破碎带型，破碎范围窄的4号带等则赋存典型的硅化体矿体（详见第三章）．

3、赋矿空间的围岩特征的制约．围岩的化学成分、结晶程度、微裂隙发育程度对矿床类型和特征亦有较大影响．浆控系列金矿中，围岩是碳酸盐地层时，热液与地层的物质交换强烈，肯定在接触带发生矽卡岩化和最强的金矿化作用，故常赋存矽卡岩型金矿．否则，热液及岩浆与围岩的物质交换较弱，难以形成矽卡岩型，只能是斑岩型或爆破角砾岩型．断控系列金矿床中，围岩是碳酸盐地层时，热液与围岩的强烈交换导致断层带内很难形成石英脉或硅化体，相应的金也被分散沉淀，故常形成以低品位、微细粒为特征的微细浸染型金矿，如祈子堂；当围岩不是碳酸盐地层时，热液与围岩的物质交换减弱，金也相对易于集中沉淀，故品位和粒度也有所增加．如果围岩是SiO_2很高的花岗岩或石英砂岩时，热液中的SiO_2难以进入围岩，被封存在断裂内，形成具有充填结晶特征的石英脉型金矿，如许瑶沟金矿上部产于花岗岩中，即是石英脉型；小秦岭的部分金矿产于混合岩中，也是石英脉型；半宽金矿的围岩是石英砂岩、砾岩，也以石英脉形式产出．相反，SiO_2低的熊耳群、崤山群等地层中则难以形成石英脉型金矿，而常是硅化体型或蚀变破碎带型．当化学成分相似时，岩石的结晶程度越高，越利于封存热液，形成石英脉型，否则，有利于形成蚀变破碎带型．例如，荡泽河群、崤山群、熊耳群的化学成分是相似的，荡泽河群的结晶程度明显强于后两者，故它主要赋存石英脉型（小秦岭），而后两群则主要赋存蚀变破碎带型和硅化体型．同样道理，围岩微裂隙越发育，越易赋存蚀变破碎带型，反之，则易赋存石英脉型．

据上所述，矿化类型和矿床特征的差异是由赋矿空间的特征的不同所造成，成矿作用和热液成分的影响是次要的．或者说，由相同的成矿热液运移到不同的赋矿空间时，造成了不同类型的矿化．不难理解，石英脉型→硅化体型→蚀变破碎带型→微细浸染型，矿体的充填贯入特征减弱，渗透交代作用增强；线型蚀变减弱，面型蚀变增强；矿体与围岩的界线由清楚变模糊；各类矿物的粒度和自形程度减弱；蚀变带由窄变宽；金品位由高变低，金粒度减小；矿化中心由集中变分散（参见第三章关于祁子堂、上宫、瑶沟、小秦岭等典型矿床的描述）．

第二节　豫西山金矿床的成矿模式

前节较全面地总结了豫西金矿化的主要规律．这些规律是如何产生的呢？它们之间有何联系？可否由同一个成矿模式说明？

不难理解，能否合理而全面地解释豫西金矿化的规律是检验成矿模式是否科学或者是否适合于豫西的标志．遗憾的是，已有的金矿成因模式中，无一能做到这一点．因此，研究建立更合理的金矿成矿模式是我们面临的难题．

一、碰撞造山成岩成矿模式的建立

前面对豫西金矿化规律的归纳和讨论表明，要正确认识金矿化规律之间的内在联系和根本起因，就必须科学地分析碰撞造山作用中成矿成岩作用的发生与发展．

基于对世界典型碰撞造山带的研究，许靖华（1987）提出了碰撞造山带的构造模式．

在此，我们将以许靖华提出的构造模式为基础，分析碰撞造山过程中的成岩、成矿作用和岩石、矿床的空间分布，从而建立碰撞造山成岩成矿模式（图 4-7），亦即陆内俯冲成岩成矿模式。

碰撞造山构造模式将碰撞造山带分为Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ三个单元，分别称为俯冲壳楔、混杂岩带和超叠壳楔。Ⅰ单元（俯冲壳楔）沿Ⅱ单元（混杂岩带）下插到Ⅲ单元（超叠壳楔）之下时，即陆内俯冲作用，由于梯度增温增压的影响，Ⅰ单元内的不稳定组分将依熔点由低到高的顺序发生熔融并向上迁移，从而造成浅部岩石、矿床、地球化学上的分带现象。

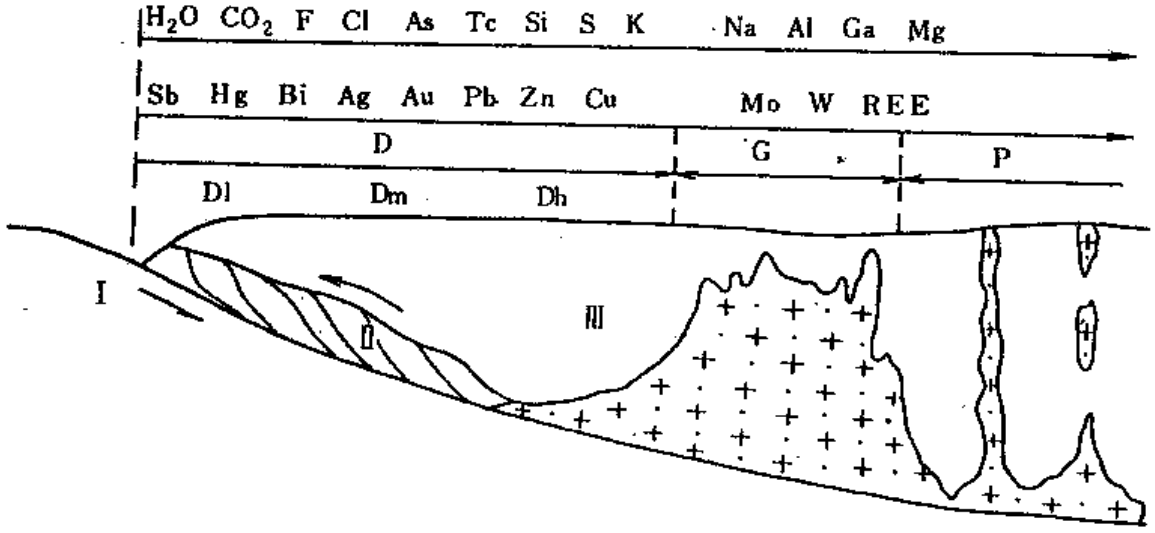


图 4-7 碰撞造山成岩成矿模式

Ⅰ—俯冲壳楔；Ⅱ—混杂岩带；Ⅲ—超叠壳楔；D—热液矿床带；G—花岗岩带；P—斑岩带；Dl—低温热液矿床亚带；Dm—中温热液矿床亚带；Dh—高温热液矿床亚带.

D 带：由于地温梯度的影响，Ⅰ单元下插时不断增温，其内的 H_2O、F、Cl、CO_2、As、S、Te、Sb、Hg、Ag、Au、Pb、Zn、Cu、Mo、K、Si、Na 等组分首先不稳定而向上迁移，在上部的超叠壳楔内形成以硫化物、砷化物、碲化物等为主要矿石矿物的多金属热液矿床带（Hydrothermal Deposit Zone），记为 D 带．由于硫化物、砷化物等的熔点多低于 500℃，最高不超过 600℃，故 D 带形成在梯度增温达 500～600℃以前，若以造山带地温梯度为 5.2℃／100 米（造山带地温梯度较高，一般不低于此值）（成都地质学院，1978）计算，D 带应形成在 11.5～9.5km 以上．根据成矿温度、成矿元素组合、矿物组合及围岩蚀变类型等可将 D 带分为低温、中温、高温三个热液矿床亚带．低温热液矿床亚带（Low Temperature Hydrothermal Deposit Subzone），记为 Dl，温度范围在 50～200℃(胡受奚等，1982)，主要发生 Hg、Sb、Ag、Au、Pb、Zn 等元素矿化．中温热液矿床亚带（Mediate Temperature Hydrothermal Deposit Subzone），记为 Dm，温度范围在 200～350℃，主要矿化元素为 Ag、Au、Pb、Zn、Cu 等．高温热液矿床亚带（High Temperature Hydrothermal Deposit Subzone），记为 Dh，温度范围在 350～600℃，主要矿化元素为 Cu、Mo、W、Sn、REE 等．三个亚带在垂向上相当于俯冲壳楔下插的深度范围约分别为：1～4km、4～7km、7～11.5km（地温梯度 5.2℃计算）．

G 带．一般认为陆壳下部基底岩石在 10～20 km 处受热达 650℃以上时开始局部熔

融并逐渐达重熔程度（南京大学地质系，1980），实验证明长英质岩石为水汽饱和时的最低重熔温度为 640℃（贺同兴等，1980）。由此可知，在俯冲壳楔俯冲增温至 640℃以上时，富 K、Si、Na、Al 的物质大量熔融，形成大规模的长英质熔体和花岗岩浆，它们的上侵便造成了可能伴有部分长英质脉岩和混合岩的花岗岩带（Granite Zone），称为 G 带。分熔之后的难熔组分则以麻粒岩的形式进入下地壳或继续下冲。以 5.2℃／100 m 梯度计算，花岗岩浆开始大量形成的深度约为 12 km（即 I 单元下插至 12 km 深时）。

P 带。角闪岩相与麻粒岩相的温度界线为 700℃左右（贺同兴等，1980）。当俯冲壳楔下冲增温达 700℃以上时，即地表以下 13.5km 处时，板片内富 K、Si、Na 的易熔组分早已在形成 G 带花岗岩时熔融出去，故很难再形成大量的花岗岩浆。但在某些特定条件下（如遇深断裂时或前期分熔不彻底时）仍可形成小规模的花岗岩浆。这种岩浆因形成时的围压大而可含大量挥发分，造成其侵位能力极强，可一直上升到地表附近并可减压沸腾爆破，形成一套斑岩、隐爆—爆破角砾岩及相关小岩体带，简称斑岩带（Porphyry Zone），记为 P 带。该带常发育斑岩型和角砾岩型金、铜、钼、钨、锡等矿床。

模式中 D、G、P 三带在形成温度和垂向深度上的分带也必然反映到水平方向上，表现为 D、G、P 三带距俯冲缝合线的距离依次增大。各带具体的空间范围则与俯冲角 θ 有关。若用 y 表示垂向上各带形成的深度，x 表示水平方向各带距俯冲带的距离，则 $x=y\mathrm{ctg}\theta$。当俯冲角为 45° 时，地温梯度仍以 5.2℃计算，则各带的空间位置（距缝合线的距离）是：Dl＝1～4km、Dm＝4～7km、Dh＝7～11.5km、G＝12～13.5km、P＞13.5km。由于金矿化主要发生在中低温热液矿床亚带，与花岗岩带之间相隔 Dh 亚带，故金矿床应集中在花岗岩带以外的一定距离的范围，G−Dh＝5km，即在岩体 5km 以外的范围。

需要指出的是：①与碰撞造山作用相配套的成岩成矿作用在宏观上划分的 D、G、P 三带之间是"兄弟"关系，而不是"母子"关系，亦即 D 带矿床和 P 带斑岩等主体上不是 G 带花岗岩浆的派生物。②俯冲壳楔下冲过程中，易熔组分依熔点升高的顺序分熔是总体上的规律，不是绝对的；分熔过程是连续的，不是截然的。故有时在形成 G 带花岗岩浆时，仍可伴有部分相当于含金硫化物的组分熔融上迁，导致花岗岩金丰度较高，使得一些学者因此把花岗岩误认为金矿的母岩，实则是金矿（尤指 D 带）的"兄弟"。另一方面，D 带矿床和 G 带花岗岩同源于俯冲壳楔，在 S、Sr、Pb 等同位素组成和元素地球化学特征上均有相似之处，表现出同源特征，故也常因此误把花岗岩当作矿床的母岩。③由俯冲壳楔在 700℃以上（相当 13.5km 以下时）分熔的熔浆形成浆控系列的金矿时，岩浆与矿床仍是母子关系。④D 带矿床的成矿热液来自俯冲壳楔。在俯冲壳楔下冲时，温压的增高引起板片物质的调整和重新组合（即改造作用或变质作用），形成了 D 带的成矿热液，此热液显然具有改造或变质热液的特征，矿床属改造或变质热液矿床，只是这种变质热液矿床并不一定产在变质岩出露区。此外，此种高温热液矿床与岩浆热液矿床（P 带和部分 G 带）在温度、成分等方面均是连续过渡的，故变质热液矿床与岩浆热液矿床亦是不能截然分开的。

前所分析的矿化机理主要发生在挤压期，相当于 I 期矿化。在强烈的挤压之后的伸展时，断裂构造因减压而变张性并扩容，为浅部溶液（主要来自雨水）循环提供了良好的通道，故常伴随循环雨水作用的增强。在深部，压力的降低使大量易熔组分液化上迁。对于

相当于 D 带的俯冲不足 12 公里深的"湿"的地带，则表现为富成矿元素的热水溶液的大量形成并上升，它们与浅部循环雨水溶液混合，构成双循环体制，加速矿床的形成。在相当于 G 带的位置，则表现为花岗质的低熔组分的大量熔化形成花岗岩浆。岩浆的侵入结晶，一方面分异成矿溶液并将随岩浆上升的部分成矿物质带进岩体附近的有利部位成矿，另一方面为浅部雨水循环提供了能量，常导致 Dm 带矿床成矿溶液同时显示出岩浆水、变质水和雨水等复合的特征。对于 P 带，则大体呈现与 G 带相似的特征，只是它不会造成与变质水的混合成矿作用，只能引起深部局部熔融和去水、气、碱等低熔组分，并出现喷气或热泉现象，其浅源水与深源水（岩浆水）的混合同样对成矿有重要意义。

随伸展作用的进行，碰撞造山作用所造成的区域热异常逐渐消失，深部的元素活化和热液作用逐渐减弱，只有浅部的大气降水热液作用于各矿化带，造成Ⅲ期的大气降水热液矿化。

上述空间上的 D、G、P 分带和时间上Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ期不同性质的矿化过程，即构成了碰撞造山成岩成矿模式或陆内俯冲成岩成矿模式的全部。

二、碰撞造山成岩成矿模式对豫西金矿化规律的解释

1、关于豫西金矿的分布空间。按模式，强烈的碰撞造山作用导致强烈的金矿化作用，豫西经历的 30 多亿年的地质历史中，只有中生代发生了最强的碰撞造山作用，故山金矿床主要在中生代就位。由于砂金对山金的依赖关系，决定了砂金主要在山金就位后的新生代出现。

2、关于豫西金矿的分布空间。按模式，碰撞造山作用强烈的地区金矿化强，碰撞造山作用较弱的地区金矿化弱。故豫西金矿分布在三宝断裂以南的碰撞造山作用区，且碰撞造山作用强烈的西部的金矿化强于东部；三宝断裂以北受中生代碰撞造山作用影响较弱，基本没有金矿。

3、关于金矿化与花岗岩类的关系。按模式，金矿与中生代花岗岩类有相同的成因、物质来源和分布空间（碰撞造山强烈区）；浆控系列的金矿床必定与斑岩（多具同熔型特征）同时、同空、同成因，它们应分布在改造型花岗岩基的北侧；断控、层控系列金矿的成矿流体形成温度低于改造型花岗岩浆，故其分布在岩基南侧 5km 左右以外的范围。上述现象缘于中生代时，豫西地区的碰撞造山作用表现为一系列倾向北的陆内俯冲作用。

4、关于金矿化与断裂构造的关系。按模式，矿化应发生在陆内俯冲的仰冲盘，故矿床分布在区域性大断裂（陆内俯冲缝合线）的北侧上盘，区域大断裂呈"导矿构造"的特征。上盘的次级断裂无疑是成矿热液的运移通道和储集地，故其常为赋矿构造。成矿热液主要是从下向上贯入赋矿断层的，贯入的热液的性质、成分、数量等是一定的，能否形成石英脉、硅化体，取决于断裂的特征（在围岩建造相同时），故赋矿断层的特征制约矿化类型。

5、关于金矿化与岩石建造的关系。由于成矿物质主要来自俯冲板片，俯冲作用可以提供难以想象的大量矿源岩石，故金矿床可以在背景值极低的情况下形成。由于成矿热液主要来自俯冲板片，并上升到仰冲盘的有利空间成矿。故成矿与否不受围岩建造决定，即没有专属性。但岩石建造性质的不同，可以促进或延缓热液中金的沉淀，故矿化强度受到岩石建造的制约。围岩建造的性质不同，与成矿热液的反应程度也不同，对热液的封闭作用不同，故影响石英脉、硅化体、矽卡岩的能否形成，从而最终制约了矿化类型和围岩蚀

变类型。使 SiO_2 含量高、结晶程度高、微裂隙不发育的围岩易赋存石英脉型金矿，反之，赋存蚀变破碎带型金矿。

6、关于碰撞末期成矿。按模式，碰撞造山末期挤压消退时，即伸展作用开始时，金矿化最强烈，对矿床形成的贡献最大，故豫西金矿主要在碰撞造山末期的侏罗纪和白垩纪成矿。

7、关于伸展早期成矿。解释同关于碰撞末期成矿的解释。

8、关于矿化的板块构造背景。矿床集中在碰撞向伸展的转变期形成，与成矿模式的Ⅱ期矿化有关，其原因与前述碰撞末期、伸展早期成矿的原因一致。

9、关于成矿过程的多期多阶段性。豫西山金的三期矿化蚀变过程与成矿模式的三期矿化过程十分吻合，不拟重复。但关于三期矿化之间的差异、继承性等有必要略作解释。按模式，Ⅰ、Ⅲ期矿化的热液分别为深源和浅源热液，即都是一种热液诱发矿化，矿化作用是"长期缓慢"进行的，故其矿物组合简单，结晶程度较高；Ⅱ期矿化的热液是深源（岩浆热液、变质热液）和浅源两种热液的混合热液，混合时彼此改变了对方的性质，造成物质的突然大量快速沉淀，即矿化是"突变"或"灾变"性事件，故Ⅱ期矿物粒度细小，自形程度低，杂质元素含量高，晶胞参数偏离理论值；不难设想，由两种热液携带的物质组分必然比一种热液携带的物质组分复杂，故Ⅱ期矿化的矿物组合明显比Ⅰ、Ⅲ期复杂，以多金属硫化物形成为标志。

10、关于成矿物质的多源性。按模式，俯冲板片和仰冲板片的所有岩石均可提供成矿物质，故成矿物质是多源的。由于成矿物质主要源于俯冲板片，且在活化上迁时较充分地均一化，故使成矿物质呈现"深源为主"的特征。

11、关于成矿作用的多方式——成矿热液多源性。按模式，每个矿床都至少经历了Ⅰ期深源热液、Ⅱ期混合热液、Ⅲ期浅源热液等三种不同性质的热液作用，故矿床形成作用是多方式的或热液是多源的。

12、关于围岩蚀变的相似性等。按模式，不同类型金矿床的成矿热液的特征和演变是相似的，即Ⅰ期热液都来自俯冲板片，Ⅲ期热液都来自大气降水，Ⅱ期热液则是Ⅰ、Ⅲ期的混合热液。故其所造就的矿石建造、矿化元素组合、围岩蚀变等也应是相似的。

13、关于自然金类的特征与变化。按模式，含金成矿热液的特征和演化规律相似，故由其沉淀的自然金类的赋存方式和主要寄存矿物也应是相似的。由于自然金类是由热液沉淀的，故必定受沉淀条件和速度的影响。当自然金快速面型分散沉淀时（矽卡岩型、卡林型等），自然金粒度小，无明金；当沉淀速度慢或沉淀中心固定时（炭质层等或狭窄的圈蔽带），自然金粒度大，有明金。

14、关于矿床定位空间的性质与矿床类型的关系。按模式，山金矿床的成矿作用和成矿热液是相似的，应造成同一类型的矿化。矿化类型差异的客观存在表明定位空间的特征决定矿化类型。对断控系列金矿床而言，围岩的 SiO_2 越高、结晶度越高、破碎范围越小、微裂隙越少，越易形成石英脉型矿化，反之，易形成蚀变破碎带型矿化。

综上所述，碰撞造山成岩成矿模式可较好地解释豫西金矿化的规律性，模式与规律性的吻合证明了规律性的客观存在和模式的科学性，两者互相印证，表明我们关于豫西金矿化的规律和成矿模式的认识是正确的。

第三节　碰撞造山成岩成矿模式对豫西金矿分布的解释和预测

建立了适于豫西地区的碰撞造山成岩成矿模式之后，我们即可依模式分析豫西金矿的具体分布规律，一方面验证模式的科学性，另一方面预测一些矿化带和矿床类型。

1、小秦岭地区。小秦岭是我国三大产金基地之一。已发现的金矿分布在寻马道断裂以北和文峪—娘娘山等花岗岩基之南，且矿带分布在距岩体 2～7 km以外的范围（蔡乃仲，1986）。若以寻马道断裂为倾向北的陆内俯冲带，则文峪岩体等相当于 G 带花岗岩；岩体与断裂之间为 D 带，恰是金矿分布区，岩体与矿带之间 2～7 km 的无矿带则恰相当于理论上的 Dh 亚带；文峪岩体的以北应为 P 带，可惜为新生代盆地所占据。

2、熊耳山地区。该区是近年发现的豫西第二大金矿集中区。所有金矿都出现在马超营断裂以北。马超营断裂为中生代倾向北的陆内俯冲混杂岩带。按模式，其北应依次出现 D 带、G 带和 P 带，恰与康山、上宫、瑶沟等矿床、花山—五丈山花岗岩基和祁雨沟、雷门沟斑岩—角砾岩带的出现顺序完全吻合。而且，花山—五丈山岩基南侧也有约 2 km或更大的无矿带，它应相当于 Dh 亚带。在 D 带内，北部上宫金矿和瑶沟金矿的形成温度较高，出现辉钼矿、黄铜矿等中高温矿物，与金正相关明显的是 Ni、Fe 等高温元素；南部康山金矿成矿温度较低，金属矿物以方铅矿、闪锌矿、黄铁矿等中低温矿物为主，矿化伴生元素是 Pb、Ag、Zn 等低温成矿元素。

3、外方山地区。栾川断裂在中生代复活，成为由南向北的陆内俯冲带。断裂北侧有合峪—太山庙花岗岩基，相当于 G 带。岩基北侧发育了环岩基分布的斑岩、爆破角砾岩带，并伴生了相应的浆控系列的金等矿化，如店房金矿即是该带的爆破角砾岩型金矿，汝阳八亩地斑岩钼矿化和付店、靳村一带的铅锌银金矿化等也都属于模式 P 带的矿床。按模式，在合峪—太山庙岩基与栾川断裂之间是 D 带，应是找金矿的重点地区。遗憾的是，新生代的强烈抬升导致 D 带基本被剥蚀完毕，仅局部出露少量根部的混合岩、混合片麻岩，多处呈断裂与合峪—太山庙岩体直接接触。故 D 带金矿已被风化剥蚀。所以，该区常见水系沉积物金异常现象，却找不到山金矿床。

4、桐柏山区。大河断裂是倾向北的陆内俯冲带。银洞坡—破山金银等多金属矿带是 D 带矿化；梁湾岩体为 G 带花岗岩基。在梁湾岩体以北的地区，可能有相当于 P 带的斑岩、爆破角砾岩及相应的金等矿化带。

5、朱夏断裂以北的区域。醒目的朱夏断裂为中生代秦岭群沿之向北俯冲的混杂岩带。因断裂较长，下面分西、中、东三段分析其上盘的岩石、矿床、地球化学分带现象。在西段的卢氏地区，断裂北侧首先出现与断裂近乎平行的官坡—双槐树锑、砷等多金属矿床等，该带内或稍北的区域发现了一些金矿点，应属模式的 D 带。此带以北即是蟒岭岩体、熊耳岭岩体等所构成的 G 带花岗岩基。岩基以北，出现了包括银家沟金等多金属矿床在内的大量斑岩、爆破角砾岩带及斑岩型、爆破角砾岩型和矽卡岩型钼、钨、金、铅、锌、铁、铜等矿化，此属模式的 P 带。中段西峡—栾川地区，自南而北依次出现桑坪—米坪—许瑶沟铜金铅锌银等多金属矿化带、老君山花岗岩基和南泥湖斑岩及矿化带，上述

三带正与模式的 D、G、P 带出现顺序一致。东段镇平—南召地区，祈子堂金矿位于断裂以北的俯冲增生楔内，是 D 带矿化无疑；祈子堂金矿以北发育了大面积的五朵山（牧虎顶）岩体，应相当于 G 带；岩体以北即有南河店铜钼矿和南召钼钨矿等斑岩型矿床，应为 P 带。

6、陡岭地体。荆柴关—内乡断裂是中生代倾向北的陆内俯冲带，断裂北侧有斑岩型蒲塘、毛堂金矿和其它矿化点。由于笔者所掌握该区的资料较少，暂不能指出相当模式的 D 带、P 带和 G 带的具体位置和代表。但认为蒲塘—毛堂斑岩带之南可能有相当于 D 带的矿化。

7、崤山地体。马超营断裂是陆内俯冲带，断裂北侧的仰冲盘有较多的斑岩和伴生的矿床，同时也发现了半宽、申家窑等变质作用引起的金矿床。这些岩体和矿床（点）在空间上是叠加的，分带现象较为复杂。如果前面没有讨论银家沟金矿的成因，建立的模式是很难说明该区的复杂现象的。事实上，崤山地体的斑岩及相应矿化是马超营断裂以南的沿朱夏断裂俯冲的 P 带产物。而半宽和申家窑金矿是沿马超营断裂俯冲的 D 带矿床，由于沿朱夏断裂的深层俯冲作用的影响，造成沿马超营断裂俯冲的速度和角度变低。在俯冲盘达到花岗岩浆形成深度之前，俯冲机制即被沿三门峡—宝丰断裂的推覆机制所转换，因而没有发育沿马超营断裂俯冲的 G 带花岗岩基和 P 带斑岩(图 4-8)。尽管如此，半宽金矿与稍南的申家窑金矿相比而显示的更高温的矿化特征（详见前章）仍然与模式 D 带的矿化规律一致，表明崤山地体也适于用碰撞造山成岩成矿模式研究和指导找矿。

总之，用严密的科学逻辑推导出的碰撞造山成岩成矿模式可令人满意地应用于豫西地区。

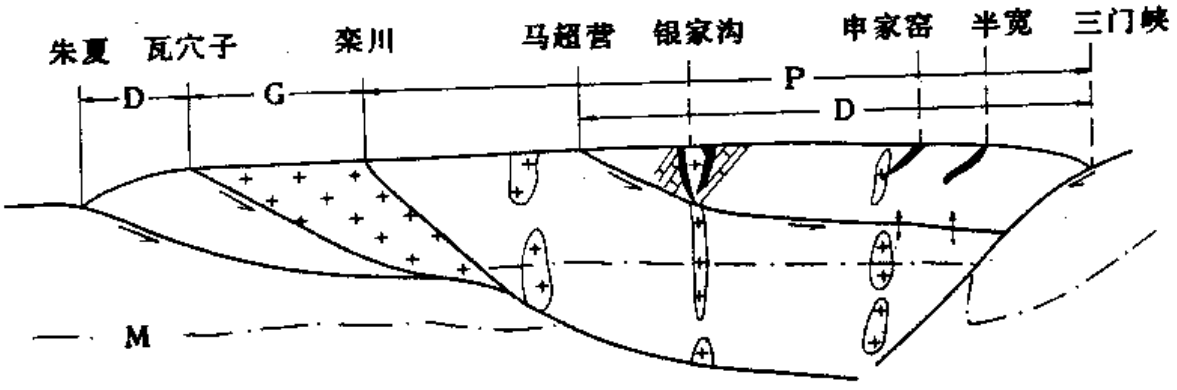


图 4-8　崤山地区板块构造模式及矿床岩石分布

第四节　总结与讨论

1、豫西山金矿床在中生代就位，砂金在新生代形成，砂金是山金或富金地质体的派生物。

2、豫西金矿分布在三宝断裂以南的中生代碰撞造山作用强烈的地区，碰撞造山作用较弱的三宝断裂以北的地区没有重要矿床。

3、豫西的金矿床就位于碰撞造山作用末期的侏罗纪和碰撞后伸展作用早期的白垩纪，即矿化集中在碰撞—伸展转换的地球动力学背景。

4、豫西的金矿床往往成群成带平行分布在区域性大断裂（多为中生代陆内俯冲带）的北侧上盘，有关的次级断裂控制矿床的产出，为赋矿构造，常使矿床沿之成串分布。

5、豫西的金矿与中生代花岗岩类有密切的空间、成因联系，它们规律性地成带分布在大断裂上盘：断控、层控系列金矿床常分布在改造型花岗岩基（浅源深成）南侧，呈同时同因异空关系；浆控系列金矿与含矿岩体属同时同因同空关系，含矿岩体为深源（下地壳或地幔环境）浅成的小岩体，它们常分布在改造型花岗岩基的北侧。

6、豫西山金矿床的赋矿建造的背景值不高，多低于 3.5ppb，显示低背景成矿的特点。金矿化对岩石建造没有专属性，但矿化强度、矿化类型明显受岩石建造性质的制约。

7、豫西山金矿床的成矿过程有明显的多期（三期）性，成矿物质是多源的，成矿作用是多方式的（热液多源），它们显示了多因复成的特点。

8、不同系列和类型的矿床的围岩蚀变、矿石建造、自然金类特征等是相似的，而且它们的时空变化规律也相似。表明成矿热液的特征和演化也是相似的。

9、豫西山金矿化的类型差异是由矿床定位空间的特征决定的，与成矿热液的关系不明显。定位空间的类型（地层、断裂、岩体）决定矿床的系列，定位空间的性质和围岩建造特征决定矿床的类型。张性的窄的脆性破碎带和高 SiO_2、高结晶度、高致密的围岩建造常赋存石英脉型矿床，反之，则易发生蚀变破碎带型矿化。

10、豫西金矿化的规律表明山金矿床的形成与碰撞造山作用有密切的联系，是碰撞造山（陆内俯冲）作用的产物。

11、陆内俯冲过程中，俯冲板片的物质必然依熔点或晶格能由低到高的顺序活化上迁，使仰冲板片上依次出现热液矿床带（D）、花岗岩基带（G）和斑岩及相关矿床带（P）。从俯冲开始到俯冲结束后的伸展作用，矿化过程势必经历三期，Ⅰ期为俯冲板片分熔或分泌产生的"深"源热液作用，Ⅱ期为深源上升热液与浅源（大气水）下渗热液的混合作用，Ⅲ期为浅源热液作用。与陆内俯冲有关的 D、G、P 三带的空间分带现象和Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ期矿化的时间演化即构成了陆内俯冲（亦称 A 型俯冲）或碰撞造山成岩成矿模式的全部。

12、碰撞造山成岩成矿模式可以较好地全面解释豫西金矿的矿化规律，将各规律有机地联系起来，统一于模式之中，应是豫西金矿的成矿模式。模式与各规律的吻合和相互印证，表明我们关于豫西金矿化规律和成矿模式认识的客观性、科学性和正确性。

13、碰撞造山模式可较好地解释豫西主要金矿田、矿床带或矿床类型、系列的分布。进一步的找矿和地质研究应以碰撞造山成岩成矿模式为指导。

第五章　豫西地区金矿集中区的分布规律及其与其它地区对比

前章的讨论使我们认识到豫西地区的金矿床是在碰撞造山作用及稍后的伸展构造作用中形成的，据此建立了相应的成矿模式．那么，该模式是否适合于其它碰撞造山带呢？中国有多少金矿床集中区与碰撞造山作用有关？事实上，我国重要金矿区都分布在碰撞造山带内．但是，在碰撞造山带内部，金矿往往集中在某些构造单元．豫西地区的小秦岭和熊耳山的金矿远较夹于其中的崤山地体重要．相当于二郎坪群和宽坪群的分布区有较多的金矿发现，陡岭地体和信阳群的分布区也有较多金矿，而夹于上述两大含金岩带中间的秦岭群分布区则很少有金矿发现．在辽东—吉南地区的早前寒武岩石分布区，吉林南部和辽宁丹东一带有很多金矿，辽河群分布区也有较多金矿发现，而相邻的清原地体则金矿很少(见后)．为什么有上述差别呢？我们如何在造山带选择找矿靶区呢？所以，地质科学理论的发展和生产实践都要求我们研究和解决上述问题．

第一节　碰撞造山带控制金矿集中区的分布

一、问题的提出

60 年代板块理论的兴起是本世纪地球科学的最大进展，也是地球科学史的一次重大革命，她的出现大大地推动了地球科学各分支的发展，而各分支的发展又促进了板块理论自身的完善与丰富，使板块理论在不足 30 年内成为现代地质学的最基本理论（陈衍景等，1991e)．

板块理论是基于对大洋和大陆边缘的研究提出的，因而她在 70 年代即已成功地用于指导大洋和大陆边缘的矿床学研究，科学家们成功地建立了广为接受的斑岩矿床成矿模式、块状硫化物矿床的成矿模式、黑矿模式、绿岩成矿模式（蛇绿岩和部分绿岩带中的铜镍硫化物矿床和铬铁矿等)．其中，Sillitoe(1972)建立的斑岩矿床模式，不仅利用 B 型俯冲的原理阐述了俯冲型造山带内斑岩及矿床的成因，而且引起了环太平洋地区的找矿热潮和大量矿床的发现．从 70 年代末至今，科学家们开始把板块理论在空间上和时间上扩展，即用于大陆内部和前寒武纪的研究工作．所以，大陆内部的碰撞造山带成为最近十几年的研究热点，而且已取得了一系列的突破，建立了几种颇为成功的说明碰撞造山作用的构造模式（Hsu，1979，Dewey et al，1986)，可以预言，正如 60 年代对大陆边缘的地质研究高潮和突破导致 70 年代环太地区找矿热潮和斑岩矿床成矿模式的诞生一样，80 年代对碰撞造山带的地质研究的热潮和突破势必导致 90 年代对碰撞造山带地区成岩成矿研究的热潮和突破．此外，在全球范围内，我国拥有最典型和最多的碰撞型造山带，是研究碰撞造山过程成岩成矿作用的最佳场所，为我国学者在板块构造研究领域取得领先于国际水平的成果提供了良好的条件．据此，作者近年研究了这一问题，尝试性地建立了碰撞造山成岩成矿模式（陈衍景等，1990f、1991d，详见第四章第二节)，用于说明碰撞造山带地

区的热液矿床和大陆内部远离 B 型俯冲带的斑岩矿床的成因．但是，这一模式是基于对豫西和西准噶尔地区的研究或讨论而建立的，是否适用于其它碰撞造山作用区呢？而中国有多少地区可用该模式指导找矿呢？显然有待研究．

二、碰撞造山带的地质和成矿特征

1、碰撞造山带的地质特征．尽管尚无普适的构造模式说明碰撞造山带的形成（李继亮，1988），但碰撞造山带归根结底是由强大的两个陆块之间的水平方向的挤压作用造成的，挤压作用主要发生在岩石圈内部，岩石圈内部不同层次的拆离、滑脱（层滑和倾滑）、堆叠等作用十分强烈，故在造山带的浅部常见不同规模的推覆和薄皮构造，不同规模不同程度的韧性剪切带、混杂带发育．由于造山作用主要发生在两陆块之间，故线型轮廓清楚．造山作用由碰撞中心向两侧减弱．造山带的岩石圈和地壳的厚度大于两侧陆块．碰撞造山时，水平方向的挤压动能转变为热能，使造山带岩石和地层发生改造、变质和部分熔融，在造成热流值高于两侧陆块的同时，又使造山带内有强烈的热液活动和大量变质岩、花岗岩类发育．花岗岩类以改造型或壳源型或碰撞型为主，同熔型或俯冲型为次．造山带的壳幔界线不清楚，是逐渐过度的，即过度带大于两侧陆块；上下地壳之间有较厚的低速带（约在 12～20km 之间）．

2、成矿作用特征．按碰撞造山成岩成矿模式，碰撞造山带不仅有金矿化，而且是 Ag、Pb、Zn、Cu 等多种热液矿床集中区．在类型上，是断控系列、层控系列、浆控系列等多系列多类型的矿床的集中区．矿床和花岗岩类规律性地呈带分布，并常受区域性大断裂的控制．有相当多的矿床和花岗岩类与碰撞造山的时间一致，或略晚于碰撞造山作用时间．此外，碰撞造山带地区还可有在碰撞之前形成的矿床和花岗岩等．因此，碰撞造山带的成矿作用往往不是单一的，而是多种类型多种元素矿床的集中地．

三、中国重要金矿集中区与碰撞造山带的时空耦合

（一）成矿与碰撞造山作用的时间统一

中生代成矿是中国东部绝大多数金矿和其它内生矿床的特点．为什么中国东部的大部分矿床在中生代形成？中生代之前 30 多亿年和中生代之后的新生代的成矿作用与中生代相比，大为逊色．无疑，这种中生代成矿作用的特殊性应由板块运动的特殊性决定．从图 5-1 可以看出，晚古生代时，现今中国东部的绝大多数地区处在古特提斯洋的内部或边缘．但是，侏罗纪及其后的磨拉石建造的广泛发育指示具有现今轮廓的中国大陆已经在三叠纪形成．表明曾经覆盖了几乎整个中国的古特提斯洋在三叠纪闭合，即在中国的大部分地区发生了较强的碰撞造山作用，形成了多条典型的碰撞型造山带，原本漂移在古大洋中的一些陆块或地体也随之浮出水面，结束了海相地层发育史（如华北克拉通、西南克拉通、浙闽变质基底等）．从更宏观的角度分析，中国东部是劳亚大陆与岗瓦纳大陆在三叠纪碰撞所形成的造山带的一部分．亦即，中国东部中生代成矿的特征与中生代时中国境域广泛而强烈的碰撞造山作用在时间上是统一的．

（二）成矿与碰撞造山作用的空间吻合

近年的研究表明，我国的重要金矿集中区都分布在碰撞造山作用较强的地区或典型的碰撞造山带内部．作者们（1990f、g，1991a、b）曾论证西准噶尔地区和豫西地区的金矿床主要产于碰撞造山带内或边缘．天山地区、祁连山区、秦岭一大巴山区、三江地区、内蒙一兴安地区以及华南地区的金矿床也都产于碰撞型造山带，因为这些地区都已被很多学

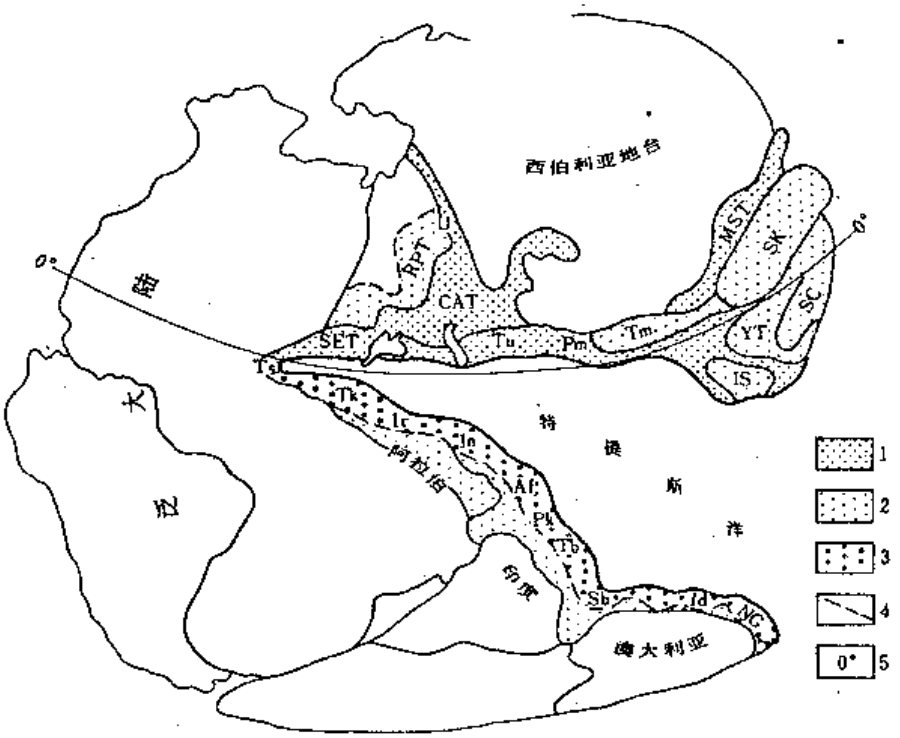


图 5–1　早二叠纪特提斯分布略图(引自黄汲清等，1987)

1—地槽或次稳定地区的沉积；2—前震旦纪地台及地块上的沉积；3—将来的互换构造域内的沉积；4—互换构造域的界线；5—假定的二叠纪赤道位置。北特提斯：RPT—俄罗斯地台特提斯；U—乌拉尔冒地槽；SET—南欧特提斯；CAT—中亚特提斯；Tu—图兰；Pm—北帕米尔；Tm—塔里木特提斯；MST—蒙古—锡霍特特提斯；SK—中朝准地台；YT—扬子特提斯；SC—华南特提斯(加里东褶皱之上)；IS—印支地块。南特提斯：Ts—突尼斯；Tk—土耳其；Ir—伊朗；Af—阿富汗；Pk—巴基斯坦；Tb—西藏；Sb—中缅地块；Id—印度尼西亚；NG—新几内亚

者证明是碰撞造山带，尤其是许靖华（1987）论证了华南是碰撞造山带，而不是华南地台。关于上述地区金矿与碰撞造山带的空间吻合是不难理解的。需要强调的是，产于华北克拉通区域的小秦岭、胶东、吉南、辽东、辽西、冀东、内蒙中部等重要金矿集中区的矿床与碰撞造山作用的关系长期被忽视，相当一部分学者认为其成矿发生在太古宙或早元古代（沈宝丰等，1989，孙晓明，1990），与后期碰撞造山无关。事实上，这些金矿集中区全部分布在华北克拉通边缘，即克拉通与碰撞造山带的交接带，碰撞造山作用在这些地区亦有强烈的表现；而且，碰撞造山作用表现较弱的华北克拉通内部的金矿较少（图5–2）。它们充分显示了金矿成矿与碰撞造山的空间统一。

（三）华北克拉通区域的金矿化与碰撞造山作用耦合的实例简析

1、胶东地体。胶东地体是我国最大的产金区，该区的大部分金矿曾被认为是在太古宙或早元古宙形成的，但近年的研究证明它们主要形成在中生代（刘连登，1990，徐景奎，1990）。金矿区有大量中生代改造型花岗岩分布，以郭家岭岩体和玲珑复式岩体为代表。相当多的金矿赋矿断层有先压后张的特点，并且赋矿断层时代为中生代或在中生代复活。胶东地区曾被作为稳定的华北地台的一部分，但最近的研究已证明该区在中生代时经历了胶南地体与胶东地体的碰撞造山作用（刘若新，1989）。上述胶东地体的地质和成矿特征以及该区较厚的地壳厚度都表明碰撞造山作用在胶东地体表现强烈。但碰撞造山作用

向西的影响被郯庐断裂隔档，使鲁西地块没有发育中生代花岗岩类，并缺乏金矿及其它内生矿床。

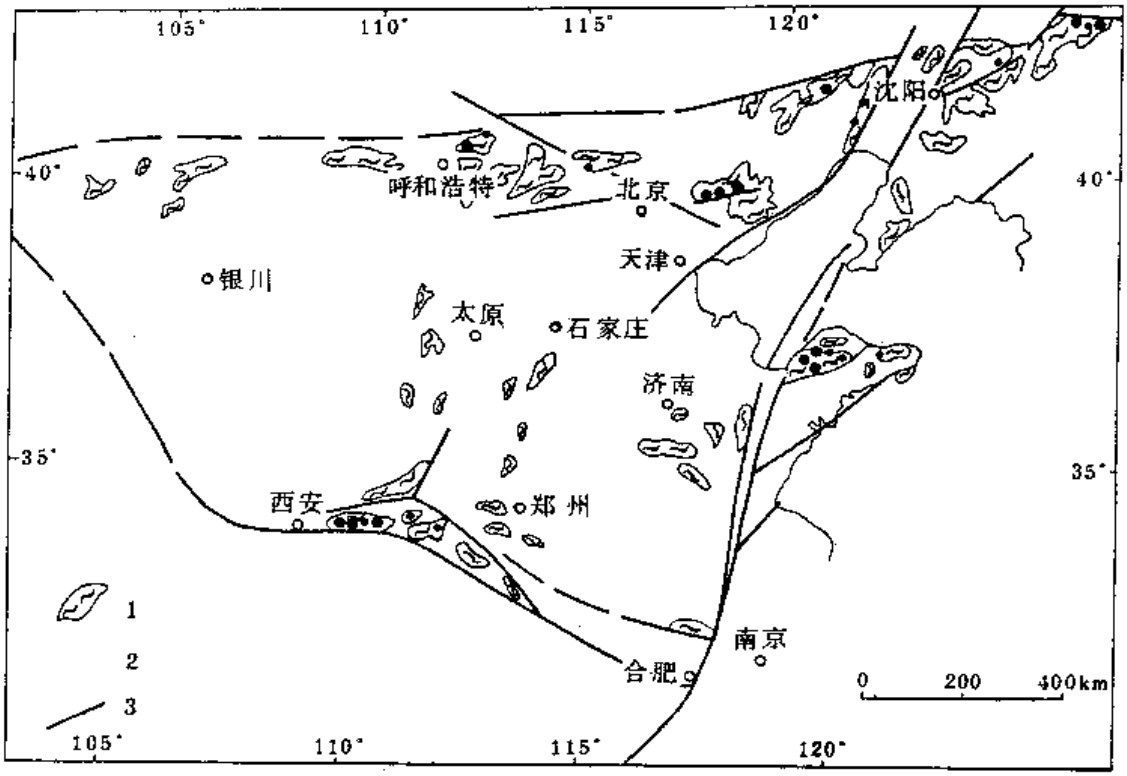


图 5-2 华北克拉通区的金矿集中区分布(引自涂光炽等，1992)

1—结晶基底(早前寒武纪岩石)；2—金矿床；3—断裂

2、吉南、辽东、辽西、冀东、内蒙中部等地区。这些地区是我国重要的金矿集中区，它们自东向西排布，构成华北克拉通的北缘，北邻内蒙—兴安造山带，显然是碰撞造山作用较强的地区。内蒙—兴安造山带内最晚的蛇绿岩套的时代为晚古生代，表明古大洋在晚古生代或海西运动中消失，此与秦岭造山带的情况基本一致；显然，印支期是碰撞造山作用或陆内俯冲作用最强盛时期，而燕山期则属碰撞后的伸展作用时间。据此分析，金矿化应主要发生在中生代，并且应有同时期的其他内生矿床伴随和大量中生代花岗岩类(尤其是改造型)发育。事实上，这些地区的金矿床确实主要是在中生代形成的(姚凤良等，1986a、b；刘连登，1990；余昌涛等，1988；罗镇宽等，1990)，矿区有大量中生代花岗岩类和钼等内生矿床(如杨家仗子)。表明金矿化与碰撞造山作用在时间上也是一致的。而位于上述地区以南的华北克拉通内部，碰撞造山作用较弱，金矿床和中生代花岗岩类很少发育。

3、佳木斯地块。位于兴安岭造山带的内部，是一早前寒武变质地体，无疑受到中生代碰撞造山作用的影响。佳木斯地块有东风山金矿和老榨山、一支沟、团结沟等不同类型的金矿床，多数学者曾倾向性地认为东风山金矿就位于早前寒武纪(刘静兰，1987，1988a、b)。但越来越多的事实表明东风山、团结沟等产于佳木斯地块的金矿也是在中生代就位的。

四、碰撞造山带控制矿床产出的机理及在豫西的应用

1、控矿机理。碰撞造山带的控矿机理实为碰撞造山成岩成矿模式，已在第四章详细讨论，不拟重复。

2、在豫西的应用。按碰撞造山成岩成矿模式，碰撞造山越强，金矿化越强烈。据此，豫西金矿集中区的分布规律可以较好地解释。三宝断裂以南的区域是碰撞造山作用较强的区域，故金矿较多；三宝断裂以北，碰撞造山作用影响较弱，故金矿较少。碰撞造山作用强烈的西部（地壳厚度大为标志）金矿较多，相对较弱的东部则金矿较少。从图 4-3 可以看出，卢氏地区是地幔下陷区，表明碰撞造山作用强烈，应作为找矿的重点靶区。

第二节　两种类型花岗绿岩地体对金矿化的控制

一、问题的提出

板块构造理论作为现代地质学的基础理论已发展到以指导大陆板块的构造演化为特色。世界各大陆板块均以早前寒武变质岩石为核心，亦即大陆板块是在早前寒武克拉通的基础上发展起来的。自然，早前寒武克拉通的形成与发展成为世界地质学家的研究焦点。早前寒武纪地质的发展是与板块构造理论的发展同等重要的固体地球科学近二十年来的最大进展（涂光炽，1990）。1969 年维尔乔因兄弟首次在南非巴布顿山区发现并描述了科马提岩，以后的研究使地质学家认识到它代表原始洋壳背景的喷出超镁铁岩（马柳克等，1982），这使得许多学者认识到前寒武纪地质也适于用板块构造理论研究。著名学者 Windley（1971，1976）率先将现代板块构造模式引进早前寒武纪，并解释绿岩带和花岗岩类的发育；将早前寒武克拉通划分为高级区（High-grade Region）和低级区（Low-grade Region），指出它们的构造环境分别相当于岛弧区和边缘海；高级区花岗质岩石以 TTG 为主，占岩区的 80-85%；低级区花岗质岩不足 10-20%，由英云闪长岩和富钾花岗岩组成。Windley 的观点曾被很多学者支持和引用，有些学者曾提出我国华北克拉通地区的高级区与低级区之比为 8：1。随着各地区研究程度的提高，高级区与低级区的划分遇到了较多的问题，很多学者已避免使用此概念。在我国，很多学者证明了曾作为高级区的太古宙地壳是花岗绿岩区；典型的绿岩区发育了大量的 TTG，如清原地体、五台山区、鲁西地块和嵩箕地块等。华北克拉通哪些地带是低级区？何者又是高级区？已是争论不休。朱奉三等学者普遍认为吉南夹皮沟地区是花岗绿岩区，但孙晓明（1990）却论证它是高级区。此外，高级区和低级区的划分并没有说明陆壳的起源，也没有回答 Glikson（1976）提出的一些矛盾问题。对本文影响较大的是，高级区和低级区的概念无助于解释矿床的分布。对豫西太古宙绿岩带和地壳演化的深入研究后，我们认为克拉通是通过绿岩带的多次发育和被改造而发展起来的（胡受奚等，1988；陈衍景等，1987,1988），各大陆太古宙地壳均由花岗绿岩地体构成。通过总结对比华北克拉通东部和南部、西澳大利亚和印度地盾等地的金矿分布和地壳演化过程，笔者将花岗绿岩地体划分为 O 型和 C 型两类，并指出 O 型地体有利于金矿化（陈衍景等，1989c; Chen, et al 1989），此认识已被黄世杰（1990）、姚宗仁（1989，在核工业部 308 地质队讲学）、胡受奚等(1991)等学者重视和介绍。

二、O 型和 C 型花岗绿岩地体的划分

花岗绿岩地体由花岗岩类和绿岩带共同构成，花岗岩类与绿岩的关系有三种认识，即绿岩老于花岗岩类（Glikson 等，1976），绿岩晚于花岗岩类（Windley，1976）和绿岩既可早于也可晚于花岗岩类（陈衍景等，1989c，1992b）。笔者根据绿岩带的特征、花岗岩类的特征以及花岗岩类与绿岩带的关系，将花岗绿岩地体区分为差别明显的 O 型和 C 型。O 型花岗绿岩地体是指从原始大洋（Proto-ocean）背景上发育起来的地体，取 Ocean 首字母 O 命名，可称始洋型（Protooceanic type）花岗绿岩地体。C 型花岗绿岩地体则指从原始陆壳（Protocontinent）背景上发育的地体，取 Continent 首字母 C 命名，亦可称始陆型（Protocotinental type）花岗绿岩地体。

O 型花岗绿岩地体的具体特征是：①绿岩中沉积物比例小；火山岩以科马提岩和其它镁铁质、超镁铁质岩为主，不显双模式特征；没有更老的花岗质基底；遭受了强而普遍的变形—变质—混合岩化—花岗岩化作用。②花岗岩类多呈线状构造，且构造线与绿岩一致；成分上以钾质花岗岩居多，TTG 型（英云闪长岩—奥长花岗岩—花岗闪长岩）花岗岩类少；成因为混合岩化—花岗岩化形成的改造型；时代较绿岩年轻，老花岗岩少或没有，多期多阶段的复式岩体较多。③绿岩明显被花岗岩类侵入，同位素年龄前者大于后者。即绿岩早于花岗岩形成。记为绿岩 ▸花岗岩。

C 型花岗绿岩地体的具体特征是：①绿岩发育两期，第一期绿岩星散残留于花岗岩类岩石中，沉积物含量少，火山岩以科马提岩为主，无双模式特征，经历了较深的变质和混合岩化。第二期绿岩发育在第一期绿岩及其所在的花岗岩类岩石上，其沉积物含量大，火山岩双模式特征明显或为钙碱质；构造形态较开阔，变质中浅，混合岩化弱。②花岗岩类以呈环状的深大岩基为主，成分上以钠质为主，缺乏钾质花岗岩，常见闪长岩和英云闪长岩—奥长花岗岩—花岗闪长石（TTG：tonalite-trondhjemite-granodiorite）；成因上为深部重熔、分熔、同熔的产物，较少有混合岩化—花岗岩化作用形成的花岗岩；时代较老，限于早前寒武纪，且多老于第二次绿岩。③花岗岩类侵入并包裹第一期绿岩，但被第二期绿岩不整合覆盖。记为（绿岩 ▸）花岗岩 ▸绿岩。

三、金矿集中区与两类花岗绿岩地体的分布关系

1、西澳大利亚地区被东西向的 Bangemall 中元古代盆地分成南北两个地块（Gee，1975），南部的 Yilgarn 地块金矿星罗棋布（图 5-3），黄金产量占西澳的 99%以上，蕴藏了 44 个重要矿床的 43 个。北部的 Pilbara 地块只有 Comet 一个已经停采的重要矿床（Woodall，1975），其产量不足西澳的 0.2%，居第 43 位。

Gee(1975)、Glikson(1976)、Goodwin(1981)、Windley(1978)等资料表明：Yilgarn 地块的绿岩带以大量科马提岩和基性的玄武岩为主，长英质火山岩和沉积岩较少，火山岩的双模式特征不清楚，同位素资料证明火山岩来自地幔；绿岩带发育三个旋回，第一、二旋回形成在 28 亿年之前，受到 28 亿年左右的混合岩化影响，绿岩中局部包有钠质花岗岩（已为片麻岩），第三旋回绿岩在卡尔古利—库拉旺区不整合在第一、二旋回绿岩带之上，时代在 27 亿年左右。三个旋回的绿岩都清楚地受到 2670Ma 构造热事件的改造，发生了绿片岩相或稍高的变质，混合岩化较强。此后，该区在 2600Ma、2400Ma、2000--2200Ma、1850Ma 时发生了多期次的花岗岩化、混合岩化和岩浆侵入，尤以 2400Ma 时的克拉通化起到定格作用。该区绿岩和花岗岩类均呈明显的线型形态，走向近南北（图 5-4）。花岗岩类有较多的钾质改造型（据孙晓明讨论），缺乏环形的 TTG 岩

基．所有花岗岩类侵入绿岩带，未发现绿岩覆盖花岗岩类的现象．绿岩获得了 2900Ma、2700Ma、2718Ma 等年龄，而较大的花岗岩类的年龄为 2652Ma、2632Ma、2625Ma、2600Ma、2576Ma 等．总体上，花岗岩：绿岩＝4∶1，属 O 型地体．

据科朗纳（Kroner, 1986）、Miller（1975）、Drummond (1981)、Trendall(1975),Woodall（1975）和 Gee (1975) 研究资料，Pilbara 地块以发育 $(Sr^{87}/Sr^{86})_i$ 值低的英云闪长岩基为特征，岩基呈清楚的环形(图 5–5)，明显侵入破坏角闪岩相变质的瓦拉乌纳群（Warrawoona），瓦拉乌纳群内已发现典型 Spinifex 结构的科马提岩．花岗岩类岩基的年龄集中在 3000Ma 左右．区内除英云闪长岩岩基外，尚有极少量的高 $(Sr^{87}/Sr^{86})_i$ 的花岗岩小岩体和伟晶岩脉，其时代在 2700 Ma 左右．上述岩石被变质微弱的 Whim Creek 群火山—沉积岩系不整合覆盖，威姆溪（Whim Creak）群中的火山岩的比例不大，没有超镁铁岩或科马提岩,仅有几乎等量的玄武岩和长英质火山岩，它被偶见的未变质的小的花岗岩株侵入(时代 2400Ma)．Mount Bruce 超群以其底部 2500–2300Ma 的佛特思切（Fortescue）群玄武岩覆盖上述所有岩石．应当说明，佛特思切群与威姆溪群的关系尚不清楚．由上可见，Pilbara 地块的构造型式是局部残存的瓦拉乌纳群 ▸大量 TTG ▸面形威姆溪群或佛特思切群，呈 C 型地体的特征．

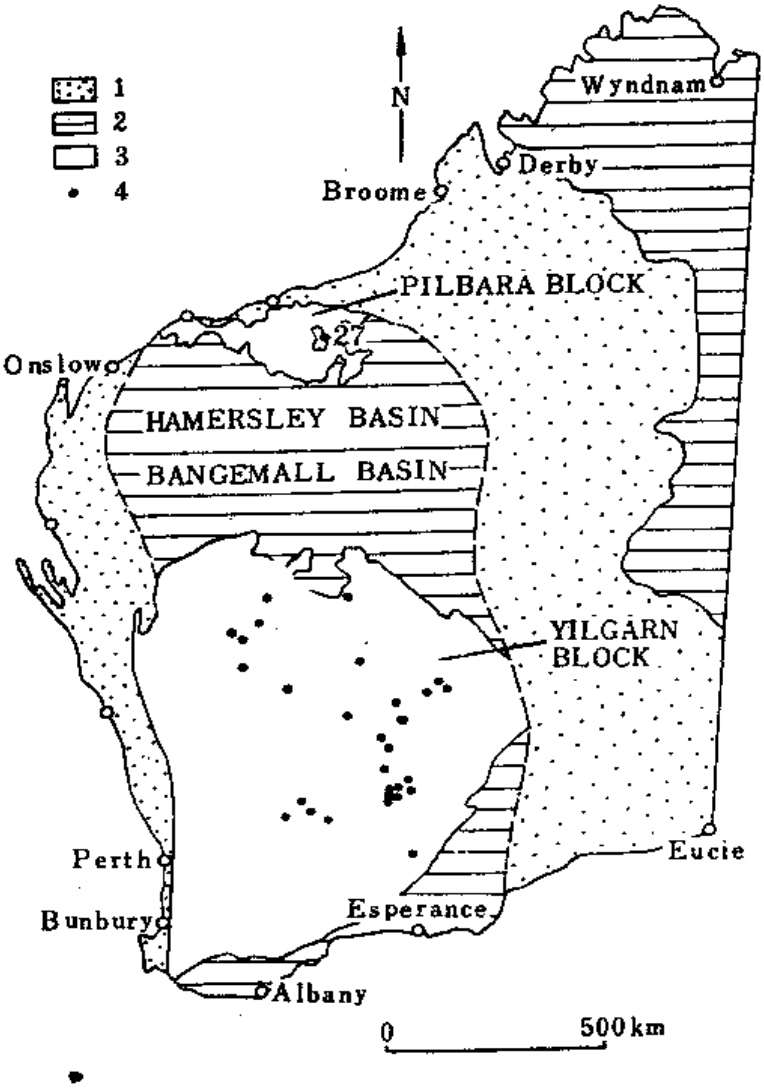


图 5–3　西澳大利亚前寒武地质和重要金矿分布

(引自 Woodall, 1975)

1–古生界；2–元古宇；3–太古宇；4–重要金矿

2、印度半岛南部被长 340 公里、宽 8～10 公里的南北向 Closepet 花岗岩杂岩分成东西两部分（图 5–6）．最新的成果已表明沿 Closepet 岩墙有韧性剪切带发育．岩墙以东有 Kolar、Hutti、Ramagiri 等重要金矿（Sarkar, 1989, Wadia, 1981），岩墙以西则很少有金矿．

据 Naqvi（1976, 1978）、Sarkar（1989）、Ramakrishnan et al（1976）、Goodwin (1981) 和 Windley（1978）研究成果，Closepet 岩墙以东发育了 Kolar 型绿岩带，绿岩

带呈 NNW 的线型条带（长：宽＝10：1）分布在后期呈 NNW 向线状形态和构造线的花岗岩类岩石中；花岗岩类有较多的混合岩、混合花岗岩。花岗岩类有 3000Ma、2550Ma、2200–2400Ma（即 Closepet 等）、2000Ma 和 1850Ma 等五期。绿岩带获得了 3000Ma 的 Sm–Nd 等时年龄，绿岩老于花岗岩。绿岩以超镁铁质和镁铁质火山岩或侵入岩为主，夹少量细碎屑岩和化学沉积岩（BIF），不显双模式特征，变质为角闪岩相或更高。上述表明 Closepet 以东为 O 型花岗绿岩地体。

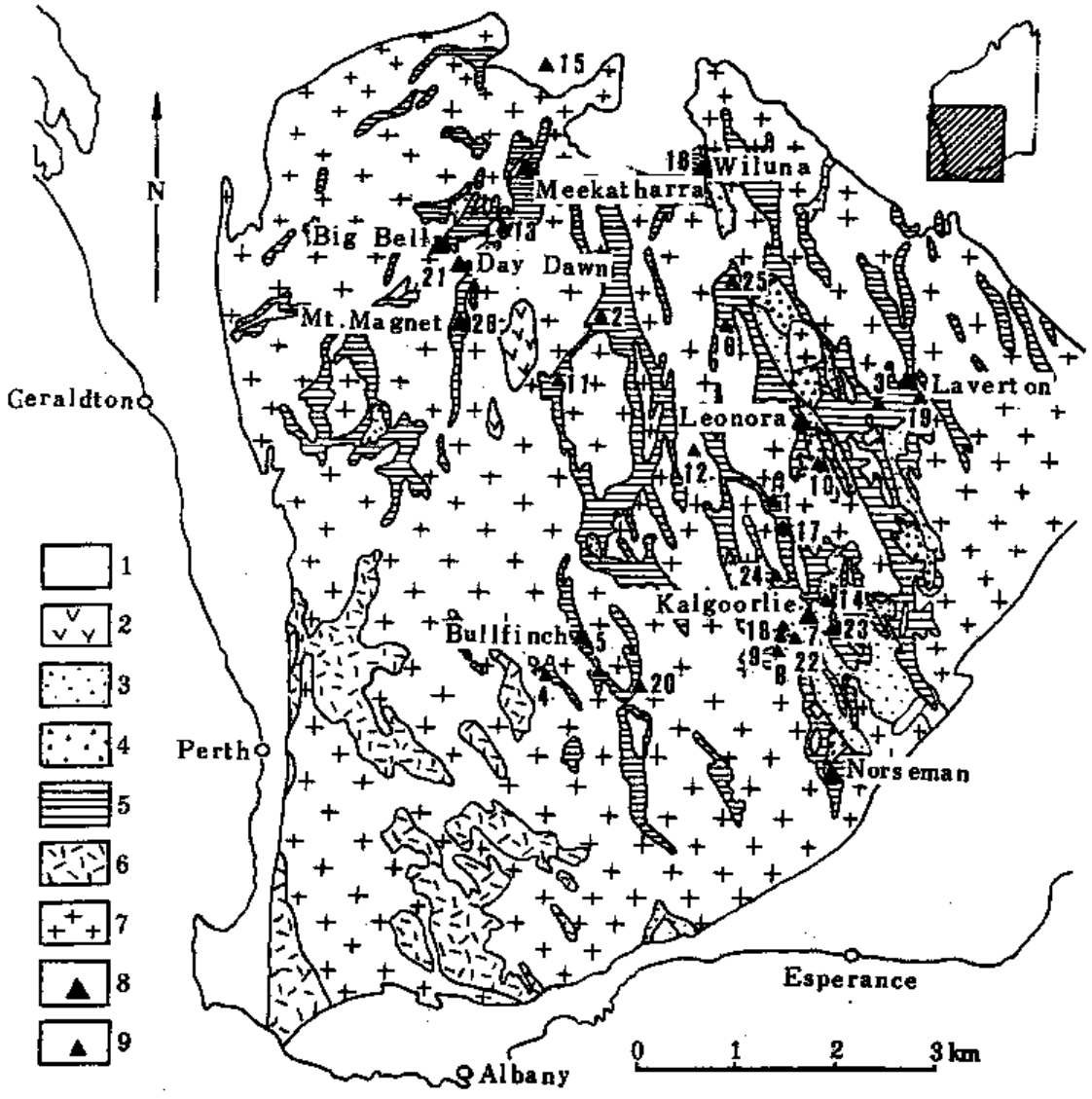


图 5–4　Yilgarn 地块金矿分布与区域地质(引自 Woodall, 1975)

1—后太古区；2—镁铁质侵入杂岩；3—火山碎屑岩、泥质岩；4—长英质火山杂岩；5—火山岩；6—变质沉积岩；7—花岗质岩；8—主要金矿；9—金矿。

Closepet 以西是著名的 Dharwar 型绿岩区，Dharwar 型绿岩包括了 Chitradurga 群和 Bababuda 群，呈开阔的面型分布，含大量沉积物，较少有科马提岩或超镁铁岩，火山岩以玄武岩和流纹岩为主，双模式特征明显，变质为角闪岩相。获得的同位素年龄为 2600–2300Ma（Goodwin，1981），但其底部英云闪长岩砾岩测得 3160Ma 的 Rb–Sr 等

时年龄，绿岩以底砾岩不整合在半岛片麻岩之上，半岛片麻岩由英云闪长岩、奥长花岗岩等环形大岩基和一些成因不清的花岗质的角闪岩相以上变质的片麻岩等共同构成，已获得2950Ma的 Rb-Sr 等时年龄。半岛片麻岩中有较多的不连续的小的表壳岩包体，包体主要由科马提岩、玄武岩组成，少有沉积岩和长英质火山岩，称为 Sargur 型绿岩带，代表原始硅镁壳（Glikson，1976，科朗纳，1986，Goodwin，1981）。综上所述，Closepet 以西应属 C 型花岗绿岩地体。

3、Limpopo 活动带将非洲南部分割成南部的 Kaapvaal 克拉通和北部的 Rhodesian 克拉通。Kaapvaal 克拉通金矿较为著名，占全球总量的半数以上，Rhodesian 克拉通虽然也有一些金矿，但与 Kaapvaal 相比，则大为逊色。研究表明，Kaapvaal 克拉通的花岗岩：绿岩＝8：1，绿岩带以 Barberton 地区的 Swaziland 超群为代表，由下部 Onverwacht 群、中部 Fig Tree 群和上部 Moodies 群组成。Onverwacht 群主要由超镁铁岩和镁铁质岩(科马提岩)组成，Fig Tree 群富泥质岩，Moodies 群则由旋回性的砾岩、石英岩、次瓦克岩、砂岩和页岩组成。Onverwacht 群获得了 3426Ma、3540Ma、3304Ma 和 3289Ma 等年龄。Swaziland 超群形成后侵入（图 5-7）的英云闪长岩年龄为 3240Ma。区内老的英云闪长质和奥长花岗质片麻岩年龄为 3320—3150Ma，年青的钾质花岗岩为 2550Ma。总体是绿岩老于花岗岩类。常见花岗岩类侵入绿岩带，未见绿岩覆盖花岗岩类的现象。应属 O 型地体。



图 5-5 皮尔巴拉地块绿岩带与花岗岩类的关系

(引自科朗纳, 1986)

陆地卫星照片显示出瓦拉伍纳群的绿岩被肖、科朗纳、当斯和埃德加山花岗岩类岩基切割

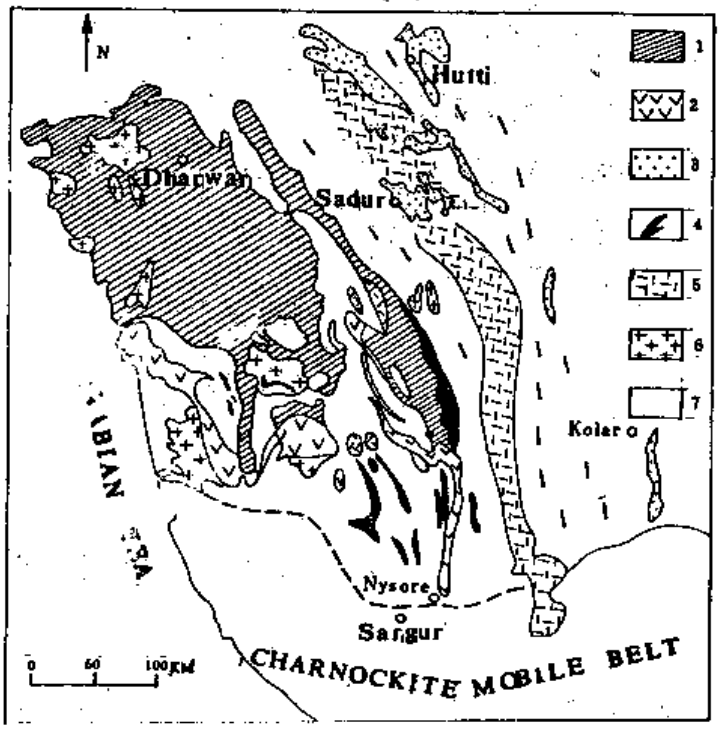


图 5-6 印度半岛东部南部克拉地质图

(Goodwin、Naqvi、Sarkar 等资料改绘)

1—Chitradurga 群；2—Bababuda 群；3—Kolar 型(群)绿岩；4—Sargur 型(群)绿岩；5—Closepet 等年青花岗岩；6—半岛片麻岩之古老岗岩类；7—半岛片麻岩之片麻岩杂岩

Rhodesian 克拉通花岗岩：绿岩＝4：1，绿岩带占的比重较大；其绿岩带单个达200km 长和 70km 宽，显示了面型开阔形态（图 5-8）。Bulawayan 群在 Belingwe 的 Shabani 地区明显不整合在下伏英云闪长质基底片麻岩(称 Shabani 片麻岩)之上。Bulawayan 群下部为枕状熔岩和条带状铁建造，中部为安山岩—英安岩熔岩，上部为不整合的安山岩和角砾岩。镁铁质—超镁铁质岩：玄武岩：安山岩：长英岩＝9.8：60.2：22.5：7.5，明显不同于 Barberton 的 24.3：72.0：无：3.7，指示它们分别形成于陆壳和洋壳背景。在 Shabani 片麻岩内，不连续地星散着被称为 Sebakwian 型绿岩带的包体，在 Fort Victoria 地区明显老于 Bulawayan 群。测年证明 Shabani 片麻岩为 3495Ma，而 Fort Victoria 地区的 Sebakwian 型绿岩年龄为 3500Ma，Bulawayan 群为 2480-2670Ma。清楚地显示了绿岩→花岗岩→绿岩的 C 型地体的构造发展模式。

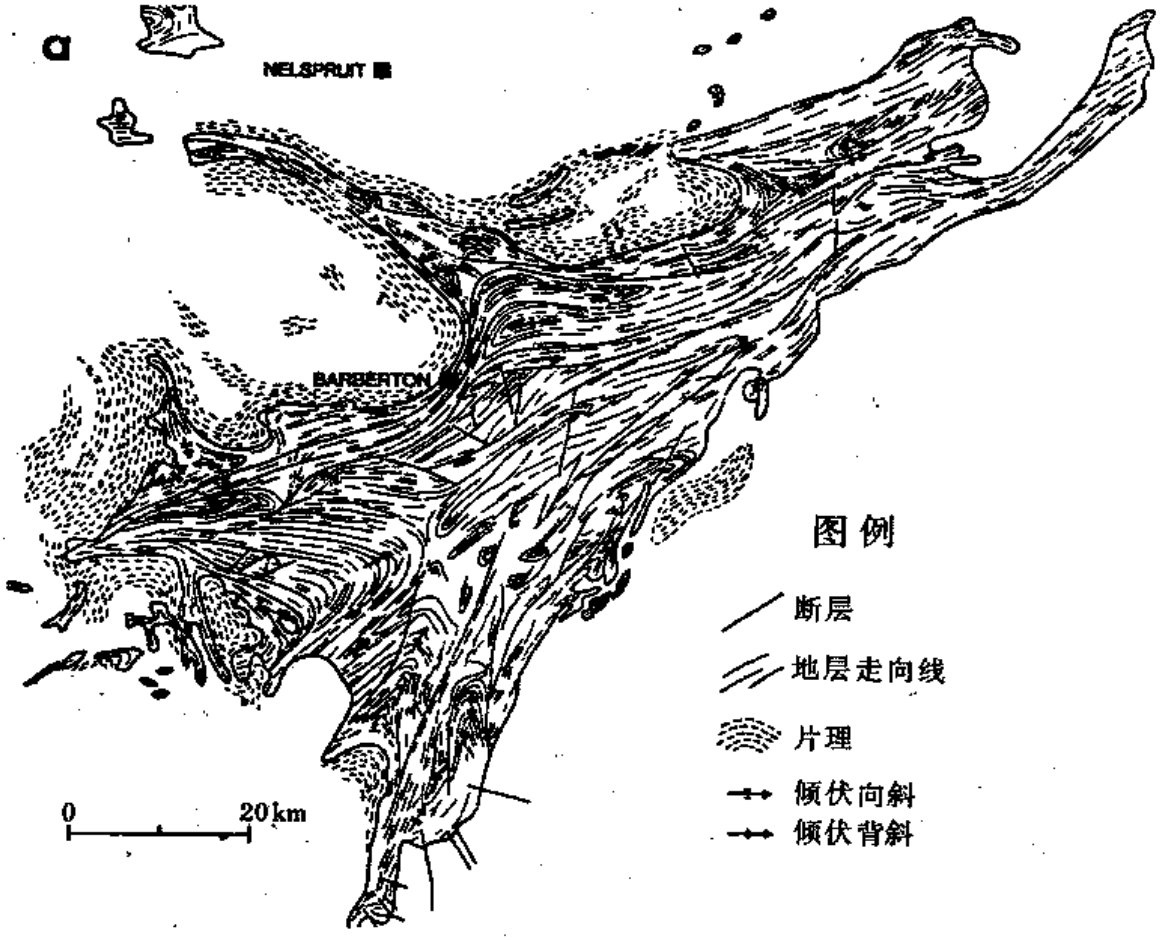


图 5-7 巴布顿绿岩带的线型轮廓及与花岗岩的关系

(引自 Anhaeusser, 1984)

4、加拿大是世界著名的金产地，其 70%以上产自 Superior 构造省南部的 Abitibi 绿岩带（Gauthier，1989，Hodgson，1988，1990），Abitibi 花岗绿岩地体是苏必利尔省的 8 个花岗绿岩地体之一，含有 6 个超大型金矿（周作侠，1991），另一个超大型赫姆洛金矿则产在苏必利尔地体，整个苏必利尔构造省的绿岩带火山岩与沉积岩之比是 12：5，火山岩中各类岩石的组成是玄武岩：安山岩：英安岩：流纹岩＝56：30：10：4（Abitibi 地体中的玄武岩比例更高）（Goodwin，1978，1981），未显双峰现象，也未发现硅铝质或

片麻岩基底，应发育在洋壳背景之上，形成在 27.7 亿年左右（休冈，1989），在 27.03～26.75 亿年间发生洋盆闭合和角闪岩相变质、混合岩化以及花岗岩的侵入，形成近东西向的线型构造（图 5–9）（Kerrich，1990）。

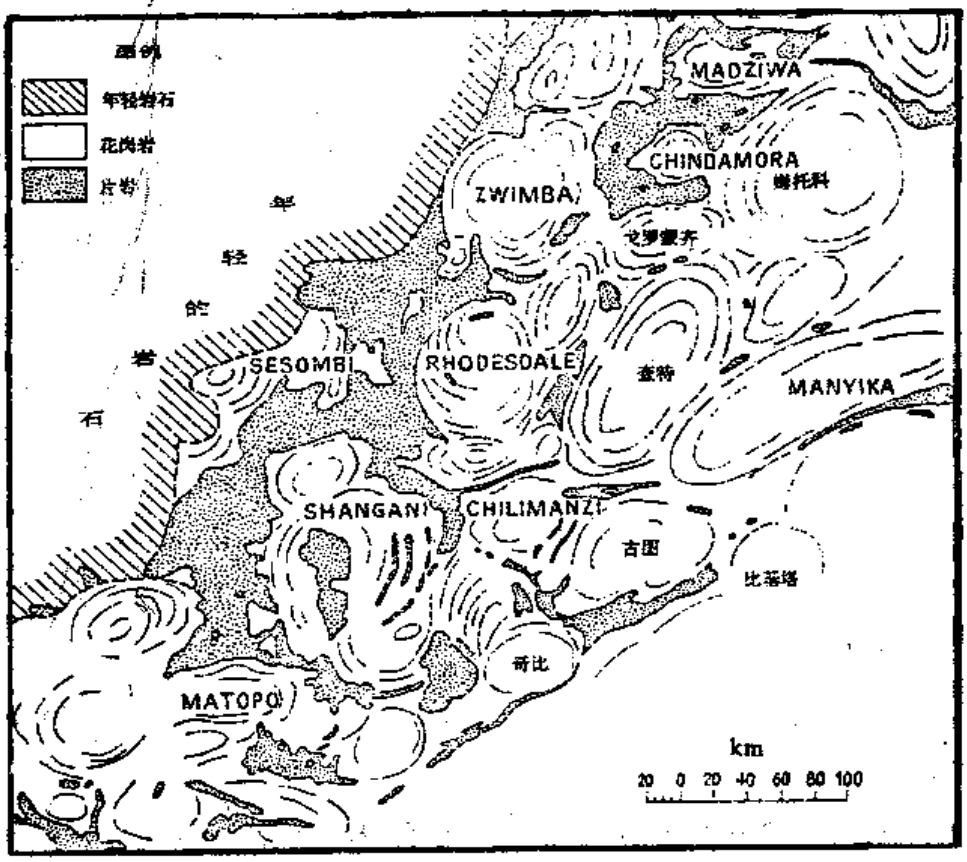


图 5–8　Rhodesian 克拉通绿岩带与花岗岩类的构造形态和关系

（引自 J.W.Wilson, 1986）

跨过 Churchill 元古宙活动带，Slave 构造省位于 Superior 省西北部。Slave 省也是典型的花岗绿岩区，Yellowknife 群绿岩形成在 27 亿年左右，它含有较多的长英质火山岩（Henderson，1977），长英质火山岩与镁铁质火山岩构成明显的双峰态火山岩建造。Yellowknife 群呈面型分布（图 5–10），明显地不整合在花岗闪长岩等花岗岩类组成的硅铝质基底之上，有关硅铝质基底的同位素年龄（含 Yellowknife 群底砾岩之砾石的年龄）集中在 30 亿年左右。花岗岩与绿岩的比例约为 1∶1，绿岩变质为绿片岩—角闪岩相，混合岩化较弱（Henderson，1977）。因此，Slave 省总体呈现 C 型花岗绿岩地体的特征。而 Slave 省的金矿化也恰恰较弱，金矿床较少，重要金矿只有赋存在 BIF 中的柳屏金矿，储量约 40 吨（帕加姆，1988）。

5、华北克拉通南部被三门峡—宝丰断裂分为华熊地块和嵩箕地块，华熊地块太华复合地体是豫西最重要的金矿区，而嵩箕地块则没有金矿床。太华复合地体发育了两期绿岩，早期背孜群以科马提岩和超镁铁质岩为主，夹少量沉积岩和化学沉积岩，火山岩双模式特征不明显。晚期荡泽河群以玄武岩或科马提岩为主，次为中性、中酸性和超镁铁质火山岩，双模式特征较弱，沉积物较早期偏少。总体上所有绿岩变质程度均达角闪岩相或更高，线型形态清楚(图 4–4)，明显被后期花岗岩、混合岩侵入破坏，花岗岩类以改造型为

主（胡志宏等，1985）。背孜群获得 2841、2801 等多件大于 2550Ma 的年龄，荡泽河群获得 2350Ma 的 Sm—Nd 等时年龄。而花岗岩类的年龄最大不超过 2300Ma。表明太华复合地体结晶基底是从洋壳背景上发展的，即绿岩→花岗岩类，属 O 型花岗绿岩地体。

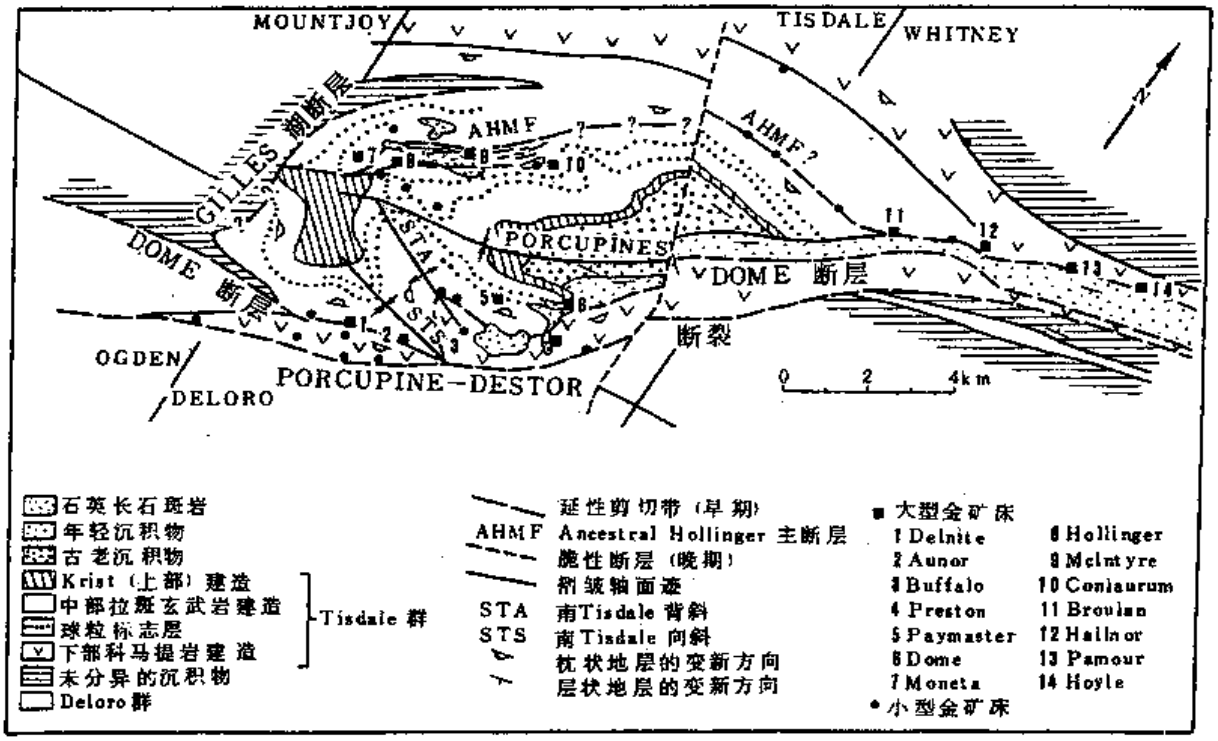


图 5—9 Superior构造省 Abitibi 绿岩带 Timmins 地区地质和金矿(引自 Hodgson,1990)

嵩箕地块的绿岩有早期青阳沟型（>3000Ma）和晚期君召型（2550～2300Ma）。青阳沟型绿岩以不连续的残留体存在于花岗质的石牌河杂岩内，它主要由角闪岩相变质的科马提岩、镁铁质岩等组成，代表原始硅镁质地壳（由冲击作用形成）。晚期君召型绿岩不整合在石牌河杂岩之上，面型开阔分布，成层明显；沉积物含量较大；火山岩以镁铁质和长英质为主，组成双模式火山岩建造，其中尚未发现科马提岩或超镁铁岩；变质为绿片岩相。石牌河杂岩主要由环状形态清楚的 TTG 岩套和闪长岩等组成，已获得多件 3000～2550Ma 的同位素年龄。所以嵩箕地块应属（绿岩→）花岗岩→绿岩发展过程的 C 型花岗绿岩地体。

6、华北克拉通东部被郯庐断裂分为胶东地块和鲁西地块。胶东地块是中国最大的黄金产地，而鲁西则几乎没有金矿。季海章等（1990）对胶东地区的详细研究表明，胶东群是深变质的绿岩带，其火山岩以镁铁质岩为主，不显双模式特征，多方面的信息指示其发育时没有硅铝质基底。胶东群分布区有大量混合岩化、花岗岩化作用形成的改造型花岗岩类，花岗岩类的构造线与胶东群一致，且呈相似的线状形态。花岗岩类明显侵入到胶东群，同位素年龄一般小于 2300Ma；胶东群同位素年龄中有多件大于 2300Ma 或 2500Ma 者。上述表明胶东地块的陆核发展过程是绿岩→花岗岩，属 O 型地体。

鲁西地块被程裕淇等（1982）、应思淮（1980）、曹国权等（1985）和江博明等（1987）详细研究，结果表明泰山杂岩是以 TTG 为主的片麻岩建造。笔者的考察也证明

它确由花岗岩类组成主体，但其中包有的不连续的太平顶组和万山庄组应为更老的表壳岩(应思淮所称的麻塔角砾岩等可能代表冲击作用形成的原始硅镁质地壳)．江博明等测得泰山杂岩之花岗质岩的年龄为 2595Ma、2600Ma、2560Ma、2490Ma、2400Ma，其中的角闪岩包体为 2690Ma、2767Ma、2700Ma、2820Ma．上述岩石经历了角闪岩相变质，明显深于雁岭关地区的雁岭关组和山草峪组．雁岭关组和山草峪组是成层较好的面型分布的绿岩带，其同位素年龄小于泰山杂岩，属鲁西第二次绿岩．总之，鲁西地块的构造发展过程是（绿岩 ▸）花岗岩类 ▸绿岩，为 C 型地体．

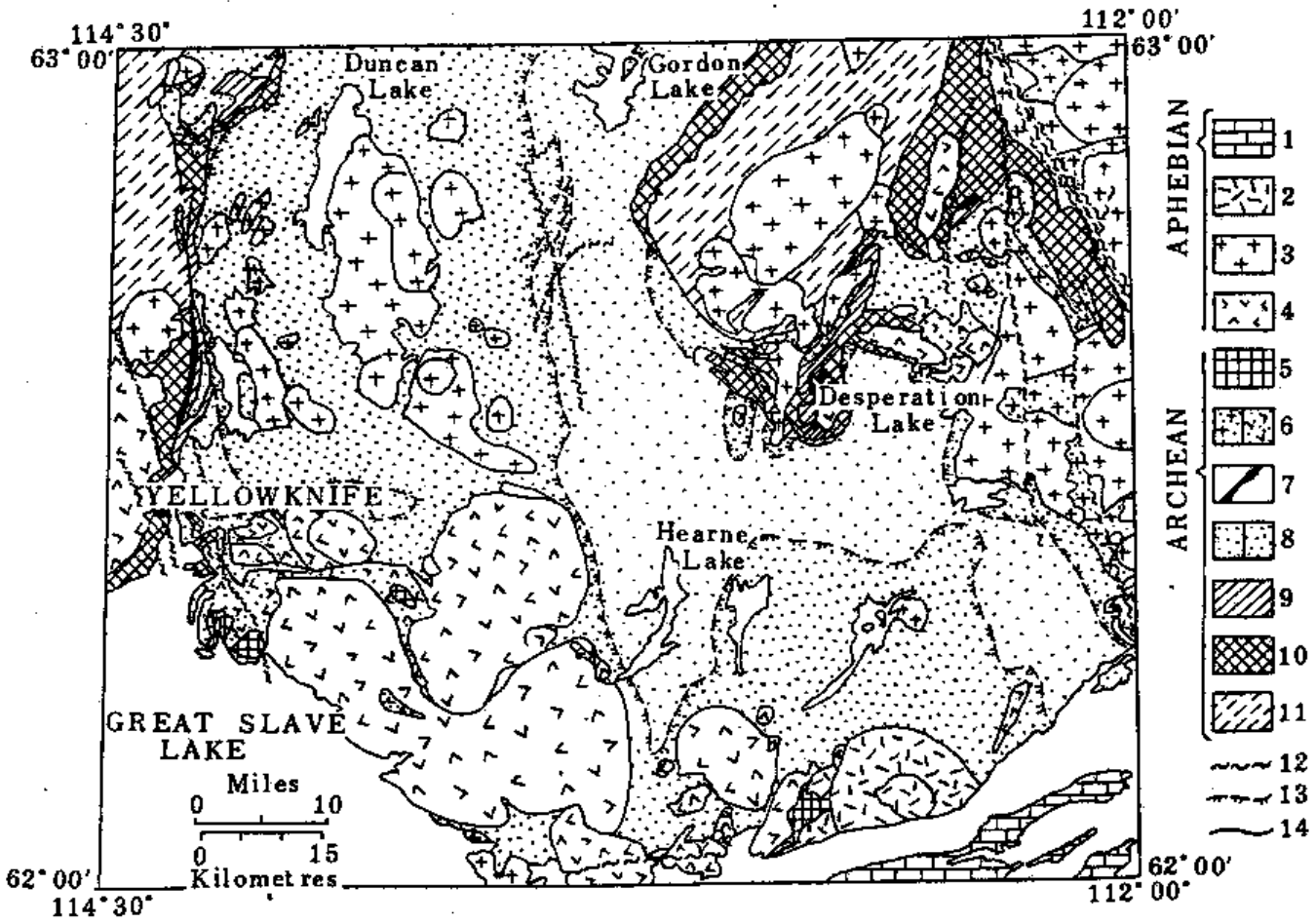


图 5-10　Slave 构造省 Yellowknife 地区地质图(引自 Henderson, 1977)

1—碳酸盐、细碎屑岩；2—碱性花岗岩、正长岩；3—石英二长岩；4—花岗闪长岩；5—辉长岩；6—花岗质岩和沉积岩的混合岩区；7—砂岩、砾岩；8—绿片岩相（左）和角闪岩相（右）灰瓦克岩、泥质岩；9—长英质火山岩；10—镁铁质火山岩；11—花岗片麻岩；12—断层；13—十字石级等变线；14—一般地质界线．

7、华北克拉通东北部被新宾—柳河—桦甸断裂分成东部吉南地体和西部清原地体(辽北地体)．吉南地体是我国最重要的金矿集中区之一，以产有夹皮沟金矿等闻名．清原地体金矿较少，但它是国内外地质学家（Windley，1986；普卡等，1986）所公认的典型花岗绿岩区．

吉南地体的构造演化和岩石建造发育与太华复合地体极为一致，最下部为深变质并强

混合岩化的龙岗群绿岩带，中部为混合岩化稍弱的中深变质的夹皮沟群绿岩带，上部为与元古代早期的集安群孔达岩系。龙岗群原岩为超基性一基性火山岩，夹碎屑岩和硅铁建造(吉林省地矿局，1989)；火山岩不显双模式特征；明显被后期混合岩和花岗岩破坏，线状形态明显。夹皮沟群不整合于龙岗群之上，原岩为基性一中基性一酸性火山岩夹沉积岩，双模式特征不明显，也被后期花岗岩类侵入，未见其不整合在花岗岩类之上的现象。该区花岗岩类以混合岩、混合花岗岩为主，钾质花岗岩较多，很少有 TTG 岩石。龙岗群获得 2972Ma 的全岩 Rb-Sr 等时年龄，并为 2431Ma、2417Ma 的伟晶岩侵入。夹皮沟群获得了较多的 2500Ma 左右的锆石 U-Pb 年龄。龙岗群和夹皮沟群都经历了 2300Ma 左右的一次混合岩化作用（吉林省地质矿产局，1989），该区花岗岩的年龄都小于 2300Ma。指示吉南地体的构造发展是：3000～2550Ma 的龙岗群绿岩 →2550～2300Ma 的夹皮沟群绿岩 →花岗岩类。显然符合 O 型花岗绿岩地体的概念。

清源地体虽与吉南地体仅一断裂之隔，但其构造特征明显不同，它具有大量环形的 TTG 岩石，被张秋生等（1988）称为卵形构造区。这里的 TTG 多在 28～25 亿年形成(翟明国，1986)，并成为后期绿岩发育的基底。后期绿岩大荒沟组不整合在 TTG 岩套和早期的绿岩之上。早期绿岩以含红透山块状硫化物矿床为特征，总体呈花岗质岩石中的包体轮廓，它被花岗质岩侵入的关系清楚。至今未有红透山绿岩不整合在花岗质岩石之上的报道。需要说明，能否从红透山绿岩中解体出部分相当于大荒沟绿岩的问题值得进一步研究。红透山绿岩变质为高角闪岩相，大荒沟绿岩变质为绿片岩相，后者形成在 2550Ma 后。总之，清原地体的构造型式是绿岩 →花岗岩类 →绿岩。属 C 型地体。

7、华北克拉通北部的冀东地区是我国重要的金矿集中区之一，以金厂峪金矿著名。但金矿集中在八道河群王厂组（孙大中等，1984），相当于王安建（1988）所称的构造置换一复合岩系区和 TTG 杂岩区；而在迁西群（孙大中等，1984）的分布区，或者"高级变质区"（王安建，1988），金矿却很少。据金持跃（1990）研究，在八道河群与迁西群之间，或在高级变质区与构造置换一复合岩系区及 TTG 杂岩区之间，可能存在着遵化一青龙古断裂，该断裂两侧是两个不同的太古宙地体，断裂带实为两地体碰撞拼贴的混杂岩带。断裂以北的地体以发育八道河群为特征，八道河群是角闪岩相一麻粒岩相变质的混合岩化强烈的绿岩建造，呈东西向分布，东西向线型构造形态明显，原岩是一套以基性火山岩为主体的表壳岩系，火山岩中有较多的科马提岩（张贻侠等，1980），八道河群之下并无更老的硅铝质岩石基底，具有 O 型花岗岩地体的特征，本书暂称为八道河地体。在遵化一青龙断裂以南，八道河群的岩石组合等特征与断裂以北明显不同，含较多的沉积物和长英质火山岩（详见孙大中文），分布较局限，主要在迁安、卢龙一带，变质为角闪岩相，混合岩化一般，变质程度和混合岩化程度明显弱于下伏的迁西群和断裂以北的八道河群，建议另称为卢龙群。迁西群杂岩的变质程度和混合岩化程度十分强烈，成层性已不明显，相当多的岩石是 TTG 岩套或紫苏花岗岩，其时代在 30～28 亿年之间，它们构成卢龙群的硅铝质基底。在迁西群杂岩中，有较多的表壳岩包体，其成分多相当于橄榄质或玄武质科马提岩，同位素年龄大于 30 亿年，达 36 亿年，以曹庄角闪岩包体为代表，它们显然属第一次绿岩，可称曹庄绿岩。因此，遵化一青龙断裂以南的花岗绿岩地体的演化是：曹庄绿岩 →迁西群杂岩 →卢龙群绿岩，属 C 型花岗绿岩地体，暂称迁安地体。

8、华北克拉通西北部的内蒙集宁地区和山西五台山区也具有前面讨论的情况。

集宁地区以发育中深变质的集宁群为特征，集宁群包括相当于水滴沟群的黄土窑组孔达岩系和相当于太华复合地体太古宙绿岩带的葛胡窑组，即葛胡窑组的分布区属O型花岗绿岩地体。目前的资料已表明它是重要的金矿集中区。

五台山区也是较为公认的花岗绿岩区，较早的绿岩带龙泉关群明显被后期五台群绿岩不整合覆盖，证明两期绿岩的存在。该区发育的大量TTG岩类呈岩基的规模，获得了大量2500Ma以前的年龄数据（石佛岩体：2507Ma；车厂—北台岩体：2521Ma；峨口岩体：2510Ma）。五台群仅获得2508Ma和2557Ma两件大于2500Ma的年龄（锆石U-Pb年龄）。侵入龙泉关群被五台群不整合沉积的兰芝山岩体获得了2520Ma、2560Ma的年龄（白瑾等，1986）。因此，我们认为龙泉关群形成在2550Ma之前；五台群主体形成在2550Ma后；2550Ma左右该区有强烈的TTG事件，该期TTG可能被更晚期的岩体复合而表现为局部侵入五台群的特征；故应有五台群不整合在2550Ma左右TTG之上的现象。此外，我们赞同李继亮等（1990）关于五台群形成在陆块基底上的认识。总之，我们认为五台区的构造演化是绿岩→花岗岩类→绿岩，应为C型花岗绿岩地体。五台山区与其它C型地体一样，金矿较少。

9、辽西地区、佳木斯地块和中条地块的构造型式和金矿化。佳木斯地块以麻山群的发育为特征，麻山群下部为绿岩带，上部为孔达岩系，该区没有发现老于绿岩带的基底，绿岩带以超基性岩和基性岩为主，钙碱性岩为次，不显双模式组合特征，绿岩变质达高角闪岩相，线性特征清楚，被花岗岩类侵入，属O型花岗绿岩地体，是我国北方最重要的金矿集中区之一。

辽西地区建平群下部为O型花岗绿岩地体，上部为孔达岩系，亦为近年查明的金矿集中区。

孙大中（1989)研究的结果表明，中条地块应属C型花岗绿岩地体，以花岗质岩石为主的涞水杂岩作为绛县群火山—沉积岩系的基底，绛县群为典型的裂谷式双模式火山岩建造，变质浅，面型分布。涞水杂岩中的中深变质的表壳岩包体应代表更老一期的绿岩带。所以，中条地块也具备绿岩→花岗岩→绿岩的样式。中条地块的金矿远不及邻近的华熊地块多，目前仅发现少数矿化点。

综合上述实例，太古宙岩区可以区分出O型和C型两类花岗绿岩地体，O型地体都是富金地体，C型地体则相对贫金。

四、两类花岗绿岩地体对金矿化控制的机理

前面的实例使我们清楚地看出花岗绿岩地体（以下简称GGT，即代表Granite-greenstone Terrain）的类型不同所造成金矿化的明显差别。下面则讨论引起差别的机理。

我们知道，金是亲硫性元素，它在富亲硫元素的镁铁质—超镁铁质岩石中丰度较高，在富亲氧元素的花岗岩类中丰度较低。所以，绿岩中金等元素的活化转移对金矿形成具有重要意义，它决定着GGT是否富有金矿。

O型GGT的绿岩因缺少硅铝质基底的保护而受到较深的变质和多期的强烈混合岩化—花岗岩化和交代蚀变作用。在此过程中，绿岩内的Au、S等成矿元素一方面因受热而活化转移，另一方面，因长石、石英等清洁矿物交代角闪石等镁铁质矿物而被"清洗"出来。所以，O型GGT有利于金矿化，常富有金矿，如胶东地块、华熊地块、伊尔岗地块

等。

C 型 GGT 的花岗岩类虽侵入到第一次绿岩，但对绿岩中的金等元素却没有清洁作用，它们只能为金的活化提供热能而已，故其不能使第一期绿岩中的金转移出来。而且，花岗岩类作为硅铝质基底保护了第二期绿岩，使第二期绿岩不能受到较强的混合岩化—花岗岩化。导致第二期绿岩中的金等成矿元素也未能活化转移出来。所以，C 型花岗绿岩地体不利于金矿化，较贫金矿，不应作为找金矿的靶区和远景区。

五、两类花岗绿岩地体控矿理论在豫西地区的应用

如果我们把 O 型和 C 型花岗绿岩地体的概念扩大到后太古宙岩区，则由洋壳或边缘海发展起来的蛇绿岩分布区应为 O 型地体，由岛弧或大陆裂谷演变的地区为 C 型地体。据此我们审查豫西地区，则宽坪群分布区、二郎坪群分布区、信阳群分布区和陡岭地体（胡受奚教授等称洋壳亲缘地体）应属 O 型地体，而这些地区恰恰在近年内发现了大量金矿，如银洞坡金矿、许瑶沟金矿等发现于二郎坪群分布区，蒲塘、毛堂等金矿发现于陡岭地体，北杨庄金矿、老湾金矿发现于信阳群内，卢氏地区的宽坪群发现大量金矿点或小型金矿（强立志，1989 个人讨论）。秦岭群作为岛弧区杂岩系，属 C 型地体，恰没有金矿发现。崤山地体与中条地块的构造发展一致，也属 C 型地体，而其金矿远不及东邻熊耳山区和西邻小秦岭地区。总之，两类地体控矿理论可十分理想地适用于豫西各地。

第三节　孔达岩系与金矿集中区的分布关系及其对金矿化的贡献

一、问题提出

由于世界著名的金产地多与绿岩带有关，我国学者自然对绿岩带与金矿的关系给予高度重视，倾向性地认为绿岩带是金的矿源层，后期的构造–变质–岩浆–热液作用使绿岩带中的金等成矿元素活化–迁移–富集成矿。这种认识有效地指导了一些地区的金矿地质工作。但是，嵩箕地块、鲁西地块、清原地体、五台山区等都是典型的花岗绿岩区，它们恰没有或较少有金矿；华熊地块、胶东地块、吉南地体、佳木斯地块、辽西地区、内蒙中部等都不是一般认为的花岗绿岩区，它们又恰是金矿集中区。单用绿岩带作为矿源层来解释矿床分布似乎有可能片面。因此，我们试图从另外的角度分析，以避免片面性。

矿化区与非矿化区的矿化差别是由地质作用的差别决定的。研究对比矿化区与非矿化区的差别是正确认识成矿机制的重要途径。遗憾的是，我国北方金矿集中区与贫金区的一个重要差别长期被忽视，即金矿集中区都特征性地发育了一套孔达岩系。孔达岩系对金矿化有何影响长期无人涉及。迄今尚无专文讨论孔达岩系是不是矿源层？是不是赋矿围岩？在孔达岩系分布区如何找金矿？找什么类型的金矿？最近的工作显示出：① 孔达岩系的金丰度高于同区其它类型的非矿化岩石，局部甚至富集成矿，如产于孔达岩系的 BIF 层控型东风山式金矿、炭质层控型南墅式金矿（金伴生于石墨矿）。② 很多金矿的直接围岩是孔达岩系，如四道沟金矿、猫岭金矿等。③ 中国北方重要金矿集中区均为孔达岩系的发育区。所以，我们认为孔达岩系与金矿有密切的关系，讨论孔达岩系对金矿化的贡献，建立与孔达岩系有关的成矿模式是非常必要的。

二、孔达岩系及其有关矿产

孔达岩（Khondalite）为 T.L.Walker（1902）命名，命名地是印度的 Khonds 地区，故也有孔兹岩的汉译名。它主要指一套富铝的变质沉积岩，岩石主要为石榴石-石英-硅线石组合，学者们通常将包括孔达岩在内的一套相同背景下形成的中深变质的副变质岩建造统称为孔达岩系（Khondalite Series），包括含石榴石石英岩、石墨片岩、大理岩和有时少量 BIF（条带状铁建造）等。其原岩沉积于稳定构造背景下的生物活动强烈的浅海--滨海区，约相当于碳硅泥岩建造。

孔达岩系赋存有大量的硅线石、石墨、蓝晶石、大理石、菱镁矿、滑石、硼、石棉、BIF 铁矿等多种沉积变质矿产和金、铅、锌、铀等多种内生矿床(陈衍景等，1989f，1990e，季海章等，1990a、b)。有关孔达岩系与金矿床的关系，长期未被注意，直到 80 年代末，陈衍景等(1989f)率先开始了研究。

三、中国北方孔达岩系与金矿集中区的分布关系

1、太华复合地体。前已述及，太华复合地体是豫西的最重要金矿床集中区，小秦岭金矿田、熊耳山金矿田等已是全国著名的黄金产地。太华复合地体较好地发育了一套十分典型的孔达岩系——水滴沟群。研究表明孔达岩系的金丰度明显高于太华复合地体的其它岩石建造（详见第二章）。

2、胶东地体。胶东（也有称胶北）地体是我国最大的金矿集中区和金产地。该区早前寒武纪表壳岩系被解体为太古宙胶东群和早元古宙荆山群（笔者认为粉子山群小庄组也应划归荆山群）。胶东群是绿岩带，荆山群则是典型的孔达岩系（季海章，1990a、b，1992；吴昌华，1988；山东省地矿局，1987；曹国权等，1988；陈衍景，1990c、e、g，1991b）。孔达岩系主要分布在掖县、平度、莱西、莱阳、栖霞、招远等地。这些地区也恰有大量金矿分布，其中的南墅金矿产在石墨层中，滦家沟金矿产在 BIF 层中，而夏甸金矿体中则有石墨大理岩的构造透镜体（据季海章，1990，个人讨论）。

3、吉南地体。吉南地体是著名的金矿集中区，其早前寒武岩石建造与太华复合地体十分相似，最下部是龙岗群绿岩，中部是夹皮沟群绿岩，上部是集安群孔达岩系（王书丹等，1988；姚凤良等，1986；王有爵等，1988；綦赞胜，1988；吕志新等，1985；张雅安，1988；陈衍景，1990e、g）。西岔金矿、石家卜子金矿等的赋矿围岩即是集安群，在夹皮沟金矿区也常见 BIF、大理岩、石墨片麻岩等，可能属于集安群的岩块。

4、辽南地区。营口—沈阳断裂以东、鞍山—田师傅断裂以南的区域内，广泛发育了辽河群（局部被称为宽甸群）。辽河群变质不均一，从绿片岩相变化到高角闪岩相，变质在角闪岩相以上的岩石与典型的孔达岩系无异（姜春潮，1982；张秋生，1988；姚凤良等，1986）。区内中生代断裂构造和中生代花岗岩类均较发育，金矿化点和金矿床较多，以猫岭、白云、五龙、四道沟金矿为代表。此外，该区还有 B、U、Pb 等矿床。

5、辽西地区。辽西建平群是我国重要的金矿赋矿建造，并有杨家仗子等浆控钼等矿床。建平群自下而上分为小塔子沟组、大营子组和瓦子峪组（王汉霞等，1985，1988；傅成义，1987）。小塔子沟组为绿岩，后两组则属孔达岩系（陈衍景，1990e、g）。该区有大量中生代花岗岩类发育，断裂构造较多，并有大型韧性剪切带存在，具备良好的金矿化条件。

6、内蒙中部。该区是我国的著名金矿区，早前寒武纪集宁群下部葛胡窑组属洋壳背

景的绿岩建造，上部黄土窑组则是典型的孔达岩系（崔文元，1982；王时其，1986，1988；吴昌华，1989；陈衍景，1990e、g）。孔达岩系呈大面积出露。

7、冀东地区。冀东地区的孔达岩系发育程度较差，建造的连续性和出露面积均不及上述地区。但细致的岩石学和地球化学研究（孙大中，1984）已揭示出某些岩石具有孔达岩系的特征。

8、佳木斯地块。佳木斯地块的麻山群是国内外典型的孔达岩系分布区之一（李春文等，1985；刘静兰，1987，1988a、b），产有著名的鸡西、柳毛等大型石墨矿，也产有东风山等金矿床。

四、孔达岩系与金矿化的关系——成矿模式

基于对豫西、胶东、吉南、辽东、辽西、内蒙等地的研究，我们认为孔达岩系在其形成演变过程中对金矿化的贡献是：

1、原岩沉积时，大量有机质的吸集作用和海底火山喷气作用使金初始富集在孔达岩系的原岩内。河南鲁山水滴沟孔达岩系中 BIF 金丰度（4.5ppb）和含石墨岩石金丰度（2.2ppb）明显高于该区其它岩石的金丰度（0.7ppb）即是例证。

2、变质作用过程中，温压的增高使深部岩石（包括孔达岩系）的金等成矿元素不稳定，随变质热液向上迁移，富集在上部 BIF、炭质层或破碎带等有利部位。东风山式金矿就是由此作用形成的 BIF 层控金矿，南墅式金矿则是由此形成的炭质层控金矿。

3、混合岩化—花岗岩化过程中，深部岩石（尤其是活性组分较多的孔达岩系）受到硅、钾、钠等交代，并发生去气去液或分熔、重熔时，金等成矿元素被析出。析出的成矿元素一方面随热液上移至 BIF、炭质层、破碎带等有利位置沉淀成矿，另一方面随上侵的熔体或岩汁迁移至上部并富集在浅侵位的花岗岩、混合岩内或接触带。小秦岭、胶东等地与矿化相关的花岗岩的金丰度高于与矿化无关的同类岩石或其它岩石即属此因，而祁雨沟式金矿则是由这种作用形成的隐爆角砾岩型金矿。

4、构造作用一方面使孔达岩系等发生强烈褶皱和破碎，另一方面使它们发生层滑、推覆和 A 型俯冲。造成深部的孔达岩系等岩石中的金等成矿元素因受高温压作用而活化，势必向低温压的浅部或破裂处迁移，并在浅部的 BIF、炭质层、层间滑动带或其它破碎带（含高角度韧性剪切带）等有利部位富集成矿，焦家式、玲珑式、上宫式、半宽式、南墅式、东风山式、猫岭式等金矿的形成均与此作用有关。

5、岩浆侵入时，一方面为孔达岩系的金等成矿元素提供活化转移的热能和热液，从而促进东风山式、猫岭式、焦家式等多种类型金矿床的形成；另一方面，岩浆易与孔达岩系的大理岩等进行双交代作用，使金等成矿元素富集在接触带的矽卡岩中而形成矽卡岩型金矿（银家沟式）。

6、热液作用，无论热液来自何处，热液使金等成矿元素迁移至有利部位成矿的现象已为公认。值得说明的是，天水下渗淋滤成矿元素和深部上升热水携带成矿元素的双循环体制对在含碳酸盐较多的孔达岩系分布区形成卡林式金矿极为有利。

综上所述，孔达岩系在多种地质作用中都有利于金矿化，既可作为矿源，又可作为赋矿围岩，孔达岩系发育区可找石英脉型、破碎带蚀变岩型（焦家式、上宫式）、微细浸染型（猫岭式、祁子堂式）、BIF 层控型（东风山式）、炭质层控型（南墅式、银洞坡式）、矽卡岩型（银家沟式）、斑岩型（蒲塘式）、角砾岩型（祁雨沟式）、砾岩层控型（半宽

式）等多种类型的金矿床．应当指出，前述的六种金矿化作用，除原岩沉积作用外，其余五种矿化作用可同时发生（亦可发生其中的某一种或几种），并可导致重要的集中区或大型、超大型矿床的形成．从第四章和本章第一节的讨论可知，碰撞造山作用（或陆内俯冲）过程中，该5种矿化作用是可以同时发生的，其矿化模式和各类型矿床的产出示意于图5-11．

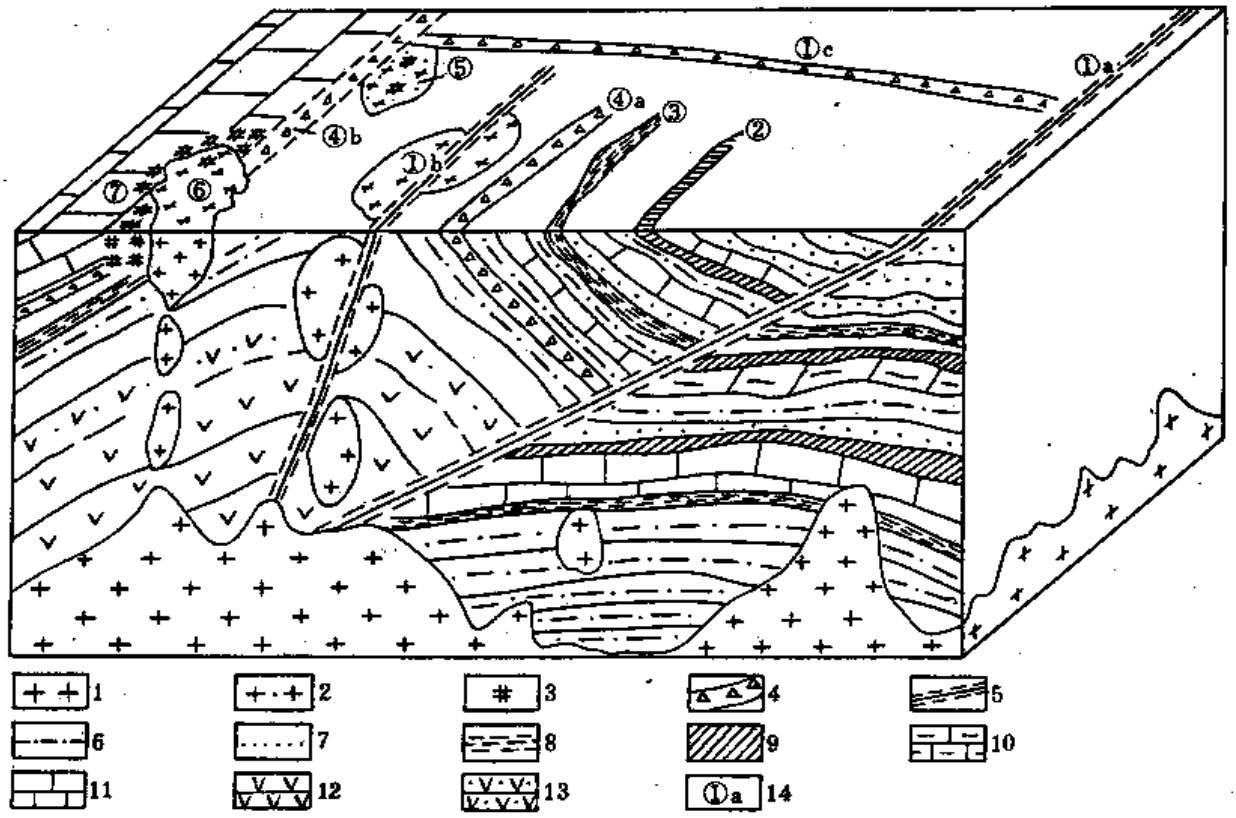


图5-11　与孔达岩系有关的金矿化类型和模式

1—花岗岩类；2—斑岩、爆破角砾岩；3—矿化；4—断层角砾岩带；5—韧性剪切带；6—（富铝）泥质岩；7—碎屑岩；8—条带状铁建造；9—炭质层；10—泥质碳酸盐层；11—碳酸盐；12—火山熔岩；13—火山碎屑岩；14—矿化类型及空间：①断控金矿，②炭质层控型，③BIF层控型，④微细浸染型，⑤爆破角砾岩型，⑥斑岩型，⑦砂卡岩型．

五、与孔达岩系有关的金矿化模式在豫西的应用

从建立的矿化模式可知，孔达岩系与碳硅泥岩建造的矿化机理应是一致的，据此，我们来审查豫西地区金矿集中区的分布．华熊地块水滴沟群和秦岭群雁岭沟组是孔达岩系，栾川群为浅变质碳硅泥岩建造，二郎坪群内的复理石建造和桐柏山区歪头山组、信阳群龟山组、苏家河群浒湾组应是近似的岩石，陡岭群大沟组亦是浅变质的碳硅泥岩建造．目前的资料表明上述岩石建造发育区都有金矿发现，尤以水滴沟群、大沟组、歪头山组、龟山组发育区的金矿床突出．没有该套岩石发育的嵩箕地块、崤山地体和宽坪群内则金矿相对较少．

第四节　碰撞造山、O 型地体、孔达岩系的三位一体

——重要金矿集中区的基本地质特征或预测标志

前三节的讨论表明，碰撞造山带、O 型地体、孔达岩系分布区都有利于金矿化，常与金矿集中区统一。不难理解，当上述三者复合在一起时，金矿化的条件更为优越，应是重要集中区的预测标志；三者均不具备的地区，应是贫金区；具备三者之一或之二者介于上述两个极端之间，且具备三者之一的金矿化应不如三者之二的地区。据此，我们来审查华北克拉通等地的金矿化情况，以验证认识的合理性，并且将此规律偿试性地应用于豫西地区，解释和预测重要金矿集中区的分布。

一、中国北方若干地区的地质特征和金矿化程度

1、碰撞造山、O 型地体、孔达岩系三位一体区的金矿化。胶东地体、太华复合地体、吉南地体、辽西地区、内蒙中部（集宁群发育区）、佳木斯地块等应是典型的三位一体区，它们都是我国重要的金矿集中区（表 5-1）。由于冀东地区可能有部分孔达岩系发育，故八道河地体也应属三位一体区，它也是重要金矿集中区。应当指出，胶东地体、太华复合地体和吉南地体是我国最重要的三大产金基地。

表 5-1　中国北方早前寒武岩区的 O 型地体、孔达岩系、碰撞造山作用的发育程度及其与金矿化强度的关系

地　区	O／C 型地体	孔达岩系	碰撞造山作用	金矿化强度	矿化区级别
胶东地体	O	荆山群	强	强，第一集中区	一级集中区
太华复合地体	O	水滴沟群	强	强，第二集中区	一级集中区
吉南地体	O	集安群	强	强，第三集中区	一级集中区
辽西地区	O	大营子组	强	强	一级集中区
内蒙中部	O	黄土窑组	强	强	一级集中区
八道河地体	O	?	强	强	一级集中区
佳木斯地块	O	麻山群主体	强	强	一级集中区
辽南地区	?	辽河群	强	较强	二级集中区
迁安地体	C	?	强	中等	三级集中区
辽北地区	C	无	强	中等	三级集中区
太行山区	?	阜平群	极弱	中等	三级集中区
崤山地体	C	无	强	中等	三级集中区
中条地块	C	无	弱	弱	贫金区
嵩箕地块	C	无	极弱	极弱	贫金区
鲁西地块	C	无	极弱	极弱	贫金区
五台山区	C	无	极弱	极弱	贫金区

2、碰撞造山、O 型地体、孔达岩系三者之二的金矿化。已知辽南地区是碰撞造山作用较强的地区，且有孔达岩系广泛发育，其金矿化虽不及前述三位一体者，但也较强烈。迁安地体虽受中生代碰撞造山作用影响，但并不强烈；虽有孔达岩系存在，但发育较差；

虽具备三者之二，但都不明显，故其虽有金矿化，但不如辽南地区强烈，金矿床也不及辽南重要。

3、碰撞造山、O型地体、孔达岩系三者之一者．辽北（清原地体）受碰撞造山作用影响较强，但无孔达岩系，花岗绿岩地体亦不属O型，故其金矿化不及南部的辽南地区，更不及东邻吉南地体、西邻辽西地区和北邻佳木斯地块．太行山区阜平群具孔达岩系特征，但基本未受碰撞造山作用的影响，O型地体存在与否尚不清楚，故虽有金矿化，但并不强烈，与辽北类似．崤山地体的情况与辽北相似，其金矿化也相似，不及东邻熊耳山区和西邻小秦岭地区．

4、碰撞造山、O型地体、孔达岩系三者皆无者．嵩箕地块、鲁西地块、五台山区、中条地块既不属O型地体，也无孔达岩系发育，基本未受碰撞造山作用的影响，它们的金矿化非常微弱，目前尚无重要金矿发现，应属贫金区．

二、豫西不同构造单元的地质特征与金矿化强度的解释和预测

按上述碰撞造山、O型地体、孔达岩系的三位一体是重要金矿集中区的判别标志和扩大了的O型地体、孔达岩系（不同程度变质的碳硅泥建造）的概念，我们分析豫西不同构造单元的地质特征及其与金矿化的关系（表5-2）．

表5-2 豫西各构造单元O型地体、孔达岩系、碰撞造山作用的发育程度与金矿化的关系

构造单元*	O/C型地体**	孔达岩系**	碰撞造山作用	金矿化强度	矿化区或矿床实例
太华复合地体	O	水滴沟群	强	强	小秦岭、熊耳山
信阳群岩区	O	龟山组	强	强	老湾、余冲、石板沟
二郎坪群岩区	O	歪头山组	强	强	银洞坡、许瑶沟
陡岭地体	O	大沟组	强	强	蒲塘
苏家河群岩区	?	浒湾组	强	较强	
宽坪群岩区	O	无	强	较强	大河面等
秦岭群岩区	C	雁岭沟副变质岩	强	较强	祈子堂(?)
崤山地体	C	无(?)	强	中等	申家窑、半宽
嵩箕地块	C	无	弱	弱	任岭(黄金沟)矿化点

*含桐柏山区的相应构造单元．**广义的概念．

1、三位一体者．太华复合地体、二郎坪群（含刘山岩蛇绿岩和歪头山组）分布区、陡岭地体和信阳群—刘岭群分布区等具备碰撞造山、O型地体、孔达岩系的三位一体，它们恰是豫西最重要的金矿集中区．而且，同属太华复合地体的小秦岭和舞阳地体，同属O型地体，并发育孔达岩系，由于小秦岭经历的碰撞造山作用强于舞阳，故其金矿化也远强于舞阳．

2、三者之二者．秦岭群（碰撞+孔达岩系）、宽坪群（碰撞+O型地体）、苏家河群（碰撞+孔达岩系，地体性质不清楚）的分布区，具备三者之二，虽均有金矿化发现，但

至今均无重要金矿发现，即金矿化弱于三位一体者。

3、三者之一者。唯一代表是崤山地体，其金矿化虽不十分强烈，但已发现半窝、申家窑等金矿床。矿化程度并不比上述的三者之二者差。其原因可能是部分属太华复合地体的结晶基底参与了金矿化，即可能有部分太华复合地体的岩石俯冲在崤山地体之下。应该说明，此推论与崤山地体和太华复合地体的空间位置、地质演化史及二者的相互关系是相一致的，因为我们难以想象两地体拼贴时没有彼此的构造叠置，也难以想象中生代沿马超营断裂的陆内俯冲不会将太华复合地体的岩石俯冲下去（事实上已有充分的证据证明确实已经俯冲下去了）。

4、三者皆无者。唯一代表是嵩箕地块，其面积虽然大，但金矿化点很少，尚无有重要意义的金矿发现，属典型的贫金区。

第五节　总结与讨论

1、晚古生代时，现今中国陆区的绝大部分属于古特提斯大洋、大洋中的地体或大洋两岸海水淹没的陆壳区。中生代时，古特提斯洋中的地体或从岗瓦纳大陆分离出来的陆块不断向欧亚大陆（或劳亚大陆）拼贴碰撞，造就了现今中国陆区的主体，在中国陆区发生了强烈的碰撞造山作用，决定了现今的中国大地构造格局，即印支运动起到了"定格作用"。

2、认识中国大地构造格局及发展演化的关键是认识中生代碰撞造山时的格局，其次是认识碰撞后的演化和碰撞前各陆块、地体的发展。

3、豫西产于不同时代岩石建造的山金矿床全在中生代形成，中国北方早前寒武岩区的金矿也在中生代就位，它们例证我国绝大多数内生金矿和其它热液矿床都是在中生代形成的。而且，使我国绿岩带区的金矿床在成矿时代上明显不同于国外绿岩带区的金矿，后者几乎都在太古宙就位，充分显示了我国绿岩带区金矿化与国外相比所具有的特殊性或特色，同时显示了其与我国其它构造单元金矿化的一致性，即中生代成矿。

4、中国绝大多数金矿和其他热液矿床都集中在中生代碰撞造山带内部或边缘，即使产于华北克拉通区域的金矿床，也不例外。而且，对豫西地区的分析表明，碰撞造山作用越强，金矿化程度越强。

5、豫西和中国绝大多数地区金等矿床的时空分布与碰撞造山作用的耦合、我国绿岩带区金矿化与国外绿岩带区金矿化的差异和与我国其它构造单元金矿化的一致性等，有力地证明中国大部分金矿的形成与碰撞造山作用有关，即属碰撞造山作用的产物。我国豫西等地有效的找矿和地质研究必须以碰撞造山成岩成矿模式为指导。

6、中国陆区的构造格局和与国外相比所具有的特色——碰撞造山作用强而广泛，决定碰撞造山成矿模式是中国陆区找金等矿床的最重要的成矿模式。进一步加强该模式的研究，对进一步的找矿工作无疑十分重要而影响深远，且是我国在板块构造与矿床学交叉应用研究中，取得国际领先地位的关键领域。

7、世界各地的花岗绿岩地体大致可划分为两类，一类主要从原始大洋背景上发育，称之 O 型或洋型，其绿岩岩石建造与洋壳相近，无硅铝质基底，伴生的花岗岩类晚于绿岩形成，线型构造清楚。另一类主要从原始陆壳背景上发育，称之 C 型或陆型，其绿岩

岩石建造具有岛弧火山—沉积建造或大陆裂谷火山—沉积建造的性质，有硅铝质基底，有较多老于绿岩的花岗岩类伴生，常呈面型环形构造形态。

8、O 型和 C 型花岗绿岩地体常相伴出现，有成对分布的趋势。

9、理论分析表明 O 型地体有利于金矿化，C 型地体不利于金矿化。国内外资料表明，O 型地体都是重要的金矿集中区、C 型地体相对为贫金区。

10、O 型和 C 型花岗绿岩地体的划分和控矿规律与豫西地区的地质事实和金矿分布规律十分吻合，可用于指导进一步的找矿和研究。

11、中国北方重要金矿集中区与贫金区的一个重要差别长期被忽视，即集中区都较好地发育了孔达岩系，贫金区则缺乏该套岩石建造。

12、孔达岩系的原岩与碳硅泥岩建造相当，原岩沉积时强烈的生物作用富集了金，使孔达岩系的金丰度普遍较高，为金矿化提供了良好的物质基础。讨论表明，孔达岩系中大量不稳定组分或活动组分的存在，以及炭质、BIF 等有利于热液中 Au^{+}或 Au^{3+}还原沉淀层位的存在，决定孔达岩系在后期的构造作用、变质作用、混合岩化—花岗岩化作用、岩浆作用、热液作用中，既可成为有利的赋矿建造，也可成为有利的矿源建造，而中生代的碰撞造山作用（陆内俯冲）可使上述五种矿化作用同时强烈地进行，使孔达岩系区可以同时发生浆控系列、层控系列、断控系列的不同类型的金矿化。

13、豫西不同构造单元不同时代的孔达岩系或相似岩石建造的发育区与金矿集中区的分布十分吻合，表明进一步的找矿和靶区选择应以孔达岩系对金矿化的控制机理为指导。

14、碰撞造山、O 型地体、孔达岩系的三位一体是重要金矿集中区的基本地质特征和判别标志，三者都不具备者都是贫金区；具备三者之一或之二的地区金矿化介于上述两者之间，且具备两个条件的地区的金矿化强于只具有一个条件的地区。此规律用于解释中国北方早前寒武岩区和豫西不同构造单元的地质特征与金矿化程度的关系，无一例外，十分吻合，有力地证明了认识的科学性和集中区分布规律的客观存在。

参 考 文 献

(先中文后英文，依姓名字母顺序排列)

1 R.P.阿升利，1988，与中、高级变质岩有关的金．国外地质科技，No.2，82~83

2 A.潘捷列耶夫（Banteleyev），1987，加拿大科迪勒拉的浅成热液金银矿床模式．国外地质科技，No.3，25~38

3 白瑾等，1986，五台山早前寒武纪地质．天津科学技术出版社．

4 M.博纳梅宗（Bonnemaison），1987，"含金石英脉型"是含金剪切带的一种特殊情况．国外地质科技，No.6，24~33

5 M.博伊尔，1984，金的地球化学和金矿床．地质出版社，125~139页

6 蔡乃仲，1988，小秦岭矿田构造演变与金矿化过程．地质力学文集，第七集，63~71

7 E.M.卡梅伦（Cameron）等，1987，加拿大安大略省赫姆洛金矿床的地球化学和同位素研究．国外地质科技，No.1，25~36

8 曹国权等，1985，鲁西山区前青白口纪地壳演化与成矿作用．长春国际早前寒武纪成矿作用讨论会论文摘要．

9 曹国权等，1988，山东东部元古宙镁铁质超镁铁质岩石地球化学及其地壳构造意义．天津国际元古活动带地球化学和成矿作用讨论会论文摘要，第4页．

10 晁援，1988，小秦岭金矿脉与含脉断裂产状变化及力学性质演化的关系．金矿地质论文选集(1)，地质出版社，114~122．

11 晁援、卫旭表，1989，陕西小秦岭金矿控矿条件及脉体评价标志．中国金矿主要类型区域成矿条件文集（3）——豫陕小秦岭地区，地质出版社，87~145．

12 陈柏林，1989，铜陵地区铁帽型金矿床．国际金矿地质与勘探学术会议论文集，东北工学院出版社，199~202．

13 陈殿凯，周旦生，1984．围山城层控金银矿特征和成矿作用，矿床地质，No.1，37~45．

14 陈光汉，张庆国，1989，舞阳凹陷叶县盐田地质特征．河南地质，No.2，1~7．

15 陈衍景，1984，福建大田大合变质岩成因研究．南京大学学士论文．

16 陈衍景，1986，板块敛合远距离效应的类型及实例．南京大学地球科学系五二0研究生论文集，12~15．

17 陈衍景等，1987，华北克拉通南缘早前寒武纪地质．南京大学硕士论文．

18 陈衍景等，1988，华北地台南缘不同类型绿岩带的主元素特征及意义．南京大学学报地学版，No1，70~83

19 陈衍景，1989a，23亿年前地质环境发生突变．天地生综合研究进展，中国科学技术出版社，78~82

20 陈衍景等，1989b，石碑河运动与"登封群"解体．地层学杂志，Vol.13，No.2，81~87

21 陈衍景等，1989c，绿岩带金矿受控于花岗绿岩地体的构造形式．沈阳国际金矿地质与勘探学术会议论文集，东北工学院出版社，35~37

22 陈衍景等，1989d，河南舞阳变质地体的稀土地球化学特征及意义．地学探索，No.2，55—59

23 陈衍景等，1989e，河南崤山变质地体变质沉积物的稀土元素特征及意义．江苏地质，No.3，16—18

24 陈衍景等，1989f，华熊地块孔达岩系与金矿床的关系．矿物岩石地球化学通讯，No.3，213

25 陈衍景、富士谷，1990a，早前寒武纪沉积物稀土型式的变化—华北克拉通南缘的证据．科学通报，Vol.35，No.18，1406—1408．

26 陈衍景等，1990b，三门峡—宝丰断裂存在的证据及若干问题讨论．南京大学学报地学版No.3，75—84

27 陈衍景等，1990c，23亿年地质环境突变的证据及若干问题讨论．地层学杂志，Vol.14，No.3，178—186

28 陈衍景等，1990d，"登封群"内部的底砾岩和登封花岗绿岩地体的构造演化．地质找矿论丛，Vol.5，No.3，9—21

29 陈衍景等，1990e，中国北方孔达岩系与金矿集中区的分布关系及新金矿集中区预测．黄金地质科技，No.1，17—22

30 陈衍景等，1990f，河南省金矿成矿构造模式．河南地质情报，No.2，9—14

31 陈衍景，1990g，豫西主要类型金矿床的地质特征、成矿规律和找矿方向．南京大学博士论文．

32 陈衍景、张程宁，1991a，西准噶尔地区金矿成矿模式．长春地质学院报，Vol.21，No.1，61—66,82

33 陈衍景等，1991b，23亿年灾变事件的揭示对传统地质理论的挑战—关于某些重大地质问题的新认识．地球科学进展，Vol.6，No.2，63—68

34 陈衍景等，1991c，华北克拉通南缘的地块差异性及成矿意义．大地构造与成矿学，Vol.15，No.3，265—271

35 陈衍景等，1991d，论豫西金矿成矿模式和找矿方向．地质科技情报（武地）．Vol.10，No.4，63—67

36 陈衍景等，1991e，板块构造理论是现代地质学的最基本理论．第四届全国矿物岩石地球化学年会摘要，地震出版社，64—65

37 陈衍景等，1991f，大陆内部远离B型俯冲带的斑岩矿床的成矿模式．同上，253—255

38 陈衍景等，1992a，河南鲁山石墨矿赋矿建造的性质和矿床成因—碳同位素研究的意义．第五届有机地球化学学术会议论文摘要．

39 陈衍景等，1992b，两种不同类型花岗绿岩地体的金矿化差异．华东地质学院学报，Vol.15，No.1，23—30

40 陈衍景等，1992c，论祁雨沟式金矿．矿产与地质，Vol.6，No.2，103—110

41 陈衍景等，1992d，申家窑金矿地质地球化学特征和成矿模式．地质与勘探，Vol.28，No.4，47—52

42 陈衍景等，1992e，关于板块构造与火山岩建造关系的新认识．地质地球化学，No.2，21—25

43 陈衍景等，1992f，金矿成因类型和系列的划分．地球科学进展，Vol.7，No.3，73—79

44 陈衍景等，1992g，豫西金矿成矿时代、金属矿产与勘探，Vol.1，No.3，140—144

45 陈衍景等，1992h，豫西主要类型金矿地质特征成矿规律和找矿方向．黄金科技动态，No.4，1—8

46 陈衍景等，1992i，半宽金矿的成因类型和成矿机制——矿物包裹体和同位素研究的启示．矿物学报，№4

47 陈衍景等，1992j，熊耳群和西阳河群的构造背景．地质论评，Vol.38，No.4，325—333

48 陈衍景，1992k，华北克拉通南缘早前寒武纪沉积物稀土地球化学特征及演化．地球化学，No.4，372—383

49 陈衍景等，1993a．豫西主要岩石建造的金丰度．地质论评，Vol.39，No.1

50 陈衍景等，1993b，论碳质层控型银洞坡式金矿．桂林冶金地质学院学报，待发表（改回）

51 陈衍景等，1993c，银家沟金矿的地质地球化学特征和成因．矿床地质，待发表（改回）

52 陈移之等，1992．胶南檀辉岩的形成时代及成因：Sr、Nd同位素地球化学及年代学证据．科学通报，No.10．

53 成都地质学院，1978，动力地质学原理．地质出版社

54 程裕淇、白瑾、孙大中，1982，中国的下、中前寒武系．中国地层概论．地质出版社，1—46．

55 程裕淇等，1982，山东太古代雁岭关变质火山—沉积岩．地质出版社

56 程裕淇等，1986，古华北陆台早前寒武基底某些地质和演化特征．国际前寒武纪地壳演化讨论会论文集 2，地质出版社，1—16

57 崔毫等，1982，河南省镇平县蚕头山—祈子堂一带金矿化地质特征及找矿方向科研报告．

58 崔毫，1991．华北地台南缘（河南）有色、贵金属矿床铅同位素组成特征及成矿意义．矿产与勘查，No.2，30—41

59 崔文元，1982，卓资—阳高一带麻粒岩相岩石的原岩恢复及其地球化学特征．矿物岩石，第4期，11—25 页．

60 邓起等，1987，桐柏蛇绿岩套特征及其形成构造背景．河南地质，N0.4

61 邓宗立、漆丹志，1984．河页银洞坡金矿地质特征及成因探讨．河南地质，No.1，16—20．

62 丁溥权等，1986，澳大利亚中部哈茨山脉地区的构造演化及其对阿隆塔地块发育的意义．国际前寒武纪地壳演化讨论会论文集 3，地质出版社，116—136

63 杜乐天，1989，当代金矿床地质研究之谜．国际金矿地质与勘探学术会议论文集，东北工学院出版社，491—495

64 傅成义，1987，辽西杨家仗子钼矿床及花岗岩中宇宙尘的研究．南京大学硕士论文．

65 傅承义，1972，大陆漂移、海底扩张和板块构造，科学出版社．

66 符光宏，1981，舞阳地区兵马沟组的发现及意义，河南地质，No.4，81—87

67 符光宏等，1987，郑州市构造与震中分布图说明书，河南地质科研所印刷

68 符光宏等，1989a，北秦岭晚元古—古生代断陷带地质，秦巴项目成果．

69 符光宏等，1989b，北秦岭古生代断陷带内地层层序建立，河南地质，Vol.6，No.4 27—32．

70 富士谷、陈衍景，1990，运用稀土元素特征探讨鲁山变质地体的层序，南京大学学报地学版，No.1

71 高华明，1989，老湾金矿地质特征初步总结，河南地质，Vol7，N0.1，1—5

72 高振刚等，1987，四川广元上寺二叠系—三叠系界线层内微球粒的发现与研究，地质论评，Vol.33，No.3，203—211

73 N. Gauthier，1989，加拿大阿比提比绿岩带Cadillac—Larder湖断层带—产于太古代增生楔中的金矿实例，黄金金科技动态，No.1，25—26．

74 谷敬尧等，1979，河南北中部前震旦纪地层及含铁层位的划分与对比．河南地质科研所成果6号．
75 关保德等，1988，河南东秦岭北坡中—上元古界．河南科学技术出版社．
76 郭安林，1987，河南中部箕山早元古宙安沟群绿岩带及其构造环境．西北大学学报，Vol.17，No.1
77 郭抗衡，1988，东秦岭地区（河南境）成矿区划及矿产分布规律（手稿），
78 郭抗衡，1991a，小秦岭太华群混合—花岗岩化过程．豫西地质，No.1，27—36
79 郭抗衡，1991b，豫西找矿思路浅谈．豫西地质，No.1，37—46
80 郭令智等，1978，华南大地构造格架与地壳演化．国际交流地质学术论文集（1），地质出版社，109—116
81 郭令智等，1984a，论地体构造—板块构造研究的最新问题，中国地质科学院院报，No.10，
82 郭令智等，1984b，中国东南部地体构造的研究．南京大学学报，Vol.20，No.4
83 国外地质科技编辑部，1988，矽卡岩型金矿床引起注意．国外地质科技，No.8，1—11
84 J.V.汉密尔顿（Hamilton）、霍奇森，1989，印度科拉尔金矿田的矿化与构造．含金剪切带型金矿床，地质科学院情报所，166—180
85. 贺同兴等，1980，变质岩岩石学．地质出版社．
86 河北地质学院，1989，祈雨沟金矿床特征及找矿方向．秦巴成果
87 核工业部中南局308地质队，1988，河南省嵩县瑶沟金矿区4、14号带详查中间性报告．
88 河南地调三队，1985，河南省桐柏县银洞坡金矿区东段详细勘探地质报告．
89 河南地调四队，1987a，河南省西峡县蒲塘金矿区琵琶沟岩体金矿详细普查地质报告．
90 河南地调四队，1987b，河南省内乡县毛堂金矿Ⅲ号岩体详细普查地质报告．
91 河南地调一队，1984a，河南陕县半宽金矿详查地质报告．
92 河南地调一队，1984b，河南陕县申家窑金矿勘探报告．
93 河南地调一队，1984c，河南省灵宝县银家沟矿区硫铁矿详细普查地质报告．
94 河南地调一队，1988，河南洛宁县上宫金矿勘探报告．
95 河南地调一队，1989，河南省灵宝县银家沟矿区多金属硫铁矿中金银矿远景调研—普查地质报告。
96 河南地质八队，1980，河南围山金银矿地质特征与矿床成因初步探讨．
97 河南地质科研所，1978，河南省基岩地质图说明书（前新生界）1：500000
98 河南地质科研所，1980，河南省构造体系与地震图说明书．
99 河南地质科研所，1980，河南省构造体系图说明书．
100 河南地质科研所，1985，河南省金矿成矿条件和成因类型研究报告．
101 河南地质矿产厅，1989，河南省区域地质志，地质出版社．
102 河南地质三队，1978，河南嵩县祈雨沟金矿2号角砾岩体及外围普查报告
103 河南区测队，1981，河南省地质图（1：50万）说明书．
104 河南有色地质三队，1976，河南镇平县秋树湾铜钼矿区北山铜段地质勘探报告
105 河南有色地质三队，1986，河南镇平县祈子堂金矿区7—20线地段细普查地质报告
106 C.J，Hodgson，1988，加拿大阿比提比绿岩带地质发育中的金矿生成位置．黄金科技动态．No.6，11—13

107 C.J. Hodgson, 1990. 加拿大安大略省Abitibi绿岩带地质演化史金成矿的位置，国外铀金地质，No.3，12–18

108 胡受奚，1980，交代蚀变岩岩相学．地质出版社．

109 胡受奚等，1982，矿床学（上、下册）．地质出版社

110 胡受奚等，1988，华北与华南古板块拼合带地质和成矿．南京大学出版社．

111 胡受奚等，1989，东秦岭与华南加里东褶皱带原地——准原地改造型花岗岩特征．岩石学报，No.1．

112 胡受奚、郭继春，1989，1850±150Ma——地球发展演化的重要转折时期．地质论评，Vol.35，No.6

113 胡受奚等，1990，论板块构造与花岗岩类成岩、成矿的关系——兼论成岩、成矿物质的侧向源问题．南京大学学报地学版，No.1．

114 胡受奚等，1991，华北地台南缘金的成矿区的划分及成矿规律．黄金科技动态，No.4，1–8

115 胡元弟、郭抗衡，1978，豫西构造控矿规律和内生矿床预测．地质出版社．

116 胡志宏，1984，河南小秦岭金矿带成矿地质背景成矿物质来源和金的迁移沉淀机理研究．南京大学硕士论文．

117 胡志宏等，1986，豫西太华群金的地球化学背景及金矿成矿物质来源研究．长春地质学院学报，No.2．

118 胡志宏，1988，论两个系列花岗岩的孪生分带、斑岩矿床成矿规律及它们与板块构造的关系．南京大学博士论文．

119 胡志宏等，1989，华北地台南东缘早前寒武纪变质岩系中金的成矿作用．国际金矿地质与勘探学术会议论文集．东北工学院出版社，244–249

120 胡志宏等，1990，东秦岭燕山期大陆内部挤压——俯冲背景的A型孪生花岗岩带．岩石学报，No.1．

121 黄汲青、陈炳蔚，1987，中国及邻区特提斯海的演化．地质出版社．

122 黄世杰，1990，沈阳国际金矿地质与勘探学术会议评述．国外铀金地质，No.1．

123 H.休冈（Hugon），1989，位于宽大而不均匀韧性剪切带中部的赫姆洛金矿床，含金剪切带型金矿床，地矿部情报所，80–85

124 R.W.哈钦森（Hutchinson），1988，前寒武纪金矿床成矿问题——空间和时间关系．国外地质科技，No.8，65–75

125 贾承造，1983，东秦岭北部中—晚元古代活动大陆边缘构造及岩石地球化学特征．南京大学硕士论文．

126 贾承造，1985，熊耳群火山岩系岩石地球化学特征及其大地构造意义．河南地质，No.2，39–43

127 贾承造等，1988，东秦岭板块构造．南京大学出版社

128 江博明、沈其韩，1987，泰山的花岗岩类（中国）：泰山杂岩的岩石成因和地壳演化．广州国际花岗岩成岩成矿作用学术讨论会论文，83．

129 姜春潮，1981，论辽东前寒武系．中国地质科学院沈阳地矿所分刊，第2卷，第1期，56–83页。

130 李海章、陈衍景，1990a，孔达岩系及其矿产，地质与勘探，No.11，11–13

131 季海章、陈衍景，1990b，孔达岩系与石墨矿床，建材地质No.6，9–11
132 季海章等，1990c，煌斑岩与金矿床的关系，矿物岩石地球化学通讯，No.4，244–245
133 季海章等，1990d，胶东地块花岗绿岩地体的特征与金矿化的关系（手稿）。
134 季海章等，1992，胶东地块荆山群孔达岩系地球化学（手稿）。
135 吉林省地质矿产局，1989，吉林省区域地质志，地质出版社
136 金持跃，1990，冀东早前寒武岩区的构造单元、碰撞造山和混杂岩带（手稿）。
137 金守文，1988，二郎坪群有关问题的商榷，河南地质，Vol6，No.4，21–26
138 R.R.Keays，1982，太古宙金矿床及其源岩——上地幔与地壳接合处，国外前寒武纪地质，30–53
139 K.A.科郎纳（Kroner），1986，前寒武纪的构造演化及大陆壳的生长，国际前寒武地壳演化讨论会论文集第三集，地质出版社，1–32
140 兰心俨，1981，山东南墅前寒武纪含石墨建造的特征及石墨矿床的成因研究，长春地质学院学报，第11卷，第3期，30–42页。
141 李昌年，1986，微量元素及其在岩石学中的应用，武汉地质学院
142 李春文等，1985，柳毛石墨矿成矿地质条件及成因研究，长春国际早前寒武成矿作用讨论会论文摘要，第71页。
143 李春昱，1973，试谈"板块构造"，西北地质科技情报，No.1，1–26
144 李春昱，1973，再谈板块构造，西北地质科技情报，No.5，1–36
145 李春昱等，1978，秦岭及祁连山的构造发展史，国际交流地质学术论文集，1，174–187，地质出版社
146 李洁才，1984，崤山申家窑一带的绿片岩系特征及时代探讨，豫西地质，No.1，22–29
147 李继亮，1988，滇西三江带的大地构造演化，地质科学，No.4，337–346
148 李继亮等，1990，五台山早元古代碰撞造山带的初步认识，地质科学，No.1，1–11
149 李黎，1986，东秦岭南部高压低温变质带及其与板块运动的关系，南京大学硕士论文。
150 李曙光等，1989a，中国华北、华南陆块碰撞时代的钐–钕同位素年龄证据，中国科学（B），No.3，312–319。
151 李曙光等，1989b，大别山北翼大别群中C型榴辉岩的Sm–Nd同位素年龄及其构造意义，科学通报，No.7，522–525。
152 李曙光等，1992，大别山南麓含柯石英榴辉岩的Sm–Nd同位素年龄，科学通报，No.4，297–300。
153 黎世美，1987，河南洛宁上宫金矿床同位素地质特征，豫西地质，No.1
154 黎世美，1989，熊耳山区蚀变构造岩型金矿成矿模式及矿床成因探讨，秦巴项目成果。
155 黎彤，1976，金的地球化学特征，地质与勘探，No.4，13–18。
156 黎彤，1982，元素丰度表，地质与勘探，No.11，插页。
157 林潜龙等，1983，河南东秦岭板块构造轮廓与矿产分布初析，河南地质，No.2，27–34
158 刘长命等，1985，洛南–豫西斑岩带中酸性小岩体稀土元素分析特征及成因，河南地质，增刊，286–291
159 刘静兰，1987，前寒武纪条带状含铁建造中的金矿床——以东风山金矿为例，地质学报，第61卷，第1期，58–70页。

160 刘静兰，1988，佳木斯中间地块前寒武纪地质研究，长春地质学院学报，第18卷，第2期，147–156页。

161 刘静兰，1988，前寒武系变质岩的含金性及其研究意义，地质评论，第34卷，第4期，311–321

162 刘连登，1990，华北陆台太古宙变质杂岩的金丰度及重熔岩浆热液脉状金矿．长春地质学院科研处。

163 刘若新等，1989，苏北–胶南构造混杂岩带的地质特征和岩性地层柱．地震地质，No.1，47–54。

164 刘英俊等，1989，华南金矿床的区域成矿条件及其地球化学特征，国际金矿地质与勘探学术会议论文集，东北工学院出版社，84–90。

165 罗铭玖、王亨治，1991，河南省金矿概论．河南省地矿厅。

166 栾世伟等，1985，小秦岭金矿床地球化学，矿物岩石，第5卷，第2期，1–118页。

167 栾世伟等，1991，小秦岭地区深部金矿化特征及评价．成都科技大学出版社。

168 栾文楼等，1988，"祁雨沟式"金矿围岩蚀变特征及其与矿化关系的初步探讨．河北地质学院学报，VoL11，No.4

169 罗镇宽等，1990，中国金矿成矿地质条件、主要矿床类型成矿区划和找矿方向．冶金部天津地质研究院。

170 马东升，1989，江南金矿成矿带中层控金矿床的元素地球化学和成岩机制研究．南京大学博士论文，

171 Б.几马柳克，A.A.西沃罗诺夫，1983，科马提岩的性质．国外地质科技，No.3

172 南京大学地质系。1980a，火成岩岩石学．地质出版社

173 南京大学地质系，1980b，中国东南部花岗岩类的时空分布、岩石演化、成因类型和成矿关系研究．南京大学学报地质专刊，1–37

174 南京大学地质系，1981，华南不同时代花岗岩类及其成矿关系．科学出版社。

175 欧阳自远，1989，天体化学．科学出版社。

176 欧阳自远，1990，地外天体撞击地球导致全球生物灭绝的研究——八十年代固体地球科学发展中的重大进展．80年代地质地球化学进展，科学技术文献出版社重庆分社，260–265

177 欧阳自远，1991，八十年代我国天体化学研究进展．80年代中国矿物学岩石学地球化学研究回顾．地震出版社，122–126

178 W.A.帕加姆（Padgham），1988，加拿大西北地区的金矿床，国外地质科技，No.8，112–124

179 Plumb，K.A.，1988，前寒武纪地层分会关于元古宙地质年代进一步划分的建议．国际元古宙地球化学会议摘要，45–46

180 普卡等．1986，中国东北清原太古宙花岗岩——绿岩地体的一个英云闪长岩锆石U–Pb精确年龄，国际前寒武纪地壳演化讨论会论文集第三集，地质出版社，222–229

181 蔡赞胜，1988，吉林省中生代火山一次火山热液金属矿床的区域成矿规律，长春地质学院学报，第18卷，第3期，287–296页。

182 钱学森，1989，关于发展地理科学的建议．天地生综合研究，科学技术出版社

183 强立志等，1987，浙川、西峡地区砂金来源的探讨，河南地质，No.3

184 乔怀栋等，1983，初步探讨东秦岭地区与小岩体有关矿床的成矿模式，河南地质，No.1，

25–34
185 乔怀栋等，1988，豫西熊耳群火山岩金矿物质来源初探，河南地质，Vol.6，No.2，9–12
186 秦国群、尉向东，1989，河南西部崤山地区金矿成因研究报告，秦巴项目。
187 秦有余，1989，中国下扬子成矿域铁帽型金矿地质特征简介，国际金矿地质与勘探学术会议论文集，东北工学院出版社，117–178
188 邱家骥，1977，关于火山岩区工作的两个问题，地质与勘探，No.3，20–31
189 K.兰卡玛（Ramkama），1973，全球性的前寒武纪地层：远景和原则，国外地质资料选编，No.12，1–16。
190 任富根等，1989，店坊金矿硫铅同位素组成和成矿作用问题的探讨，天津地质矿产研究所所刊，No.21，91–103。
191 S.B.龙伯格（Romborger），1987，浸染型金矿床，国外地质科技，No.1，1–14
192 L.J.Salop，1985，前寒武纪地球演化的主要阶段，地质地球化学，No.6，32–36。
193 山东省地矿局，1987，胶东群地层专题现场讨论会议纪要。
194 邵克忠等，1989a，河南祁雨沟金矿床自然金{110}自形晶的发现及其意义，河北地质学院学报，Vol.12，No.1，29–31
195 邵克忠等，1989b，Bi–硫盐、Bi–硫化物–祁雨沟爆发坍塌角砾岩型金矿床成因及找矿标志，河北地质学院学报，Vol.12，No.3，299–305
196 沈保丰等，1989，华北陆台太古宙花岗岩–绿岩地体中金矿类型和演化，国际金矿地质与勘探会议论文集，东北工学院出版社，134–136
197 沈渭洲，1987，同位素地质学，原子能出版社
198 石广，1986，华北地台南缘的新发现—石牌河动动—阜平运动，中国地质报，第299号。
199 石铨增等，1980，信阳鲶仙桥一带混杂岩的发现及其大地构造意义，河南地质，No.1，1–15
200 石铨增等，1988，河南省与推复构造有关的几个区域地质问题，河南地质，Vol.6，No.4，40–46
201 石毅等，1987，豫西地区成矿地质条件分析及主要矿产远景研究，课题报告
202 水涛等，1988，中国浙闽变质基底地质，科学出版社。
203 孙大中等，1984，冀东早前寒武地质，天津科学技术出版社
204 孙大中等，1989，中条山元古宙含铜岩系地层和地球化学研究，13号项目
205 孙大中，1990，前寒武纪地质年代学问题的探讨，中国区域地质，No.4，289–300
206 孙大中等，1991，中条山前寒武纪年代学、年代构造格架和年代地壳结构模式的研究，地质学报，No.3，216–231。
207 孙枢等，1981，豫陕中—晚元古代沉积盆地，地质科学，No.4
208 孙枢等，1985，华北断块南部前寒武纪地质演化，冶金工业出版社。
209 孙晓明，1990，夹皮沟太古代高级变质地体中韧性剪切带和两类不同金矿床的研究，南京大学博士论文。
210 田培仁，1989，新疆准噶尔金矿带，国际金矿地质与勘探会议论文集，东北工学院出版社，140–142。
211 田培学等，1987，上宫金矿物质组成及矿化特征研究。
212 Г.В.Тохмуеь，1975，在乌克兰前寒武纪地层中普查铁矿的标志，国外地质资料选编，

No.20，73—77
213 涂光炽，1986，八十年代地球科学的若干新进展，地质与勘探，Vol.22，No.5，1—6
214 涂光炽，1987，中国层探矿床地球化学（3），科学出版社。
215 涂光炽，1989，中国金矿床若干特征。国际金矿地质与勘探会议论文集，东北工学院出版社，1—3。
216 涂光炽，1990，我国原生金矿类型的划分和不同类型金矿的远景剖析，矿产与地质，No.1
217 万义文，1980，秦岭地质年表初步方案的某些时限确定。秦岭区测，No.4，11—24。
218 王安建，1988，古老地壳内部脉状金矿床的形成模式——以冀东地区为例，矿床地质，No.4，16—26。
219 王德滋、周新民，1982，火山岩岩石学，科学出版社
220 王尔康、陈衍景、刘聪，1986，闽西南—粤东断裂拗陷带印支期变质带初步研究，全国变质地质及变质成矿作用学术会议论文摘要，120—121
221 王汉霞、李世涛，1985，辽西太古代变质岩系的多期变质作用，辽宁地质学报，第2期，27—39页。
222 王汉霞、李世涛，1988，辽宁西部两条大型韧性剪切带及其地质意义，辽宁地质第3期，233—244页。
223 王亨治等，1983，小秦岭金矿成矿地质条件富集规律的研究
224 王亨治、苏振邦，1986，小秦岭太古代绿岩带质疑，河南地质，Vol.4，No.1，48—50
225 王亨治，1991，桐柏银洞坡金矿成矿模式的探讨，河南地质情报，No.2，6—9
226 王洪恩，1988，桐柏县银洞坡金矿床地质特征及控矿因素浅析，豫南地质，总第四期，23—29
227 王鸿祯、李光岑，1991，国际地层时代对比表，地质出版社。
228 王乃文，1980，青藏印度古陆及其与华夏古陆的拼合，中法喜马拉雅考察成果，地质出版社
229 王清晨等，1989，秦岭的大地构造演化，地质科学，No.2，129—142
230 王仁民等，1989，桐柏地区宽坪群与二郎坪群的构造环境与地壳演化，秦巴项目成果
231 王时其，1986，内蒙兴和石墨矿含矿建造特征与矿床成因，全国变质地质会议论文
232 王书丹、陈洪才，1988，吉林省金矿床成矿的几个问题，吉林地质，第2期，115—123页。
233 王西午，1987，试谈登封群解体及箕山群与嵩箕群的建立，豫西地质，No.1
234 王有爵等，1988，辽宁省金矿集中区及其与构造样式的关系，长春地质学院学报，第18卷，第2期，137—145页。
235 王志新等，1985，吉林南部下元古界集安群晶质石墨矿床地质特征。长春国际早前寒武成矿作用讨论会摘要，80—81
236 威尔逊（J.W.Wilson），1986，泽巴布韦克拉通，国际前寒武纪地壳演化会议论文集第三集，地质出版社，68—94
237 B.F.温德利（Windley），1980，太古代绿岩带及其矿产，太古代绿岩带及其矿产，地质出版社，1—19
238 B.F.Windley，1980，前寒武纪早期到中期陆地出现的证据，国外地质科技，No.5，43—53
239 温德利，1986，关于重新认识中国东北太古宇的友好建议，国际前寒武纪地壳演代会议论文集第三集，地质出版社，174—176
240 吴昌华，1988，胶东孔兹岩系（平度粉子山群）的年龄及其与国内外孔兹岩系的对比，天津国际

元古活动带地球化学会议论文摘要，70

241 吴昌华，1989，集宁—阳高地区侵入成因的暗色麻粒岩及苏长辉长岩的变质作用，地质论评，No.1，1–12.

242 吴国炎、王志光，1983，桐柏北杨庄矿区金矿地质特征及对矿床成因的初步认识．河南冶金地质，N0.2，1–16

243 吴汉泉，1984，中国高压低温变质带概述．西安地质矿产所所刊，No.7，64–81.

244 吴汉泉，1980，东秦岭和北祁连山的兰闪石片岩．地质学报，No.3，195–207

245 吴美德，1989，含金剪切带型金矿床．含金剪切带型金矿床，地矿部情报所，1–9

246 武耀诚等，1989，申家窑金矿地球化学找矿的因子趋势分析．南京大学学报地学版，No.1–2，167–174

247 徐贵荣，1989，二叠纪末类群绝灭的突变性质．天地生综合研究进展．科学技术出版社，91–96

248 徐国风，1985，论豫西银家沟钼—铜—硫铁矿矿床的矿质来源．河南地质，增刊，

249 许靖华，1980，慧星冲击作用—白垩纪末期．地球上发生灾变的原因．长春地质学院学报，No.2，1–8

250 许靖华，1986，寒武纪生物爆发前的死劫难海洋．地质科学，No.1，1–6.

251 许靖华，1987，中国南方大地构造的几个问题．地质科技情报．No.2，13–27.

252 徐景奎，1991，胶东金矿集中区地壳演化与成矿作用，中国地质大学博士论文.

253 徐克勤等，1982，华南两个成因系列花岗岩及其成矿特征，矿床地质，No.2

254 徐克勤等，1989，华南花岗岩类的成因系列和物质来源，南京大学学报地学版，No.3

255 许志琴等，1986，东秦岭造山带的变质特征及构造演化，地质学报，No.2

256 薛爱民，1990，南华北东部盆地分析与油气资源研究，南京大学博士论文.

257 燕长海，1989，汝阳八亩地斑状花岗岩小岩体及钼矿点的发现，河南地质情报，No.2

258 严正等，1989，四川上寺二叠系—三叠系界线剖面的碳同位素异常事件，天地生综合研究进展，科学技术出版社，87–91

259 严正富等，1989，北秦岭—桐柏蛇绿岩套的地球化学和构造背景，南京大学学报，No.4

260 阎中英，1985，熊耳群火山岩石化学特征．河南地质，No.2，44–48.

261 杨敏之，1989，金矿床新类型、金矿床地球化学、金矿床成矿预测原理，天津冶金地质研究院

262 杨士望，1986，论胶东半岛西北部胶东群地层、金的矿源层和金矿床的层控性质．地质找矿论丛，第1卷，第2期，1–12页.

263 杨忆，1990，华北地台南缘熊耳群火山岩特征及形成的构造背景．岩石学报，No.2

264 姚凤良、刘连登等，1986，胶东西北部脉状金矿床的花岗岩热液成因．长春地质学院科学研究报告年鉴，53–82页.

265 姚凤良、邹祖荣，1986，辽南中生代花岗岩演化及其金矿成因和分布规律，长春地质学院科学研究报告年鉴，119–154页.

266 姚宗仁，1986，河南省小秦岭层控金矿定位机制的讨论，河南地质，Vol4，No.1，1–8

267 姚宗仁等，1989，小秦岭金矿沉淀条件及层控机制研究．国际金矿地质与勘探会议论文集．东北工学院出版社，568–569

268 叶大年等，1979，信阳变质带3T型多硅白云母和类榴辉岩及其大地构造意义．科学通报，

No.24
269 尹赞勋，1972，板块构造简介，全国地质工作会议秘书处
270 应思淮，1980，秦山杂岩，科学出版社
271 余昌涛等，1988，冀东主要类型金矿床的成因及形成机理研究．中国金矿主要类型区域成矿条件文集（2）—冀东地区，地质出版社，1–48
272 于再平等，1989，商丹地区秦岭缝合带弧前沉积楔形体初探，秦岭造山带的形成与演化，西北大学出版社，75–85
273 张伯声，1951，嵩阳运动和嵩山区的五台系，地质论评，No.16
274 张本仁等，1989，秦巴地区区域地球化学，秦巴项目成果．
275 张德全等，1985，山西垣曲中元古代枕状熔岩的研究，矿物岩石及测试，Vol.4，No.1，1–10
276 张尔道，1954，河南嵩山前寒武纪地层，地质学报，Vol.3，No.2，197–208
277 张国伟等，1989，秦岭造山带的形成及其演化，西北大学出版社．
278 张克信等，1989，华南二、三叠之交的灾变群及其对生物大绝灭的效应，天地生综合研究进展，科学出版社，82–86
279 张理刚，1985，稳定同位素在地质科学中的应用，陕西科学技术出版社
280 张理刚，1989，成岩成矿理论与找矿，北京科技大学出版社
281 张勤文等，1989a，事件地层学—灾变原则在地球科学中的应用，天地生综合研究，科学技术出版社，11–16
282 张勤文等，1989b，梅树村地质事件的主要标志，天地生综合研究，科学技术出版社，26–28
283 张秋生等，1980，东秦岭变质地质，吉林人民出版社
284 张秋生，1984，中国早前寒武纪地质及成矿作用，吉林人民出版社．
285 张秋生、朱永正，1984，东秦岭蛇绿岩套，长春地质学院学报，No.3
286 张秋生，1988，辽东半岛早期地壳与矿床，地质出版社
287 张寿广、万渝生，1989，宽坪群的变形作用和变质作用，秦巴项目成果．
288 张雅安，1988年，吉林省下元古界集安群新开河组蓝闪石特征及成因探讨，吉林地质，No.1，79–80
289 张贻侠等，1980a，冀东迁西群内Komatiite的探讨，长春地质学院学报，No.1，1–8，
290 张贻侠、闵鸿铨，1980b，太古代Komatiite研究情况简述，长春地质学院学报，No.1，9–22，
291 张荫树等，1983，河南省北中部太古代绿岩含金丰度值探讨，河南地质，No.1，18–24
292 张裕之，1983，试论焦家式金矿，地质与勘探，Vol.18，No.7，11–15
293 张源有、陈人瑞，1983，河南舞阳铁矿F6巨型逆掩断层，河南冶金地质，No.2，41–44
294 张宗清等，1989，秦岭群、宽坪群、陶湾群的时代同位素年代学研究及其构造意义，秦巴项目成果．
295 赵瑞等，1989，熊耳山若干金矿床的硫同位素，第四届全国同位素会议摘要，181．
296 赵宗溥，1980，华北断块区结晶基底的形成与演化，华北断块区的形成和发展，科学出版社，49–61
297 赵宗溥，1986，"印支运动"五十周年的回顾，地质科学，No.1，7–15
298 赵宗溥，1988，从冀东地区前寒武纪地壳演化论我国前寒武纪地质年代及岩石地层单位的划分，地质科学，No.4，301–323

299 翟淳等，1989a，桐柏高级变质块体的岩石矿物和地球化学，秦巴成果

300 翟淳等，1989b，桐柏高级变质块体的变质和变形作用，秦巴成果

301 翟明国，1986，清原太古代花岗绿岩地体及其地球化学研究；国际前寒武纪地壳演化讨论会论文集 2，地质出版社

302 周旦生，1988，试论银洞坡式金矿床，豫南地质，总第四期，13–22

303 周顺之等，1990，豫西小秦岭金矿带的几个基础地质问题，西安金矿会议论文.

304 周作侠，1991，绿岩带内超大型矿床的成矿地质条件与中国绿岩型金矿对比，黄金科技动态，No.3，1–6

305 朱奉三，1989，中国金矿床的成因类型划分及基本特征研究，国际金矿地质与勘探学术论文集，东北工学院出版社，12–20

306 朱太天，1989，吉林夹皮沟地区金矿地球化学异常模式及三道岔金矿床深部预测，国际金矿地质与勘探会议论文集，东北工学院出版社，469–473

307 Anhaeusser, C.R.,1976. Archean metallogeny in Southern Africa. Economic Geology, Vol.71, 16–43.

308 Anhaeusser, C.R., 1978. The geological evolution of the primitive earth — evidence from the Barberton Mountain land. In: D.H.Tarling, Evolution of the Earth's Crust. Academic Press, 77–106.

309 Anhaeusser, C.R., 1984. Structural elements of Archean granite–greenstone terranes as exemplified by the Barberton mountain land, South Africa. In: A.Kroner and R.Greiling (Editors), Precambrian Tectonics Illustrated. E. Schweizerbat'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 57–78.

310 Bache, J.J., 1987. World Gold Deposits A Geological Classification, North-Oxford Academic, London.

311 Berggren, W.A. et al, 1984. Catastrophes and Earth History. Princeton University Press. Princeton, 464.

312 Bridgewater, D., Collerson, K.D., and Mysers, J.S., 1978. The development of the Archean gneiss complex of the North Atlantic region. In: D.H.Tarling, Evolution of the Earth's Crust,Academic Press, London,19–69.

313 Chen Yanjing, 1988a. Catastrophe of the geological environment at 2300Ma. In: Abstracts of the Symposium on Geochemistry and Mineralization of Proterozoic Mobile Belts.pp.11

314 Chen Yanjing et al, 1988b. The REE character and its significance of the crystal line basement in the southern margin of North China platform. 同上, pp.13.

315 Chen Yanjing et.al., 1988c. The main elements character and its significance of North China platform. 同上, pp.12.

316 Chen Yanjing et al,1989. Gold deposits in greenstone belts controlled by the structural pattern of the granite–greenstone terrain. In: Proceedings of International Symposium on Gold Geology and Exploration, Publishing House of Northeast University of Technology,Shengyang,53–57.

317 Chen Yanjing et al,1990. Relationship between khondalite series and gold deposits: evidences from the northern China craton.In: Proceedings of 8th International Symposium on Metallogeny of Ore Deposits,A247–248.

318 Chen Yanjing, Fu Shigu, 1991. Variation of REE patterns in early Precambrian sediments:theoretical study and evidence from the southern margin of the northern China craton. Chinese Science Bulletin, Vol.36, No.13, 1100–1104.

319 Chen Yanjing et al, 1992a. The REE evolution and its significance of the Wuyang early Precambrian methmorphic.terrain. Chinese Journal of Geochemistry, Vol.11, No.2, 133–139.

320 Chen Yanjing, Ouyang Zhiyuan, 1992b. A new idea on the Archean–Proterozoic boundary.Contributions to 29th IGS. China Seismology Press.Beijing.

321 Chen Yanjing et al, 1992c. Metallogenic model of the gold deposits in west Henan.Contributions to 29th IGS. China Seismology Press. Beijing.

322 Chen Yanjing, 1993. Geochemical Characteristics and evolution of REE in the early Precambrian Sediments: evidances form the southern margin of the northern China craton. The Journal of Geology. Preprint.

323 Condie, K.C., 1981. Archean Greenstone Belt. Elsevier, Amsterdam.

324 Condie, K.C.,1982. Plate Tectonics & Crustal Evolution.(Second Edition) Pergamon Press, New York.

325 Drummond, B.J., 1981. Crustal structure of the Precambrain terrains of northwest Australia from seismic refraction data. BMR.J.Australia Geol. & Geophy., Vol.6, 123–135.

326 Drummond, B.J. and Shelly, H.M., 1981. Isotasy and structure of the lower crust and upper mantle in Precambrian terrains of northwest Australia, from regional gravity studies. BMR. J. Australia Geol. & Geophy., Vol.6, 137–143.

327 Eriksson, K.A. and Truswell, J.F.,1978. Geological processes and atmospheric evolution in Precambrian. In: D.H.Tarling (editor), Evolution of the Earth's Crust. Academic Press, London,219–238.

328 Eriksson, K.A., 1981.Sedimention patterns in the Barberton Mountiain Land, South Africa, and the Pilbara Block, Australia: evidence for Archean rifted continental margins. Tectonophysics, Vol.81, 179–193.

329 Frakes, L.A., 1979. Climates Throughout Geologic Time. Elsevier, Amsterdam.

330 Gee, R.D,1975. Regional geology of the Archean Nucleii of the Western Australian Sheild. In: Economic Geology of Australia and Papua New Guinea–Metals. The Australasian Institute of Mining and Metallurgy, Victoria, 43–55.

331 Glikson, A.Y., 1976. Stratigraphy and evolution of Primary and Secondary greenstone: significance of data from sheilds of the southern Hemisphere. In: B.F.Windley, The Early History of the Earth. Wiley, London, 257–277.

332 Goodwin, A.M., 1978. The nature of Archean crust in the Canadian shield. In: D.H.Tarling, Evolution of the Earth's Crust, Academic Press, London,1975–218.

333 Goodwin, A.M., 1981. Archean plates and greenstone belts. In: A. Kroner, Precambrian Plate Tectonics, Elsevier, Amsterdam, 105–135.

334 Hambrey, M.J. and Harland W.B., 1981.Earth's Pre–Pleistocene Glacial Record. Cambridge, London. 1–1004.

335 Henderson, J.B., 1977. Archean geology and evidence of ancient life in the Slave structural province, Canada. In: C.Ponnamperuma, Chemical Evolution of the Early Precambrian, Academic Press, New York.

336 Hu, S.X., et al, 1989. Structure of the southern margin of the North China platform. Proceedings of the International Tectonostratigraphic.

337 Hu, S.X., Hu, Z.H. and Chen, Y.J., 1990. The significance of lateral sources to gold mineralization. In: Proceedings of 8th International Symposium on Metallogeny of Ore Deposits, A267–268.

338 Hsu, K.J.,1979. Thin–skinned plate tectonics during Neo–Alpine orogenesis. American Journal of Science, Vol.279, 353–366.

339 Kerrich, R. and Wyman, D., 1990. Geodynamic setting of mesothermal gold deposits: an association with accretionary teCthnic regimes. Geology, Vol.18, 882–885.

340 Kroner, A., 1981. Precambrian plate tectonics. In: A.Kroner, Precambrian Plate Tectonics. Elsever, Amsterdam, 57–90.

341 Kroner, A. et al, 1988. Age and tectonic setting of late Archean greenstone–gneiss terrain in Henan Province, China, as revealed by singlE grain zircon dating. Geology, vol.16, 211–215.

342 Miller, L.J., 1975. The Archean eugeosyncline of the Pilbara. In: Economic Geology of Australian and Papua New Guina–8. 55–63.

343 Mossman, D.J. and Harron, G.A., 1983. Origin and distribution of gold in the Huronian supergroup, Canada–the base for Witwatersrand type paleoplacers. Precambrian Res., Vol.20, 543–583.

344 Naqvi, S.M.,1976. Physico–chemical conditions during the Archean as indicated by Dharwar geochemistry. In: B.F. Windley, The Early Histroy of the Earth,Wiley, London, 289–298.

345 Naqvi, S.M., et al., 1978. The primitive crust:evidence from the Indian sheild. Precambrian Res., Vol.6, 323–345.

346 Naqvi, S.M. et al, 1978. Geology and geochemistry of the Holenarastipur schist belt and its place in the evolutionary history of the Indian Peninsula. In: B.F.Windley and S.M. Naqvi, Archean Geochemistry, Elsever, Amsterdam, 109–127.

347 Naterajan, W.K. and Mukherjee, M.M., 1986. A note on the auriferous banded iron formation of Kolar schist belt. Jour. Geol. Soci. India, Vol.28, 218–222.

348 Philips, G.N., 1986. Geology and alteration in the Golden Mile, Kalgoorlie. Economic Geology, Vol.81, 779–808.

349 Plump, K.A. and James, H.L., 1986. Subdivision of Precambrian time: recommendations and suggestions by the subcommision on Precambrian stratigraphy. Precambrian Res.,vol.32, 65–92.

350 Predery. W.V., 1990. Gelogy and Ore deposits of the Sudbury Structure, Ontario. 8th IAGOD Symposium Field Trip Gudide Book, 38pp.

351 Ramakarishan, M. et al, 1976. Basement–Cover relationships of Peninsular gneiss with high grade schists and greenstone belts of southern Karnataka. Jour. Geol. Soc. India, Vol.17, 97–111.

352 Rogers, J.J.W., 1977. Three arguments for continual evolution of sial throught geologic time. In:

C. Ponnaperuma, Chemical Evolution of the Early Precambrian. Academic Press, New York.

353 Sarkar, S.C., 1988. Genesis and evolution of the ore deposits in the early Precambrian greenstone belts and adjacent high grade metamorphi terrains of peninsular India: study in similarity and contrast. Precambrian Res., Vol.39, 107–130.

354 Schidlowski, M., 1976. Archean atmosphere and evolution of the terrestrial oxygen budget. In: B.F. Windley, The Early History of the Earth, Wiley, London, 525–535.

355 Schidlowski, M. and Eichman, P., 1977. Evolution of the terrestrial oxygen budget. In: C. Ponnamperuma, Chemical Evolution of the Early Precambrian. Academic Press, New York.

356 Schopf, J.W.,1976. Evidence of Archean life: a brief appraisal. In: B.F.Windley, The Early History of the Earth,Wiley, London, 589–593.

357 Schopf, J.W., 1977. Evidence of Archean life. In: C.Ponnamperuma, Chemical Evolution of the Early Precambrian, Academic Press, New York, 101–105.

358 Sillitoe, R.H., 1972. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits. Economic Geology,vol.67, 184–197.

359 Sillitoe, R.H., 1973. The tops and bottoms of porphyry copper deposits. Economic Geology, Vol.68, 799–815.

360 Sillitoe, R.H., 1973. Environments of formation of volcanogenic massive sulfide deposits. Economic Geology, Vol.68, 1321–1336.

361 Taylor, S.R.Mclennan, S.M., 1985. The continental Crust: Its Compositon and Evolution. Blackwell, London.

362 Trendall, A.F., 1975. The Hamersley Basin–Regional Geology. In: Economic Geology of Australia and Papua New Guinea, 411–413.

363 Trendall, A.F., 1975. Geology of Western Australia iron ore. In: Economic Geology of Australian and Papua New Guina. 883–892.

364 Turcotte, D.L. and Emerman, S.H., 1983. Mechanism of active and passive rifting. In: P.Morgan and B.H.Baker, Processes of Continental Rifting. Tectonophysics. Vol.94, 39–50.

365 Wadia, D.N., 1981. Geology of India. Tata McGraw–Hill, New Delhi, forth edition,444–445.

366 Wernicke, B., 1988. Basin and Range Extensional Tectonics.(typewriting).

367 Windley, B.F. and Bridgwater, D., 1971. The evolution of Archean low– and high–grade terrains. Geol. Soc. Aust. special publication, Vol.3, 33–46.

368 Windley, B.F., 1976. New tectonic models for the evolution of Archean continents and oceans. In: B.F.Windley, The Early Histroy of the Earth, Wiley, London, 105–111.

369 Winkler, H.G.F., 1976. Petrogenesis of Metamorphic Rocks (forth Edi). Springer–Verlag. New York. 334pp.

370 Woodall, R., 1975. Gold in the Precambrian sheild of Western Australia. In: Economic Geology of Australia and Papua New Guinea–Metals, 175–184.

371 Zhang Qinwen et al, 1987, The Rare event at the Pre$\in$–$\in$ boundary and the stratigraphic position of this boundary. Moden Geology, Vol.11, 69–77.

ABSTRACT

Mineralization of Gold Deposits in West Henan, China①

Chen Yanjing②
(Geochemistry Institute, Academia Sinica, Guiyang)
Fu Shigu
(Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing)

Chapter 1. Geological Setting of Gold Mineralization

West Henan area is a part of the Qinling orogenic belts formed by the Mesozoic collision between the North and the South China ancient plates. The developing of the Qinling orogeny experenced three super–cycles which are the formation of the North China craton and the Southwest (China) craton before 1850 Ma, the accretion of the North and the South China ancient continents during 1850～200 Ma, and the post –collision tectonic evolution after 200Ma. The Qinling orogeny was compiled by four tectonic components which are the northern margin of the Southwest craton, the South Qinling belt, the North Qinling belt and the southern margin of the North China craton. In West Henan, there exist the later three tectonic components.

Many episodes of geological events occured in West Henan. The Zhongyue movement at about 1850 Ma was earthly the alagamation of different blocks such as the Huaxiong and the Songji boloks. The alagamation made the North China craton appear as a continental plate. At about 2300Ma, the geological environment catastrophed globally, which may be the best choice of the Archean–Proterozoic boundary. Before 2300Ma, the early Precambrian blocks

---

①Published by China Seismological Press, Written in Chinese, About 378000 Chinese Words, 234 pages.

②Now as a post–doctor at Geology Department of Beijing University Beijing, P.R.China.

or terrains developed independently. In the Songji block, the Qingyanggou type greenstone belt (primary greenstones, as relicts within the Shipaihe complex) formed before 3000Ma, the Shipaihe complex (mainly constituted by TTG) during 3000～2500Ma and the Junzhao group (secondary greenstone) during 2550～2300Ma. As for the Taihua united terrains, the Beizi and the Dangzehe groups were the primary and secondary greenstones developed respectively at the periods of 3000～2550Ma and 2550～2300Ma. And the Zhongtiao block, was the Sushui complex formed. After 2300Ma, the Xiaoshan terrain diverged from the Zhongtiao block, and alagamated to the Taihua united terrains at about 2200Ma. The Xiaoshan terrain and the Taihua united terrains construct the Huaxiong block after 2200Ma. So the tectonic evolution and the rock assemblages of the Xiaoshan terrain were consistent with the Zhongtiao block before 2300Ma, and did the same with the Huaxiong block after 2200Ma. At the period of 2200～1850Ma, both the Xiaoshan terrain and the Taihua united terrains were locally traped by the Tietonggou formation (intramontane molasses); the Songji and the Zhongtiao blocks were deposited by Songshan group and Zhongtiao group (intracratonic sediments) respectively. Between 2300Ma and 2200Ma, all the Songji block, the Zhongtiao block and the Xiaoshan terrain were covered by bimodal volcanics of continental rifting setting; the volcanics were respectively named as the Angou group, the Jiangxian group and the Xiaoshan group.

After the formation of the North China craton, from 1850 Ma to 200Ma, the southern margin of the North China continent underwent three accretional cycles of active continental margin and a cycle of passive continental margin. The three cycles of active margin regime took place respectively at the periods of 1850～1400Ma, 1050～400Ma and 400～200Ma; the passive margin regime did at the period of 1400～1050Ma. The Xionger group was a volcanic assemblage formed in volcanic arc environment between 1850～1400Ma. In the same temporal range of 1850～200Ma, the northern margin of the South China plate also experenced four accretional cycles —— passive margin companious with terrane diverging (1850～1400Ma), diverging and alagamating of terranes (1400～1050Ma), passive margin with terrane diverging (1050～400Ma) and passive

margin (400～200Ma). At the end of Palaeozoic, the North China ancient plate began to collide with the South China ancient plate. The collision reached its top in Triassic. The intensive south–to–north compressing resulted in intracrustal detaching, thrusting, sliding and intracontiental subducting, which made the EW–trending collision type orogenic belts——the Qinling orogenic belts be formed.

In Jurassic, The collision got weak and the orogenic belts turned to extension. In Cretaceou and Tertiary, the extension became very intensive and led to the formation of typical extensional tectonics (similar to Wernicke's model) and the eruption of the Cretaceous alkline felsic volcanics and the Tertiary basalts. Besides the extension, long–distant–effect of the geological process at the margins of the Eurasia continent affected the tectonic evolution of west Henan. For instance, Cenozoic collision between Eurasia and Indo–Australia plates ended the extension of the Qinling orogenic belts at the beginning of Quaternary.

Chapter 2 Geochemical Background of Gold Mineralization

——Au Abundances and Their Variation of Main Rock Assemblages

The gold abundances of the important rock assemblages are gaven out in this book (Table 1) after critical calculation and discussion with a large amount of data obtained by many geologists and the authors after 1982. Most of them are lower than 3.5 ppb which is generally referenced as the Clark value. The Au abundances of granitoids and migmatites are lower than those of the supracrustal rocks intruded and destructed by the former. Sediments possess more Au than volcanics. Carbonaceous assemblages have higher Au (generally >1.7ppb) than the other rock assemblages, which indicates the contribution of bionta to gold mineralization. Clastic rocks have more Au than carbonates. Au in BIF (banded iron formation) is high .The oceanic background greenstone belts have higher Au than the continental background ones, and so do the old than the young. The higher the rocks metamorphized, the lower the gold contents were in the metamorphic rocks. The Huaxiong block is the most important gold – producing district; its Au–bundance is the lowest in West Henan. Even slight alteration can make the gold contents of rocks increase.

Tabel 1 **Gold abundances (ppb) of the important rock assemblages of West Henan**

tectonic units		rock assemblages or strata	num	Au
Songji block of the North China craton		Angou Gp., bimodal volcanics	4	1.1
		Junzhao Gp., secondary greenstone belts (Junzhao type)	3	0.4
		Shipaihe complex (TTG, migmatite, ect.)	45	0.9
		Qingyanggou type (primary) greenstone belts	5	1.7
		supracrustal rocks of the crystalline basement	164	1.4
		the crystalline basement (underlying the songshan Gp.)	209	1.3
Huaxiong block of the North China Craton	Xiao–Shan terrain	Tietonggou Fm., intramontane molasses	34	2.1
		Xiaoshan Gp., bimodal volcanics	26	0.9
		Tianyemiao Complex (mainly migmatites)	41	1.1
		the crystalline basement (underlying the Tietongou Fm.)	67	1.0
	Taihua united terrains	Shuidigou Gp., khodalite series	19	1.7
		Dangzehe Gp., greenstone belts (secondary, Dangzehe type)	101	0.9
		Beizi Gp., greenstone belts (primary, beizi type)	35	0.9
		Archean greenstone belts (Dangzehe Gp. +Beizi Gp.)	140	0.9
		the crystalline basement (underlying tietonggou Fm.)	467	1.0
	basement	the crystalline basement (underlying Tietonggou Fm.)	572	1.0
	cover	Xiongcr Gp., arc volcanics, overlying the Tietonggou Fm.	7	0.7
North Qinling orogenic belts		Kuanping Gp., ophiolite suite	65	1.1
		Xiaozhai flysches, part of Erlongping Gp.	31	2.1
		Erlongping ophiolites, part of Erlongping Gp.	41	1.7
		Erlongping Gp., ophiolite suite (flysch+ophiolite)	72	1.9
		Yanlinggou parametamorphics, upper portion of Qinling Gp.	109	2.1
		Guozhuang orthometamorphics, lower portion of Qinling Gp.	133	1.4
		Qinling Gp., complicated rock assemblage	242	1.7
South Qinling orogenic belts		Daigou Fm. of Douling Gp., parametamorphics	95	2.6
		Waiwuchang Fm. of Douling Gp., orthometamorphics	79	1.9
		Douling Gp., metamorphic volcanic–sedimentary rocks	174	2.3
		Maotang Gp., metamorphic volcanic sedimentary rocks	58	1.1
		Dengying Fm., carbonate–clastic rocks, Sinian tillite	9	1.2
		Liuling Gp., ophiolite suite (mainly volcanics and sediments)	52	1.7
Tongbei mountains (eastern equivalent of the Qinling orogeny)		Nanwan Fm. of Xinyang Gp., mainly volcanics	86	1.2
		Guishan Fm. of Xinyang Gp., Carbonaceous sediments	82	2.3
		Xinyang Gp., volcanic–sedimentary rocks (ophiolitic melange)	168	1.7
		Dingyuan Fm. of Sujiahe Gp., marnly volcanics	42	0.9
		Huwan Fm. of Sujiahe Gp., carbonaceous sediments	10	3.8
		Sujiahe Gp., metamorphic volcanic –sedimentary rocks	52	1.5
		Waidoushan Fm., Carbonaceous rocks	431	4.8
Cover		Cretaceous cover of West Henan, intramontane sediments	44	0.9

Chapter 3 Prospecting Metallogeny and Geological and Geochemical Characteristics of the Main Type Gold Deposits.

6 genetic series and 17 types are distinguished from each other for the gold deposits of the world mainly according to the emplacement and the geological characteristics of ore bodies (Tab. 2). Patterns are divided based on the nature of the host rocks. 13 types gold deposits including placers have been found in West Henan. The authors have carried a comprehensive study on 10 typical represents of 9 types of the primary gold deposits. Elemental geological characteristics of the ten deposits are shown up; and their metallogenesis are also discussed in detail. The ways how and where to prospect for gold deposits of different types are suggested. From the study on the ten typical deposits, general reguilarities of mineralization are drawn out as the following: (1) Quartz and pyrites are the two most important kinds of gold-bearing minerals. (2) The hydrothermal mineralizing process can be divided into three epoches. Ⅰ-epoch of mediate to high temperature (reach 350℃ or more), Ⅱ-epoch of mediate temperature (200~ 350℃) and Ⅲ-epoch of low temperature (lower than 220℃). (3) Gold deposited predominately in Ⅱ-epoch, secondly in Ⅰ-epoch, and negligibly in Ⅲ- epoch. (4) Epoch Ⅰ, Ⅱ and Ⅲ are respectively characterized by the formation of pyrite-quartz association, fine grain polymetal sulfides and fine stockworks of carbonate -quartz .(5) The Ⅲ- epoch hydrothermal solutions originated from meteoric water; The Ⅰ-epoch one came from metamorphism or magmatism; and the Ⅱ-epoch solutions are mixed ones by two or three kinds solutions of meteoric, metamorphic and magmatic. (6) Gold deposited suddenly and intensively when the nature of the hydrothermal solution changed, for examples, decrease of (K+Na) / (Ca+Mg), increase of Fe and $\sum M^{\pm}$ (total ions and anions). (7) The changes of the nature of hydrothermal solution resulted from the mixing of different kinds of solutions or from drastic change in petrology of the wall rocks. Drastic petrological change resulted in the formation of the strata-bound series deposits such as Yindonggpo and Bankuan. (8) The ore-forming materials and hydrothermal solutions were derived from poly source, and deposited in poly epoches (in gener-

al, three epoches). (9) The Mesozoic intracontinental subduction caused the mineralization of every deposits in West Henan.

Table 2 Genetic classification of gold deposits of the world

Group	Series	type
primary group	magma-bound	1. explosive breccia; 2. porphyry; 3. skarn
	fault-bound	4. fine grain disseminated; 5. altered crush zone; 6. silicified lode; 7. quartz vein
	strata-bound	8. banded iron formation bound; 9. carbonaceous bed bound, 10. conglomerate bound
	stratiform	11. massive sulfide; 12. epithermal
secondary group	detrital	13. conglomerate; 14. tillite; 15. placers
	weathering shell	16. iron cap; 17. red soil

Chapter 4 Reguilarities of Gold Mineralization and the Metallogenic Model of Gold Deposits

From a comprehensive research including detail study on ten typical gold deposits and extensive investigation on a lot of deposits in West Henan, a series of reguilarities of gold mineralization in West Henan have been drawn out as the following: (1) All the primary gold deposits emplaced in Mesozoic, especially at the period of 186~67Ma. Wheras placers deposited in Cenozoic. No placer mine has been found in Mesozoic or even earlier sediments. (2) All the deposits have been found in the districts where Mesozoic collision were intensive. The deposits lie on the south of the Sanmenxia-Baofeng faults and are concentrated in the western part of West Henan. (3) The ore bodies of magma-bound deposits are enveloped in granitic plutons (usually of syntax type) or in their contact zones with the wall strata. The deposits and the plutons share the same spatiotemporal distribution and lie north to the large granitic batholithes of transformation type. The fault-bound and strata-bound deposits lie 2km south to the transformation type granitic batholithes. (4) All the deposits are located in the north of great faults which have been resently proved to be Mesozoic northward intracentinontal subducting sutures, in other words, the

deposits are emplaced in the overlapping slab. The second or the third level faults in the overlapping slab control the location of the ore bodies or the gold-bearing plutons. (5) Gold mineralization took place in a low Au-abundance setting. Deposits have been found in various assemblages; but they just concentrate in some special assemblages such as the Dangzehe group, the Xionger group. The types of Mineralization and alteration were affected by the nature of the host rock assemblages. (6) The gold deposits formed in the late stage of the collision orogenesis between the North and the South China plates, Jurassic, and in the early stage of the extension of the collision orogenic belts, Cretaceous. The geodynamic background of gold mineralization is that compression turned to extension. (7) Gold precipitated in many hydrothermal epoches and stages. The mineralization process can be generally divided into three epoches. The II - epoch took place at the temperature of 200~350℃, and made most contribution to the formation of ores. (8) The source of the ore -forming materials is very complex, but the deep-derived materials take good advantage over the others. (9) The ore -forming hydrothermal solutions of every deposit were derived from different source by different kinetics. The I - epoch solutions were usually derived from metamorphism or magmatism, the III- epoch ones from cycling of meteoric water, and the II - epoch were composite ones by two or three kinds of metamorphic, magmatic and meteoric solutions. (10) Mineral assemblage of ores, mineralized element association, wall rock alteration and etc. are very similar among different primary gold deposits, which shows that the nature of the ore forming solutions and the mineralization process of different deposits do not possess much deferences between each other. (11) The mineralization types depend on the characteristics of ore -host space, for examples, the types of fault -bound series are controled by the nature of faults (width, dynamics), the nature of host rock (content of SiO_2, cystallization, foilation) and the emplacing depth. (12) Quartz and pyrite are the two most important gold -bearing minerals of different primary deposits. The size of gold grains of II - epoch is often smaller than those of I - or III - epoches. The size can be also affected by the nature of the host rock, as an example, the gold grains of deposits hosted in carbonates are extreamly fine.

Based on the knowledge of the gold mineralizations, the metallogenic model for the gold deposits in West Henan——the metallogenic and petrologenic model for collision orogenesis are proposed as that the materials of the desending slab mobilized and moved upward in the turn of the increase of the melting points of the materials for the temperature getting higher and higher as the slab down-going. Hence, zonation of deposits, rocks and elements appeared in the asending slab (Fig.1).

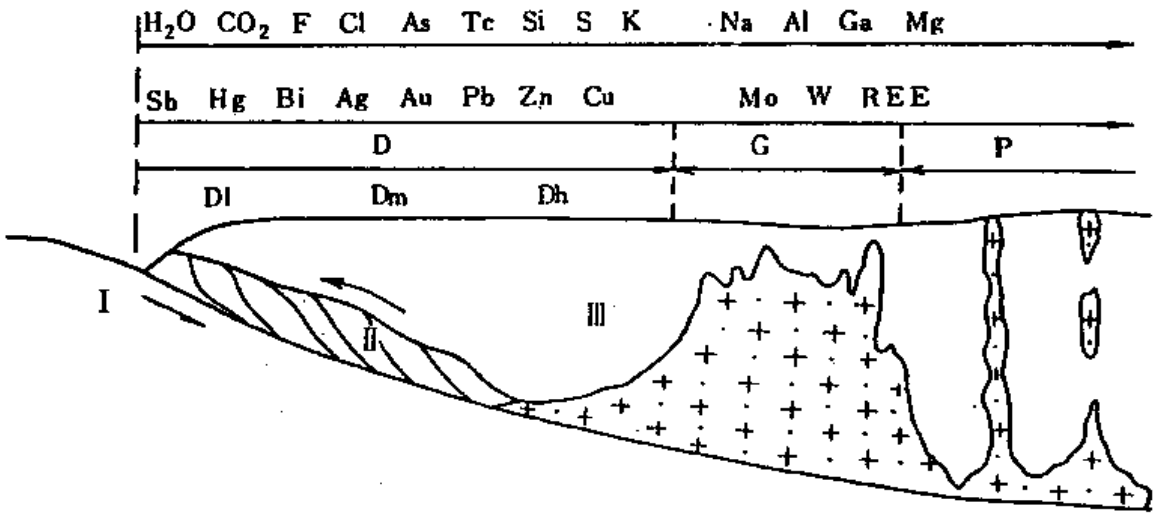


Fig.1 Metallogenic and petrogenic model for collision orogonesis

I ——desending slab; II ——intracontrnental subduction melange; III ——asending slab; D——hydrothermal deposit zone; G——granite zone; P——prophyry zone; Dl, Dm, Dh——low, mediate, high temperature subzones of zone D.

As the distance from the suture of intracontinental subduction increase, zone D (hydrothermal deposits), G(granite batholithes of transformation type) and P (porphyrys and their related rocks and deposits) appear in the asending slab.

The metallogenic and petrogenic model for collision orogeny can satisfactorily interpret all the reguilarities of gold mineralization in West Henan. According to the model we can also interpret and predict the zoning distribution of the gold deposits in West Henan.

Chapter 5 Distributions of Auriferous Districts in West Henan and Their Comparision with the Other Areas

Detailed study shows that not only the gold deposits of West Henan distribute in collision orogenic belts, but nearly all the gold deposits of the whole China also lie in collision orogenic belts or their vincinity. Most of the primary gold deposits formed in Mesozoic, especially in Jurassic and Cretaceous, when the collision orogenesis occured extensively and intensively in China. Significant gold deposits in the North China craton were found only in the margins of the craton where Mesozoic collision was very strong. In addition, no significant gold deposit was found in the inner area of the North China craton where the Mesozoic collision was demonstrated slightly.

From the study of the distribution relationship between the typical granite – greenstone terrains and the auriferous districts of the world, we discovered that the gold deposits in greenstone belts are controled by the tectonic pattern of the granite–greenstone terrain. The O– and the C–types of granite –greenstone terrains are distinguished according to the nature of granitoids, the nature of greenstone belts and the relationship between the granitoids and greenstone belts. The O–type (proto–oceanic type) granite –greenstone terrain developed on an oceanic background. Its granitoids are dominatant of K–granites of transformation type. The granites are younger than the greenstone belts. The O–type terrains can be simply discribed as greenstone→ granite. The C–type (protocontinental type) granite–greenstone terrains have two stages of greenstone belts (primary and secondary). At the temporal interval of these two stages, large amount of TTG developed. The TTGs intruded and destroyed the primary greenstone belts and made the primary greenstone belts exists as discontinuous relicts in granitoids. Then the secondary greenstone belts developed on a granitic basement and usually unconformly covered the TTGs. The C–type terrain can be simplified as primary greenstone→ granite→ secondary greenstone. Without protection of granitic basement, the greenstone belts of the O–type terrains are easy to mineralize and become auriferous districts. On the other hand, the C–type granite–greenstone terrains are difficult to become auriferous districts. If apllying the concepts of the O– and the C–types granite

–greenstone terrains to the post–Archean area, the granite –ophiolite terranes developed from oceanic background belong to the O–type terranes. In West Henan, most of the gold deposits were found in the O–type terranes.

The relationship between gold mineralization and khondalite series has been neglected for a long time. But a preliminary study on this subject shows that all the auriferous districts in the North China craton do exist khondalite series such as the Shuidigou group of the Huaxiong block, the Jingshan group of the Jiaodong block. The Au–abundances of khondalite series are obiviously higher than the other rock assemblages such as the greenstone belts of the same areas. Being rich in unstable components such as H_2O, Si,K, etc., khondalite series are suitable to provide ore–forming materials because gold can be easily mobilized and transported out; possessing a lot of carbonaceous beds, BIFs and etc. which can reduce and absorb gold from hydrothermal solution, khondalite series can also be favourable host–rocks. So the khondalite series are easy to mineralize and usually in same distribution to the auriferous districts of North China. In fact, khondalite series are high grade metamorphic " carbonate–silicolite–pelite assemblages". So it is not difficult to think that the carbonate–silicolite–pelite assemblage are also favourable host and source rocks of gold deposits. In West Henan, most important auriferous districts have khondalite series or carbonate –silicolite –pelite assemblage.

Collision orogenesis, O–type terrain and khondalite series (or carbonate–silicolite –pelite assemblage) are the most important characters of auriferous districts. Terrains with the three above characters are most important gold –producing places; terrains with none of these three factors are usually poor in gold deposits, terrains with one or two of these three factors have been gold mineralized between the two above kinds terrains. And this conclusion is completely consistent with the distribution of auriferous drstricts in West Henan and North China.