

燕山—喜马拉雅旋回在中国内生金矿 成矿作用中的重要意义及其原因探讨

高质彬 王小春

(西南冶金地质研究所, 成都)

摘要: 中国内生金矿分布广, 矿化产出层位多, 矿床类型复杂。成矿物质主要来自四类含金地质建造。矿化与构造关系密切, 与岩浆活动也有程度不同的联系。实际资料表明, 燕山—喜马拉雅期是中国内生金矿的主要成矿期。中生代中国大陆所处的特殊板块运动环境所导致的构造-岩浆事件及随之出现的前所未有的热效应和扩容空间效应, 是中国内生金矿集中形成于这一时期的根本原因。本文最后对中国内生金矿成矿的演化过程作了归纳。

主题词: 中国内生金矿 成矿作用 燕山—喜马拉雅成矿期

1 中国内生金矿的主要地质特点

1.1 分布上的广泛性和相对集中性 从地理位置看, 金矿产地遍及各个省区, 而从大地构造单元看, 无论是古老地台区 (如胶辽台隆、豫西断隆等), 还是地槽褶皱区 (如云开加里东褶皱带、右江印支褶皱带), 均有矿床产出。但矿化又具有相对集中性, 全国至少可划分出8个矿化集中区 (图1)。这些矿化集中区集中了全国大部分的金矿储量, 它们都存在以某种类型为主、包括大型或特大型矿床在内的一系列矿床, 同一矿化集中区具有相似的地质背景, 而不同地质背景下的矿化集中区又表现出明显的类型和矿化特征的差异, 如胶东的破碎蚀变岩型金矿、小秦岭的石英脉型金矿, 滇黔桂的微细浸染型金矿, 哀牢山与基性、超基性岩有关的金矿等。

1.2 矿化的多层位性 从太古界以来的各时代地层中几乎都有矿床赋存 (表1), 但已有资料表明, 太古界和中生界是我国金矿的两个主要产出层位。

1.3 复杂的矿床类型 工业类型有石英脉型 (包括单脉、复脉和网脉)、各种形式的破碎蚀变带 (岩) 型、微细浸染型和斑岩型等 (表1)。成因类型有岩浆热液型、火山、次火山热液型、变质热液型、地下水热液型 (热卤水溶滤型) 和含金砂卡岩型等。按成矿地质背景划分有绿岩带型、浅变质碎屑岩 (系) 型、火山岩型、侵入岩内外接触带型等。

1.4 特定的地质建造提供成矿物质 研究表明, 以下四类建造是中国地质历史上作为金矿矿源层的主要含金地质建造: (1) 太古代变质中基性火山岩建造 (绿岩带)。这是一套以正变质岩为主的绿色岩系, 其变质相为角闪岩-麻粒岩相, 如迁西群、鞍山群、胶东群和太华群等; (2) 超基性岩-基性火山岩建造。主要见于云南哀牢山变质带和新疆部分地区, 产出层位多为中上古生界, 由玄武质基性熔岩、层凝灰岩、含火山物质的沉积岩, 或仅由代表古洋壳残片的蛇纹石化超基性岩体组成; (3) 浊积岩 (复理石) 建造。也有人称为细碎屑或泥

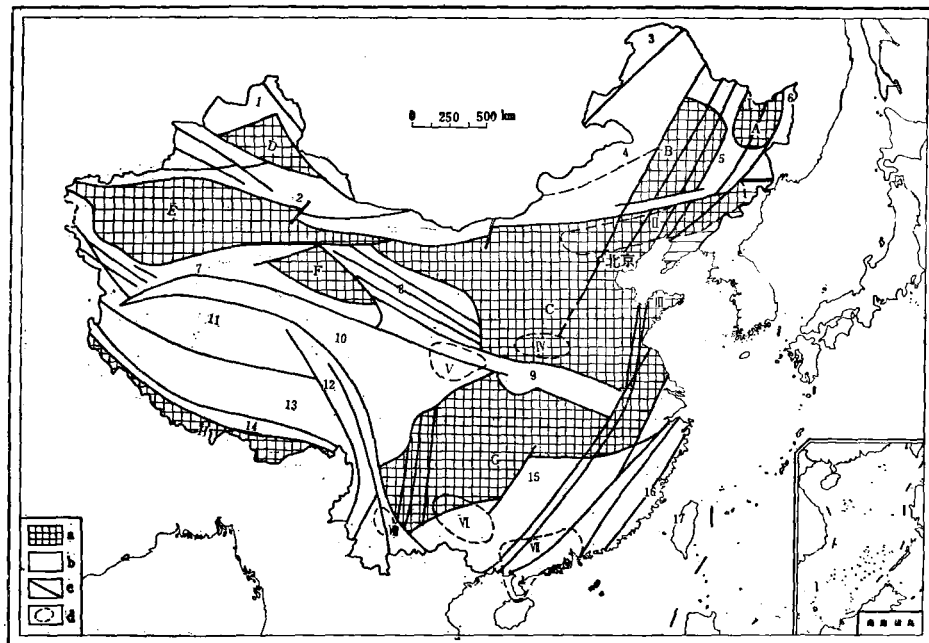


图 1 中国大地构造和主要内生金矿集中区分布图

a—地块或中间地块；b—褶皱带；c—深大断裂；d—金矿集中区；地块：A—佳木斯；B—松辽；C—华北；D—准噶尔；E—塔里木；F—柴达木；G—扬子；H—印度；褶皱系（带）：1—准噶尔—阿尔泰；2—天山；3—额尔古纳；4—兴蒙；5—吉黑；6—那丹哈达；7—昆仑；8—祁连；9—秦岭；10—松甘；11—喀拉昆仑唐古拉；12—三江；13—冈底斯念青唐古拉；14—雅鲁藏布；15—华南；16—东南沿海；17—台湾；金矿集中区：I—佳木斯；II—燕辽；III—胶东；IV—小秦岭；V—川陕甘；VI—滇黔桂；VII—粤西；VIII—哀牢山

Fig. 1. Sketch map showing geotectonic elements and distribution of major endogenic gold ore concentration areas in China.

Legend: a—Landmass or median mass; b—Fold belt; c—Deep fault; d—Gold ore concentration area. Landmasses: A—Jiamusi; B—Songliao; C—North China; D—Jungar; E—Tarim; F—Qaidam; G—Yangtze; H—India. Fold systems (belts): 1—Jungar-Altay; 2—Tianshan; 3—Ergune; 4—Xingmeng; 5—Jilin-Heilongjiang; 6—Nadanhada; 7—Kunlun; 8—Qilian; 9—Qinling; 10—Songgan; 11—Karakorum-Tanggula; 12—Sanjiang; 13—Gangdise-Nianqing-Tanggula; 14—Yarlungzangbo; 15—South China; 16—Southeast coastal areas; 17—Taiwan. Gold ore concentration areas: I—Jiamusi; II—Yanliao; III—East Shandong; IV—Xiaoqinling; V—Sichuan-Shaanxi-Gansu; VI—Yunnan-Guizhou-Guangxi; VII—West Guangdong; VIII—Ailaoshan.

砂质建造，通常表现为一套具韵律结构的黑色（含碳）岩系，元古界至三叠系的不少层位中都有这类建造分布，一般以浅变质为特征（如川西、黔桂地区的三叠系），也有的变质较深（如陈蔡群），显然其所形成的岩石为副变质岩；（4）中生代中酸性火山-次火山岩建造。主要发育于我国东部地区，其时代范围为侏罗纪—第三纪，以陆相安山质、流纹质熔岩和火山碎屑岩为主，也含少量次火山岩。

1.5 矿化与构造关系密切 无论是哪种类型的矿床几乎无例外地主要受构造，特别是断裂构造的控制，角砾岩、碎裂岩、糜棱岩（化）带、劈理化带、裂隙带、层间滑脱带等是矿化最基本的定位空间。

2 燕山—喜马拉雅期是中国内生金矿的主要成矿期

表 1 列出了中国各类有代表性的、研究程度较高的 23 个金矿床的成矿时代资料。由统

表 1 中国重要内生金矿床产出地层、矿源层(岩)、类型及成矿时代
Table 1. Host strata, source beds (rocks), types and metallogenic epochs of major endogenic gold deposits in China

矿床名称	矿化产出地层 (围岩)	矿源层及主要岩石组成	矿床类型	成矿时代	资料来源
团结沟 (黑龙江)	中生代次火山岩($93.1 \times 10^6 \sim 112.6 \times 10^6 \text{a}$)	火山岩。花岗斑岩、斜长花岗斑岩、流纹岩、英安岩等	斑岩型	燕山晚期	①
夹皮沟 (吉林)	太古界鞍山群三道沟组($>2800 \times 10^6 \text{a}$)	鞍山群三道沟组下含铁层。斜长角闪岩和片麻岩	主要为石英脉型	海西晚期—喜马拉雅期	②、[1]
刺猬沟 (吉林)	晚侏罗世火山岩($147.5 \times 10^6 \text{a}$)	火山岩。安山岩、安山质角砾熔岩、安山质凝灰角砾岩、次安山岩	方解石石英脉型	燕山期	③
金厂峪 (河北)	太古界迁西群($>2500 \times 10^6 \text{a}$)	迁西群。斜长角闪岩、斜长片麻岩、角闪斜长片麻岩等	石英脉型	燕山期	[2]、[3]
峪耳崖 (河北)	花岗岩($149 \times 10^6 \text{a}$)及其与围岩接触带	迁西群。变基性火山岩	石英脉型、细脉浸染型	燕山期	[2]、[3]
玲珑 (山东)	花岗岩($118 \times 10^6 \sim 160 \times 10^6 \text{a}$)	太古界胶东群。黑云变粒岩、黑云斜长片麻岩、斜长角闪岩	石英脉型	燕山晚期	[4]
新城 (山东)	花岗岩($102 \times 10^6 \sim 160 \times 10^6 \text{a}$)	太古界胶东群。斜长角闪岩、片麻岩、变粒岩	破碎带蚀变岩型	燕山晚期	④
金青顶 (山东)	花岗岩($134.4 \times 10^6 \text{a}$)	太古界胶东群。黑云变粒岩、斜长角闪岩、角闪变粒岩	石英脉型	燕山晚期	[5]
小秦岭 (河南、陕西)	花岗岩($100 \times 10^6 \sim 130 \times 10^6 \text{a}$)太古界太华群($>2500 \times 10^6 \text{a}$)	太华群。斜长角闪片麻岩、斜长角闪岩、黑云斜长角闪片麻岩、混合岩	石英脉型	燕山晚期	⑤、[6]
上官 (河南)	元古界熊耳群	熊耳群。安山岩、安山玢岩等火山岩和火山碎屑岩	蚀变破碎带型	燕山期	⑥、⑦
双王 (陕西)	上泥盆统星红铺组	泥盆系(?)。钙质粉砂岩、绢云板岩、钠长板岩	含金角砾岩型	燕山期	⑧、⑨
银坑山 (浙江)	前泥盆系陈蔡群	陈蔡群。黑云母斜长片麻岩、少量浅粒岩、变花岗岩	石英脉和硅化蚀变带型	燕山期	[7]
东北寨 (四川)	上三叠统新都桥组	三叠系。砂岩、板岩夹少量火山岩	微细浸染型	燕山晚期	⑩
紫木圪 (贵州)	下三叠统夜郎组	主要为夜郎组、长兴组。粉砂岩、粘土岩、泥灰岩、灰岩	微细浸染型	?	[19]
丫他 (贵州)	中三叠统新苑组	新苑组。砂岩、粉砂岩、粘土岩等	微细浸染型	燕山期	[8]
板其 (贵州)	下三叠统紫云组	新苑组。砂岩、粉砂岩、粘土岩等	微细浸染型	燕山期	[8]
戈塘 (贵州)	上二叠统龙潭组与下二叠统茅口组之间	龙潭组。砂岩、粘土岩夹灰岩、硅质岩	微细浸染型	燕山期	[8]
哀牢山北段 (云南)	上古生界	基性火山岩、超基性岩。各类玄武岩、蛇纹石化超基性岩	构造蚀变带型	燕山晚期—喜马拉雅期	⑪、⑫
金厂 (云南)	中、下志留统金厂组及超基性岩体边部	超基性岩。斜辉橄榄岩、斜辉辉橄岩	石英脉、石英岩型	主要为燕山晚期	[9]、[10]
河台 (广东)	震旦系C组	震旦系。二云母长英片岩、黑云变粒岩夹长石石英砂岩	糜棱岩型	海西—燕山期(?)	⑬、⑭
金牙 (广西)	中三叠统板纳组	板纳组。砂岩、粉砂岩、泥岩、泥灰岩	微细浸染型	燕山期	⑮、⑯

续表

矿床名称	矿化产出地层 (围岩)	矿源层及主要岩石组成	矿床类型	成矿时代	资料来源
高 龙 (广西)	中三叠统百逢组	以百逢组为主。砂岩、泥岩、少量灰岩	微细浸染型	燕山期	⑪
金瓜石 (台湾)	第三系火山岩和砂、 页岩	火山岩。石英安山岩	石英脉型	喜马拉雅期	⑫、〔6〕

- ① 李成范等, 1985, 黑龙江省团结沟斑岩金矿的成矿作用, 金银矿产选集, 第四集, 冶金部黄金情报网、冶金部长春黄金研究所
- ② 程玉明, 1984, 吉林夹皮沟金矿床成因与富集规律, 金银矿产选集, 第一集, 冶金部黄金情报网、冶金部长春黄金研究所
- ③ 胡连胜等, 1984, 吉林刺洞沟金矿床成因特征, 金银矿产选集, 第一集, 冶金部黄金情报网、冶金部长春黄金研究所
- ④ 山东省地质局第六地质队, 1984, 山东新城金矿床地质特征及成矿, 金银矿产选集, 第一集, 冶金部黄金情报网、冶金部长春黄金研究所
- ⑤ 沈福农等, 1985, 河南小秦岭脉金矿床浅析, 金银矿产选集, 第四集, 冶金部黄金情报网、冶金部长春黄金研究所
- ⑥ 甘肃省地质矿产局科技情报室, 1985, 河南上官金矿, 甘肃地质科技情报, 第1期
- ⑦ 林尤聪, 1985, 河南和山东金矿物化探工作经验简介, 广东地质科技, 第2期
- ⑧ 夏同庆等, 1990, 陕西双王金矿地质特征及成因, 中国西北部地区金矿床实例, 第一册, 核工业部西北地勘局科技处、铀矿地质情报网西北分网
- ⑨ 甘肃省地质矿产局科技情报室, 1985, 陕西双王金矿, 甘肃地质科技情报
- ⑩ 高质彬等, 1989, 四川西北部地区微细浸染型金矿成矿条件、找矿方向和远景研究, 科研报告, 冶金部西南地勘局
- ⑪ 云南省地质矿产局哀牢山金矿研究组, 1988, 哀牢山北段构造蚀变带金矿成矿条件及找矿靶区研究, 汇报材料
- ⑫ 云南省地质矿产局三大队哀牢山金矿组, 1988, 哀牢山北段金矿成矿条件初步探讨, 西南地质科技情报, 第2期
- ⑬ 涂昭雄等, 1989, 粤西河台特大型金矿区两个矿床的物质组分及成因讨论, 中国金矿大全, 第四卷
- ⑭ 赵士杰, 1987, 河台金矿区区域地质背景及含金糜棱岩带地质特征, 广东区域地质, 第1期
- ⑮ 汪金榜, 1991, 广西金牙超微粒浸染型金矿中主要含金矿物稀土元素组成特征与矿床成因, 超微粒型金矿论文集, 冶金部西南地勘局
- ⑯ 刘金钟, 1991, 桂西北地区板纳组的含金性, 超微粒型金矿论文集, 冶金部西南地勘局
- ⑰ 祝渊陵, 1989, 构造动力作用下变形-弱变质过程对广西高龙微细浸染型金矿床形成的控制, 成都地质学院研究生论文
- ⑱ 朱守平等, 1989, 台湾省金矿资源简况, 黄金科技动态, 第7期
- ⑲ 郭振春, 1988, 贵州兴仁紫木垭金矿床地质特征及成因探讨, 贵州地质, 第3期

计结果看, 不管矿化的产出层位和成因类型如何, 除个别矿床或尚无确切依据、或时间跨度较大外, 绝大多数矿床的形成时代可以肯定为燕山或燕山—喜马拉雅期(燕山期的上、下界年龄值分别为 65×10^6 a 和 208×10^6 a^[11])。例如, 胶东地区赋存玲珑金矿床的玲珑黑云母花岗岩, 其锆石的 U-Pb 年龄为 $118 \times 10^6 \sim 160 \times 10^6$ a; 产出新城金矿床的玲珑黑云母花岗岩和郭家岭花岗闪长岩, 其同位素年龄分别为 160×10^6 a 和 102×10^6 a; 金青顶金矿床的矿化围岩乳山黑云母二长花岗岩的 K-Ar 同位素年龄为 $(134.4 \pm 3.81) \times 10^6$ a。冀东地区产于迁西群中的金厂峪金矿床, 其蚀变围岩——绢云母片岩的 K-Ar 年龄为 197.1×10^6 a; 赋存峪耳崖金矿床的花岗岩体, K-Ar 年龄为 149×10^6 a。与小秦岭金矿床有直接成因联系的二长花岗岩体, K-Ar 年龄为 $100 \times 10^6 \sim 130 \times 10^6$ a, 被含金石英脉切割的辉绿岩脉的 K-Ar 年龄介于 $148 \times 10^6 \sim 182 \times 10^6$ a 之间, 而含金石英脉体中的长石 K-Ar 年龄为 67.7×10^6 a, 并且又被 67×10^6 a 的云煌岩脉所切割。黔西南产于三叠系中的微细浸染型金矿床(丫他、板其、戈塘)的矿石铅同位素年龄值约为 100×10^6 a。产于上泥盆统中的陕西双王金矿床矿石中 II、IV 热液成矿阶段的含金黄铁矿的同位素年龄值分别为 $(183.09 \pm 20.64) \times 10^6$ a 和 $(168.0 \pm 16.2) \times 10^6$ a。川西北地区赋存于上三叠统中的微细浸染型金矿床(东北寨等)铅同位素指示

的矿化年龄小于 93.5×10^6 a。哀牢山中段产于超基性岩体和接触带附近围岩中的金厂金(镍)矿床,其富矿形成高潮期的蚀变矿物铬水云母的年龄值为 $70 \times 10^6 \sim 112 \times 10^6$ a;北段上古生界中的老王寨金矿床,矿化煌斑岩中的黑云母 Rb-Sr 年龄值为 24.53×10^6 a,近矿围岩蚀变矿物铬水云母的 Rb-Sr 年龄值为 $29.3 \times 10^6 \sim 39.2 \times 10^6$ a(所有数据来源与表1引用的资料来源相同)。其它产于中、新生界火山岩中或与其有关的金矿(团结沟、刺猬沟、金瓜石等),其成矿时代更自不待言。有趣的是,那些目前认为成矿时间跨度较大的矿床(如夹皮沟、河台),也都不排除燕山期有矿化富集。实际上,上述有些矿床仅有围岩的年龄值,真正的矿化年龄还应该更小。

以上资料充分说明,燕山—喜马拉雅期是中国内生金矿最主要的成矿期,或者说中国内生金矿的成矿主要发生在 208×10^6 a以后。因而多数矿床矿源层、含矿层与矿化年龄之间具有明显的时差,即表现出“老地层、新矿化”的特点。

笔者认为,强调如下两点是必要的:(1)赋矿地层(围岩)时代与成矿时代是两个不同的概念,绝不能把某一构造期的地层中出现的矿化就认为一定是该构造期形成的。就热液矿床或与热液作用有关的矿床而言,毫无疑问,矿化总是晚于其所赋存的地层或围岩的时代;

(2)成矿物质的演化过程是一个与地质历史发展相联系的长期过程,成矿前的构造-岩浆作用对于矿质的活化、迁移可能有一定影响,但造成矿床或富集成工业矿石的成矿作用只能发生于特定地质事件所形成的特定环境或条件下,很难想象,这种特定的成矿环境会在地质史上重复出现,因此,成矿只能与某一构造期相联系,或者说只能在某一构造期产生和形成。对于一个具体的矿床,“多(构造)期”成矿是不具说服力的,但在一定构造期内,成矿的多阶段性则是为大量事实所证明了的。

3 中国内生金矿主要形成于燕山—喜马拉雅旋回的原因探讨

矿床是特定地质事件的结果和特定地质环境的产物。中国内生金矿的成矿也绝非偶然,而是与中生代板块运动及其所产生的构造-岩浆活动有着极为密切的因果关系。

众所周知,至三叠纪末期,中国大陆在经历了古生代板块构造旋回解体之后,又再度缝合、聚敛在一起,成为一个完整的“古陆”,即现今中国大陆的雏形。自侏罗纪开始,中国大陆在发展史上进入了一个划时代的时期,西南部印度板块向北偏东方向运动加剧,直至古特提斯海封闭、消失,与中国大陆碰撞、缝合;东部太平洋板块向西俯冲;而北部晚古生代时期与中国大陆缝合为一体的西伯利亚板块在印度和太平洋板块运动、推挤过程中表现出明显的阻挡或“水平支撑”的作用(图2)。这样就导致中、新生代(燕山—喜马拉雅期)中国板块构造环境与过去有着本质的不同:印支期前大多是单向挤压环境,受力岩块具有较大的“伸展”、“退让”余地,而燕山—喜马拉雅期为多向挤压环境,使中国大陆在整体上处于三面受力的围压状态之中。这种特殊的构造环境,给中国大陆带来了前所未有的地质事件和深刻的地质变化,就其对金矿成矿的意义而言,主要是以下两方面:

3.1 热效应

其热源由构造作用和岩浆活动两种因素组成。

3.1.1 构造热是受挤压地区出现的重要物理表征,Б.Б.别洛乌索夫在《地球构造圈》一书中曾指出,在一般挤压造山带要比没有构造运动的地区的热流值高1.5~2倍,并认为这些

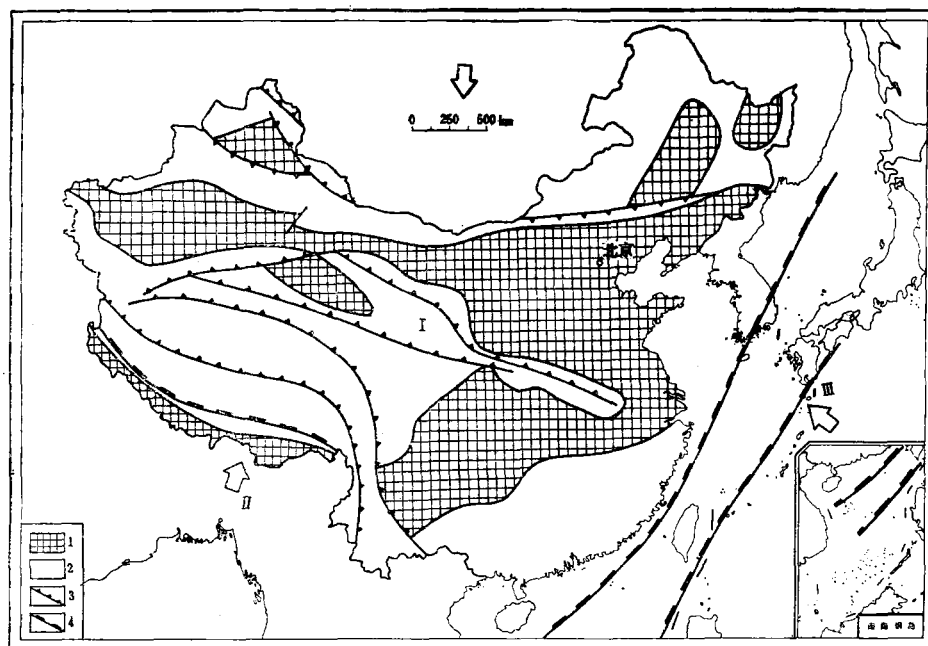


图 2 燕山—喜马拉雅期中国板块运动环境

1—地块或中间地块；2—褶皱带；3—燕山期前板块俯冲带；4—燕山—喜马拉雅期板块俯冲、碰撞带；
I—中国大陆板块；II—印度板块；III—太平洋板块

Fig. 2. Environments for plate movement in China in Yanshanian-Himalayan period.

1—Landmass or median mass; 2—Fold belt; 3—Pre-Yanshanian plate subduction zone; 4—Plate subduction and collision zone in Yanshanian-Himalayan period; I—Plate of Chinese continent; II—Indian plate; III—Pacific plate.

地带地壳高下层的温度比构造稳定区高 $300 \sim 400^{\circ}\text{C}$ 。位移岩块之间的摩擦生热在难于散热、封闭良好的环境中可以积热和升温，使岩石达到软化、流动以至重熔的程度^[12]。中国大陆在中新生代遭受的长期而强烈的围压过程，实际上是一个由构造动能（机械能）转化为热能并使热能不断积累的过程。

3.1.2 在上述构造背景下产生的燕山—喜马拉雅期岩浆活动在中国是最为强烈的一期，其岩体数量之多、规模之大、影响范围之广，为以前历次构造运动所不及，其所提供的热量显然也是其它任何一期岩浆活动所不能比拟的。

上述两种热源因素的结合，使中国大陆在这一时期成为不平衡的地热异常区，并出现较高的古地温梯度。例如，贵州安龙县戈塘附近石油钻孔测温资料显示，由地面至 2 km ，平均地热增温率为 $5^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ ^[8]；四川西部三叠系含碳板岩、砂岩有机质镜质体油浸反射率测定结果表明，本区中—新生代平均地温梯度为 $6.52^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ ^①，均高于一般大陆地温梯度平均值，而接近当前世界上已有深井测温资料的最高值（苏联斯特沃罗波尔地区）。又如，河南平顶山矿区平八矿在深度小于 787 m 的钻孔中和郑庐断裂及其附近地区浅部测得的地温梯度平均约为 $4^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ ^[13]，也都高于正常地温梯度。这种广泛的热效应是一种驱动力，它

① 冶金部西南地质勘查局，四川西北部微细浸染型金矿成矿条件和矿床预测，1991年

3.2 扩容空间效应

燕山构造运动期是中国断裂最主要的形成发展时期,直到这一构造期末,中国的断裂格局才完全定型。这一时期,不仅许多“老”断裂特别是通常作为不同构造单元边界断裂的深大断裂和区域大断裂均表现出明显的继承性活动,而且更为重要的是,有大量新断裂的生成。例如,据研究,东部对金矿有明显控制作用的郯庐断裂,在早一中侏罗世处于萌芽期,晚侏罗世为形成期,白垩纪至早第三纪为发展期,晚第三纪至今为延续期^[14];西部甘孜—理塘断裂、鲜水河断裂等,也许印支期已开始出现,但主要形成、发展于燕山期,且至今仍有强烈活动。中生代板块运动对中国大陆的多向挤压作用,使中国断裂具有网状格局,并把古老地台和各时期褶皱带切割成许多块体,从而使中国大陆最终成为一个“破碎的”陆地。

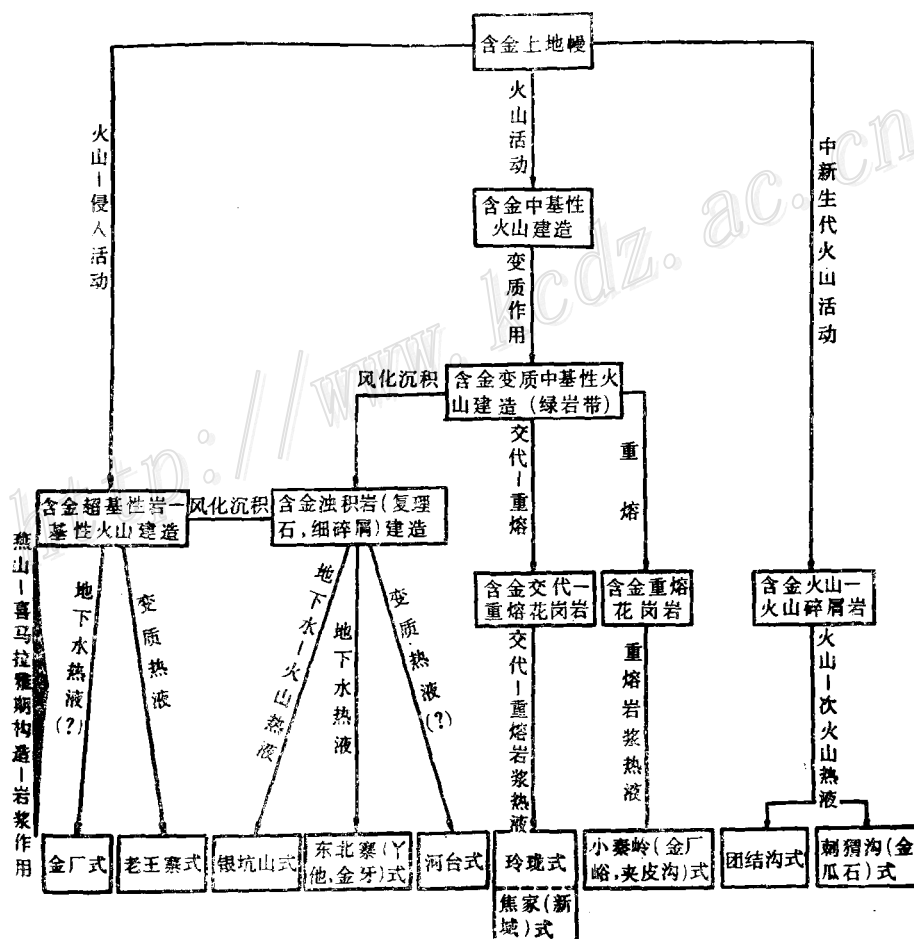


图 3 中国内生金矿成矿演化过程示意图

Fig. 3. Schematic diagram showing metallogenic evolution of endogenic gold deposits in China.

随着断裂的出现,在致密的岩石块体中创造了众多的扩容空间,它们既是岩层中的低压带,也是高渗透带,既为成矿流体的集中和运移提供了通道(导矿),也为成矿物质的沉淀(矿化就位)提供了场所(容矿)。

尽管成矿过程及其细节远比此复杂,但这些条件却是基本的、首要的,不具备这些条件,成矿就不能实现。笔者认为,燕山—喜马拉雅期中国大陆所处的特殊板块运动环境所导致的构造-岩浆事件及其随之而来的、在广度和深度上前所未有的热效应和扩容空间效应,就是中国内生金矿主要形成于这一时期的根本原因。笔者并不排除以前诸构造期成矿的可能性,但它们在数量上是有限的,在范围上是局限的,在规模上是较小的。

4 中国内生金矿的成矿演化过程

在上述认识的基础上,将中国内生金矿的成矿演化过程简要归纳如图3。由图中可以得到如下启示:(1)不同的含金地质建造具有一定的矿床类型专属性,或者说矿床类型与一定的地质背景相联系。例如,太古代变质中基性火山建造(绿岩带)中主要形成玲珑-焦家式、小秦岭式重熔岩浆热液型金矿;浅变质浊积岩区主要形成以东北寨等矿床为代表的微细浸染型金矿(卡林型、碳酸泥型),中深变质浊积岩区形成银坑山式、河台式复合热液型金矿;超基性岩-基性火山建造中形成金厂式地下水热液型金矿和老王寨式变质热液型金矿;而中酸性火山-次火山碎屑建造中则形成团结沟(斑岩)式、刺猬沟式火山-次火山热液型金矿;(2)胶东、小秦岭地区的金矿虽然成矿物质来自太古代绿岩带,但都经过了重熔作用这一重要过程,而且重熔和成矿时代远远晚于绿岩带的形成时代,因而不能归于典型的绿岩带型金矿;(3)中国金矿找矿的选区选型应以地质建造背景为依据,而就一定地区而言,燕山—喜马拉雅期构造断裂的发育和岩体的存在也是找矿部署中必须予以注重的。

参 考 文 献

- 1 王英才.夹皮沟矿区金矿床的分布规律和成矿模式.地质与勘探,1987,23(7):8
- 2 李京.冀东地区金矿地质特征及其成因.地质与勘探,1988,24(1):5
- 3 林尔为等.冀东金矿集中区的铅同位素研究.长春地质学院学报,1985,15(4):1
- 4 陈光远等.胶东金矿成因矿物学与找矿.重庆:重庆出版社,1989.
- 5 杨敏之等.胶东东部金青顶金矿床围岩蚀变岩带的地球化学、形成机理及找矿方向的研究.地质找矿论丛,1989,4(6):1
- 6 栾世伟等.金矿床地质及找矿方法.成都:四川科学技术出版社,1987.
- 7 罗镇宽等.浙江银坑山金银矿床地质特征及成因讨论.矿床地质,1985,4(4):47
- 8 沈阳地质矿产研究所编.中国金矿主要类型区域成矿条件文集.第6辑,黔西南地区.北京:地质出版社,1989.
- 9 蒋志.金厂金镍矿床形成的地球化学过程.地质与勘探,1984,20(1):6
- 10 俞广钧等.墨江金厂金矿床的地质特征及其成因.地质与勘探,1985,21(2):15
- 11 王鸿祯等.国际地层时代对比表.北京:地质出版社,1990.
- 12 杨开庆.动力成岩成矿理论的研究内容和方向.见:中国地质科学院地质力学研究所刊第7号.北京:地质出版社,1986.1
- 13 中国科学院地质研究所地热组著.地热研究论文集.北京:科学出版社,1978.
- 14 李自堃等.郯城—庐江断裂带某些地质构造问题的探讨.见:构造地质论丛(3).北京:地质出版社,1981.9

THE OUTSTANDING SIGNIFICANCE OF YANSHANIAN-HIMALAYAN CYCLE IN THE FORMATION OF ENDOGENIC GOLD DEPOSITS AND ITS REASON

Gao Zhibin and Wang Xiaochun

(Southwest Institute of Metallurgical Geology, Chengdu, Sichuan Province)

Abstract

Endogenic gold deposits of China are characterized by wide distribution, multiple mineralized beds and complex ore deposit types. Ore-forming substances are derived mainly from four types of auriferous geological formations, namely, Archeozoic metamorphosed intermediate-basic volcanic formation (greenstone belt), ultrabasic-basic volcanic formation, turbidite (flysch) formation and Mesozoic-Cenozoic intermediate-acid volcanic-subvolcanic formation. Mineralizations are closely related to structures and also have something to do with magmatic activities. The data available show that the Yanshanian-Himalayan period is the major metallogenic period for endogenic gold deposits in China. The tectonic-magmatic event caused by specific plate movement environment in which Mesozoic-Cenozoic Chinese continent lay and the unprecedented heat effect as well as the dilation space effect seem to be the fundamental reason why endogenic gold deposits in China are concentrated in this period. Finally, this paper summarizes the ore-forming evolutionary process of endogenic gold deposits in China.

(continued from p.112)

ore-forming fluids vary from magmatic solution to meteoric water as the dominant source, indicating that the time intervals between the formation of host rock and the mineralization could to a certain extent reflect genetic characteristics of ore deposits.

3. With the growing time interval, the ore-bearing structure commonly changes from crowded joints of fissures (as seen in tungsten-beryllium deposits) to sparsely-distributed faults or fracture zones (as observed in fluorite and gold-silver-lead-zinc deposits). This suggests that, through the study of ore-forming time or time interval between the formation of host rock and the mineralization, the physical-chemical properties of ore-forming elements might be connected with features of ore-bearing structure, and this seems to be of great significance to the study of structural geochemistry.