



中国地学博士论丛

ZHONGGUO DIXUEBOSHI LUNCONG

北山南带构造岩浆 演化与金的成矿作用

胡 朋 聂凤军 江思宏 等著

地质出版社

中国地学博士论丛

北山南带构造岩浆演化与 金的成矿作用

胡 朋 聂凤军 江思宏 白大明 刘 妍 著

地 质 出 版 社

· 北 京 ·

内 容 提 要

本书以活动论思想和区域成矿学最新理论为指导,野外地质调查和室内先进分析手段相结合,对北山南带构造岩浆活动与金的成矿作用开展了系统的综合性研究。系统阐述了北山南带的大地构造单元特征和演化历史,总结了北山南带地层、构造、岩浆岩和区域矿产的时空分布与演化;选取北山南带最具代表性的拾金坡、新老金厂和小西弓三个金矿床,从成矿物质来源、成矿流体来源与演化和成矿时代三个方面着手,探讨典型金矿床的综合性成矿机制;全面总结北山南带各类金矿床的地质特征并分析其控矿机制,建立区域构造岩浆演化与金的成矿作用的区域成矿耦合模式;在此基础上,圈定北山南带金矿床的有利成矿区域,指明找矿方向。本书获得的研究成果,极大地丰富了北山南带金矿床成矿理论,也对北山地区区域成矿学的研究作出了贡献。

本书对从事相关专业的生产、教学和科研人员具有重要参考价值。

图书在版编目(CIP)数据

北山南带构造岩浆演化与金的成矿作用 / 胡朋等著. —北京:地质出版社, 2009. 4

ISBN 978 - 7 - 116 - 06080 - 7

I. 北… II. 胡… III. 地质构造—关系—金矿床—成矿作用—研究—中国 IV. P618.51

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2009)第 056176 号

组稿编辑:王大军 白 铁

责任编辑:白 铁 汪福妍

责任校对:关风云

出版发行:地质出版社

社址邮编:北京海淀区学院路 31 号, 100083

电 话:(010) 82324508 (邮购部); (010) 82324579 (编辑室)

网 址:<http://www.gph.com.cn>

电子邮箱:zbs@gph.com.cn

传 真:(010) 82310759

印 刷:北京地大彩印厂

开 本:889mm×1194mm¹/₁₆

印 张:7.75

字 数:240 千字

印 数:1—800 册

版 次:2009 年 4 月北京第 1 版·第 1 次印刷

定 价:25.00 元

书 号:ISBN 978 - 7 - 116 - 06080 - 7

(如对本书有建议或意见,敬请致电本社;如本书有印装问题,本社负责调换)

前 言

造山带背景下的金的成矿作用和区域成矿模式的研究是当前国内外矿床学界研究的热点 (Groves et al., 1998, 2003; Goldfarb et al., 2001; Bierlein, 2001, 2004, 2005; Craw et al., 2006; 陈衍景等, 1999; 侯增谦等, 2006a, 2006b, 2006c; 毛景文等, 2005; 王京彬等, 2006)。中国是世界上造山带最为发育的国家之一, 世界上最大的两个造山带, 即古特提斯带 (三江-喜马拉雅-地中海造山带) 和古亚洲洋带 (乌拉尔-中亚-蒙古-兴安造山带) 都越过我国, 因此我国具备开展碰撞造山成岩成矿作用研究的理想地质条件 (陈衍景等, 1999)。北山造山带是中亚-蒙古-兴安造山带的一部分, 发育复杂而又类型独特的中亚型构造, 具有山盆耦合、多块体多缝合带镶嵌的大地构造格局 (肖序常等, 1991; 秦克章等, 2000), 具有漫长的地质演化历史和复杂的造山带结构构造图案, 为一多旋回的复合造山带 (龚全胜, 2003)。从大地构造位置上看, 北山地处三大板块的结合部位, 在漫长的地质演化过程中地壳经历了多旋回的侧向造山和垂向增生, 晚古生代的碰撞造山作用具有多海岛、软碰撞、弱造山的特征, 块体的拼贴和走滑过程极为复杂, 是开展造山带背景下金属成矿作用研究的理想地带。

同时, 北山地区在全国第二轮成矿远景区划中被单独划分为北山海西、印支期金、铜、镍、铅、锌Ⅲ级金属成矿带, 属塔里木北缘-北山铜、铅、锌、金、锑、镍、锡Ⅱ级金属成矿带的重要组成部分 (陈毓川等, 1999), 矿产资源十分丰富, 已经被中国地质调查局列为全国 21 个矿产资源调查评价重点选区之一 (中国地质调查局, 2003)。区内金矿床星罗棋布, 矿床类型多种多样, 成矿机制复杂。区内金矿床大多沿古生代陆内板块碰撞对接带成群呈带展布, 具有一定的时空分布规律。据统计, 迄今北山地区已发现大、中、小型岩金矿床 22 处, 岩金矿点 79 处, 砂金矿点 3 处 (田争亮等, 2001)。按照北山地区金矿床的空间分布规律, 结合构造单元划分, 可将本区金矿床划分为北、中、南三个带。北带代表性的金矿床有马庄山大型金矿、南金山中型金矿、修翁哈拉、460、扫子山、霍勒扎德盖、狼娃山小型金矿床, 矿点 39 处, 占全区总数的 44%; 中带代表性的金矿床有 210、金窝子中型金矿床, 矿点 4 处, 仅占全区总数的 6%; 南带代表性的金矿床有拾金坡、新金厂、老金厂、小西弓中型金矿床, 小宛南山、金场沟、老铜沟、花牛山、金庙沟井、五峰山、白墩子、南金滩等小型金矿床, 矿点 39 处, 共计 52 处, 占全区总数的 50%。

本次研究涉及的北山南带位于甘肃省西北部酒泉地区 (图 1), 向西进入新疆维吾尔自治区内, 连接古代东西方交流的丝绸之路就在该区穿过。研究区范围为东经 $94^{\circ}30'$ ~ $97^{\circ}30'$, 北纬 $40^{\circ}20'$ ~ $41^{\circ}20'$, 东西长 250 km, 南北宽 100 km, 面积约 25000 km²。

1949 年 10 月以前, 仅有孙健初等少数地质学家在北山地区开展地质调查工作, 且偏重于地层学研究。本区系统的地质调查和找矿勘查工作始于 20 世纪 50 年代, 到 20 世纪 80 年代中期全区已完成了 1:20 万区域地质调查、1:20 万区域化探扫面、1:5 万、1:20 万航空磁测和 1:20 万区域重力测量工作, 局部地区已完成了 1:5 万区域地质调查和化探扫面工作。在一些重要成矿区带还进行了大比例尺物探和化探工作。20 世纪 80 年代中后期以来科研工作相继展开, 其中有代表性的科研项目有李春昱院士领导开展的“北方板块构造演化与成矿规律研究”之专题“甘肃北山板块构造”, 何国琦教授主持完成的“中国兴蒙-北疆及邻区古生代岩石圈的形成和演化规律研究”之课题“北山古生代岩石圈形成与演化”, 国家“八五”攻关项目“祁连山及邻区海相火山岩有关的铜多金属矿床成矿条件和预测研究”之课题“甘肃公婆泉一带海相火山岩与铜矿的区域成矿背景及其成矿预测”, 国家

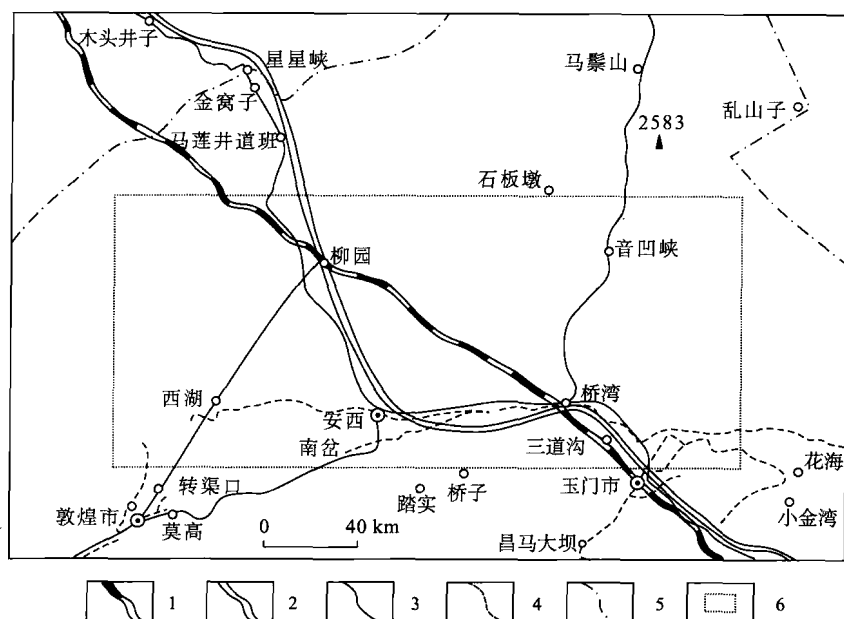


图1 北山南带及邻区地理位置示意图

Fig.1 Schematic map showing the location of south Beishan and adjacent area

1—铁路; 2—高等级公路; 3—公路; 4—河流; 5—省界; 6—研究区

305 项目“北山地区火山岩型金矿成矿条件研究”，国家计委科技找矿项目“甘肃公婆泉一带斑岩型铜矿成矿条件和靶区优选”和中国地质调查局矿产资源评价项目“内蒙古-甘肃-新疆相邻（北山）地区综合找矿预测与评价”。这些科研项目的开展极大地丰富了北山地区地质和矿产研究的内容，取得了一批重要成果。

在基础地质方面，系统地厘定了本区的地层、岩石、地表构造和深部岩石圈构造格架。建立了前长城系、长城系地层并确定其变质程度、变质相和变质时代，划分了蓟县系、青白口系、震旦系和下古生界浅变质岩系和上古生界及中生界未变质岩系（甘肃省地质矿产局，1989，1997；杨雨等，1990；余以生，1994；俞伯达，1994，1997；梅华林，1997；何世平等，2004；王洪亮等，2005）；查明了本区岩浆岩的分布特点、主要类型和形成时代（穆治国等，1992；王玉往等，1997；梅华林等，1998，1999；许保良等，2001；戴霜等，2003；范育新等，2005；江思宏等，2006a，2006b；杨经绥等，2006）；运用板块构造理论厘定了本区的大地构造单元，查明了深大断裂带、韧性剪切带和中新生代大规模推覆构造的展布特点，重塑了本区的区域构造演化史（肖序常等，1991；左国朝等1990，1992，1995，1996，2003；刘雪亚等，1995；汤中立等，1997；龚全胜等，2002，2003；Zheng et al.，1998），阐明了本区的地壳结构、岩石圈深部构造框架等（王驹等，2000；孟令顺等，1995；余钦范等，1995）。

在矿产地质方面，在区内相继发现了一系列金、铜、铅-锌-银、铁、钼、钨、铜-镍和其他金属矿床（点）。初步查明了各类金属矿床的成矿地质背景和时空分布特点（崔惠文等，1996；聂凤军等，2002a，2003a）；划分了成矿区带并对其地质特征和找矿标志进行了简要总结（聂凤军等，2002a；张发荣等，2003）；讨论了岩浆活动与金属矿床成矿作用的关系（聂凤军等，2003b；江思宏等，2001a；江思宏，2004）；开展了大量的同位素测年工作查明了主要金属矿床的形成时代（陈富文，1999；李华芹等，1999；江思宏等，2001b）；对部分代表性的金属矿床开展了解剖性的研究工作（聂凤军等，2002b，2002c；李新俊等，2002；李奋其等，2003；刘伟等，2006；潘小菲，2006）。

在金矿床地质研究方面，基本查明了区内金矿床的地质特征和时空分布特点（司雪峰等，

2000a; 崔惠文等, 1996; Jiang et al., 2004); 初步探讨了金矿床的区域分布规律和控矿条件 (周济元等, 2000; 田争亮等, 2001; 曾长华等, 2002); 阐述了北山中、北带金矿床与海西期岩浆活动的关系 (聂凤军等, 2003b; 江思宏, 2004); 从构造控矿的角度探讨了北山南带与韧性剪切带有关的金矿床的成矿动力学机制 (陈柏林等, 2002b, 2003; 王军等, 2005); 从成矿流体的角度分析了北山南带有关金矿床的流体来源与演化 (潘小菲, 2006; 刘伟等, 2006; 李新俊等, 2002)。

综上所述, 在北山地区, 无论是基础地质方面, 还是矿产地质方面, 前人都做了大量卓有成效的工作, 这些已获的资料是本次研究的基础和出发点。对以上资料进行系统收集、整理和分析, 发现在北山南带金矿床成矿作用方面存在以下问题: ①北山南带的大地构造单元划分仍然存在较大分歧, 如敦煌地块的归属, 二叠纪时北山南带是大陆裂谷还是弧后盆地等等问题, 在很大程度上制约了该区构造演化与区域成矿规律的总结; ②北山南带金矿数量众多, 赋矿围岩类型多, 控矿因素多, 成矿作用复杂, 因此在金矿床类型的划分方面存在不足, 影响了金矿成矿规律的总结; ③北山南带金矿床占全区金矿总数的一半左右, 但与中、北带金矿床相比, 典型金矿床的研究资料却并不丰富, 而且多集中在矿床地质特征的描述上, 较少开展系统的成矿流体性质、成矿物质来源和成矿年代学的研究工作, 这在很大程度上制约了建立合理的成矿模式和找矿模型; ④对北山南带金矿床的区域成矿模式, 前人仅从韧性剪切带构造控矿的角度开展过探讨, 缺乏从区域构造演化着手, 从地层、岩石和构造等各个方面系统总结区域成矿模式, 进一步指出找矿方向。

本次研究依托中国地质调查局地质调查项目“中蒙边境中东段铜、金和银矿床成矿规律和找矿方向”和“金矿床成矿模型”来开展工作, 以系统总结北山南带构造岩浆演化与金的成矿作用为目标, 对北山南带拾金坡、新老金厂、小西弓等几个规模较大的典型金矿床成矿地质背景、矿床地质特征、成矿流体的来源与演化、成矿时代以及成矿物质来源开展综合研究, 查明矿床形成机制, 并在此基础上分析北山南带沿柳园-大奇山深大断裂带两侧展布的金矿床的成矿地质条件和区域成矿规律, 深入探讨区域构造-岩浆-流体演化与金成矿富集的耦合关系, 从而进一步指明北山南带的找矿方向。完成的主要工作量见表 1。

表 1 完成工作量一览表
Table 1 Complete items during this work

项 目	单位	工作量	项 目	单位	工作量
采集标本	件	300	硫同位素	件	25
野外照相	张	130	铅同位素	件	36
显微照相	张	150	氢同位素	件	22
光薄片鉴定	片	50	氧同位素	件	22
包裹体片	片	33	铈、钕同位素	件	9
包裹体显微测温	片	14	流体包裹体 Ar/Ar 测年	件	1
激光拉曼测试	片	14	锆石 SHRIMP 测年	件	1
包裹体气相成分分析	件	22	岩石主量元素分析	件	17
包裹体液相成分分析	件	22	岩石微量元素分析	件	17
挑选单矿物	件	43	岩石稀土元素分析	件	17

本课题的研究实施, 书稿的最终完成无不凝聚着中国地质科学院矿产资源研究所笔者的导师聂凤军研究员的心血。在课题实施过程中, 中国地质科学院矿产资源研究所江思宏研究员、白大明研究员、刘妍研究员、徐文艺研究员、陈伟十副研究员、韩发研究员都曾给予巨大帮助, 部分同志还参与了野外地质调查和室内薄片鉴定工作, 在此致以衷心感谢。中国地质科学院地质所万渝生研究员在锆石 SHRIMP 测年工作中给予指导, 中国科学院地质与地球物理所储著银博士和李潮峰博士在 Sm-Nd

同位素分析工作中给予指导，中国有色地调中心王京彬研究员和付水兴研究员在部分研究资料的收集方面给予帮助，在这里对他们的无私帮助表示感谢。另外，在野外地质调查期间，甘肃省酒泉市第四地质勘查院李金春高工、刘在元高工、白永浩高工、曲长世高工和拾金坡、小西弓、新金厂、老金厂等矿山领导都曾给予帮助，在此致以衷心感谢！

本次研究工作是笔者在博士学习阶段完成的。在三年的学习期间曾得到很多老师和同学们的支持和帮助：中国地质科学院研究生部王秀华老师和中国地质大学赵建秋老师给予亲切关怀，中国地质大学翟裕生院士、张本仁院士、莫宣学教授、崔彬教授等老师给予辛勤培养；中国地质科学院矿产资源研究所图书室唐绍华和张爱萍两位老师在资料的借阅上给予很多方便；博士同学孙桂华、范世家、刘刚、李玮、李博秦、王少怀、陈振宇、丁建华、陈情来、唐力君、申建梅、陈松永、张万益、杨志明、王永磊、刘善宝、赖新荣等常常给笔者鼓励并相互讨论问题，受益良多。笔者对以上老师和同学们致以衷心的感谢！

由于时间仓促，更限于笔者科学研究水平和文字表达能力所限，深感书中还存在不少问题，敬请有关专家批评指正。

目 录

前 言

第一章 绪 论	(1)
第一节 中国金矿床研究现状	(1)
一、金的性质	(1)
二、金矿床的分类	(1)
三、中国金矿床及其成矿作用研究现状	(4)
第二节 研究思路、研究方法和有关计算公式	(5)
一、研究思路	(5)
二、研究方法和有关计算公式	(5)
第二章 区域成矿地质背景	(9)
第一节 区域构造	(9)
一、构造单元划分	(9)
二、深大断裂带	(12)
三、韧性剪切带	(13)
第二节 区域地层概况	(14)
一、太古宇 (Ar)	(15)
二、元古宇 (Pt)	(15)
三、早古生界 (Pz_1)	(16)
四、晚古生界 (Pz_2)	(17)
五、中、新生界 (Mz 、 Cz)	(17)
第三节 区域岩浆岩	(18)
一、火山岩	(18)
二、侵入岩	(20)
第四节 区域矿产分布特征	(22)
第三章 拾金坡金矿床	(24)
第一节 区域成矿地质环境	(24)
第二节 含矿侵入岩特征	(26)
一、岩体地质特征	(26)
二、同位素年代学	(27)
三、地球化学特征	(30)
四、Sr-Nd 同位素特征	(35)
五、岩石成因	(36)
第三节 矿床地质特征	(38)
一、矿体特征	(38)
二、围岩变质与蚀变	(38)
三、矿石组成、结构与构造	(39)

四、金的赋存状态	(40)
第四节 成矿流体地球化学特征	(40)
一、流体包裹体岩相学特征	(40)
二、显微测温结果	(41)
三、流体成分	(43)
四、流体来源	(45)
五、成矿流体性质	(46)
第五节 成矿物质来源	(47)
一、硫同位素特征	(47)
二、铅同位素特征	(48)
第六节 成矿机制讨论	(50)
第四章 新老金厂金矿床	(52)
第一节 区域成矿地质环境	(52)
第二节 矿床地质特征	(53)
一、矿区构造	(53)
二、矿体特征	(54)
三、围岩蚀变	(55)
四、矿石组成、结构与构造	(55)
五、金的赋存状态	(56)
第三节 含矿地层特征	(56)
一、岩石组合及岩相学特征	(56)
二、岩石化学特征	(57)
三、岩石成因与构造意义	(66)
第四节 成矿流体地球化学特征	(66)
一、流体包裹体岩相学特征	(66)
二、显微测温结果	(67)
三、流体成分	(69)
四、氢氧同位素特征	(71)
五、成矿流体性质	(71)
第五节 成矿物质来源	(73)
一、硫同位素特征	(73)
二、铅同位素特征	(74)
第六节 成矿机制讨论	(76)
第五章 小西弓金矿床	(78)
第一节 区域成矿地质背景	(78)
第二节 矿床地质特征	(79)
一、矿带划分及矿体特征	(79)
二、围岩蚀变	(81)
三、矿石组成、结构与构造	(82)
四、金的赋存状态	(83)
第三节 成矿流体地球化学特征	(83)

一、流体包裹体岩相学特征	(83)
二、显微测温结果	(83)
三、流体成分	(85)
四、氢氧同位素组成	(86)
五、成矿流体性质	(88)
第四节 成矿物质来源	(89)
一、地层和岩体的含金性	(89)
二、硫同位素特征	(89)
三、铅同位素特征	(91)
第五节 成矿机制讨论	(93)
第六章 区域构造岩浆演化与金的成矿作用	(95)
第一节 北山南带金矿床的类型和地质特征	(95)
第二节 北山南带金矿床的控制因素	(97)
一、地层建造控矿特征	(97)
二、构造控矿特征	(98)
三、岩浆岩控矿特征	(98)
四、金矿床的时控特征	(98)
第三节 区域构造岩浆演化与金的成矿作用	(99)
第四节 找矿方向	(101)
主要结论	(102)
一、取得的主要成果	(102)
二、存在的问题	(103)
参考文献	(104)
英文摘要	(111)

第一章 绪 论

第一节 中国金矿床研究现状

一、金的性质

金的英文名称“gold”来源于梵语“jvalita”，由“jval”引申而来，意思是“发光”。在远古时代，金就在古代中国、埃及和印度等文明古国被人类发现和利用，它绚丽的色彩和特有的品格使其一直是人类最为珍贵的金属。由于黄金的稀有和珍贵，它很早就被用作装饰品而成为权力和富贵的象征，吸引着人们顶严寒酷暑、跨崇山峻岭、越大洋沙漠去追寻它的踪迹。近现代以来，随着物理化学技术的发展，金密度大（ 19.32 g/cm^3 ）、熔点高（ 1063°C ）、易导电导热（仅次于银和铜）、延展性和柔韧度好等优良特性被人们发现，因此被广泛地应用于生产工艺和高科技材料领域（刘英俊等，1984）。

金的元素符号“Au”取自它的拉丁文名称（aurum）的词头。它位于元素周期表上第6周期IB族，属于贵金属元素，原子序数为79。金通常有下列三种氧化态：Au（0）（自然金）、Au（I）（一价金）、Au（III）（三价金）。其中，Au（0）具有很强的化学惰性，常以自然金颗粒产出；Au（I）和Au（III）氧化电位高，易与碲、铋和铊等电负性较低的原子形成稳定的络合物。在自然界，金主要以自然金产出，或与银、铜和铂族元素形成天然合金，也可以与碲和铋形成化合物，最常见的是碲金矿（ AuTe_2 ）、针碲金矿〔 $(\text{Au}, \text{Ag})\text{Te}_2$ 〕、碲金银矿（ Ag_3AuTe_2 ）和方碲金矿（ AuSb_2 ）。金在地球各部分的分布差别很大，地球中平均丰度为 800×10^{-9} ，地核中为 2600×10^{-9} ，地幔中为 5.5×10^{-9} ，地壳中仅 4×10^{-9} （刘英俊等，1984）。金在地壳中的丰度仅为铁的千万分之一，铜的千分之一。因此，金的成矿作用有别于其他常见的金属矿种，具有长期性和多元性的特点。

二、金矿床的分类

矿床的分类是矿床学研究中的基础性工作，同时也是最为重要的工作。因此在介绍金矿床成矿作用的现状之前，应该首先对金矿床的最新分类加以介绍。金几乎可以参与各种地质作用，赋存在各种各样的岩石中，形成丰富多彩的含矿建造，因此金矿床类型十分丰富（韦永福等，1994）。金矿床形成过程的复杂性、控矿条件的多样性给金矿床的分类带来很大困难。不同学者遵循不同的分类准则，提出了不同的分类方案（表1-1），如：按矿床成因分类（栾世伟等，1987；徐恩寿等，1994）；按成矿物质来源分类（郑明华，1982）；按容矿岩石组合或含金建造分类（涂光炽，1990；罗镇宽等，1993；韦永福等，1994；陈毓川等，2001）……这些分类在不同侧面反应了金的成矿规律，丰富了金矿床的研究内容，但不同的分类方案均存在一定的局限性。如成因分类虽然比较能反映矿床的内在形成规律，但应用至具体矿床时所出现的主观性和分歧较多，且缺少实用价值；成矿物质来源为基础的分类虽然能确定矿床的物质来源，反映成矿作用的本质，但由于物质来源难以准确确定，且有的矿床还存有多种成矿物质来源，因此这一分类难以被大家接受；以容矿岩石或含金建造为基础的分类，虽然分类依据明确，操作起来简单易行，也有利于指导找矿实践，但很难反映成矿作用本质。因此需要强调的是，迄今为止，国内外并没有统一的金矿床分类方案为大家所普遍接受。近来，陈毓川等（2001）根据地球演化的不同时期不同构造环境中形成的金与其他矿产的共生组合，基于我国600多个金矿床的实际资料建立了中国金矿床的39个矿床系列，并归纳成9个成矿系列类型，分别是：①

地块边缘裂陷带海相火山-喷气沉积热液改造块状硫化物铜、铅、锌、银、金成矿系列类型；②大陆边缘活动带与中酸性火山-侵入岩有关的铜、铅、锌、银、金（铀）成矿系列类型；③地块内断陷与基性-中酸性火山-侵入活动有关的铁、铜、铅、锌、银、金、非金属成矿系列类型；④地块碰撞带与动力变质花岗岩有关的银、金、锡、钨、钼成矿系列类型；⑤地块边缘断块隆起带与壳源花岗岩有关的金、钨、铅、锌成矿系列类型；⑥陆内断陷边缘与花岗岩有关的钨、锑、金成矿系列类型；⑦海相火山-沉积绿岩建造铁、金（铜）成矿系列类型；⑧火山岛弧与中酸性火山岩有关的金、银、铜、铅、锌成矿系列类型；⑨陆内拗陷带褶皱盖层中微细浸染型金、锑、砷、汞成矿系列类型。这一金的成矿系列分类是国内近年来金矿床研究的最高概括。

表 1-1 各种金矿床分类方案略表
Table1-1 List of classifications of gold deposits based on different standards

按矿床成因分类		
徐恩寿等， 1994	岩浆-热液金矿床 火山及次火山热液金矿床 沉积-变质金矿床 变质-热液金矿床 地下（卤）水溶滤金矿床 风化壳金矿床 沉积金矿床	含金岩浆岩型矿床 含金砂卡岩矿床 岩浆热液型金矿 火山热液型金矿 地下热卤水渗滤型金矿床 变质热液型金矿床 风化壳型金矿床 机械沉积型金矿
按成矿物质来源分类		
郑明华等， 1983	成矿物质来源于上地幔硅镁质岩浆金矿 成矿物质来源于硅铝壳重熔-再熔混浆金矿床 成矿物质来源于壳内固体岩石金矿床 成矿物质来源于地表岩石的金矿床 成矿物质宇宙来源的金矿床 成矿物质来源于上述任意两种组合以上的叠生矿床	
按容矿岩石组合或含金建造分类		
涂光炽， 1990	太古宙绿岩带型 细碎屑岩-碳酸盐岩-硅质岩型 浅变质碎屑岩型 火山岩型 侵入岩内外接触带型	罗镇宽等， 1993 与太古宙变基性火山岩建造有关的金矿床 与元古宙—古生代变碎屑岩建造有关的金矿床 与显生宙粉砂质、泥质、碳酸盐质沉积岩建造有关的金矿床 与显生宙钙碱系列火山岩建造有关的金矿床 与元古宙—古生代浅变质中基性火山岩建造有关的金矿床 产在花岗岩类侵入体接触带内外的金矿床
陈毓川等， 2001	产于花岗岩-绿岩建造中的金矿床 与岩浆岩有关的金矿床 产于沉积岩建造中的金矿床 与表生作用有关的金矿床	韦永福等，1994 太古宙含金变质岩系中的金矿 元古宙含金浅变质岩系中的金矿 古生代—三叠纪含金沉积岩系中的金矿 显生宙含金花岗岩杂岩中的金矿 显生宙含金火山岩系中的金矿 中生代含金砂砾岩层中的金矿

国际上，著名金矿床地质专家 Kerrich et al.（2000）在金矿分类上引进了地球动力学的概念，提出大型、超大型金矿床的最新分类，它们是：①汇聚板块边缘的造山型金矿；②陆缘至克拉通内部的卡林和类卡林型金矿；③与岛弧有关的浅成低温热液型金-银矿床；④洋弧至陆弧的斑岩铜-金矿床；⑤非造山和晚造山期的铁氧化物铜矿-金矿床；⑥富金的海相火山块状硫化物矿床和火山喷流矿床。这

一分类强调了金矿床形成的地球动力学背景。造山型金矿床形成于从大于 25 km 处到接近地表的地壳深度范围内，在空间上产出于俯冲或碰撞带内的增生变质地体内；卡林型-似卡林型金矿床产于拉伸的会聚边缘大陆弧或弧后地区的地壳浅部（< 4 km）；浅成低温热液金矿床和斑岩铜-金矿床形成在大陆边缘弧或洋内弧的地壳浅部；铁氧化物铜-金矿床形成于地壳中部到浅部，与拉伸陆块内的非造山岩浆活动有关，其中，元古宙的金矿床实例位于厚的太古宙地幔岩石圈向薄的元古代地幔岩石圈的转变部位；富金的火山块状硫化物矿床是海底热水沉积物，形成于洋弧或弧后盆地等构造部位。此外，国外学者基于对北美科迪勒拉造山带北部的廷蒂纳（Tintina）金属成矿带中金矿床的研究，识别出一种新的富金岩浆-热液矿床类型——与侵入岩有关的金矿床，并初步建立了其勘探模式（McCooy et al. , 1997; Sillitoe et al. , 1998; Thompson et al. , 1999; Lang et al. , 2000, 2001）。这类矿床在与俯冲有关的岩浆弧、弧后、碰撞增生及碰撞后环境中都有产出。胡朋等（2006）在综述国内外大量文献的基础上，总结了与侵入岩有关金矿床的构造与岩浆背景、矿床地质、流体的来源与演化以及区域和矿床规模的构造控制等特征，并分析了在中国的前景。图 1-1 中示意了上述国外学者总结出的主要金矿类型产出的构造背景。

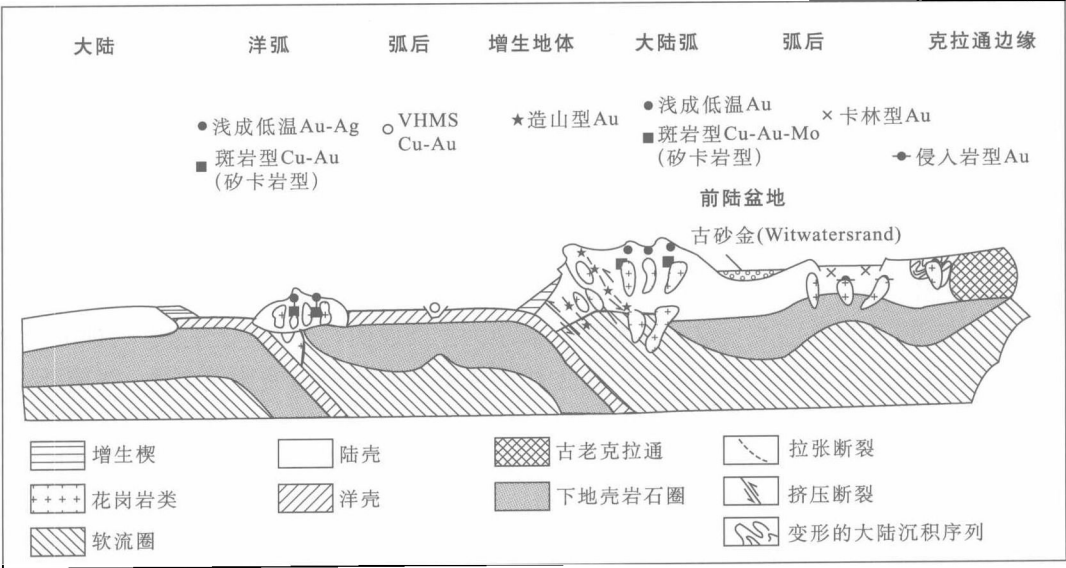


图 1-1 不同类型的富金矿床的构造背景示意图
(引自 Groves et al. , 2005)

Fig. 1-1 Schematic sections showing the formation environment of different types gold-bearing deposits
(modified from Groves et al. , 2005)

基于上述西方学者提出的金矿分类，结合中国的实际地质情况，部分国内外学者对中国全境或某些金矿集中区的金矿床进行了总结。Zhou et al. (2002) 系统总结了金矿床的勘查历史、地质特征、构造背景和分布情况，将中国金矿床划分为造山型、似卡林型、浅成低温热液型、矽卡岩型、斑岩型、火山成因块状硫化物型、岩浆型镍-铜-金、交代型、风化型和砂金等 10 类。Miller et al. (1998) 和 Hart et al. (2002) 认为我国华北北缘的金矿床是多期造山事件的产物，具有明显的多期成矿作用特征。Rui et al. (2002) 将新疆境内金矿床划分为造山型、浅成低温热液型、交代型、热泉型、斑岩型和火山成因块状硫化物型。Mao et al. (2002) 对西秦岭地区的金矿床进行了总结，认为西秦岭地区主要包括造山型和似卡林型两类，以及少量的砂金和含金矽卡岩型矿床。Mao et al. (2002) 总结了小秦岭-熊耳山金矿集中区内金矿床的地质和地球化学特征，认为含金石英脉和浸染状变质岩中产出的主要是造山型金矿床，而少部分产出在火山角砾岩筒中的是浅成低温热液金矿床。Qiu et al. (2002) 通过对胶东地区金矿床地质特征、地球化学特征和成矿年代学的系统论述，认为

胶东地区是世界上最大的花岗岩为容矿围岩的造山型金矿省之一，而翟明国（2004）和范宏瑞等（2005）却认为胶东地区大规模金成矿作用受控于华北东部中生代构造体制转换时期地幔上涌、地幔和下地壳置换所引发的岩浆-流体作用，不同于经典的造山带成矿作用，是陆内非造山过程中的产物。秦克章等（2000）将东天山金矿类型划分为岩浆热液型、浅成低温热液型、剪切带蚀变岩型和浊积岩型等。陈衍景等（1992，1996，1998）通过对秦岭造山带有关金矿床研究的基础上提出了碰撞造山成矿与流体作用模式，阐释了同造山热液矿床与碰撞造山作用在时间、空间和动力学机制等方面的耦合关系。另外，一些学者在我国的北疆、柴北缘—东昆仑、海南等地相继发现和证实了大量造山型金矿床的存在（陈华勇等，2000；张德全等，2001；丰成友等，2004a；李明艳等，2006）。

三、中国金矿床及其成矿作用研究现状

1997年，我国的黄金产量居世界第五位（Nie，1997），而2007年，我国黄金产量达270吨，跃居第二，仅次于南非。截至20世纪90年代末，我国已探明黄金储量五千余吨，累计发现金矿床（点）7000余处，并已建成胶东、小秦岭、燕辽一大青山、辽吉东部、黑龙江流域、川陕甘和滇黔桂三角区等多个黄金基地。我国金矿资源具有以下特征：①金矿床空间分布具有区域性集中的明显趋势，如胶东金矿集中区拥有我国黄金探明储量的20%以上（Zhou et al.，2002）；②大型金矿床少，中小型金矿床居多；③伴生金矿床中金的探明储量占我国黄金储量的30%以上，且主要集中在长江中下游伴生金矿产区；④成矿作用多期叠加，既有原生作用又有转生作用，赋矿岩系与金矿床的形成存在时间差，是我国金成矿的重要特色；⑤在不同的大地构造单元，金成矿带有其特征的矿化类型和成矿特点，如太古宇绿岩建造中的金矿床主要产于华北地台，产于西部的古生代火山岩系以及东部的中-新生代火山岩区中的金矿床主要集中在火山断陷的边缘区（罗镇宽等，1993）。

总结起来，中国金矿床成矿作用具有下列特点：①成矿时代上表现为“一老一新成矿，东西南北有别”（陈柏林等，2002a）。“一老一新成矿”表现为主要成矿时代为早元古代（2600~1400 Ma）和中生代（部分晚古生代300~100 Ma），且中生代形成的金矿床所占的比例更大。“南北有别”表现为：早期成矿作用在扬子地块和华南地区主要以中元古代（1800~1400 Ma）为主，而华北地区以早元古代（2600~1800 Ma）为主，甚至存在晚太古代的金矿床；晚期成矿作用在华南地区以印支期-燕山早期为主（如海南—粤西地区为230~190 Ma），在华北、胶东地区为燕山中晚期（140~100 Ma）。“东西有别”表现为我国东部地区中生代是金矿床成矿的最重要时期，而西部地区晚古生代是金矿床成矿的重要时期（以北山、天山和北疆地区最明显，成矿年龄以300~230 Ma为主）。②金矿形成时代和围岩相比，有同步、滞后和再生三种情况（李兆鼎等，2004），第一类金矿成矿基本紧随岩浆活动之后同步发生，时间相差几到几十百万年，第二类金矿成矿与围岩成岩没有直接关系，两者年龄相差几亿到几十亿年，第三类金元素在成岩过程中发生预富集，但形成金矿体的成矿时间要晚得多。中国西部产在古生代造山带火山岩、次火山岩、火山-沉积岩和相关侵入岩中的金矿，成矿时代常与容矿围岩时间相近，呈同步关系。③成矿物质常常是多源的，既可以来自于上地幔或古老的变质基底，也可以直接来自容矿围岩，且常常具有“成矿物质来源老，矿床定位年龄新”的特点（韦永福等，1994）。如我国东部大多数金矿床形成于燕山期，但其中金的物质来源多来自古老的太古宙或元古宙变质岩，因此不同于世界其他地区典型的绿岩带型金矿床，后者的成矿时间常与绿岩带形成同时或稍晚。④成矿作用往往经过长期的、多期地质作用的叠加，具有明显的继承性特点。如华北地台北缘成矿带金的成矿作用从太古宙花岗-绿岩建造金矿源层的形成开始，经历了早太古代—晚元古代成矿、海西期成矿、再到燕山期高峰成矿，经历了漫长的地质时期，且燕山期与岩浆作用有关的金矿化在一些地区常常重叠于早已形成的花岗-绿岩带金矿及海西期与岩浆作用有关的金矿之上。⑤如果按板块构造的观点分析，我国金矿床多受板块的边缘控制。金矿床在地块边缘一般表现为成带分布，分段集中，成群聚合的特征，金矿带一般沿不同构造单元之间的深大断裂或规模巨大的韧性剪切带分布，而金矿田和矿床则常常受地质构造隆起区或坳陷盆地的边缘控制（罗镇宽等，1993）。

第二节 研究思路、研究方法和有关计算公式

一、研究思路

以活动论思想和区域成矿学理论为指导(翟裕生等, 1999), 野外地质调查和室内综合分析手段相结合, 并综合矿床学、岩石学、流体包裹体、同位素地质年代学、同位素地球化学、岩石地球化学等多学科知识, 对北山南带构造-岩浆-流体活动与金成矿的关系开展综合性研究, 在工作过程中贯穿以下准则: ①由于北山南带金矿床分布广泛、类型多样, 不可能“点点”俱到, 故选取具代表性矿床开展重点解剖研究。②对代表性金矿床周边的矿床“点”在可能情况下进行实地考察, 并与代表性金矿床开展地质特征比较, 进行室内综合分析, 做到“点带”结合。③物质是矿床形成的基础, 通过主微量元素地球化学、同位素地球化学示踪成矿物质来源; 流体是成矿物质的载体, 其来源、运移和卸载贯穿整个成矿作用过程, 通过流体包裹体、稳定同位素地球化学示踪流体的来源与演化; 年龄代表矿床在地球演化历史中的时间维坐标, 通过同位素地质年代学限定成岩成矿时代。物质-流体-时代三者结合探讨典型金矿床的成矿作用机制。④综合分析区域地层、构造、岩浆活动等控矿因素, 建立北山南带金矿床时空演化的区域成矿模式, 指明找矿方向。

二、研究方法和有关计算公式

为了便于下文论述, 在此部分详细介绍文中研究涉及的测试过程、实验方法、步骤、仪器条件和主要计算公式。

1. 样品的前期处理

对野外采集的样品进行手标本照相之后, 选取各个矿床具有代表性的样品送河北廊坊市科大岩石矿物分选技术服务有限公司分别磨制薄片、光片和包裹体片; 并根据不同的测试目的分别碎样, 制备全岩样品和单矿物样品。全岩样品直接粉碎至 200 目, 而石英、锆石、硫化物样品则经过碎样→清洗→粗选→电磁选→人工挑选等一系列手段分选出纯度大于 98% 的单矿物。

2. 流体包裹体研究方法

包裹体片的观察、照相、激光拉曼测试和显微测温工作在中国地质科学院矿产资源研究所流体包裹体实验室完成。首先利用光学显微镜观察流体包裹体岩相学特征, 划分包裹体类型和共生组合, 并圈定包裹体较大且集中区域开展显微激光拉曼测试和显微测温工作。

流体包裹体激光拉曼测试使用仪器为英国 Reinshaw 公司生产的 System—2000 型显微共焦激光拉曼光谱仪, 有关工作参数为: 光源采用 Ar^+ 激光器, 波长为 514.5 nm, 激光功率为 20 mW, 光谱分辨率率为 $1 \sim 2 \text{ cm}^{-1}$, 内置 CCD 探测器。

显微测温使用仪器为英国 Linkam 公司生产的 THMSG600 型冷热台, 可测温范围 $-198 \sim +600^\circ\text{C}$, 均一温度重现误差 $\pm 1^\circ\text{C}$, 冰点误差温度 $\pm 0.1^\circ\text{C}$ 。在测温之前利用标准样品对冷热台进行了温度校准, 包裹体测温时, 设置的升温/降温速率一般为 $10^\circ\text{C}/\text{min}$, 在相变点温度附近, 升温/降温速率降到 $< 1^\circ\text{C}/\text{min}$ 。流体包裹体盐度、密度和压力可通过下列方法获得。

(1) 对于 $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ 型两相包裹体, 流体包裹体盐度可利用 Bodnar (1992) 提供的冷冻温度-盐度换算表通过测定的冰点温度获得。流体包裹体密度 (ρ) 可用刘斌等 (1999) 提供的公式计算, 如下:

$$\rho = A + Bt + Ct^2$$

式中: ρ 为流体包裹体密度 (g/cm^3), t 为均一温度 ($^\circ\text{C}$), A 、 B 、 C 为盐度的函数。当含盐度 (s) $< 30\%$ 时,

$$\begin{aligned} A &= 0.993531 + 8.72147 \times 10^{-3} \times s - 2.43975 \times 10^{-5} \times s^2, \\ B &= 7.11652 \times 10^{-5} - 5.2208 \times 10^{-5} \times s + 1.26656 \times 10^{-6} \times s^2, \end{aligned}$$

$$C = -3.4997 \times 10^{-6} + 2.12124 \times 10^{-7} \times s - 4.52318 \times 10^{-9} \times s^2。$$

流体包裹体均一压力可用 Bain (1964), Haas (1976) 等推倒的公式计算, 具体公式可参见刘斌等 (1999)。均一压力值也可通过 Bischoff (1991) 提供的 T - ρ 相图近似求得, 与公式求得的压力值接近。

(2) 对于 CO_2 - H_2O - NaCl 型包裹体, 流体包裹体盐度可利用 Collins (1979) 提供的公式计算, 如下:

$$s = 15.52022 - 1.02342t - 0.05286t^2$$

式中: s 为含盐度 (% NaCl_{eq}), t 为 CO_2 笼合物融化温度。

流体包裹体总密度 (ρ) 的计算公式如下:

$$\rho = X_{\text{CO}_2} \times \rho_{\text{CO}_2} + (1 - X_{\text{CO}_2}) \times \rho_{\text{aq}}$$

式中: ρ 为流体总密度 (g/cm^3); X_{CO_2} 为 CO_2 气液相均一时 CO_2 相的充填度, 可在显微镜下目估; ρ_{CO_2} 为 CO_2 气液相均一时 CO_2 相的密度, 由 CO_2 相均一温度和均一方式决定; ρ_{aq} 为 CO_2 气液相均一时水溶液相的密度, 具体公式可参见刘斌等 (1999)。流体包裹体完全均一压力可用 Brown et al. (1989) 提供的相图近似求得。

包裹体的气液相成分群体分析在中国科学院地质与地球物理所矿物资源探查研究中心完成的, 具体操作步骤、试验条件、精确度等如下:

(1) 样品清洗。取 40~60 目纯石英样品 1.5 g, 在干净烧杯中加入 1:1 的 HNO_3 在 60~80℃ 下加热 12 h; 用蒸馏水清洗 4~6 遍, 用蒸馏水浸泡, 以后每天清洗一次; 一周后在 60℃ 恒温下干燥直到把样品烘干。

(2) 气相成分的提取和测试 (朱和平等, 2003)。统一取定量的样品 10~50 mg, 将清洗干净的样品放入石英管内, 逐渐升温到 100℃ 抽真空, 待分析管内真空度为 $6 \times 10^{-6} \text{Pa}$ 以下时测定, 以 1/3℃ 的速度升温到 500℃, 采用加热爆裂法提取气体。然后用四极质谱仪测试包裹体的气相成分, 四极质谱的型号为日本真空技术株式会社生产的 RG202 型。工作条件为: SMZ 电压 -1.76 V; 电离方式 EI; 离子电压 50 eV; 测量速度 50 ms/amu; 真空度 $5 \times 10^{-6} \text{Pa}$ 。仪器重复测定精确度 <5%。

(3) 液相成分的提取和测试。取清洗干净的样品 1 g 在马福炉中爆裂 10 min, 石英样品的爆裂温度选择 500℃, 然后加入 5 mL 蒸馏水、超声离心 (震荡 10 min); 最后取离心后的清液到离子色谱中测量阴、阳离子成分。采用的离子色谱 (Ion Chromatograph) 仪是日本岛津公司 (SHIMADZU) 生产的 HIC-6A 型 C-R5A 色谱处理机; 淋洗液是 2.5 mM 邻苯二甲酸 -2.4 mM 三 (羟) 甲基氨基甲烷; 流速为阴离子 1.2 mL/min, 阳离子 1.0 mL/min; 重复测定精密度小于 5%。

3. 氢、氧、硫、铅同位素研究方法

同位素的测试分析在中国地质科学院同位素地球化学开放实验室完成, 具体操作步骤、试验条件、精确度等如下:

(1) 样品清洗。为消除与石英共生的硫化物连晶, 将石英单矿物置入用 60~80℃ 的稀硝酸溶液浸泡 12 h, 然后用去离子水冲洗, 并以超声波离心机清除杂质, 重复去离子水冲洗和超声波离心处理 6 次, 直至 WFX-110 原子吸收光谱仪显示淋液不含离子, 最后烘干得到可供分析的石英单矿物样品。硫化物的清洗: 用丙酮洗去表面有机物, 再用蒸馏水冲洗, 最后在烘箱中 60℃ 烘干。

(2) 测试物的制备。①流体包裹体中水的氢同位素: 把分选的单矿物在 105℃ 以下烘干后, 在真空系统中逐步加热抽走次生包裹体的水, 加热至 600℃ 使其中的包裹体热爆, 释放的水通过收集、冷凝和纯化处理, 然后用锌置换出水中的氢, 对获得的 H_2 进行质谱分析。②石英的氧同位素: 首先用 BrF_3 在 500~550℃ 条件下与石英矿物反应 15 h, 然后用液氮将产生的 O_2 纯化, 最后在 700℃ 将 O_2 转变为 CO_2 而用于质谱分析。③硫化物的硫同位素: 首先用氧化亚铜在 980℃ 条件将硫化物的硫氧化为 SO_2 (方铅矿为 850℃), (用 V_2O_5 石英砂在 980℃ 条件还原硫酸盐中的 S), 然后将释放的 SO_2 用液氮冻入样品管并纯化, 获得供质谱分析用的 SO_2 。④硫化物的铅同位素: 首先用 HNO_3 -HF 混合溶

液溶解硫化物, 用过阴离子交换树脂提取 Pb, 以硅胶做发射剂, 用单铯带在 MAT261 热离子质谱仪上测试铅同位素组成。

(3) 仪器型号及精度 氧、氢、碳、硫同位素组成都是用 MAT251EM 气体质谱仪对步骤 (2) 中获得的气体进行测试, 以 V-SMOW 标准报出氢氧同位素组成, 以 VCDT 标准报出硫同位素组成。测试精度分别为 $\pm 0.2\text{‰}$ ($\delta^{18}\text{O}$), $\pm 2\text{‰}$ (δD), $\pm 0.2\text{‰}$ ($\delta^{13}\text{C}$), $\pm 0.2\text{‰}$ ($\delta^{34}\text{S}$)。铅同位素是以硅胶做发射剂, 用单铯带在 MAT261 热离子质谱仪上测试的。标样为 NBS981, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 的分析精度在 2σ 水平上分别为 0.1%、0.09% 和 0.30%。

根据测定的石英氧同位素, 利用石英-水之间的氧同位素平衡分馏方程, 计算得到与之平衡的流体的氢同位素值, 公式如下:

$$1000\ln\alpha_{\text{石英-水}} = 3.38 \times 10^6 T^{-2} - 2.90 \quad (200 \sim 500^\circ\text{C}) \quad (\text{Clayton et al.}, 1972)。$$

式中 T 为均一温度 (单位 K)。目前关于流体包裹体中岩浆水和变质水的氢氧同位素组成的区间范围, 不同研究者给出了不同的端元值, 本文采用的是 Hoefs (1997) 提供的各成因水的范围。

铅同位素参数 $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ 比值 (μ 值) 和铅两阶段模式年龄是采用 Ludwig (2001) 提供的 ISOPLOT2.49 程序计算。

4. 铷-锶、钐-钕同位素研究方法

铷-锶、钐-钕同位素是作者在中国科学院地质与地球物理研究所固体同位素地球化学实验室亲自完成, 试验流程如下: 在大约 100 mg 全岩粉末样品中加入适量的 ^{87}Re - ^{84}Sr 和 ^{149}Sm - ^{150}Nd 混合稀释剂和纯化的 HF-HClO₄ 酸混合试剂后, 在高温下完全溶解。Rb-Sr 和 REE 的分离和纯化是在装有 2 mL 体积 AG 50W-X12 交换树脂 (200~400 目) 的石英交换柱进行的, 而 Sm 和 Nd 的分离和纯化是在石英交换柱用 1 mL Teflon 粉末为交换介质完成的。Sr 同位素比值测定采用 Ta 金属带和 Ta-HF 发射剂, 而 Rb、Sm 和 Nd 同位素比值测定采用双 Re 金属带形式, 测量仪器为 MAT262 热电离质谱计。分别采用 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ 和 $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ 校正测得的 Nd 和 Sr 同位素比值。Rb-Sr 和 Sm-Nd 的全流程本底分别为 100 pg 和 50 pg 左右。 $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 和 $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 比值误差 (2σ) 小于 0.5%。化学流程和同位素比值测试可参见 Chen et al. (2002) 文献。正文中有关参数的计算公式如下:

$$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{sa}} - (^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_{\text{sa}} \times (e^{\lambda t} - 1),$$

$$\varepsilon_{\text{Nd}}(t) = \left[\frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{sa}} - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{sa}} \times (e^{\lambda t} - 1)}{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{chur}} - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{chur}} \times (e^{\lambda t} - 1)} - 1 \right] \times 10000,$$

$$T_{\text{DM}} = \frac{1}{\lambda} \ln \left\{ 1 + \frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{sa}} - [(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{sa}} - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{sa}} - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{cc}}] \times (e^{\lambda t} - 1) - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}}{(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{cc}} - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}} \right\}。$$

式中: 下标 sa、chur、DM、cc 分别代表样品、球粒陨石、亏损地幔和上地壳; $(\lambda^{87}\text{Rb}) = 1.42 \times 10^{-11}/\text{a}$, $(\lambda^{147}\text{Sm}) = 6.54 \times 10^{-12}/\text{a}$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{chur}} = 0.512638$, $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{chur}} = 0.1967$, $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{cc}} = 0.118$, $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}} = 0.2136$, $(^{143}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}} = 0.513151$ (Faure, 1986; 郑永飞等, 1999)。

5. 全岩的主量、微量和稀土元素测试

文中拾金坡岩体的主量、微量和稀土元素均是在国家地质测试中心分析完成。其中, 主量元素 FeO 采用容量法, CO₂ 采用电导法, H₂O⁺ 采用重量法, 其他主量元素采用 X 射线荧光光谱仪分析; 微量元素 Au 采用原子吸收法, Cr、Ni、Ga、Rb、Th、U、Nb、Ta 和 Sc 采用等离子质谱法, Ba、Sr、V 采用等离子光谱法; 稀土元素采用等离子质谱法测定。

文中新老金厂矿床地层的主量、微量和稀土元素是在核工业北京地质研究院测试中心完成。其中, 主量元素采用 X 射线荧光光谱法测定; 微量和稀土元素采用等离子质谱法测定。

文中用于稀土元素球粒陨石标准化的数值引自 Taylor et al. (1985), 用于微量元素原始地幔标准化的数值引自 Wood et al. (1979) (转引自 Rollison H R. 1993)。

6. 锆石的 SHRIMP 测试

用于 SHRIMP 测试的锆石上机前的样品靶制备由北京离子探针中心的实验人员完成, 样品靶制备