中国大规模成矿作用和大型矿集区预测研究(编号：G19990043207)成果
《中国地质调查局：中国花岗岩重大地质问题研究》(编号：200113900018)成果

# 小秦岭-熊耳山地区金矿特征与地幔流体

卢欣祥　尉向东　董　有　于在平　常秋玲
张冠山　刘树林　叶安旺　索天元　晋建平　著



地质出版社

# 前　言

地球内部流体作用的研究是当代地学研究的一个重要的前沿课题。由于地球内部流体及其与成岩、成矿的关系具有巨大的理论与实践意义，国际地学界把它提高到一个空前的高度并将之列为优先研究的领域，其投资强度已基本相当或超过对固体地质的资助强度。最早人们仅仅狭义地把水作为流体，而现今流体具有十分广泛的涵义。它不仅包括水，而且包括挥发系统的 $CO_2$、$CxHy$、H－卤素、S、N等。现在已经清楚，流体不仅存在于整个地壳的各个层位，而且在地幔中也有大量的流体，如呈络合物状态的挥发组分 OH、H、N、卤素，S、He、烃类、$CO_2$ 和其他稀有气体，它们通过岩浆或火山活动和地幔排气作用，被带到地壳或者进入气圈、水圈和生物圈。这些流体无疑是地球内部及其表层最为活跃的因素，据研究，地球内部的流体运动可以携带大约一半的内部能量，这就意味着流体对地壳内部的物理与化学及其动力学状态有着决定性的作用和影响。流体不仅使壳-幔中物质和能量发生传输、交换，再循环，而且直接影响和制约着地壳内部结构、地质作用过程、反应动力学和壳幔相互作用等。业已证明，流体运动和作用过程控制着地壳中热和物质的分离，如岩浆的产生、运移和侵入或喷发，变质作用和造山作用期间大量的岩石化学蚀变，岩石变形尤其脆韧性的转换，金属的原始浸滤、搬运和沉淀，烃类的次生运移、浓集和圈闭，元素的地球化学循环，同位素系统的调整等，流体都起着重要的作用。因此，流体又是能把地球内部各种地质作用过程相互联系起来，从整体进行研究和认识的关键。在地球深处，物质主要以流体的形式运动，而且以巨型热地幔柱上升流和冷的地幔柱下降流为主要形式的对流运动，并支配着岩石圈的构造形成和演化及成矿作用的发生。

对于矿床来说，了解矿床的形成过程不仅是当前矿床研究的首要任务和前沿课题，而且是矿床评价和勘查的重要基础。几乎所有的金属矿床类型，其形成过程与金属从源岩的活化、原始渗滤、矿质运移、金属的沉淀聚集和堆积成矿等关系密切，成矿过程主要是由流体的运动和作用完成的。地质流体是联结矿源岩、成矿地质背景和矿体发育场所三者的纽带，流体作用则是贯穿整个矿床形成过程的主要控制因素。所以流体对成矿具有非常重要的主导效应。流体大规模的聚集和循环，控制着许多大型-超大型矿床（或密集区）的形成，矿床的形成是通过化学元素浓集的一种化学运移过程，所以成矿作用是通过流体运移来完成的。造山作用则可以控制着流体系统的演化，进而也控制着许多矿产的形成。如果有两种流体发生混合，如上部地壳的受地形驱动的流体和地球深部的流体，在不同流动域界面上发生流体成分的混合，对矿床的形成具有十分重要的作用，这种流体的混合大大增强了矿床的形成潜力，并使流体中的金属元素沉淀下来形成矿床。从当前矿床研究的发展态势看，流体的研究不仅是矿床预测和评价的重要基础和前沿课题，而且可以为勘查和寻找深部矿、隐伏矿，以及更有效地开采现有矿床提供极有价值的定量信息。

小秦岭-熊耳山地区位于华北板块的南缘和秦岭造山带的交接部位，是现今秦岭造山带的最北边界，是我国十分重要的金、钼多金属成矿带和矿产基地。这里大、中、小型金矿密布，矿床类型齐全，金总储量在全国名列前茅，金产量更具举足轻重的地位。长期以来一直受到国内外金矿专家的瞩目，研究者纷至沓来，对其进行了长期卓有成效的研究，并有不少专著问世，提出了不少假说和成矿模式，无疑对地质勘查和找矿工作起到了积极

的作用。但是时至今日，占主导地位的仍然是二十世纪六七十年代形成的以岩浆期后热液成矿理论为基础的地层（矿源层）-构造（剪切带）-花岗岩（矿源或热源）的传统认识，研究重点仍然是固体岩石和矿物，对地质作用的探讨主要集中在温度、压力等物理化学条件及与花岗岩关系的研究中。对其成矿机理，特别是矿液矿质的来源、产生、运移、沉淀研究较弱，尤其缺乏对成矿流体和把矿床纳入区域地质演化整体作用中的研究和探索，虽然增加了不少测试数据，由于基本学术观点的主线一直没有改变，在地质找矿中也未有新的重大突破。现有的找矿工作仍然是就矿找矿，而不是先进的理论找矿。事实上，大量的研究成果和地质事实对上述模式已经提出了挑战。为深入揭示金矿的形成过程、机理和规律，从本质上揭示金矿成矿的真谛，有必要以20世纪90年代发展起来的作为地学前沿的地球内部流体（地幔流体）及其地质作用理论，对小秦岭-熊耳山地区金矿重新进行探索和研究，这便是本书的基本目的。

本书初稿由翟裕生院士、肖庆辉研究员等组成的专家组进行了评审。评审认为：本书较系统地探索了含矿流体与金矿的关系，特色是将金矿成矿时空结构与区域构造包括深部构造的演化相联系，体现了当代成矿学的前沿研究方向，书稿中地幔流体成矿、印支期成矿等一系列新观念、新认识，对于开拓学术思路、深化认识本区区域成矿规律、开拓本区找矿新思维、推进新一轮找矿突破具有重要意义，是一部具有前沿学术水平的优秀科研著作。出版前，根据近年的研究成果对初稿进行了修正和补充，本书基本反映了该区研究的最新成果。

参加本书编写及相关工作的有：卢欣祥，尉向东，董有，于在平（西北大学），常秋玲和张冠山、刘树林、叶安旺、索天元、晋建平（灵宝市地矿局），其中卢欣祥编写了前言、第一章、第二章、第六章、结论，和第三章、第四章、第五章部分内容，董有编写了第三章、第四章和第六章的部分内容，尉向东编写了第五章和第一章、第三章、第四章的部分内容，于在平、常秋玲、张冠山、刘树林、叶安旺、晋建平、索天元等参加了部分章节的编写，插图由张辉同志用计算机绘成，全书最后由卢欣祥统编定稿。

我们冒昧地把多年的研究成果、心得著述成文并把它出版，旨在为进一步提高小秦岭-熊耳山地区金矿的研究程度提供基础资料，并以此与矿床学界的同仁共同进行探索。我们相信，作为研究本区的一种新的学术思想，本书对进一步开拓小秦岭-熊耳山地区金矿的地质找矿和成矿规律研究，一定会发挥其积极的作用。我们希望今后会有更多的研究者关注这一课题，共同为地质勘查与找矿工作做出更大的贡献。同时我们为能够对今后的工作提供一个进一步研究的基础而高兴。

在本书出版之际，我们十分感谢国家973项目“中国大规模成矿作用和大型矿集区预测研究”（编号：G19990043207）和中国地质调查局“中国花岗岩重大地质问题研究”项目（编号：200113900018）及河南省地质调查院的资助和支持。同时，我们也十分感谢原河南省地质矿产厅总工程师罗铭玖、杨文智教授级高级工程师，河南省国土资源厅孔大刚高级工程师等的大力支持。我们对一切关心此书出版的同行们表示敬意和感谢！正是他们的鼓励和支持，我们才能克服困难，将本书出版。

卢欣祥

2004.8

# 目　　录


前　言

第一章　大地构造背景 …… 1

一、区域地层 …… 1

1. 结晶基底 …… 1

2. 盖层岩系 …… 2

二、岩浆活动 …… 4

三、区域构造特征 …… 5

四、区域构造演化与地幔柱活动 …… 5

第二章　小秦岭-熊耳山地区金矿时代 …… 9

一、研究历史和现状 …… 10

二、小秦岭-熊耳山地区金矿时代研究的进展 …… 12

三、小秦岭-熊耳山地区金矿的成矿是秦岭造山带构造演化的结果 …… 15

第三章　金矿矿床地质 …… 17

一、金矿床类型和矿石类型 …… 17

1. 矿床类型 …… 17

2. 矿石类型 …… 18

3. 矿床类型空间分布特征 …… 18

二、金矿床地质特征 …… 18

1. 石英脉型金矿 …… 18

2. 构造蚀变岩型金矿 …… 21

3. 爆破角砾岩型金矿 …… 26

三、矿床中矿石矿物组合特征 …… 31

1. 石英脉型金矿的矿石矿物组合 …… 31

2. 蚀变岩型金矿的矿石矿物组合 …… 31

3. 爆破角砾岩型金矿的矿石矿物组合 …… 32

四、矿物的标型 …… 35

（一）黄铁矿的标型 …… 35

1. 黄铁矿的晶形特征 …… 35

2. 黄铁矿的成分特征 …… 37

3. 不同类型金矿中黄铁矿成分的特征 …… 37

4. 不同类型金矿中黄铁矿的热电性 …… 40

（二）贵金属矿物及其标型特征与金矿的成因关系 …… 42

1. 贵金属矿物的种类 …… 42

2. 金的成色 …… 43
3. 自然金的粒度特征 …… 46
4. 金矿物的嵌布方式 …… 46
五、小秦岭-熊耳山地区金矿的控矿构造 …… 49
1. 构造对成矿作用的制约 …… 49
2. 熊耳山地区金矿的控矿构造特征 …… 49
3. 小秦岭地区金矿的控矿构造特征 …… 52

**第四章 小秦岭-熊耳山地区金矿的成矿流体** …… 54
一、金矿成矿流体的阶段性 …… 54
二、含矿流体特征 …… 55
1. 包裹体类型 …… 55
2. 含矿流体的盐度特征及与地层、岩浆岩的差异 …… 56
3. 含矿流体气液组分特征 …… 61
4. 成矿流体物理化学特征 …… 68
三、成矿流体的运移特征 …… 69
1. 流体中金的运移方式 …… 69
2. 不同成矿阶段流体中金运移形式 …… 73
3. 成矿流体的运移方向 …… 75
四、成矿流体中金的沉淀机制 …… 77
1. 石英脉型金矿的沉淀机制 …… 77
2. 蚀变岩型金矿的沉淀机制 …… 79
3. 爆破角砾岩型金矿的沉淀机制 …… 79

**第五章 稳定同位素地球化学特征对成矿流体来源的示踪** …… 82
一、氢、氧同位素特征 …… 82
1. 蚀变岩石的氢、氧同位素特征 …… 84
2. 不同矿化阶段流体的氢、氧同位素特征 …… 85
二、碳同位素特征 …… 86
1. 成矿流体中碳同位素具深源特征 …… 86
2. 成矿流体碳同位素和地幔有关 …… 86
3. 成矿流体碳同位素与花岗岩无关 …… 89
三、铅同位素特征 …… 89
1. 铅同位素组成 …… 89
2. 铅同位素模式年龄及意义 …… 90
四、硫同位素特征 …… 94
1. 不同类型金矿床硫同位素特征不同 …… 94
2. 含矿热液中含硫矿物的沉淀机制 …… 98
3. $H_2S/SO_4^{2-}$ 比值指示的含矿流体的流动方向 …… 101

五、稀有气体同位素地球化学…… 102
1. 稀有气体在地质研究中的应用 …… 102
2. 小秦岭-熊耳山地区金矿稀有气体（He、Ar）同位素特征 …… 103

**第六章 小秦岭-熊耳山地区地幔流体及金成矿作用** …… 106
一、金元素与地幔的亲缘关系…… 106
1. 金元素的特性 …… 106
2. 金在地球各圈层中的丰度——金的深源特征 …… 106
3. 区域地壳各类岩石金元素的丰度 …… 107
二、小秦岭-熊耳山地区成矿带的特色 …… 108
1. 金属元素高度富集性 …… 108
2. 金的集中成矿期和成矿集中区 …… 108
3. 成矿金属组合的多样性 …… 109
4. 成矿物质的深源性 …… 109
5. 成矿作用的新生性 …… 110
6. 成矿阶段相互叠加 …… 110
7. 成矿作用与秦岭造山作用的耦合关系 …… 110
三、地幔柱与临界-超临界地幔流体 …… 111
1. 小秦岭-熊耳山地区地幔柱活动的依据 …… 111
2. 矿石中气液包裹体成分 …… 112
3. 同位素示踪 …… 112
4. 临界-超临界流体在小秦岭-熊耳山地区金矿成矿中的作用…… 112
四、成矿作用受地幔及区域构造制约…… 117
1. 岩石圈拆沉和深断裂驱动矿液上升 …… 117
2. 多级构造（带）控矿机制 …… 117
3. 成矿不受构造地层边界控制 …… 117
4. 小秦岭-熊耳山地区属高热流区 …… 118
五、小秦岭-熊耳山地区金矿的成矿机制 …… 119
六、小秦岭-熊耳山地区金矿找矿方向 …… 119

**结 语**…… 121
**参考文献**…… 123

# CONTENTS

**Introduction**

**Chapter 1 Geotectonic setting** ····· 1

1.1 Strata ····· 1

1.1.1 Crystalline basement ····· 1

1.1.2 Covering strata ····· 2

1.2 Magmatism ····· 4

1.3 Characteristics of regional structures ····· 5

1.4 Regional structural evolution and mantle plume activity ····· 5

**Chapter 2 The ages of gold deposits in Xiaoqinling-Xiong'ershan area** ····· 9

2.1 Studies history and status ····· 10

2.2 Research advance about the ages of gold deposits in Xiaoqinling-Xiong'ershan area ····· 12

2.3 Gold metallogenetism in Xiaoqinling-Xiong'ershan area is resulted from structural evolution of Qinling orogen ····· 15

**Chapter 3 Geology of gold deposits** ····· 17

3.1 The types of ores and gold deposits ····· 17

3.1.1 Types of gold deposits ····· 17

3.1.2 Types of gold ores ····· 18

3.1.3 The spacial distribution characteristics of different types of gold deposits ····· 18

3.2 Geological character of gold deposits ····· 18

3.2.1 Quartz vein-type gold deposits ····· 18

3.2.2 Altered rock-type gold deposits ····· 21

3.2.3 Explosion breccia-type gold deposits ····· 26

3.3 Mineral assemblages character of gold deposits ····· 31

3.3.1 The ore mineral assemblages of quartz vein-type gold deposits ····· 31

3.3.2 The ore mineral assemblages of altered rock-type gold deposits ····· 31

3.3.3 The ore mineral assemblages of explosion breccia-type gold deposits ··· 32

3.4 Mineral typomorphy ····· 35

3.4.1 Pyrite typomorphy ····· 35

3.4.2 The relationship between precious metal typomorphy and genesis of gold deposits ····· 42

3.5 The ore-controlling structures of gold deposits in Xiaoqinling-Xiong'ershan area ····· 49
3.5.1 The structure constraints on mineralization ····· 49
3.5.2 The ore-controlling structures' characteristics of gold deposits in Xiong'ershan area ····· 49
3.5.3 The ore-controlling structures' characteristics of gold deposits in Xiaoqinling area ····· 52

**Chapter 4 Metallogenetic fluid of gold deposits in Xiaoqinling-xiong'ershan area** ····· 54
4.1 The stages of gold metallogenetic fluid ····· 54
4.2 Characteristics of gold metallogenetic fluid ····· 55
4.2.1 The types of fluid inclusions ····· 55
4.2.2 The salinities of fluid inclusions and the difference between strata, magma rocks and ore-forming fluid ····· 56
4.2.3 The gas-liquid composits' characteristics of ore-forming fluid ····· 61
4.2.4 The physicochemical characteristics of gold metallogenetic fluid ····· 68
4.3 The migrationic characteristics of gold metallogenetic fluid ····· 69
4.3.1 The migrationic patterns of gold in metallogenetic fluid ····· 69
4.3.2 The migrationic patterns of gold in different metallogenetic fluid stages ····· 73
4.3.3 The migrationic direction of metallogenetic fluid ····· 75
4.4 The depositional mechanisms of gold in metallogenetic fluid ····· 77
4.4.1 The depositional mechanisms of quartz vein-type gold deposits ····· 77
4.4.2 The depositional mechanisms of altered rock-type gold deposits ····· 79
4.4.3 The depositional mechanisms of explosion breccia-type gold deposits ····· 79

**Chapter 5 The sources of metallogenetic fluid and the geochemical characteristics of stable isotopes** ····· 82
5.1 The characteristics of O, H isotopes ····· 82
5.1.1 The characteristics of O, H isotopes in altered rocks ····· 84
5.1.2 The characteristics of O, H isotopes in different metallogenetic fluid stages ····· 85
5.2 The characteristics of C isotopes ····· 86
5.2.1 The abyssal-source characteristics of C isotopes in metallogenetic fluid ····· 86
5.2.2 The C isotopes in metallogenetic fluid are relation with mantle ····· 86
5.2.3 The C isotopes in metallogenetic fluid are relation without granite ····· 89
5.3 The characteristics of Pb isotopes ····· 89

5.3.1 Composition of lead isotopes ····· 89
5.3.2 The model ages of lead isotope and its significance ····· 90
5.4 The characteristics of S isotopes ····· 94
5.4.1 The characteristics of S isotope in different gold deposits types ····· 94
5.4.2 The depositional mechanisms of sulfer mineral in metallogenetic fluid ····· 98
5.4.3 The flow direction of metallogenetic fluid are indicated by $H_2S/SO_4^{2-}$ value ····· 101
5.5 The geochemical characteristics of noble gas isotopes ····· 102
5.5.1 The application of noble gases in geological studies ····· 102
5.5.2 The characteristics of noble gas isotopes of gold deposits in Xiaoqinling-Xiong'ershan area ····· 103

**Chapter 6 The gold mineralization and mantle fluid in Xiaoqinling-Xiong'ershan area** ····· 106
6.1 The relationship between gold element and mantle ····· 106
6.1.1 The characteristics of gold element ····· 106
6.1.2 The abundance of gold in sphere-layeres of earth ····· 106
6.1.3 The abundance of gold in different rocks of regional crust ····· 107
6.2 The characteristics of metallogenetic belt in Xiaoqinling-Xiong'ershan area ··· 108
6.2.1 The high enrichment of metal element ····· 108
6.2.2 The metallogenetic epochs of gold deposits and mineralization concentration area ····· 108
6.2.3 The variety of metallogenetic metal combination ····· 109
6.2.4 The abyssal-sources of metallogenetic material ····· 109
6.2.5 The neogenesis of mineralization ····· 110
6.2.6 The superimpose of mineralization stages ····· 110
6.2.7 The mineralization of gold coupling with Qinling orogeny ····· 110
6.3 Critical-supercritical mantle fluid and mantle plume ····· 111
6.3.1 The evidence of mantle plume activity in Xiaoqinling-Xiong'ershan area ····· 111
6.3.2 The composition of gas-liquid inclusions in gold ores ····· 112
6.3.3 Trace maker of isotopes ····· 112
6.3.4 Function of critical-supercritical fluid on mineralization of gold deposits in Xiaoqinling-Xiong'ershan area ····· 112
6.4 The regional structure and mantle constraints on mineralization ····· 117
6.4.1 Lithosphere delamination and deep-fault drived mineralization fluid uplift ····· 117
6.4.2 The ore-controlling mechanism of polygrading structures ····· 117

6.4.3 The mineralization did not controlled by borderity of structures and strata ····· 117
6.4.4 Xiaoqinling-Xiong'ershan area has high thermal flow ····· 118
6.5 Mineralization mechanism of gold depoists in Xiaoqinling-Xiong'ershan area ····· 119
6.6 The prospecting target of gold deposits in Xiaoqinling-Xiong'ershan area ····· 119

**Summary** ····· 121
**References** ····· 123

# 第一章　大地构造背景

## 一、区域地层

小秦岭-熊耳山地区西起陕西东部的蓝田、华县，东至河南的嵩县，呈长约 250 km、宽 15～40 km 的狭长带状展布，是我国第二大金矿产地。区内出露地层可分为基底与盖层两部分（图 1-1）。

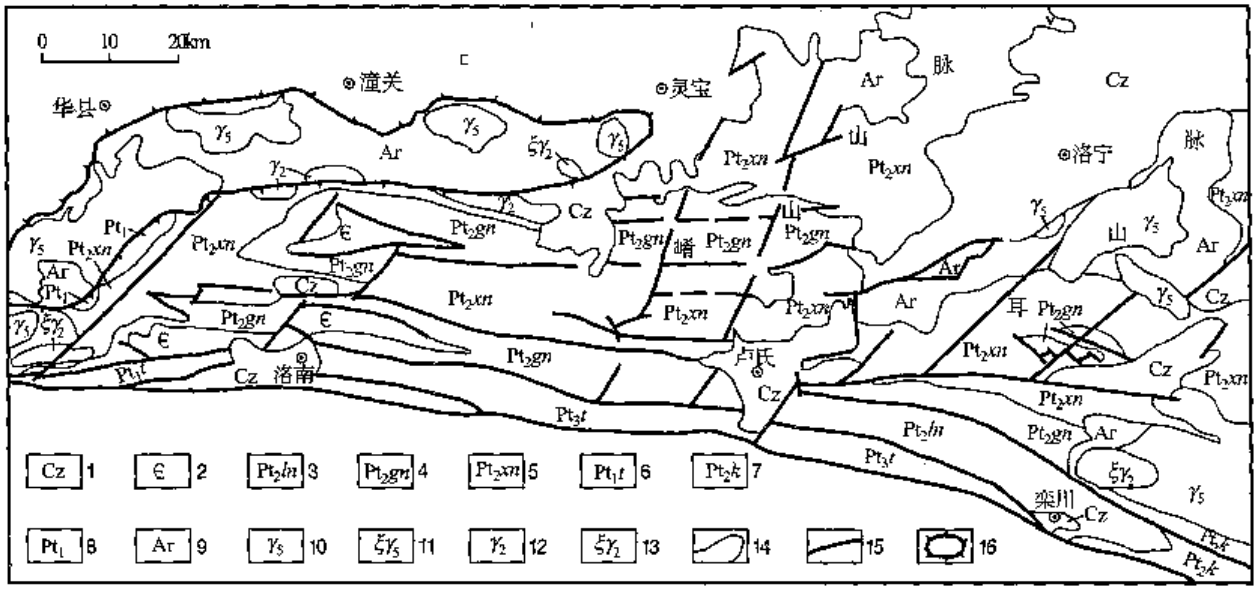



图 1-1　小秦岭-熊耳山地区地质构造简图

（据陕西、河南地质志及相关科研成果资料综合，作者有增删）

1—新生界（Q+E）：砂砾及红层；2—寒武系：灰岩、页岩；3—栾川群：碎屑-碳酸盐岩；4—官道口群：硅镁质碳酸盐岩；5—熊耳群：安山玄武岩、流纹岩；6—陶湾群：大理岩夹片岩、火山岩；7—宽坪群：石英绢云母片岩及斜长角闪岩；8—铁铜沟组：白云母片岩、片状石英岩、磁铁绢云母岩；9—太华群：片麻岩及片麻花岗岩闪岩（TTG）；10—燕山期黑云母二长花岗岩；11—燕山期正长花岗岩；12—黑云母花岗岩（A型花岗岩）；13—正长花岗岩（A型花岗岩）；14—地质界线；15—断层；16—小秦岭变质核杂岩

**1．结晶基底**

研究区内结晶基底由太古宙太华群构成，分布于小秦岭、崤山、熊耳山等山岭的核部，是一套以片麻岩为主的中深变质岩系，变质程度普遍达角闪岩相，局部已达麻粒岩相。其下部是由黑云斜长片麻岩、斜长角闪片麻岩、混合岩等构成的片麻岩和片麻状花岗岩组成的灰色片麻岩系（TTG 岩套）。上部主要是由石墨斜长片麻岩、黑云斜长片麻岩、砂线石榴片麻岩、大理岩及含铁石英岩构成的具孔兹岩特征的陆源碎屑-碳酸盐岩建造。

**2. 盖层岩系**

研究区出露的盖层地层主要为古元古界铁铜沟组、中元古界熊耳群、中新元古界官道口群。

（1）铁铜沟组

主要出露于陕西灞源一带，另在崤山的东北部有少量分布（称大古石组），为一套由含砾石英岩、片状石英岩、绿片岩、大理岩和磁铁绢英岩等构成的浅变质岩系，不整合盖在太华群之上。

（2）熊耳群

是研究区最主要的盖层岩系，在小秦岭、崤山、熊耳山均广泛出露，以断层或角度不整合与下伏太华群接触，为一套中基性-中酸性火山熔岩组成的双峰式火山岩，局部见火山碎屑岩及沉积岩夹层。化学成分以高钾富铁为特征，形成于裂谷拉张环境。但是熊耳群的研究长期以来有两种不同的认识：一种认为是属于钙碱性的、与板块俯冲有关的岛弧型安山岩；另一种认为是由中基性和中酸性岩石组成的双峰式火山岩。根据最新的研究成果，熊耳群火山岩由钾细碧岩、细碧岩-钾角斑岩、角斑岩-钾石英角斑岩组成，分下、中、上三组。岩石类型按 $w$（$SiO_2$）属中性及中基性岩石，这便是以往文献统称之为安山岩系的原因，若按 $w$（$K_2O+Na_2O$）来命名则为偏碱性岩石。一个不争的、也是常被人忽略的事实是，熊耳群火山岩中的原生斜长石多为钠质斜长石及碱性长石，连著名的梅花玉（即杏仁状安山岩）中的斜长石也全为钠长石[1]。因此，按火山岩分类命名原则不能定为安山岩或玄武岩，而只能属细碧岩及角斑岩类（夏林圻等，1991）。中熊耳组的酸性及中酸性岩石，$w$（$SiO_2$）多大于 66%，$w$（$Na_2O+K_2O$）在 7%～9%之间，岩石中斜长石为钠长石，因此，不能定为流纹岩或英安岩，加上这类岩石或多或少都含有石英斑晶，有一部分岩石的 $w$（$SiO_2$）接近 70%（略低），因此，它们应定为石英角斑岩类。根据岩石化学、稀土微量元素判别，下、中熊耳组中基性火山岩属碱性玄武岩系列，而酸性及中酸性火山岩属拉斑玄武岩系列。运用岩石地球化学方法判定其构造的各类图解中，中性-中基性岩多落在大陆板内或板块边缘区，而中熊耳组酸性-中酸性岩则落入板内区。虽然岩石化学成分方面不如典型的大陆双峰式火山岩套明显，但本区下、上熊耳组与中熊耳组显然来自两个源区（确定双峰式火山岩套的一个重要条件），所以熊耳群火山岩系属大陆裂谷型双峰式火山岩套（夏林圻等，1991）。张本仁等（1994）认为，熊耳群中基性和中酸性火山岩的 Ti、P、Nb、Y 平均含量均高于维诺格拉多夫（1962）给出的玄武岩和花岗岩中各该元素丰度，表明它们在两类火山岩中具有富集特征。而熊耳群中的中性火山岩（$w$（$SiO_2$）=56%～62%，相当于安山岩），同元古宙与新生代岛弧安山岩（Condie，1982；Condin 等，1989）以及与北秦岭形成于活动大陆边缘的安山岩（丹凤群）相比较，熊耳群中性火山岩不同于所有岛弧安山岩：$K_2O$、高场强元素 Ti、P 和不相容元素 Y、Ce 含量明显偏高，$w$（La）/$w$（Yb）比值明显偏大。上述数据有力地说明熊耳群火山岩系不是形成于岛弧，而是形成于大陆边缘的陆内张裂环境。

已获知的熊耳群中基性火山岩的 Sm-Nd 模式年龄为 28 Ga，中酸性岩的 Sm-Nd 模式年龄为 27 Ga（黄萱等，1990；张宗清等，1994），此年龄同基底太华群的年龄一致，且

[1] 严阵，河南梅花玉的矿物学研究，1987。

火山岩中 Nd 元素与地幔 Nd 相比只占大约 30%～40%，说明熊耳群主要来自太华群的部分熔融，而不是来自大洋地幔。

在全球范围内，16～18 Ga 是地幔演化的重大转折时期，这一时期裂谷和衰亡裂谷发育，出现环斑花岗岩及重要的层状杂岩体和规模巨大的基性岩墙群。所以熊耳群（16～18 Ga）亦应是这一全球背景下的产物。

同位素测年资料表明，其形成于 1600～1800Ma 之间，属中元古代，相当于长城纪。

（3）官道口群

为一套浅海相硅镁质碳酸盐岩建造夹滨海碎屑岩，自下而上可分为高山河组、龙家园组、巡检司组、杜关组和冯家湾组。底部的高山河组以紫红色砂岩为主夹板岩及粘土岩，龙家园组主要由灰白色厚层状含燧石条带及团块白云岩构成，巡检司组主要由灰色燧石条带状白云岩构成，杜关组主要为泥质白云岩夹厚层白云岩及页岩，冯家湾组下部以白云质灰岩为主，上部主要为含燧石条带的条纹状白云岩。本套地层主要分布于研究区南部的卢氏、栾川等地，研究区内仅局部可见。

（4）宽坪群

主要由基性火山岩、碎屑岩及碳酸盐岩组成，变质程度达高绿片岩相-角闪岩相，由于多期强烈变形，其层序问题难以建立。主要由三类地层组成，即角闪岩、角闪片麻岩类，云母石英片岩-石英云母片岩类，“片麻状”大理岩类。其中基性岩具大洋拉斑玄武岩特征。

（5）栾川群

由三川组、南泥湖组、煤窑沟组、大红口组构成。栾川群底部的三川组下段由变质的含砾石英砂岩、石英砂岩及千枚岩构成，三川组上段以大理岩为主，其内部往往含石英等陆源碎屑及已变质为云母类矿物的泥质物。南泥湖组下段亦为一套以变质的中-粗粒石英砂岩为主夹细-粉砂岩及千枚岩的岩石；南泥湖组中段由钙质绢云片岩夹透镜状变质砂岩及大理岩组成，局部地区见到粗面岩夹层；南泥湖组上段为含云母的白云石大理岩（原岩为含泥质的白云岩）。煤窑沟组下段由变质中-粗粒石英砂岩、含长石砂岩、中-细粒石英砂岩、绢云石英片岩、石英绢云片岩及大理岩组成，其中含黑云变斑石英绢云片岩的原岩为火山碎屑沉积岩；中段由含叠层石白云大理岩、白云石大理岩构成，岩石中见富藻斑点；上段底部有一厚几米至数十米的质纯石英砂岩，其下部有可作为标志层的厚数十米的石煤层，往上为含叠层石白云石大理岩、核形石白云石大理岩及白云石大理岩。大红口组由碱性火山岩构成，夹沉积岩夹层。

（6）陶湾群

由鱼库组、三岔口组、凤脉庙组、秋木沟组构成。其中鱼库组以厚层白云石大理岩为主体，底部夹云母片岩，厚数百米；三岔口组由含碳钙质砾岩、含砾大理岩构成，厚 100～200 m；凤脉庙组及秋木沟组由含炭泥质、不纯碳酸盐岩构成，经变质后成为含炭质千枚岩、云母片岩、大理岩。厚数百米。

（7）寒武系

下统辛集组为含磷、铀炭质页岩及砂岩、白云岩及灰岩层；馒头组为白云岩、薄层泥灰岩，下统总厚数百米。中统毛庄组、徐庄组、张夏组为杂色砂页岩层、鲕状灰岩及条带状灰岩，厚 300～600 m。上统及奥陶系仅局部出露。

另外小秦岭、崤山和熊耳山等山岭之间是由白垩纪和第三纪沉积岩构成的红色沉积盆地。

## 二、岩浆活动

研究区内的岩浆活动十分频繁和强烈，表 1-1 列出了研究区内岩浆活动的特征。

由表 1-1 可看出，从太古宙到现代，岩浆活动虽均见发育，但有三次相对强烈的岩浆活动：太古宙、中元古代及中生代（燕山期）。太古宙以基性、超基性岩浆活动和灰色片麻岩（TTG）岩套为主，中元古代主要是中基性岩浆喷出和 A 型花岗岩侵入，而燕山期则以酸性岩浆侵入为主，由老到新岩浆活动由基性向酸性演化，其原因可能与地壳的刚性增加、厚度增大有关。在中元古代和印支期出现两期较强的代表拉张环境的 A 型花岗岩、碱性岩浆活动，这与秦岭造山带板块构造运动及岩浆耦合作用有关（卢欣祥，1999）。

**表 1-1　研究区内岩浆活动表**

| 岩浆活动期次 | 岩浆活动特征 | 同位素年龄 |
|---|---|---|
| 阜平期（Ar） | 主要有两种：①基性、超基性岩类：形成超镁铁质岩、变辉长岩、辉长闪长岩小侵入体。超镁铁质侵入体呈透镜状、疙瘩状，在空间上呈雁列状、串珠状、卫星状排列。辉长闪长岩体规模相对稍大，大者可达 5.2 $km^2$，空间分布与超基性岩相伴。该类侵入体在太古宇分布区广泛分布。②由属于 TTG 岩套的奥长花岗岩、英云闪长岩和花岗闪长岩等组成的灰色片麻岩、古老花岗岩，分布较广、面积较大，如太华群宫家峪组即是由花岗岩变质而成 | 闫家峪灰色片麻岩（2549±169）Ma（Rb-Sr） |
| 吕梁期（$Pt_2$） | 以中基性火山喷发为特征，形成了区内广泛分布的熊耳群火山岩系，包括熔岩、次火山岩及火山碎屑岩，与其相伴的有广泛发育的 A 型花岗岩，如张家坪、桂家峪、龙王碥等岩体，还有较多的花岗伟晶岩 | 熊耳群 16 亿－18 亿年，桂家峪 A 型花岗岩 17.8 亿年（U-Pb），花岗伟晶岩 1975 Ma（U-Pb） |
| 晋宁期（$Pt_3$） | 本期岩浆活动总体较弱，且以中酸性至酸性岩浆侵入为主，主要形成小规模的细粒闪长岩、石英闪长岩、闪长玢岩及黑云母花岗岩等中酸性岩体，规模较大的小河黑云母花岗岩，沿小河断裂带断续分布 | 小河黑云母花岗岩 999 Ma（U-Pb） |
| 加里东期 | 研究区内表现较弱，以基性和酸性岩浆侵入为特征，它们多形成黑云母花岗岩墙和小型顺层侵入体，如小秦岭地区分布的基性岩墙及杨砦峪黑云母花岗岩 | 杨砦峪岩体 4 亿～5 亿年<br>辉长辉绿岩 488 Ma（辉石，K-Ar） |
| 印支期 | 以碱性岩浆侵入为特征，见有正长岩及钾长花岗岩等 A 型花岗岩 | 南沟正长花岗岩（A 型）207 Ma（Ar-Ar）<br>正长斑岩 203～213 Ma（K-Ar） |
| 燕山期 | 以酸性岩浆侵入为特征，形成区内广泛分布的黑云母二长花岗岩岩基，如华山岩体、文峪岩体、娘娘山岩体、花山岩体等 | 文峪 165 Ma（U-Pb），华山 168 Ma（Rb-Sr），娘娘山 135 Ma（Rb-Sr），花山花岗岩（121 Ma，U-Pb） |

## 三、区域构造特征

小秦岭-熊耳山地区，在大地构造位置上位于现今秦岭造山带与华北地块间的地质分界线南侧，即秦岭北缘后陆逆冲断褶构造带上（图 1-2），该构造带北界为小秦岭-潼关-宜阳-鲁山断裂（山前断裂），而南界为洛南-栾川-方城断裂。在该构造带以南、商丹构造带以北为北秦岭构造带，二者共同构成了华北地块南部向秦岭俯冲的巨型陆内俯冲带（张国伟，1997）。

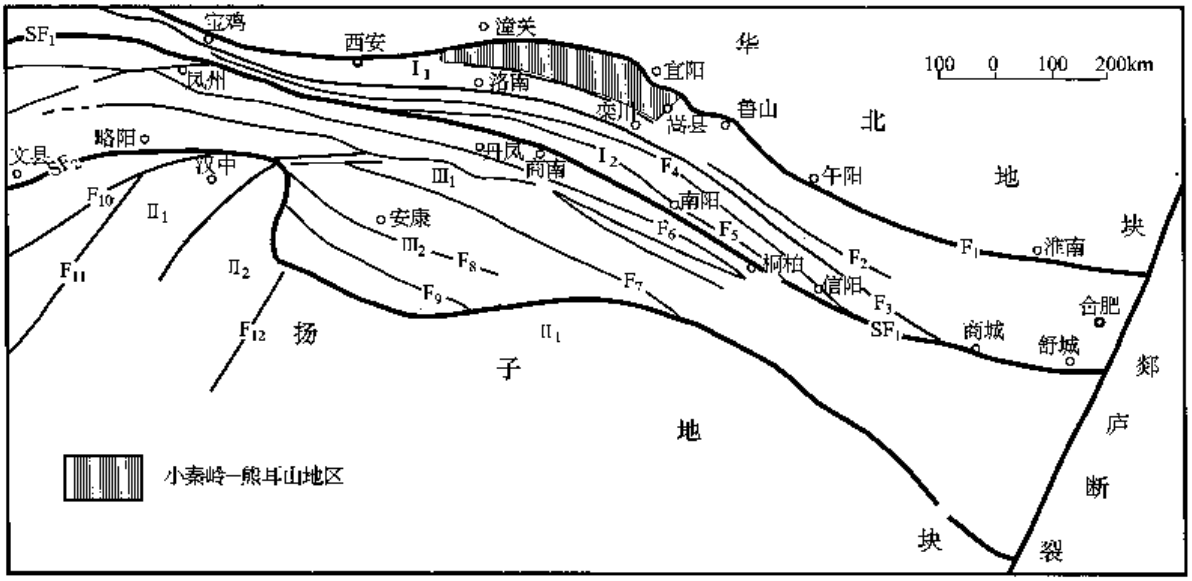



图 1-2　秦岭大别山主要构造单元

（据张国伟，1997，略有简化）

Ⅰ—华北板块南部：$I_1$—秦岭造山带后陆逆冲断褶带，$I_2$—北秦岭厚皮叠瓦逆冲构造带；Ⅱ—扬子板块北缘：$II_1$—秦岭造山带前陆逆冲断褶带，$II_2$—巴山-大别南缘巨型推覆前锋逆冲带；Ⅲ—秦岭微板块：$III_1$—南秦岭北部晚古生代裂陷带，$III_2$—南秦岭南部晚古生代隆升带。$SF_1$—商丹缝合带，$SF_2$—勉略缝合带；主要断层：$F_1$—秦岭北界逆冲断层；$F_2$—石门-马超营逆冲断层；$F_3$—洛南-栾川逆冲推覆断层；$F_4$—皇台-瓦穴子推覆带；$F_5$—商县-夏馆逆冲断层；$F_6$—山阳-凤镇逆冲推覆断层；$F_7$—十堰断层；$F_8$—石泉-安康逆冲断层；$F_9$—红椿坝-平利断层；$F_{10}$—阳平关-巴山弧-大别南缘逆冲推覆带；$F_{11}$—龙门山逆冲推覆带；$F_{12}$—华蓥山逆冲推覆带

## 四、区域构造演化与地幔柱活动

小秦岭-熊耳山地区大地构造背景属秦岭北缘后陆断褶构造带（图 1-2），其北属典型华北地块。该带原来也曾是华北地块的组成部分，并且具有华北地块基底-盖层的结构和组成。处于华北地块南缘，南邻秦岭造山带。在长期的地质历史中，经历了复杂、多期的构造变动，特别是中生代的印支期碰撞造山运动，引起华北古陆块南缘地层向南仰冲，现今本区的构造变形、变质、岩浆活动与成矿作用特征等，均明显地表现出与秦岭晋宁-中新生代初期（印支）板块碰撞造山之后中新生代陆内造山作用过程有关，加入到秦岭造山

活动中，成为秦岭造山带现今的北部组成部分，处于造山带的北部边缘（张国伟，1997）。同时，中生代印支期的陆陆碰撞作用也使华北地块与秦岭造山带成为统一的克拉通。因此，本区既与华北地块构造演化密切相关，同时又具有秦岭造山带的地质构造演化特征。研究表明，秦岭造山带是在早期陆壳基础上，以初始裂谷形式发生，经历了不同的构造体制、不同类型的造山作用，形成具一定深部地质背景的多期复杂裂谷系，是板块构造的俯冲碰撞、逆冲推覆与走滑构造为突出发育特征的强大复合型造山带（张国伟等，1996）。

在秦岭造山带内部及其南北两侧相邻地块边缘地区，多处分布有和小秦岭-熊耳山地区类似的、变质程度普遍达角闪岩相，局部达麻粒岩相的高级片麻岩地体，如登封地区的登封群，安徽蚌埠地区的下五河群、霍邱群，山西中条山的涑水群，扬子地块北缘的大别群，黄陵地区的崆岭群等。这些在岩石组合、构造变形上非常近似，目前各自孤立的岩块，断续大致成带分布，空间上具一定的规律，并且有着一致的磁场特征和同位素年龄，从而表明它们原来是同一时代密切相关的变质岩系，由它们组成了新太古代统一基底，进而揭示出新太古代时华北地块和扬子地块基底实际上可能是统一的陆块。

元古宙早期，华北、扬子统一古老陆块处于扩张、裂解过程中，主要呈初始裂谷系的构造体制。嵩箕地区发育了以“安沟群”为代表的一套绿片岩相变质火山沉积岩系，形成了一条发育在先存陆壳之上的线性裂谷型火山槽地（苏子强等，1996）。“安沟群”及整个区内古元古界发育的局限性表明，古元古代初始裂谷形成之后，并没有进一步发展使陆块裂解，而是在古元古代末期即已封闭结束发育。古元古界秦岭群中的基性岩及火山岩属于CNB（来自大陆岩石圈地幔的大陆玄武岩）型及OIB（洋岛玄武岩）型岩浆作用。Nd、Sr同位素组成和微量元素比值特征已证明在古元古代华北地台南缘已存在有地幔热柱源岩浆活动（张本仁等，2002）。

中元古代广泛发育的熊耳群、宽坪群、武当群、红安群等火山岩-沉积岩系，标志着再一次更为强烈的扩张裂谷系的发育。熊耳群是一套中基性-中酸性熔岩夹海陆相碎屑沉积的火山-沉积岩系，沿洛南-栾川断裂北侧呈狭长的带状分布，与伸入山西境内的西洋河群形成三角辐射状。熊耳群火山岩具明显的双峰式特征（孙枢等，1981；张本仁等，1994；夏林圻，1991；张国伟等，1996，2001），表征了其为拉张裂谷环境下的产物。其岩石组合及富K、Fe的地球化学特征，既不同于一般的碱性火山岩，又不同于一般的钙碱性火山岩，应属于早期裂谷的偏碱性火山岩，是华北地台南缘中元古代辐射状的裂谷、三叉裂谷形成的初期产物。与此同时，同时代的以龙王磕、桂家峪（16～17 Ga）为代表的数量较多并有一定规模的碱性岩和A型花岗岩（卢欣祥等，1996a；卢欣祥，2000）进一步说明了熊耳群是拉张环境下的双峰式火山岩。在熊耳群之后中新元古代，华北地台南缘出露了汝阳群、洛峪群、栾川群和震旦系碎屑岩-碳酸盐岩建造，与熊耳群火山岩一起构成了厚达数千米的元古宙火山-沉积岩系。这一组合特征表明，其经历了裂谷系的发生到边缘裂陷构造的发展过程，标志着华北地台南缘真正意义上的裂解。在整个地球发展历史中，地表的各种构造形迹，均是受地球深部特征所制约的。新的地幔热柱理论认为，地表裂谷系的发育、拉分盆地的出现等实际上是地幔柱在地表的响应（Y. Maruyama，1990）。也就是说，元古宙裂谷系的发育是地幔柱活动的结果。张本仁等（2002）认为中元古代晚期的宽坪群拉斑玄武岩（主体为MORB型岩石），应属于主要有地幔柱源岩浆和少量亏损地幔源（N-MORB型）岩浆混合形成的产物。地球化学研究进一步说明中元古

代华北地台南缘存在有地幔柱活动。

元古宙末期晋宁运动使秦岭与华北板块发生碰撞（卢欣祥，1996；张国伟，1996），使裂解的地块重又封闭，由熊耳群、汝阳群、洛峪群等构成的火山-沉积岩系成为了华北地块的盖层。

新元古代晋宁期在商丹带上出现了松树沟（洋棋沟）蛇绿岩（（983±140）Ma，Sm-Nd，李曙光等，1991），主要由超镁铁质纯橄榄岩和方辉橄榄岩组成（董云鹏等，1996；刘良等，1995）。研究表明，松树沟蛇绿岩既有强亏损地幔部分熔融残余成因的地幔岩，又有以 N-MORB 和 E-MORB 为组成部分的大洋拉斑玄武岩。岩石组合和地球化学特征说明松树沟蛇绿岩形成于洋中脊环境，种种资料显示（张国伟等，2001），松树沟蛇绿岩有两种源区，一种在类似 N-MORB 的亏损软流圈地幔流区形成，另一种为在类似 OIB 源区的地幔柱源区形成的岩石。根据以上研究，张泽军（1990，1991）明确提出，松树沟超镁铁质岩（蛇绿岩）和地幔柱（热点）有关。最近牛跃岭[1] 认为松树沟纯橄榄岩就是与地幔柱有关的岩浆岩，张本仁等（2002）根据地球化学研究证明，松树沟蛇绿岩也是由地幔柱和亏损地幔两种源区岩浆共同活动而成，并认为新元古—早古生代的二郎坪群 MORB 型（变拉斑玄武岩）也是由来自地幔柱和亏损地幔两种岩浆混合形成的类型，这一切说明新元古代时北秦岭有过明显的地幔柱活动。

自元古宙末期或中生代初期，整个秦岭构造带进入现代体制板块构造阶段，发生扩张、俯冲、碰撞造山作用。秦岭造山带沿商丹带向北俯冲，并发生广泛的岩石圈拆沉作用。沿商丹带及北秦岭广泛发育的加里东、印支期岩浆活动就与该俯冲导致的拆沉作用有关（卢欣祥，1996b）。中生代印支期，发生强烈的陆-陆碰撞造山作用。沿商丹带广泛发育的不同期次的向北倾伏的深层次逆冲韧性剪切带，指示在印支期强烈碰撞造山过程中，华北陆块地层向秦岭微板块陆块仰冲，使得小秦岭-熊耳山地区也成为秦岭造山带的一部分，处于造山带的北缘。而同时由于华北陆块地层向南的逆冲，使得远离商丹带的小秦岭-熊耳山地区处于后缘拉张的环境中，并出现了印支期碱性侵入岩和碳酸岩，表现出典型的前沿俯冲、后缘带后拉张的构造特征及造成的岩浆耦合作用。

发生在印支期的陆-陆碰撞作用，结束了秦岭造山带以板块拉张、洋壳俯冲为代表的现代板块构造体制，使华北、秦岭与扬子陆块逐渐形成了一个新的统一陆块，属于中国板块的一部分。但中新生代以来，中国东部正处在河淮地幔柱强烈活动期（牛树银等，1996a），研究区正处在这一地幔热柱活动范围之内。

邓晋福等（1996）指出，中国东部原始岩石圈厚度大于 150～200 km，但现存岩石圈厚度只有 60～80 km，表明中新生代以来，发生了强烈的岩石圈减薄和去根作用，其实际上是地幔柱活动的结果。牛树银等（1996）据华北地台地质构造的演化特征，认为河淮地区下部是一个典型的、相当于 Maruyama 三级地幔柱模式二次柱的地幔热柱。而近几年地球磁场方面的研究揭示出 200～100 Ma 时全球处于低磁场强度时期，具低的极性反转频率，并认为其是地幔柱活动的结果（邵济安等，1998）。总之，众多的研究成果均表明，中新生代全球范围内均处于地幔柱强烈活动时期。

秦岭造山带内部（特别是在西秦岭）广泛发育的印支期 A 型花岗岩及环斑花岗岩、

[1] 牛跃岭，在西北大学的讲演，2001。

碱性岩以及古地磁特征等，均表明秦岭带200～100Ma在全球扩张作用的同时，进入了一个新的受地幔柱活动制约的构造热活动时期，在全球扩张作用之下，该区内已存在的早期地幔柱复活，并逐渐演化为河淮地幔柱的一部分。受地幔柱热涌影响，秦岭造山带内及其附近发生广泛的拆沉作用，并出现强烈的岩浆活动，陆壳抬升，使秦岭造山带快速隆升成山。同时秦岭造山带的北缘（华北地台南缘）出现了由于地幔上涌及强烈拉伸作用而形成的小秦岭、崤山、熊耳山变质核杂岩（石铨曾等，1996），而豫西地区的金矿床就是在这次因地幔柱活动引起的岩石圈拆沉作用等复杂的构造背景上产生的。

# 第二章　小秦岭-熊耳山地区金矿时代

小秦岭-熊耳山地区的金矿成矿时代一直是研究者们关注的焦点，自20世纪70年代至今取得了不少不同实验室用不同测试方法获得的数据。但早期发表的数据几乎全为K-Ar法分析所得，且各家千差万别，同一矿脉会出现相差很大的年龄数据。随着研究工作的深入及新的测试方法的使用，近年来年龄数据似乎有一种趋同的趋势，为这一地区金矿成矿时代的确定提供了更多更准确的资料。小秦岭-熊耳山地区金矿的年龄数据列于表2-1和表2-2中，以下就相关问题进行讨论。

**表2-1　小秦岭-熊耳山地区金矿成矿年龄**

| 序号 | 采样地点 | | 矿床类型 | 测试矿物（成矿阶段） | 测试方法 | 年龄值 Ma | 资料来源 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 地区 | 矿　床 | | | | | |
| 1 | 小秦岭 | 文峪505号含金石英脉 | 石英脉型 | 方铅矿(Ⅲ) | $^{40}Ar$-$^{39}Ar$ | 85.30±2.04（全熔） | 刘长命,1992 |
| 2 | | | | 黄铁矿(Ⅱ) | | 673(全熔) | |
| 3 | | 杨砦峪60号含金石英脉 | | 石英中流体包裹体(Ⅱ-Ⅲ) | Rb-Sr | 161.5±17.9 | 李华芹,1993 |
| 4 | | 东桐峪矿区Q12号脉 | | 碱性长石 | | 208.2 | 王秀琼等,1983 |
| 5 | | | | 蚀变白云母 | K-Ar | 237.54±4.8 | 胡正国等,1994 |
| 6 | | | | 石英脉外的白云母 | | 66 | 王秀琼等,1983 |
| 7 | | | | 绢云石英片岩 | | 77.2 | 闫竹斌,1989 |
| 8 | | 东桐峪8号脉 | | | Rb-Sr | 881±17.4 | |
| 9 | | | | | | 343±34 | |
| 10 | | | | 蚀变钾长石 | K-Ar | 79.5 | 于凤池,1992 |
| 11 | | 金桐岔9号60号石英脉 | | 石英中流体包体(Ⅰ) | Rb-Sr | 278±19 | 李华芹,1993 |
| 12 | | 东闯507号脉 | | 绢云母(Ⅰ、Ⅱ) | $^{40}Ar$-$^{39}Ar$ | 132.2±2.64 | 徐启东等,1998 |
| 13 | | | | 石英流体包裹体(Ⅰ) | $^{40}Ar$-$^{39}Ar$ | 139.7±7.3（马鞍形） | 李绍儒等,1998 |
| 14 | | | | 石英流体包裹体(Ⅲ) | | 118.3±6.5（马鞍形） | 李绍儒等,1998 |
| 15 | | 红土岭Q875号含矿构造带 | 石英脉型 | 蚀变黑云母 | | 126.7～128.5(坪年龄)<br>126.7～128.3(等时年龄) | 王义天,2002 |
| 16 | | 张家坪(湘子岔) | 构造蚀变岩型 | 黄铁矿 | | 208(坪年龄) | ① |
| 17 | | 桃园 | 构造蚀变岩型 | 绢云母 | K-Ar | 211 | 任富根等,1996 |
| 18 | | 黄龙铺钼矿 | 碳酸盐岩型 | 铅铀钛铁矿 | U-Pb | 206 | 黄典豪等,1984 |
| 19 | | | 碳酸盐岩型 | 辉钼矿 | Re-Os | 220～231 | 黄典豪等,1994 |

续表

| 序号 | 采样地点 | | 矿床类型 | 测试矿物（成矿阶段） | 测试方法 | 年龄值 Ma | 资料来源 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 地区 | 矿　床 | | | | | |
| 20 | 熊耳山 | 上宫金矿 | 蚀变岩型 | 蚀变绢云母 | Rb-Sr | 242±11 | 黎世美等,1993 |
| 21 | | | | 硅化石英 | $^{40}Ar$-$^{39}Ar$ | 222.83±24.91(坪年龄) | 任富根等,2001 |
| 22 | | 庙岭金矿 | | 硅化石英 | | 245.83±3.36（坪年龄） | 任富根等,1998 |
| 23 | | 北岭金矿 | | 硅化石英 | | 216.04 | 任富根等,2001 |
| 24 | | 祁雨沟金矿 | 爆破角砾岩型 | 黄铁矿 | | 103(坪年龄) | ② |
| 25 | | 祁雨沟金矿 | 爆破角砾岩型 | 黄铁矿 | | 125(坪年龄) | 王义天等,2001 |
| 26 | | 前河金矿 | 蚀变岩型 | 绢云母、石英方解石 | Rb-Sr | 155.24±6.55 | 强立志,1993 |
| 27 | | 高平沟15号石英脉（银金矿） | 石英脉型 | 石英流体包裹体 | | 87.2±19<br>99.9±9.0 | 崔彦,1991 |
| 28 | | 瑶沟金矿 | | 石英包体 | K-Ar | 115.23±2.58<br>155.46±3.5 | ③ |
| 29 | | | | 石英脉中石英 | Rb-Sr | 595±74 | 强立志,1993 |
| 30 | 崤山 | 崤山金矿 | | 石英流体包裹体 | $^{40}Ar$-$^{39}Ar$ | 1360.67(坪年龄)<br>132.95(等时年龄) | 朱嘉伟,1999 |
| 31 | | | | 方铅矿 | | 125.96(等时年龄) | 朱嘉伟,1999 |
| 32 | 伏牛山 | 大赵峪金矿 | | 黄铁矿 | | 243.65±61.32 | ① |
| 33 | | 毛堂金矿 | 爆破角砾岩型 | 黄铁矿 | | 222.95±7.58（坪年龄） | ① |
| 34 | | 秋树湾Cu-Mo矿 | 斑岩型 | 黑云母 | | 226(坪年龄) | ② |

① 严阵,张改芳等。秦巴花岗岩与金矿关系研究(科研报告),1990。

② 卢欣祥等。东秦岭花岗岩及其成矿作用(科研报告),1989。

③ 张邻素等。熊耳山南东麓金成矿特征及找矿方向(科研报告),1992。

## 一、研究历史和现状

1）小秦岭金矿的成矿时代长期以来一直沿用20世纪70年代末由河南地质局地调一队刘俊成和沈阳地质矿产研究所姜信顺（1979）测试的数据，这批数据后来被王亨治等❶和黎世美等（1993）引用和介绍，不少人又从他们的文章中转引。当时刘俊成等工作的结果是：在杨砦峪矿区，SN向辉绿岩脉的时代为148 Ma（全岩K-Ar），NE向辉绿岩年代为182 Ma（全岩，K-Ar），SN向岩脉穿插NE向岩脉。EW向的巨大辉绿岩脉为4亿～5亿年（全岩，K-Ar），云煌岩脉为75.9 Ma（全岩，K-Ar），后来不少引用者改为76 Ma。小秦岭金矿田中文峪花岗岩的年龄为108 Ma（黑云母，K-Ar，河南区调队，1968），由于

❶ 王亨治，栾世伟。小秦岭金矿成矿的地质条件与富集规律研究，科研报告，1984。

当时主要认为金矿是岩浆期后的产物，成矿与文峪花岗岩有关，含金石英脉又被 76Ma 之云煌岩脉所穿切，这样就把金矿的时代定为 108～76 Ma 之间（晁援，1989）。这便是小秦岭金矿原始的并广为流传的金矿成矿时代数据。

**表 2-2　小秦岭金矿几组特殊年龄值**

| 序号 | 采样地点 | 矿床类型 | 测试矿物 | 测试方法 | 年龄值 Ma | 资料来源 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 桐沟 303 号含金石英脉 | 石英脉 | 石英包裹体 | Rb-Sr | 2382±336（11 个点）（等时年龄） | 薛良伟等，1996 |
| 2 | | | | | 2234±47（其中 5 个点）（等时年龄） | |
| 3 | | | | $^{40}Ar/^{39}Ar$ | 2046.74±40.9（坪年龄） | |
| 4 | | | | | 2005.88±40.12（等时年龄） | |
| 5 | 桐沟 305 号含金石英脉 | 石英脉 | 石英包裹体 | $^{40}Ar/^{39}Ar$ | 1887.44±37.75（坪年龄） | |
| 6 | | | | | 1909.89±38.20（等时年龄） | |
| 7 | 鸳鸯金矿 | 蚀变岩 | 剪切带内多硅白云母 | K-Ar | 1767.93±25.38 | 胡正国等，1994 |
| 8 | | 蚀变岩 | 糜棱岩 | Rb-Sr | 1670.1±30 | |
| 9 | 金堆岔矿区 9 号含金石英脉 | 石英脉 | 不规则状紫红色透明锆石 | U-Pb | 1812±8 | 陆松年，1997 |
| 10 | | | 无色透明柱状锆石 | | 511.1±1.2 | |
| 11 | | | 浅黄色透明浑圆状锆石 | | 661±17 | |

2）姜信顺[1] 还观察到小秦岭 148 Ma（K-Ar）（有人写成 147 Ma）的云煌岩脉被含金石英脉穿插，这样就把成矿时代限定在 148～76 Ma 之间。王秀璋等（1983）测得 3 个矿石的年龄值为：微斜长石 66.5 Ma（K-Ar），208.2 Ma（Rb-Sr），蚀变岩为 77 Ma（K-Ar），还测得石英脉中微斜长石的年龄为 53～68 Ma（K-Ar），矿脉穿插的煌斑岩年龄为 166 Ma（K-Ar），穿过矿脉的煌斑岩年龄为 147 Ma（K-Ar）。在东桐峪的 Q8 号脉曾获得差别很大的年龄值，闫竹斌等（1982）获得（881±17.4）Ma 和（343±34）Ma 的 Rb-Sr 等时年龄（9 个点不同组合处理而得）。对石英脉外侧绢云母片岩的 K-Ar 法测定，则有 66 Ma（晁援，1989）、77.2 Ma（闫竹斌，1977）及（237.54±4.8）Ma（胡正国等，1994）等多组数据。王秀璋等（1983）测得被金矿穿过的伟晶岩中长石的年龄为 67.7 Ma（K-Ar），在同一地区晁援（1989）则报道了切穿金矿构造带的伟晶岩时代为 250～439 Ma（K-Ar）。不难看出，这是一组十分混乱的 K-Ar 全岩年龄。

[1] 姜信顺。杨岔峪金矿床含金黄铁矿矿物特征及形成机理，1981。

3）刘长命等（1992）获得小秦岭505号脉粗粒方铅矿的$^{40}Ar/^{39}Ar$全熔年龄为85 Ma，60号脉第Ⅱ成矿阶段黄铁矿的$^{40}Ar/^{39}Ar$全熔年龄为673 Ma，认为成矿时期为新元古代及喜马拉雅期两个阶段。由于该分析结果含有过剩Ar，同时年龄谱呈马鞍形，其可信度尚需检验。

4）薛良伟等（1996，1990）在研究小秦岭桐沟303号石英脉时，获得石英包裹体的Rb-Sr等时年龄为（2382±336）Ma，11个样品点分散在拟合的等时线两旁，无一在等时线上，相关系数为0.91；选取其中5个样品拟合得到了另外一个等时线年龄：（2234±47）Ma，相关系数为0.9993。用$^{40}Ar/^{39}Ar$方法测得等时年龄为（2005.88±40.12）Ma，年龄谱为先高后低的半个马鞍形，含有过剩氩。305号石英脉$^{40}Ar/^{39}Ar$坪年龄为（1887.44±37.75）Ma，等时年龄为（1909.89±38.20）Ma，年龄谱形与前者相同，但薛良伟认为该测试结果并不合理，使用应慎重（谈话，2001）。

5）陆松年等（1997）发表了小秦岭含金石英脉及辉长辉绿岩脉中的第一批锆石U-Pb年龄数据。基性岩脉两粒锆石获得两个数据，均落在谐和线上，无色透明的短柱锆石$^{206}Pb$-$^{238}U$表面年龄值为（498.71±7.5）Ma，比前人获得的（418±12.4）Ma（K-Ar）数据稍大，认为属于岩石生成年龄。紫红色短柱状锆石$^{207}Pb/^{206}Pb$表面年龄为（1732±51）Ma，代表了先前的地质事件，不是岩石生成年龄，并认为小秦岭95%热液石英脉金矿的生成年代应新于498.7 Ma。而所测9号含金石英脉三颗锆石的U-Pb年龄（表2-1）均不能反映成矿时代，（1812±8）Ma的锆石与区内伟晶岩的时代一致，不排除是捕获晶的可能。（661±17）Ma的锆石是先存锆石熔蚀圆化的结果，（511.1±1.2）Ma柱状锆石与辉长辉绿岩中的锆石时代相近。因此，作者认为对小秦岭含金石英脉中单颗粒锆石U-Pb年龄进行地质解释时要持十分谨慎的态度。因为它给出的可能不是金矿的成矿时代（陆松年等，1997）。

6）李华芹（1993）测得小秦岭金矿床黄铁矿-石英成矿阶段（Ⅰ）中石英流体包裹体的Rb-Sr等时年龄为（278±19）Ma（金硐岔9号脉与杨砦峪的60号脉混合采样，共8个点）；60号脉Ⅱ—Ⅲ成矿阶段即石英-黄铁矿和石英-多金属成矿阶段为（161.5±17.9）Ma，故认定小秦岭金矿的主成矿期为160～170 Ma之间。

7）1996～1997年不少研究者对小秦岭熊耳山地区许多大型矿床用$^{40}Ar/^{39}Ar$及液态包体Rb-Sr等方法进行了测试，获得了不少208～245 Ma的同位素年龄，如上宫（222.83±24.91）Ma，（$^{40}Ar/^{39}Ar$），北岭216.04 Ma（$^{40}Ar/^{39}Ar$等时线年龄，转引自任富根等，1998），庙岭245 Ma（$^{40}Ar/^{39}Ar$，任富根等，1996），东桐峪208.2 Ma（Rb-Sr，王秀璋等，1992），15号脉237.54 Ma（K-Ar，胡正国等，1994），张家坪208 Ma（湘子岔，$^{40}Ar/^{39}Ar$，严阵等，1990）❶、大赵峪243.65 Ma（$^{40}Ar/^{39}Ar$）❶、桃园211 Ma（K-Ar，任富根等，1996）以及毛堂222 Ma（$^{40}Ar/^{39}Ar$）❶等。

## 二、小秦岭-熊耳山地区金矿时代研究的进展

1）从整个小秦岭金矿的研究历史看，不少研究者的基本出发点是小秦岭金矿与燕山

❶ 严阵等。秦巴花岗岩与金矿关系研究，1990。

期的文峪花岗岩有关，认为成矿时代为燕山期无疑。但随着研究的不断深入，区内金矿的形成与文峪等燕山期花岗岩有关的论点，不断受到挑战。首先，文峪花岗岩体的时代经多种方法测定为 165～172 Ma（U-Pb，Rb-Sr，$^{40}Ar/^{39}Ar$，卢欣祥等，1996；李先梓等，1993；李华芹，1993），锆石 U-Pb 下交点年龄为（124.6±2.4）Ma，上交点为（2152±22）Ma[1] 最近用 SHRIMP 法测得锆石年龄为 138.4 Ma（毛景文面告）。最早的 108 Ma 的数据现在基本已无人使用，而现有的金矿年龄（表 2-1）也多数大于 108 Ma。近来研究表明，随着花岗岩浆的演化和冷却，已冷的岩浆并不能释放出岩浆期后热液，况且有不少成矿年龄大于花岗岩年龄，新的花岗岩生成老的矿产，在自然界是不可能的。其次，区内金矿的各种稳定同位素示踪表明（见第五、六章），小秦岭-熊耳山地区金矿来自深源，成矿流体的运移方向不是自文峪花岗岩，而是反向的（徐九华等，1996；简文星，1994；何知礼等，1991），说明区内金矿的成矿物质、成矿流体的起源与燕山期花岗岩并无直接的关系。

2）认为 75.9（76）Ma 的云煌岩脉切穿石英脉及含金石英脉切穿 147 Ma 辉绿岩脉的年龄是准确无误的。这样把成矿的时限限定在 76 Ma 之前，148 Ma 之后。但是有一点目前已取得共识，即小秦岭的辉绿岩、煌斑岩、辉绿玢岩等并不是如先前认识的那样，均为燕山期的产物，其时代是多期的，更不用说辉绿岩与煌斑岩、辉绿玢岩经常是混用的。目前已有 4 亿～5 亿年（刘俊成，1988）、3 亿年以上（崔亳面告，1998）、2 亿多年、1 亿多年及 76 Ma 等众多数据，王秀璋等（1983）还报道有 166 Ma（被矿穿）和 147 Ma（穿矿）的数据，以上数据全为全岩 K-Ar 法获得。研究过小秦岭岩石的人都发现，这里的辉绿岩、煌斑岩都是已强烈蚀变的岩石，根据矿物很难定名，多半是由化学成分确定的，完全不是封闭系统。根据 K-Ar 法原理，要想测得其成岩年龄须满足 3 个条件，即：①含 K 岩石或矿物来自迅速冷却达到 Ar 封闭温度系统；②没有继承或者捕获外来放射性$^{40}Ar$；③生成后一直保持封闭系统，K 和 Ar 既不丢失也不获得（张宗清，1997）。在一个高级变质区并且岩石已强烈蚀变的条件下是很难满足上述条件的，特别是第③条。因为岩石遭受变质和蚀变之后温度达 Ar 封闭温度以上，Ar 将丢失。如果在变质作用中，变质累积的放射成因的$^{40}Ar$ 全部丢失掉，得到的年龄将是从变质作用终止到现在的时间。同时在遭受多期强烈变质的地区，K-Ar 同位素系统在每次强烈变质作用中都被彻底改造，只有最后一期改造后建立的 K-Ar 系统才能保存下来。因此，在这种地区，K-Ar 年龄反映的是最后一次强烈变质作用的时间，并不是岩石的生成年龄，数据可能无地质时间意义（张宗清，1997）。众所周知，K-Ar 法测得的全岩和钾长石（尤其已蚀变）年龄的精确度本身也只有参考意义。因此，76 Ma 及其他全岩 K-Ar 法获得的数据最好慎用。

3）$^{40}Ar/^{39}Ar$ 方法所提供的全熔年龄，与 K-Ar 法得到的年龄没有差别，即实际是 K-Ar 年龄，因为全熔$^{40}Ar/^{39}Ar$ 方法的年龄实际上是各加热阶段年龄的平均值。在 Ar 有扩散、丢失的情况下，其年龄实际上是没有地质时间意义的。本书表 2-1 列出的 Ar-Ar 多数为基本不含过剩 Ar 的坪年龄或等时年龄。已发表的$^{40}Ar/^{39}Ar$ 年龄中，多数没有发表频谱图形，我们无法对其可信度进行评估，但已发表的有关年龄资料中，有相当一部分呈马鞍形，说明有过剩 Ar 的存在。对于有过剩 Ar 的$^{40}Ar/^{39}Ar$ 年龄的可信度，目前同位素专家

[1] 严阵等。秦巴花岗岩与金矿关系研究，1990。

正在研究和讨论中，万不可以符合观点就立即使用，因为这是一个尚未解决的技术理论问题。对这些数据本书没有使用。

4）发表的一些近 20 亿年的年龄数据，从研究区的地质演化看，要将其作为一期成矿年龄尚有很多工作要做，一方面区内未发现这一期的同类矿床，另一方面也同中国绿岩金矿“一老一新”——地层为太古宇、成矿为燕山期的成矿模式相悖。作者同意陆松年等（1997）的解释：这些年龄既可能提供了成矿时代的信息，也可能提供的是先前地质事件的信息，作者更倾向是反映早期地质事件，而最好先不要确定为成矿年龄。

5）小秦岭-熊耳山地区金矿的时代近几年用$^{40}Ar/^{39}Ar$及石英流体包裹体 Rb-Sr 法测试，发表了一批数据，其时间主要在 208～245 Ma，表现明显趋同性，与早期采用全岩 K-Ar 法所测年龄完全不同，几乎都为印支期。这批数据几乎包括了小秦岭与熊耳山地区最重要的不同类型的金矿床，它们给出的等时或坪年龄的相对可信度较高，应该是可以相信的一组数据。这样就与前述燕山期成矿论大相径庭，成矿时代已不全是白垩纪而不少是三叠纪，说明小秦岭及熊耳山地区金矿的成矿时代，决不仅仅是清一色的燕山期，而印支期也是主要的成矿期，特别从一些大型金矿时代主要为印支期来看，小秦岭-熊耳山金矿的成矿从印支期即已开始，主体应该是印支晚期，而不是燕山晚期。至于少数元古宙的年龄值（表 2-2）由于可信度较低，我们未深入研究，应当用多种方法予以验证，才能确定其意义。

6）成矿时代的分区性：从已有资料可知（表 2-2），小秦岭地区金成矿年龄既有印支期，也有燕山期。熊耳山蚀变岩型金矿年龄基本全是印支期，爆破角砾岩型金矿年龄则全是燕山期，和整个东秦岭燕山期斑岩-爆破角砾岩型 Mo（Cu）矿成矿时代一致（卢欣祥等❶，2002）。这种现象有其深层次的原因，主要是受区域构造演化的制约。至于前河金矿 155 Ma 的 Rb-Sr 数据，我们查阅了作者的原始资料❷，发现是用方解石、石英、绢云母不同矿物的 6 个样进行 Rb-Sr 测试，其中两个样偏离等时线太远而舍去，用其中的三个样（点）组成了 155 Ma 的一个等时线。这种处理方法显然是不合理的，因此该组年龄数据也是不太可信的。同时，前河金矿与北岭金矿相距不远，又基本在同一构造带内，二者完全可以对比，因此，熊耳山地区蚀变岩型金矿应是印支期，而不是燕山期。

7）印支期是本区及秦岭重要的成矿期。除本区之外，整个秦岭地区印支期成矿作用也十分显著。任启江（1995，私人通讯）报道了秦岭泥盆系中西成 Pb-Zn 矿床及公馆 Hg-Au 矿床的成矿时代为 240～260 Ma。王平安等（1998）测得公馆 Sb-Au 矿成矿时代为 250 Ma（Rb-Sr），黄典豪等测定（1984，1994）黄龙铺钼矿 U-Pb 年龄为 206 Ma（1984）、Re-Os 年龄为 220～231 Ma（1994）。卢欣祥（1989）测得秋树湾 Cu-Mo 矿年龄为 226 Ma（$^{40}Ar/^{39}Ar$，坪年龄）❸，八卦庙金矿$^{40}Ar/^{39}Ar$主坪年龄为（232.58 ± 1.59）Ma，等时年龄为（222.14 ± 3.45）Ma（冯建中等，2002）。其他在西秦岭的柴家庄、李坝等地的 Au 矿也有印支期的报道。这样整个秦岭中印支期是一次十分明显和重要的成矿期，这是我们必须认真对待的地质事实。印支期成矿作用的确定，对秦岭成矿带的区域成矿规律的再认

❶ 卢欣祥等。河南省秦岭-大别山地区中酸性小岩体地质与矿化特征（科研报告），1980。

❷ 强立志等。熊耳群地质环境演化及含矿性研究（科研报告），1993。

❸ 卢欣祥等。东秦岭花岗岩及其成矿作用（科研报告），1989。

识具有重要的理论意义。

在这里，我们觉得小秦岭-熊耳山乃至秦岭金矿的成矿年龄，随着测试技术、测试方法及研究程度的深入，早期一些燕山期的成矿年龄有的可能会变老，八卦庙等金矿就是一个例子，过去一直认为是燕山期，现在却获得了 222 Ma 的$^{40}Ar/^{39}Ar$ 年龄。上述印支期矿床早期也都认为是燕山期形成的，这是一个应予以关注的现象。

## 三、小秦岭-熊耳山地区金矿的成矿是秦岭造山带构造演化的结果

小秦岭-熊耳山地区长期被认为是燕山期成矿带，并被划入中国东部中生代（燕山期）成矿作用大爆发的范围（毛景文等，1999；华仁民等，1999），但我们新的研究认为并非如此，并提出了印支期成矿的新认识。那么何以过去长期一直认为是单一的燕山期矿床，现在不少却成了印支期形成？印支期成矿又有什么样的地质构造背景？同燕山期有什么关系？为了说明这些问题，可以从秦岭造山带构造演化历史及构造-岩浆的耦合关系及本区的地幔状态（隆起）等深层次原因予以探讨。

矿床作为与不同构造活动有关的特殊地质现象和地质体必然与区域构造演化有联系，任何地质作用或地质体的生成均与大地构造演化有关，矿床作为一种特定的地质体更是一定地质作用的产物。从秦岭造山带的构造演化历史看，印支期是秦岭造山带构造演化阶段中至关重要的时期，正是在这个时期，华北与扬子两大板块才正式完成对接，秦岭主造山阶段结束，强大的俯冲碰撞挤压作用完成，从而使中国南北两大块体成为一个统一的克拉通陆块，开始了新的陆内构造演化阶段。印支期这次大的构造运动，在秦岭的表现是巨大和明显的，西秦岭产生了大量的印支期碰撞与岛弧型花岗岩。东秦岭虽然没有出现大量岩浆作用，但在远离俯冲带——商丹带的小秦岭与熊耳山地区却发生前缘挤压后缘滞后伸展拉张的构造格局，出现了许多碱性正长花岗岩（207 Ma，$^{40}Ar/^{39}Ar$ 坪年龄）、碱性岩、碳酸岩（208～224 Ma）。在熊耳群中亦出现 206.55 Ma（$^{40}Ar/^{39}Ar$）、太华群中黑云母正长石测试为 213 Ma 和 223 Ma（K-Ar）的数据（任富根等，2001），显然它们不是成岩年龄，而是印支期构造热事件，是对印支期秦岭造山带与华北陆块碰撞拼接作用的响应。特别有意义的是王义天（2002）对小秦岭变质核杂岩东部武家山一带拆离断层下部厚层糜棱岩带中糜棱岩化片麻岩的黑云母进行的$^{40}Ar/^{39}Ar$ 测定，分别获得（217.75 ± 0.31）Ma 和（219.97 ± 0.32）Ma 的坪年龄和（216.50 ± 2.0）Ma 及（221.03 ± 1.2）Ma 的等时线年龄，从而获得了小秦岭变质核开始形成的确切年龄，进一步证明了小秦岭伸展构造开始于印支期。世界各地与造山带有关的许多金及多金属矿化主要出现在造山晚期的伸展抬升阶段。造山后的松弛、拉张和伸展抬升，使地壳热量再分配，上地幔物质和能量与地壳发生交换，极有利于矿床的形成。

现有同位素及地球物理资料（第六章）亦揭示出本区为地幔上隆区。牛树银等（2001）提出华北是典型的地幔亚柱构造，小秦岭-熊耳山地区为其幔枝构造，证明本区存在有与地幔柱相关的构造。由于地幔柱作用和岩石圈的拆沉作用，地幔流体向地壳运移扩散（有同位素资料证实），从而形成了小秦岭-熊耳山地区的众多金矿床。

至于一些燕山期（白垩纪）的同位素年龄，应是秦岭造山后发生隆升、垮塌作用，并伴有变质核杂岩的生成时所代表的构造抬升作用的反映。燕山期成矿作用是毋庸置疑的，小秦岭-熊耳山地区，甚至整个秦岭地区除了有燕山期的成矿作用外，也不断发现有印支期的成矿作用。而且，我们认为燕山期的成矿作用应该是在印支期时已开始的成矿作用在板内条件下的继承和叠加。印支与燕山期成矿作用的叠加现象是本区乃至秦岭的一个重要特征，并且和秦岭造山带构造演化相一致。印支期是开始和先导，燕山期叠加成矿作用，才真正构成了中国东部中生代成矿作用大爆发的完整旋回。

因此，小秦岭-熊耳山地区金矿主体为印支期成矿的结论，可以从秦岭造山带的构造演化中得到合理的解释。

# 第三章　金矿矿床地质

## 一、金矿床类型和矿石类型

**1．矿床类型**

依据矿床中硫化物石英脉的出露状况及不同矿石类型所占的比例，可将区内的金矿床划分为石英脉型、蚀变岩型及爆破角砾岩型三种矿床类型，在石英脉型与蚀变岩型矿床之间还可见到一种过渡类型：石英脉＋蚀变岩型金矿床（表3-1）。

**表3-1　小秦岭-熊耳山地区金矿类型划分**

| 地区 | 矿床 | 石英脉出露状况 | | | | 矿石类型 | | | | | 矿床类型 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | 大脉 | 薄脉 | 细脉 | 线脉 | 黄铁矿型 | 多金属硫化物型 | 蚀变岩型 | 硫化物团块 | 角砾岩型 | |
| 小秦岭 | 杨砦峪 S60 | +++ | + | + | | +++ | +++ | + | | | 石英脉型 |
| | 文峪 S505 | +++ | + | + | | ++ | +++ | + | | | 石英脉型 |
| | 枪马峪 S401 | +++ | + | + | | +++ | ++ | + | | | 石英脉型 |
| | 桐沟 S303 | +++ | + | + | + | ++ | ++ | ++ | | | 石英脉型 |
| | 东闯 S507 | +++ | + | | | ++ | +++ | | | | 石英脉型 |
| | 东桐峪 Q8 | +++ | + | | | ++ | ++ | + | | | 石英脉型 |
| | 潼关 Q01 | +++ | + | + | + | ++ | ++ | + | | | 石英脉型 |
| | 罗 35 | +++ | + | | | +++ | + | ++ | | | 石英脉型 |
| | 驾鹿 | | + | ++ | | + | | +++ | + | | 蚀变岩型 |
| | 周家山 | | + | ++ | | + | | +++ | + | | 蚀变岩型 |
| 崤山 | 申家窑 | | | + | | | | +++ | | | 蚀变岩型 |
| | 半宽 | ++ | ++ | + | | ++ | ++ | + | | | 石英脉型 |
| 熊耳山 | 康山-星星印 | | ++ | + | | ++ | ++ | ++ | | | 石英脉＋蚀变岩型 |
| | 元岭 | | + | + | | + | + | +++ | | | 石英脉＋蚀变岩型 |
| | 上宫 | | | + | + | | | +++ | + | | 蚀变岩型 |
| | 北岭 | | | + | + | | | +++ | ++ | | 蚀变岩型 |
| | 前河 | | | + | + | | | +++ | + | | 蚀变岩型 |
| | 庙岭 | | | + | + | | | +++ | + | | 蚀变岩型 |
| | 青岗坪 | | | + | | | | +++ | | | 蚀变岩型 |
| | 瑶沟 | | | + | + | | | +++ | + | | 蚀变岩型 |
| | 大小公峪 | | ++ | + | + | + | + | +++ | | | 蚀变岩型 |
| | 虎沟 | | | + | + | | | +++ | + | | 蚀变岩型 |
| | 祁雨沟 | | | + | + | | | | + | +++ | 爆破角砾岩型 |
| | 店坊 | | | + | + | | | | + | +++ | 爆破角砾岩型 |

注：+++主要；++一般；+微量或少量；大脉厚＞30 cm；薄脉厚5～30 cm；细脉厚1～5 cm；线脉厚＜1 cm。

**2. 矿石类型**

依矿石矿物组合和结构构造的差异，可划分为：①黄铁矿型，②多金属硫化物型，③矿化蚀变岩型，④含金硫化物角砾岩型，⑤硫化物团块型和⑥氧化矿等几种。黄铁矿型中金属矿物以黄铁矿为主，含量一般5%～10%，其他硫化物很少，而多金属硫化物型中不仅含黄铁矿，还有较多的方铅矿、黄铜矿、闪锌矿等。其中含金硫化物角砾岩型矿石依其内矿物组合，又可进一步划分为黄铁矿-石英型，石英-多金属硫化物型，石英-褐铁矿型，另外有少量粗晶黄铁矿型和石英-方解石型。它们分别相当前述的黄铁矿型和多金属硫化物型及氧化型矿石。硫化物团块型矿石是由于强烈的硅化、金属矿化形成的一种硫化物或硫化物-石英不规则状集合体，其在矿物成分上与黄铁矿型及多金属硫化物型类似，但在结构构造上与其明显不同。

区内所有金矿床中的矿石均由多种矿石类型组成，但不同的矿床中，各类矿石所占的比例各不相同。

**3. 矿床类型空间分布特征**

在整个小秦岭-熊耳山地区，金矿类型在空间上自西向东具有规律性分布。在西部的小秦岭地区矿床类型以石英脉型为主，仅在该区西南部的驾鹿、灞源及其最东部的武家山一带出现少量规模不大的蚀变岩型金矿。崤山地区矿床类型既有石英脉型又有构造蚀变岩型，而到了东部的熊耳山地区，矿床类型以构造蚀变岩型为主，仅在西部与崤山衔接部位见少量的石英脉型及石英脉-蚀变岩型金矿，明显具过渡型特征。爆破角砾岩型金矿仅见于熊耳山地区。

各种金矿类型赋矿围岩有较大差别，石英脉型金矿围岩主要为太古宙中深变质岩，其岩性主要为斜长角闪岩、黑云斜长片麻岩、片麻状混合岩等。构造蚀变岩型金矿的赋矿围岩主要为中元古界熊耳群中基性浅变质火山岩，其岩性为玄武安山岩、安山岩、流纹岩等，少量分布在太古宙片麻岩系中。爆破角砾岩型金矿的围岩主要为太古宇太华群片麻岩和中元古界熊耳群火山岩。成矿对围岩没有选择性。

## 二、金矿床地质特征

**1. 石英脉型金矿**

石英脉型金矿是豫陕交界处小秦岭地区金矿的最主要矿床类型，据不完全统计，该区内不同规模的含金石英脉有1200余条，规模自几十米至数千米不等。矿体多呈不连续的透镜状、脉状（以单脉为主），具分支复合、尖灭再现特征，所有矿体均产在韧-脆性剪切带中。其分布范围，西自华山，东到灵宝-朱阳盆地西北部边缘，北部以太要-大湖-武家山断裂为界，南到小河断裂。呈东西长80 km、南北宽7～15 km的不规状，与太古宇太华群隆起区完全一致。

小秦岭地区发现来自深部的印支期钾长（A型）花岗岩（(207.29±4.15) Ma，$^{40}Ar$-$^{39}Ar$，徐启东等，1998）及碱性正长岩等，据杜乐天（1992）认为应是深部钾交代的证据之一。通过深部碱交代，使硅碱分离，因此，小秦岭含金石英脉中$SiO_2$应与深部碱交代有关。

（1）矿带划分

根据该区矿脉空间分布特征、规模大小和控矿因素，将区内金矿脉划分出四个矿带，即（黎世美等，1996）：金罗斑-潼峪口矿带（西矿带）；大月坪-老鸦岔-杨砦峪矿带（南矿带）；五里村-灵湖矿带（北矿带）；七树坪-雷家坡矿带（中矿带）。其中南矿带是区内规模最大、矿化最好的一个矿带，它分布于小秦岭太华群隆起区的中心地带，在空间上受小秦岭老鸦岔复背斜控制，在复背斜的轴部中心地带矿脉密集呈群、带产出，该带集中了小秦岭地区90%以上的大中型矿床，如特大型的东闯金（铅）矿床，大型的杨砦峪金矿床，中型的老鸦岔、枪马峪、金硐岔、樊家岔、和尚洼以及陕西东桐峪大型金矿床都产于该矿带之内（图3-1）。

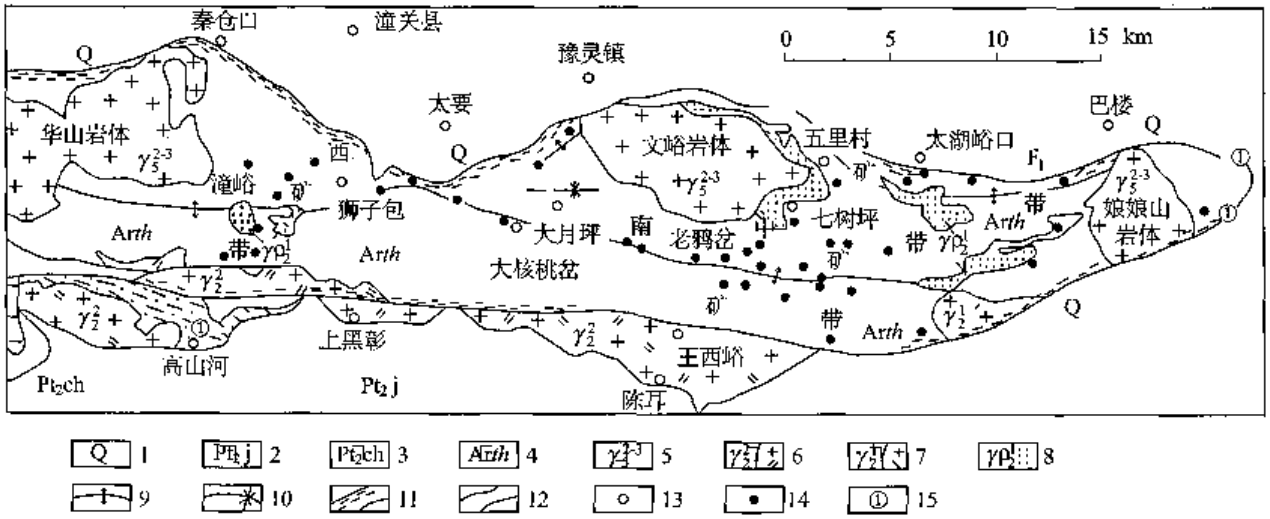



图3-1 小秦岭金矿带及矿床分布图

（据黎世美，1996，有修改）

1—第四系；2—中元古界蓟县系；3—中元古界长城系；4—太古宇太华群；5—燕山期花岗岩；6—熊耳期花岗岩；7—中岳期花岗岩；8—中岳期伟晶状花岗岩；9—背斜构造；10—向斜构造；11—糜棱岩及边界断裂；12—地质界线及地层不整合界线；13—金矿床（石英脉型）；14—金矿点（石英脉型）；15—构造蚀变岩型金矿

（2）矿床特征

矿床中矿体以单脉为主，长度一般数百米，个别长达4000余m，脉厚一般几厘米到数米。据统计，单一矿脉的脉石英含量以50%左右者居多，含矿地段一般占60%左右（黎世美等，1996），在矿脉的中上部、膨大部位，以及不同矿脉的交汇处含金性最好。

石英脉型金矿矿石主要为黄铁矿型和多金属硫化物型两种矿石类型，含金硫化物均以黄铁矿为主，脉石矿物以石英为主，各类矿物中企含量如表3-2、3-3。

（3）成矿阶段划分

根据含金石英脉中热液脉体的穿插关系、矿石组合、矿物标型特征等，可划出三个成矿阶段。

黄铁矿-石英阶段（Ⅰ）：该阶段以形成白色块状石英脉为标志，石英含量占矿脉组分的95%以上。黄铁矿多呈自形、半自形星点状分布于乳白色石英脉中，不仅含量少（1%～5%）而且含金量甚低，多为$1\times10^{-6}$～$5\times10^{-6}$。在黄铁矿较发育地段，常有辉铋矿伴生，黄铁矿本身含铋也很高（$129\times10^{-6}$）。石英脉中可见大量气液包体和含$CO_2$三相包体。均一温度为245～335℃，成矿压力达（1350～1900）$\times10^5$ Pa。该阶段成矿特征

是温度高、压力大，贫硫化物。矿石物质成分特征是富二氧化硅、贫硫化物、贫金，可以作为成矿的早期先导阶段。由于该阶段石英脉规模大，构造控制明显，分布范围广，因而是重要的找矿标志。

**表 3-2　杨寨峪 60 号脉黄铁矿型矿石矿物 Au、Ag 含量表**

| 矿物名称 | 矿石中矿物/% | 含量/$10^{-6}$ | | 分配率/% | |
|---|---|---|---|---|---|
| | | Au | Ag | Au | Ag |
| 石　英 | 77 | 1.45 | 3.0 | 4.49 | 0.14 |
| 黄铁矿 | 12 | 186.08 | 128.13 | 93.04 | 72.18 |
| 黄铜矿 | 2 | 1.08 | 162.5 | 0.09 | 15.26 |
| 方铅矿 | 1 | 51.34 | 250.0 | 2.14 | 11.74 |
| 碳酸盐矿物 | 3 | 0.4 | 1.5 | 0.05 | 0.21 |
| 其　他 | 5 | 0.95 | 2.0 | 0.19 | 0.47 |
| 总　计 | 100 | | | 100 | 100 |

（据周作侠等，1993）

**表 3-3　文峪金矿 505 号脉多金属型矿石矿物 Au、Ag 含量表**

| 矿物名称 | 矿石中矿物/% | 含量/$10^{-6}$ | | 分配率/% | |
|---|---|---|---|---|---|
| | | Au | Ag | Au | Ag |
| 石　英 | 65.16 | 0.12 | 0.75 | 0.44 | 0.54 |
| 方铅矿 | 17.53 | 3.1 | 475.0 | 4.74 | 91.94 |
| 黄铁矿 | 9.21 | 125.0 | 65.0 | 94.21 | 6.61 |
| 闪锌矿 | 4.43 | 0.3 | 7.5 | 0.11 | 1.1 |
| 黄铜矿 | 2.41 | 2.4 | 20 | 0.47 | 0.53 |
| 其　他 | 1.26 | 0.2 | 1.0 | 0.02 | 0.01 |
| 总　计 | 100 | | | 99.99 | 100.73 |
| 矿石中 | | 12.8 | 98.5 | | |

（据周作侠等，1993）

石英-黄铁矿-多金属硫化物阶段（Ⅱ）：该阶段是形成金矿床（体）的主要成矿阶段，叠加在早期石英脉之上或近矿蚀变围岩内。形成石英-黄铁矿、石英-磁黄铁矿-黄铜矿、石英-黄铜矿-黄铁矿等矿石组合及方铅矿-黄铁矿、方铅矿-黄铜矿-黄铁矿、方铅矿-黄铜矿-闪锌矿-黄铁矿等矿石组合。一些地质工作者把该阶段划分为石英-黄铁矿阶段（Ⅱ-1）及石英-多金属硫化物阶段（Ⅱ-2）两个阶段。石英-黄铁矿阶段（Ⅱ-1）中自然金主要赋存在黄铁矿晶粒之间和裂隙中，其次呈包裹体状分布于黄铁矿、黄铜矿、磁黄铁矿中。石英多金属硫化物阶段（Ⅱ-2），自然金在金属硫化物间呈云朵状、似角砾状。方铅矿有两种，一为粗晶方铅矿，粒径 2～4 mm，少数大于 20 mm。另一种为微粒方铅矿，粒径小于 1 mm，呈浸染状、网脉状沿黄铁矿裂隙或粒间充填。石英-黄铁矿和石英-多金属硫化物阶段相比，后者成矿温度较低，个别地段出现晶族，金矿物以银金矿为主，表明其形成略晚于前者。石英-黄铁矿阶段，金矿石中黄铁矿含金量普通较高（表 3-2，表 3-3），一般在 $n$

$\times10^{-6}$～$200\times10^{-6}$之间，矿石中黄铁矿含量可达50%以上。由于这两个阶段在许多矿床中不易确定其先后穿插关系，因而我们将其归为一个阶段即Ⅱ阶段。

石英-碳酸盐阶段（Ⅲ）：该阶段是成矿的最晚阶段（也有一些文献称为Ⅳ阶段），成矿作用较弱，除形成石英和自形晶黄铁矿外，碳酸盐矿物发育，主要矿物有方解石、白云石、铁白云石。由于矿化接近尾声，矿化较差，偶见自然金产出。

**2. 构造蚀变岩型金矿**

构造蚀变岩型金矿主要分布于熊耳山地区，小秦岭地区较少。目前该区已发现有13个大中型金矿和两个大型金银矿床以及许多小型矿床和矿点。著名的上宫金矿、前河金矿、北岭金矿等是构造蚀变岩型金矿的典型代表。小秦岭蚀变岩型金矿主要分布于边缘韧-脆性剪切带内，如陕西洛南县的葫芦沟、煤田沟、莲子沟及灵宝县的周家山、武家山等金矿，但这些蚀变岩型金矿与小秦岭的石英脉型金矿从矿床规模和品位相比都大为逊色。

熊耳山地区金及银金矿床（点）的分布及特征如图3-2、表3-4。

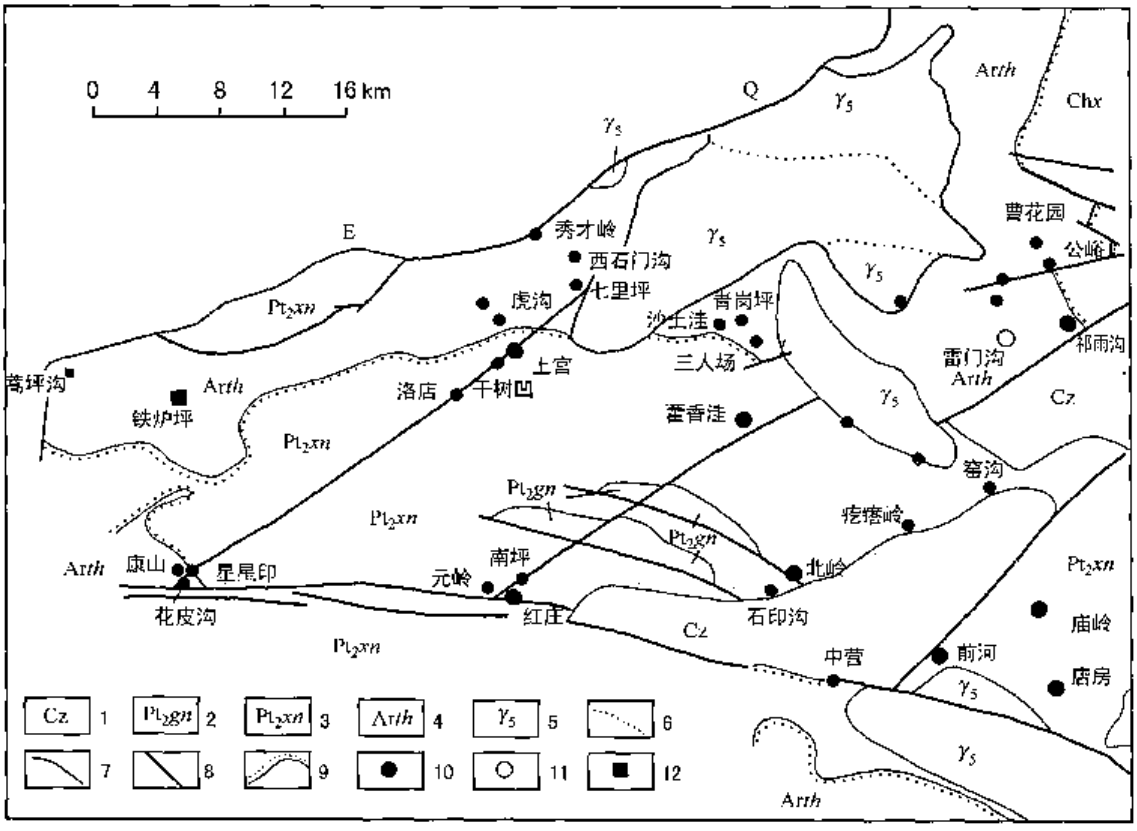



图3-2 熊耳山地区金矿分布图

1—第四系+第三系；2—官道口群；3—熊耳群；4—太华群；5—花岗岩；6—岩相界线；7—地质界线；8—断层；9—不整合面；10—金矿床（大点为大型矿）；11—钼矿；12—银矿（铅、锌）

（1）成矿地质特征

赋矿岩石：熊耳山地区蚀变岩型金矿矿床赋矿岩石主要为太华群片麻岩和熊耳群火山岩，已发现的16个蚀变岩型金矿中，赋矿围岩为熊耳群火山岩的有9个，为太华群片麻岩的有7个，两个银矿全产在太华群中，但所有大型金矿全产于熊耳群的构造蚀变带中，其储量占区内同类矿床的约80%。围岩太华群和熊耳群岩石的金丰度均很低，前者为

表 3-4　熊耳山地区主要金及银金矿床（点）表

| 序号 | 名　　称 | 矿床类型 | 矿种 | 赋矿地层 | 控矿构造 | 矿床规模 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 洛宁上宫 | 构造蚀变岩型 | Au | 熊耳群许山组火山岩 | NE 向 | 大型 |
| 2 | 洛宁虎沟 | | Au | 太华群石板沟组变质岩 | NNE—NE 向 | 小型 |
| 3 | 洛宁县干树凹 | | Au | 熊耳群许山组火山岩 | NE 向 | 小型 |
| 4 | 洛宁古家洼 | | Au | 太华群龙潭沟组变质岩 | NNE 向 | 小型 |
| 5 | 洛宁县蒿坪沟 | | Ag（AuPb） | 太华群石板沟组变质岩 | NE、NNE 向 | 中型 |
| 6 | 洛宁县铁炉坪 | | Ag（AuPb） | 太华群石板沟组变质岩 | NE、NNE 向 | 大型 |
| 7 | 洛宁县青岗坪 | | Au | 太华群石板沟组变质岩 | NW 向 | 中型 |
| 8 | 嵩县瑶沟 | | Au | 熊耳群鸡蛋坪组火山岩 | NE 向 | 中—小型 |
| 9 | 嵩县大公峪 | | Au | 太华群石板沟组变质岩 | NE 向 | 中—小型 |
| 10 | 嵩县小公峪 | | Au | 太华群石板沟组 | NE 向 | 中—小型 |
| 11 | 栾川县横岭山 | | Au | 熊耳群火山岩 | NE 向 | 中型 |
| 12 | 栾川北岭 | | Au | 熊耳群马家沟组火山岩 | NW 向 | 大型 |
| 13 | 栾川红庄 | | Au | 熊耳群火山岩 | 近 EW 向 | 大型 |
| 14 | 栾川元岭 | | Au | 熊耳群火山岩 | | 小型 |
| 15 | 嵩县庙岭 | | Au | 熊耳群焦园组火山岩 | NNE 向 | 大—中型 |
| 16 | 嵩县前河 | | Au | 熊耳群马家沟组火山岩 | 近 EW 向（主） | 大型 |
| 17 | 洛宁小池沟 | | Au | 太华群变质岩 | | 小型 |
| 18 | 星星印 | | Au | 太华群石板沟组变质岩 | NE、NNE 向 | 中型 |
| 19 | 嵩县庙房 | 爆破角砾岩型 | Au | 熊耳群鸡蛋坪组火山岩 | 近 EW 向、NWW 向 | 大型 |
| 20 | 嵩县祁雨沟 | | Au（Ag Cu） | 太华群石板沟组 | NE 向 | 大型 |
| 21 | 栾川康山-星星印 | 石英脉-蚀变岩型 | Au（Ag） | 太华群石板沟组变质岩 | NE、NNE 向 | 中型 |
| 22 | 嵩县高都川 | 砂金 | | 第三系、第四系 | 河床阶段 | 小—中型 |

(0.75～3.5) $\times10^{-9}$，后者为 (0.4～1.4) $\times10^{-9}$（黎世美等，1993），不能构成金矿形成的矿源岩。黎世美等（1996）利用地层中超镁铁岩的 $w$（Au）/$w$（Pd）=10 计算出太华群的原始金含量高达 (18.5×147.2) $\times10^{-9}$，显然过高，而张邻素等❶ 在同一地区用同一方法计算出的原始金含量在熊耳群火山岩中不足 $0.1\times10^{-9}$，太华群加里东期基性岩脉中金含量仅为 (0.12～0.14) $\times10^{-9}$，他们的样品采于同一地区，且用同一实验室测定，二者相差很大，显然是不合理的。金、钯的地球化学行为表现为金是亲 Fe、亲 S 元素，对 Fe 更有亲合力，而钯更具亲 S 性，这样就可能导致金、钯在原始岩浆分异过程中产生歧化，在热液阶段，钯远非能始终保持其原始含量不变。因此，金、钯之间的原始相关性不可能总是稳定不变的，所以利用 $w$（Au）/$w$（Pd）比值来推测岩石的原始金含量要十分慎重。事实上国外也很少使用此方法。

但是黎世美等（1996）在小秦岭测定的 14 个新鲜的辉长辉绿岩和蚀变辉绿岩的金平均含量为 $5.84\times10^{-9}$，新鲜的辉长辉绿岩有时含金高达 $58\times10^{-9}$～$68\times10^{-9}$。这些中基性岩脉和地幔有关，其含金量高，指示该区地幔金含量高，提供了该区金矿床中金来自地幔的一个证据。

控矿构造：熊耳山地区构造蚀变岩型金矿，构造是其最重要的控矿因素。控矿构造有 NE 向、NNE 向、NW 向、近 EW 向几组，最主要的是 EW 与 NE 两组。熊耳山南部的马超营断裂是区内规模最大的一条近 EW 向深断裂，长达 300 km，走向 270°～300°，倾向北，倾角 50°～80°。断裂带两侧重磁场明显不同，断裂带上有明显的重力梯度对应，深源地震大地电磁测深剖面有深断裂显示（郭奇斌，1992）。熊耳山北部太华群与熊耳群接触带和 NE 向构造的交切处，是成矿有利部位。区内 NE 向断裂，大致以 12～18 km 等间距排列，规模不等，最长的北部蒿坪沟-秀才岭断裂长达 90 余 km，是成矿区的北部控盆断裂，断裂北部为第三系断陷盆地，南侧（下盘）为太华群中深变质岩和中元古界熊耳群火山岩。这种以 EW 向构造为基础，NE 向构造为主导的构造格局，控制了本区金矿的产出和分布。当 NE 与 EW 两组构造交切时，或 NE 向构造与太华群与熊耳群接触面交切时，往往就是大矿的生成部位。因为 EW 向断裂为超壳断裂，具切割深和长期活动的特点，是成矿流体的运输和传导构造，而 NE 向的构造可能诱发先期存在的 EW 向构造活动，尤其当二者交切时，更能引发成矿流体向上运移，而且只有二者交切部位才更易成矿和成大矿，如上宫、康山、祁雨沟与红庄等明显位于两组构造的结点上（图 3-2）。但具体矿床中控制矿体的构造主要是 NE 向的，著名的上宫金矿就是产在 NE 向的剪切带中（图 3-3、3-4）。

岩浆活动：主要为酸性岩，最大的为花山花岗岩、五丈山花岗岩及众多的花岗斑岩和爆破角砾岩。本区是河南乃至全国最大的爆发角砾岩的聚集区，爆发角砾岩体（面）多达 30 多处。这些花岗岩体多缺乏准确的 U-Pb 及 Ar-Ar 年龄，多数为 K-Ar 或个别为 Rb-Sr 年龄。前人据 K-Ar 同位素年龄数据将其定为燕山期（$\gamma_5^{2-3}$）。从已知的花岗岩时代及金矿成矿时代看，除斑岩-爆破角砾型金矿外，其他金矿和燕山期花岗岩无关。

（2）成矿阶段划分

根据金成矿脉体活动顺序及穿插关系，区内金成矿热液活动可划分为以下三个阶段。

黄铁矿-石英阶段（Ⅰ）：该成矿阶段属于金成矿的开始阶段，或金成矿的早期阶段，

❶ 张邻素等。火成岩古含金丰度测定方法的商榷（未刊，1992）。

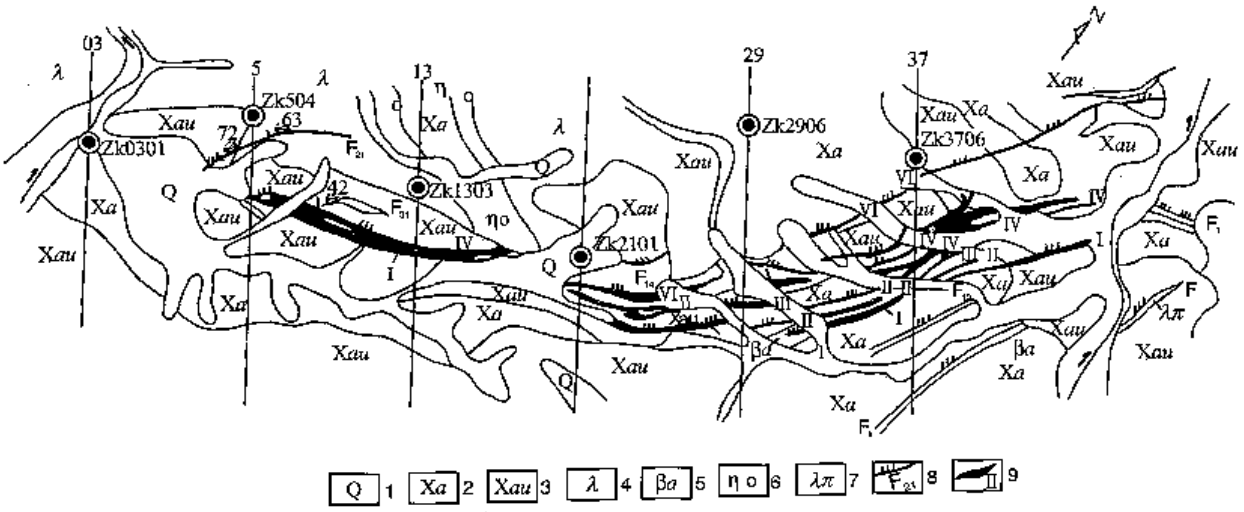



图 3-3　上宫金矿地质平面示意图

1—第四系；2—杏仁状安山岩；3—杏仁斑状安山岩；4—英安质流纹岩；5—玄武安山岩；6—角闪石英二长岩；7—霏细岩；8—蚀变构造带及编号；9—矿带及编号

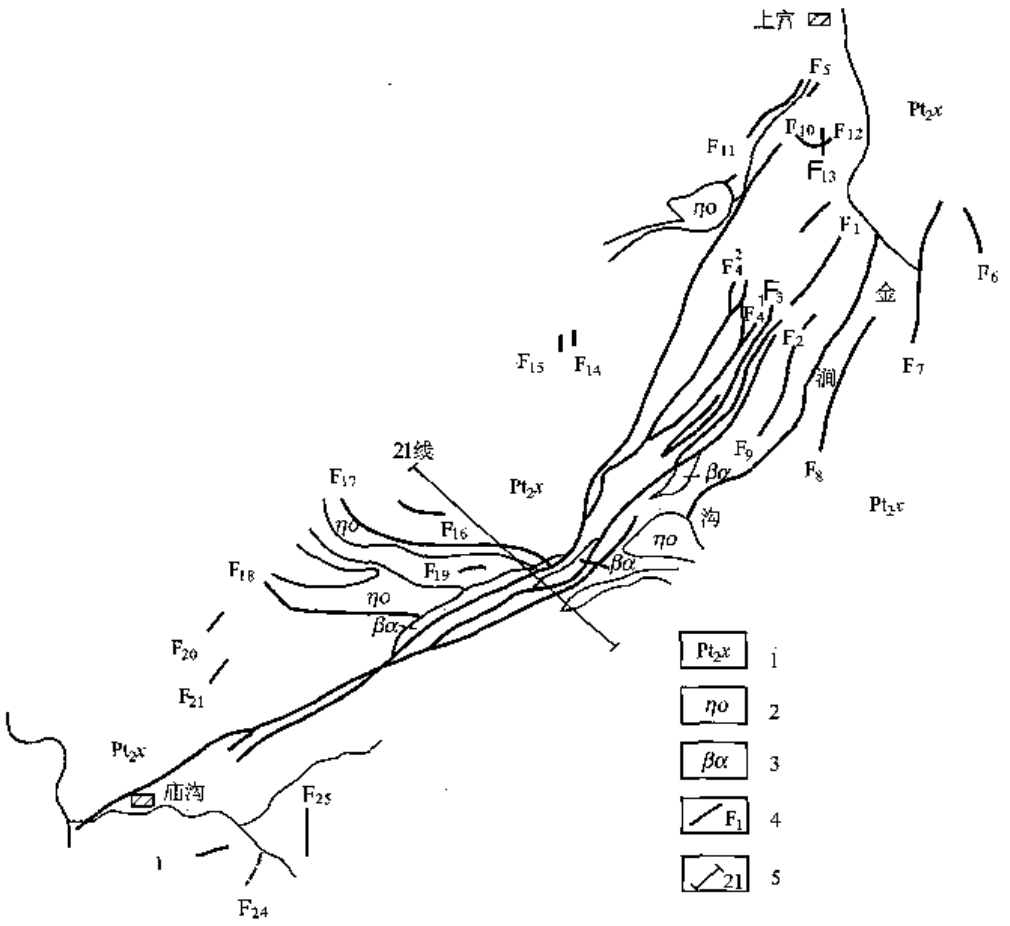



图 3-4　上宫金矿区断裂构造分布图

1—熊耳群许山组安山岩、玄武岩；2—角闪石英二长岩；3—次玄武安山岩；4—断裂及编号；5—勘探线及编号

在不同矿床中表现强弱有一定差别，如在上宫、北岭大型蚀变岩型金矿表现较强，而前河大型蚀变岩型金矿表现则较弱。成矿热液沿构造带充填形成少量浸染状黄铁矿-石英透镜体及硅化岩石，与该期伴生的热液蚀变有早期绢云母化、铁白云石化等。当硅化较弱时，钾长石化、黑云母化表现明显，如前河金矿。该阶段形成的黄铁矿结晶程度一般较好，多为自形-半自形粒状，含金量较低。

石英-多金属硫化物阶段（Ⅱ）：石英-多金属硫化物阶段是构造蚀变岩型金矿主要成矿阶段，主要金矿体在该阶段形成。根据矿石中矿物组合特征又可以分成两个阶段：①石英-黄铁矿阶段（Ⅱ-1）：特征矿物为石英、绢云母，含金矿物主要为黄铁矿，伴生有自然金及银金矿，该阶段黄铁矿特征是自形程度差，颗粒细，多为五角十二面体和八面体晶形。该阶段虽有硅化，但较Ⅰ阶段大大减弱。②多金属硫化物阶段或碲化物-方铅矿黄铁矿阶段（Ⅱ-2）：早期热液活动脉体破碎形成角砾和碎块，在含矿热液作用下形成黄铁矿、方铅矿、绢云母、碲化物，及金矿物组成的角砾岩和碎裂金矿石。

由于Ⅱ-1与Ⅱ-2阶段多数矿床看不到明显的热液脉体穿插关系，只是不同矿床的表现强度不同，故不将二者划分为两个明显独立的成矿阶段，只作为Ⅱ成矿阶段的两个亚阶段。

在一些金矿床中还出现萤石化阶段，形成时间相当Ⅱ-2阶段或略晚，由于强度小，不普遍，不再单独划分成矿阶段。

碳酸盐化阶段（Ⅲ）：表现为方解石和白云石、铁白云石细脉沿岩石和矿石裂隙穿插和交代。与碳酸盐化同时或稍后，还有硅化和绿泥石化。

（3）矿石的主要化学成分

表3-5列出熊耳山主要大型蚀变岩型金矿矿石的主要化学成分。

从表3-5中可以看出，金矿石都明显富钾、贫钠、贫钙，钾是带入组分，钠、钙是带出组分。金矿石的烧失量（Loss）都很大，其范围在2.76%～9.52%之间，平均为6.66%，表明矿石富挥发分和含水量高。但两个矿床又有明显不同：前河蚀变岩型金矿$SiO_2$含量矿石比围岩高，这与矿石的$K_2O$含量很高有关，8个矿石样品$w$（$K_2O$）平均值为9.86%，是赋矿岩石的3.68倍。这同金矿化与钾化密切相一致。北岭金矿矿石与赋矿围岩比较$Al_2O_3$、MgO减少，$SiO_2$增加，其含量一般比围岩高出20%～60%，说明$SiO_2$是硅化带入的，$Al_2O_3$与MgO却明显带出了。

矿石中$w$（$Fe_2O_3$）/$w$（FeO）比值：北岭金矿除个别样品外，皆大于3.45，平均为5.76，表明矿石是在相对氧化环境中形成，或者矿石形成后受氧化作用明显。前河金矿石除两个富矿体外，$w$（$Fe_2O_3$）/$w$（FeO）比值一般小于2，表明矿石是在相对还原条件下生成的，而且后期氧化作用较弱。

热液蚀变：与金矿化关系最为密切的是钾长石化、硅化（石英化）、绢云母化，特别是主成矿阶段石英、绢云母与黄铁矿共生，形成黄铁绢英岩化。硅化是成矿过程中最普遍、也是与金成矿最为密切的蚀变类型，关于成矿过程中硅质的来源，根据碱交代理论（杜乐天，1989），硅质由幔汁与地幔岩和地壳反应所派生，即$SiO_2$来源于碱交代。碱交代是一个脱硅过程。实验证明，$SiO_2$只有在碱性溶液中才能大量溶解，如在人造水晶实验中，釜底加热至400℃，釜顶380℃造成热液对流和$SiO_2$浓度差。10 L溶液在两个月后可形成400 g大的石英晶体，实验所用溶液为1%～5%的$Na_2CO_3$溶液。$Na_2CO_3$溶液正是深部地壳中碱交代热液的重要成分。

表 3-5　熊耳山地区主要蚀变岩型金矿矿石及矿区围岩化学成分（$w_B/10^{-2}$）

| 序号 | 矿床 | $SiO_2$ | $Al_2O_3$ | MgO | CaO | $Na_2O$ | $K_2O$ | 烧失 | $Fe_2O_3/FeO$ | $Au/10^{-6}$ | 资料来源 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 前河 | 36.19 | 18.67 | 10.38 | 2.34 | 0.05 | 10.20 | 3.48 | 0.67 | 0.20 | ① |
| 2 | | 38.04 | 17.92 | 11.38 | 0.88 | 1.90 | 1.56 | 7.14 | 0.89 | 0.10 | |
| 3 | | 40.68 | 17.68 | 3.43 | 1.48 | 0.33 | 7.59 | 8.41 | 3.65 | 26.15 | |
| 4 | | 41.42 | 18.74 | 4.33 | 1.30 | 0.30 | 10.12 | 7.27 | 2.19 | 41.40 | |
| 5 | | 42.64 | 18.50 | 5.28 | 3.38 | 0.40 | 9.53 | 4.52 | 0.70 | 0.10 | |
| 6 | | 42.76 | 18.76 | 5.23 | 1.37 | 0.50 | 10.89 | 4.30 | 0.61 | 7.10 | |
| 7 | | 43.72 | 18.34 | 5.32 | 1.10 | 0.76 | 11.30 | 3.33 | 0.90 | 3.60 | |
| 8 | | 43.84 | 15.84 | 4.82 | 3.79 | 0.38 | 9.99 | 6.27 | 0.57 | 0.10 | |
| 9 | | 43.94 | 16.74 | 6.29 | 4.31 | 0.30 | 6.95 | 6.74 | 0.88 | 1.96 | |
| 10 | | 42.76 | 17.82 | 2.87 | 0.84 | 0.57 | 10.18 | 6.07 | 1.09 | 30.40 | |
| 11 | | 45.15 | 13.76 | 3.56 | 2.20 | 0.64 | 10.12 | 6.70 | 1.53 | 24.00 | |
| 12 | | 51.25 | 16.96 | 2.45 | 0.71 | 0.43 | 11.17 | 4.12 | 2.33 | 15.30 | |
| 13 | 北岭 | 54.62 | 12.24 | 2.90 | 3.42 | 0.10 | 5.16 | 9.52 | 0.91 | 17.15 | ② |
| 14 | | 62.74 | 10.10 | 0.71 | 0.53 | 0.12 | 7.50 | 5.81 | 7.97 | 95.20 | |
| 15 | | 82.36 | 4.76 | 0.37 | 0.10 | 0.07 | 1.97 | 3.58 | 4.61 | 56.30 | |
| 16 | | 67.20 | 10.00 | 0.80 | 0.38 | 0.10 | 4.08 | 6.26 | 8.83 | 14.50 | |
| 17 | | 82.96 | 4.85 | 0.29 | 0.18 | 0.07 | 2.89 | 2.76 | 3.45 | 19.4 | |
| 18 | | 58.38 | 11.01 | 2.31 | 1.53 | 0.21 | 5.90 | | 3.94 | 4.6 | |
| 19 | 上宫 | 46.24 | 12.25 | 5.89 | 4.54 | 0.16 | 3.43 | 14.54 | | 12.5 | |
| 20 | | 51.12 | 7.39 | 3.40 | 3.17 | 0.21 | 2.30 | 8.8 | 1.83 | | |
| 21 | | 35.88 | 7.45 | 5.26 | 16.79 | 0.21 | 2.30 | 17.60 | 1.08 | | |
| 22 | | 82.14 | 5.73 | 1.24 | 1.24 | 0.20 | 0.10 | 3.10 | 0.59 | | |

注：1～2：蚀变玄武安山岩；8：蚀变糜棱岩；9：蚀变流纹斑岩（初糜棱岩）；其他为金矿石。

①河南省测试中心。河南省嵩县前河金矿黄沟东段找矿矿物学研究，1991。

②翟伦全等。熊耳山北坡金矿地质特征及远景预测研究报告，1993。

碱交代作用的实质是一种脱硅的过程，所以碱高代表岩层是缺硅的（杜乐天，1992）。当含金的硅质热液进入碱交代岩之后，硅质容易分散，因而多形不成石英脉。熊耳山地区一些蚀变岩型金矿，如前河金矿成矿早期阶段钾化很强，因而成矿期硅化显得较弱。

绢云母化是成矿期比较普遍的一种蚀变，与矿化关系密切，特别是主成矿期绢云母化，绢云母呈微鳞片状集合体与石英或微粒石英集合体共同交代斜长石。伴随绢云母化的还有硅化、黄铁矿化，它们共同形成与成矿关系极为密切的黄铁绢英岩化。长石、黑云母的绢云母化，必须有 $H^+$ 离子的加入，实质是一种酸交代。钾长石的酸交代，最终变为高岭石，其 $K^+$ 离子全部分离出来。钾长石化、绢云石化、高岭石化过程中可分离出部分硅质来，所以金、银矿化与硅化、高岭石化呈明显正相关关系，如北岭 881 号含金蚀变带。

**3．爆破角砾岩型金矿**

爆破角砾岩型 Au 矿是熊耳山及伏牛山地区一种重要的金矿类型，并且可形成大中型

矿床。其形成与岩浆地下隐蔽爆发有关，常与同源同时代的花岗（闪长）斑岩关系密切。爆破角砾岩一般成岩筒状，岩筒下部岩浆物质增加，并向花岗斑岩过渡。爆破角砾岩筒主要分布在熊耳山南麓，少数分部在熊耳山与伏牛山的衔接处（店房）。该类金矿床最大和最有代表性的为祁雨沟和店房两个矿区，二者成矿特征相同。现以祁雨沟金矿特征叙述如下。

（1）地质特征

祁雨沟爆破角砾岩型金矿区位于熊耳山东南缘的嵩县西北部，包括了祁雨沟、雷门沟、沙土洼等32个以上的爆破角砾岩体，构成4个爆破角砾岩带。自东而西分别为王庄-祁雨沟、安沟-龙王庙、小草庙沟及沙土洼-三人场❶。祁雨沟金矿即隶属于东部王庄-祁雨沟岩带（图3-5）。

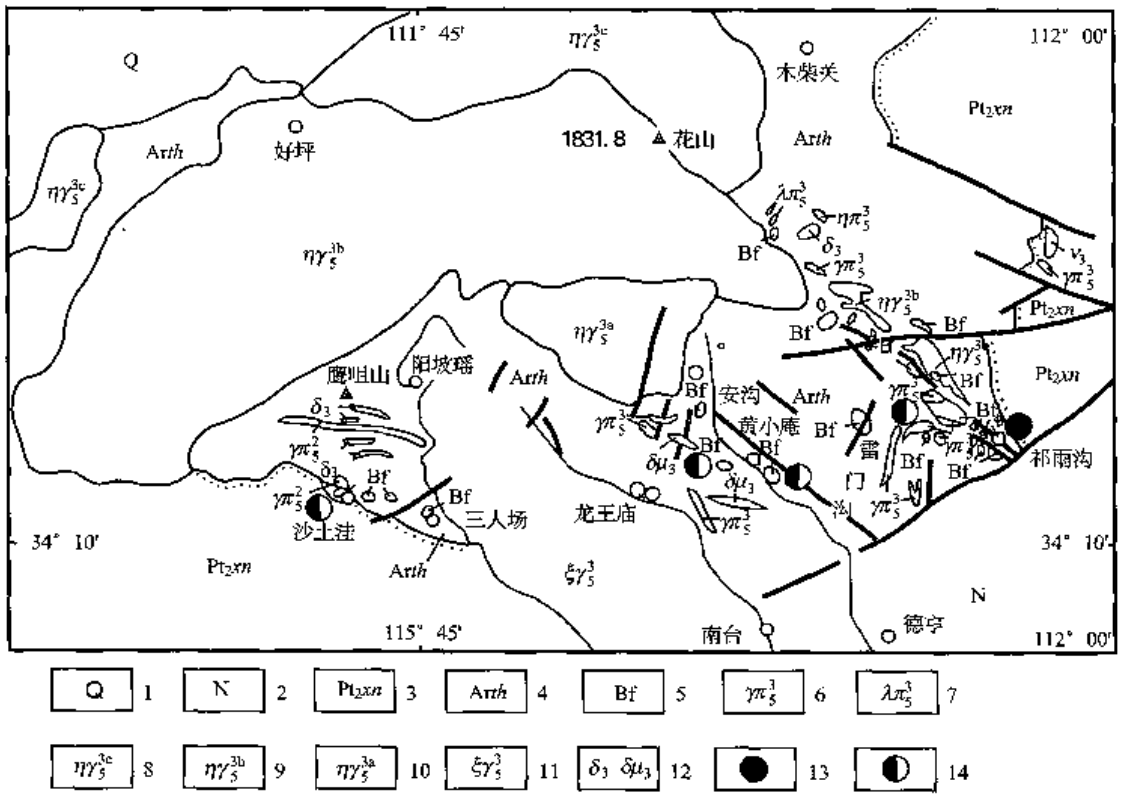



图3-5 嵩县西北部地质图

1—第四系；2—第三系；3—熊耳群；4—太华群；5—爆破角砾岩；6—花岗斑岩；7—石英斑岩；8—斑状黑云母二长花岗岩；9—巨斑状黑云母二长花岗岩；10—斑状黑云角闪花岗岩；11—正长花岗岩；12—闪长岩、闪长玢岩；13—金矿床；14—钼（金）矿床

祁雨沟金矿位于龙脖-花山背斜的SE倾伏端。在倾伏端及其两翼形成次级的花边状褶皱，主要有王庄-陶村背斜、安沟-黄水庵背斜及阳坡窑-鹰嘴山短轴背斜。

出露地层主要为太古宇太华群中深变质岩，岩性为片麻岩、混合岩及部分斜长角闪岩、超铁镁质岩。其次为中元古界熊耳群许山组中基性火山岩。矿区东部陶村-马元断裂东为中新生代盆地，出露有第三系砂砾岩，并有砂金矿床。

❶ 卢欣祥等。河南省秦岭-大别山地区中酸性小岩体地质与矿化特征（科研报告），1980。

矿区内断裂构造十分发育，主要为NW向和NE向，次为近EW向、NNE向和NNW向。NW、NNW西向断裂，走向300°～340°，倾向SW或NE，倾角65°～80°。区内含金角砾岩体主要受NE、NW向断裂构造控制（图3-5、3-6），特别是在两组构造交合部位。

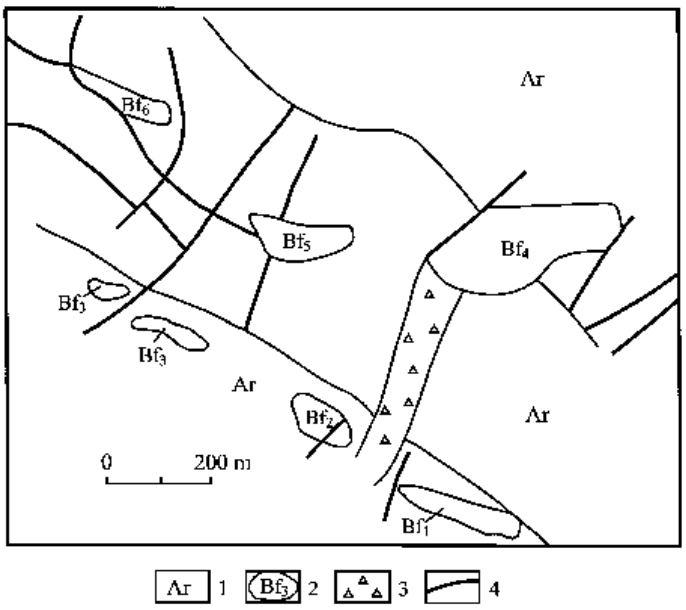



图3-6　祁雨沟爆破角砾岩与构造关系图

1—太华群片麻岩；2—角砾岩体及编号；3—构造破碎带；4—断层

区内花岗岩体有花山斑状角闪石（黑云）二长花岗岩基（$\gamma_5^3$），五丈山（万村）斑状正长花岗岩体（$\xi\gamma_5^3$）及金山庙正长花岗岩（$\xi\gamma_5^3$）等。其时代为（121.6±3.9）Ma（U-Pb，任富根等，2001）。花岗岩体与周围的太古宇和中元古界地层呈明显的侵入接触关系。岩体的稀土元素、$I_{Sr}$等具*I*型花岗岩特征，而岩石类型又具S型花岗岩特征，源岩主要来自结晶基底，属浅源深成型花岗岩（卢欣祥，1991）。毗邻祁雨沟金矿区西部有雷门沟二长花岗斑岩（$\gamma\pi_5^3$）及伴生的爆破角砾岩，为雷门沟大型钼矿的成矿母岩。雷门沟二长花岗斑岩属深源浅成型小岩体。

（2）含金角砾岩体的地质特征

祁雨沟矿段有七个含金角砾岩体（$J_1$—$J_6$、$J_8$），在2、4、5、6号角砾岩体中共圈出20个金矿体。$J_2$角砾岩体金矿化最好，$J_4$角砾岩体金储量最多。单个角砾岩体出露面积很小，一般在0.01～0.58 $km^2$。平面上呈长条状、纺锤状。垂向上呈筒状或漏斗状，延伸可达600 m以上。角砾岩体与四周岩石一般呈突变接触，接触界线不规则，有的围岩可见平行岩筒（$J_4$）的板状节理（卢欣祥，1980）❶。角砾成分复杂，以围岩为主，次为岩浆岩角砾。太华群变质岩角砾一般占角砾总量的（60～80）×$10^{-2}$，其次为熊耳群火山岩角砾。脉岩类角砾约占（5～20）×$10^{-2}$，以石英斑岩及正长斑岩类角砾最为发育，且多分布于角砾岩体中下部。角砾大小悬殊，大者直径达3～5 m，小者不足0.5 cm。脉岩类角砾由于位于岩体下部，接近爆发中心，一般砾径小，多为0.5～30 cm。角砾形态以棱

❶ 卢欣祥等。河南省秦岭-大别山地区中酸性小岩体地质与矿化特征（科研报告），1980。

角状与次棱角状为主，尖棱角状及浑圆状次之。角砾胶结物有岩屑、岩粉、蚀变矿物及矿质胶结物等。热液蚀变矿物胶结物在矿区占胶结物总量的（80～85）$\times10^{-2}$。矿质胶结物在成矿角砾岩体中最发育，主要有黄铁矿、黄铜矿、方铅矿等金属硫化物。

成矿热液蚀变类型主要有：硅化（石英化）、钾长石化、钠长石化、黑云母化、绿钙（钠）闪石化、方解石化、绿泥石化、绢云母化、绿帘石化等。其中硅化、钾长石化、黑云母化，绿帘石化、绿泥石化多阶段产出。硅化贯穿热液活动全过程，钾长石化发育于矿化早中期，与金矿化关系最密切。根据野外和镜下研究，矿床热液蚀变可分为三期：①前锋成矿期：是一次范围广、规模大的热液蚀变，主要是以钠长石化为主，硅化、钾化为辅的一次成矿早期热液蚀变；②主成矿期蚀变：多发生于角砾岩体中下部，以硅化和钾交代为主，可见脉状及团块状石英、正长石交代前锋期蚀变产物的石英、黑云母；③晚期矿化蚀变，表现为强烈碳酸盐化，方解石大量出现，方解石主要分布于岩体上部，中下部较少（邵克忠等，1992）。

蚀变经多期叠加，分带性不明显，若剔除叠加作用，在平面上、垂向上则表现出明显分带性：平面上自内向外划分为石英-钾长石化带→石英-黑云母化带→（弱）青磐岩化带。垂向上自上而下为：青磐岩化带→石英-黑云母化带→石英-钾长石化带→石英-钾长石-绿钙（钠）闪石化带。蚀变与金矿化关系密切，前锋期（Ⅰ）金矿化微弱，产出以浸染状为主的黄铁矿及极少量辉钼矿，金与黄铁矿关系密切。主成矿期蚀变（Ⅱ）伴随有金及金属硫化物大量析出，形成了矿化富集带和工业矿体，主要金属矿物除黄铁矿外，黄铜矿、方铅矿、闪锌矿、辉钼矿等大量出现。金不仅分布于载体金属硫化物内，而且也见有呈他形分布于正长石、石英、或其他晶粒间隙中。金矿化与硅化，尤其是钾化关系最密切。晚期蚀变（Ⅲ），金属硫化物只见晶形完好的黄铁矿，其含金量极低。

（3）矿体产状、形态

在2、4、5、6号含金角砾岩体中共圈出20余个金矿体，现将2、4号含Au角砾岩体中各主矿体特征列于表3-6中，2、4岩体剖面形态如图3-6。各角砾岩体内的矿体呈矿体群分布，一般呈近水平或缓倾斜状产出，矿体形态比较近似，单个矿体以不规则透镜状、脉状为主，分支复合现象普遍（图3-7）。金矿体是以含矿品位圈定的，若降低工业品位，整个岩筒（如$J_4$）都可能成为矿体。

**表3-6　祁雨沟金矿区2-4号角砾岩体主矿体特征表**

| 岩体 | 矿体 | 规模/m | | | 产状 | | | 平面形态 | 平均品位 $10^{-6}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | 长度 | 最大宽度 | 厚度 | 走向 | 倾向 | 倾角 | | |
| $J_2$ | Ⅱ | 44 | 15 | 0～1.5 | NW | | 近水平 | 长条状 | 2.16 |
| | Ⅳ | 81 | 31 | 0～3.5 | NWW | NE | 15° | 不规则状菱形 | 2.38 |
| | Ⅵ | 85 | 52 | 0～6.25 | NW | NE | 14° | 多边形 | 1.65 |
| | Ⅶ | 54 | 32 | 0～2.5 | NW | NE | 6° | 三角形 | 1.12 |
| | Ⅷ | 45 | 40 | 0～14 | NW | | 近水平 | 四边形 | 1.07 |
| $J_4$ | Ⅰ | 57 | 9 | 20 | 近SW | | 水平 | 似月牙形 | 3.32 |
| | Ⅳ | 54 | 38 | 2.65 | NEE | NNW | 29° | 菱形 | 4.03 |
| | Ⅴ | 60 | 42 | 4.22 | NEE | | 近水平 | 菱形 | 23.12 |

（据罗铭玖等，1992）

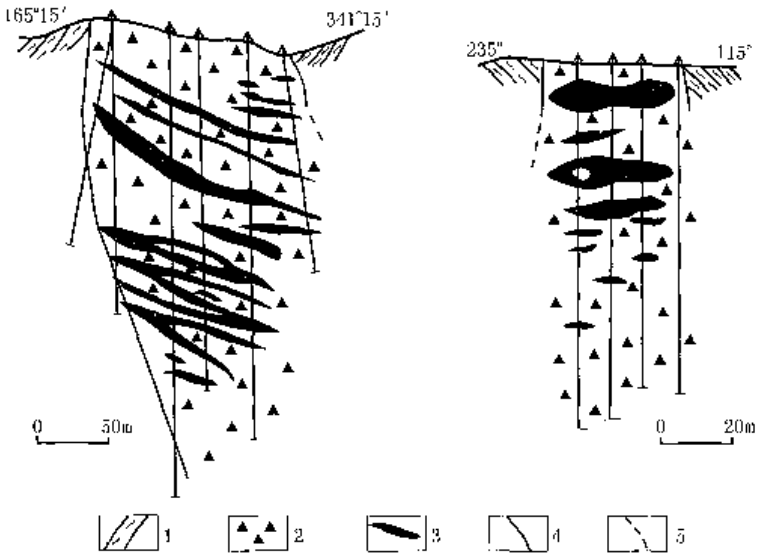



图 3-7 $J_4$（左）-$J_2$（右）矿体形态剖面图

1—片麻岩；2—角砾岩；3—矿体；4—角砾岩体界线；5—推测界线

（4）矿石组成及结构构造

矿石矿物：金属矿物简单，主要为黄铁矿、黄铜矿、方铅矿，次要及微量金属矿物复杂，微量矿物以铅铋硫盐为特征。金矿物以自然金为主，其次为银金矿。矿石矿物组成列于表 3-7。

**表 3-7 祁雨沟金矿矿石矿物组分表**

| 类别 / 名称 / 含量/% | 岩浆与热液矿物 | | 表生氧化矿物 |
|---|---|---|---|
| | 脉石矿物 | 金属矿物 | |
| 主要矿物>5 | 石英、钾长石、绿帘石、绿泥石 | 黄铁矿 | 褐铁矿 |
| 次要矿物（1~5） | 黑云母、钠长石、方解石、绢云母、绿钙（钠）闪长、萤石 | 黄铜矿、方铅矿 | 黄钾铁矾、辉铜矿、针铁矿、高岭石 |
| 微量矿物<1 | 电气石、磷灰石、锆石、榍石 | 自然金、银金矿、闪锌矿、辉钼矿、辉铅铋矿、斜长辉铅铋矿、楚碲铋矿、碲铋矿、针硫铋铅矿、硫碲矿、硫碲铋铅矿、硫铋铅矿、硫铋铜矿 | 孔雀石、铜蓝、蓝辉铜矿 |

矿石类型：按成因可分为氧化矿石、原生矿石，后者为主要类型。按赋矿岩石可分为角砾岩型与片麻岩型矿石，以前者为主。按主要金属硫化物类型可分为黄铁矿型矿石、多金属硫化物型矿石，以后者为主。黄铁矿型矿石含金量最高。

矿石结构：有自形-半自形粒状结构、固溶体分离结构、交代结构等。交代结构又可分为粒间充填交代结构、裂隙交代结构和交代残余结构。矿石构造主要为角砾状构造，其次为脉状构造、团块状构造、浸染状构造，另有少量的晶洞构造、条带状构造、土状构造等。

（5）矿物生成顺序及成矿阶段划分

与矿床热液蚀变相对应，爆破角砾岩型金矿的成矿阶段也可以划分成三个阶段。

黄铁矿-石英阶段（Ⅰ）：是成矿的初期阶段，伴生蚀变有硅化、钾化（黑云母、正长石），金属矿物以黄铁矿为主，局部有辉钼矿。黄铁矿中金含量为 $10\times10^{-6}$，极少见自然金单独出现。

石英（钾长石）-多金属硫化物阶段（Ⅱ）：是该金矿主成矿阶段，主要蚀变有硅化（石英化）、钾化（正长石化），以裂隙充填交代为主。金属硫化物除黄铁矿外，还有黄铜矿、方铅矿、闪锌矿及辉钼矿。金大量呈明金产出，晚期还出现辉铅铋矿。黄铁矿中金含量最高可达 $400\times10^{-6}$。

本阶段的石英-多金属硫化物矿体多形成于角砾岩体中上部、中部，主要以脉状、团块状产出。石英-钾长石-多金属硫化物矿体多见于角砾岩体中上至中下部。该阶段结束，已基本形成工业金矿体的富集。

主成矿阶段晚期，出现绿钙（钠）闪石蚀变，硅化、钾化减弱，绿帘石化增强，金属硫化物以黄铁矿为主，黄铜矿减少，偶见方铅矿，金矿化已明显减弱，但仍有明金出现。

石英-黄铁矿-方解石阶段（Ⅲ）：蚀变矿物以团块状、晶洞状、脉状方解石及团块状绿泥石为主，偶见绿色萤石晶体。本阶段金属矿物大大减少，除黄铁矿外，出现少量辉铅铋矿，斜方辉铅铋矿、硫铋铅矿、楚碲铋矿等。黄铁矿的金含量亦大大减少，一般为 $15\times10^{-6}$左右。

表生期（Ⅳ）：表生氧化对自然金有一定再富集作用，并形成一系列氧化物，如褐铁矿、针铁矿、黄钾铁矾、铜蓝、辉铜矿等。

## 三、矿床中矿石矿物组合特征

**1．石英脉型金矿的矿石矿物组合**

研究结果表明，主要的石英脉型金矿床中，其矿物成分基本一致。矿石中的金属矿物主要为黄铁矿，次要矿物为黄铜矿、方铅矿、闪锌矿，并见有多种微量矿物：磁铁矿、钛铁矿、磁黄铁矿、黑钨矿、白钨矿、斑铜矿、辉钼矿、碲铋矿、碲铅矿、辉铜矿等。贵金属矿物主要为自然金，其次为银金矿，少量碲金矿等。脉石矿物主要为石英，其次为方解石、白云石、铁白云石、绢云母、微斜长石、（重晶石）及微量的金红石、榍石、锆石、萤石、重晶石、黑云母、绿泥石、绿帘石等（表 3-8）。

依矿石中矿物产出状况的不同，在小秦岭金矿田可划分出 12 个不同的矿物共生组合（表 3-9）。

**2．蚀变岩型金矿的矿石矿物组合**

表 3-10 是以熊耳山地区金矿为代表的蚀变岩型金矿的矿石矿物成分。表中显示出不同的矿床中，矿石矿物组成并无明显的差别。金属矿物主要为黄铁矿，少量的方铅矿、黄铜矿、闪锌矿、白铁矿、黝铜矿、辉钼矿、辉铜矿、磁铁矿、白钨矿、磁黄铁矿、碲铅矿、碲汞矿、辉锑铋矿、碲镍矿等。脉石矿物主要为石英、铁白云石、绢云母、少量绿泥石、萤石、重晶石、菱铁矿等，微量的方解石、绿帘石、角闪石、高岭石、钠长石、磷灰石、钾长石等。

依据矿床中矿物共生关系，可以分出不同的矿物共生组合（表 3-11）。

表 3-8　小秦岭石英脉型金矿矿物成分一览表

| 矿物成分 | | 文峪 S505 | 杨砦峪 S60 | 枪马 S410 矿脉 | 大湖峪大南沟 S319、S412 矿脉 | 竹峪 5 号脉 | 滴峪 Q410、Q505 等矿脉 | 桐峪 Q8 矿脉 | 桐峪 Q1 矿脉 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 主要矿物 | 金属矿物 | 黄铁矿<br>方铅矿 | 黄铁矿<br>（黄铜矿） | 黄铁矿<br>（黄铜矿） | 黄铁矿 | 黄铁矿 | 黄铁矿<br>（方铅矿） | 黄铁矿 | 黄铁矿 |
| | 非金属矿物 | 石英 | 石英 | 石英 | 石英 | 石英 | 石英 | 石英 | 石英 |
| 次要矿物 | 金属矿物 | 黄铜矿<br>方铅矿 | 黄铜矿<br>方铅矿<br>闪锌矿 | 黄铜矿<br>闪锌矿<br>方铅矿 | 磁铁矿 | | 方铅矿<br>黄铜矿<br>（白钨矿） | 磁铁矿<br>方铅矿<br>黄铜矿<br>菱铁矿 | 磁铁矿<br>黄铜矿 |
| | 非金属矿物 | 方解石<br>白云石<br>铁白云石 | 方解石<br>白云石<br>铁白云石 | 方解石<br>铁白云石 | 绢云母<br>微斜长石 | 方解石<br>微斜长石<br>绢云母 | 白云石<br>方解石<br>重晶石<br>绢云母 | 方解石 | 绢云母<br>方解石 |
| 微量矿物 | 金属矿物 | 磁铁矿<br>钛铁矿<br>磁黄铁矿<br>黑钨矿<br>白钨矿<br>斑铜矿<br>辉钼矿 | 磁铁矿<br>白钨矿<br>黑钨矿<br>钛铁矿<br>磁黄铁矿<br>碲铋矿 | 磁铁矿<br>钛铁矿<br>白钨矿<br>菱铁矿<br>磁黄铁矿<br>斑铜矿 | 黄铜矿<br>斑铜矿<br>闪锌矿<br>方铜矿 | 磁铁矿<br>方铅矿<br>黄铜矿<br>闪锌矿<br>斑铜矿 | 磁铁矿<br>辉钼矿<br>白钨矿<br>钛铁矿<br>白铁矿 | 黑钨矿<br>辉钼矿<br>白钨矿<br>磁黄铁矿<br>方铅矿<br>闪锌矿<br>辉铜矿 | 方铅矿<br>辉铋矿<br>镜铁矿 |
| | 非金属矿物 | 金红石<br>萤石<br>榍石<br>锆石<br>重晶石 | 金红石<br>锆石 | 金红石<br>榍石<br>锆石 | | 榍石 | 金红石<br>萤石<br>榍石<br>微斜长石<br>锆石 | 白云母<br>锆石<br>榍石 | 重晶石<br>黑云母<br>绿帘石<br>绿泥石 |
| 贵金属矿物 | | 自然金<br>银金矿 | 自然金<br>自然银<br>银金矿 | 自然金 | 自然金 | 自然金 | 自然金 | 自然金 | 自然金 |
| 表生矿物 | 金属矿物 | 铜蓝<br>孔雀石<br>铜矾<br>白铅矿<br>褐铁矿 | 辉铜矿<br>蓝铜矿<br>孔雀石<br>铅矾<br>白铅矿<br>褐铁矿 | 蓝铜矿<br>蓝辉铜矿<br>铜蓝<br>孔雀石<br>白铅矿<br>褐铁矿 | 褐铁矿<br>铅蓝<br>孔雀石<br>赤铁矿<br>针铁矿 | 蓝辉铜矿<br>蓝铜矿<br>孔雀石<br>铜蓝<br>褐铁矿<br>针铁矿<br>赤铁矿<br>铅矾 | 褐铁矿 | 铜蓝<br>孔雀石<br>褐铁矿 | 褐铁矿<br>铜蓝<br>蓝铜矿<br>孔雀石<br>斑铜矿<br>铜矾 |
| | 非金属矿物 | | | | | 高岭石 | | | |

**3. 爆破角砾岩型金矿的矿石矿物组合**

表 3-12 是祁雨沟、店坊爆破角砾岩型金矿的矿石矿物成分。其金属矿物主要为黄铁矿、黄铜矿、方铅矿，其次为闪锌矿、磁铁矿、辉铜矿、辉银矿等，微量矿物为磁黄铁矿、斑铜矿、楚碲铋矿、白铁矿等，贵金属矿物主要为自然金，少量银金矿及金的碲化物等。脉石矿物主要为石英、正长石、绿帘石、少量方解石、绢云母、钠长石、黑云母、微量的萤石、重晶石、锆石等。

表 3-9　小秦岭金矿矿石中矿物组合特征

| 矿石类型 | 矿物组合 | 矿石产状 |
|---|---|---|
| 黄铁矿型 | 自然金-黄铁矿-石英<br>自然金-石英-白钨矿-黄铁矿<br>自然金-黄铁矿-黄铜矿<br>自然金-石英-黄铁矿 | 含金石英脉上、下盘或脉体膨大部位 |
| 多金属硫化物型 | 自然金-石英-黄铁矿-方铅矿<br>自然金-石英-黄铁矿-黄铜矿-方铅矿<br>自然金-石英-方铅矿-黄铜矿-闪锌矿<br>自然金-石英-黄铁矿-黄铜矿<br>自然金-石英-黄铁矿-黄铜矿-磁黄铁矿 | 多产于含金石英脉中部 |
| 矿化蚀变岩型 | 自然金-石英-褐铁矿 | 产于含金石英脉边部蚀变围岩中或破碎带中的糜棱岩内 |
| 氧化矿石 | 自然金-石英-褐铁矿<br>自然金-石英-褐铁矿-白铅矿-铅钒-孔雀石 | 产于矿床氧化带或石英脉裂隙中 |

（据罗铭玖等，1992）

表 3-10　熊耳山地区蚀变岩型金矿的矿石矿物组成和组构特征

| 矿床 / 含矿量 / 矿物 | | 上宫 主要（>5%） | 上宫 次要（1%～5%） | 上宫 微量（<1%） | 北岭 主要（>5%） | 北岭 次要（1%～5%） | 北岭 微量（<1%） |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 金属矿物 | 原生 | 黄铁矿 | 方铅矿 | 自然金、自然银、银金矿、白然铂、自然锌、白然铅、白然锡、自然碲、针碲银金矿、黄铜矿、闪锌矿、黝铜矿、辉铂矿、辉铜矿、磁黄铁矿、辉银矿、斑铜矿、碲金矿、碲银矿、碲金银矿、碲铅矿、碲镍矿、碲镍钴矿、碲汞矿、辉锑铋矿、赤铁矿、磁铁矿、黑钨矿、白钨矿 | 黄铁矿 | 白然金 | 黄铁矿、白铁矿、方铅矿、闪锌矿、碲银矿、碲金矿、斜方碲金矿、碲铅矿、自然银、自然铅、自然锌、针碲银金矿、碲镍矿、碲铁矿、白然碲、金银矿、氯角银矿、黄铜矿、黝铜矿 |
| | 次生 | 褐铁矿 | | 白铅矿、黄钾铁矾、铅矾、铜蓝、孔雀石、水白铅矿 | 褐铁矿 | | 黄钾铁矾、孔雀石 |
| 脉石矿物 | | 石英<br>铁白云石<br>绢云母 | 绿泥石<br>萤石<br>重晶石<br>菱铁矿<br>白云石 | 方解石、绿帘石、角闪石、高岭石、蒙脱石、钠长石、白钛矿、磷灰石、电气石、榍石 | 石英 | 绢云母 | 方解石、绿帘石、高岭石、磷灰石、钾长石、黄铁矿、重晶石 |
| 组构特征 | | 破碎结构、填隙结构、乳滴结构、包含结构、网状结构、交代残余结构、变晶结构和显微球粒结构等，角砾状、糜棱状、网脉状、浸染状和条带状构造 | | | 破裂结构、填隙结构、乳滴结构、充填交代残余结构，网状结构、变晶结构等<br>角砾状、杏仁状、脉状-网脉状、星散（浸染）状、团块状、囊状、蜂巢状、土状构造等 | | |

（据任富根等，1996）

表 3-11　熊耳山蚀变岩型金矿矿石矿物共生组合

| 矿床 | 上　　宫 | 前　　河 |
| --- | --- | --- |
| 矿物组合 | ①自然金-石英-黄铁矿<br>②自然金-方铅矿-黄铁矿<br>③自然金-黄铁矿-方铅矿-黄铜矿<br>④自然金（银金矿）-碲银矿-黄铜矿-方铅矿-黄铁矿-闪锌矿-黝铜矿<br>⑤自然金-黄铁矿-方铅矿-碲化物<br>⑥自然金（银金矿）-石英-黄铁矿-碲化物<br>⑦自然金（银金矿）-方铅矿-碲化物<br>⑧自然金-铜蓝-孔雀石-蓝铜矿-褐铁矿 | ①自然金-黄铁矿<br>②自然金-白钨矿-闪锌矿-黄铁矿 |

表 3-12　爆破角砾岩型金矿矿石的矿物成分

| 矿床 / 含矿物 | | 祁雨沟 | | | 店　房 | | |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| | | 主要（>5%） | 次要（1%～5%） | 微量（<1%） | 主要（>5%） | 次要（1%～5%） | 微量（<1%） |
| 金属矿物 | 原生 | 黄铁矿<br>黄铜矿<br>方铅矿<br>自然金 | 闪锌矿<br>辉铜矿<br>辉铋铅矿<br>辉铜矿<br>磁铁矿<br>辉铅铋矿<br>银金矿 | 楚碲铋矿、斜方辉铅铋矿、辉铜矿、针硫铋铅矿、碲银矿、斜方蓝辉铜矿、硫铋碲银矿、碲铋矿、蓝辉铜矿、磁黄铁矿、金银矿、斑铜矿、针铅铋银矿、辉银矿、硫铋铜矿、硫铋银矿、硫碲铋矿、深红银矿、硫铋铅矿 | 黄铁矿<br>方铅矿<br>自然金 | 磁铁矿<br>银金矿<br>自然银<br>辉银矿 | 磁黄铁矿<br>白铁矿<br>黄铜矿<br>赤铁矿<br>针碲银金矿<br>闪锌矿 |
| | 次生 | 褐铁矿 | | 孔雀石、铜蓝、白铅矿、高岭石、铅矾、镜铁矿、针铁矿、黄钾铁矾、黑铜矿 | 褐铁矿 | | 赤铁矿、铅矾 |
| 脉石矿物 | | 石英<br>正长石<br>绿帘石<br>绿泥石 | 方解石<br>绢云母<br>钠长石<br>磷灰石<br>黝帘石<br>黑云母<br>浊沸石 | 阳起石、绿钙（钠）闪石、萤石、重晶石、锆石、电气石、榍石、伊利石、金红石 | 方解石<br>石　英<br>阳起石 | 绿泥石<br>透辉石<br>黑云母<br>锰铝榴石 | 萤　石 |
| 组构特征 | | 粒状结构、裂隙交代结构、粒间充填结构<br>角砾状、团块状、条带状、细脉状、斑杂状构造等 | | | 粒状结构、裂隙交代结构、粒间充填结构<br>角砾状、团块状、斑状、浸染状、脉状、网（细）脉状构造等 | | |

（据任富根等，1996）

矿石矿物共生组合主要为自然金-黄铁矿-石英；自然金-黄铜矿-方铅矿-闪锌矿-黄铁矿-石英。

综上所述，小秦岭-熊耳山地区不同矿床类型的金矿床中，虽然其矿石类型稍有差异，但矿石矿物组成却差别不大，金属矿物均主要为黄铁矿、方铅矿、黄铜矿、闪锌矿等。贵金属矿物为自然金、银金矿、少量金碲化物（碲金矿等）。而脉石矿物主要为石英、绢云母、方解石、钾长石、重晶石、黑云母等。矿石中矿物的共生组合也具有明显的相似性，基本为自然金-黄铁矿和自然金-多金属硫化物。矿石矿物及矿物共生组合的一致性，反映

了小秦岭-熊耳山地区不同类型的金矿床成矿物质的来源和成矿作用过程的相似性，即成矿具有相同的来源和相同的演化过程。

## 四、矿物的标型

### （一）黄铁矿的标型

**1. 黄铁矿的晶形特征**

根据叶夫济科娃（1985）和陈光远等（1989）的研究，黄铁矿的晶形直接反映成矿时的温度、压力条件及成矿物质的富集特征。矿物晶形的变化，反映了成矿时间（阶段）、空间形成深度及成矿的物理化学条件。一般认为，在较高温度或低温时以及快速冷却、硫逸度小等条件下宜形成立方体单晶形。因此，在成矿早期和晚期，黄铁矿常常呈立方体，在中温硫逸度大及缓慢冷却等条件下，黄铁矿常以五角十二面体结晶。所以成矿中期多以五角十二面体及其聚晶为主。所以矿体上部的黄铁矿以八面体为主，中部以五角十二面体及其聚形为主，而下部则以立方体为主。

黄铁矿是金矿床的主要矿石矿物。根据形态统计发现组成黄铁矿晶体的单形有 10 多种，主要有立方体 {100}、五角十二面体 {210}、八面体 {111} 等。在低硫饱和度、低硫逸度条件下，黄铁矿主要呈立方体 {100} 晶出，当黄铁矿呈五角十二面体 {210} 晶形出现时，则反映了高硫介质条件（陈光远，1989）。在高硫条件下，Au 较易进入黄铁矿的晶格，因而黄铁矿具有很高的金含量。

小秦岭-熊耳山地区金矿中的黄铁矿的晶形等特征随矿床类型不同而不同，而同一矿床不同矿化阶段黄铁矿的晶形及其含金性也有明显的差异（表 3-13、3-14）。

石英脉型金矿：Ⅰ成矿阶段，由于黄铁矿结晶温度高，硫逸度低，因而形成立方体晶形黄铁矿。主成矿阶段（Ⅱ）由于温度相对降低，硫络阴离子 $S^{2-}$、$(HS)^-$ 在溶液中浓度增高，因而形成 {210} 晶形及其聚形黄铁矿，$Au^{+}$ 在溶液中的浓度增加。在此条件下，黄铁矿结晶的同时也有利于 Au 的沉淀成矿。成矿晚期阶段（Ⅲ），由于 Au、S 浓度太低，因而也结晶出立方体黄铁矿，但与早期成矿阶段相比，其粒度很小。

蚀变岩型金矿：不同矿化阶段中的黄铁矿也具有类似的特征，成矿早期阶段黄铁矿晶形完好，多为自形立方体 {100}，少量为半自形，粒度相对较粗，含金量较低，如北岭金矿仅为 $0.964\times10^{-9}$；主成矿阶段，黄铁矿粒度一般较细（多为 0.03～0.65 mm），且多为半自形、他形、不规则状的五角十二面体，含金量明显增高，如前河矿床主成矿阶段黄铁矿中 Au 含量为（38.01～401.44）$\times10^{-9}$，个别达 $3110\times10^{-9}$。

爆破角砾岩型金矿：不同矿化阶段的早期黄铁矿主要为 {100} 立方体单晶，粒度较粗，主成矿阶段黄铁矿出现大量聚形晶，粒度趋于变细，特别是到了主成矿阶段晚期形成的脉状多金属硫化物中，出现大量细粒黄铁矿。

总之，区内不同的矿化类型，随着成矿作用的由早到晚，黄铁矿的晶形特征出现相同的变化规律：早期主要为粗粒自形立方体，随着成矿作用的进行，黄铁矿晶形出现各种聚形，自形程度变差，粒度变小。这一变化特征与不同矿化阶段间的物化条件，特别是温度条件的变化相一致。

**表 3-13　小秦岭石英脉型金矿不同成矿阶段黄铁矿特征表**

| 矿化阶段 / 特征 | 黄铁矿-石英 | | | 石英-黄铁矿 | | | 石英-多金属硫化物 | | | 石英-碳酸盐 | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 世代 | Ⅰ | | | Ⅱ－1 | | | Ⅱ－2 | | | Ⅲ | | |
| 晶形 | 自形立方体 | | | 半自形-自形立方体五角十二面体 | | | 半自形立方体、八面体、五角十二面体 | | | 自形-半自形立方体 | | |
| 粒度/mm | 1～10，个别大于 10 | | | 0.2～5，个别小于 0.2 | | | 0.01～10，个别大于 10 | | | 1～3 | | |
| 颜色 | 浅黄色 | | | 黄绿色 | | | 黄绿色 | | | 浅黄色 | | |
| 含金量/$10^{-6}$ | 43.72（4） | | | 184.66（24） | | | 92.05（9） | | | 30.29（4） | | |
| 密度/（$t \cdot m^{-3}$） | 4.91 | | | 5.089 | | | 5.007 | | | 4.908 | | |
| 硬度 VHN 30 kg/mm$^3$ | 1148.42 | | | 990.15 | | | 990.15 | | | 1366.72 | | |
| 反射率/% | 620 | 580 | 540 | 620 | 580 | 540 | 620 | 580 | 540 | 620 | 580 | 540 |
| | 54.43 | 53.70 | 52.84 | 55.09 | 53.90 | 51.26 | 54.19 | 54.28 | 50.99 | 46.65 | 46.12 | 43.33 |
| 晶胞棱长（A） | 5.424 | | | 5.422 | | | 5.419 | | | 5.415 | | |
| 共生矿物 | 乳白色、致密块状石英、磁铁矿、黑金钨矿等 | | | 烟灰色石英、微晶方铅矿、黄铜矿等 | | | 晶簇状石英、黄铜矿、方铅矿、闪锌矿等 | | | 方解石、白云石、铁白云石、玉髓状石英等 | | |
| 产出特征 | 呈浸染状产于石英脉的上盘 | | | 呈致密块状、条带状、细脉状、网脉状产于石英脉的下盘或矿体膨大部位 | | | 呈致密块状、条带状、细脉状产于石英脉中部 | | | 呈浸染状、细脉状产于石英脉的中部或石英脉变薄处的碳酸盐岩脉中 | | |

**表 3-14　熊耳山地区金矿床含金黄铁矿特征**

| 矿床 | 成矿阶段 | 粒径 mm | 晶形及自形程度 | 含 Au 量 $10^{-9}$ | 晶胞参数 | 显微硬度 kg·mm$^{-1}$ | 资料来源 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 前河 | Ⅱ第一世代 | 0.005～0.02 | 半自形 | 7～8（少量 $n \times 10$） | | | 袁鹤皋等，1993 |
| | Ⅱ第二世代 | 0.05～0.4 | 半自形-他形 | 38.08～401.44（个别 3110） | 5.4180 | 975 | |
| 北岭 | Ⅰ单矿物黄铁矿 | | | | 0.964 | | 任富根等，1996<br>张邻素，1992 |
| | Ⅰ绢云母共生黄铁矿 | | | | 61.70 | | |
| | Ⅱ与硅化有关黄铁矿 | | | | 388.00 | | |
| 上宫 | Ⅰ | 0.04～2 | 立方体 | 5.140 | 1471 | | 黎世美等，1993 |
| | Ⅱ－2 | 0.005～0.1 | 五角十二面体 | 193～476 | 5.411 | 1274 | |
| | Ⅲ | | | 171.14 | | | |
| 康山星星印 | Ⅰ | 0.031～0.65 | 自形-立方体 | 4.26 | 5.049 | 1532 | 黎世美等，1993 |
| | Ⅱ | 0.015～1.2 | 自形-他形不规则状 | 28.18 | 5.410 | 1378 | |
| 祁雨沟 | Ⅱ | 0.2～0.5 为主<br>0.001～0.1 次之 | {100} + {111} 为主 | 238.5 | 5.4067～5.4161 | 913～1401 | 邵克忠等，1992 |

**2. 黄铁矿的成分特征**

研究区黄铁矿的成分比较复杂，有10余种之多，最有意义的为：Co、Ni、As、Sc、Te、Sb、Cu、Pb、Zn、Au、Ag等。一些成矿元素，如Pb、Zn、Au、Ag等可以直接表示其富集程度，其他元素尤其其比值往往可以提供矿床的形成温度、矿体的位置及矿床成因的重要信息，如：$w$（Co）/$w$（Ni）、$w$（Au）/$w$（Ag）、$w$（S）/$w$（Fe）等。

$w$（Co）/$w$（Ni）：黄铁矿中的Co、Ni含量，尤其是$w$（Co）/$w$（Ni）值可以判断矿床的生成环境。由于Co、Ni可呈类质同象代替Fe进入黄铁矿的晶格中，当成矿环境（如温、压条件等）不同时，Co、Ni进入黄铁矿晶格中的数量不同，据此，可依黄铁矿中$w$（Co）/$w$（Ni）值判别金的来源。一般认为黄铁矿中$w$（Co）/$w$（Ni）>1者与火山热液或岩浆热液有关，为深部来源，$w$（Co）/$w$（Ni）<1者与沉积作用有关（刘英俊等，1991）。小秦岭地区金矿含金黄铁矿中$w$（Co）/$w$（Ni）比值绝大部分大于1，表明其成因为深部来源。

$w$（Au）/$w$（Ag）：黄铁矿中$w$（Au）/$w$（Ag）比值，在一定程度可以反映矿床的成因特征。我国金矿床中黄铁矿的$w$（Au）/$w$（Ag）比值变化特征为：与火山作用有关的金矿床黄铁矿的$w$（Au）/$w$（Ag）变化范围为0.003～29.71，斑岩型铜矿中伴生金矿的黄铁矿$w$（Au）/$w$（Ag）为0.14～0.53，与太古宙绿岩有关的金矿床黄铁矿$w$（Au）/$w$（Ag）比值为0.05～6.0；沉积、变质热液层控金矿床中黄铁矿的$w$（Au）/$w$（Ag）比值为47.25～629.7（刘英俊等，1991）。小秦岭文峪金矿床黄铁矿的$w$（Au）/$w$（Ag）比值：石英-硫化物阶段（Ⅱ-1）为1.18，多金属硫化物阶段为0.53（黎世美等，1996）。数据同样表明金矿属深源热液金矿床。

$w$（S）/$w$（Fe）：标准黄铁矿的$w$（Fe）=46.55%，$w$（S）=53.45%，$w$（S）/$w$（Fe）=1.99978≈2。但黄铁矿在成矿中常受到杂质的影响，使$w$（S）/$w$（Fe）比值发生变化。根据热液矿床的垂直分带规律，Fe、Co、Ni多集中在矿体下部，S、As元素常集中在矿体上部。这些杂质元素在黄铁矿中的分布受温度的影响，在高温下高价阳离子可以进入黄铁矿晶格中，常形成Co、Ni替代Fe的现象，这样就会使$w$（S）/$w$（Fe）比值>2，出现富S现象；低温条件下，高价的阴离子As就会进入黄铁矿晶格替代S，从而使$w$（S）/$w$（Fe）比值<2。同时，黄铁矿的$w$（S）/$w$（Fe）比值变化还会影响黄铁矿的导电类型及热电性（N型和P型），一般是Co、Ni进入黄铁矿晶格替代Fe时其热电性为N型，当Co、Ni进入黄铁矿晶格替代S时产生P型热电性。

因此，研究黄铁矿的$w$（S）/$w$（Fe）比值不仅可以知道黄铁矿在成矿过程中被类质同象置换的程度、类型，也可以了解成矿的温度及矿体的出露深度和黄铁矿的热电性特征。

**3. 不同类型金矿中黄铁矿成分的特征**

（1）石英脉型金矿中黄铁矿的成分特征

小秦岭石英脉型金矿中黄铁矿的主要微量元素列于表3-15中，可以看出，不同成矿阶段黄铁矿成分是不一样的。多金属硫化物矿石中，黄铁矿的Cu、Pb、Zn高于石英-黄铁矿型矿石一倍多，而石英-黄铁矿型矿石中过渡族元素Cr、Co、Ni则高于多金属硫化物型矿石一倍左右，这与石英-黄铁矿型矿石成矿温度高于多金属硫化物型矿石有关。两种类型矿石黄铁矿中$w$（Co）/$w$（Ni）皆大于1，石英-黄铁矿型矿石中比值为2.19，多金

表 3-15　小秦岭-熊耳山地区金矿床黄铁矿主要元素及微量元素含量　　($w_B/10^{-6}$, $w$(Fe)与 $w$(S)/$10^{-2}$)

| 序号 | 矿床类型 | 矿床 | S | Fe | Cu | Pb | Zn | Cr | Co | Ni | As | Te | Au | Ag | Co/Ni | Au/Ag | S/Fe (原子比) | 资料来源 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 石英脉型 | 文峪 S505 | 50.60 | 47.59 | 1667 | 2280 | 86.8 | 4 | 288 | 131.5 | 14.9 | 2.99 | 40.3 | 21.4 | 2.19 | 1.18 | 1.86 | 黎世美,1996 |
| 2 | | | 49.8 | 46.8 | 3087 | 1.78% | 197 | 2164 | 86.3 | 8.59 | 3.25 | 11.8 | 22.3 | 1.90 | 1.90 | 0.53 | 1.86 | |
| 3 | 爆破角砾岩型 | 祁雨沟 | 52.54 | 45.32 | | | | | 290 | 110 | 60 | | 1226 | 75.0 | 2.64 | 16.3 | 2.019 | 邵克忠,1992 |
| 4 | | | 52.57 | 45.16 | | | | | 400 | 100 | 11 | | 56.6 | 20.5 | 4.00 | 2.76 | 2.027 | |
| 5 | | 店房 | 47.51 | 44.07 | | | | | 310 | 50 | 200 | | 23.1 | 102 | 6.2 | 0.23 | 1.876 | 任富根,1996 |
| 6 | 蚀变岩型 | 上宫 | 50.81 | 44.32 | 278 | 1081 | 71.4 | | 60 | 100 | 11000 | 3.7–5.6 | 116 | 3895 | 0.60 | 0.30 | 1.997 | |
| | | 北岭 | | | | | | | 30 | 50 | 11200 | | 3575 | 30350 | 0.60 | 0.12 | 1.998 | |
| 7 | | 前河 | | | | | | | 410 | 240 | 410 | | 13.30 | 149 | 1.71 | 0.01 | | ① |
| 8 | | 前河 | | | | | | | 230 | 50 | 90 | | 4.00 | .94 | 4.6 | 0.04 | | |
| 9 | | 前河 | 52.13 | 45.49 | | | | | 90 | 20 | 310 | | 8.90 | 31.5 | 4.5 | 0.28 | 1.996 | |
| 10 | | 前河(8) | 53.42 | 46.36 | 123 | 2001 | 0 | | 239 | 196 | 2156 | 2.5 | 130.50 | 91.80 | 1.22 | 1.42 | 2.007 | |
| 12 | 石英脉型 | 康山 | 50.60 | 43.89 | 938 | 1553 | 422 | | 10 | 20 | 330 | 7.3 | 6.2 | 42.8 | 0.50 | 0.14 | 2.008 | |

① 河南地调一队,河南岩矿测试中心, 1989。熊耳山地区蚀变构造岩型金矿成矿地质条件及富集规律研究(科研报告)。

属硫化物金矿石中比值为 1.90。王广兰等（1998）测得小秦岭东闯金矿的 $w$（Co）/$w$（Ni)为 1.223～9.253，平均值为 4.99，均方差为 3.02。黄铁矿 $w$（Co）/$w$（Ni）值随深度变化无明显规律，S60 号矿脉 8 个样品变化范围为 0.479～4.19，平均值为 2.074，均方差为 1.37。薛良伟等（1996）测得 303 号石英脉金矿中，富矿（$w$（Au）=（156～387）$\times10^{-6}$）中黄铁矿的 $w$（Co）/$w$（Ni）为 0.34～1.08，平均值为 0.75，均方差为 0.387，小秦岭地区含金黄铁矿中 $w$（Co）/$w$（Ni）比值绝大部分大于 1，表明其为深部来源。

小秦岭地区石英脉金矿中黄铁矿以分子式中 $w$（S）/$w$（Fe）值绝大部分接近 2 为特征，如 303 号石英脉金矿中，富矿黄铁矿（$n$=4）$w$（S）/$w$（Fe）为 1.886～2.005，平均值为 1.939，均方差为 0.051。304 号石英脉型金矿多贫矿（$w$（Au）为 $12.9\times10^{-6}$），黄铁矿的 $w$（S）/$w$（Fe）为 1.9991。305 号无矿石英脉黄铁矿的 $w$（S)/$w$（Fe)值为 2.069，明显富硫。

黎世美等（1996）对 S60 矿脉不同标高的黄铁矿进行了化学分析：标高 2056～1904 m，黄铁矿的 $w$（S）/$w$（Fe）为 1.9973～2.0150，5 个样品平均值为 2.0059，均方差为0.0078；标高 1904～898 m，$w$（S）/$w$（Fe）皆在 2 以下，4 个样品平均值为 1.94743，均方差为 0.0185，硫明显亏损。

小秦岭金矿的黄铁矿分子式中 $w$（S）/$w$（Fe）比值与胶东金矿黄铁矿分子式中 $w$（S)/$w$（Fe）比值（占 81.25%）者<2 是一致的；和前苏联一些金矿黄铁矿（$w$（S)/$w$（Fe）<2 者占 80%）也完全一致。小秦岭文峪金矿床黄铁矿的 $w$（Au）/$w$（Ag）比值，在石英-硫化物阶段（Ⅱ-1）为 1.18，在多金属硫化物阶段为 0.53（黎世美等，1996）。也表明金矿属深源热液矿床。

（2）蚀变岩型金矿中黄铁矿的成分特征

蚀变岩型及爆破角砾岩型金矿中黄铁矿的 Fe、S 等主量元素含量和微量元素成分与石英脉型金矿的基本相似。但 Ag、As、Te 及 Au/Ag、Co/Ni 均比石英脉型高（表 3-16），尤其 Te 元素可以达到 $211.7\times10^{-6}$，显然同上宫、北岭、前河等矿床碲金矿含量高有关，Ag 含量普遍高于石英脉型矿床（表 3-15）。

上宫、前河蚀变岩型金矿，康山石英脉型金矿，S/Fe（原子比）均为 2.00 左右，与黄铁矿分子的理论值一致。北岭金矿黄铁矿的 $w$（S）/$w$（Fe）>1.148，属于富硫型。店房爆破角砾岩型金矿 S/Fe（原子比）小于 1.99，属贫硫富铁型。

上宫、北岭、康山金矿主成矿期形成的黄铁矿 $w$（Co）/$w$（Ni）皆小于 1，按刘英俊等（1991）的意见，这类金矿应与沉积作用有关，但根据本区地质实际情况分析，主要是由该矿床的成矿温度较低（100～250℃）造成的。前河蚀变岩型金矿，成矿温度（270～287℃）相对较高，其 $w$（Co）/$w$（Ni）比值多数接近于 1 左右，而不能认为其与沉积作用有关。

除此以外，蚀变岩型金矿的黄铁矿中还含有较多的 As 和 Te 元素，As、Te 属硫族元素，在黄铁矿中可以取代硫。富 Au 黄铁矿中经常含 As，其含量与成矿温度正相关，一般成矿温度低其含量高，温度高其含量低。熊耳山地区北岭、上宫、前河蚀变岩型金矿成矿温度低，含 As 最高达（200～11200）$\times10^{-6}$。

蚀变岩型金矿黄铁矿内 $w$（Au）/$w$（Ag）比值变化较大，多数小于 1，上宫、康

山、北岭金矿比值为0.12～0.30，前河金矿比值为0.01～1.42。这与成矿温度较低有关。

根据杜乐天（1989，1992、1996）关于幔汁理论的研究，Hg、Sb、Te这些挥发性亲硫元素，都是地球脱气化时由地幔逸出的挥发分。熊耳山地区金矿床中这些挥发性元素的富集也是其成矿流体主要来源于地幔的一个重要证据。

（3）爆破角砾岩型金矿中黄铁矿的成分特征

爆破角砾岩型金矿黄铁矿的微量元素中比较明显的是Au、Ag、Co、Ni、As，均明显高于石英脉型和蚀变岩型金矿（表3-15）。据对祁雨沟金矿5个黄铁矿的探针分析（邵克忠等，1992），祁雨沟金矿中黄铁矿的 $w$（Fe）为 $45.60\times10^{-2}$，$w$（S）为 $33.77\times10^{-2}$，$w$（S）/$w$（Fe）为2.027和2.019，接近理论值或属弱富硫型。店房金矿黄铁矿的S/Fe（原子比）为1.876，属贫硫型。

祁雨沟金矿 $w$（Co）/$w$（Ni）比值为2.64～4.00，店房金矿 $w$（Co）/$w$（Ni）比值为6.2，两者皆大于1。祁雨沟金矿 $w$（Au）/$w$（Ag）比值为2.76～16.3，店房金矿 $w$（Au）/$w$（Ag）比值为0.23。以上元素比值都与爆破角砾岩型金矿成矿温度高、成矿流体来源深有关。

**4. 不同类型金矿中黄铁矿的热电性**

黄铁矿是半导体矿物，在其两端有温差存在时会产生温差电热势，这种现象称热电效应或电热性，这种电动势称热电动势。一般认为这种电动势的产生与黄铁矿中异价元素的类质同象置换所形成的局部阴、阳离子过剩有关，当黄铁矿内部晶格中有杂质元素进入并使其能给出电子时，就会产生多余的价电子，这种杂质元素称为施主杂质元素，具有施主杂质的黄铁矿称N型导体黄铁矿，N型半导体为电子型导电。当进入黄铁矿晶格的杂质元素，使其产生电价不足时，晶格出现了多余空穴，容易接受外来电子，这种杂质元素，称受主杂质（元素）。具有受主杂质元素的黄铁矿称为P型黄铁矿，P型半导体为空穴导电。若热电系数，即电热率为 $\alpha$，则 $+\alpha$ 属P型，$-\alpha$ 属N型。不难看出，黄铁矿的导型（N或P）和热电系数（$\pm\alpha$，$\pm\mu V/℃$）主要取决于类质同象杂质元素的种类、浓度和晶体结构缺陷类型。黄铁矿中常见的施主元素是呈类质同象状态的 $Co^{2+}$、$Ni^{2+}$ 以及 $Cu^{2+}$、$Zn^{2+}$ 等。黄铁矿中替换硫的As（Te、Sb）是最常见的受主元素，因As的价电子比 $S_2$ 少1，所以每个As原子进入黄铁矿晶格后，将使黄铁矿增加一个空穴。Co的 $3d$ 电子比Fe多1，Ni的 $3d$ 电子比Fe多2，它们进入黄铁矿晶格中将分别使黄铁矿增加1或2个电子，因而可推导出以下公式：

$$A=\text{As含量/As原子量}-(\text{Co含量/Co原子量}+2\text{Ni含量/Ni原子量})$$

$A$ 值可粗略反映黄铁矿中空穴或电子含量。当 $A$ 为正值时，黄铁矿的空穴多于电子，黄铁矿即为空穴导电；当 $A$ 为负值时，反映了黄铁矿中电子多于空穴，为电子型导电（杨国杰等，1992）。黄铁矿的导型还与黄铁矿晶体中S、Fe含量有关，一般情况下，当黄铁矿中Fe多S少时，黄铁矿热电系数为负值（电子型）；S多Fe少时，黄铁矿的热电系数为正值（空穴型）。

研究表明As、Sb、Co、Ni等以类质同象进入黄铁矿晶格时，明显受温度的影响，高温有利于Co、Ni代替黄铁矿中的Fe；而As、Sb在黄铁矿结构中不稳定，低温有利于As、Sb进入黄铁矿代替硫。因此，高温形成的黄铁矿为N型，低温形成的黄铁矿为P型，中温形成的黄铁矿为N-P混合型。所以当多数黄铁矿的热电性为P型或N-P混合型

时，成矿温度较低，一般在 200℃ ±；当其热电性为 N 型或 N-P 混合型时，成矿温度较高，大于 250℃（杨国杰等，1992）。

小秦岭-熊耳山地区，不同类型的金矿中黄铁矿的热电性各具特色（表 3-16）。

**表 3-16　熊耳山地区金矿中黄铁矿热电系数（μV/℃）表**

| 序号 | 矿区 | 导型 | N 型出现率/% | 变化范围 | 平均值 | 极差 | 资料来源 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 祁雨沟 | N | 100 | −479.28～−182.14 | −290.89 | 297.14 | ① |
| 2 | | N | 100 | −429.28～−180.71 | −273.35 | 248.57 | |
| 3 | | N | 100 | −298.7～−140.4 | −266.6 | 158.30 | 邵克忠，1989 |
| 4 | 店房 | N | 100 | −263.57～−152.14 | −202.71 | 111.43 | ① |
| 5 | 店房（Ⅰ） | N | 100 | −148.7～−111.2 | −132.13 | 37.50 | 任富根等，1996 |
| 6 | 店房（Ⅱ） | N、P | | −158.7+338.7 | | 497.4 | |
| 7 | 店房（Ⅱ） | N、P | | −248～+492 | | 586.7 | |
| 8 | 店房（Ⅲ） | N | | −131.4 | | | |
| 9 | 康山 | N | 85 | −411.43～+339.28 | −170.00 | 750.28 | ① |
| 10 | 瑶沟 | N、P | | −667.1～+390.0 | −278.5 | 1057.10 | ② |
| 11 | 瑶沟 | N、P | | −644.3～+388.6 | −282.8 | 1032.9 | |
| 12 | 北岭 | P | 0 | +227.86～+135.00 | +186.25 | 92.86 | ① |
| 13 | | N | | −132（杏仁体内） | | | 任富根等，1996 |
| 14 | 北岭（Ⅱ） | P | 0 | +126～+167 | +143 | 41 | |
| 15 | 北岭（Ⅱ） | N、P | | −109～+54 | | 163 | |
| 16 | 北岭（Ⅲ） | P | 0 | +104～+166 | +143 | 62 | |
| 17 | 北岭（Ⅲ） | N、P | | −104+51 | | 155 | |
| 18 | 上宫 | P | 0 | +380.00～+92.14 | +176.80 | 472.54 | ① |
| 19 | 上宫（Ⅰ） | N | | −238.5 | | | 黎世美等，1993 |
| 20 | 上宫（Ⅱ） | N、P | | −144.8～+232.28 | | 377.08 | |
| 21 | 前河 | N | 100 | −326.43～−103.57 | −195.82 | 430 | ① |
| 22 | | N | 100 | −334.28～−145.71 | −223.17 | 479.99 | |
| 23 | | N | 100 | −396.43～−147.14 | −202.71 | 543.57 | |
| 24 | | N、P | 45 | −180.7～+390 | +79.96 | 570.7 | ③ |
| 25 | | P | 0 | +30～+520.7 | 238.86 | 550.7 | |

①赵太平，曹高社，薛良伟等。河南省熊耳群分布区金矿成矿构造动力学条件及其控岩控矿机制研究报告，1995。

②张邻素等。熊耳山南麓金矿成矿特征及找矿方向（科研报告），1992。

③河南省岩矿测试中心。河南省嵩县前河金矿甚沟东段找矿矿物学研究（科研报告），1991。

小秦岭石英脉型金矿中黄铁矿的导型主要为 N 型，如东闯 507 号脉 104 件黄铁矿中，100 件黄铁矿的导型为电子型（N 型），4 件为混合型（P-N 型），黄铁矿的热电系数为 −157.4 μV/℃（王广兰等，1998）。对桐沟 303 号脉 700 余粒黄铁矿进行测定，仅有 6 粒为空穴型（P 型），其余全为 N 型，占 99.2%。黄铁矿的热电系数为（−132.6～

－197.5）μV/℃，均为N型（薛良伟等，1996）。文峪S505脉和杨砦峪S60脉的黄铁矿，不论矿化阶段或产出标高，均属电子型（N型），黄铁矿的热电系数S505脉最大为－33.0 μV/℃，最小为－313.4 μV/℃，一般为（－131～－170）μV/℃之间，S60脉主成矿阶段黄铁矿的热电系数最大为－122 μV/℃，最小为－258 μV/℃，一般为（－150～－213）μV/℃（黎世美等，1996）。304、305脉黄铁矿均属电子型（N型），小秦岭含金石英脉中黄铁矿的这种特征，反映了其形成温度相对较高，并且与其黄铁矿中Co、Ni含量较高、$w$（Co）/$w$（Ni）比值多数大于1相一致。

熊耳山地区以蚀变岩型和爆破角砾岩型为主的金矿床中黄铁矿的热电系数、导型各不相同（表3-15）。爆破角砾岩型的祁雨沟金矿黄铁矿的$A$值为－872～－786，热电系数为（－140.4～－479.28）μV/℃，导型均为N型；店房金矿黄铁矿的热电系数为（－248～＋492）μV/℃，导型为N型和N-P型。蚀变岩型金矿中，北岭金矿$A$值为14729，主成矿阶段主要形成P型黄铁矿，成矿晚期阶段主要形成N-P型黄铁矿；上宫金矿$A$值为14238，早期成矿阶段出现N型黄铁矿，主成矿阶段形成P型、N-P型黄铁矿；前河金矿主要为N型黄铁矿，局部出现N-P混合型黄铁矿。这一特征与黄铁矿成矿温度有关，爆破角砾岩型金矿形成温度高，蚀变岩型金矿成矿温度相对较低。但前河蚀变岩型金矿，由于具有相对较高的成矿温度，故亦以N型为主。

## （二）贵金属矿物及其标型特征与金矿的成因关系

贵金属矿物的种类、含量、成色对了解矿床的成因、演化、成矿物质来源等具有重要的理论和实际意义。

**1．贵金属矿物的种类**

大量的测试表明，小秦岭-熊耳山地区的金矿床中，贵金属矿物主要为自然金、银金矿和少量的碲金矿、针碲金银矿等金的碲化物，三类贵金属矿物在区内绝大部分金矿中均见发育，但不同种类的贵金属矿物在不同的矿床，特别是在不同类型矿床间的发育程度有着一定差异，呈现有规律的变化（表3-17）。

**表3-17　小秦岭-熊耳山地区金矿中贵金属矿物组成表**

| 矿床 | | 胭脂河 | 葫芦沟 | 文峪S505 | 杨砦峪S60 | 金桐岔S9 | 桐沟S303 | 樊岔 | 半宽 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 矿物 | 自然金 | ＋＋＋ | ＋＋＋ | ＋＋＋ | ＋＋＋ | ＋＋＋ | ＋＋＋ | ＋＋＋ | ＋＋＋ |
| | 银金矿 | ＋＋ | ＋ | ＋ | ＋ | ＋ | ＋ | ＋ | ＋＋ |
| | 金碲化物 | ＋ | ＋ | ＋ | ＋ | ＋ | ＋＋ | ＋ | |
| 矿床类型 | | 石　英　脉　型 | | | | | | | |

| 矿床 | | 康山星星印 | 申家窑 | 北岭 | 前河 | 上宫 | 青岗坪 | 祁雨沟 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 矿物 | 自然金 | ＋＋＋ | ＋＋ | ＋＋ | ＋＋ | ＋＋＋ | ＋＋＋ | ＋＋＋ |
| | 银金矿 | ＋ | ＋＋＋ | ＋＋ | ＋＋＋ | ＋ | ＋ | ＋＋ |
| | 金碲化物 | | | ＋＋ | ＋ | ＋＋ | ＋ | ＋ |
| 矿床类型 | | 蚀　变　岩　型 | | | | | | 爆破角砾岩 |

注：＋＋＋ 主要；＋＋ 少量；＋ 微量。

在石英脉型金矿中和爆破角砾岩型金矿中贵金属矿物主要为自然金，少量银金矿，而蚀变岩型金矿中，大部分矿床中出现较多的是银金矿，部分矿床（如前河金矿）的贵金属矿物甚至主要为银金矿。属于例外的是上宫和北岭金矿，在两矿床中贵金属矿物仍以自然金为主，并有较多的碲金矿。研究表明碲的存在，可使矿床中金趋于呈自然金状态出现。

同一矿床中，随着成矿作用的由早到晚演化，贵金属矿物的出现也呈有规律的变化，成矿早期以自然金为主，而成矿中晚期开始出现银金矿、金的碲化物。

自然金在同一类型金矿中不同成矿阶段的产出强度也不一样。小秦岭地区，成矿早期少量出现自然金，在石英-黄铁矿阶段自然金开始大量出现（部分矿床中有少量银金矿出现），到了多金属硫化物阶段，虽然仍以自然金为主，银金矿属少量，但与本阶段早期相比却明显增多。到了成矿晚期，大多数金均已沉淀，仅见少量自然金。熊耳山地区也有相同的变化趋势，只是由于蚀变岩型金矿成矿温度相对较低，贵金属矿物中银金矿的比例很大，出现的时间也较早，成矿早期，部分矿床中可见自然金，在石英-黄铁矿（黄铁绢英岩化）阶段虽然主要为自然金，但也见相当多的银金矿出现，到多金属硫化物阶段，银金矿成为主要矿物。金的碲化物在第Ⅱ阶段即已开始出现，并延续到成矿晚期。

**2．金的成色**

金的成色高低不仅是衡量 Au 矿石质量的重要指标，而且它还可以对金矿生成的物理、化学条件和金矿成因提供重要信息。小秦岭-熊耳山地区金矿床中金的成色在不同矿床类型、同一类型不同成矿阶段、成矿深度以及碲化物的出现与否等都发生规律性的变化（表 3-18）。小秦岭金矿田中，金矿物以自然金为主，成色较高，平均在 844～937 之间，个别矿床，如文峪金矿金矿物成色平均值较低，这可能与该矿床主要以多金属硫化物阶段为主、形成温度较低有关。崤山地区金矿的金矿物成色变化较大，申家窑金矿为 768～922，半宽金矿 1 号矿带为 862～727，9 号矿带为 748～772，与小秦岭相比有降低的趋势。熊耳山地区金矿床中金矿物成色不同矿床有明显的差异，一类是以星星印蚀变岩、前河和庙岭为代表的区内绝大多数蚀变岩型金矿，其金矿物成色平均值小于 813，这和金矿物大多数属银金矿及蚀变岩型金矿、成矿温度较低、定位较浅相一致；另一类是上宫、北岭等金矿，虽也为典型的蚀变岩型金矿，成矿温度较低，但其金矿物成色却与小秦岭矿床相近，为 899～914，这可能与两矿床中出现有较多的碲化物有关。祁雨沟爆破角砾岩型金矿的形成温度较高，矿床中自然金的成色也较高，平均达 871.42。但店房爆破角砾岩型金矿金的成色却较低，与蚀变岩型金矿相当，这可能与该矿床虽属爆破角砾岩型，但成矿明显受叠加在角砾岩筒南侧的 EW 向构造控制，使其成矿表现出较多蚀变岩型金矿特征有关。以上说明本区金的成色受成矿温度制约。

随着成矿作用时间变化，由早到晚，矿床中金矿物的成色也呈有规律的变化（表 3-19）。石英脉型金矿随成矿作用由早到晚，金矿物成色由 968-940-870 变化，蚀变岩型金矿由 929.4-942.7 向 876.7-899 变化。爆破角砾岩型金矿也表现出相同的特征，如祁雨沟金矿早期以包体金为主，金成色为 973，随着成矿作用的进行，出现粒间金、裂隙金，晚期出现大量裂隙金，其成色分别为 972 和 780。崤山地区金的成色由早期的 727-862 向晚期的 748-772 变化。由于星星印金矿成矿早期以自然金为主，晚期出现大量银金矿，其成色也表现为随着成矿作用由早到晚，成矿温度由高到低，金矿物成色由高到低变化。

随着成矿深度的变化，矿床中金矿物成色也有明显的变化（表 3-20），随着标高由高

到低，金矿物的成色均表现出增高的趋势。这与随着标高由高到低，其成矿温度增高相一致。部分矿床如前河金矿浅部金矿物成色相对较高，这可能与浅部矿石受到明显氧化有关。在浅部氧化条件下，金可进一步溶解、聚集净化，使得其成色增高。

**表 3-18　小秦岭-熊耳山地区金矿中金矿物的成色分析结果表**

| 矿床 | 胭脂河 | 潼关 | 东桐峪 | | S505 | | S507 | S60 | S9 | S303 | 樊岔 | 仓竹峪 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 金成色 | 864 | 938 | 977 | 888 | 825 | 745～ | 835～ | 930 | 899 | 942 | 938 | 911 |
| | 825 | 953 | 959 | 871 | 653 | 893 | 954 | 954 | | 864 | 830 | 911 |
| | 844 | 940 | 921 | 998 | 892 | | | 965 | | 939 | | |
| | | 955 | 785 | 849 | 686 | | | 956 | | 871 | | |
| | | 914 | 784 | 826 | 751 | | | 933 | | 863 | | |
| | | 884 | 919 | 771 | 761 | | | 961 | | 903 | | |
| | | 713 | 917 | 990 | 901 | | | 869 | | 886 | | |
| | | 693 | 793 | 976 | 736 | | | 966 | | | | |
| | | | 921 | 995 | | | | 899 | | | | |
| | | | 934 | 920 | | | | | | | | |
| | | | 870 | 788 | | | | | | | | |
| | | | 990 | 932 | | | | | | | | |
| | | | 980 | 536 | | | | | | | | |
| | | | 866 | | | | | | | | | |
| | | | 903 | | | | | | | | | |
| | | | 991 | | | | | | | | | |
| 平均值 | 844.33 | 873.75 | 888.27 | | 775.63 | | 870 | 937 | | 895.43 | 884 | 911 |

| 矿床 | 枪马 | 申家窑 | 半宽1号带 | 半宽9号带 | 星星印 | 前河 | 北岭 | 上宫 | 庙岭 | 店坊 | 祁雨沟 | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 金成色 | 959 | 768 | 862 | 748～ | 770.13 | 835 | 944.43 | 945 | ＜800 | 812.8 | 949 | 864 |
| | 745 | 922 | 727 | 772 | 770.05 | 838 | | 938 | | 826.2 | 949 | 864 |
| | | | | | 743.3 | 773 | 854 | 906 | | 820 | 811 | 811 |
| | | | | | 844.1 | 700 | | 984 | | 746.5 | 810 | 649 |
| | | | | | 837.3 | 541 | | 925 | | 547.76 | 807 | 799 |
| | | | | | 918.2 | 796 | | 921 | | | 784 | 971 |
| | | | | | | 736 | | 927 | | 593.3 | 782 | 973 |
| | | | | | | 650 | | 771 | | | 785 | 933 |
| | | | | | | 885 | | | | | 968 | 938 |
| | | | | | | 956 | | | | | 917 | |
| | | | | | | 917 | | | | | 969 | |
| | | | | | | | | | | | 983 | |
| 平均值 | 852 | | | | 813.84 | 784.27 | 899 | 914.63 | | 724.44 | 871.42 | |

以上表明，从以石英脉型为代表的小秦岭金矿区到以蚀变岩型为代表的熊耳山金矿区，矿床中金矿物种类，由以自然金为主，至出现少量银金矿、碲化物逐渐变为以自然金、银金矿为主，甚至出现以银金矿为主、含少量自然金和碲化物的矿床，金矿物成色亦由高到低变化。在不同的成矿阶段，即由成矿早期到成矿晚期，也呈现出同样的变化。这

些变化又都与成矿温度由高到低变化相一致。虽然影响金成色的因素很多，但就本区而言，成矿温度确是最主要的因素。

**表 3-19　小秦岭-熊耳山地区不同世代矿化金矿中金的成色表**

| 矿床 | | 文峪 S505 | 杨砦峪 S60 | 小秦岭石英脉型（方耀奎） | 葫芦沟 | 崤山 | 祁雨沟 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 成矿时代 | Ⅰ | | | 976.19<br>991.67<br>968 | | | 973 |
| | Ⅱ-1 | 828.4 | 937 | 902.39<br>988.11<br>940 | 929.4<br>942.7 | 727<br>862 | 972 |
| | Ⅱ-2 | 696.7 | | 809.33<br>910.27<br>870 | 876.7<br>899 | 748<br>772 | 780 |
| | Ⅲ | | | | | | |

据罗铭玖等（1992）、方耀奎（1985）、邵克忠等（1992）、胡正国等（1994）、张荫树等（1986，河南省金矿形成条件和成因类型研究）等人资料综合。

**表 3-20　小秦岭-熊耳山金矿床不同标高的金矿物成色表**

| Q01 | | 东桐峪 Q8 | | 文峪 S505 | | 杨砦峪 S60 | | 前河 | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 标高 | 金成色 | 标高 | 金成色 | 标高 | 金成色 | 标高 | 金成色 | 标高 | 金成色 |
| 775 m | 990 | 1220 m | 959 | 1787 m | 825 | 2056 m | 930 | 635 m | 835 |
| 775 m | 976 | 1125 m | 785 | 1687 m | 892 | 1996 m | 954 | 620 m | 838 |
| 773 m | 977 | 1090 m | 934 | 1524 m | 901 | 1872 m | 956 | | 773 |
| 680 m | 995 | 1060 m | 784 | 1755 m | 653 | 1833 m | 956 | | 700 |
| | | | | 1650 m | 686 | 1790 m | 933 | 610 m | 541 |
| | | | | 1590 m | 761 | 1967 m | 961 | | 796 |
| | | | | 1524 m | 736 | 1936 m | 869 | 605 m | 736 |
| | | | | | | 898 m | 966 | | 885 |
| | | | | | | 898 m | 899 | 560 m | 956 |
| | | | | | | | | | 917 |

据陕西第六地质队（1985）“陕西小秦岭金矿脉体评价标志及找矿方向研究报告”，河南省第一地质调查队、河南省岩矿测试中心（1989）“熊耳山地区构造蚀变岩型金矿成矿地质条件及富集规律研究报告”综合。

此外碲化物的出现也会对金的成色有重要影响，如上宫、北岭两矿床，虽然也为蚀变岩型矿床，成矿温度也较低，但自然金的成色却很高，与矿床中出现大量的碲化物不无关系。对于金银矿物，在 Te 的作用下，可以出现如下反应（张招崇，1997）：

$$Au + Te_2 = AuTe_2$$

$$4Ag\ (\text{自然金中}) + Te_2 = 2Ag_2Te$$

$$\text{其}\quad \lg f_{Te_2} = \frac{1}{4.576T}\{-55055 + 27.66T - 18.306T\lg N_{Ag} + 4\ (1 - N_{Ag})^2 \times [5650 - 1600\ (1 - N_{Ag}) - 1.375T]\}$$

$$\lg f_{Te_2} = \frac{1}{4.576T}\{-50197 + 16.32T - 18.296T\lg N_{Ag} + 4(1-N_{Ag})^2 \times [5650 - 1600(1-N_{Ag}) - 1.375T]\}$$

两式适用的温度范围分别为 298.15～428.15 K 和 428.15～800.15 K，如在一定的温度下对两方程式等号两边分别求导数，均可得（$\lg f_{Te_2}$）<0，也就是说 $\lg f_{Te_2}$ 与 $N_{Ag}$ 呈反相关关系，即与自然金的成色呈正相关关系。

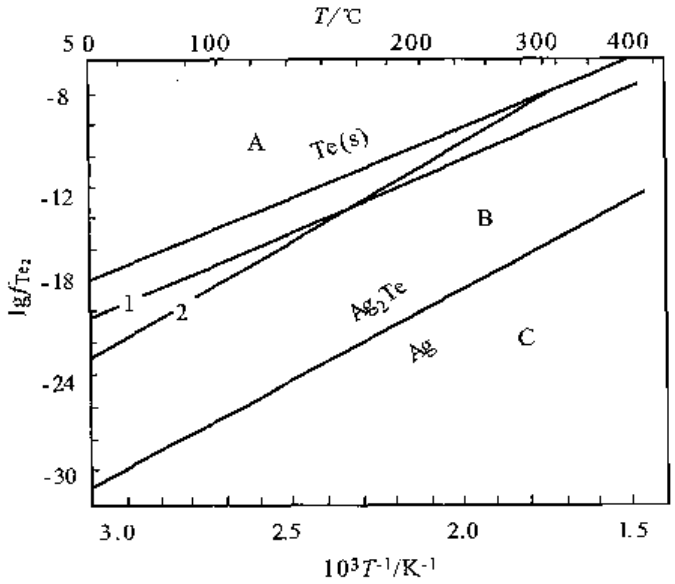



图 3-8 $f_{Te_2}$-$T$ 图解

（据张招崇，1997）

1—Au-AuTe；2—PbS-PbTe

A—固相自然碲区；B—其他碲化物区；C—非碲化物区

Te 元素对金矿的形成有重要的影响，图 3-8 是一定硫逸度下的 $f_{Te_2}$-$T$ 图解：由图可以看出：①形成碲银矿所需 $f_{Te_2}$ 最低，因此，当成矿溶液中 Ag 达到一定的浓度，在形成碲金矿的同时，肯定会形成碲银矿，这样由于溶液中先消耗了大部分 Ag，导致了沉淀的自然金成色较高。②自然碲的出现表现了成矿液 $f_{Te_2}$ 较高，由于 $f_{Te_2}$ 与金成色呈正比，自然碲出现的矿床，其自然金成色也较高。这便是上宫与北岭两金矿金成色相对于其他蚀变岩型金矿较高的原因。

区内金矿床中贵金属碲化物广泛分布是一个很重要的特征。绝大多数矿床均或多或少地出现金、银碲化物类矿物，由于 Te 是地幔脱弃而逸出的成分（杜乐天，1989，1992），它就指示了本区金矿的地幔来源特征。世界上虽然碲化物型金矿数量不多，但绝大多数该类矿床均与碱性、偏碱性侵入体或火山岩有关。如亚美尼亚的 Megradzor 金矿，冀北东坪金矿，江苏铜井金矿、溧水金矿，浙江银坑山金矿等碲化物型金矿床，虽然产生围岩不同，但均反映具有拉伸背景，绝大部分矿床与这种拉伸背景下的深源岩浆活动有一定关系，反映了成矿物质的深源特征。碲在地球各圈层中的分布明显不同，地壳含量为 $0.0006\times10^{-6}$，地幔为 $0.001\times10^{-6}$，表明 Te 主要赋存在地幔中，因此金矿中碲化物的出现，表明 Au 的成矿物质来自于地幔。

**3．自然金的粒度特征**

区内金矿床中自然金粒度统计结果列于表 3-21，由表可见区内金矿床中自然金的粒度从巨粒到微粒均有分布，但以中细粒为主（多数粒度在 0.01～0.075 mm），个别矿床中出现较多的微粒金和巨粒金（>0.295 mm）。

**4．金矿物的嵌布方式**

区内金矿床中金矿物形态多种多样，呈等粒状、乳滴状、不规则状、自形晶等，但主要呈包裹金、粒间金和裂隙金三种嵌布方式，不同类型金矿的嵌布方式不同（表 3-22、3-23）。

**表 3-21　小秦岭-熊耳山地区金矿中金矿物的粒度特征表**

| 矿　床 | 金硐岔 S9 | | 安底 S0 | | 秦山 S59 | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 粒径/mm | 粒数 | 占总数之比/% | 粒数 | 占总数之比/% | 粒径/mm | 粒数 | 占总数之比/% |
| 0.001～0.004 | 101 | 21.09 | 103 | 29.10 | <0.01 | 5 | 8.9 |
| 0.004～0.01 | | | 49 | 13.84 | 0.01～0.02 | 18 | 32.1 |
| 0.01～0.04 | 207 | 43.22 | 112 | 31.64 | 0.02～0.042 | 23 | 41.1 |
| 0.04～0.1 | 107 | 23.33 | 63 | 17.80 | 0.042～0.076 | 6 | 10.7 |
| >0.1 | 64 | 13.66 | 27 | 7.63 | >0.076 | 4 | 7.1 |
| 资料来源 | 罗铭玖、王亨治等，1992 | | | | | | |
| 前　埝 | 邢雨沟 | | 星星印 | | | | |
| 粒径/mm | 粒数 | 占总数之比/% | 粒数 | 占总数之比/% | 粒径/mm | 粒数 | 占总数之比/% |
| <0.01 | 120 | 55.29 | 140 | 42.55 | <0.01 | 53 | 0.94 |
| 0.01～0.037 | 44 | 20.27 | 129 | 39.21 | 0.01～0.04 | 85 | 1.51 |
| 0.37～0.074 | 22 | 10.13 | 44 | 13.37 | 0.04～0.07 | 168 | 2.98 |
| 0.074～0.295 | 29 | 13.36 | 16 | 4.86 | 0.07～0.1 | 339 | 6.02 |
| >0.295 | 2 | 0.9 | | | >0.1 | 4937 | 88.55 |
| 资料来源 | 邵克忠等，1992 | | ① | | ② | | |

| 矿　床 | 小南沟 | 上　宫 | | 北　岭 |
|---|---|---|---|---|
| 粒径/mm | 占总数之比/% | 粒数 | 占总数之比/% | 占总数之比/% |
| 0.01 | 17.56 | <0.01 | 3 | 20.32 |
| 0.01～0.037 | 42.44 | 0.01～0.075 | 83.26 | 41.91 |
| 0.037～0.074 | 38.57 | 0.075～0.2 | 13.27 | 30.16 |
| >0.074 | 1.43 | | | 7.71 |
| 资料来源 | 黎世美等，1993 | | | 任富根等，1996 |

①黄金十四支队。河南省白土乡星星印金矿区勘探地质报告，1993。

②河南省岩石矿物测试中心。河南省嵩县前河金矿葛沟东段找矿矿物学研究（科研报告），1991。

**表 3-22　小秦岭地区金矿不同矿化阶段金矿物的嵌布特征表**

| 矿化期 | | Ⅰ | Ⅱ-1 | Ⅱ-2 | Ⅲ |
|---|---|---|---|---|---|
| 光片总面积（$\mu^2$） | | $5073\times10^6$ | $5190\times10^6$ | $3950\times10^6$ | $2250\times10^6$ |
| 包于黄铁矿中的金 | 粒数 | 11 | 6 | 2 | 0 |
| | 平均面积 | 121.74 | 235.98 | 238.48 | 0 |
| | 占金总粒数 | 8.8 | 1.45 | 2.78 | 0 |
| | 占金总面积 | 4.54 | 1.48 | 0.89 | 0 |
| 充填于黄铁矿间隙中的金 | 粒数 | 114 | 284 | 40 | 0 |
| | 平均面积 | 246.74 | 425.25 | 549.80 | 0 |
| | 占金总粒数 | 91.2 | 68.27 | 55.55 | 0 |
| | 占金总面积 | 95.46 | 89.53 | 41.27 | 0 |
| 充填于石英或其他矿物中的金 | 粒数 | | 123 | 30 | 4 |
| | 平均面积 | | 70.71 | 1027.53 | 48.17 |
| | 占金总粒数 | | 29.78 | 41.67 | 10 |
| | 占金总面积 | | 8.99 | 57.84 | 100 |

注：据王亨治，栾世伟等，1985，“小秦岭金矿成矿地质条件和富集规律研究（科研报告）”整理。

小秦岭石英脉型金矿主要为裂隙金，金主要产在石英、黄铁矿等矿物的裂隙中，在三个矿化阶段中裂隙金的面积比均占95%以上，而且从第一阶段到第三阶段递增。包裹于黄铁矿中的金是微量的，面积比低于5%，而且从第一阶段到第三阶段递减。金的赋存状态比较简单，金粒较小。第二成矿阶段金的赋存状态比较复杂，金粒较大。

熊耳山地区蚀变岩型金矿中金矿物也主要呈包裹体金、粒间金和裂隙金三种嵌布方式，但各种嵌布方式所占的比例与小秦岭石英脉型金矿相比有着明显的差别（表3-23）。许多典型的蚀变岩型金矿中金矿物嵌布方式表现出以粒间金和包裹体金为主的特征，出现这些差别的原因可能是两类矿床中金的沉淀机制不同。小秦岭石英脉型金矿中，水-岩交换相对较弱，金的沉淀主要是由于溶体自身物化条件变化如温度、压力及与大气水混染而引起的 $f_{O_2}$ 变化的结果。而熊耳山地区蚀变岩型金矿，水-岩交换作用强烈，金的沉淀主要受水-岩交换过程中溶体热液物化变化条件影响，并且在这种情况下，流体呈弥散状分布在岩石中，水-岩交换引起的物化条件变化不能迅速地均一化，使得溶液中的金矿物随蚀变矿物的生成就地沉淀下来，分布在矿物粒间或被晚期生成的矿物包裹。

**表3-23　熊耳山地区金矿中金矿物的嵌布特征**

| | | 星星印 | 北岭 | 前河 | | 庙岭 | 祁雨沟 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 粒间金 | 石英 | 3.34 | 6.89 | | | 2.36 | |
| | 多金属硫化物 | 0.91 | | | | | |
| | 多金属与石英 | 0.30 | 4.60 | | | | |
| | 黄铁矿与石英 | 1.22 | 24.09 | | | | |
| | 黄铁矿与黄铜矿 | 1.52 | | | | | 17.65 |
| | 褐铁矿与石英 | 0.3 | | | | 48.81 | |
| | 褐铁矿 | 0.3 | | | | | |
| | 黄铜矿与方铅矿 | | | | | | 0.79 |
| | 黄铁矿 | | | | | | 3.01 |
| | 合计 | 7.7 | 35.58 | 183 | 98.92 | 51.17 | 21.45 |
| 包体金 | 黄铁矿 | 9.12 | 33.22 | | | | |
| | 石英 | 12.16 | 12.71 | | | | |
| | 黄铜矿 | 3.95 | | | | | |
| | 多金属硫化物 | 1.22 | 2.17 | | | | |
| | 褐铁矿 | 4.86 | | | | | |
| | 合计 | 31.31 | 48.1 | 1 | 0.54 | 15.74 | 26.27 |
| 裂隙金 | 黄铁矿 | 2.43 | | | | | |
| | 石英 | 0.3 | 16.32 | | | | |
| | 多金属硫化物 | 6.38 | | | | | |
| | 多金属与石英 | 15.20 | | | | | |
| | 黄铁矿与石英 | 16.11 | | | | | |
| | 黄铁矿与黄铜矿 | 10.33 | | | | | |
| | 褐铁矿与石英 | 0.61 | | | | | |
| | 黄铁矿与褐铁矿 | 0.61 | | | | | |
| | 合计 | 51.98 | 16.32 | 1 | 0.54 | 33.09 | 52.28 |

据黄金十四支队，河南省白土乡星星印金矿区勘探地质报告，1993；河南地调一队、河南省岩矿测试中心，熊耳山地区构造蚀变岩型金矿成矿条件及富集规律研究报告，1989；河南省岩矿测试中心，河南省嵩县前河金矿甚沟段找矿矿物学（科研报告），1991。

金矿床中金矿物的嵌布方式，随成矿作用由早到晚变化，表现出与小秦岭金矿相同的特征（表 3-24），如星星印金矿床中，早期主要为包体金和粒间金，晚期出现较多的裂隙金。

**表 3-24　星星印金矿不同矿化阶段金矿物嵌布特征**

| 矿化期次 | Ⅰ | Ⅱ-1 | Ⅱ-2 | Ⅲ |
|---|---|---|---|---|
| 嵌布方式 | 自然金较小，主要呈包体金赋存于自形黄铁矿及他形石英中 | 金在脉体中分布极不均匀，多呈包体金和粒间金形式赋存 | 金大规模产出，主要呈裂隙金的形式产于早阶段黄铁矿的裂隙中，次为以粒间金形式赋存于多金属硫化物粒间，金的成色较低，多为银金矿 | 微量自然金 |

据黄金十四支队，1993，河南省白土乡星星印金矿区勘探地质报告。

不同嵌布方式金矿物中金的成色，随成矿阶段由早到晚也表现出规律性的变化（表 3-25），如祁雨沟金矿床，从早到晚不同嵌布类型金矿物中，由包裹体金、粒间金到裂隙金，金的成色由高到低变化。

**表 3-25　祁雨沟金矿中不同嵌布类型金矿物的成色**

| 嵌布方式 | 包裹体金 | 粒间金 | 裂隙金 |
|---|---|---|---|
| 成色 | 973 | 972 | 780 |

（据邵克忠等，1992）

## 五、小秦岭-熊耳山地区金矿的控矿构造

**1．构造对成矿作用的制约**

成矿作用是有用金属元素或矿物集中起来，并由多种地质作用综合形成矿床的作用，构造作用在成矿中起主导作用。构造可以使成矿物质迁移，并提供通道和聚集场所，即既可以导矿，又可以储矿。构造因素在很大程度上决定了矿床的空间展布形势——矿床的空间定位。本区成矿作用主要是受 EW、NE 或 NW 两组构造的制约。因此，在一定意义上说，金或有色金属成矿莫不是构造作用的结果。

小秦岭-熊耳山地区所有的金矿床都不同程度地受断裂构造控制。石英脉型金矿和蚀变岩型金矿均直接赋存在断裂构造带内，而爆破角砾岩型金矿虽然局限在角砾岩筒内，但也与断裂构造有着密不可分的关系，首先角砾岩筒本身形成于两组构造交汇处，角砾岩筒长轴亦与断裂平行，爆破角砾岩型金矿床的脉状矿体也明显受其内断裂构造控制。

**2．熊耳山地区金矿的控矿构造特征**

研究区不同方向、不同规模的断裂极为发育，依其与成矿作用的关系，可分为成矿前断裂、成矿期断裂及成矿后断裂三类。

（1）成矿前断裂

该期断裂在区内主要为近 EW 向展布，规模最大的为横贯全区马超营断裂及熊耳山

北麓的山前断裂，是本区的主干断裂。马超营断裂为切割较深的基底断裂，长达 300 km，延伸 30 km，走向 270°～300°，倾向北，倾角 50°～80°。

（2）控矿断裂（成矿期）

呈 NE 向，自西向东分别为康山-七里坪断裂，元岭（红庄）-露宝寨断裂，陶村-焦村（马园）断裂等，这类断裂规模较大，且具多期活动的特征。是区内的成矿主导断裂，其与 EW 向主干断裂（马超营-车村断裂）及太华群与熊耳群的不整合面交汇部位，控制了本区主要矿床的形成，交汇处即为金矿床的定位处（图 3-2）。

控矿断裂依倾角大小可分为两类，一种为缓倾断裂，以青岗坪 4、6 号矿带为代表（图 3-9）。该类构造带多沿太华群或熊耳群内层面或层间破碎带产出，产状稳定、倾角较缓（15°～30°），延长较远，多达数千米，但断层带厚度较小，仅数厘米到数十厘米，是矿体的赋存部位。由于厚度较小，本类成矿构造控制的金矿化规模较小，多为民采点或矿化点，目前区内仅青岗坪一处为中小型金矿。本类控矿构造的形成可能与熊耳山变质核杂岩的形成有关。熊耳山隆起本身为一半地垒型式的变质核杂岩（石铨曾等，1996），在拆离断层两侧可以产生较缓的剪切应力，从而沿地体中的层面或层间界面部位形成缓倾构造破碎带，并控制了青岗坪矿床。

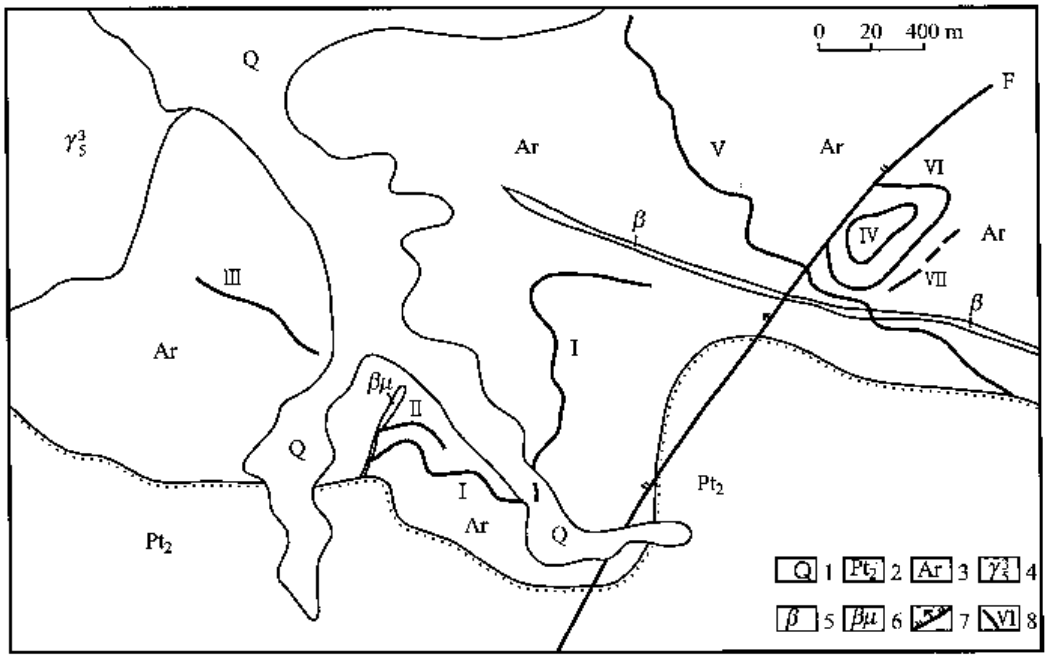



图 3-9　青岗坪金矿区地质平面图

（据王志光等，1997）

1—第四系；2—中元古界熊耳群；3—太古宇太华群；4—燕山期花岗岩；5—辉绿岩；6—辉绿玢岩；7—断层及倾向；8—矿脉及编号

另一种为陡倾断裂，该类断裂是区内的主要控矿断裂，区内绝大部分金矿床均赋存于本类构造带内。该类断裂规模相对较小，成群成带分布，依其产状不同，可进一步分为 NE 向、NW 向、近 EW 向及近 SN 向四组。部分矿床（如康山-星星印、红庄、虎沟、铁炉坪等）中矿脉呈雁行状或向 SW 端收敛的帚状（图 3-10、3-11），并表现为左旋剪切作用特征，这与区域上潭头、卢氏等盆地形成时的区域性左旋剪切具明显的一致性（图 1-

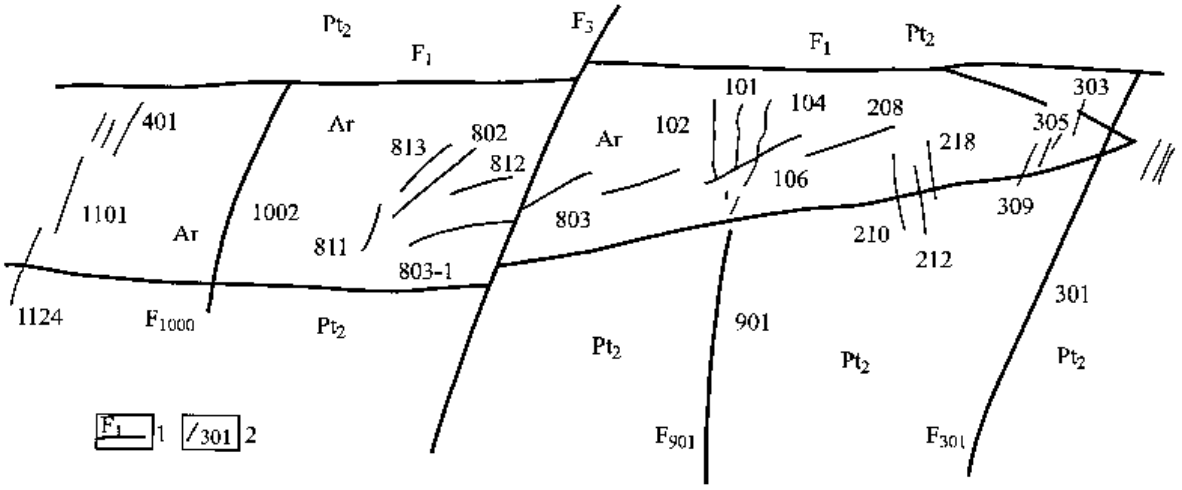



图 3-10　康山-星星印金矿区矿脉分布平面示意图

1—断裂及编号；2—矿化体及编号；Ar—太古宇太华群；$Pt_2$—中元古界（熊耳群）

1），反映了本类构造的形成是区域左旋剪切的结果。该类断裂多数在离早期断裂不远处逐渐尖灭，但也有相当部分切过早期构造带分布（图 3-10），此时便会形成规模较大的金矿床。

这些不同方向的陡倾控矿断裂，就其空间展布及赋矿性来看，在研究区内由西到东呈明显的规律性展布。在熊耳山地区西部的康山-星星印、红庄、虎沟、上宫、干树凹等大中型金矿中，赋矿构造均呈 NE 向展布，东部的北岭金矿、青岗坪金矿，成矿期断裂为 NW 向，NE 向及 NNW 向，并以 NW 向断裂为主要赋矿构造，形成了受 NW 向构造控制的北岭大型金矿，再东至前河地区，成矿期断裂为 NE 向、近 EW 向，以近 EW 向断裂为主要赋矿构造，形成了受近 EW 向断裂控制的前河大型金矿及中营、瑶沟矿区的 F14 等中小型金矿。而到了最东部的庙岭、杨寺沟一带，赋矿断裂主要呈近 SN 向展布，形成了庙岭金矿床及杨寺沟金矿点。从而反映了区内金矿空间分布上呈明显的递进变化过程。

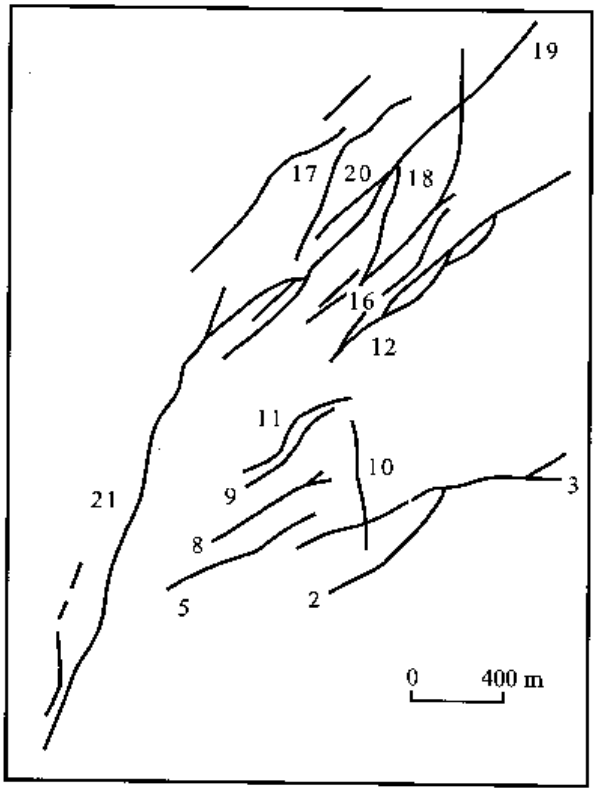



图 3-11　虎沟金矿区地质略图

矿脉产于太古宇太华群角闪黑云斜长片麻岩中，数字为矿脉编号

上述现象的出现，与区内区域左旋剪切作用的持续作用有关。在区域左旋剪切作用下，整个区域可看作是一宽度巨大的剪切带，区内在左旋剪切作用下形成的成矿期断裂可

看作是剪切带内的各种次级断裂，图 3-12 是剪切带内可能发生的各种次级断裂示意图。研究表明剪切带内的次级断裂是依次连续发展的（彭恩生等，1994），在达到最高抗剪强度以前和进入峰值后的抗剪强度的应力范围内，首先发生与区内 NE 向赋矿构造相当的 R 剪切，区内 NE 向构造带与理论 R 剪切方向存在一定的差异，是剪切过程中断裂的发生优先复合早期 NE 向断裂的结果。

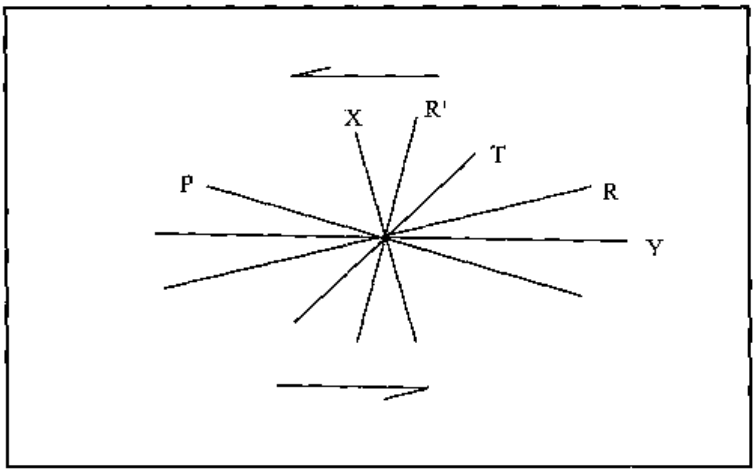



图 3-12　剪切带中可能发生的次级断裂示意图

图中 R、R'、X、P、Y、T 为剪切带中可能发生的次级裂隙（断裂）方位；R—里德尔剪切裂隙（该裂隙与剪切带边界成 15°角相交）；R'—里德尔共轭剪切裂隙（该裂隙与剪切带边界呈 75°角相交）；P—与 R 剪切呈镜像对称的剪切裂隙；X—与剪切带边界呈 −75°的剪切裂隙；Y—平行于剪切带边界的剪切裂隙，T—与剪切带边界呈 45°角的张裂隙

随着 R 剪切的延伸和旋转，与北岭 NW 向赋矿构造相当的 P 剪切形成于进入峰值后的抗剪强度期间。与前河近 EW 向赋矿构造相当的 Y 剪切，则刚好形成于残留抗剪强度以前，并随着总体运动的延续，Y 剪切逐渐纳入大部分位移。而庙岭、杨寺沟等的近 SN 向赋矿构造，实际上相当垂直于最大拉伸方向的张性断裂，一般出现在剪切作用末期。

因此，由于各种方向赋矿断裂的依次发展，以及区内成矿流体由深（西）向浅（东）运移，成矿流体依次在不同方向的断裂带中聚集、沉淀成矿，从而形成了区内金矿空间上的规律性分布。

（3）成矿后断裂

该期断裂主要呈 NE 向及近 SN 向，构造带内的构造岩石主要为构造角砾岩，少量碎裂岩。角砾大小混杂，棱角明显，沿构造带不见明显的矿化和蚀变。该期断裂规模较小，并切穿赋矿构造、矿体，如前河金矿的 $F_{18}$等断裂就切穿主矿带。对矿体起一定的破坏作用。

**3．小秦岭地区金矿的控矿构造特征**

小秦岭地区金矿类型以石英脉型为主，在整个小秦岭地区已发现大大小小的石英脉 1200 多条，这些规模不等的石英脉均产在太古宙片麻岩系的韧脆性剪切带中。韧脆性剪切带规模差别较大，延伸几十米至 8 km 不等，宽度一般几十厘米至几米，宽者可达十几米。构造带内岩石主要为绢英质糜棱岩类和长英质糜棱岩类，在经历了后期的脆性构造叠加后出现碎裂岩和构造角砾岩，反映其形成于相对较深的构造层次内。按其产状可划为近

EW 向、NE 向、近 SN 向和 NW 向四组，但绝大部分含矿韧脆性剪切带均为近 EW 向。NE 向的含矿韧脆性剪切带主要见于陕西桐峪一带。近 SN 向和 NW 向含矿韧脆性剪切带仅局部可见。

小秦岭地区含矿韧性剪切带的形成与小秦岭变质核杂岩的形成密不可分。小秦岭是豫西典型的变质核杂岩地区（石铨曾等，1996；张进江等，1998），在拆离断层作用下，下盘的深变质岩系被抬升到浅处，与上盘的浅变质岩石直接接触，在这一过程中沿拆离断层下面出现一厚度不等的边缘糜棱岩带，边缘糜棱岩带的构造岩石自下而上为长英质糜棱岩-绢英质糜棱岩-绿泥石化角砾岩，同时含矿韧脆性剪切带的产状与所在部位的边缘剪切带产状和谐一致（图 3-13），从而表明区内含矿韧脆性剪切带是在变质核杂岩形成过程中，随着下盘片麻岩地体的抬升，在拆离断层下盘形成的。

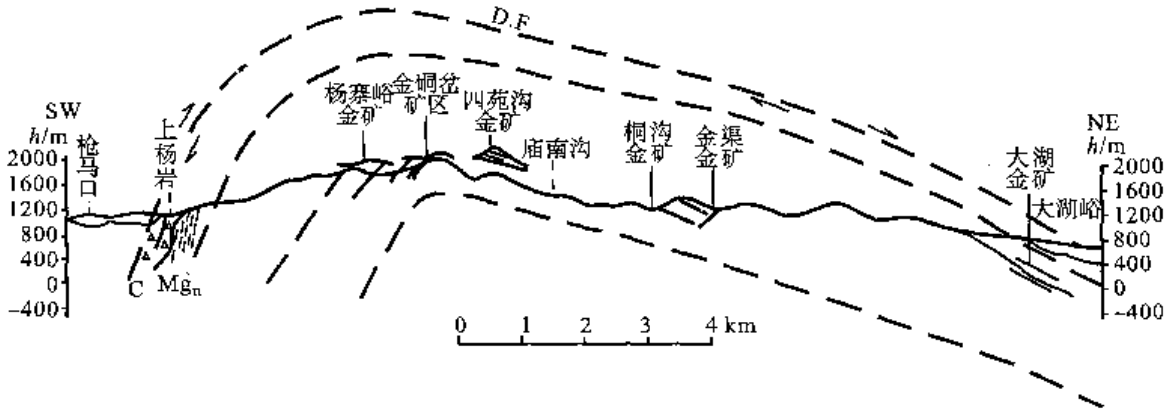



图 3-13　小秦岭变质核杂岩中金矿脉产状构造剖面图（自大湖峪至枪马峪口）
（据石铨曾等，1996）

崤山地区也为变质核杂岩，区内含矿构造更与变质核杂岩的形成密切相关。区内的申家窑、半宽金矿Ⅰ—Ⅲ号金矿带均产于拆离断层带内，受拆离断层或其分支控制。

# 第四章　小秦岭-熊耳山地区金矿的成矿流体

20世纪80年代以来，人们开始关注流体的成矿作用。流体活动贯穿整个矿床形成过程的始终，地球内部流体是金及其他金属矿床成矿的必要条件，是成矿作用的核心。对成矿流体的研究，有助于从本质上揭示金矿成矿条件和成因，更好地认识金矿成矿规律与进行成矿预测。

## 一、金矿成矿流体的阶段性

热液脉体和围岩蚀变是流体活动最直观的反映，通过对研究区内热液脉体和围岩蚀变的研究，表明区内流体的活动具明显的阶段性，这种阶段性通过脉体和围岩蚀变形成的多期多阶段而表现出来。大量的研究表明，区内的流体活动可分为成矿前、成矿期及成矿后三期。

成矿前流体活动以区内广泛分布的早期石英脉为代表，该类石英脉体广泛分布在太古宇片麻岩及熊耳群火山岩中，呈乳白色块状，俗称白板石英脉，石英结晶粗大，脉体厚一般5～100 cm，延伸几十米至几百米。呈单脉或平行脉分布，脉体内矿物组成几乎全部为石英，局部见少量自形钾长石及粗粒自形晶黄铁矿分布。

成矿期流体活动主要局限在含矿构造带内及其附近。依矿体内脉体分布、围岩蚀变、矿物世代等，又可将成矿期的热液活动进一步划分为：①黄铁矿-石英阶段，以黄铁矿-石英脉、无矿石英细脉、围岩的钾化及黑云母化为代表；②石英-黄铁矿-多金属硫化物阶段，本阶段还可进一步分为高温端及低温端两部分，高温端以石英-黄铁矿脉及黄铁绢英岩化为代表，低温端以细脉状、浸染状分布的石英-多金属硫化物脉为代表。在熊耳山的部分蚀变岩型金矿中，在该阶段低温端还可见石英-萤石脉体、团块以及呈梳状的石英脉体分布；③石英-黄铁矿-碳酸盐阶段，以含少量黄铁矿的碳酸盐-石英细脉及碳酸盐化为代表。

虽然成矿期流体活动的各个阶段在区内所有矿床中均见发育，但不同成矿阶段在不同矿床中的发育程度，表现形式却存在着一定差异。在以石英脉型金矿为代表的小秦岭地区，在黄铁矿-石英阶段，以发育规模较大的黄铁矿-石英脉为代表，早期的无矿石英细脉、钾化、黑云母化均不太发育。石英-黄铁矿-多金属硫化物阶段，在不同的矿床中发育程度也各不相同，如文峪、东闯、金硐岔等矿区以广泛发育本阶段低温端的石英-多金属硫化物脉为特征，而杨砦峪、桐沟等矿区以发育本阶段高温端的石英-黄铁矿脉为特征。崤山地区具有与小秦岭相同的特征。以蚀变岩型金矿为代表的熊耳山地区，与小秦岭、崤山两地区不同，在黄铁矿-石英阶段，规模较大的黄铁矿-石英脉基本不见发育，而以发育无矿石英细脉、钾化为特征，并且在不同的矿床中发育程度也不一样。在西部的康山、红

庄等矿床中早期无矿石英细脉不太发育，而以强烈的围岩钾化为特征，而东部前河、庙岭等矿床中，早期无矿石英细脉及钾化均较发育，特别是前河金矿的石家岭段，早期无矿石英细脉更为发育。

成矿后热液活动不太发育，仅在成矿后断裂中见弱的蚀变，表现为伴随成矿后断裂的绢云母化和绿泥石化。

总之，研究区热液活动具明显的阶段性，不同阶段热液活动在不同矿床中虽然表现形式有差异，但总体上具有基本类似的特征，从而从一个侧面反映了区内成矿流体具有相同的来源。

## 二、含矿流体特征

根据对已获得的140件流体样品测试结果（表4-1），可见研究区金矿床含矿流体成分的气相组分主要是 $H_2O$、$CO_2$，及少量的 $H_2S$、$CH_4$、N、He 等，液相组分：阴离子为 $Cl^-$、$F^-$、$[HS]^-$、$[SO_4]^{2-}$、$S^{2-}$、$[HCO_3]^-$、$[CO_3]^{2-}$等，阳离子主要有 $Na^+$、$K^+$、$Ca^{2+}$及少量 $Mg^{2+}$等。由于不同矿床类型金矿成矿构造环境、温压条件等存在差别，成矿流体也有一定差别。

**1．包裹体类型**

研究表明，依据包裹体常温下的相态，区内金矿床内的流体包裹体可分为：①气液包裹体；②液体包裹体；③气体包裹体；④$CO_2$ 包裹体；⑤含子晶多相包裹体等五类。

不同矿床类型及整个成矿过程的不同成矿阶段包裹体特征各不相同。

（1）石英脉型金矿

在石英脉型金矿中，包裹体类型以气-液包裹体、液体包裹体、$CO_2$ 包裹体为主，气体包裹体、含子晶多相包裹体少量分布。同时，石英脉型金矿中分布的含子晶多相包裹体中，固体相主要为盐类矿物，多呈立方体或不规则状，呈亮黄色。随着成矿作用的进行，不同成矿阶段的包裹体特征也呈现有规律的变化。

在成矿早期，包裹体以气-液包裹体为主，次为 $CO_2$ 包裹体，见少量气体包裹体和液体包裹体。本期包裹体数量多，个体较大，大小多在5～20 μm，形状为六边形、四边形和不规则状，呈面状分布，多为原生包裹体。可见不同类型包裹体共存于同一视域，且经常可见不同气液比的气液包裹体共存，而且共存的不同气液比的气液包裹体有基本相同的均一温度，反映了在该阶段流体发生过不混溶作用。这可能是由于处于高温、高压下的成矿流体进入断裂扩容部位后，体积增大，压力减少，流体出现减压沸腾现象，使得富 $CO_2$ 的蒸气相与富水的液相分离，它们可能同时被捕获而形成了不同类型包裹体和气液比十分悬殊的气液包裹体共存的现象。

在主成矿阶段早期，包裹体类型、特征基本上与成矿早期阶段相同，只是不同类型包裹体、不同气液比包裹体共存现象更为普遍，反映了更为强烈的沸腾作用。由于强烈的沸腾作用，使蒸气相不断逸出，造成热液中盐度增大，当某种盐类达到饱和时，流体包裹体内便结晶出相应的子矿物，从而出现相对于成矿早期阶段较多的多相包裹体。而在主成矿阶段晚期，虽然许多矿床中表现出与成矿阶段早期相同的特征，但也有部分矿床中（如文峪金矿）主要存在气液和液体两类包裹体。两者均呈负晶形，气液包裹体呈孤立分布，而

液体包裹体呈定向分布，但显示出石英晶形，表明两者均为原生包裹体。同时，所有的气液包裹体有着较一致的气液比，而液体包裹体的均一温度和盐度明显低于气液包裹体，另外，两类包裹体的均一温度和盐度均分别分布在狭小的范围内，从而反映了它们应是在相似并且较稳定的条件下同时捕获的两种不同的流体。其中气液包裹体所代表的流体是从最初的高 $CO_2$ 含矿流体演化而来，而液体包裹体所代表的流体具低盐度，几乎不含 $CO_2$ 的特征，与一般认为的大气降水特点相同。因此，主成矿阶段晚期大量液体包裹体的分布应是有较多大气降水加入的一种反映。

成矿晚期阶段以不含 $CO_2$、气液比较小的液体包裹体为主，数量较少，粒径多小于 10 μm。共生的碳酸盐中，包裹体更小，难以辨认。

(2) 爆破角砾岩型金矿

爆破角砾岩型金矿中，包裹体类型主要为气液包裹体、气体包裹体、含子晶多相包裹体和 $CO_2$ 包裹体四类，基本不见液体包裹体。

气液包裹体，其气液比一般为 5%～30%，大小一般为 5～30 μm，呈浑圆状和不规则状，多孤立分布。加热时均一到液相，气泡消失。

气体包裹体，其气液比为 50%～100%，呈他形、负晶形，大小为 5～30 μm。

含子晶的多相包裹体，其包裹体的大小、分布与气液包体和气体包裹体相同，不同的是出现固体子晶，与石英脉型金矿中多相包裹体中子晶多为盐类矿物不同，爆破角砾岩型金矿的多相包裹体的固体子晶除盐类矿物（NaCl，KCl）外，尚见有黄铁矿、黄铜矿、辉钼矿和针硫铋铅矿等硫化物与盐类子晶共存，以及赤铁矿和方解石子晶与绿泥石捕虏晶相伴出现。

$CO_2$ 包裹体以室温下出现液态 $CO_2$ 为特征。

成矿过程中，包裹体类型特征、子矿物类型均发生明显变化。成矿早期，由于隐爆作用导致主矿物石英快速结晶，石英颗粒细小，其中各类包裹体亦较小（一般小于 10 μm），包裹体类型主要为气体包裹体和气液包裹体，较少见 $CO_2$ 包裹体，子晶以盐类为主。在主成矿期，四类包裹体同时出现，包裹体大小一般 5～15 μm，多相包裹体中的子矿物除出现 NaCl、KCl 外，还出现硫化物子矿物。成矿晚期，包裹体类型以气液包裹体为主，见少量多相包裹体，不出现气相包裹体，其包裹体多呈负晶形，个体较大，一般为 15～40 μm，多相包裹体中子矿物仅出现方解石、赤铁矿子晶和绿泥石捕虏晶，缺少在早至成矿阶段多相包裹体中大量出现的盐类和硫化物子晶。

同时，本类矿床中成矿早期阶段和主成矿阶段内广泛出现气体包裹体和气液包裹体等不同类型包裹体共存的现象。均一法测温结果表明，这些共存的不同类型的包裹体分别具有基本相同的均一温度，但其盐度却相差很大。这一特征实际上是流体沸腾的直接证据。

(3) 构造蚀变岩型金矿

本类矿床中的流体包裹体类型相对简单，以液体包裹体和气液比较小的气液包裹体为主，包裹体个体一般较小，基本上不见气体包裹体、$CO_2$ 包裹体及多相包裹体。

**2. 含矿流体的盐度特征及与地层、岩浆岩的差异**

从表 4-1、表 4-2 可知，石英脉型金矿流体包裹体的盐度为 7%～14%，多数集中在 9%～14%，成矿晚期（Ⅲ）为 7%～8%，比主成矿期（Ⅱ）低。构造蚀变岩型金矿成矿流体的盐度跨度大，为 4%～17%，多数为 9%～14%，爆破角砾岩型金矿的流体盐度比

表 4-1　小秦岭-熊耳山地区金矿流体包裹体特征

| 序号 | 地区 | 矿区及成矿类型 | 成矿阶段 | 包裹体 | | 均一温度（爆裂温度）/℃ | 盐度 $w(NaCl)$/% | 氧逸度 $(\lg f_{O_2})$ | 酸碱度 (pH) | 压力 $10^5$ Pa | 深度 km | 还原参数($R$) | $w(Na^+)/w(K^+)$ | $w(F^-)/w(Cl^-)$ | $CO_2/H_2O$（摩尔百分数） | 资料来源 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | 类型 | 大小 μm | | | | | | | | | | | |
| 1 | 小秦岭 | 金硐岔石英脉型 | Ⅱ | 含 $CO_2$ 气相、气液相、液相 | | 245～299 | 10.3～14.2<br>7.3～9.5 | | 6.08 | | | 0.04 | 2.62<br>1.07 | 0.30<br>0.47 | 0.14<br>0.69 | ① |
| 2 | | 灵湖石英脉型 | Ⅱ | 气液相及液相 | | 200～310 | | | | | | 0.43<br>0.07 | 1.82<br>1.69 | 0.48 | 0.01 | ① |
| 3 | | 东桐峪石英脉型 | Ⅱ | 气液相、液相 | | | | | 6.32 | | | | 0.99 | 0.52 | 0.042 | ① |
| 4 | | 东闯 507 号石英脉型 | Ⅱ-1 | $CO_2$ 三相包裹体 | 2～10 | 220～330<br>均值 260 | 9.15 | $10^{-28.5}$～$10^{-31.25}$ | 5.27<br>4.91 | 1570 | 5.5 | 0.34<br>0.14 | 25.83<br>10.47 | 0.10<br>0.08 | 0.07<br>0.09 | ② |
| 5 | | | Ⅰ | $CO_2$ 三相包裹体 | 2～10 | 260～340<br>峰值 340 | 12.54 | $10^{-28.5}$～$10^{-31.25}$ | 4.37<br>4.81 | 1544 | 5.5 | 0.11<br>0.23 | 5.99<br>17.97 | 0.02<br>0.15 | 0.11<br>0.23 | |
| 6 | | | Ⅱ-2 | $CO_2$ 三相，以 $LCO_2+VCO_2$ 为主 | 2～10 | 220～330<br>均值 280 | 14.0 | $10^{-28.5}$～$10^{-31.25}$ | 5.08<br>5.44 | 1570<br>1280 | 5.5<br>4.57 | 0.37<br>0.24 | 7.18<br>21.57 | 0.04<br>0.03 | 0.04<br>0.08 | |
| 7 | | | Ⅲ | 气液 | ＜10 | 180～220<br>均值 200 | | | | | | 0.95 | 0.54 | 0.12 | 0.03 | |
| 8 | | 石英脉型 | Ⅰ | $CO_2$ 三相包裹体 | 5～20 | 251～303 | 4.2～7.1 | $10^{-19}$～$10^{-28}$ | 6.03 | 1450～1630 | 5.1～5.90 | 0.11～0.23 | 1.82～4.76 | 0.013 | 0.60～0.68 | ③<br>④<br>⑤ |
| 9 | | | Ⅱ-1 | $CO_2$ 三相包裹体，液相包裹体 | 1～10 | 209～295 | 6.9～7.8 | $10^{-20}$～$10^{-27}$ | 5.70 | 1270～1580 | 4.6～5.8 | 0.04～0.22<br>0.14～0.34 | 2.32 | 0.005 | 0.474 | |
| 10 | | | Ⅱ-2 | $CO_2$ 三相包裹体 | 5～15 | 155～178 | 6.0～7.2 | $10^{-23}$～$10^{-34}$ | 6.03 | 1100～1080 | 3.90<br>3.80 | | | | | |
| 11 | | | Ⅲ | $CO_2$ 三相包裹体或液相包裹体 | 2～10 | 155 | 7.0～8.0 | $10^{-34}$～$10^{-39}$ | | 1080 | 3.80 | 0.24 | 9.2～14.60 | 0.003～0.038 | 0.07～0.274 | |
| 12 | | 桐沟 303 含金石英脉，杨砦峪 S60 含金石英脉 | Ⅱ | | | 261 | 9.25 | | | | | | 5.07 | 0.021 | 0.83 | ⑥ |
| 13 | | | Ⅱ | | | 275～330 | | | | 1400～1750 | 5.0～6.2 | | 3.41～6.42 | 0.001 | 0.44<br>0.62 | |
| 14 | | 文峪 S505 含金石英脉 | Ⅱ | | | | 8.64～10.5 | | | | | | 3.78～10 | 0.72～1.74 | | ⑥ |

续表

| 序号 | 地区 | 矿区及成矿类型 | 成矿阶段 | 包裹体 类型 | 包裹体 大小/μm | 均一温度(爆裂温度)/℃ | 盐度 w(NaCl)/% | 氧逸度 (lg$f_{O_2}$) | 酸碱度 (pH) | 压力/$10^5$ Pa | 深度/km | 还原参数($R$) | $w(Na^+)/w(K^+)$ | $w(F^-)/w(Cl^-)$ | $CO_2/H_2O$(摩尔百分数) | 资料来源 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 15 | 康山 | 星星印蚀变岩型 | Ⅱ | 液相包裹体 | 6～10 | 267～275 (348) | 1.2～5.6 | $10^{-28}$～$10^{-34}$ | 5.68 | 293～900 | 1.04～3.0 | 0.37～2.23 | | | 0.039～0.075 | |
| 16 | | 康山石英脉,蚀变岩过渡型 | Ⅰ | 液相 | 15～25 | 252 (364) | 17.5 | $10^{-23.33}$ | 6.04 | 303 | 1.08 | 3.58 | 3.62 | 0.08 | 0.022 | ⑤⑦⑨ |
| 17 | | | Ⅱ | 含$CO_2$液相包裹体,液相包体 | 5～12 | 262～275 | 5.6～6.6 | $10^{-26}$～$10^{-32}$ | 5.34～6.09 | 800 | 2.90 | 0.1～0.83 | 0.29～1.64 | 0.02～0.26 | 0.01～0.051 | |
| | | | | | | 187～222 | | | | 221～589 | 0.79～2.10 | | | | | |
| 18 | 熊耳山 | 北岭蚀变岩型 | Ⅱ | 液相为主 | 1～5个别20 | 115～250 (160～330) | 1～6.4 | $10^{-26}$～$10^{-23}$ | 5～6.14 | 277～326 | 1.1～1.30 | 0.13～1.76 (0.90) | 0.9～1.90 | 0.08～1.02 | 0.012～0.032 | ⑦⑨ |
| 19 | | | Ⅲ | 液相 | 6～25 | 172～273 (312) | 7.4～24 (15～40) | $10^{-31}$～$10^{-23}$ | 5.5～5.90 | 229～319 | 1.30 | 0.18～1.76 (0.79) | | | 0.024～0.123 (0.074) | |
| 20 | | 上宫蚀变岩型 | Ⅰ | 气相,气液相,后者为主 | 3～10 | 190～300 (320～360) | | $10^{-40}$ | 5.47～7.60 (5.94) | | | 3.36 | 4.89 | 0.051 | | ⑤⑩ |
| 21 | | | Ⅱ | 气液相 | 5～10 | 170～250 (220～320) | 4～15.3 | | 7.85 | 500～9.00 | 2.0～3.60 | 3.36 | 7.56 | 0.054 | 0.01～0.065 | |
| 22 | | | Ⅲ | 气液相 | 5～10 | 136～170 (170) | | $10^{-35}$ | 7.58 | | | 0.17～3.79 (1.67) | 2.12 | 0.30 | | |
| 23 | | 红庄蚀变岩型 | | 气液相 | 3～14 | 262～315 | 13.5～16.2 | $10^{-38}$～$10^{-27}$ | 5.16～5.57 | 1200 | 4.30 | | | | 0.032 | ⑤⑦ |
| 24 | | 前河蚀变岩型 | Ⅰ | 气液相 | 5～10 | 236～343 (360) | 8.6～17.4 (13.10) | −32.20～−23.5 | 5.63～6.23 | 300～700 | 1.2～2.8 | 0.84 | 9.41 | 0.14 | 0.037 | ⑦⑨ |
| 25 | | | Ⅱ | 气液相 | 3～10 | 250～277 (335) | 3.5～13 (7.6) | $10^{-35.0}$～$10^{-28.10}$ | 5.72 | 300～700 | 1.20～2.80 | 2.61 | 2.23 | 0.85 | 0.038 | |
| 26 | | 石家岭蚀变岩型 | Ⅰ | 气相 | 4～20 | 244～293 (350～369) | 7.2～12.1 (10.15) | $10^{-27.30}$～$10^{-25}$ | 6.00 | 320 | 1.30 | 3.05 | 1.47 | 0.211 | 0.005～0.027 | ⑨ |
| 27 | | | Ⅱ | 气液相 | 5～15 | 209 (337) | 13.2～20 (17.50) | $10^{-31.00}$ | 5.94 | 314 | 1.25 | 2.12 | | | 0.012 | |
| 28 | | | Ⅲ | 气液相 | 5～10 | 223 (326) | 2.1～3.8 (2.8) | $10^{-30.0}$ | 5.83 | 302 | 1.20 | 2.94 | 0.019 | | 0.019 | |

续表

| 序号 | 地区 | 矿区及成矿类型 | 成矿阶段 | 包裹体 类型 | 包裹体 大小/μm | 均一温度(爆裂温度)/℃ | 盐度 w(NaCl)/% | 氧逸度 (lg$f_{O_2}$) | 酸碱度 (pH) | 压力/$10^5$ Pa | 深度/km | 还原参数(R) | $w(Na^+)/w(K^+)$ | $w(F^-)/w(Cl^-)$ | $CO_2/H_2O$(摩尔百分数) | 资料来源 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 29 | 熊耳山 | 庙岭蚀变岩型 | Ⅱ | | | (368) | | $10^{-23.2}$ | 6.00 | 325 | 1.30 | 0.35 | | | 0.023 | ⑧ |
| 30 | | | Ⅲ | | | (317) | | $10^{-30.70}$ | 5.77 | 271 | 1.10 | 0.081 | | | 0.026 | |
| 31 | | 大公峪蚀变岩型 | Ⅱ | 气液相 | 6~15 | (326) | | $10^{-29.54}$ | 5.47 | 253 | 1.00 | 0.99 | | | 0.127 | ④ |
| 32 | | 元岭蚀变岩型 | Ⅱ | 气液相 | 4~10 | 219<br>(343) | 1.4~3.5<br>(2.6) | $10^{-26.12}$ | 5.71 | 291 | 1.15 | 1.72 | | | 0.043 | |
| 33 | | 青岗坪蚀变岩型 | | | | 336~404<br>(348) | 1.36 | $10^{-26.61}$ | 5.3~8.60<br>(7.16) | 1000 | 3.30 | 0.013~0.087<br>(0.039) | 10.91 | 0.39 | 0.04~0.09<br>(0.04) | |
| 34 | | 铁炉坪蚀变岩型银矿 | Ⅱ | 气液相 | 5~16 | 204 | 2.8~6.4<br>(5.0) | | | 400~600<br>(490) | 1.43~2.14<br>(1.71) | | 0.62 | | 0.10 | |
| 35 | | | Ⅱ(萤石) | | | 228 | 7.04 | | | 220 | 0.88 | | 1.65 | 4.91 | | |
| 36 | | | Ⅲ | | | 238 | 5.16 | | | 220 | 0.88 | | 0.72 | 0.21 | | ① |
| 37 | | 蒿坪沟蚀变岩型(银矿) | Ⅱ(金矿) | | | 218 | 2.5~4.7<br>(3.7) | | | 600 | 2.40 | | 0.89 | 0.66 | | |
| 38 | | | Ⅱ(银铅矿) | | | 252~300<br>均值 273 | 4.5~7.5<br>(6.5) | | | 600 | 2.40 | 0.028~0.20<br>(0.08) | 0.54 | 0.004 | | |
| 39 | | | Ⅲ | | | 228~246<br>均值 236 | 6.8 | | | 240 | 0.96 | | 0.56 | 0.19 | | |
| 40 | | 祁雨沟爆破角砾岩型 | 岩体(Ⅰ)<br>上部(Ⅱ) | 气相,<br>气液相 | 8~10<br>6~10 | 360~374<br>201~250 | 12.40<br>10.40 | | | | | 0.065<br>0.024 | | | 0.082<br>0.057 | |
| 42 | | | 岩体(Ⅰ)<br>中上部(Ⅱ) | 气相,<br>气液相 | | 365~410<br>240~285 | 13.40<br>11.80 | | 5.84<br>5.32 | 200~400 | 0.80~<br>1.60 | 0.234<br>0.20 | 9.56~<br>13.70 | | | ⑪ |
| 43 | | | 岩体(Ⅰ)<br>中部(Ⅱ) | 气相,<br>气液相 | 8~10<br>6~10 | 374~490<br>240~287 | 32~47<br><26 | $10^{-29}$~$10^{-28}$<br>$10^{-38}$~$10^{-36}$ | | | | 0.057<br>0.034 | | | 0.046<br>0.036 | |
| | | | 岩体(Ⅰ)<br>下部(Ⅱ) | 含石盐子晶包裹体 | | 420~470<br>268~285 | 30~35<br><26 | | | | | | | | 0.052<br>0.016 | |

资料来源:①王秀璋等,1992;②李绍稽等,1998;③徐九华,1997;④栾世伟等,1990,1991;⑤黎世美等,1993,1996;⑥薛良伟等,1996;⑦任富根,1996;⑧崔毫,1991;⑨本书;⑩陈衍景等,1992;⑪谢奕汉,1993。

表 4-2　小秦岭-熊耳山地区地层、花岗岩流体包裹体特征

| 序号 | 地区 | 岩石 | 包裹体 | | 均一温度（爆裂温度）/℃ | 盐度 $w(NaCl)$/% | 氧逸度 $(lgf_{O_2})$ | 酸碱度 (pH) | 压力 $/10^5$ Pa | 深度/km | 还原参数 $(R)$ | $\frac{w(Na^+)}{w(K^+)}$ | $\frac{w(F^-)}{w(Cl^-)}$ | $CO_2/H_2O$（摩尔百分数） | 资料来源 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | 类型 | 大小/μm | | | | | | | | | | | |
| 1 | 小秦岭地区 | 蚀变片麻岩、混合岩内石英 | 高盐含子矿物包裹体 | 5～15 | 215～380 | 31～52 | $10^{-48.07}$～$10^{-22.15}$ | | 800～1700 | 2.67～5.67 | | | | 0.051 | ①③ |
| 2 | | 黄铁绢英岩 | 高盐含子矿物包裹体、富 $CO_2$ 包体 | | 210～325 | 7.7 | | | 570～1900 | 1.73～6.33 | | | | 0.17 | |
| 3 | | 文峪花岗岩 | 含 $CO_2$ 液相包体 | 5～10 | 320～360 | 6.6～10.1 | | | | | | | | 0.045<br>0.063<br>0.544 | ③ |
| 4 | 熊耳山 | Ar 条带状混合岩、含石榴石片麻岩内石英 | 气液包体、含子矿物多相包体 | 5～10 | 气液包体 210～250<br>含子矿物多相包体 300～360 | 子矿物熔化相应盐度 29.00～34.70 | | | | | | 条带状混合岩 0.91<br>条带状片麻岩 1.08 | 0.012<br>0.028 | 0.016<br>0.138 | ②③ |
| 5 | | 元古宙花岗伟晶岩 | 含子矿物多相包体，气液包体 | 5～10 | 320～360<br>220～270 | 35.2～37.5<br>18.0～19.20 | | | | | | 1.5 | 0.063 | 0.068 | ②③ |
| 6 | | 五丈山黑云母花岗岩 | 气相包体，气液包体，气液相含 $CO_2$ 包体 | 5～12，3～8<br>个别 15 以上 | 382～344<br>(200～500)<br>208～242 | 7.6～6.8 | | | | | | 1.67 | | 0.055 | ② |
| 7 | | 金山庙黑云母花岗岩 | 含 $CO_2$ 液相包体，气液包裹体，液态包裹体 | 7～12，5～13，<3 | 285～327<br>165～178 | 6.0<br>8.7～10.0 | | | | | | 2.60<br>1.24 | 0.28 | 0.387<br>0.478<br>0.746<br>0.843 | ② |

①据徐九华等，1997；②据范宏瑞等，1992，1993；③据谢奕汉等，1991。

第二类金矿的要高。三类金矿流体的盐度除部分为 1.4%～4%外，绝大多数为 12%～17%，蚀变岩型金矿的盐度最低，多小于 5%。

不同含矿类型及变质岩地层与花岗岩中包裹体的盐度有较大的区别，盐度最高的为太古宇太华群中深变质岩系，最高达 31%～52%。元古宙花岗伟晶岩内的石英流体包裹体、高盐度包裹体及含子矿物包裹体盐度达 35.2%～37.5%，气液包裹体盐度为 18%～19.2%。燕山期花岗岩内石英流体包裹体盐度较低，一般为 6%～7%，少数达 10%。爆破角砾岩型金矿流体盐度低于太华群变质岩及其内花岗伟晶岩、混合岩内包裹体盐度，但明显高于其他类型金矿的盐度，也高于燕山期花岗岩内石英脉流体的盐度。

以上说明本区金矿含矿流体的盐度与区内的地层和花岗岩完全不同，表明小秦岭-熊耳山地区金矿成矿与变质作用、混合岩化作用和花岗岩的形成作用无关。

**3．含矿流体气液组分特征**

据测定，小秦岭-熊耳山地区金矿流体包裹体的液相组分主要有 $Na^+$、$K^+$、$Ca^{2+}$、$Mg^{2+}$、$F^-$、$Cl^-$、$SO_4^{2-}$、$HCO_3^-$ 等，气相组分主要是 $H_2O$、$CO_2$、$H_2$、$N_2$、$CH_4$、CO 等。不同类型金矿成矿流体气液组分有一定差别（表 4-3）。

（1）不同金矿类型流体中 $w(Na^+)/w(K^+)$ 及 $w(CO_2)/w(H_2O)$ 的比值

石英脉型金矿：从成矿早期到成矿晚期，其 $w(Na^+)/w(K^+)$ 值由 1.825～17.977、平均为 6.967，经 9.196～25.829、平均 15.025，变至 5.396～17.540、平均 10.0387；$w(Cl^-)/w(SO_4^{2-})$ 由 0.376～22.829、平均 11.8414，经 0.6～9.436、平均 5.526，变至 9.615～16.151、平均 12.572；$w(CO_2)/w(H_2O)$ 由 0.116～0.679、平均 0.509，经 0.07～0.274、平均 0.146，变至 0.0496～0.119、平均 0.0772，反映了从成矿早期到主成矿期再到成矿晚期，成矿流体中 $Na^+$ 由少变多，$K^+$ 由多变少，$Cl^-$ 在成矿早期较多，至主成矿期 $SO_4^{2-}$ 增多，而 $CO_2$ 从成矿早期到成矿晚期逐渐减少。

爆破角砾岩型金矿：随着成矿作用由早到晚，其 $w(Na^+)/w(K^+)$ 值由 4.535～5.025、平均 4.78，经 0.167～4.895、平均 2.758，变至 0.168～2.571、平均 1.232；$w(Cl^-)/w(SO_4^{2-})$ 由 1.077～4.406、平均 2.7415 和由 1.040～8.125、平均 4.0126，变至 0.051～0.255、平均 0.0892；而 $w(CO_2)/w(H_2O)$ 从成矿早期到成矿晚期变化不大，为 0.0031～0.085，反映了在爆破角砾岩型金矿中，随着成矿作用进行，由早到晚，成矿液体中 $Na^+$ 减少，$K^+$ 增加，在早期及主成矿期，流体中 $Cl^-$ 相对较多，到成矿晚期迅速减少，而流体中的 $CO_2$ 由早到晚均很少，这可能与该类矿床形成时发生隐爆作用使 $CO_2$ 迅速大量逸出有关。

蚀变岩型金矿：在构造蚀变岩型金矿中，随着成矿作用的进行，$w(Na^+)/w(K^+)$ 在成矿早期为 1.467～9.41，主成矿期为 0.518～3.4，反映了成矿流体中 $Na^+$ 减少、$K^+$ 增多，而从早期到主成矿期成矿流体中 $Cl^-$、$SO_4^{2-}$ 及 $CO_2$ 的相对含量变化不大。

石英脉型金矿的最主要特征是，$w(Na^+)/w(K^+)$ 与 $w(CO_2)/w(H_2O)$ 的比值都较高，表明此类金矿成矿流体富 $Na^+$ 与 $CO_2$，明显具深源特征。构造蚀变岩型金矿，$w(Na^+)/w(K^+)$ 与 $w(CO_2)/w(H_2O)$ 比值较石英脉型金矿成矿流体明显降低，表明蚀变岩型金矿成矿流体中，$K^+$ 离子增高，$CO_2$ 减少，应与该类型金矿与钾硅蚀变岩关系密切有关。流体内 $w(CO_2)/w(H_2O)$ 比值降低，是因为该类型金矿成矿构造条

**表 4-3　小秦岭-熊耳山地区金矿流体包体成分表**

| 序号 | 地区 | 矿区 | 样号 | 测定矿物及产出特征 | 液相成分/(mg·mL$^{-1}$) | | | | | | | | 气相成分/$10^{-6}$ | | | | | | 资料来源 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | $Na^+$ | $K^+$ | $Ca^{2+}$ | $Mg^{2+}$ | $F^-$ | $Cl^-$ | $SO_4^{2-}$ | $HCO_3^{2-}$ | $H_2O$ | $CO_2$ | $H_2$ | $N_2$ | $CH_4$ | CO | |
| 1 | 小秦岭 | 文峪-东闯金矿 | P3-6 | 蚀变混合岩石英 | 2.75 | 5.16 | 1.03 | 0.11 | 1.49 | 5.96 | 1.60 | | 522 | 46.7 | 0.07 | 3.4 | 0.52 | | ⑧* |
| 2 | | | P17-4 | 黄铁绢英岩、石英 | 7.24 | 10.98 | 1.16 | 0.00 | 2.20 | 14.86 | 9.43 | | 394 | 105.2 | 0.32 | 3.28 | 0.66 | | |
| 3 | | | 15-4 | 黄铁绢英岩、石英 | 9.28 | 8.34 | 0.10 | 0.20 | 0.10 | 12.10 | - | | 522 | 67.9 | 0.08 | 3.14 | 0.00 | | |
| 4 | | | Q-17 | 脉石英(Ⅰ) | 2.43 | 0.50 | 0.55 | 0.00 | 0.03 | 1.98 | 5.27 | | 399 | 271 | 0.07 | 0.74 | 0.67 | | |
| 5 | | | Q-25 | 脉石英(Ⅰ) | 13.20 | 3.15 | 3.21 | 0.22 | 0.0 | 25.0 | 3.04 | | 819 | 492 | 0.65 | 6.99 | 1.76 | | |
| 6 | | | Q-25 | 脉石英(Ⅰ) | 4.58 | 2.51 | 0.59 | 0.05 | 0.03 | 7.99 | 0.35 | | 1220 | 782 | 0.10 | 2.06 | 0.68 | | |
| 7 | | | 1700-2 | 脉石英(Ⅱ-1) | 9.25 | 3.94 | 1.20 | 0.0 | 0.22 | 42.35 | 0.70 | | 915 | 434 | 0.70 | 6.11 | 5.60 | | |
| 8 | | | QⅢ-1 | 脉石英(Ⅱ-2) | 5.55 | 0.38 | 1.78 | 0.0 | 0.15 | 3.99 | 6.65 | | 263 | 72 | 0.10 | 0.47 | 0.68 | | |
| 9 | | | QⅢ-2 | 脉石英(Ⅱ-2) | 10.30 | 1.12 | 0.87 | 0.22 | 0.05 | 17.80 | 2.86 | | 1294 | 91 | 0.10 | 1.77 | 0.27 | | |
| | | | | | 液相成分/$10^{-6}$ | | | | | | | | 气相成分/$10^{-6}$ | | | | | | |
| 10 | | 小秦岭(综合) | | 构造蚀变型金矿石英(10) | 1.97 | 0.35 | 0.84 | 0.06 | 0.18 | 1.89 | | | 75.55 | 14.19 | | 0.71 | 0.07 | 0.23 | ⑤ |
| 11 | | | | 含金石英脉(5) | 0.96 | 0.24 | 1.42 | 0.06 | 0.28 | 1.61 | 1.70 | | 70.46 | 20.22 | | 2.32 | 0.17 | 0.77 | |
| 12 | | | | 无矿石英脉(3) | 0.94 | 0.40 | 0.50 | 0.05 | 0.12 | 1.39 | 2.30 | | 86.86 | 6.71 | | 0.30 | | 0.07 | |
| | | | | | 液相成分/(g·L$^{-1}$) | | | | | | | | 气相成分/摩尔百分数 | | | | | | |
| 13 | | 东闯铅金矿507号脉 | YD12-2 | 石英(Ⅰ) | 23.95 | 4.00 | 3.79 | 1.23 | 0.74 | 42.4 | 2.14 | | | | | | | | ⑨ |
| 14 | | | YD12-4-1 | 石英(Ⅰ) | 19.95 | 1.11 | 2.96 | 0.51 | 4.38 | 29.55 | 3.71 | | 88.92 | 10.30 | 0.004 | 0.35 | 0.43 | | |
| 15 | | | YD12-4-2 | 石英(Ⅱ) | 19.63 | 0.76 | 6.85 | 1.02 | 2.47 | 26.00 | 4.45 | | 89.53 | 9.39 | 0.006 | 0.49 | 0.59 | | |
| 16 | | | YD19-8-1 | 石英(Ⅱ) | 22.93 | 2.19 | 7.27 | 3.40 | 3.06 | 38.50 | 4.08 | | 87.67 | 11.80 | 0.0003 | 0.29 | 0.24 | | |
| 17 | | | YD3-6-1 | 石英(Ⅲ) | 22.10 | 1.26 | 7.10 | 0.82 | 1.35 | 43.61 | 2.70 | | 88.56 | 10.58 | 0.003 | 0.37 | 0.49 | | |
| 18 | | | | 碳酸盐矿物 | 31.03 | 4.32 | | | 3.03 | 70.09 | 7.29 | | 93.33 | 5.90 | 0.008 | 0.36 | 0.37 | | |
| 19 | | | | 碳酸盐矿物 | 38.53 | 7.14 | | | 11.97 | 96.68 | 8.09 | | 93.89 | 4.66 | 0.03 | 0.60 | 0.82 | | |
| | | | | | 液相成分/($10^{-6}$) | | | | | | | | 气相成分(摩尔百分数) | | | | | | |
| 20 | | 桐沟 | PDO-PD4 | 303石英脉(6) | 14.97 | 2.01 | 0.46 | 0.04 | 0.15 | 14.10 | 4.12 | | 53.65 | 45.18 | - | 0.14 | 0.47 | 0.56 | ④ |

续表

| 序号 | 地区 | 矿区 | 样号 | 测定矿物及产出特征 | 液相成分/$10^{-6}$ | | | | | | | | 气相成分/摩尔百分数 | | | | | | 资料来源 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | $Na^+$ | $K^+$ | $Ca^{2+}$ | $Mg^{2+}$ | $F^-$ | $Cl^-$ | $SO_4^{2-}$ | $HCO_3^{2-}$ | $H_2O$ | $CO_2$ | $H_2$ | $N_2$ | $CH_4$ | CO | |
| 21 | 小秦岭 | 东闯 | S507 | 含金石英脉(4) | 414.5 | 58.80 | 21.30 | 1.3 | 4.1 | 690.4 | 570.6 | | | | | | | | ⑤ |
| 22 | | 文峪 | S505 | 含金石英脉(4) | 112.6 | 23.8 | 106.6 | 22.8 | 3.00 | 233.5 | 229.3 | | | | | | | | |
| 23 | | 杨砦峪 | S60 | 含金石英脉(10) | 560.4 | 116.8 | 99.00 | 3.60 | 1.200 | 1039 | 115 | | 75.22 | 24.78 | – | – | – | – | |
| 24 | | 文峪 | yb-15 | 8号脉Ⅰ+Ⅱ成矿阶段石英 | 160.14 | 29.29 | 0.55 | 0.55 | 5.89 | 249.22 | 11.07 | | 70.50 | 23.5 | – | 2.99 | 0.10 | – | ① |
| 25 | | | BW-18 | S505Ⅰ+Ⅱ成矿阶段石英 | 178.08 | 31.09 | 0.55 | 0.27 | 1.58 | 283.80 | 6.65 | | 81.00 | 16.5 | – | 0.30 | – | – | |
| 26 | | | YL-5 | 混合花岗岩 | 270.13 | 52.67 | 58.34 | 2.50 | 13.65 | 543.70 | 13.51 | | 95.00 | 4.00 | 0.00 | 0.18 | 0.00 | 0.36 | |
| 27 | | 善车峪 | YL-9 | 无矿石英脉 | 149.28 | 12.00 | 2.73 | 0.55 | 2.84 | 226.81 | 4.42 | | 80.00 | 20.00 | – | – | – | – | |
| 28 | | 大湖峪 | dx-17 | 无矿石英脉 | 61.36 | 12.72 | 0.61 | 0.15 | 0.00 | 80.27 | 32.87 | | 84.00 | 16.00 | – | – | – | – | |
| 29 | | 文峪 | wy-5 | 花岗岩内石英脉 | 42.76 | 7.07 | 0.00 | 0.00 | 1.42 | 63.84 | 14.66 | | 84.00 | 15.30 | – | – | – | – | |
| 30 | | 金硐岔 | H-19 | 石英 | 8.01 | 3.06 | 4.00 | 0.38 | 4.55 | 15.31 | 4.67 | | 82.08 | 17.72 | 0.008 | 0.01 | 0.14 | 0.04 | ⑩ |
| 31 | | | H-21 | 石英 | 4.82 | 4.52 | 2.86 | 0.23 | 4.24 | 9.09 | 8.60 | | 90.19 | 9.39 | 0.01 | 0.11 | 0.005 | 0.24 | |
| 32 | | 东桐峪 | H-61 | 石英 | 7.72 | 2.77 | 4.91 | 1.63 | 3.92 | 7.58 | 34.76 | | 93.06 | 5.96 | 0.022 | 0.90 | 0.58 | | |
| 33 | | 灵湖峪 | H-14 | 石英 | 2.20 | 1.21 | 2.38 | 0.21 | 4.95 | 10.42 | 11.26 | | 97.75 | 1.51 | 0.001 | 0.32 | 0.07 | 0.35 | |
| 34 | 熊耳山 | 金矿围岩及燕山期花岗岩 | FH672 | 太古宙条带状混合岩 | 682.5 | 630.8 | 6.5 | 19.40 | 9.6 | 1515.40 | 309.40 | | 98.25 | 1.58 | – | – | 0.07 | 0.10 | ② ③ |
| 35 | | | FH656 | 含石榴石斜长片麻岩 | 34.10 | 241.50 | 0.00 | 3.10 | 14.90 | 67.4 | 266.70 | | 85.86 | 11.85 | – | – | 0.79 | 1.50 | |
| 36 | | | 89001 | 熊耳期花岗伟晶岩 | 96.10 | 144.10 | 160.00 | 3.20 | 9.9 | 294.2 | 56.50 | | 94.75 | 5.25 | – | – | – | – | |
| 37 | | | FH570 | 燕山期万村黑云母花岗岩 | 44.20 | 26.40 | 5.80 | 2.90 | 6.10 | 21.80 | 122.30 | | 94.09 | 5.30 | – | – | – | 0.52 | |
| 38 | | | FH581 | 燕山期万村黑云母花岗岩 | | | | | | | | | 94.59 | 5.11 | – | – | – | 0.30 | |
| 39 | | | FH042 | 燕山期高坪黑云母角闪花岗岩 | 28.30 | 31.00 | 1.40 | 2.80 | 2.10 | 37.80 | 108.80 | | 97.00 | 2.88 | – | – | | 0.11 | |
| 40 | | | FH044 | 燕山期高坪黑云母角闪花岗岩 | | | | | | | | | 93.94 | 5.55 | – | – | - | 0.52 | |
| 41 | | | FH052 | 燕山期金山庙花岗岩 | 116.60 | 50.50 | 0.00 | 0.00 | 3.10 | 26.11 | 52.80 | | 69.46 | 30.02 | – | – | – | 0.50 | |
| 42 | | | FH058 | 燕山期金山庙花岗岩 | | | | | | | | | 55.65 | 44.35 | | | | | |
| 43 | | | FH652 | 燕山期花山花岗岩外围石英脉 | 2182.30 | 329.40 | 1100 | 2.90 | 20.70 | 4675.50 | 130.00 | | 91.48 | 8.48 | | | | 0.03 | |

续表

| 序号 | 地区 | 矿区 | 样号 | 测定矿物及产出特征 | 液相成分/$10^{-6}$ | | | | | | | | 气相成分/摩尔百分数 | | | | | | 资料来源 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | $Na^+$ | $K^+$ | $Ca^{2+}$ | $Mg^{2+}$ | $F^-$ | $Cl^-$ | $SO_4^{2-}$ | $HCO_3^-$ | $H_2O$ | $CO_2$ | $H_2$ | $N_2$ | $CH_4$ | CO | |
| 44 | 熊耳山 | 康山 | BT11 | 黄铁绢英岩中石英 | 11.86 | 9.69 | 13.00 | 0.99 | 10.30 | 11.08 | 3.76 | | 97.59 | 1.88 | 0.02 | 0.29 | 0.23 | | ⑥ |
| 45 | | | BT2-4 | 黄铁矿石英脉,石英 | 1.70 | 0.50 | 0 | 0 | 0 | 3.22 | 1.41 | | 94.19 | 4.83 | 0.65 | 0.33 | | | |
| 46 | | | BT2-6 | 黄铁矿石英金矿 | 2.74 | 0.88 | 0 | 0 | 0.06 | 13.35 | 2.65 | | 95.46 | 3.47 | 0.69 | 0.38 | | | |
| 47 | | | LB-9 | 多金属石英矿石 | 4.58 | 7.50 | 6.14 | 0.88 | 0.58 | 8.63 | 3.55 | | 97.30 | 2.39 | 0.15 | 0.07 | 0.09 | | |
| 48 | | | LB-5 | 多金属石英金矿石 | 12.40 | 12.40 | 19.60 | 4.01 | 2.34 | 8.91 | 9.63 | | 98.13 | 0.72 | 0.40 | 0.56 | 0.20 | | |
| 49 | | | 92-66 | 黄铁矿石英金矿石 | 1.95 | 1.64 | 0.17 | 0.09 | 0.03 | 1.63 | 2.81 | | 95.40 | 4.48 | | | | | |
| 50 | | 星星印 | 92-55 | 黄铁矿金矿石中石英 | 2.33 | 2.04 | 0.20 | 0.08 | 0.10 | 1.39 | 3.63 | | – | – | – | – | – | – | ⑤ |
| 51 | | | DF1Bch | 含金多金属矿石中石英 | 0.84 | 1.14 | 0.03 | 0.01 | 0.10 | 0.56 | 2.70 | | 93.01 | 6.99 | – | – | – | – | |
| 52 | | | DF3-Bch | 黄铁绢英岩中石英 | 1.83 | 0.88 | 0.00 | 0.02 | 0.00 | 1.00 | 4.89 | 0.38 | 96.23 | 3.77 | – | – | – | – | |
| 53 | | 上宫 | YM1-BT-2 | 铁白云石脉中白云石 | 0.28 | 0.97 | 1.27 | 1.51 | 0.20 | 0.52 | 1.22 | 5.53 | | | | | | | ⑦ |
| 54 | | | BT-DF1 | 铁白云石脉中白云石 | 0.63 | 0.53 | 3.79 | 0.16 | 0.07 | 0.40 | 0.74 | 7.35 | | | | | | | |
| 55 | | | YM1-CM4-B2 | 方铅矿白云石脉中白云石 | 3.26 | 0.46 | 3.22 | 0.17 | 0.08 | 0.62 | 1.82 | 7.30 | | | | | | | |
| 56 | | | CM6-DF1-BI | 方铅矿白云石脉中白云石 | 9.19 | 3.86 | 106.85 | 17.18 | 0.00 | 22.00 | | | | | | | | | |
| 57 | | | PD8-CM4-6 | 铁白云石石英脉中石英 | 24.17 | 4.25 | 8.66 | 0.08 | 0.17 | 39.17 | 3.50 | | 94.88 | 1.45 | 0.99 | 0.30 | 0.37 | 1.71 | ⑤ |
| 58 | | | PD8-CM4-28 | 铁白云石石英脉中石英 | 58.13 | 4.25 | 13.67 | 0.08 | 1.00 | 43.83 | 1.75 | | 88.88 | 3.98 | 0.13 | 0.27 | 1.98 | 3.53 | |
| 59 | | | PD12-CM30-8 | 铁白云石石英脉中石英 | 16.51 | 6.11 | 11.27 | 0.08 | 0.16 | 16.43 | 6.03 | | 88.95 | 4.12 | 0.40 | 0.53 | 0.09 | 5.95 | |
| 60 | | | PD13-CM34-5 | 铁白云石石英脉中石英 | 54.36 | 6.11 | 13.98 | 1.90 | 0.56 | 53.41 | 2.38 | | 86.19 | 11.45 | 0.04 | 1.55 | 0.09 | 0.66 | |
| 61 | | 北岭 | 91884-14 | 网脉状矿石 | 0.50 | 0.45 | 0 | 0.06 | 0.00 | 0.26 | 1.97 | | 99.20 | 0.6 | 0.00 | 0.10 | 0.00 | 0.10 | ⑥ |
| 62 | | | 91884-14 | 石英 | 2.90 | 2.93 | 0.00 | 0.27 | 0.55 | 7.28 | 1.53 | | 96.38 | 3.10 | 0.07 | 0.11 | 0.04 | 0.27 | |
| 63 | | | 91T56 | 硅化矿石石英 | 0.84 | 1.62 | 0.00 | 0.08 | 0.42 | 0.41 | 0.82 | | 97.58 | 1.21 | 0.00 | 0.47 | 0.06 | 0.68 | |
| 64 | | 青岗坪 | 青3-6 | 石英(4) | 9.47 | 1.57 | 7.81 | 1.63 | 1.75 | 9.72 | 35.72 | | | | | | | | ⑪ |
| 65 | | 铁炉坪银矿 | | 石英 | 14.30 | 23.15 | 0.06 | 1.91 | 0.98 | 10.06 | 10.50 | | 94.70 | 5.20 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.05 | |
| 66 | | | | 萤石 | 17.08 | 10.30 | 30.59 | 1.94 | 29.16 | 5.94 | 3.13 | 10.60 | 97.32 | 2.60 | | | 0.024 | 0.058 | |
| 67 | | | | 碳酸盐矿物 | 11.13 | 15.55 | 1.71 | 0.88 | 2.21 | 10.93 | 7.41 | 43.10 | 92.30 | 7.52 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.015 | |

续表

| 序号 | 地区 | 矿区 | 样号 | 测定矿物及产出特征 | 液相成分/$10^{-6}$ | | | | | | | | 气相成分/摩尔百分比 | | | | | | 资料来源 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | $Na^+$ | $K^+$ | $Ca^{2+}$ | $Mg^{2+}$ | F | $Cl^-$ | $SO_4^{2-}$ | $HCO_3^-$ | $H_2O$ | $CO_2$ | $H_2$ | $N_2$ | $CH_4$ | CO | |
| 68 | | 蒿坪沟 | | 石英(3) | 16.13 | 31.93 | 0.46 | 0.44 | 3.83 | 10.99 | 22.27 | 0.30 | 96.10 | 3.52 | 0.01 | 0.0 | 0.26 | 0.01 | ⑪ |
| 69 | | 金银矿 | | 碳酸盐(3) | 7.86 | 10.89 | 1.45 | 0.82 | 4.41 | 18.56 | 3.52 | 22.27 | 95.03 | 4.86 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.19 | |
| 70 | | | 祁 550-10 | 早成矿期石英 | 27.04 | 5.381 | 9.056 | 0.665 | 3.234 | 41.454 | 9.408 | | 96.22 | 3.56 | 0.005 | 0.05 | 0.035 | 0.11 | |
| 71 | | | SR-2 | 早成矿期石英 | 92.93 | 20.49 | 16.96 | 10.95 | 3.14 | 127.89 | 118.73 | 5.18 | 90.65 | 7.743 | | | 1.607 | | |
| 72 | | | 祁 550-1 | 主成矿期石英 | 13.50 | 4.200 | 113.20 | 1.400 | 1.663 | 46.323 | 16.12 | | | | | | | | |
| 73 | | | 祁 550-18 | 主成矿期石英 | 13.95 | 2.85 | 189.30 | 1.320 | 3.604 | 36.320 | 34.914 | | | | | | | | |
| 74 | | | J2L16 | 主成矿期石英 | 0.91 | 5.43 | 0.15 | 0.09 | 0.41 | 0.65 | 0.08 | 9.29 | 92.45 | 3.47 | 2.80 | | 0.39 | 0.88 | |
| 75 | 熊 | 祁 | 祁 626-4 | 晚成矿期石英 | 20.92 | 0.770 | 12.970 | 0.455 | 0.065 | 0.050 | 0.325 | | 94.32 | 3.89 | 0.47 | 1.10 | 0.02 | 0.21 | |
| 76 | | 雨 | 918-580 | 晚成矿期石英 | 0.67 | 0.70 | 32.025 | 0.688 | 8.300 | 0.768 | 94.08 | | 97.59 | 2.13 | 0.003 | 0.22 | 0.01 | 0.03 | |
| 77 | | 沟 | 祁 550-32 | 晚成矿期石英 | 0.910 | 5.390 | 7.00 | 0.648 | 0.194 | 0.553 | 108.50 | | 99.43 | 0.31 | 0.001 | 0.17 | 0.047 | 0.03 | |
| 78 | | 爆 | SRV1-7 | 晚成矿期石英 | 0.36 | 0.14 | 0.18 | 0.02 | | 0.27 | 1.06 | | 95.55 | 4.05 | | | 0.38 | 0.01 | |
| 79 | 耳 | 发 | J1 | 石英 | 17.1 | 3.1 | 6.7 | 8.1 | 0.3 | 31.4 | 32.2 | | 88.56 | 10.0 | 0.80 | 0.32 | 1.10 | | |
| 80 | | 角 | J2 | 石英 | 13.6 | 24 | 92.3 | 1.6 | 0.2 | 19.0 | 28.6 | | 92.66 | 5.78 | 0.001 | 0.09 | 0.02 | 1.45 | ⑫ |
| 81 | | 砾 | J3 | 石英 | 15.3 | 1.6 | 5.9 | 3.7 | 0.4 | 30.5 | 21.20 | | 89.22 | 10.35 | 0 | 0.20 | 0.24 | | |
| 82 | | 岩 | J4 | 石英 | 17.4 | 0.2 | 7.4 | 0.90 | 0.3 | 11.1 | 48.0 | | 89.91 | 6.22 | 0.02 | 3.84 | 0.01 | | |
| 83 | 山 | 型 | J5 | 石英 | 18.9 | 2.1 | 6.0 | 1.4 | 0.4 | 29.8 | 16.0 | | 95.54 | 4.15 | 0 | 0.22 | 0.09 | | |
| 84 | | 金 | J6 | 石英 | 27.6 | 2.4 | 5.2 | 1.6 | 1.2 | 43.3 | 55.5 | | 92.36 | 6.88 | 0 | 0.363 | 0.07 | 0.33 | |
| 85 | | 矿 | J7 | 石英 | 21.4 | 1.7 | 3.0 | 4.0 | 0.6 | 32.8 | 23.3 | | 84.78 | 4.81 | 0 | 9.64 | 0.76 | | |
| 86 | | | J9 | 石英 | 9.6 | 0.7 | 122.00 | 1.6 | 1.5 | 13.9 | 16.90 | | 94.01 | 2.79 | 0 | 0.28 | 0.27 | 2.90 | |
| 87 | | | J10 | 石英 | 6.7 | 1.1 | 3.70 | 5.9 | 0.6 | 12.7 | 19.50 | | 85.33 | 6.26 | 0.003 | 6.22 | 2.20 | | |
| 88 | | | J11 | 石英 | 6.5 | 2.1 | 5.2 | 1.1 | 0.5 | 7.8 | 27.9 | | 86.24 | 2.55 | 0 | 9.90 | 0.02 | 1.21 | |
| 89 | | | J12 | 方解石 | 5.0 | 0.2 | 57.2 | 1.7 | 1.9 | 9.0 | 46.0 | | 96.07 | 2.44 | 0.05 | 0.22 | 0.11 | 0.26 | |
| 90 | | | J13 | 方解石 | 3.10 | – | 1.6 | 21.1 | 1.1 | 5.3 | 65.10 | | 97.47 | 2.31 | 0.02 | 0.31 | 0.003 | | |

①据谢奕汉等,1990;②-③据范宏瑞等,1992,1993;④据薛良伟等,1996;⑤据黎世美等,1996,1993;⑥据任富根等,1996;⑦据彭应达[1];⑧据徐九华,1997;⑨据李绍儒等,1997;⑩据王秀琼等,1992;⑪据崔亳,1997;⑫据高永卡,1995。大部分气体成分进行了换算。*:气相组分($10^{-2}$),液相组分(mg/mL);括号内为样品数,(1)为成矿期次。

[1] 彭应达,河南省上宫金矿矿物包裹体特征及三晕法找矿方法试验研究报告,1988。

件比石英脉型金矿成矿构造条件相对开放，因而 $CO_2$ 气体容易逸出之故。蚀变岩型银金矿 $w$（$Na^+$）/$w$（$K^+$）比值最小，一般在 0.2～0.8 之间，其他特征与蚀变岩型金矿类似。爆破角砾岩型金矿的成矿流体主要特征是 $w$（$Na^+$）/$w$（$K^+$）比值高，但 $w$（$CO_2$）/$w$（$H_2O$）比值低，因而在图 4-1、4-2 中和其他类型金矿成矿流体相分离，该类金矿 $w$（$CO_2$）/$w$（$H_2O$）比值低，并不反映原始成矿流体 $CO_2$ 含量低，主要是因为成矿构造条件开放、成矿深度浅、$CO_2$ 气体特别容易逃逸之故。

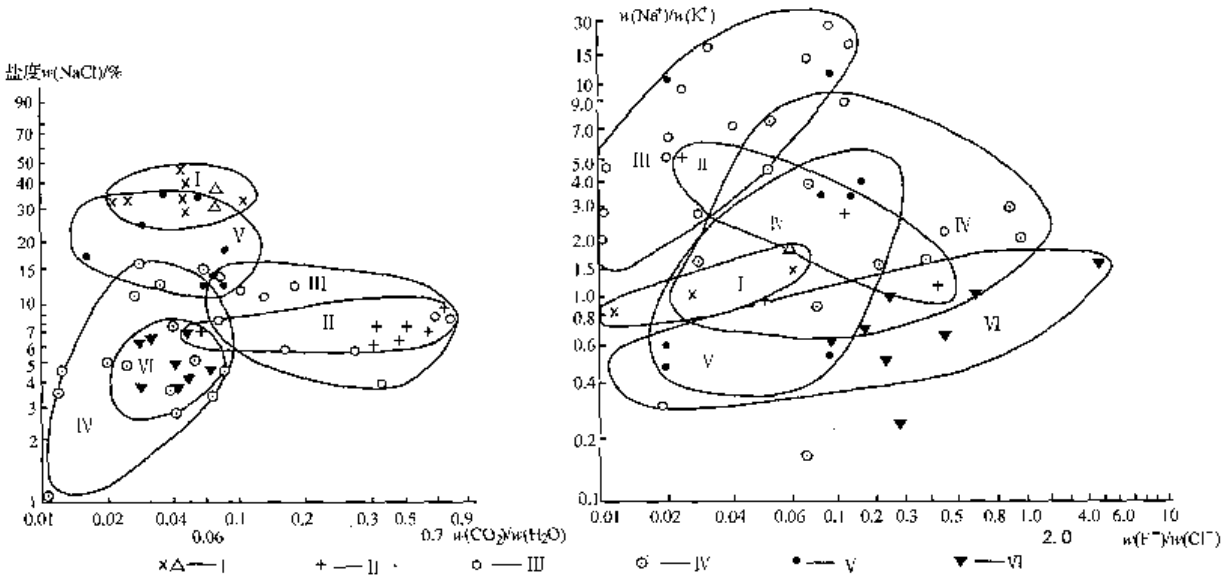



图 4-1 小秦岭-熊耳山地区金矿体盐度-$w$（$CO_2$）/$w$（$H_2O$）（左）及 $w$（$Na^+$）/$w$（$K^+$）－$w$（$F^-$）/$w$（$Cl^-$）（右）图解

Ⅰ—变质岩、花岗伟晶岩区；Ⅱ—花山花岗岩区；Ⅲ—石英脉型金矿区；Ⅳ—蚀变岩型金矿区；Ⅴ—爆破角砾岩型金矿（主成矿阶段区）；Ⅵ—蚀变岩型银铅矿区

此外，小秦岭东闯金铅矿床 507 号脉单个包裹体激光拉曼探针分析结果表明（李绍儒，1997），气体组分中发现较多的 $H_2S$，表明成矿流体应有较多的硫离子。这主要因为各类金矿床金的成矿均与黄铁矿密切相关，及成矿流体中 $SO_4^{2-}$ 是重要的阴离子组分有关。硫在流体中的存在形式主要决定于流体的氧化还原电位，在还原环境中硫主要以 $[HS]^-$ 络阴离子存在，而在氧化环境中 $SO_4^{2-}$ 占优势，过渡带 $SO_4^{2-}$ 与 $[HS]^-$ 含量相当。另外，由于流体有较高的 $CO_2$，因而应当有较多的 $CO_3^{2-}$ 离子。但在整个成矿过程中，从早期到晚期，流体成分有一定的变化，不同的类型矿床表现出一定的差异。

（2）不同金矿类型成矿流体中 $w$（$F^-$）/$w$（$Cl^-$）比值变化

$Cl^-$ 与 $F^-$ 是成矿流体内的最主要阴离子组分（图 4-1、4-2）。石英脉型金矿成矿流体 $Cl^-$ 离子高，$w$（$F^-$）/$w$（$Cl^-$）比值低，同时 Na＋离子相对其他金矿流体亦高，因而在图 4-1、4-2 中与其他类型金矿相分离。蚀变岩型金矿与祁雨沟爆破角砾岩型金矿在图解中部分重叠，而且都与石英脉型金矿明显分离，与二者流体内 $F^-$ 与 $K^+$ 离子浓度相对增高有关。

（3）成矿流体类型

成矿流体液相组分中，阳离子主要为 $Na^+$、$K^+$、$Ca^{2+}$、$Mg^{2+}$，在 $Na^+$、$K^+$ 与 $Ca^{2+}$

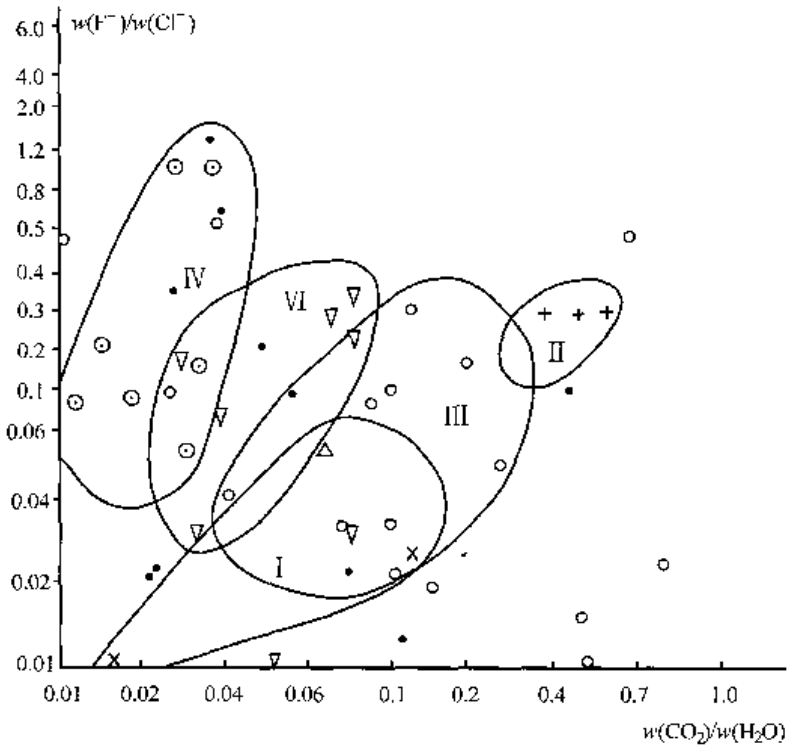



图 4-2　小秦岭-熊耳山地区金矿体 $w(F^-)/w(Cl^-)-w(CO_2)/w(H_2O)$图解

（图例同图 4-1）

阳离子三角图解（图 4-3）中，石英脉型金矿因富 $Na^+$，金矿流体投点靠近 $Na^+$ 离子一角；蚀变岩型金矿，相对石英脉型金矿 $Ca^{2+}$ 离子增加，金矿流体投点位于三角图下部，基本平行 $Na^+$-$Ca^{2+}$ 边分布；爆破角砾岩型金矿多数流体富 $Na^+$，投点在 $Na^+$ 附近，少数流体富 $Ca^{2+}$，投点靠近于 $Ca^{2+}$ 离子。构造蚀变岩型银金矿流体富 $K^+$ 贫钙，投点沿 $Na^+$-$K^+$ 线分布，靠近 $K^+$ 离子一端。

根据流体内液相组分 $Cl^-$、$F^-$、$SO_4^{2-}$ 三个主要阴离子的三角图解（图 4-4），区内所有金矿流体集中投点于三角图解的 $Cl^-$-$SO_4^{2-}$ 边线附近，表明流体内阴离子主要为 $Cl^-$ 与 $SO_4^{2-}$，而贫 $F^-$ 离子。特别是石英脉型金矿流体更靠近 $Cl^-$-$SO_4^{2-}$ 边线，表明其金矿阴离子最富 $Cl^-$-$SO_4^{2-}$，而贫 $F^-$。角砾岩型金矿、蚀变岩型银矿流体虽然仍以 $Cl^-$、$SO_4^{2-}$ 离子为主，但 $F^-$ 离子较其他类型金矿增加，因而投点相对远离 $Cl^-$-$SO_4^{2-}$ 边线。蚀变岩型金矿较石英脉型金矿流体投点也远离 $Cl^-$-$SO_4^{2-}$ 边线，但多数投点靠近 $Cl^-$ 离子一端，少部分靠近 $SO_4^{2-}$ 离子一端，成矿流体中气相组分主要为 $H_2O$、$CO_2$ 及少量的 $CH_4$、$H_2$、CO 等。根据以上流体内阴阳离子及气相组分，可将矿床划分为下列流体类型：石英脉型金矿为 $H_2O$-$Na^+$-$CO_2$-$Cl^-$-$(HS)^-$ 型；蚀变岩型金矿属 $H_2O$-$Na^+$ $(K)^+$-$Ca^{2+}$-$CO_2$-$Cl^-$ $(HS)^-$ 型，与爆破角砾岩型金矿为 $Na^+$-$Ca^{2+}$-$Cl^-$ $(SO_4^{2-})$ 型。

综上所述，区内不同矿床类型的成矿流体，在其成分组成上，虽然有一些差异，但均为富含挥发分 $H_2O$、$CO_2$、CO、$CH_4$、$H_2S$、$SO_2$、$N_2$、$H_2$ 及 $F^-$、$K^+$、$Ca^{2+}$、$Na^+$、$Mg^{2+}$ 等阴阳离的 $Na^+$-$Ca^{2+}$-$Cl^-$-$SO_4^{2-}$ 流体系统。据杜乐天（1989，1996）、毕思文（1996）、曹荣龙（1996a，1996b）、陈丰（1996）的研究，地幔流体（幔汁）成分主要是

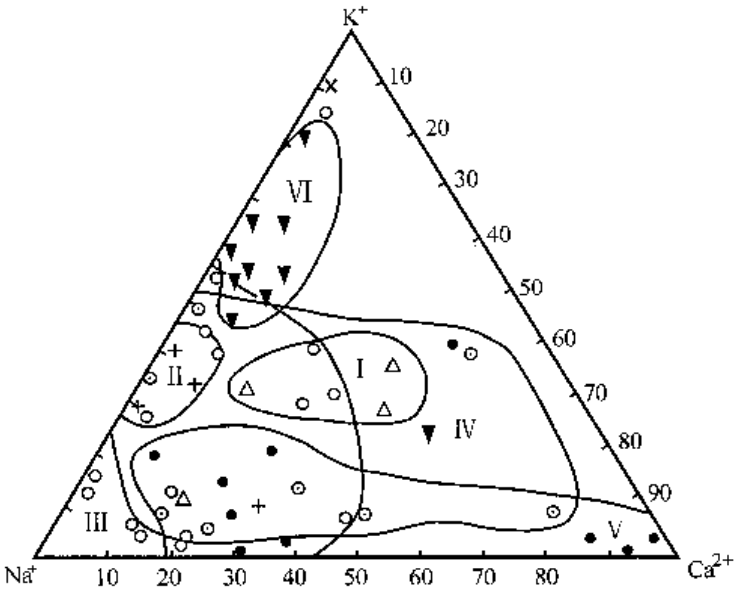



图 4-3　小秦岭-熊耳山地区金矿流体的 $Na^+$-$K^+$-$Ca^{2+}$ 图解

（图例同图 4-1）

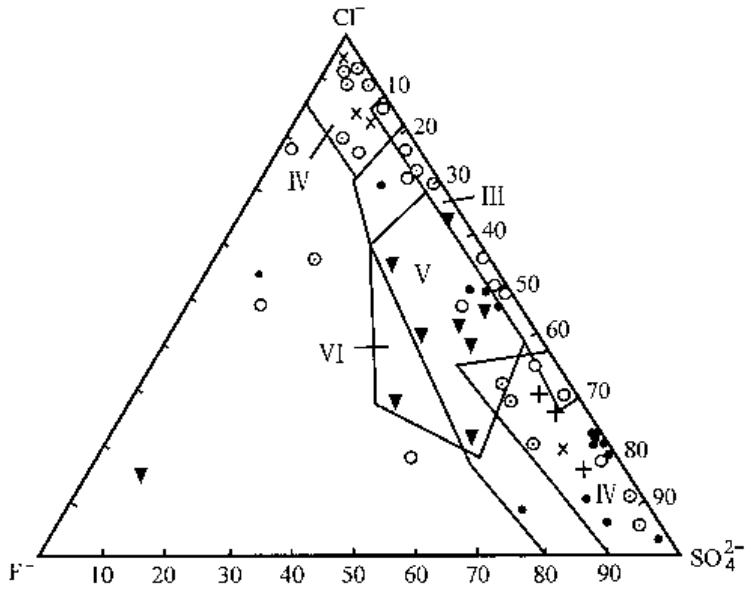



图 4-4　小秦岭-熊耳山地区金矿流体的 $Cl^-$-$F^-$-$SO_4^{2-}$ 图解

（图例同图 4-1）

由卤素及热、氢（H）、碱金属（A）、碳（C）、氧（O）、氮（N）和硫（S）等组成，区内成矿流体的成分组成特征与上述地幔流体组成极为一致，表明区内金矿成矿流体同样为地幔流体。

**4. 成矿流体物理化学特征**

（1）石英脉型金矿床

小秦岭石英脉型金矿不同成矿阶段的 $\lg f_{O_2}$ 值是不同的，黄铁矿-石英阶段（Ⅰ）为

$10^{-24}$～$10^{-28}$；石英-黄铁矿阶段（Ⅱ-1）为 $10^{-25}$～$10^{-32}$；石英-多金属硫化物阶段（Ⅱ-2）为 $10^{-28}$～$10^{-34}$；石英-黄铁矿-碳酸盐阶段（Ⅲ）为 $10^{-34}$～$10^{-39}$。该区测得成矿压力为（1080～1580）$\times10^5$ Pa，成矿深度为 3.8～6.2 km。康山石英脉型金矿的 $\lg f_{O_2}$ 为 $10^{-26}$～$10^{-32.5}$，相应成矿流体压力分别为 $900\times10^5$ Pa 与 $800\times10^5$ Pa，成矿深度分别为 3.2 和 2.9 km。石英脉型金矿形成温度高于蚀变岩型金矿，成矿温度随成矿阶段由早到晚逐渐降低，即由 250～330℃降至 150～250℃。pH 值变化不大，一般为 5～6，溶液呈中性，按该矿床形成的物化条件，石英脉型金矿属中深成的高中温热液型金矿床。

（2）蚀变岩型金矿

上宫蚀变岩型金矿随成矿阶段由早到晚 $\lg f_{O_2}$ 增高（$10^{-40}\rightarrow10^{-35}$），成矿压力为（500～900）$\times10^5$ Pa，相应形成深度为 2.6～3.6 km；主成矿阶段均一温度为 170～300℃；成矿溶液的 pH 值早期为 5.94，晚期为 7.58，即由中性变为弱碱性。前河金矿 $\lg f_{O_2}$ 早期为 $10^{-25}$～$10^{-32}$，主成矿期为 $10^{-28}$～$10^{-35}$，成矿溶液 pH 值由 5.3→6.45；成矿温度早期为 250～343℃，主成矿期为 250～277℃；成矿压力为（300～700）$\times10^5$ Pa，成矿深度为 1.2～2.8 km。北岭金矿主成矿阶段 $\lg f_{O_2}$ 为 $10^{-26}$～$10^{-23}$，晚期阶段为 $10^{-31}$～$10^{-23}$，流体测定压力为（277～326）$\times10^5$ Pa，相应形成深度为 1.1～1.3 km，成矿均一温度为 172～273℃，流体 pH 值为 5～6.14。熊耳山地区其他蚀变岩型金矿成矿物化条件与上宫、前河、北岭三个大型蚀变岩型金矿相似（表 4-1）。蚀变岩型银金矿形成压力为（180～600）$\times10^5$ Pa，形成深度为 0.6～2.4 km，成矿流体均一温度为 170～250℃，pH 值 6.0～6.9，相当于弱碱性，按照矿床形成温压条件，蚀变岩型金矿、银矿属低温或中低温浅成热液型矿床。

（3）爆破角砾岩型金矿

祁雨沟爆破角砾岩型金矿成矿流体 $\lg f_{O_2}$ 由早到晚降低，早期为 $10^{-24}$，晚期为 $10^{-27}$～$10^{-39}$，成矿温度由早到晚为 360～490℃→200～300℃→200℃，pH 值为 5.84→5.32→4.49，即由中性变为弱酸性，流体压力为（200～400）$\times10^5$ Pa，相应形成深度 0.7～1.4 km，按物化条件矿床属中高温浅成-超浅成热液型金矿床。

## 三、成矿流体的运移特征

**1. 流体中金的运移方式**

金矿是在成矿流体由深部向浅部运移过程中，由于物化条件的变化导致金等成矿物质自流体中沉淀而成的。所以，成矿流体的运移、成矿流体中金的存在形式、金自流体中沉淀出来的机制等已成为研究金矿成因、矿床形成机制的重要科学问题之一。

几十年来，国内外许多学者对该类问题进行了研究，使金在流体中的搬运形式、沉淀机制等理论日臻完善。研究表明金在成矿流体中可呈络合物、胶体，或被有机质吸附等多种形式迁移（刘英俊等，1991；谢广东，1994；华仁民，1994；樊文苓等，1995）。但最主要的，也是最普遍的是呈各种络合物形式存在于成矿流体中，特殊情况下也可与胶体及有机质吸附在一起随流体搬运。但就本区金矿而言，区内所有金矿床流体成分分析资料中基本不见有机质成分，而且，区内金矿床无论石英脉型或蚀变岩型，其 $SiO_2$ 均呈结晶状

态的石英出现，见不到 $SiO_2$ 呈胶体状态的细粒石英条带与蛋白石质氧化硅之类条带。因此，区内金矿床中金基本上可以排除呈胶体或有机质吸附形式运移的可能性。

多年来的研究表明，成矿流体中金可呈 Au-S 络合物、Au-Cl 络合物、碳酸络合物、碲络合物等多种形式存在，普遍为广大研究者所接受的还是 Au-S 络合物和 Au-Cl 络合物两类。

近年来，国内外研究者通过内生金矿成矿体系的地质地球化学条件的逼近，对金在流体中的迁移形式、成矿过程中水-岩相互作用、有机质与金矿的关系，以及金从流体中沉淀机制等问题，尤其是对金成矿流体的形成、演化机理，进行了更深入的研究，并取得了一系列新的进展。

从金在流体中的迁移形式来看，硅在金迁移富集过程中的作用越来越受到人们重视。$Au\text{-}SiO_2\text{-}HCl\text{-}H_2O$ 和 $Au\text{-}NaSiO_3\text{-}H_2O$ 体系的溶解实验研究证明，在由酸性到碱性很宽的 pH 范围内，$H_3SiO_4^-$ 均可作为配位体，与 Au 配合形成 $AuH_3SiO_4$ 在热液体系中运移。基于野外常见到：①大多数贫硫化物石英脉型（或蚀变岩型）金矿床中，金常分布在晚期石英（或其晶洞）内，并不一定表现出与硫化物有密切的伴生关系；②在几乎所有的内生金矿床中，硅化的强度与金矿化呈正相关，从而说明与 $AuCl_2^-$ 和 $Au(HS)_2^-$ 相比，金在热液中的 $AuH_3SiO_4$ 迁移形式可能更具有地质意义。

区内金矿床不论是石英脉型、蚀变岩型或是爆破角砾岩型，围岩蚀变均广泛发育，主要的蚀变类型为钾化、硅化、黄铁绢英岩化及碳酸盐化，蚀变岩石的化学分析结果表明，在流体与围岩相互作用的过程中，蚀变围岩自流体中获得了大量的 $K_2O$、$SiO_2$、$CO_2$ 等物质组分。矿床石英包裹体成分的分析结果表明，成矿过程中由石英捕获的成矿流体中含有 $K^+$、$Na^+$、$Ca^{2+}$、$Mg^{2+}$、$Cl^-$、$F^-$、$SO_4^{2-}$、$CO_2^{2-}$ 等组分，从而表明区内的成矿流体是含有 K、$SiO_2$ 及各种成矿物质的 $Na\text{-}Cl\text{-}H_2O$ 体系流体。在该种流体中，可与 Au 配合的络合物阴离子有 $Cl^-$、$HS^-$、$SiO_2$、F、$CO_2$ 等。

金主要以下列含 Au 络合物方式迁移。

（1）金-氯络合物

在含氯的溶液中，Au 可与 $Cl^-$ 结合成 Au-Cl 络合物，在一定的物化条件下，在溶液中稳定存在。Au 在氯化物溶液中的反应式为（郁云妹等，1995）：

$$Au + XCl^- + H^+ + \frac{1}{4}O_2 = AuCl_x^{1-x} + \frac{1}{2}H_2O$$

通常认为 $x$ 为 1～3，即有下面可能的反应：

$$Au + Cl^- + H^+ + \frac{1}{4}O_2 = AuCl^0 + \frac{1}{2}H_2O \quad (1)$$

$$Au + 2Cl^- + H^+ + \frac{1}{4}O_2 = AuCl_2^{-1} + \frac{1}{2}H_2O \quad (2)$$

$$Au + 3Cl^- + H^+ + \frac{1}{4}O_2 = AuCl_3^{-2} + \frac{1}{2}H_2O \quad (3)$$

三个反应式中，一般以（2）式为主，说明金为 $Au^+$ 时，主要是以 $AuCl_2^-$ 形式存在于热液中。

许多研究证实，在热液中金还可呈 $Au^{3+}$ 状态存在，这时 Au-Cl 络合物为 $AuCl_4^-$。

也就是说，金在热液中可以呈两种价态——三价和一价出现。金氧化为离子的过程可

由以下平衡确定（Helgeson，1969）：

$$Au（固）+3H^+ + \frac{3}{4}O_2（气）= Au^{3+} + \frac{3}{2}H_2O$$

$$Au（固）+H^+ + \frac{1}{4}O_2（气）= Au^+ + \frac{1}{2}H_2O$$

Helgeson（1969）曾系统地给出了上述平衡在25～300℃时的平衡常数，并计算了不同氧逸度和pH值条件下溶液中 $Au^{3+}$ 和 $Au^+$ 的离子浓度。图4-5是在以赤铁矿-磁铁矿为缓冲剂的条件下，计算得到的 $Au^{3+}$ 和 $Au^+$ 在不同温度和pH介质中的活度比，由图中可看出与 $Au^+$ 相比，$Au^{3+}$ 的活度完全可以被忽略。从而表明，虽然许多实验证实在含 $Cl^-$ 溶液中可以存在 $AuCl_4^-$，但由于其与 $AuCl_2^-$ 相比，浓度很低，所以我们认为在含氯的成矿流体中，金主要以 $AuCl_2^-$ 形式出现。

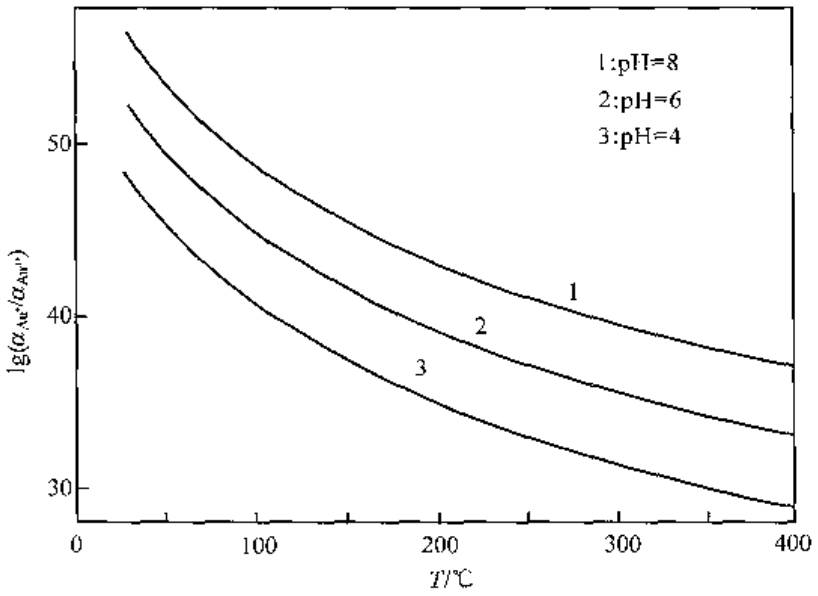



图4-5 $Au^+/Au^{3+}$ 的活度比值与温度和酸碱度的关系图

以赤铁矿-磁铁矿作氧逸度缓冲剂，据Helgeson（1969）数据计算，400℃时的投影为外推计算值

（2）金-硫络合物

由于Au和S均为变价元素，在溶液中均可呈多种价态出现，所以金与S呈络合物形式存在于溶液中时，可有多种形式：$Au(SO_3)_2^{3-}$、$Au(HS)_2^-$、$Au(HS)_2S^{2-}$、$HAu(HS)_2$ 等等，其中在 $Au(SO_3)_2^{3-}$、$Au(S_2O_3)_2^{3-}$ 中金呈 $Au^{3+}$，而在 $Au(HS)_2^-$、$HAu(HS)_2$、$Au(HS)_2S^{2-}$ 中金呈 $Au^+$ 状态。同时鉴于金在溶液主要呈 $Au^+$ 状态存在，当金在溶液中呈S络合物形式存在时，其络合物形式主要为 $Au(HS)_2^-$、$Au_2(HS)_2S^{2-}$、$HAu(HS)_2O$。Seward（1973,1984）的研究表明，当溶液pH呈近中性时，金主要以 $Au(HS)_2^-$ 形式存在；当溶液呈碱性时，金主要呈 $Au_2(HS)_2S^{2-}$ 形式存在；当溶液呈酸性时，金则主要以 $HAu(HS)_2$ 形式存在（图4-6）。图4-6还表明，在含一定硫的硫化物溶液中，在pH值呈中性时金的溶解度最高，此时金呈 $Au(HS)_2^-$ 形式迁移，pH值降低或升高都造成热液中金溶解度的降低。

金呈 $Au(HS)_2^-$ 等硫化物络合物形式存在时，其溶解度主要取决于热液的温度、硫

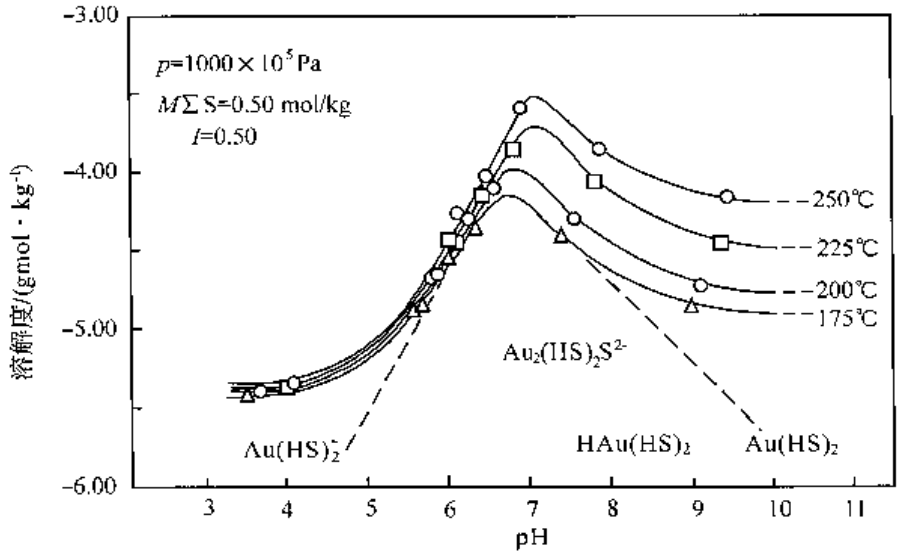



图 4-6　金的溶解度和主要存在形式与 pH 的关系

(Seward，1991)

在离子强度 $I=0.50$，还原硫总量（$H_2S+HS^-$）$=0.50$ mol/kg 的硫化物溶液中，实线为在 1kbar 压力下的实验结果，虚线为三种硫-金络合物在相应条件下的溶解度计算结果

浓度、pH 值及氧化还原状态。而热液中 $[HS]^-$、$S^-$ 的浓度取决于 $H_2S$ 的溶解度，当温度增高时，$H_2S$ 主要呈挥发的气态，溶液中 $H_2S$ 的浓度很小，因此，在高温时（大于 400℃），金呈硫络合物形式迁移的可能性极小。

（3）金-硅络合物

$Au\text{-}SiO_2\text{-}HCl\text{-}H_2O$ 体系和 $Au\text{-}NaSiO_2\text{-}H_2O$ 体系的溶解实验研究业已证明：在含硅溶液中，$AuH_3SiO_4$ 是 Au 的主要迁移形式，它不会因溶液 pH 以及硅含量的变化而改变。$AuH_3SiO_4$ 作为 Au 的一种迁移形式，它在热液中的稳定性受 $T$、$p$、$Eh$ 和组分等因素变化的影响，与 pH 关系不大，其中温度、氧逸度及硅含量的变化与其直接有关。金-硅络合物的稳定存在条件可通过以下三个方程式表述：

$$Au^+ + H_3SiO_4^- = AuH_3SiO_4$$

$$H_4SiO_4 = H^+ + H_3SiO_4^-$$

$$Au + H^+ + \frac{1}{4}O_2 = Au^+ + \frac{1}{2}H_2O$$

由上述三式得到 Au 在含硅溶液中的溶解反应：

$$Au + \frac{1}{4}O_2 + H_4SiO_4 = AuH_3SiO_4 + \frac{1}{2}H_2O$$

这个反应说明：Au 在含硅溶液中形成金-硅配合物的浓度随溶液中 $H_4SiO_4$ 浓度和 $f_{O_2}$ 的增高而增大，即 $AuH_3SiO_4$ 在相对氧化的富硅条件下稳定，且反应平衡常数随温度升高而减小。

$$\lg k = -7.9247 + 6708.84/T \quad (T \text{ 为绝对温度})$$

该式表明温度升高不利于金与硅形成络合物。

图 4-7 是当温度、$f_{O_2}$ 和硅含量改变时，溶液中金-硅络合物的稳定性图解，反映出：

①在一定 $f_{O_2}$ 条件下，金的溶解度随 $H_4SiO_4$ 浓度的增高而增大；②在一定的 $H_4SiO_4$ 浓度下，$f_{O_2}$ 升高有利于金的活化，反之，$f_{O_2}$ 降低促使金沉淀。温度的影响表现在，随温度升高，溶液中 $AuH_3SiO_4$ 的含量明显减少。

（4）其他金络合物

区内成矿流体除氯、硫、硅之外，还存在 $CO_2$、CO、$F^-$、Te 等组分，它们同样可与金形成络合物。

金的一价离子具有典型的软酸性质，与软碱如 $CN^-$、$HS^-$ 等，能形成稳定络合物，而与强碱的结合则相对不稳定，金只有在高价时才能与氟结合，尽管 Au 可与氟化物伴生（如区内的上宫、庙岭、前河等），但一方面由于与 $Au^+$ 相比，$Au^{3+}$ 在溶液中浓度很低；另一方面，$Au^{3+}$ 的含氟络合物（如 $K[AuF_4]$）在水中会立即产生水解（Puddephatt，1978），因此氟对 Au 的热液迁移不具重要意义。

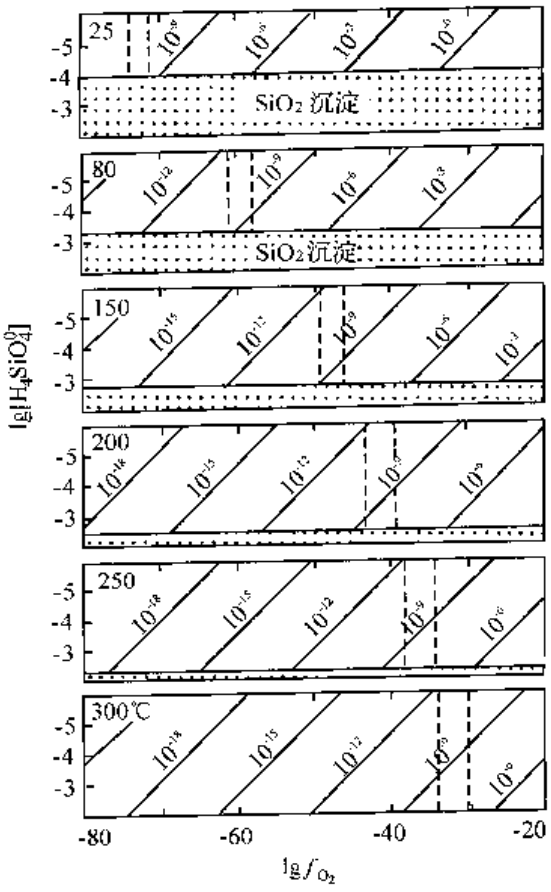



图 4-7　自然金以 $AuH_3SiO_4$ 形式的迁移和沉淀图

（引自樊文苓等，1995）

斜线代表 $AuH_3SiO_4$ 的浓度线，$SiO_2$ 在阴影区产生沉淀，两条虚线间为 NNO 和 MH 所限定的 $f_{O_2}$ 范围

区内绝大部分金矿床或多或少地都发现有碲化物存在，说明成矿溶液中有 Te 的存在，当热液中有 Te 存在时，低温条件下，Au 可与 Te 结合成金碲络合物 $[Au^{3+}(Te_2)]^-$、$[Au_2^+(Te_2)]^{2-}$、$[Au^+(Te_2)]^{3-}$ 等形式运移。当然由于热液中 Te 的含量很少，除上宫、桐沟等金矿外，绝大多数金矿床中碲化物含量很少，同时，碲金络合物也主要在低温下稳定，所以就区内金矿而言，金碲络合物迁移形式在局部具有一定意义。

以上表明，在区内金矿的成矿流体中，金主要呈 $AuCl_2^-$、$Au(HS)_2^-$、$AuH_3SiO_4$ 等形式迁移，个别情况下还可出现 $[Au_2^+(Te)_2]^{2-}$、$[Au(Te_2)]^{3-}$、$[Au^{3+}(Te_2)]^-$ 形式。由于成矿作用的多期多阶段性，成矿从早期到晚期，温度、压力、pH 值、Eh、$f_{O_2}$、成矿流体组分均有一定的变化，且不同金络合物在不同物化条件下稳定性不同。所以，不同成矿阶段成矿流体中金的迁移形式也会有一定的变化。

**2．不同成矿阶段流体中金运移形式**

（1）成矿前期

区内金矿的形成是由深部成矿流体向浅部运移，并在适当的条件下沉淀的结果。在成矿流体由深部向浅部运移至沉淀成矿之前这一时期内，成矿流体处于高温（>400～300℃）、高压、低 $f_{O_2}$、pH 的条件下，此时虽然流体中会有 $SiO_2$、硫、Te 等组分，可与金形成络合物，但由于该类络合物在高温条件下不稳定，而金-氯络合物却可在高温条件下稳定存在。刘玉山等（1993）以拉曼光谱等方法对淬火高温溶液中氯络合物类型的直接

测定表明，在100MPa和450℃以上条件实验后淬火溶液中同时存在高价金和低价金两种金的络合物，且高温时 $[AuCl_2]^-$ 的稳定性显著增加，所以，作者认为，成矿前期，区内成矿流体中金主要以 $[AuCl_2]^-$ 的形式存在，并随流体迁移。

（2）黄铁矿-石英阶段

本阶段以粗晶黄铁矿石英脉为代表，成矿温度在300～400℃，蚀变岩型金矿该阶段温度有时可降低至280℃，pH、$f_{O_2}$均较低，自然金少量出现，多数呈细粒、微粒状，主要与黄铁矿伴生。

该阶段与成矿前相比温度明显较低，在成矿前以 $[AuCl_2]^-$ 形式迁移的金氯络合物稳定性降低，而 $Au(HS)_2^-$ 及 $AuH_3SiO_4$ 稳定性增加，从而使 $AuH_3SiO_4$ 和 $Au(HS)_2^-$ 有取代 $AuCl_2^-$ 的趋势，使溶液中出现 $Au(HS)_2^-$、$AuH_3SiO_4$ 和 $AuCl_2^-$ 共存的现象。随着成矿作用物化条件的变化，$SiO_2$ 大量沉淀，黄铁矿亦有沉淀，以 $AuH_3SiO_4$ 和 $Au(HS)_2^-$ 形式存在的Au也开始沉淀，并与石英、黄铁矿伴生。但由于此时成矿溶液中为多种Au络合物共存，$AuH_3SiO_4$ 和 $Au(HS)_2^-$ 浓度并不高，所以只能是少量的金伴随沉淀，从而形成了本阶段石英＋黄铁矿＋少量自然金的矿物组合。

（3）石英-黄铁矿-多金属硫化物阶段

本阶段是区内金矿的主要成矿阶段，以石英-黄铁矿-多金属硫化脉及黄铁绢英岩为代表，成矿温度在300～200℃之间。与前一阶段相比，pH、$f_{O_2}$ 等明显升高。

这时成矿热液中Au的存在形式受如下平衡制约：

$$H_2S = H^+ + HS^-$$

$$Au(HS)_2^- = Au^+ + 2HS^-$$

$$Au + H^+ + 2Cl^- + \frac{1}{4}O_2 = AuCl_2^- + \frac{1}{2}H_2O$$

$$Au + \frac{1}{4}O_2 + H_4SiO_4 = AuH_3SiO_4 + \frac{1}{2}H_2O$$

随着温度降低，pH、$f_{O_2}$升高，$AuCl_2^-$ 络合物稳定性进一步降低，金-硫络合物稳定性增加，使得热液中 $Au(HS)_2^-$ 迁移具有重要意义。Seward（1973，1984）对溶液中各种金氯、金硫等络合物的溶解度进行了详细研究。图4-8是当温度为300℃有黄铁矿-磁黄铁矿存在时的各种金络合物的溶解度。结果表明在与本阶段物化条件相当的中温（300℃）时，黄铁矿-磁黄铁矿存在于pH近中性的条件下，$Au(HS)_2^-$ 是热液中Au迁移的主要形式，而 $AuCl_2^-$ 迁移形式意义不大。

但由于 $SiO_2$ 的大量存在及 $AuH_3SiO_4$ 的低温稳定特征，热液中 $AuH_3SiO_4$ 迁移形式也就不能忽视。与 $Au(HS)_2^-$ 对比，此时，热液中共存如下平衡：

$$Au^+ + 2HS^- = Au(HS)_2^-$$

$$Au^+ + H_3SiO_4^- = AuH_3SiO_4$$

其中：

$$Au(HS)_2^- = k_1 [Au^+] \cdot [HS^-]_2$$

$$AuH_3SiO_4 = k_2 [Au^+] \cdot [H_3SiO_4^-]$$

研究表明，$k_1$、$k_2$ 分别为上述两平衡的平衡常数（Nicolas F，Spycher，1989；樊文苓等，1993），在相同条件下，两反应平衡常数相差不大。从而说明在中温条件下（也即

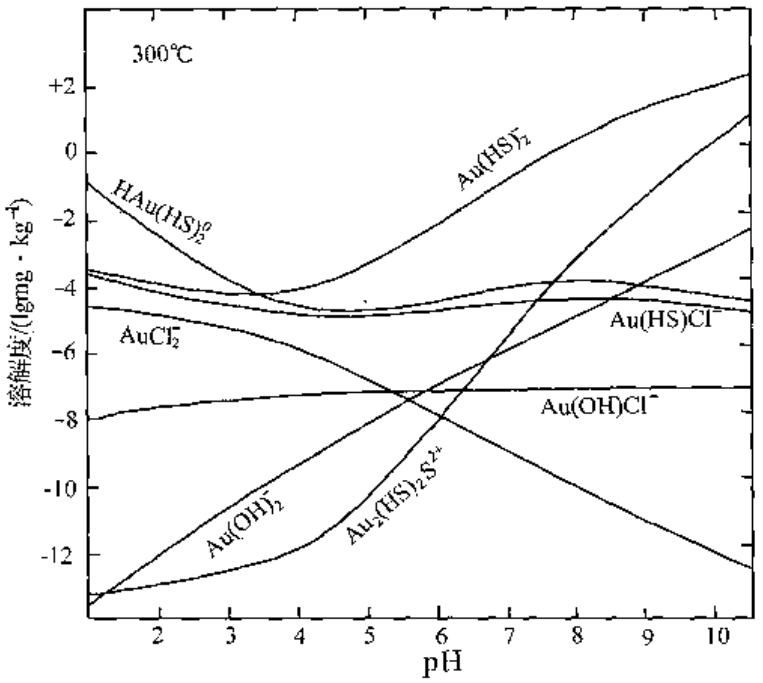



图 4-8　在黄铁矿-磁黄铁矿（高 pH 值时，加磁铁矿）平衡条件下各种金络合物的溶解度

（Seward，1991）

是在与本阶段物化条件相当的情况下），$Au(HS)_2^-$ 和 $AuH_3SiO_4$ 具有相同的溶解能力。热液中同等重要地存在着 $Au(HS_2)^-$ 和 $AuH_3SiO_4$，热液中两种络合物浓度的多少主要取决于溶液中 $HS^-$ 和 $H_3SiO_4^-$ 的浓度。就本区金矿而言，如文峪、东闯等多硫化物金矿，硫化物的大量出现，表征了流体中大量硫的存在，这时 $Au(HS)_2^-$ 迁移形式应占明显的主导地位。而对于一些少硫化物的金矿，如上宫、北岭、红土岭等，以 $Au(HS)_2^-$ 形式迁移的主导地位就不明显，$AuH_3SiO_4$ 形式具有明显重要性。

在本阶段晚期，区内绝大部分金矿中均见有碲化物分布，出现 $AuTe_2$，针碲金银矿等说明金-碲络合物在溶液中的存在，但由于绝大多数金矿中碲化物含量极少，所以金-碲络合物形式在整个 Au 迁移过程中不具重要意义。

（4）石英-黄铁矿-碳酸盐阶段

本阶段属成矿作用的末期及晚期，矿物组合主要为石英＋少量黄铁矿＋方解石等，伴有微量的金矿物。成矿温度在 150～200℃之间，$f_{O_2}$ 较高。

由于 $Au(HS)_2^-$ 及 $AuH_3SiO_4$ 的低温稳定性，在热液中 Au 仍呈这两种形式迁移。但由于热液中硫化物、$SiO_2$，特别是金在前期阶段的大量沉淀，到了本阶段热液 Au 的含量已微乎其微了。无论其呈何种形式存在，对于研究区内金的成矿来说已无重要意义。

**3．成矿流体的运移方向**

矿脉和近矿蚀变岩中重金属元素的比值可指示矿液当初的运移方向（翟裕生，1984），金的指示元素比值是判断金矿流体流向的较好的地球化学方法，因重金属元素在热液中是以络离子形式迁移的。由于它们的络合物稳定性不同，在运移过程中的活动能力也不同，

元素活动能力由大到小依次为 Hg、Ag、Pb、Au、Cu、Zn 等。当矿液由深部向浅部运移时，性质相同或相近的两个元素，较活泼的迁移就快，在断裂带蚀变岩中，沉淀富集的程度就高，而相对较惰性的元素迁移相对较慢，沉积富集的程度就低，所以活动性元素就会富集到矿体的前缘，活动性弱的元素就滞后于矿体的尾部。徐九华等（1996）对小秦岭文峪505 号脉、东闯 507、503 号脉的控矿断裂顶板蚀变岩中的 $w$（Ag）/$w$（Pb）、$w$（Cu）/$w$（Pb）比值的研究，发现矿床 SE 深部顶板蚀变岩中 $w$（Ag）/$w$（Pb）比值（0.01）比 NW 浅部的值（0.02～0.05）小得多，$w$（Cu）/$w$（Pb）比值也有相同的由大到小的变化，说明矿液是由 SE 向 NW 方向流动的（图 4-9）。徐九华等（1996）还对流体包裹体的热晕进行了研究，仍然得出矿液自 SE 深部向 NW 浅部运移，即矿液来自深部的结论。

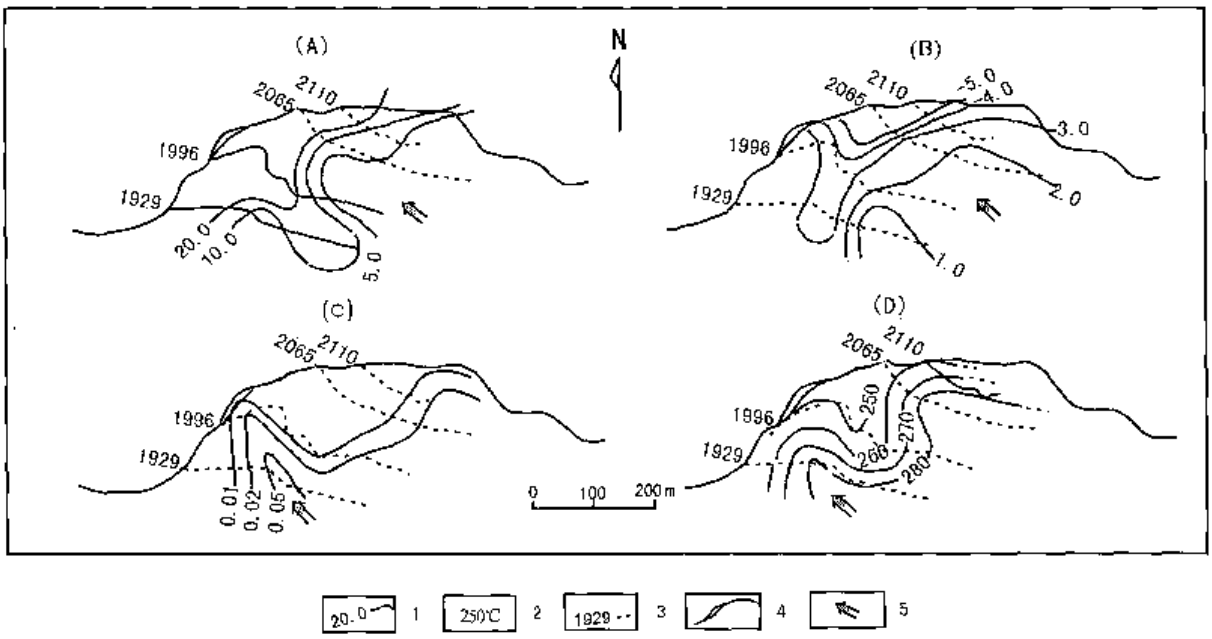



图 4-9　东闯金矿床热液活动方向水平投影图

（据徐九华等，1996）

1—等值线及比值；2—等温线及温度值；3—坑道投影及标高（m）；4—矿脉露头线；5—流体运移方向

简文星（1994）测得秦岭 509 号金矿脉的 $w$（Ag）/$w$（Au）、$w$（Zn）/$w$（Pb）、$w$（As）/$w$（Sb）、$w$（Co）/$w$（Ni）等元素比值的滑动等值图，表明秦岭 509 脉矿液流向是从 SSW（深部）向 NNE（浅部）流动的，与何知礼、杜家峰（1991）和高德政（1991）等的研究成果一致。

薛良伟等（1996）根据不同单位对热晕的测量结果制成了小秦岭热晕及流体流向图（图 4-10），表明成矿热液也是自 S 向 N 方向，即向着文峪花岗岩体方向运移，由深部向浅部运移的。

所有这些，均有力地证明小秦岭地区金的成矿作用与地层不存在必然的联系，而且与文峪花岗岩无关。同位素的研究也给出了与花岗岩体无关的结论（见本书第五章）。

小秦岭金矿田自 W 向 E 分布着老牛山、华山、文峪、娘娘山（梁埝）4 个相同时代、相同类型的花岗岩，且都在矿田北部分布，周围地层也均为太华群，为何成矿与其他几个

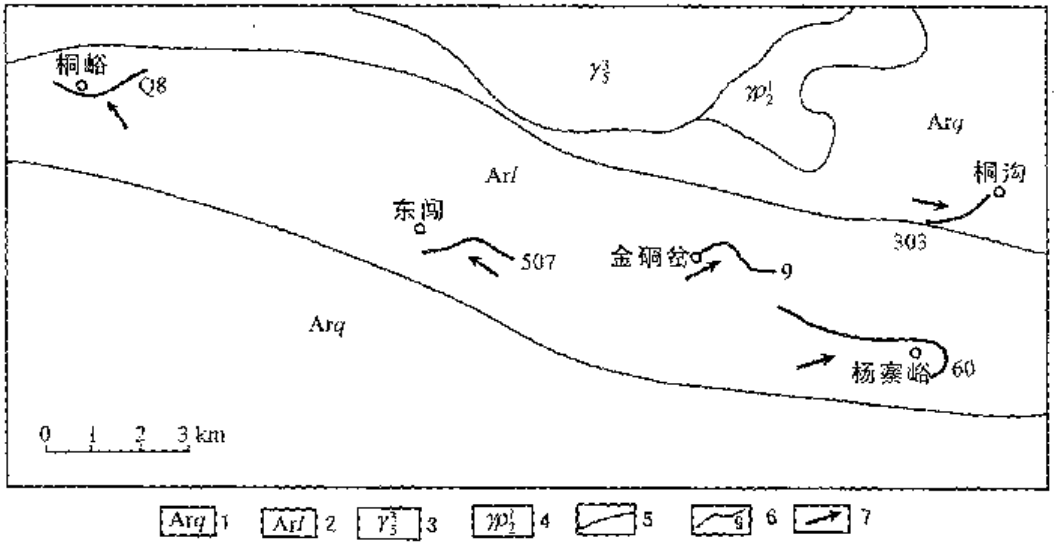



图 4-10 小秦岭金矿田成矿热液流向图

1—太古宇枪马峪组；2—太古宇阳家峪组；3—文峪花岗岩；4—伟晶岩；
5—地质界线；6—石英脉及编号；7—矿液流向

岩体无关，惟独与文峪岩体有关？这也从另一个侧面说明成矿与这些岩体都无关系，而与重力异常所反映的地幔上拱有关。

大量的同位素示踪及地质地球化学研究成果提示出小秦岭地区金的成矿作用与深部构造过程无关，而与地幔上拱造成的地幔流体有关。

## 四、成矿流体中金的沉淀机制

金属从各种流体中沉淀形成矿床的机制历来是矿床学研究的重要问题，也是当前成矿流体地球化学研究的热点。近 20 年来，由于测试手段的进步，计算机模拟技术的发展并与常规实验相结合，为研究矿床成矿流体中元素的迁移形式、矿物沉淀机制等提供了更多的数据和成果，关于成矿流体中金属沉淀机制的研究取得了很大进展。

由金络合物的稳定性可知，影响金络合物在热液中稳定存在的因素，主要是流体温度、压力、pH、$f_{O_2}$ 和矿化剂浓度等物化条件。成矿作用过程中可引起流体物化条件变化的因素多种多样，归纳起来主要有 4 种：即冷却、沸腾、水-岩反应和流体混合。一般说来，绝大多数矿床的形成是多种沉淀机制共同作用的结果。

**1．石英脉型金矿的沉淀机制**

石英脉型金矿是区内最主要的金矿类型之一。该类金矿床中，金在成矿流体中早期主要以 $AuCl_2^-$ 形式存在，中期以 $Au(HS)_2^-$ 和 $AuH_3SiO_4$ 形式存在，随着成矿作用的进行，温度由 300℃ ± 经 250℃ ± 降至 180～200℃。由于早期以 $AuCl_2^-$ 形式存在的金络合物在低温下不稳定，所以多数被 $Au(HS)_2^-$ 和 $AuH_3SiO_4$ 络合物取代，随着温度的进一步降低，平衡常数 $k$ 也随温度减小，溶液中金的溶解度变小，当溶液达到饱和时，即可造成 Au 等矿物的沉淀。

然而，温度对矿物溶解度影响的情况比较复杂，近年来的研究表明，对于类似于区内

成矿流体低盐度溶液中具优势的硫化物络合物，其溶解度的变化与温度的相关性不大，Shenberger 等（1989）对金、银溶解度和 Hayashi（1991）等对锌硫化物络合物溶解度的实验均证实这一论断，这也与 $Au(Hs)_2^-$ 络合物在低温下比较稳定的事实相一致，因此，我们认为，单纯的温度变化并不足造成区内流体中金属沉淀的最有效的机制。随着成矿作用的进行，由早到晚成矿压力由高向低变化，矿床的包裹体特征表明，该类矿床包裹体类型以气液包体为主，部分矿床中可见少量的气相包裹体与气液包裹体及充填度相差较大的气液包裹体共存，表明了弱的沸腾作用及相分离作用的存在，虽然沸腾作用较弱，尚不足以成为引起金等从成矿流体中沉淀的主要机制，但压力的降低及相分离作用，使下述反应将向左进行：

$$H_2S \rightleftharpoons HS^- + H^+$$

$$CO_2 + H_2O \rightleftharpoons HCO_3^- + H^+$$

这将必然引起溶液中 $HS^-$ 浓度降低及 pH 的改变，从而使得 $Au(HS)_2^-$ 不稳定，造成金的沉淀。压力的降低，还将引起 $SiO_2$ 溶解度明显降低和 $SiO_2$ 的沉淀（图 4-11）。由于溶液中 $SiO_2$ 的沉淀，使得反应：

$$Au + \frac{1}{4}O_2 + H_4SiO_4 \rightleftharpoons AuH_3SiO_4 + \frac{1}{2}H_2O$$

向左进行并引起 $AuH_3SiO_4$ 络合物分解，Au 自热液中沉淀成矿。

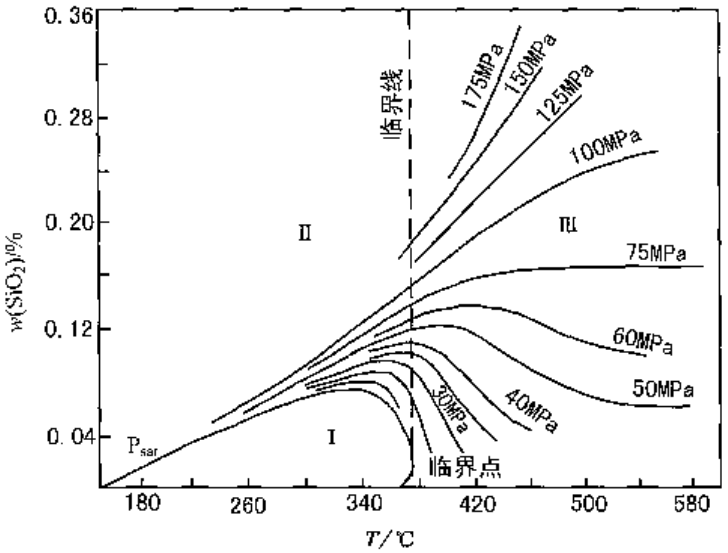



图 4-11　纯水中石英等压溶解度曲线

（Kennedy，1950）

Ⅰ—石英＋水＋水蒸气；Ⅱ—石英＋水；Ⅲ—石英＋超临界流体；$P_{sat}$—饱和压力

另外，矿床的氢、氧同位素研究表明，成矿作用由早到晚，流体的氧同位素由高向低变化，晚期出现负值，明显具大气降水特征，从而反映了在成矿作用过程中成矿流体被大气水混染的特征。自早期到主成矿期的石英-黄铁矿-多金属矿化物阶段，氧同位素 $\delta^{18}O$ 自 7‰～4‰降至 4‰～2‰，揭示了这一由高向低的转变过程中，也揭示了大气水的大量混入对金矿形成有重要影响。

不同性质流体或溶液混合而产生沉淀的现象不仅在化学实验室里经常发生，在自然界

也很普遍，例如，黄河水在入海口与海水相遇而混合时，河水中携带的呈溶解状态的微量金属元素，如 Fe、Mn、Cu、Zn、Ni、Co、Cd 等便会通过凝絮作用（flocculation）而沉淀下来。矿物的沉淀主要通过以下机制引起：①降温冷却，当热的上升溶液与冷的大气降水相混合时，促使成矿流体温度降低，从而造成矿物的沉淀；②稀释效应，相对纯的水与盐度较高的流体混合，使热液系统的配位基及金属等物质浓度降低，稀释作用虽然对如 $AuH_3SiO_4$ 的配合基与金属具 1:1 混合的络合物不会产生明显的沉淀作用，但对成矿流体中以 $AuCl_2^-$、$Au(HS)_2^-$ 等具高配位数的络合物，将会产生明显的沉淀效应；③混合作用还可以提高 $fo_2$ 和 pH 值，产生还原作用以及导致流体的不混溶作用引起矿质沉淀。

鉴于流体混合导致金属沉淀作用以及区内金矿形成过程中大气水的混染与金矿成矿时 Au 等的大量沉淀相一致，所以在石英脉型金矿成矿过程中，成矿流体与大气降水的混合作用也是引起该类金矿流体中金等成矿物质沉淀的重要机制之一。

**2. 蚀变岩型金矿的沉淀机制**

蚀变岩型金矿也是区内主要的金矿类型之一，特别是在熊耳山地区，蚀变岩型金矿更是广泛分布。在该类金矿床中，金在成矿流体中也主要是以 $AuCl_2^-$、$Au(HS)_2^-$ 和 $AuH_3SiO_4$ 形式存在，并且由于其成矿温度比石英脉型金矿相对较低，所以，金在成矿流体中的 $Au(HS)_2^-$ 和 $AuH_3SiO_4$ 存在形式更具重要意义。

矿床的包裹体研究表明，该类金矿床中包裹体以气液为主，见少量纯液相包体。包体温压测试表明该类金矿床随成矿作用进行，由早到晚，温度、压力均由高到低变化。矿床的氢、氧同位素组成同石英脉型金矿一样，流体的 $\delta^{18}O$ 值由高到低变化，晚期还出现明显的负值，反映出成矿过程中有大气降水的混染。与石英脉型金矿一样，成矿过程中温压降低、大气水的混染均可使成矿流体中金等成矿物质发生沉淀而成矿。

与石英脉型金矿不同的是，蚀变岩型金矿的围岩蚀变广泛而强烈，绝大部分金矿石即是强烈蚀变的蚀变岩，反映了围岩蚀变与金矿成矿的密切关系以及成矿过程中强烈的水-岩交换作用的存在。

该类型金矿床中，蚀变类型主要为钾化、硅化、黄铁绢英岩化、绢云母化等，与主成矿期相伴的主要为硅化、黄铁绢英岩化、绢云母等；蚀变岩的化学成分分析结果表明，在蚀变过程中，$SiO_2$、$K_2O$ 等被明显地带入，也就是说在蚀变过程中热液损失了 $SiO_2$ 等组分。$SiO_2$ 的损失，可以引起热液中 $AuH_3SiO_4$ 稳定性降低，造成 $AuH_3SiO_4$ 分解而使金等物质沉淀。

岩石的绢云母化作用反应为：

$$3KAlSi_3O_8 + 2H^+ \rightarrow KAl_2AlSi_3O_{10}(OH)_2 + 2K^+ + 6SiO_2$$

该反应过程中，通过消耗 $H^+$ 使热液 pH 值升高，热液 pH 的变化将引起 $Au(HS)_2^-$ 络合物稳定性降低，$Au(HS)_2^-$ 分解而沉淀出 Au 等成矿物质。黄铁绢英岩化作用过程实际上同时消耗了热液中的 $SiO_2$、$H_2S$、Fe 等物质，并引起热液 pH 值的变化，事实上这些物化参数的变化均可引起成矿流体中金等成矿物质的沉淀。因此，就蚀变岩型金矿而言，可以认为围岩蚀变过程中的水-岩交换反应应是该类金矿最具特色的金沉淀机制。

**3. 爆破角砾岩型金矿的沉淀机制**

爆破角砾岩型金矿主要分布在熊耳山地区，以祁雨沟、店房金矿为代表。研究表明，该类矿床与区内的石英脉型、蚀变岩型金矿均是同一成矿流体作用下的产物。也即是说，

在该类金矿成矿过程中，金也主要是以 $AuCl_2^-$、$Au(HS)_2^-$ 和 $AuH_3SiO_4$ 形式存在于成矿流体中，同时，由于该类金矿成矿温度较高（主成矿期温度达 300～470℃），因此，与石英脉型或蚀变岩型金矿不同，在该类金矿形成过程中，金等成矿物质自成矿流体中沉淀时，除以 $Au(HS)_2^-$ 和 $AuH_3SiO_4$ 形式存在外，还有相当部分是呈 $AuCl_2^-$ 形式存在于成矿流体中，这也与在祁雨沟金矿的冰长石中发现有自然铜包裹体所反映的高氯环境相一致。

该类金矿的矿化特征表明，角砾岩筒内金矿化主要有两类，第一类为细脉浸染状矿化，第二类为脉状矿化。细脉浸染状矿化是斑岩爆破角砾岩的特征矿化现象，有两种情况可以造成矿化富集：第一类是在角砾岩筒的中下部岩筒由窄变宽的膨大部位，可以形成规模较大的不规则状矿体（主要工业矿体），载金矿物比较简单，主要为黄铁矿，次为黄铜矿，该期矿化实际上相当于区内其他金矿类型中的早、中期矿化；第二类矿化仅发生在含金石英-多金属硫化物脉体旁侧及角砾岩的胶结物中，并叠加在早期矿化之上，形成工业矿体。

脉状矿化主要表现为沿构造裂隙充填形成含金石英-多金属硫化物脉体，脉体含金普遍较高，载金矿物复杂，主要载金矿物除黄铁矿外，还有黄铜矿、方铅矿和石英。脉体分支、复合、拐折现象明显。该类矿化与细脉浸染状矿化中的第二类矿化实际上相当于区内其他金矿类型的中晚期阶段（Ⅱ-2）矿化。该类矿化由于强度弱，在爆破角砾岩型金矿中只是对早期胶结物矿化的补充和叠加。

爆破角砾岩型金矿的包裹体研究表明（谢奕汉等，1991），与金矿化有关的包裹体主要赋存在角砾胶结物石英、方解石、黄铁矿中。包裹体数量多，类型复杂，有气相包体、气液包体、$CO_2$ 包体、含子矿物包体、液相包体。包体大小悬殊，分布杂乱。由不同类型包体组合的沸腾包体遍布角砾岩体的各个部位。对沸腾包体的沸腾温度测量表明，流体沸腾中心温度约为 400℃，中上部为 375℃，顶部降为 300℃。这也是成矿早期的成矿温度，流体沸腾也延续到成矿中期阶段，但沸腾程度已显著减弱，沸腾包体由气液比不同的气液包体组成，其均一温度已降至 315～260℃。沸腾包体的大量存在表明该类金矿成矿过程中有强烈沸腾作用的存在。流体的沸腾作用与金矿化的形成有着密不可分的关系。

大量研究表明，流体的沸腾作用是矿物自流体中沉淀的主要因素之一。流体的沸腾作用是流体运移过程中，由于构造环境的变化而引起的压力突然降低的结果。由图 4-11 可知，压力的降低直接影响了 $SiO_2$ 在流体中的溶解度，使溶液中 $SiO_2$ 含量减少，从而引起 $AuH_3SiO_4$ 络合物不稳定，使 $AuH_3SiO_4$ 分解和 Au 沉淀。沸腾作用的结果，还将使流体中 $CO_2$、$H_2S$ 等挥发分大量逸出，温度下降和相分离等使溶液中：

$$HCO_3^- + H^+ \rightleftharpoons CO_2 + H_2O$$

$$HS^- + H^+ \rightleftharpoons H_2S$$

平衡受到破坏，引起溶液中 $HS^-$ 等络阴离子浓度减少，pH 值增加，使流体中 $Au(HS)_2^-$ 络合物不稳定发生分解而引起 Au 沉淀。Seward（1991）曾研究了罗托卡瓦深部流体多阶段沸腾作用对 Au 溶解度的影响（图 4-12、4-13），结果表明沸腾作用可使得溶液中以 $Au(HS)_2^-$ 和 $Au(HS)_2^-$ 形式存在的金溶解度迅速降低，导致金的大量沉淀。

上述讨论表明：对于爆破角砾岩型金矿来说，流体的沸腾作用是引起金自流体中沉淀的最主要原因，但流体的混合作用对金的沉淀也起一定作用。随着成矿作用的进行，到了

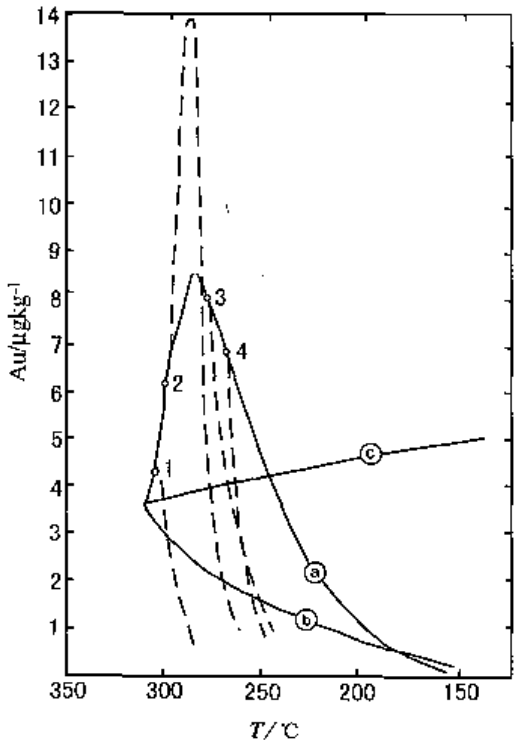



图 4-12　罗托卡瓦流体中当金以 $AuCl_2^-$ 形式存在时封闭体系绝热沸腾对金溶解度的影响

（引自谢广东，1994）

曲线ⓐ代表绝热封闭体系的沸腾曲线，ⓑ代表传导冷却，ⓒ代表由于蒸汽逸失金初始浓度的增加，从点 1、2、3 和 4（305℃、300℃、280℃和 270℃）开始的虚线，代表在那一点发生绝热，封闭体系沸腾之后出现的开放体系的沸腾　1 pg = $10^{-12}$ g

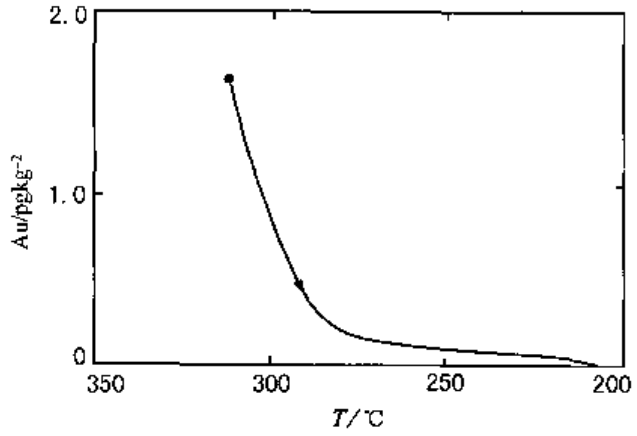



图 4-13　罗托卡瓦深部流体沸腾对金呈［$Au(HS)_2^-$］形式溶解度的影响

（引自谢广东，1994）

中晚成矿期沸腾作用明显减弱。氢、氧同位素组成表明，成矿作用从早到晚，氧同位素呈明显降低的趋势，晚期 $\delta^{18}O$ 为负值，具明显的大气水特征，反映了大气水混合程度明显增加。大气水混合不可避免地会引起晚期成矿流体中金等成矿物质的沉淀。

# 第五章　稳定同位素地球化学特征对成矿流体来源的示踪

矿床稳定同位素的研究，对于揭示成矿物质的来源，成矿作用过程具有重要意义。稳定同位素 S、Pb、O、H、C、He 等对成矿具有重要的示踪作用。

## 一、氢、氧同位素特征

区内不同类型金矿的氢氧同位素组成测试和收集资料样品约 200 多件。根据矿床的均一温度及矿物与水间氧同位素的分馏方程：

$$\Delta_{石英-水} = 3.306 \times 10^6 T^{-2} - 2.71 \text{(张理刚,1989)}$$

$$\Delta_{方解石-水} = 2.78 \times 10^6 T^{-2} - 2.89 \text{(J.R.Oneil,1969)}$$

$$\Delta_{白云石-水} = 2.876 \times 10^6 T^{-2} - 2.75$$

对区内金矿成矿流体的 $\delta^{18}O_{H_2O}$值进行了估算。结果表明，小秦岭、崤山和熊耳山三个地区内，不同地区、不同类型金矿床的成矿流体均具有基本相似的氢、氧同位素组成（表 5-1，表 5-2）。

**表 5-1　小秦岭、崤山、熊耳山地区不同金矿成矿流体 H、O 同位素特征对比表**

| | 小秦岭 | 崤山 | 熊耳山 |
|---|---|---|---|
| $\delta^{18}O_{H_2O}$/‰ | −7.98～5.995 | −6.8～7.36 | −7.19～8.70 |
| δD/‰ | −47.3～−124.2 | −67.39～−116.13 | −45.1～−99.535 |

资料来源：据本书及胡正国等，1994；王亨治等❶；王秀琼等，1992；王志光等，1997；胡受奚等，1988；范宏瑞等，1993；陈衍景等，1992；邵克忠等，1992；谢奕汉等，1991；罗铭玖等，1992；等人资料综合。

**表 5-2　小秦岭-熊耳山不同矿床类型金矿成矿流体的 H、O 同位素对比表**

| | 石英脉型 | 蚀变岩型 | 爆破角砾岩型 |
|---|---|---|---|
| $\delta^{18}O_{H_2O}$/‰ | −7.98～7.36 | −7.19～8.70 | −4.48～7.31 |
| δD/‰ | −47.3～−124.2 | −45.1～−99.535 | −51.9～−77.7 |

资料来源：同表 5-1。

小秦岭地区金矿成矿流体的 $\delta^{18}O_{H_2O}$值为 −7.98‰～5.995‰，δD 值为 −47.3‰～−124.2‰；崤山地区的 $\delta^{18}O_{H_2O}$值为 −6.8‰～7.36‰，δD 值为 −67.39‰～−116.13‰；熊耳山地区的 $\delta^{18}O_{H_2O}$值为 −7.19‰～8.70‰，δD 值为 −45.1‰～−99.535‰。不同类

❶ 王亨治，柴世伟等。小秦岭金矿成矿地质条件和富集规律研究（科研报告），1985。

型金矿成矿流体的氢、氧同位素：石英脉型金矿的 $\delta^{18}O_{H_2O}$值为－7.98‰～7.36‰，$\delta$D 值为－47.3‰～－124.2‰；蚀变岩型金矿的 $\delta^{18}O_{H_2O}$值为－7.19‰～8.70‰，$\delta$D 值为－45.1‰～－99.535‰；爆破角砾岩型金矿的 $\delta^{18}O_{H_2O}$值为－4.48‰～7.31‰，$\delta$D 值为－51.9‰～－77.7‰。在$\delta^{18}$O－$\delta$D图解上(图5-1,5-2)，不同地区、不同矿床类型金

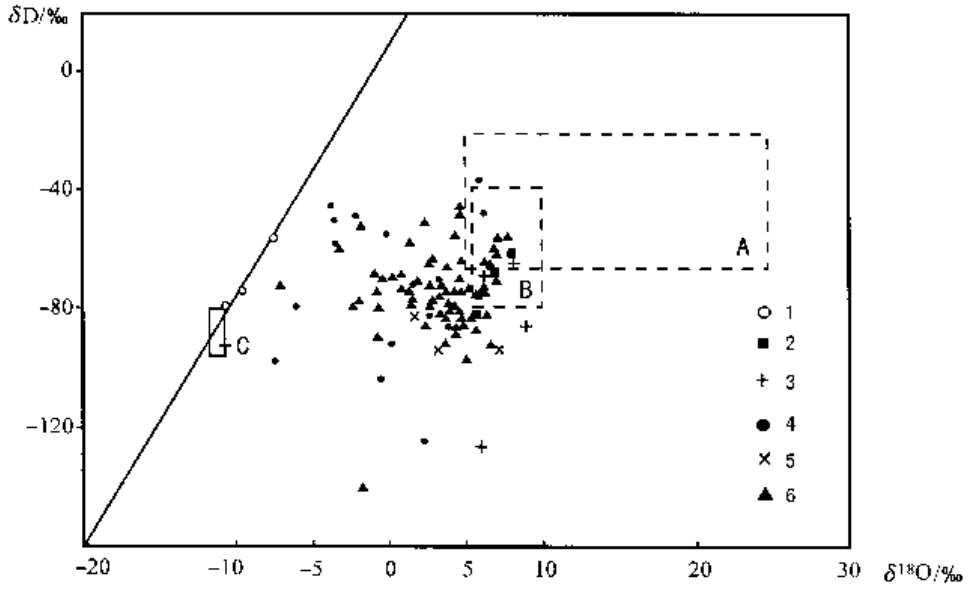



图 5-1　小秦岭-熊耳山不同地区金矿的 $\delta^{18}$O-$\delta$D 图解

1—矿坑水；2—变质水；3—岩浆水；4—小秦岭地区；5—崤山地区；6—熊耳山地区

A—变质水区；B—岩浆水区；C—中生代大气水（张理刚，1989）

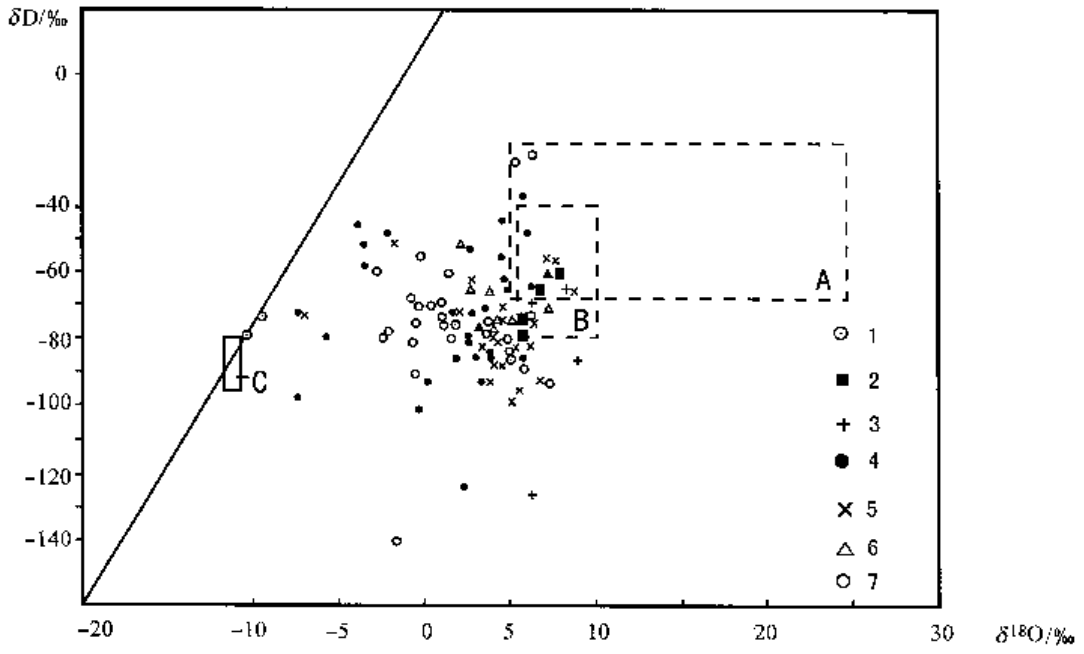



图 5-2　小秦岭-熊耳山地区不同矿床类型金矿的 $\delta^{18}$O-$\delta$D 图解

1—地表矿坑水；2—变质水；3—岩浆水；4—石英脉型；5—蚀变岩型；6—爆破角砾岩型；7—铅银矿

A—变质水区；B—岩浆水区；C—中生代大气水（张理刚，1989）

矿成矿流体的 $\delta^{18}O$、$\delta D$ 值也均投影在岩浆水与大气降水线（或变质水）之间的区域，从而反映了三个地区所有金矿床的成矿流体应具有共同的来源和演化历史。同时，区内金矿成矿流体的 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 值具有较大的变化范围，最小为 -7.98‰，最大可达 8.70‰，极差达 16.68‰，从一侧面反映了区内金矿成矿流体的多源混合特征。

**1．蚀变岩石的氢、氧同位素特征**

关于蚀变岩石的氢、氧同位素，区内大部分矿区缺少系统分析资料，在上宫矿区进行了相对较系统的分析（黎世美等，1996），结果表明，与未蚀变岩石或弱蚀变岩相比，蚀变岩或强蚀变岩石的 $\delta^{18}O$ 值有明显增高的趋势（表 5-3），表明本区金矿属陈振胜、张理刚等（1989）划分的高 $\delta^{18}O$ 金矿床。一般认为大气降水贫 $^{18}O$，深部岩浆水富 $^{18}O$，所以蚀变岩的低 $\delta^{18}O$ 特征应是由大气降水热液蚀变引起的，而蚀变岩的高 $\delta^{18}O$ 特征则很可能是由富 $^{18}O$ 的岩浆水、变质水或深部热水热液蚀变而成。对于蚀变岩石中较高的 $\delta^{18}O$ 值，陈振胜、张理刚等（1989）提出了因循环到深处的大气降水、沿断裂上升到浅部、并与围岩交换而成的观点，在这种状态下，由深部到浅部，蚀变岩的 $\delta^{18}O$ 值应该具由小到大的变化趋势，而测得的上宫金矿区不同标高蚀变岩石的 $\delta^{18}O$ 值却正好相反，随标高由高到低，$\delta^{18}O$（‰）由 8.65 变为 8.87～11.24，表现出明显增大的趋势。从而表明，上宫等矿区蚀变岩的高 $\delta^{18}O$ 并非是由循环到深处的大气降水又上升至浅部与围岩作用而成，应是由富 $^{18}O$ 的深部水上升至浅部与围岩交换而成。

**表 5-3　上宫金矿床蚀变岩的氧同位素①**

| 样号 | 岩石 | $\frac{\delta^{18}O}{‰}$ | 样号 | 岩石 | $\frac{\delta^{18}O}{‰}$ |
|---|---|---|---|---|---|
| $YQ_1/PD_1$ | 绿泥石、绢云母化、铁白云石化安山岩 | 6.65 | $YQ_1/PD_3$ | 强绢云母化、铁白云石化杏仁状安山岩 | 11.24 |
| $YQ_2/PD1$ | 强绢云母化、铁白云石化安山岩 | 8.65 | $YQ_3/PD_3$ | 强绢云母化、铁白云石化大斑安山岩 | 8.87 |
| $YQ_3/PD_1$ | 角砾岩型金矿石 | 12.65 | | | |

①据碧伦王等，熊耳山北坡金矿地质特征及远景预测研究报告，1993。

同时，区内金矿床中不同标高蚀变岩或矿石中石英的 $\delta^{18}O$、$\delta D$ 值均表现出随标高不同而有规律的变化，一般 $\delta^{18}O$ 值随标高由高到低而由小变大，$\delta D$ 值则出现相反的特征。表 5-4 是蒿坪沟矿区矿物包裹体氢、氧同位素随标高变化的情况，显示随标高由低到高具越来越明显的雨水同位素特征，从而反映出受一定的大气降水影响的特征。这种情况说明随着热液由深到浅运移，逐渐受到大气降水的混染，且越近浅部混入的大气降水愈多。

**表 5-4　蒿坪沟金矿区不同标高矿物包裹体氢、氧同位素分析结果**

| 样号 | BT-11 | BT-12 | BT-15 | BT-16 |
|---|---|---|---|---|
| 测试矿物 | 石英 | 石英 | 石英 | 石英 |
| $\delta^{18}O$/‰ | 4.8 | 4.9 | 5.0 | 5.9 |
| $\delta D$/‰ | -80.15 | -84.0 | -87.5 | -88.8 |
| 标高 | 高→低 | | | |

（据王志光等，1994）

**2. 不同矿化阶段流体的氢、氧同位素特征**

不同矿化阶段成矿流体的氢、氧同位素分析结果列于表 5-5 中。自成矿早期到晚期，氢同位素变化不大，特别是相同成矿阶段基本相同：小秦岭地区金矿不同阶段的 $\delta D$ 值为 -67.28‰（Ⅰ）、-85.04‰（Ⅱ）、-52.2‰（Ⅲ）；在熊耳山地区石英脉型金矿的 $\delta D$ 值分别为 -63.6‰（Ⅰ）、-72.7‰（Ⅱ），蚀变岩型金矿的 $\delta D$ 值分别为 -64.0‰（Ⅰ）、-76.827‰（Ⅱ），-72.3‰（Ⅲ），爆破角砾岩型金矿的 $\delta D$ 值分别为 -66.7‰（Ⅰ）、-70.2‰（Ⅱ）。氧同位素自成矿早期到晚期呈明显的规律性降低，小秦岭地区为 $\delta^{18}O$ 分别为 4.127‰（Ⅰ）、1.724‰（Ⅱ）、2.502‰（Ⅲ）；崤山地区石英脉型金矿的 $\delta^{18}O$ 分别为 6.715‰（Ⅰ）、2.81‰（Ⅱ），蚀变岩型金矿的 $\delta^{18}O$ 分别为 4.738‰（Ⅰ）、1.95‰（Ⅱ）、-6.8‰（Ⅲ）；熊耳山地区石英脉型金矿的 $\delta^{18}O$ 分别为 5.705‰（Ⅰ）、3.46‰（Ⅱ），蚀变岩型金矿的 $\delta^{18}O$ 分别为 4.64‰（Ⅰ）、4.309‰（Ⅱ）、-3.422‰（Ⅲ），爆破角砾岩型金矿分别为 7.18‰（Ⅰ）、3.419‰（Ⅱ）、-3.524‰（Ⅲ）。成矿晚期阶段所有矿床的 $\delta^{18}O$ 均为明显的负值，明显的显示了大气降水特征。因此，区内金矿自成矿早期到成矿晚期氧同位素的规律性变化，应是深部成矿流体与大气水逐步混染的结果，并随成矿作用的进行，成矿流体中混入的大气降水逐渐增多。

需要指出的是在成矿的早期阶段，区内绝大多数金矿具有近乎相同的氧同位素组成，其氧同位素 $\delta^{18}O$ 值为 4.127‰～7.18‰，以 4.0‰～6.0‰左右为主，从而表明了区内金矿早期成矿流体的同一性，并与区内变质水和岩浆水（表 5-5）有着明显的差别。

**表 5-5　小秦岭-熊耳山金矿氢氧同位素组成**

| 地区 | 矿床类型 | 矿化期 | $\delta^{18}O_{H_2O}$/‰ | | δD/‰ | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | 变化范围 | 平均值 | 变化范围 | 平均值 |
| 小秦岭 | 石英脉型 | Ⅰ | 3.488～5.995 | 4.127(10) | -47.3～-86.7 | -67.28(6) |
| | | Ⅱ | -2.6～3.29 | 1.724(10) | -52.7～-124.2 | -85.04(5) |
| | | Ⅲ | -7.98～1.72 | 2.502(10) | -52.2 | |
| | | 表生 | -5.67～-6.421 | -6.045(2) | | |
| | | 矿坑水 | | -9.57 | | -74 |
| | | 变质水 | 5.78～8.05 | 6.598(4) | -60.24～-80.0 | -70.46(4) |
| | | 岩浆水 | 6.1～8.908 | 7.504(4) | -85.7～-126.15 | -106.1(2) |
| 崤山 | 石英脉型 | Ⅰ | 5.838～7.36 | 6.715(4) | -67.39～-116.13 | -91.55 |
| | | Ⅱ | 1.8～3.33 | 2.81(3) | | |
| | 蚀变岩型 | Ⅰ | 3.75～6.51 | 4.738(5) | | |
| | | Ⅱ | | 1.95 | | |
| | | Ⅲ | | -6.8 | | |
| | | 变质水 | | 9.94 | | |
| | | 岩浆水 | | 9.76 | | |

续表

| 地区 | 矿床类型 | 矿化期 | $\delta^{18}O_{H_2O}$/‰ | | δD/‰ | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | 变化范围 | 平均值 | 变化范围 | 平均值 |
| 熊耳山 | 铅银矿 | | −2.95~8.34 | 1.906(30) | −59.8~−141.0 | −79.17(23) |
| | 石英脉岩 | Ⅰ | 4.31~7.20 | 5.705(4) | −62.1~−64.5 | −63.6(3) |
| | | Ⅱ | 2.74~3.80 | 3.46(4) | −72.2~−73.2 | −72.7(2) |
| | 蚀变岩 | Ⅰ | 3.03~7.78 | 4.64(7) | −56.2~−79.3 | −64.0(3) |
| | | Ⅱ | −1.86~8.70 | 4.309(28) | −45.1~−99.535 | −76.827(23) |
| | | Ⅲ | −0.58~−7.19 | −3.422(5) | | −72.3 |
| | 爆破角砾岩型 | Ⅰ | 7.11~7.31 | 7.18(3) | −61.6~−70.6 | −66.7(3) |
| | | Ⅱ | 0.72~5.79 | 3.419(15) | −51.9~−77.7 | −70.2(8) |
| | | Ⅲ | −2.18~−4.48 | −3.524(5) | | |
| | | 矿坑水 | −7.58~−10.66 | −9.12(2) | −56.2~−80.4 | −68.3(2) |
| | | 变质水 | 5.31~6.29 | 5.8(2) | −24.5~−27.6 | −26.05(2) |
| | | 岩浆水 | 4.439~8.17 | 6.326(5) | −64.7~−72.6 | −68.67(3) |

资料来源：同表 5-1，（ ）内数字为样品数。

综上所述，区内金矿的氢、氧同位素特征并不能证明区内早期成矿流体来源于花岗质岩浆活动和变质作用，而仅仅指明了其为一种深部流体。同时，矿床早期流体的 $\delta^{18}O$ 值为 4.127‰~7.18‰，δD 值为 −47.3‰~−116.13‰，与 Craig 等（1978）报道的地幔初生水的 $\delta^{18}O_{H_2O}=4.5‰~7‰$，δD= −60‰~−100‰基本相同，因此，有理由认为本区金矿的早期成矿流体应是由幔源初生水上升、演化而成。

## 二、碳同位素特征

**1. 成矿流体中碳同位素具深源特征**

根据近百件区内金矿的碳同位素分析结果（表 5-6），小秦岭石英脉型金矿的 $\delta^{13}C$ 值为 −1.40‰~−7.726‰，平均 −5.02‰。熊耳山石英脉型金矿的 $\delta^{13}C$ 值为 −4.73‰~−4.89‰，平均 −4.81‰；蚀变岩型金矿的 $\delta^{13}C$ 值为 −5.83‰~0.03‰，平均 −1.869‰；爆破角砾岩型金矿的 $\delta^{13}C$ 值为 −2.7‰~−5.8‰，平均 −4.132‰。绝大多数金矿中碳酸盐矿物的 $\delta^{13}C$ 值与世界岩浆碳酸盐矿物的 $\delta^{13}C$ 值（−4.0‰~−7.5‰，平均（−5.1±1.4)‰）、金刚石的 $\delta^{13}C$ 值（−3.2‰~−8.8‰，平均 −5.8‰）、金伯利岩中碳酸盐矿物的 $\delta^{13}C$ 值（（−4.7±1.2)‰，陈锦石等，1983）相近，从而反映了区内金矿成矿流体中碳的深源特征。

由于区内所有金矿床中基本上不见碳酸盐矿物与石墨矿物共生，因此，其碳酸盐矿物的碳同位素组成，可近似看作是成矿流体的总碳同位素组成。

**2. 成矿流体碳同位素和地幔有关**

关于成矿流体中碳的可能来源，一般认为主要有三个：①岩浆或地幔；②沉积碳酸盐岩；③各类岩石中的有机碳（沈渭洲，1987）。多数研究者认为岩浆或地幔源的 $\delta^{13}C$ 值为

表 5-6　小秦岭-熊耳山金矿的碳同位素组成表

| 地　区 | 名　　称 | $\delta^{13}C$/‰ | |
|---|---|---|---|
| | | 变化范围 | 平均值 |
| 小秦岭 | 石英脉型金矿 | −1.40～−7.726 | −5.02（33） |
| | 围岩中石墨 | | −23.95 |
| 熊耳山 | 蒿坪沟-铁炉坪银矿 | −0.23～−5.12 | −1.595（11） |
| | 石英脉型金矿 | −4.73～−4.89 | −4.81（2） |
| | 蚀变岩型金矿 | −5.83～0.03 | −1.869（13） |
| | 爆破角砾岩型金矿 | −2.70～−5.8 | −4.132（5） |
| | 熊耳群火山岩中方解石 | −3.59～−5.01 | −4.453（3） |
| 黄龙铺 | 碳酸岩型钼（铅）稀土矿 | −6.5～−7.0 | −6.721（14） |
| 双　王 | 角砾岩型金矿 | −0.03～−7.89 | −4.801（10） |
| 世界岩浆碳酸盐矿物 | | −4.0～−7.5 | −5.1±1.4（22） |
| 金刚石 | | −3.2～−8.8 | −5.8 |
| 金伯利岩中碳酸盐矿物 | | | −4.7±1.2（13） |
| 地幔岩 $CO_2$ 包裹体 | | | −7 |

注：据黄典豪等（1984），石准立等（1989），薛良伟等（1996），王志光等（1997），崔亳（1991），陈衍景等（1992），任富根等（1996）等人资料综合。

−5.0±‰，沉积碳酸盐岩的 $\delta^{13}C$ 值为 −2‰～−5‰，而各类岩石中有机碳的 $\delta^{13}C$ 值为 −15‰～−35‰。很明显，区内金矿成矿流体 $\delta^{13}C_{\Sigma C}$的分布范围与沉积碳酸盐岩和有机碳有着较大的差别，而与岩浆或幔源碳的 $\delta^{13}C$ 值接近，在 B.C.Самойлов（1982）的 $\delta^{18}O-\delta^{13}C$ 图解上（图 5-3）均投影在岩浆碳酸岩投影区内。同时，区内金矿的 $\delta^{13}C$ 值的分布范围与幔源火山气体中 $CO_2$，以及岩浆岩流体包裹体中 $CO_2$ 的 $\delta^{13}C$ 值基本一致（图 5-4），而与文峪花岗岩和太华群截然不同，从而清楚地显示了区内金矿成矿流体中的

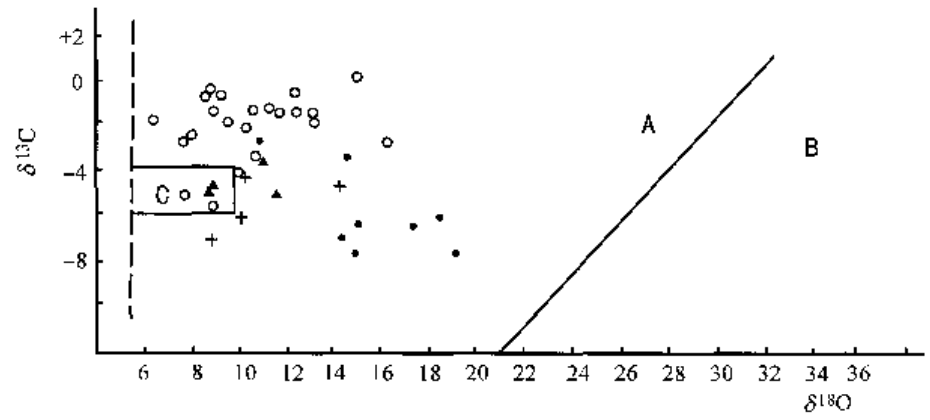



图 5-3　小秦岭-熊耳山金矿的 $\delta^{18}O-\delta^{13}C$ 图解

（据 B.C.Самойлов，1982）

A—岩浆碳酸岩投影区；B—沉积碳酸盐岩投影区；C—岩浆碳酸岩区（Tayler，1967）；

+ 小秦岭；○ 熊耳山；▲ 熊耳群火山岩；● 双王金矿

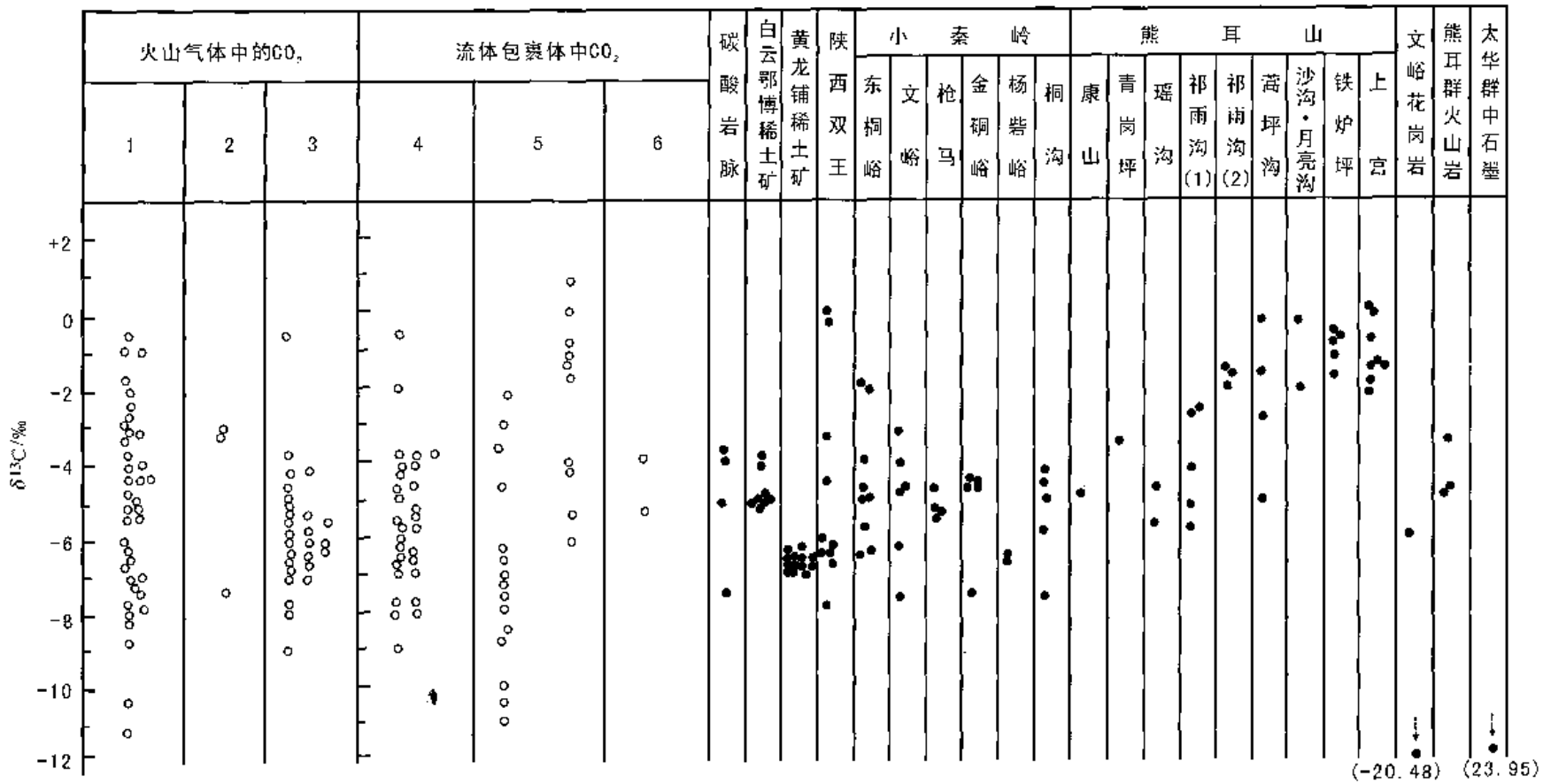



图 5-4　小秦岭-熊耳山金矿的 $\delta^{13}C$ 与幔源火山气体及岩浆岩内流体包裹体中 $CO_2$ 的 $\delta^{13}C$ 对比图

1—BAB；2—洋岛玄武岩；3—洋脊玄武岩；4—洋脊玄武岩；5—花岗伟晶岩；

6—橄榄石斑晶（Taylor，1986；胡瑞忠等，1993）。(1) 爆破角砾岩型；(2) 蚀变岩型

● 本文；○ 引自胡瑞忠

碳，主要为地幔来源。

据王义天（2002）的资料，小秦岭石英脉型金矿的 $\delta^{13}C$ 值为 $-7.73‰\sim-3.19‰$ 之间，数据变化小，平均 $-5.53‰$。数据范围接近岩浆结晶分异源生的流体（$\delta^{13}C=-8.5‰\sim-4‰$）、混合岩浆水流体（$\delta^{13}C=-9.5‰\sim-4‰$）和深源岩浆碳酸岩（$\delta^{13}C=-8‰\sim2‰$）。与幔源 $\delta^{13}C$ 值相近，说明本区金矿属地幔流体特征，但区内部分矿床具有相对较大的 $\delta^{13}C$ 值，如上宫金矿 $\delta^{13}C$ 值为 $-1.865‰$，祁雨沟矿区内蚀变岩型金矿为 $-2.0\pm‰$，蒿坪沟金银矿及铁炉坪银矿为 $-1.595‰$，与幔源碳的 $\delta^{13}C$ 值（$-5‰\pm$）有较大的差异，而更近于海相碳酸盐岩的 $\delta^{13}C$ 值（近于零）及浅部水的 $\delta^{13}C$ 值（约 $1‰\sim2‰\pm$），反映了明显的浅源特征。考虑到氧、氢同位素、矿石组成等指示的区内成矿流体及成矿作用的同源性、相似性，我们认为这一特征并不说明该类金矿床的成矿流体为另一种浅部流体，而应是由与具低 $\delta^{13}C$ 值的金矿流体相同的深部流体，在上升过程中受到大量具高 $\delta^{13}C$ 值的浅部流体混染的结果。

**3. 成矿流体碳同位素与花岗岩无关**

研究区内岩浆活动，特别是花岗岩浆活动广泛发育，时代自古-中元古代、晋宁期、加里东期至燕山期均有，尤其是燕山期的花岗岩占区内花岗岩的绝大部分。长期以来，关于区内金矿的形成受控于燕山期花岗岩浆活动的观点，也广为流行。但随着区内金矿地质研究的深入，特别是金矿成矿时代研究的进展，使得单纯的燕山期成矿观点受到挑战，近年来众多测年资料中出现大量印支期的成矿年龄值，表明区内金矿的主成矿期可能为印支期，而不是燕山期（见第二章），主成矿期明显早于燕山期花岗岩的时代。这样燕山期花岗岩就不可能提供热液生成如此巨大的小秦岭金矿田，显然由燕山期花岗岩浆活动为形成于印支期的金矿提供成矿物质等是绝对不可能的。同时，关于硅酸盐熔体中 $CO_2$ 的溶解度研究（胡瑞忠等，1993）表明，在硅酸盐熔体中 $CO_2$ 的溶解度是随熔体基性程度增强而增大的，也就是说，在酸性花岗岩中 $CO_2$ 的含量相对较低。由于成矿与燕山期花岗岩的时代并不一致，以及酸性花岗岩中 $CO_2$ 的相对含量又低，因此我们可以排除区内金矿成矿流体中的碳主要来自于区内燕山期花岗岩的可能性，而区内印支期的花岗岩浆活动并不十分发育，亦不可能提供碳源。从一系列地质地球化学特征分析，成矿流体中的碳应主要来自地幔。

## 三、铅同位素特征

**1. 铅同位素组成**

多年来，在对区内金矿的研究过程中，不同的工作者进行了大量的铅同位素测试，这里我们收集了 350 多件区内金矿的铅同位素分析结果，统计结果表明（表 5-7），小秦岭、崤山、熊耳山三个地区不同类型的金矿床有着大致相同的铅同位素特征。小秦岭地区石英脉型金矿的 $^{206}Pb/^{204}Pb$（$w_B$，下同）为 16.479～18.30、$^{207}Pb/^{204}Pb$ 为 15.121～16.260、$^{208}Pb/^{204}Pb$ 为 36.509～39.919，$\mu$ 值为 7.7280～10.2953，Th/u 比值为 3.6263～5.1649。蚀变岩型金矿的 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 为 17.66～18.4113、$^{207}Pb/^{204}Pb$ 为 15.3332～15.436、$^{208}Pb/^{204}Pb$ 为 37.3029～37.9086，$\mu$ 值为 8.6909，Th/u 比值为 4.0。崤山地区石英脉型金矿的 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 为 17.131～17.819、$^{207}Pb/^{204}Pb$ 为 15.112～15.669，$^{208}Pb/^{204}Pb$ 为 37.243～

37.970，$\mu$值为8.1145～9.1287，Th/U比值为3.6737～4.0980；蚀变岩型金矿的$^{206}Pb/^{204}Pb$为17.792～17.935、$^{207}Pb/^{204}Pb$为15.453～15.581，$^{208}Pb/^{204}Pb$为37.983～38.407，$\mu$值为8.7001～8.9338，Th/U比值为3.8842～4.1249。而熊耳山地区石英脉型金矿的$^{206}Pb/^{204}Pb$为17.533～17.9520、207$Pb/^{204}Pb$为15.3338～15.676，$^{208}Pb/^{204}Pb$为37.194～38.716，$\mu$值为8.6619～9.1550，Th/U比值为3.7494～4.4899，蚀变岩型金矿的$^{206}Pb/^{204}Pb$为15.8921～18.402、$^{207}Pb/^{204}Pb$为15.136～15.708、$^{208}Pb/^{204}Pb$为35.7710～38.926$\mu$值为8.1746～9.170，Th/U比值为3.7783～4.4412。爆破角砾岩型金矿的$^{206}Pb/^{204}Pb$为16.93144～18.530、$^{207}Pb/^{204}Pb$为15.1607～16.620、$^{208}Pb/^{204}Pb$为37.145～40.760，$\mu$值为8.2531～10.8279，Th/U比值为3.9254～4.8321。铅银矿的$^{206}Pb/^{204}Pb$为17.2921～17.987、$^{207}Pb/^{204}Pb$为15.362～15.829、$^{208}Pb/^{204}Pb$为37.767～38.300，$\mu$值为8.5520～9.4764，Th/U比值为3.8902～4.4323。从表中可以看出，小秦岭-熊耳山不同地区、不同矿床类型金矿的铅同位素组成、$\mu$值、Th/U比值等大致相近，明显地反映出研究区内不同地区、不同矿床类型的金矿床有着共同的铅源特征。

**表5-7　小秦岭-熊耳山金矿铅同位素统计结果（$w_B$）**

| 地区 | 矿床类型 | $^{206}Pb/^{204}Pb$ | $^{207}Pb/^{204}Pb$ | $^{208}Pb/^{204}Pb$ | $\mu$ | $\omega$ | Th/U |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 小秦岭 | 石英脉型 | 16.479～18.300 | 15.121～16.260 | 36.509～39.919 | 7.7280～10.2953 | 32.9957～53.1787 | 3.6263～5.1649 |
| | 蚀变岩型 | 17.66～18.4113 | 15.3332～15.436 | 37.3029～37.9086 | 8.699 | 35.9177 | 4.00 |
| 崤山 | 石英脉型 | 17.131～17.819 | 15.112～15.669 | 37.243～34.970 | 8.1145～9.1287 | 31.6097～38.6553 | 3.6737～4.0980 |
| | 蚀变岩型 | 17.792～17.935 | 15.453～15.581 | 37.983～38.407 | 8.7001～8.9338 | 35.1908～38.0785 | 3.8842～4.1249 |
| 熊耳山 | 石英脉型 | 17.533～17.9520 | 15.3338～15.676 | 37.194～38.716 | 8.6619～9.1550 | 34.1691～42.4738 | 3.7783～4.4899 |
| | 蚀变岩型 | 15.8921～18.402 | 15.136～15.708 | 35.7710～38.926 | 8.1764～9.170 | 31.927～42.6556 | 3.7783～4.4412 |
| | 爆破角砾岩型 | 16.93144～18.530 | 15.1607～16.620 | 37.145～40.760 | 8.2531～10.8279 | 34.4860～55.8968 | 3.9254～4.8321 |
| | Pb-Ag矿 | 17.2927～17.987 | 15.362～15.829 | 37.767～38.300 | 8.5520～9.4764 | 35.0280～42.2426 | 3.8902～4.4323 |

注：据本书及张荫树等❶，崔亳（1991），罗铭玖（1992），范宏瑞（1994），任富根等（1996），胡正国等（1994），黎世美等（1996）等人资料综合。

在卡农三角图解上（图5-5），区内绝大部分铅同位素分析结果投影在正常铅的范围内，反映了区内金矿的铅主要为正常铅。

为了进一步探讨区内金矿的铅同位素特征，我们对所获得的铅同位素分析结果均进行了单阶段模式年龄计算，并将获得的模式年龄值进行了直方图处理（图5-6、5-7）。其中图5-6是小秦岭、崤山和熊耳山地区金矿的铅同位素模式年龄直方图，表明小秦岭和熊耳山两地区虽然矿床类型有明显差异，但矿床的铅同位素模式年龄直方图并无较大的差别，从而进一步说明研究区内不同地区间金矿铅的同源性。

**2. 铅同位素模式年龄及意义**

图5-7是研究区不同矿床类型金矿铅同位素模式年龄直方图。在直方图上，石英脉型金矿铅同位素的模式年龄出现三个明显的峰值，其范围分别是150～250 Ma、300～500 Ma

❶ 张荫树等。河南金矿成矿条件和成因类型研究报告，1985。

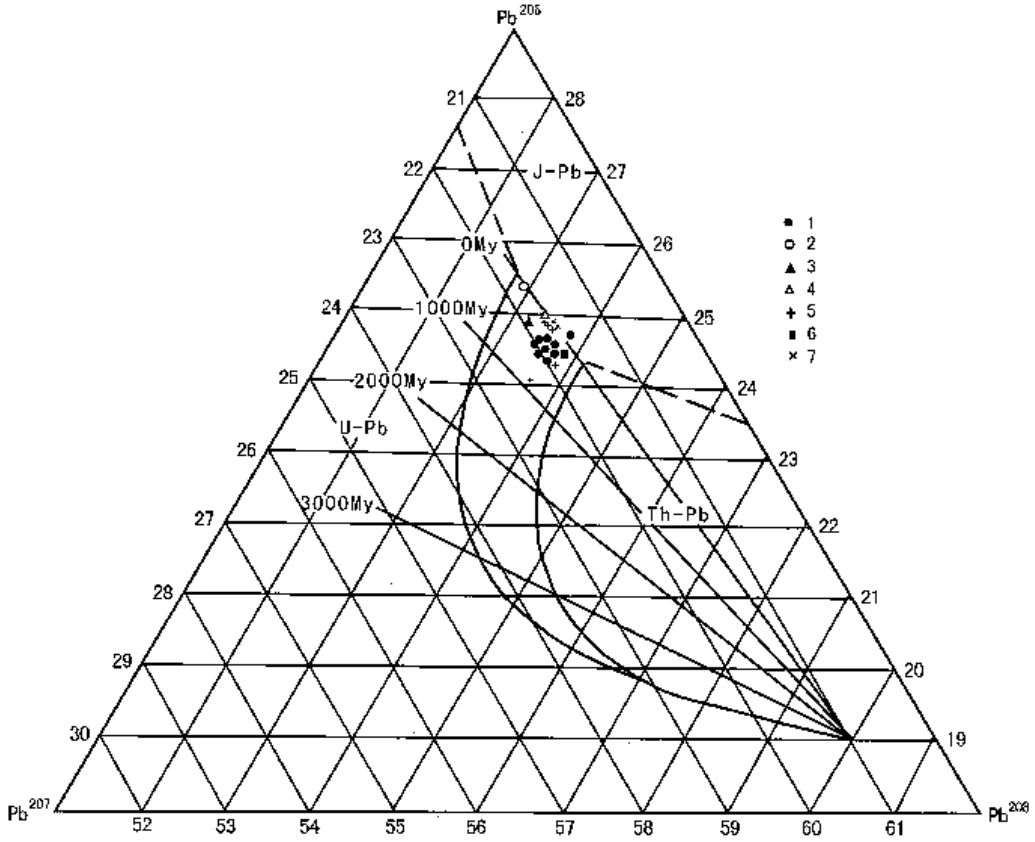



图 5-5　小秦岭-熊耳山地区金矿矿石铅同位素卡农三角图解

1—小秦岭石英脉型；2—小秦岭蚀变岩型；3—崤山石英脉型；4—崤山蚀变岩型；5—熊耳山蚀变岩型；6—熊耳山爆破角砾岩型；7—熊耳山石英脉型

和 550～850 Ma；蚀变岩型金矿铅同位素模式年龄也出现了三个明显的峰值，其范围分别是 100～350 Ma、400～500 Ma 和 550～800 Ma，基本上与石英脉型金矿的三个峰值相对应。爆破角砾岩型金矿铅同位素模式年龄直方图上，仅出现一个峰值，其范围为 500～700 Ma，基本上对应于石英脉型及蚀变岩型金矿铅同位素模式年龄直方图上最大的一个峰值。也即是说，研究区内所有金矿的铅同位素模式年龄均可基本上归入三个峰值范围内。将对应于三个峰区的铅同位素分析结果投影到铅同位素的构造模式图上（图 5-8），结果表明，对应于不同峰区的铅有着不同的源区特征，对应于 550～850 Ma 的样品绝大部分（大约 90%±）投影在地幔线上，反映了明显的幔源特征；对应于 300～500 Ma 的样品虽然有大部分投影在地幔线上，但也有相当部分（约 40%±）投影在造山带与地幔线之间，从而反映了其铅的壳幔混合特征。事实上，由于造山带常常与深部作用过程有关，壳幔作用强烈，地幔活动起了很大作用，所以这种落于地幔与造山带之间的铅，亦应反映为深源铅，而对应于 150～300 Ma 的样品投影点相对分散，处于上地壳与下地壳线之间，反映了明显的壳源特征。上述特征说明早期的地幔铅随着构造演化、时代变新，参与地壳的再循环不断加强，因而晚期铅表现出较多的地壳混染特征。

同时，对比不同矿床类型金矿的铅同位素模式年龄直方图表明，对应于三个峰值铅的样品在不同矿床类型的铅同位素分析样品中所占的比例各不相同。对应于 500～850 Ma 峰区的铅样品，在石英脉型金矿中所占的比例较大，约 60%±；在蚀变岩型金矿中所占

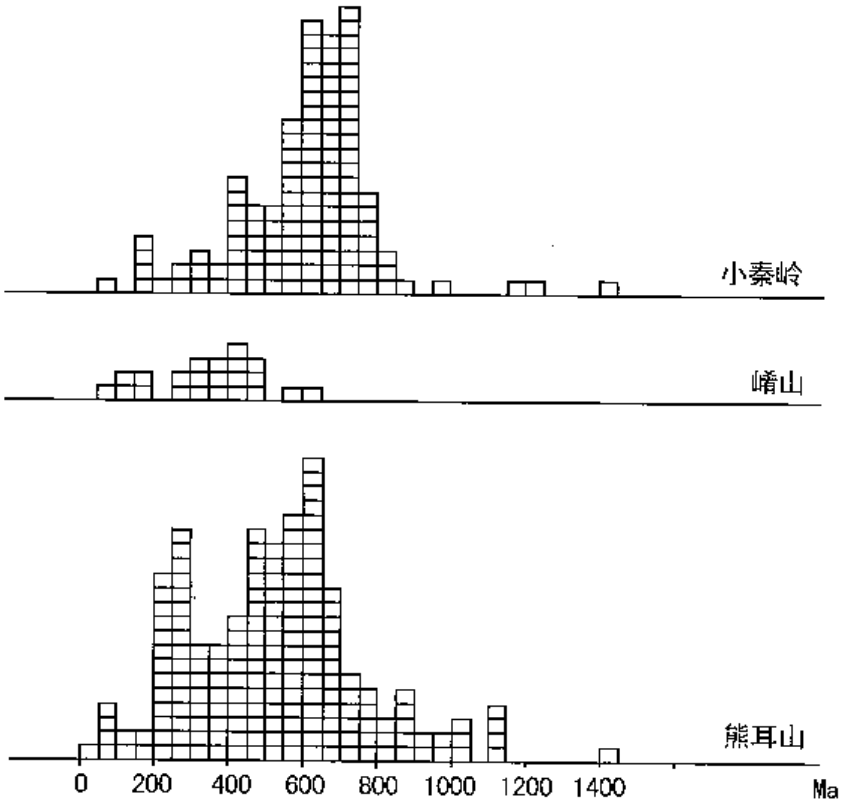



图 5-6 小秦岭-熊耳山不同地区金矿铅同位素模式年龄直方图

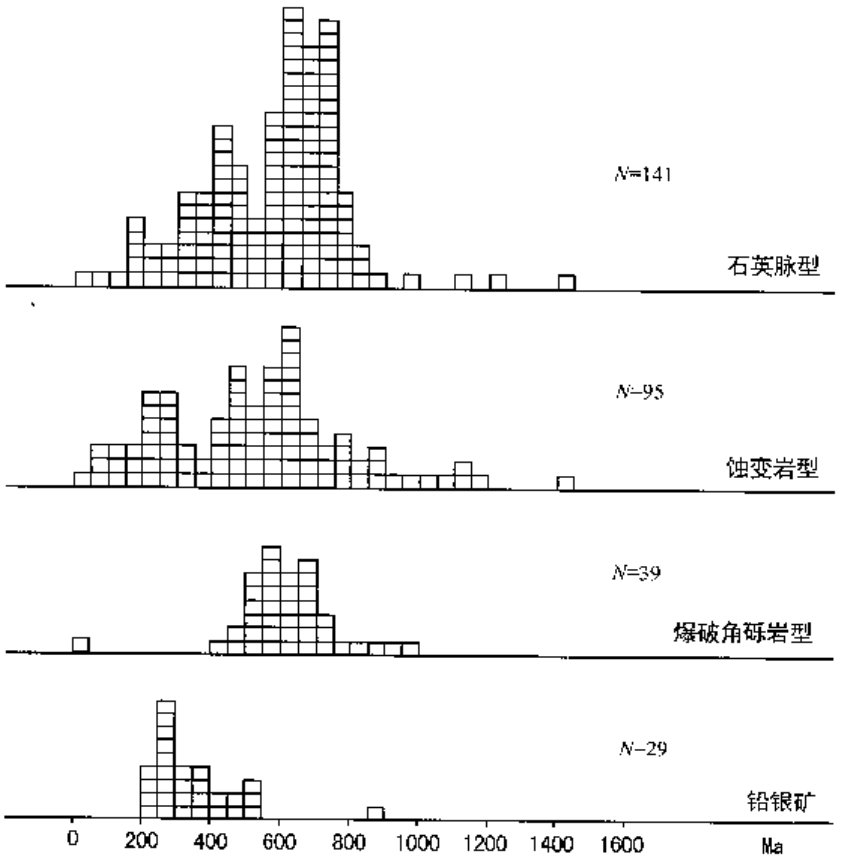



图 5-7 小秦岭-熊耳山地区不同类型金矿床的铅同位素模式年龄直方图

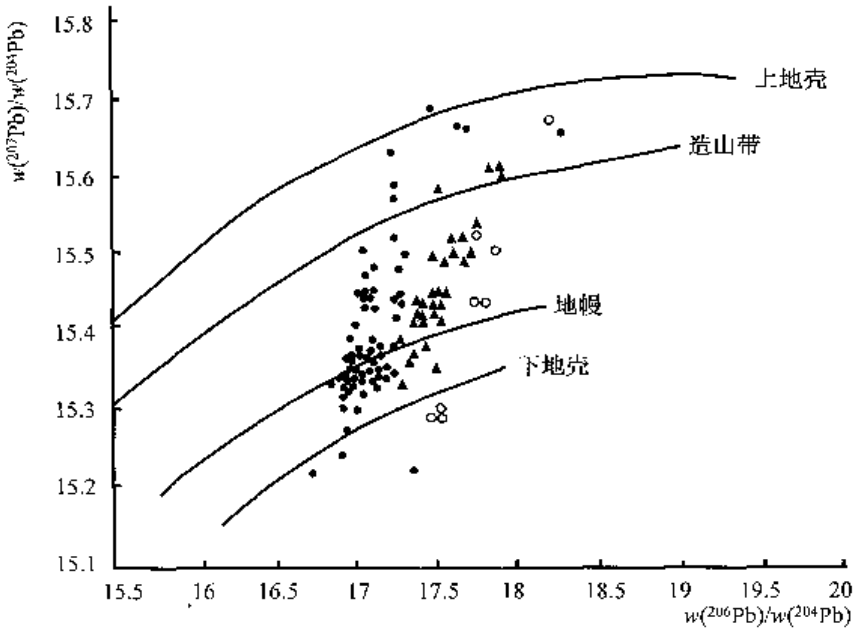



图 5-8　铅同位素构造模式图

（据 Zartman 和 Dee，1981）

○—150～300 Ma；▲—300～500 Ma；●—500～850 Ma

比例相对较小，约 40% ±；在爆破角砾岩型金矿中所占比例最高约 100% ±。而对应于 300～500 Ma 样品在石英脉型金矿中所占比例约 30% ±；在蚀变岩型金矿中约占 30%～35% ±。对应于 100～300 Ma 的铅同位素分析样品在石英脉型金矿中所占比例仅 10% ±，在蚀变岩型金矿中约占 30% ±。从而反映了：①区内金矿床中的铅主要来自于地幔，并在成矿作用过程中受到不同程度浅部铅的混染；②与石英脉型及爆破角砾岩型金矿相比，蚀变岩型金矿中的铅受到了相对较多的浅部铅的混染。

区内金矿床的铅同位素模式年龄直方图的上述特征与区内地层及岩浆岩（花岗岩和酸性岩脉）的铅同位素模式年龄直方图（图 5-9）有着明显的差异，区内地层中铅同位素模式年龄直方图表现为较广的分散状态，没有明显的集中区。而岩浆岩（花岗岩和酸性岩脉）中的铅同位素模式年龄相对较小，绝大部分样品的模式年龄小于 650 Ma，在直方图上虽然塔式效应不明显，但有集中在 400～550 Ma 及 100～250 Ma 的趋势，这与矿石中铅的模式年龄主要集中在 550～880 Ma 明显不同。这一特征表明，区内金矿成矿过程中的铅虽然不能完全排除受到地层及岩浆岩中铅的影响，但却完全可以肯定，矿石中铅的来

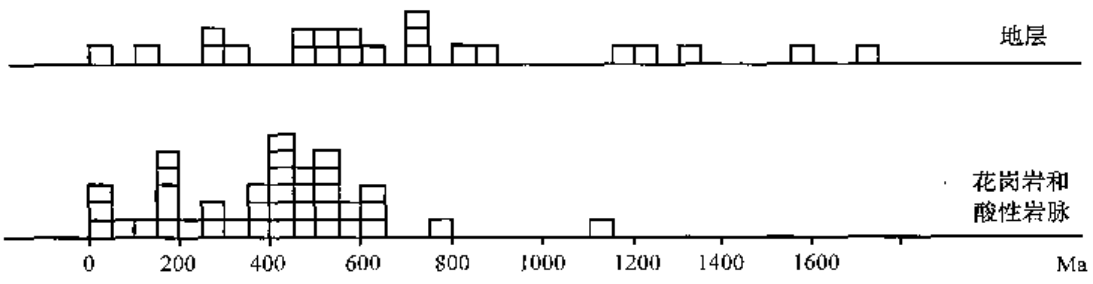



图 5-9　研究区地层及岩浆岩的铅同位素模式年龄直方图

源主要应为地幔，而不是区内地层及花岗岩。

总之，区内金矿的铅同位素特征表明，小秦岭-熊耳山地区金矿中的铅，虽然也许会受到少量地层及岩浆岩中铅的混染，但主要应起源于地幔。并且，与小秦岭石英脉型金矿相比，熊耳山蚀变岩型金矿受到了相对较多的浅部铅（地层及岩浆岩）的混染，这一特征，实际上与熊耳山蚀变岩型金矿相对于小秦岭石英脉型金矿在相对较浅部成矿的特征是一致的。

## 四、硫同位素特征

**1. 不同类型金矿床硫同位素特征不同**

根据对近900件区内金矿的硫同位素分析结果（表5-8），可将区内金矿中硫同位素大致为两类。

一类以绝大部分石英脉型金矿——小秦岭的文峪、东桐峪、金硐岔、梁干岔、枪马峪，崤山地区的半宽及熊耳山地区的康山-星星印金矿等，以及祁雨沟爆破角砾岩型金矿为代表，其硫同位素组成变化不大，在直方图上，塔式效应明显（图5-10），峰值为低的

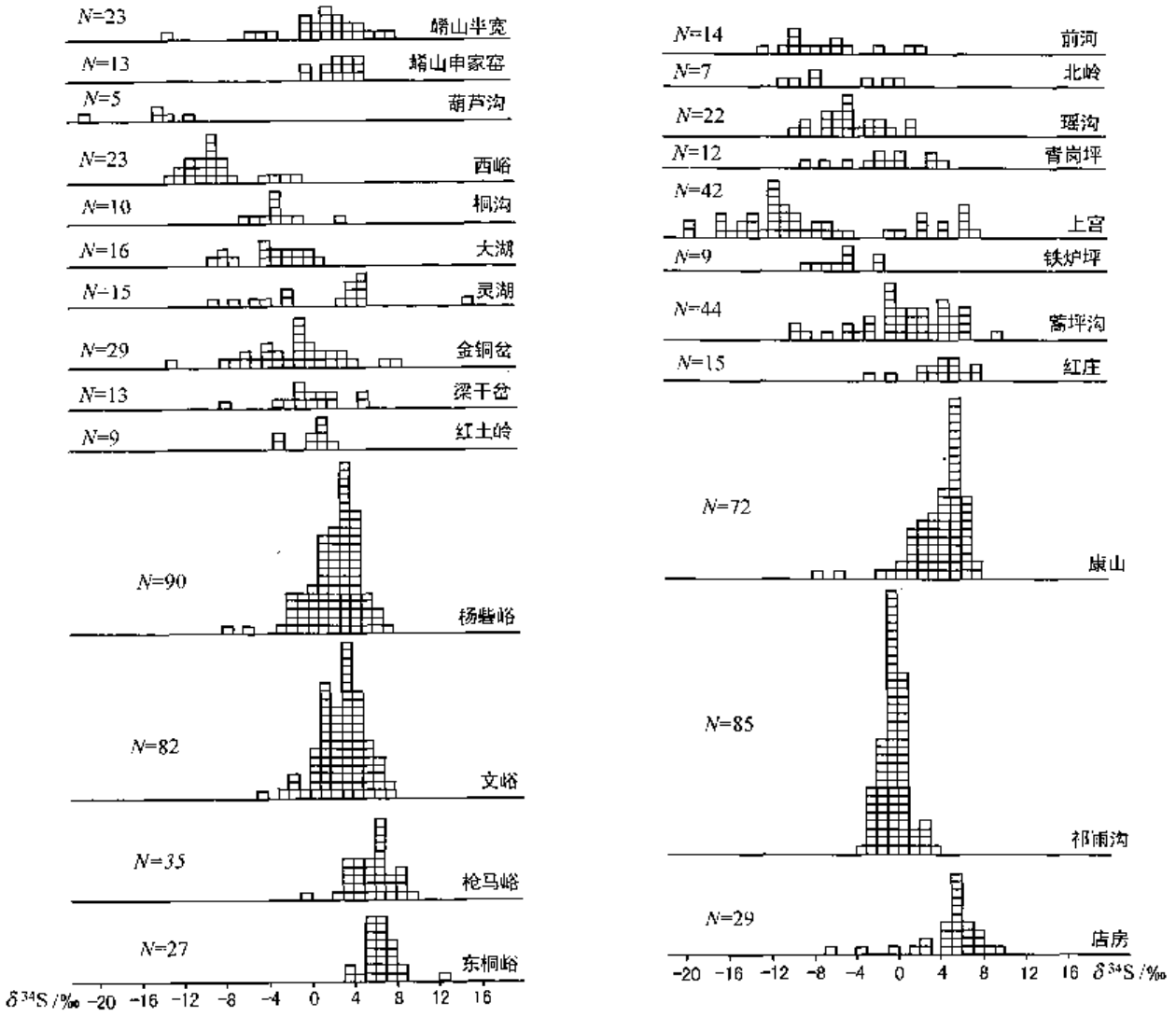



图 5-10　小秦岭-熊耳山金矿的硫同位素分布直方图

表 5-8　小秦岭-熊耳山地区金矿的硫同位素特征

| 地区 | 矿床 | 矿床类型 | 矿物 | 样数 | $\delta^{34}S$/‰ 变化范围 | $\delta^{34}S$ 极差/‰ | $\delta^{34}S$ 均值/‰ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 小秦岭 | 灞源 | 石英脉型 | 黄铜矿 | 3 | 4.06~4.61 | 0.55 | 4.343 |
| | | | 黄铁矿 | 2 | 3.62~4.20 | 0.58 | 3.91 |
| | | | 方铅矿 | 3 | 2.34~3.31 | 0.97 | 2.767 |
| | | | 闪锌矿 | 2 | 3.55~4.06 | 0.51 | 3.805 |
| | | | 所有硫化物 | 10 | 2.34~4.61 | 2.27 | 3.676 |
| | 文峪 | | 黄铁矿 | 51 | 0.2~6.91 | 6.71 | 4.031 |
| | | | 方铅矿 | 26 | -2.0~7.34 | 9.34 | 2.06 |
| | | | 闪锌矿 | 5 | -4.7~2.4 | 7.1 | -0.8 |
| | | | 所有硫化物 | 82 | -4.7~7.34 | 12.04 | 3.112 |
| | 东桐峪 | | 黄铁矿 | 23 | 3.5~12.9 | 9.4 | 6.726 |
| | | | 方铅矿 | 4 | 3.7~7.6 | 3.9 | 5.325 |
| | | | 所有硫化物 | 27 | 3.5~12.9 | 9.4 | 6.519 |
| | 西桐峪（潼关） | | 黄铁矿 | 16 | 10.2~-0.2 | 10.0 | -7.319 |
| | | | 方铅矿 | 2 | -11.4~-10.9 | 0.5 | -11.15 |
| | | | 所有硫化物 | 18 | -11.4~-0.2 | 11.2 | -7.744 |
| | 红土岭 | | 黄铁矿 | 8 | -2.3~2.7 | 5.0 | 0.875 |
| | | | 方铅矿 | 1 | | | -2.8 |
| | | | 所有硫化物 | 9 | -2.8~2.7 | 5.5 | 0.467 |
| | 梁干岔 | | 黄铁矿 | 9 | -2.1~5.5 | 7.6 | 1.367 |
| | | | 方铅矿 | 4 | -7.6~2.3 | 9.9 | -1.075 |
| | | | 所有硫化物 | 13 | -7.6~5.5 | 13.1 | 0.615 |
| | 金洞岔 | | 黄铁矿 | 17 | -7.17~4.07 | 11.24 | -0.323 |
| | | | 闪锌矿 | 5 | -3.69~7.78 | 11.47 | -0.666 |
| | | | 方铅矿 | 6 | -12.47~8.27 | 20.74 | -1.688 |
| | | | 黄铜矿 | 1 | | | -5.82 |
| | | | 所有硫化物 | 29 | -12.47~8.27 | 20.74 | -0.854 |
| | 杨寺峪 | | 黄铁矿 | 78 | -14.7~6.80 | 21.5 | 2.415 |
| | | | 黄铜矿 | 6 | 1.4~5.04 | 3.64 | 3.513 |
| | | | 方铅矿 | 4 | -1.63~71 | 8.73 | 1.6275 |
| | | | 闪锌矿 | 2 | -3.0~-1.49 | 1.51 | -2.245 |
| | | | 所有硫化物 | 90 | -14.7~7.1 | 21.8 | 2.35 |
| | 枪马峪 | | 黄铁矿 | 23 | -0.69~9.2 | 9.89 | 5.838 |
| | | | 黄铜矿 | 10 | 3.15~8.7 | 5.55 | 5.843 |
| | | | 方铅矿 | 2 | 2.043~3.01 | | 2.527 |
| | | | 所有硫化物 | 35 | -0.69~9.2 | 9.89 | 5.650 |
| | 灵湖 | | 黄铁矿 | 14 | -8.65~15.3 | 23.95 | 2.061 |
| | | | 方铅矿 | 1 | | | -1.63 |
| | | | 所有硫化物 | 15 | -8.65~15.3 | 23.95 | 1.815 |
| | 大湖 | | 黄铁矿 | 14 | -8.1~1.3 | 9.4 | -3.321 |
| | 桐沟 | | 黄铁矿 | 7 | -28.5~3.6 | 32.1 | -5.3 |
| | | | 闪锌矿 | 1 | | | -1.9 |
| | | | 黄铜矿 | 1 | | | -2.4 |
| | | | 方铅矿 | 2 | -5.8~-4.9 | | -5.35 |
| | | | 所有硫化物 | 11 | -28.5~3.6 | 32.1 | -4.736 |

续表

| 地区 | 矿床 | 矿床类型 | 矿物 | 样数 | $\delta^{34}S$/‰ 变化范围 | $\delta^{34}S$极差/‰ | $\delta^{34}S$均值/‰ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 崤山 | 申家窑 | 石英脉型 | 黄铁矿 | 7 | 2.58~5.93 | 3.08 | 4.067 |
| | | | 方铅矿 | 4 | 0.36~4.76 | 4.4 | 2.37 |
| | | | 黄铜矿 | 2 | 4.09~4.30 | | 4.195 |
| | | | 所有硫化物 | 13 | 0.36~5.93 | 5.57 | 3.565 |
| | 半宽 | | 黄铁矿 | 15 | 0.45~8.52 | 8.07 | 4.115 |
| | | | 方铅矿 | 8 | -12.13~2.59 | 14.72 | -2.09375 |
| | | | 所有硫化物 | 23 | -12.13~8.52 | 20.65 | 1.956 |
| 熊耳山 | 康山星星印 | | 黄铁矿 | 50 | -0.2~7.3 | 7.5 | 5.114 |
| | | | 方铅矿 | 13 | -7.4~2.9 | 10.3 | 0.1785 |
| | | | 闪锌矿 | 8 | 1.5~5.2 | 3.7 | 3.755 |
| | | | 黄铜矿 | 1 | | | 4.6 |
| | | | 所有硫化物 | 72 | -7.4~7.3 | 14.7 | 4.065 |
| | 红庄 | | 黄铁矿 | 11 | 2.3~7.6 | 5.3 | 5.236 |
| | | | 方铅矿 | 3 | -2.2~3.2 | 5.4 | 0.1 |
| | | | 闪锌矿 | 1 | | | 2.7 |
| | | | 所有硫化物 | 15 | -2.2~7.6 | 9.8 | 4.04 |
| | 蒿坪沟 | | 方铅矿 | 17 | -9.4~2.6 | 12.0 | -0.965 |
| | | | 黄铁矿 | 10 | 3.4~9.8 | 6.4 | 5.71 |
| | | | 黄铜矿 | 2 | -0.5~3.2 | | 1.35 |
| | | | 所有硫化物 | 29 | -9.4~9.8 | 19.2 | 1.497 |
| | 沙沟月亮沟 | | 方铅矿 | 3 | -8.1~5.0 | 13.1 | -0.6 |
| | | | 闪锌矿 | 2 | -1.0~0.8 | | -0.1 |
| | | | 黄铁矿 | 1 | | | 6.1 |
| | | | 所有硫化物 | 6 | -8.1~6.1 | 14.2 | 0.683 |
| | 程家沟 | | 方铅矿 | 2 | -9.3~-6.5 | | -7.9 |
| | | | 黄铁矿 | 1 | | | -2.4 |
| | | | 所有硫化物 | 3 | -9.3~-2.4 | 6.9 | -6.067 |
| | 铁炉坪 | 蚀变岩型 | 方铅矿 | 9 | -8.8~-1.4 | 7.4 | -5.022 |
| | 金家湾 | | 黄铁矿 | 2 | -10.9~-9.1 | | -10.0 |
| | 上宫 | | 黄铁矿 | 31 | -14.46~6.02 | 20.48 | -6.964 |
| | | | 方铅矿 | 9 | -19.24~0.78 | 20.02 | -14.538 |
| | | | 闪锌矿 | 1 | | | -13.9 |
| | | | 黄铜矿 | 1 | | | 6.68 |
| | | | 重晶石 | 4 | -0.54~7.0 | 7.54 | 5.015 |
| | | | 所有硫化物 | 42 | -19.24~6.68 | 25.92 | -8.427 |
| | 虎沟 | | 黄铁矿 | 2 | -28.17~7.92 | | -10.125 |
| | | | 方铅矿 | 1 | | | -7.52 |
| | 七里坪 | | 黄铁矿 | 3 | 8.5~10.7 | | 9.433 |
| | | | 方铅矿 | 2 | 1.51~5.1 | | 3.305 |
| | 青岗坪 | | 黄铁矿 | 12 | -8.7~4.2 | 12.9 | -1.146 |
| | 瑶沟 | | 黄铁矿 | 16 | -9.66~1.82 | 11.48 | -3.964 |
| | | | 方铅锌 | 1 | | | -8.32 |
| | | | 黄铜矿 | 1 | | | 4.4 |
| | | | 辉银矿 | 1 | | | -4.8 |
| | | | 所有硫化物 | 19 | -9.66~1.82 | 11.48 | -4.26 |

续表

| 地区 | 矿床 | 矿床类型 | 矿物 | 样数 | $\delta^{34}S$/‰ 变化范围 | $\delta^{34}S$ 极差/‰ | $\delta^{34}S$ 均值/‰ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 熊耳山 | 北岭 | 蚀变岩型 | 黄铁矿 | 5 | −10.2～−2.2 | 8.0 | −7.98 |
| | | | 方铅矿 | 1 | | | −0.6 |
| | | | 所有硫化物 | 6 | −10.2～−0.6 | 9.6 | −6.75 |
| | 前河 | | 黄铁矿 | 12 | −12.53～2.8 | 15.33 | −5.869 |
| | | | 方铅矿 | 3 | −22.2～−7.7 | 14.5 | −13.033 |
| | | | 所有硫化物 | 15 | −22.2～2.8 | 25.0 | −7.302 |
| | 店房 | 爆破角砾岩型 | 黄铁矿 | 21 | 3.0～9.2 | 6.2 | 6.171 |
| | | | 方铅矿 | 6 | −6.4～4.2 | 10.6 | −0.383 |
| | | | 黄铜矿 | 2 | 5.4～5.5 | 0.1 | 5.45 |
| | | | 所有硫化物 | 29 | −6.4～−9.2 | 15.6 | 4.766 |
| | 祁雨沟 | | 黄铁矿 | 75 | −3.0～3.55 | 6.55 | −0.3067 |
| | | | 方铅矿 | 5 | −3.5～0.6 | 4.1 | −1.166 |
| | | | 黄铜矿 | 5 | −2.3～−1.0 | 1.3 | −1.48 |
| | | | 硬石膏 | 1 | | | 12.9 |
| | | | 所有硫化物 | 85 | −3.5～3.55 | 7.05 | −0.426 |

注：据本书及胡正国等（1994），周作侠 等（1993），薛良伟等（1996），范宏瑞等（1994），张荫树等❶，崔岩等（1991），王志光等（1997），邵克忠等（1992），黎世美等（1996）等人资料综合。

正值或绝对值小的负值。该类矿床中，矿石的矿物组合主要为黄铁矿、方铅矿、闪锌矿、黄铜矿、磁黄铁矿等，其硫均为低价态，特别是磁黄铁矿的出现，更反映了矿物形成时氧逸度较低。同时，磁黄铁矿或其他与磁黄铁矿平衡的硫化物似乎有近于 $\delta^{34}S_{\Sigma S}$ 的 $\delta^{34}S$ 值 Ohmoto.H，1972，也即是说区内金矿成矿热液中的总硫同位素组成也应为较低的正值或绝对值较小的负值。同时利用高温外推法获得了不同矿床成矿流体的总硫同位素组成（$\delta^{34}S_{\Sigma S}$）：文峪金矿为 2.4‰，东桐峪金矿为 6.4‰，4.2‰（黄建军，1997），梁干岔金矿为 3.4‰，枪马峪金矿为 4.4‰，半宽金矿为 1.0‰，康山金矿为 2.2‰（任富根等，1990），祁雨沟金矿为 0.3‰，店房金矿为 4.6‰（任富根等，1990），基本上集中在陨石硫的 −5‰～5‰范围内，指示了区内金矿流体硫的幔源特征。

二类是绝大多数蚀变岩型金矿及少部分石英脉型金矿，其硫化物的硫同位素组成出现明显的负值，且变化较大（见表 5-9），如小秦岭的潼关石英脉型金矿 $\delta^{34}S$ 为 −7.744‰，

**表 5-9　区内部分矿床不同矿化阶段黄铁矿的硫同位素对比表（$\delta^{34}S$/‰）**

| 矿床 | 矿床类型 | 测试矿物 | Ⅰ | Ⅰ−1 | Ⅱ−2 | Ⅲ |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 文峪 | 石英脉型 | Py | 5.0 | 2.83 | 5.4225 | |
| 杨砦峪 | 石英脉型 | Py | 4.075 | 4.524 | | |
| 桐沟 | 石英脉型 | Py | 3.6 | −2.5 | −2.7 | −15.75 |
| 康山-星星印 | 石英脉型 | Py | 6.267 | 5.309 | 2.6 | |
| 上宫 | 蚀变岩型 | Py | 2.99 | −10.428 | 6.02 | |

资料来源：根据表 5-8 资料整理。

❶ 张荫树等。河南省金矿成矿条件和成因类型研究报告，1985。

大湖石英脉型金矿 $\delta^{34}S$ 为 $-3.321‰$，熊耳山上宫蚀变岩型金矿 $\delta^{34}S$ 为 $-8.427‰$，北岭蚀变岩型金矿 $\delta^{34}S$ 为 $-6.75‰$，前河蚀变岩型金矿 $\delta^{34}S$ 为 $-7.302‰$。从不同矿化阶段硫同位素变化看（表 5-8），硫同位素出现明显负值的大多数蚀变岩型及少部分石英脉型金矿，在矿化早期，其硫同位素为较小的正值，随着成矿作用的进行，开始出现明显的负值，并有负值逐渐增大的趋势。而硫同位素为明显正值的大部分石英脉型金矿及爆破角砾岩型金矿，随成矿作用进行，$\delta^{34}S$ 变化不大，部分矿床甚至出现随成矿作用进行 $\delta^{34}S$ 增高的趋势。

一般来讲，引起矿床 $\delta^{34}S$ 值出现负值的原因不外乎有两种：一是其成矿流体是初始硫同位素组成，$\delta^{34}S$ 就为负值，有别于第一类矿床具幔源硫特征的成矿流体；二是成矿流体初始硫同位素组成仍同于第一类，$\delta^{34}S$ 呈负值是由于成矿过程中物化条件变化而引起其硫同位素分馏作用的结果。由于区内岩体和变质围岩中分散硫同位素的 $\delta^{34}S$ 均近于零值，地层中也未发现有 $\delta^{34}S$ 为负值的含硫地质体，因此，可以认为引起区内部分矿床 $\delta^{34}S$ 呈负值的原因最大的可能性是第二个原因，而不是由于初始硫同位素 $\delta^{34}S$ 为负值引起。

**2. 含矿热液中含硫矿物的沉淀机制**

含矿热液在运移和降温过程中往往会发生含硫矿物沉淀。在研究沉淀机制时，一般均假设在这一过程中热液未从外部环境中获得硫或者未受到外部氧化还原条件的影响，即认为其处于封闭条件下。在封闭条件下，随着热液的运移、降温，不断沉淀出含硫矿物，必然会引起热液产生一系列变化，首先会引起剩余热液含硫量减小，其次会引起剩余热液 $H_2S/SO_4^{2-}$（摩尔分数）比值的变化，第三会引起剩余热液硫同位素组成发生变化。剩余热液 $H_2S/SO_4^{2-}$ 比值的变化自然可能引起随后晶出的含硫矿物种类的变化。剩余热液 $H_2S/SO_4^{2-}$ 比值的变化、硫同位素组成的变化，以及含硫矿物对同位素平衡分馏因随温度下降而发生变化，都会导致随后晶出含硫矿物同位素组成的变化。这种作用将会进行到热液含硫甚微，以致不能继续沉淀含硫矿物为止。

由于所研究的热液为一封闭系统，所以只考虑硫同位素平衡是不够的，还必须同时考虑硫量及硫同位素数量的守恒问题，也就是说，首先要考虑热液中所溶 $H_2S$、$SO_4^{2-}$ 及从中沉淀出的含硫矿物的硫同位素组成，彼此应总处于平衡状态，即：

$$\Delta SO_4^{2-} - H_2S = \delta^{34}S_{SO_4^{2-}} - \delta^{34}S_{H_2S}$$

$$\Delta Py - H_2S = \delta^{34}S_{Py} - \delta^{34}S_{H_2S}$$

$$\Delta PO - H_2S = \delta^{34}S_{PO} - \delta^{34}S_{H_2S}$$

其次要考虑，热液的硫同位素组成总应等于被沉淀出的含硫矿物的硫同位素组成与剩余热液硫同位素组成的加权平均值，即：

$$\delta^{34}S_{热液} = \delta^{34}S_{被沉淀出的矿物} \times (1-f) + \delta^{34}S_{剩余热液} \times f$$

这里的 $f$ 值为剩余热液硫占初始热液硫的分数，最后还要考虑，热液的含 $H_2S$（或 $SO_4^{2-}$）的数量总应等于热液沉淀含硫矿物所消耗 $H_2S$（或 $SO_4^{2-}$）的数量与剩余热液所含 $H_2S$（或 $SO_4^{2-}$）数量的和，即：

$$H_2S_{热液} = H_2S_{沉淀物所消耗} + H_2S_{剩余热液}$$

$$SO_4^{2-}{}_{热液} = SO_4^{2-}{}_{沉淀物所消耗} + SO_4^{2-}{}_{剩余热液}$$

此外，由于热液沉淀含硫矿物的种类与热液的 $H_2S/SO_4^{2-}$ 的比值有关，所以还要考虑控制热液演化过程中沉淀含硫矿物的种类变化的几个化学反应。

第一个反应是：

$$4Fe^{2+} + 7H_2S + SO_4^{2-} = 4FeS_2 + 4H_2O + 6H^+$$

此式表明，形成黄铁矿所消耗热液中的 $H_2S$ 与 $SO_4^{2-}$ 数量比为 7，如果初始热液的 $H_2S/SO_4^{2-}$ 的比值（摩尔分数比）为 7，那么从这种热液中晶出的铁硫化物始终是黄铁矿，因为黄铁矿的沉淀不会导致这种热液中的 $H_2S/SO_4^{2-}$ 比值发生变化。如果初始热液的这一比值略比 7 大，那么黄铁矿的沉淀会使剩余热液逐步富集 $H_2S$，最后可能导致磁黄铁矿的沉淀。如果初始热液的这一比值略比 7 小，那么黄铁矿的不断沉淀会使剩余热液愈来愈富集 $SO_4^{2-}$，最终可能导致硫酸盐矿物的析出。

第二个反应是：

$$Fe^{2+} + H_2S = FeS + 2H^+$$

反应表明，磁黄铁矿的沉淀只消耗 $H_2S$，不消耗 $SO_4^{2-}$。如果初始热液只含 $H_2S$，那么只能从热液中沉淀磁黄铁矿。如果初始热液含少量 $SO_4^{2-}$，那么磁黄铁矿的不断晶出，会使剩余热液逐步富集 $SO_4^{2-}$，当 $H_2S/SO_4^{2-}$ 比值降至 7 时，有可能析出少量黄铁矿。

第三个反应是：

$$Ba^{2+} + SO_4^{2-} = BaSO_4$$

这一反应表明，硫酸盐的沉淀只消耗 $SO_4^{2-}$，不消耗 $H_2S$。

根据这些原则，便可对热液本身及从中晶出含硫矿物同位素组成的演化进行计算。关于这方面，赵瑞等（1993）曾进行过详细的工作，这里我们仅依其工作成果来讨论区内金矿床中硫同位素的变化和分馏机制。

由区内金矿石矿物成分可知，区内金矿石中含硫矿物主要为黄铁矿，其次是方铅矿、闪锌矿、磁黄铁矿等。以小秦岭石英脉型金矿为代表的硫同位素为正值的金矿床中，铁的硫化物主要为黄铁矿，没有或有少量的磁黄铁矿，基本上不见硫酸盐，说明其热液中 $H_2S/SO_4^{2-}$ 比值近于 7 或稍大于 7。图 5-11 是 $\delta^{34}S$ 为 0，$H_2S/SO_4^{2-}$ 为 7 时，自热液中沉淀含硫物的硫同位素变化图，结果表明，随着温度由高到低，早期沉淀的黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 约为 $-1‰\sim2‰\pm$，随着结晶作用的进行自热液中沉淀的黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 值明显增大，这一特征与区内该类金矿黄铁矿的硫同位素 $\delta^{34}S$ 为低的正值或绝对值较小的负值现象一致。同时部分矿床铁的硫化物中出现较多的磁黄铁矿，如枪马峪金矿，其矿物中磁黄铁矿含量可高达 5%±，并且不同矿化阶段矿物组合有变化：早期为黄铁矿＋石英组合，随着成矿作用的进行依次出现黄铁矿＋石英、黄铁矿＋磁黄铁矿＋石英、黄铁矿＋方铅矿＋闪锌矿等矿物组合，表明其热液应具有较高 $H_2S/SO_4^{2-}$ 比值。而且，铁的硫化物自热液中首先晶出的是黄铁矿，而后才是磁黄铁矿。图 5-12 是热液 $\delta^{34}S$ 为 0，$H_2S/SO_4^{2-}$ 值为 9 时，首先沉淀黄铁矿，然后沉淀磁黄铁矿过程中热液的硫同位素分馏图，由图可知，在这种情况下，热液中首先晶出黄铁矿，而后晶出磁黄铁矿直到最终，并且沉淀出的含硫矿物的 $\delta^{34}S$ 在 $-2‰\sim2‰$ 之间，这显然与区内金矿矿物组分及硫同位素特征并不一致。究其原因，我们认为这可能与区内金矿中成矿后期沉淀出大量方铅矿、黄铜矿、闪锌矿等多金属硫化物有关。方铅矿、闪锌矿的沉淀符合下列反应：

$$Pb^{2+} + H_2S = PbS + 2H^+$$

$$Zn^{2+} + H_2S = ZnS + 2H^+$$

表明多金属硫化物的沉淀只消耗热液中的 $H_2S$ 而不消耗 $SO_4^{2-}$。因此，成矿过程中方铅矿、闪锌矿等多金属硫化物的沉淀使得热液中相对较高的 $H_2S/SO_4^{2-}$，迅速下降至 7 左右，而使得磁黄铁矿的沉淀重新被黄铁矿沉淀所代替。并且由于这时成矿温度相对较低，使沉淀的黄铁矿的硫同位素 $\delta^{34}S$ 值相对较高（图 5-11）。

对于部分硫同位素为负值的金矿床，其含硫矿物主要为黄铁矿和少量的硫酸盐，基本上不见磁黄铁矿出现。这一矿物组合特征表明，其成矿热液具有较低（<7）的 $H_2S/SO_4^{2-}$ 比值。图 5-13 是假设 $\delta^{34}S$ 为 0 及热液中 $H_2S/SO_4^{2-}$ 为 3 或 1 时，自热液中沉淀出黄铁矿、重晶石后剩余热液的硫同位素分馏图。这种情况下，随着成矿作用的进行，可晶出和该类矿床一样的具明显的负值的黄铁矿，并且 $H_2S/SO_4^{2-}$ 比值愈小，晶出的黄铁矿的硫同位素 $\delta^{34}S$ 的绝对值愈大。

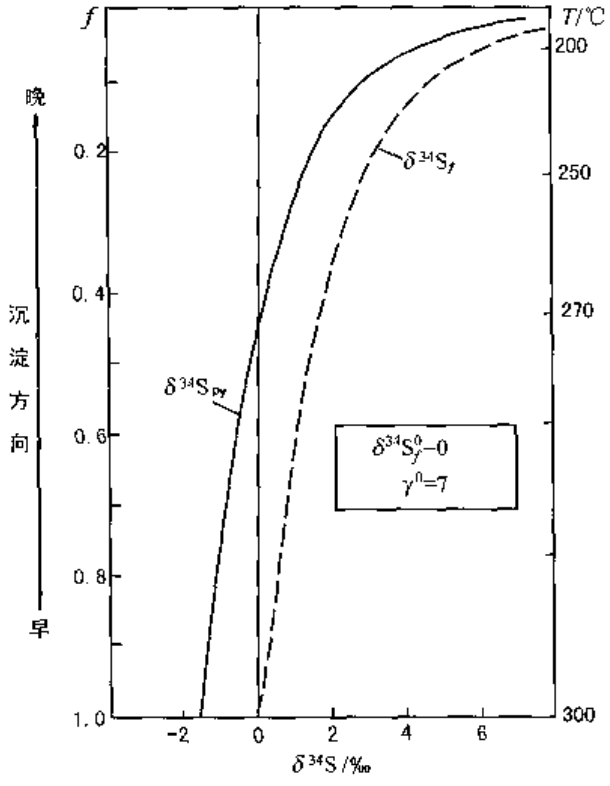



图 5-11　$\delta^{34}S_f^0$ 为 0，初始 $H_2S/SO_4^{2-}$ 为 7 时沉淀黄铁矿过程中热液硫同位素分馏图
（据赵瑞，1993）

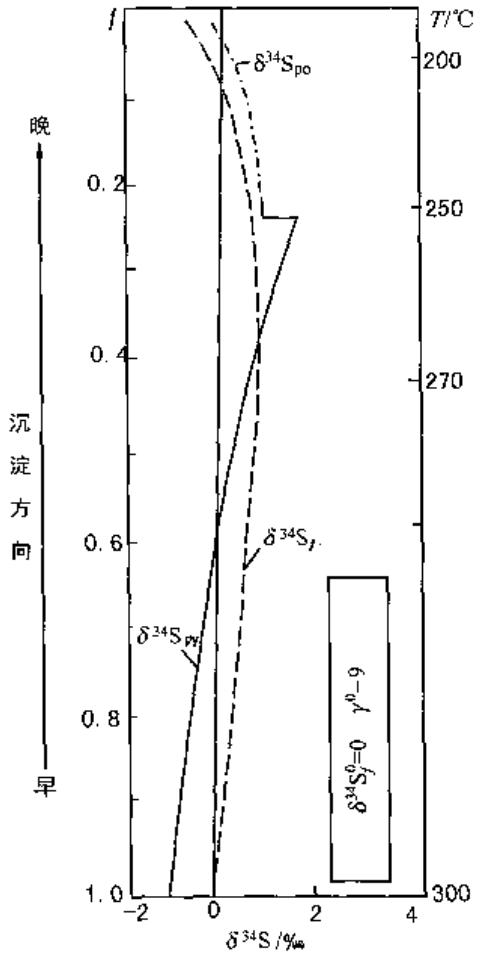



图 5-12　$\delta^{34}S_f^0$ 为 0，初始 $H_2S/SO_4^{2-}$ 为 9 时首先沉淀黄铁矿，然后沉淀磁黄铁矿过程中的热液硫同位素分馏图
（据赵瑞，1993）

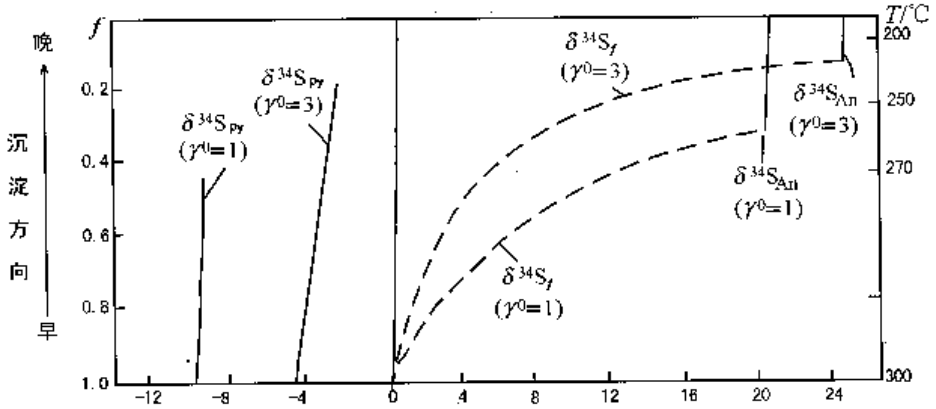



图 5-13　$\delta^{34}S_f^0$ 为 0，初始 $H_2S/SO_4^{2-}$ 为 3 或 1 时，首先沉淀黄铁矿，然后沉淀硫酸盐矿物时热液硫同位素分馏图解

（据赵瑞，1993）

**3. $H_2S/SO_4^{2-}$ 比值指示的含矿流体的流动方向**

引起本类矿床中硫同位素在成矿早期为较低正值，随成矿作用进行出现明显负值变化的原因，也可由成矿过程中热液的 $H_2S/SO_4^{2-}$ 比值变化来解释，本类矿床在成矿作用早期，晶出的铁的硫化物为黄铁矿，不见硫酸盐矿物说明早期成矿热液中 $H_2S/SO_4^{2-}$ 比值相对较高，所以晶出的黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 值出现小的正值或绝对值小的负值。随着成矿作用进行，热液中 $H_2S$ 的消耗特别是在出现方铅矿等多金属硫化物沉淀时，以及热液 $f_{O_2}$ 升高时，可引起 $H_2S/SO_4^{2-}$ 快速减小，并使随后晶出的黄铁矿等的 $\delta^{34}S$ 出现较大的负值。

至于引起区内不同金矿床成矿流体中初始 $H_2S/SO_4^{2-}$ 不同的原因，最大的可能性是由于受到含有游离氧及高价态离子地下水不同程度混染的结果。在成矿流体由下部向上的运移过程中，不可避免地要受到浅层地下水的影响。已有资料证明，以大气水为主的地下水甚至可渗透到地下 10～15 km 处（王安建等，1997）。并且，区内成矿流体在成矿过程中受到不同程度大气水的混染，已有流体的氢、氧、碳等同位素资料证实（见本章前述）。含有游离氧及高价态离子地下水的混染，必然引起流体氧逸度升高，使低价态硫离子向高价态硫转化，从而引起流体中 $H_2S/SO_4^{2-}$ 比值的降低。因此，区内金矿床成矿流体初始 $H_2S/SO_4^{2-}$ 比值的变化，实际上是成矿流体受到地下水混染程度的反映，随混染程度的增加，混合后流体的 $f_{O_2}$ 升高，从而引起流体中 $H_2S/SO_4^{2-}$ 比值的降低。

同时，在成矿流体由下向上运移时往往遭受由上向下渗透的大气水的混染。一般来讲，随着成矿流体的由深至浅，受到大气水混染的程度应逐渐加强。因此，在此意义上说，$H_2S/SO_4^{2-}$ 比值的变化，也就成为流体时空运移方向的一种反映。小秦岭地区各金矿床的硫同位素组成分布图（图 5-14）显示，矿石矿物硫同位素 $\delta^{34}S$ 为明显的负值，矿石矿物成分中出现重晶石。成矿热液中 $H_2S/SO_4^{2-}$ 比值小于 7 的矿床为西桐峪、鸳鹿、大湖、桐沟等，均分布在小秦岭地体边缘，矿石矿物的硫同位素组成 $\delta^{34}S$ 为低的正值，矿物成分中铁的硫化物主要为黄铁矿，基本上不见磁黄铁矿及硫酸盐。成矿热液中 $H_2S/SO_4^{2-}$ 比值近于 7 的矿床有红土岭、东闯、杨砦、文峪等，处于地体中部及文峪岩体附近，矿石矿物硫同位素组成 $\delta^{34}S$ 为相对较大的正值，矿物成分中出现较多的磁黄铁矿。成矿热液中

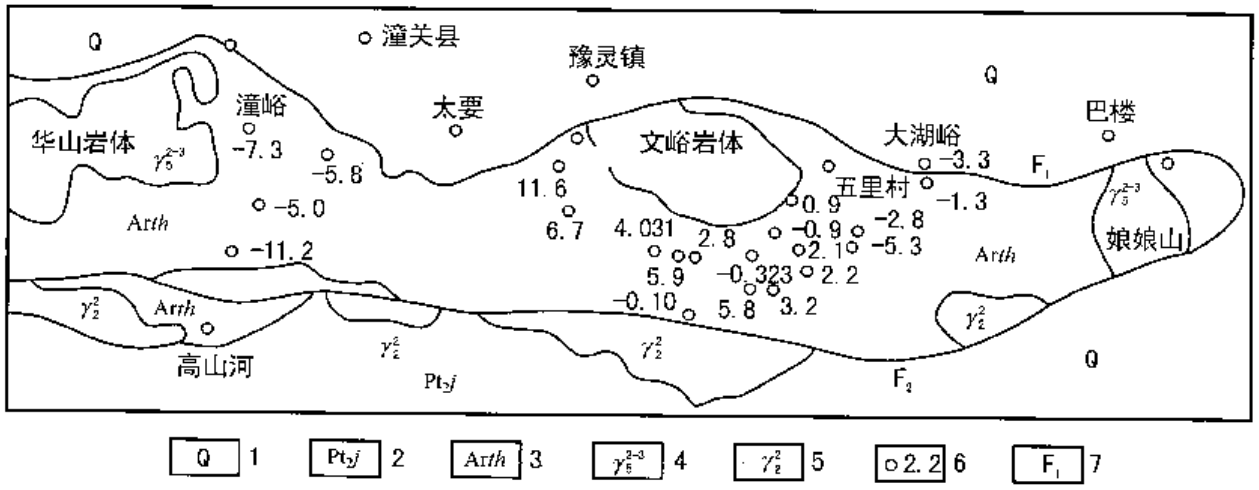



图 5-14　小秦岭金矿中黄铁矿的硫同位素分布图

（据晁援（1989）、黎世美等（1993）、黄延华等（1997）资料绘制）

1—第四系；2—中元古界官道口群；3—太古界太华群；4—燕山期花岗岩；5—熊耳期花岗岩；6—$\delta^{34}S/‰$；7—边界断裂及韧性剪切带

$H_2S/SO_4^{2-}$ 比值大于 7 的矿床有东桐峪、枪马峪等，位于地体的中南部。从而，在空间上，表现出自中南部到地体边缘呈现有规律的分布。不难看出，区内硫同位素的变化受流体中 $H_2S/SO_4^{2-}$ 的制约，而流体中 $H_2S/SO_4^{2-}$ 的变化是流体运移过程中受不同程度大气降水混染的结果。因此，区内金矿床硫同位素组成及 $H_2S/SO_4^{2-}$ 的规律性变化反映了由地体中南部到地体边缘，成矿流体中混入大气降水量增加，也即表明，区内的成矿流体是由地体中南部向地体北部边缘运移的。

上述特征表明，区内金矿的成矿流体与文峪岩体的关系并不密切，也不具自文峪岩体向四周运移，特别是向南运移的特征，而是由地体中部或中南部向四周（北）运移，并且在运移过程中不断混入较多的天水，从而引起矿物成分及硫同位素特征的规律性变化。

## 五、稀有气体同位素地球化学

### 1. 稀有气体在地质研究中的应用

稀有气体具有稳定的地球化学性质，它们在地壳与地幔中有着不相同的同位素组成特征，不同物质来源中氦同位素浓度和 $w$（$^3He$）/$w$（$^4He$）比值有一定规律，所以 He 同位素是壳幔相互作用过程中极为灵敏的示踪剂。利用稀有气体同位素示踪地壳现代流体来源及水-岩相互作用的历史，是稀有元素地球化学最早的研究领域之一，而且仍然是该学科目前最重要的研究方向（胡瑞中等，1997）。自 20 世纪 80 年代以来，已被不少学者用来研究成矿流体的性质和来源。因为矿物中的流体、包裹体可以很好地保存稀有元素包体，在包裹体被圈封在矿物中后的 100 Ma，即便是最易扩散的 He 也不可能发生明显的丢失（Trull 等，1991；Baptiste 和 Fouguel，1996；Lollar 等，1997），我国的一些学者自 20 世纪 90 年代以来开始利用稀有元素气体，对成矿流体进行研究，虽起步较晚，但也取得了一系列重要成果（胡瑞忠等，1997，1998，1999；毛景文等，1997；李延河等，1998，

1999)。稀有气体主要来自三个不同的源区：①饱和空气雨水中的稀有气体；②地幔中的稀有气体；③在地壳中由核过程形成的放射性成因的稀有气体。地壳流体中的稀有气体，通常被认为是这3个端元按不同比例混合而形成的混合物。与其他稀有气体相比，He和Ar在这3个端元中具有极不相同的同位素组成，尤其是氦，由于地壳氦（$w$（$^3$He）/$w$（$^4$He）=（0.01～0.05）$Ra$，$Ra$为空气的$w$（$^3$He）/$w$（$^4$He）值）和地幔氦（$w$（$^3$He）/$w$（$^4$He）=（6～9）$Ra$）的$w$（$^3$He）/$w$（$^4$He）值存在高达近1000倍的差异，即使地壳流体中有少量幔源氦的加入，用氦同位素也易于判别出来。使得He和Ar在研究成矿流体性质和来源及水-岩交换作用中，具有很有效的示踪作用。

**2．小秦岭-熊耳山地区金矿稀有气体（He、Ar）同位素特征**

在小秦岭及熊耳山地区共获得17件He同位素的测试数据（本文作者，1997；王义天，2002），样品包括了本区三类金矿类型和六个金矿床（表5-10、5-11），王义天的样品采自小秦岭（石英脉型金矿）的中深部坑道中，本文的样品则主要采自熊耳山地区金矿的地表或浅部坑道中。

**表5-10　熊耳山地区金矿稀有气体同位素分析结果**　　（$w_B$）

| 序号 | 样号 | 矿床类型 | 矿床及产出状态 | 测试矿物 | $\frac{^3He/^4He}{10^{-6}}$ | $\frac{^4He}{10^{-8}STP/g}$ | $R/Ra$ | $^{40}Ar/^{36}Ar$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 9601 | 爆破角砾岩型 | 祁雨沟脉状矿石 | 黄铁矿 | 0.184 | 309 | 0.131 | |
| 2 | 9607 | 爆破角砾岩型 | 祁雨沟角砾状矿石 | 黄铁矿 | 0.188 | 96.08 | 0.134 | |
| 3 | 9661 | 石英脉型 | 星星印黄铁矿石英脉矿石 | 黄铁矿+石英 | 0.303 | 300 | 0.216 | |
| 4 | 9720 | 蚀变岩型 | 石家岭多金属矿石 | 石英 | 1.23 | 5.21 | 0.879 | 528.01 |
| 5 | 9715 | 蚀变岩型 | 潭头蚀变岩矿石 | 石英 | 0.015 | 1190 | 0.011 | |
| 6 | 9711 | 蚀变岩型 | 潭头蚀变岩矿石 | 石英 | 0.029 | 230 | 0.021 | |
| 7 | 9757 | 蚀变岩型 | 大公峪 | 石英 | 0.243 | 103 | 0.174 | |

注：$R=w$（$^3$He）/$w$（$^4$He）。

根据王义天的研究（表5-11），小秦岭石英脉型金矿的R/Ra变化范围在（0.29～1.8）Ra之间，高出地壳He同位素比值1～2个数量级，指示了成矿流体中有地幔He，但又比地幔He值相对偏低，说明成矿流体中壳源He的普遍存在，因此小秦岭石英脉型金矿的成矿流体中He同位素是地幔和地壳两种来源的混合物。在He同位素组成图上（图5-15）数据点均落在地幔区和地壳区之间靠近地幔区的过渡区内，但所有数据又明显分在两个区，其中样品1、5、6、7接近地幔区，样品2、3、4则相对偏离较大，更靠近地壳区，1、5、6、7号样采自第Ⅱ成矿阶段，2、3、4号则采自第Ⅲ成矿阶段。以上表明，小秦岭石英脉型金矿早期以地幔物质为主，随着成矿从早期向晚期的变化，地壳来源的物质逐渐增加。在He-Ar关系图上（图5-16），进一步表明小秦岭石英脉型金矿的成矿流体主要来自地幔，只是随成矿作用的进行，成矿流体主要向地壳方向演化。

He同位素示踪结果与C、Pb、S等同位素所揭示的结果是一致的。

表5-10列出了熊耳山地区5个不同类型金矿He同位素组成，除北岭金矿He值明显

表 5-11　小秦岭中深部含金石英脉 He、Ar 同位素组成分析结果　　($w_B$)

| 序号 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 样品号 | 516HY4 | 519MJ1 | 517HY6 | 517HY6 | 522GZ1 | 614YL1 | 512XY22 | 512XY22 | 517HY6 | 519MJ1 |
| 测试矿物 | 黄铁矿 | 黄铁矿 | 黄铁矿 | 黄铜矿 | 黄铁矿 | 黄铁矿 | 黄铁矿 | 石英 | 方铅矿 | 方铅矿 |
| 成矿阶段 | Ⅱ | Ⅲ | Ⅲ | Ⅲ | Ⅱ | Ⅱ | Ⅱ | Ⅱ | Ⅲ | Ⅲ |
| 采样坑道编号 | PD986 | PD848 | PD986 | PD986 | PD758 | PD1192 | PD928 | PD928 | PD986 | PD848 |
| $^3He/^4He/10^{-6}$ | 2.4±0.2 | 0.6±0.1 | 0.5±0.1 | 0.4±0.1 | 1.3±0.2 | 1.9±0.2 | 2.6±0.4 | 0.4±0.2 | 微量 | 微量 |
| $^4He/10^{-6}cm^3STP/g$ | 6.68 | 11.08 | 2.75 | 0.35 | 3.96 | 0.71 | 1.04 | 0.52 | – | – |
| $^{40}Ar/^{39}Ar$ | 980±6 | 371±2 | 724±20 | 1670±34 | 588±1 | 611±1 | 602±2 | 877±16 | 465±1 | 345±2 |
| $^{40}Ar/^{39}Ar$ | 5316±75 | 2065±9 | 4011±189 | 8878±302 | 3202±25 | 3330±68 | 3221±14 | 4746±95 | 2488±6 | 2065±9 |
| $^{40}Ar/^{39}Ar$ | 5.4±0.1 | 5.3±0.0 | 5.5±0.1 | 5.3±0.1 | 5.5±0.1 | 5.4±0.1 | 5.4±0.0 | 5.4±0.0 | 5.4±0.0 | 5.4±0.3 |
| $^{40}Ar/10^{-7}STP$ | 5.84 | 11.16 | 3.09 | 0.08 | 2.00 | 0.95 | 4.66 | 13.77 | 0.34 | 0.46 |
| $^{40}Ar/10^{-7}cm^3STP/g$ | 4.08 | 2.27 | 1.83 | 0.66 | 0.99 | 0.49 | 2.37 | 9.13 | 0.12 | 0.07 |
| $^{36}Ar/10^{-7}cm^3STP/g$ | 5.96 | 30.08 | 4.27 | 0.48 | 3.40 | 1.55 | 7.74 | 15.70 | 0.73 | 1.33 |
| $^3He/10^{-12}STP$ | 16.03 | 6.65 | 1.38 | 0.14 | 5.15 | 1.35 | 2.70 | 0.21 | – | – |
| $R/Ra$ | 1.71±0.14 | 0.43±0.07 | 0.36±0.07 | 0.29±0.07 | 0.93±0.14 | 136±0.14 | 1.86±0.29 | 0.29±0.14 | – | – |
| $He_{mantle}/\%$ | 21.7 | 5.3 | 4.4 | 3.5 | 11.7 | 17.1 | 23.5 | 3.5 | – | – |

测试单位：国土资源部同位素实验室；分析者：宋鹤彬（据工义天，2002）。

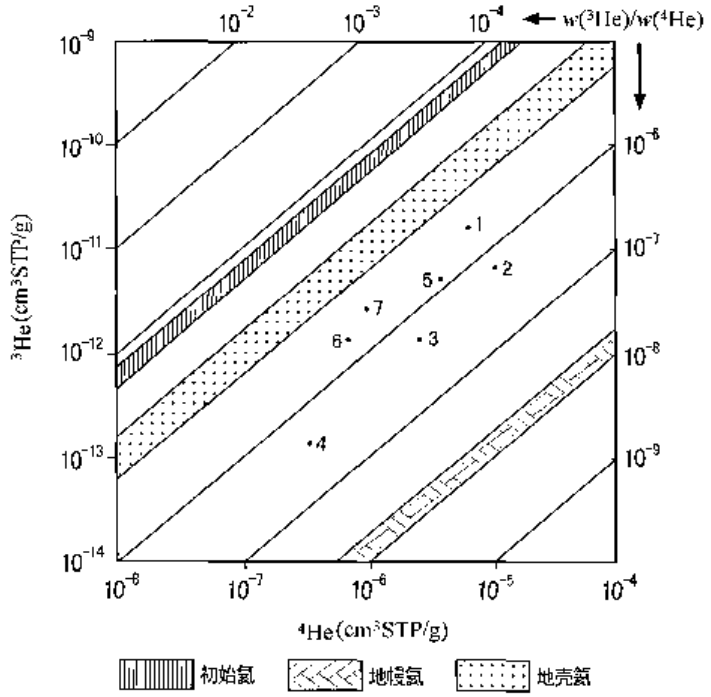



图 5-15　小秦岭中深部含金石英脉 He 同位素组成分布图（数据点号同表 5-11）
（据王义天，2002）

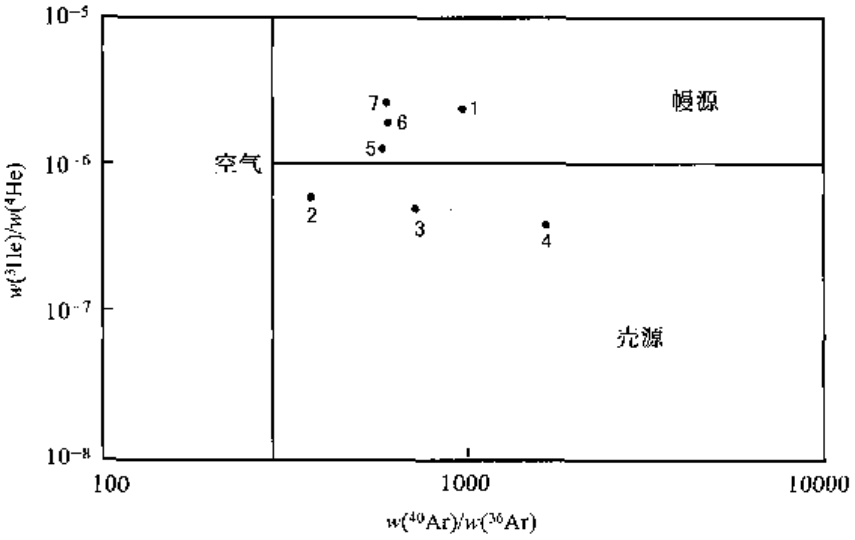



图 5-16　小秦岭中深部含金石英脉 He-Ar 同位素组成分布图（数据点号同表 5-11）
（据王义天，2002）

属于地壳成分外，其余主要是壳幔混合的产物（$w$（$^3He$）/$w$（$^4He$）=0.184～1.23）。北岭等金矿属构造蚀变岩型，多生成于与构造有关的开放系统中，成矿流体中天水等加入得较多，其他同位素（C、H、Pb、S）等也具有相似的特征。同时石英作为一个对 He 同位素保存最差的矿物，或称“漏 He 矿物”（胡瑞忠，1997），所测 He 同位素值本身就低，也是一个原因。

但是仍需要说明的是，表 5-10 的数据是我国早期阶段（1997）的测试结果，对比表 5-10 和表 5-11 即可看出近期测试与早期的测试有明显的差别。

# 第六章　小秦岭-熊耳山地区地幔流体及金成矿作用

## 一、金元素与地幔的亲缘关系

**1．金元素的特性**

金的原子序数为79，属铜族元素（第六周期的第一副族），金的3S层电子为18个，与铜、银一样，但金的4f电子层充满电子。具有La系收缩和最外层电子的钻穿效应，使金比铜、银具有更大的电离势和氧化还原电位，所以自然界中金常呈原子状态存在，显惰性特点。金在1063℃熔化成液体，在2860℃开始沸腾成为气体，出现紫色金蒸气，此种气体具有很强的扩散和穿透能力。

地球中90%以上的金存于Fe-Ni地核之中，从本质上决定了金的深部来源。地核的温度是很高的（高达5500℃以上），所以金在地核中呈紫色气体存在，具有很强的活动性，当地壳经历大的构造运动，特别是每一次地壳强烈的构造岩浆活动的末期，地壳不断出现拉伸、收缩，沿着深大断裂带、韧性剪切变形变质带，与地幔软流层形成开放性通道，从而使金元素从地壳深处直接向地壳浅部运移、富集。

在地球发展演化中，地核不断旋转、收缩膨胀，并与地幔相互作用，进行成分交换，上述各种构造带能够为活动性很强的金蒸气向外迁移提供通道，将金元素带到地壳浅部，实现金元素由地核向地幔、地壳的迁移。

**2．金在地球各圈层中的丰度——金的深源特征**

根据Taylor（1964）、黎彤（1976）、刘英俊（1987）等的统计计算得出金在地球各圈层中的含量分别为：地壳$4\times10^{-9}$，地幔$5\times10^{-9}$，地核$2600\times10^{-9}$，地球为$800\times10^{-9}$，金在地球中的平均含量为$0.8\times10^{-9}$。马东升（1990）又通过广泛的收集对比计算，得出金在地球不同圈层中的丰度值分别为：地壳$3\times10^{-9}$，地幔$1\times10^{-9}$，地核为$900\times10^{-9}$，地球为$284\times10^{-9}$，说明90%的金都集中在地球中心的铁镍地核之中，地壳中的金含量是很有限的。地核作为金元素的浓集场所，不断地吸取由地壳、地幔分异的金。同样，作为分散元素又不断地以不同的方式从地核中分离并向地幔和地壳漫游（牛树银，1998）。所以地壳中金之所以能富集成矿，应该是地球深部带上来的。

根据Boyle（1984）的资料，在地表可见的岩石中，陨石的含金量最高，球粒陨石可达（448～2900）$\times10^{-9}$，陨铁中可达（55～8744）$\times10^{-9}$，陨石碳铁中达（70～8000）$\times10^{-9}$。马东升（1990）提出地核成分近似铁陨石，根据铁陨石平均含金量为$1150\times10^{-9}$和不同地核模型计算出地核含金丰度为（0.68～1.10）$\times10^{-6}$，平均值为$0.9\times10^{-6}$。总之，地核的金丰度要比地球的含金丰度高出千倍以上。陨石是原始天体的一部分，代表着地球中核幔中的金含量。

因为地壳中金的平均值为 $0.004\times10^{-6}$，如果把金矿的可采品位定为 $4\times10^{-6}$，富矿体为 $40\times10^{-6}$，甚至上百个 $10^{-6}$，这样金的丰度需浓集 1000 倍，甚至几万倍才能成为可供开采利用的金矿石。这么巨大的富集系数，现有存在的赋矿围岩金的含量不足 $1\times10^{-9}$，比地壳平均值（$3.5\times10^{-9}$）还要低，显然是不大可能提供的。至于一些研究者认为，从围岩（地层及花岗岩）中可以析出大量的金并成矿的认识，正如作者在不同场合、不同时间多次提出的那样：我们还没有发现和测出在金异常的两侧由于 Au 元素向异常集中而出现负异常的现象，更多的则是只能见到在 Au 的富集（正异常）两侧，很快进入正常场的现象（卢欣祥，1986，1989，1993，1996），说明金可能是从深部补给（来源）。在这方面作者曾作过垂直穿过 Au 矿体的 Au 元素的分析（图 6-1），结果与此认识是一致的。

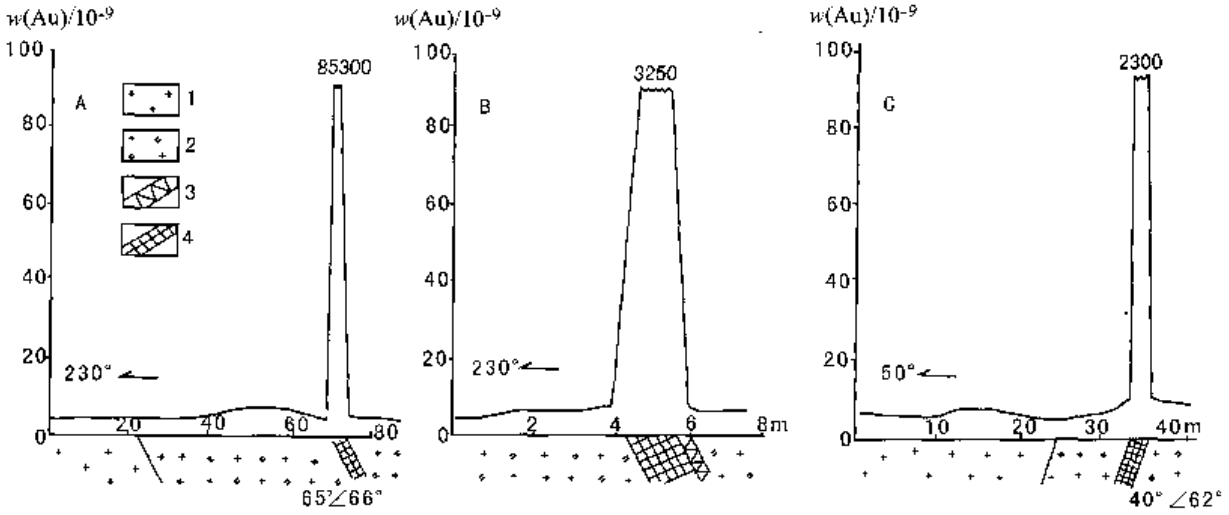



图 6-1　许窑沟金矿金含量曲线

（据卢欣祥，1996）

1—中细粒二长花岗岩；2—绿泥石、碳酸岩、绢云母花岗岩；3—石英脉；4—金矿体

A—812 沿脉坑道 150 m 处穿脉；B—812 沿脉坑道 200 m 处穿脉；C—725 坑道 500 m 处穿脉

### 3. 区域地壳各类岩石金元素的丰度

华北地台具有贫 $P_2O_5$、Cu、Pb 和富 Fe、Zn、Mo、W、Au、Ag 的特征，这与华北地台上多有大的 Fe、Zn、Mo、W 及 Au 矿床产出，而缺乏大型的 Cu、Pb 矿床的事实是一致的。但研究区的 Au 及其他元素的丰度都比较低（表 6-1）。这些岩石的金含量明显低于克拉克值，但这里却有那么多大、中、小型的金矿床，从所谓的矿源层的概念出发是无法解释的。虽然也有不少人试图用低含量背景下被活化迁移出来的 Au 的多少来解释金的成矿作用（胡受奚等，1988，2000；胡志宏等，1986；栾世伟等，1987），但目前尚无法做出定量的计算与模拟实验来支持这一论点，区域地球化学和地壳物质组成也没法提供可以信服的证据，尤其我们还没法查明是何种地质营力作用会使如此低，并且已冷凝于固结在岩石中的 Au“活化”出来并发生运移成矿的机理。小秦岭和熊耳山地区，在不大的范围内竟能产出那么多大、中、小型矿床，矿床密度很大，各矿床之间相距很近，显然这些含 Au 丰度低的地层及花岗岩体无法提供这么多的金，成矿流体的流向也表明成矿与花岗岩无关，所以金只能是由深部过程和深部地幔流体带上来进入地壳而成矿的。地质及同位素示踪均已证明成矿流体是临界-超临界的地幔流体。

表 6-1　小秦岭-熊耳山地区各类岩石金含量表　　($w_B$)

| | 小秦岭 | | 崤山 | | 熊耳山 | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | 岩性 | $\frac{Au}{10^{-9}}$ | 岩性 | $\frac{Au}{10^{-9}}$ | 岩性 | $\frac{Au}{10^{-9}}$ |
| 太华群 | 辉长辉绿岩 | 2.93 | 表壳岩类 | 1.1 | 角闪岩类 | 1.201 |
| | 斜长角闪岩 | 1.07 | 混合岩化表 | 1.4 | 云母片岩类 | 1.258 |
| | 斜长片麻岩 | 1.26 | 壳岩类 | 0.9 | 混合岩类 | 1.505 |
| | 花岗质片麻岩 | 1.23 | 长英质片岩 | 0.9 | 超镁铁岩类 | 2.52 |
| | 均质片麻岩 | 0.91 | 铁镁质片岩 | 0.9 | | |
| | 黑云母花岗岩 | 0.78 | | | | |
| | 伟晶花岗岩 | 0.88 | | | | |
| | 石英岩 | 0.71 | | | | |
| 熊耳山 | 中基性岩类 | | 中基性岩类 | 1.64 | 中基性岩类 | 1.62 |
| | 中酸性岩类 | | 中酸性岩类 | 1.10 | 中酸性岩类 | 2.32 |
| | | | | | 碎屑岩 | 2.82 |

## 二、小秦岭-熊耳山地区成矿带的特色

### 1. 金属元素高度富集性

小秦岭-熊耳山地区是我国重要的有色金属-贵金属成矿带之一。首先表现为矿床分布的区域高度富集性。据不完全的统计，在小秦岭及熊耳山地区长不足 200 km、宽 7～15 km 范围内，集中产出了数十个大、中、小型金矿床（表 6-2）和许许多多的金矿点，总储量及产量均名列全国前茅，使之成为我国及世界瞩目的金及有色金属成矿带。而栾川、洛南地区又是 Mo、W 矿床的高度集中区，世界级的 Mo（>100 万 t）矿床就有三处之多，分布如此集中为其他地区所罕见。其次还表现出矿床分布空间的分带状，洛南、栾川是两个 Mo、W 矿成矿中心，而小秦岭-熊耳山为两个金矿成矿中心。

表 6-2　小秦岭-熊耳山地区金矿床（点）数

| 规模 | 小秦岭 | | 熊耳山 | 崤山 | |
|---|---|---|---|---|---|
| | 陕西 | 河南 | | | |
| 大 | 2 | 5 | 3 | | |
| 中 | 5 | 14 | 7 | 2 | |
| 小 | 25 | 7 | 5 | 4 | |
| 矿点 | >10 | 26 | 15 | 6 | |
| 总计 | 31 | 40 | 30 | 12 | |
| 矿床总数 | 总计 | 大（>20 t） | 中（5～20 t） | 小（<5 t） | 矿点 |
| | >136 | 10 | 28 | 41 | >57 |

### 2. 金的集中成矿期和成矿集中区

世界范围内金的主成矿期有两个，一为早前寒武纪，一为中新生代，二者形成的金占

世界金储量的90%以上，世界上一些大型、特大型的金矿也都主要产在这两个时期。这两个时期也正是地球演化具有特殊意义的构造演化阶段，全球性的地幔热柱非常活跃，构造运动相当剧烈，物质垂向增生，壳幔交换普遍而强烈，遍布地壳的韧性剪切带网络，沟通了地球深部与地壳的通道，使得金可以向上运移而成矿，成为金的主要成矿期。本区金的成矿时代几乎全部为印支期和燕山期，因此，中生代是秦岭-熊耳山地区金矿的集中成矿期。

空间上，世界主要金矿都集中在环太平洋、地中海-阿尔卑斯-喜马拉雅和蒙古-鄂霍茨克三个全球规模的成矿带上，成为成矿的集中区。这三个地区也是世界三个构造活动最强烈的地区，从而使金矿集中在这三个区中。小秦岭-熊耳山即位于环太平洋成矿带范围内。

**3. 成矿金属组合的多样性**

这里不仅有大量规模巨大的Au矿床、Mo矿床，也有Mo-Au、Mo-W矿床，Au-Cu-Pb-Zn矿床和Mo-Pb稀土放射性矿床，这在其他地区是不多见的。多数矿床以一种或两种组分为主，同时亦含有其他组分，可以综合回收利用，有的还可以圈出一定规模的工业矿床，如小秦岭石英脉型金矿、上宫蚀变岩型金矿常伴有Cu、Pb，Sb，康山金矿的Cu十分富集，金堆城Mo矿为Mo-Re-Au-S组合，八宝山为Fe-Cu矿，三道庄为Mo-W矿，祁雨沟为Au-Cu矿等等。

**4. 成矿物质的深源性**

已获得的地质、地球化学及同位素资料表明Au成矿作用强烈地反映出深部构造过程的控制作用和地幔来源的信息。研究区普遍发育有基性岩脉，如辉绿岩、煌斑岩、辉长辉绿岩等，它们虽然是多时代的，但不少是中生代的，并且同含Au石英脉关系密切，或相邻或交切，同时有表示深部过程的中生代碱性岩、A型花岗岩和火成碳酸盐（卢欣祥，1998）产生在同一构造带中。它们与基性岩脉构成双峰式岩浆作用，表明其形成于拉张环境。而Au矿大多又与其为同时代的，说明含金石英脉和基性岩脉、碱性岩、碱性花岗岩一起是深部过程控制下的伸展构造作用产生的。

业已证明，小秦岭金矿的成矿流体为临界-超临界地幔流体（卢欣祥等，2002）。地球物理资料还证明本区是地幔上隆区（卢欣祥等，2002）。地幔上隆可以使地幔流体向地壳运移，对金、多金属成矿十分有利。

深部过程往往会造成软流圈物质上涌和岩石圈地幔的部分熔融。导致深部过程的原因主要有：①俯冲板片的回撤（Goldfarb等，1997）；②板片构造窗的发育（Haeussler，1995）；③岩石圈加厚和重力失衡使岩石圈地幔发生部分侵蚀拆离（Griffin等，1998）；④岩石圈地幔的拆沉作用；⑤热点和地幔柱活动。

结合小秦岭-熊耳山的实际以及区域构造、地球物理成果等，我们认为岩石圈拆沉作用和地幔柱构造（卢欣祥，1996，1998）是引起本区深部构造过程及Au成矿的主要原因。中元古代的熊耳群双峰式火山岩、新元古代北秦岭松树沟蛇绿岩亦被认为是与地幔柱有关的产物（张泽军，1990，1991；牛跃岭[1]；张本仁，2002），牛树银等（2001）亦提出华北东部是典型的地幔亚热柱构造，小秦岭-熊耳山地区则是其次级的幔枝构造。

不难看出，小秦岭-熊耳山地区金矿主要是地幔柱作用造成的地幔流体作用形成的。

---

[1] 牛跃岭，在西北大学的讲演，2001。

**5. 成矿作用的新生性**

小秦岭-熊耳山地区的金、有色金属矿床的围岩时代均为 Ar—Pt，与国内真正绿岩带金矿的成矿与地层一致的特点不同，在区内成矿期全部为中生代（印支-燕山期），并且无一例外，大大滞后于围岩时代，具有明显的新生性，这同中国绿岩金矿是地层老（前寒武纪）成矿新（中生代）的一老一新的规律相一致。如华阳川一带的 Mo、Au 多金属矿床、小秦岭及熊耳山地区的金矿床，多数为印支期成矿，显然与印支期的构造岩浆事件有关。斑岩及爆破角砾岩型 Au、Mo 成矿均为燕山期成矿与陆内的构造岩浆事件有关。

**6. 成矿阶段相互叠加**

目前可以确定，小秦岭-熊耳山地区金矿虽然都是中生代的产物，但却有印支与燕山两个阶段的差别，成矿以印支期为主，燕山期也是重要的成矿期，并且使二者在同一地区发生叠加。印支期与燕山期共同构造了本区金矿在中生代成矿的雄伟画卷，并且成为中国东部中生代成矿作用大爆发的一部分。因此，把以印支期为开始和先导、燕山期发展并叠加的成矿作用作为一个总体考虑，才能全面完整地阐明中国东部中生代成矿作用的全部内容，加强对印支期成矿作用研究的认识已成为秦岭及中国东部成矿作用研究的一个重要内容。

**7. 成矿作用与秦岭造山作用的耦合关系**

小秦岭-熊耳山地区成矿明显受华北与秦岭（扬子）板块在中生代印支期的碰撞事件制约。在沿商丹主缝合带碰撞挤压时期，远离缝合带的小秦岭-熊耳山地区都正处于拉张时期，岩石圈发生拆沉和地幔底侵作用，并产生大量深源的岩浆岩，已发现的碱性岩、火成碳酸岩及碱性花岗岩就是这种构造耦合作用下拉张环境的记录。世界金矿的生成和定位主要与拉张作用有关。本区众多大型矿床的同位素年龄为印支期，是完全由这种深层次的地质构造演化背景所决定的，因此印支期成为研究区金矿的主成矿期绝非偶然。随着构造进一步演化，在中生代晚期，本区已成为统一的克拉通陆块（J—K），并成为中国东部大陆的一部分，陆内作用增强，受燕山期构造运动特别是中国东部岩石圈大规模减薄作用的影响，地幔上侵，从而发生中国东部燕山期大规模的成矿作用，出现了本区既有印支期成矿又有燕山期成矿，使燕山期的成矿作用叠加在印支期之上的复杂局面。刘树文（1998）根据变质变形岩石中绿帘石的成分环带之间的组分变化，使用 Gibbs 方法，得出的绿帘石生长期的 $p$-$T$ 轨迹表明，绿帘石的形成经历了深部地壳剪切过程形成绿帘石内核的等压降温阶段、由伸展隆升作用上升至中地壳的减压升温阶段和在中地壳滞留的等压降温阶段。从而表明了豫西变质核杂岩的形成经历了两个大的阶段，首先是由绿帘石 $p$-$T$ 轨迹记录的早期伸展隆升作用使其隆升到中地壳，其后，在中地壳滞留一段时间后经历又一次的隆升而被抬升到地表。说明变质核杂岩可能在印支期形成后（王义天获得的拆离断层下盘糜棱岩的$^{49}Ar/^{39}Ar$ 年龄为 216～221 Ma，2002），在地壳中又停留了一段时间而在燕山期-喜马拉雅期才被拉至地表。众多 Au 矿床的成矿年龄既有印支期又有燕山期（见第二章），就和这种构造演化相对应。这样就明显地形成两个成矿阶段的叠加。

根据地球物理及地震层析研究（袁学诚，1996），北秦岭多次处于拉张环境，极易造成地幔底侵作用，并使山根消失，出现复杂的地震折射和反射层，形成了地幔和下地壳的层状结构，造成了本区下地壳的垂向增生，为 Mo、Au、Ag、Cu 等有色金属和贵金属成矿提供了条件，由于底侵作用使深源的 $CO_2$ 上升和进入流体，并促成混溶作用发生，为

金属成矿物质富集奠定了基础。从一个侧面说明本区成矿的深部背景。

## 三、地幔柱与临界-超临界地幔流体

**1. 小秦岭-熊耳山地区地幔柱活动的依据**

20 世纪 90 年代以来，地球物理学在地球磁场方面（地球磁场强度、地磁场极性反转效率及真极移）的研究成果，揭示出了 200～100 Ma 全球处于低磁场强度期、124～83 Ma 有低的极性反转频率，以及 170～110 Ma 时近乎停止的真极移，与此同时，地球表面发生了一系列地幔柱上升而导致的构造热事件（邵济安等，1998）。Morgan（1971）和 Larson（1991）等人提出地幔柱理论和超级地幔柱模型、Courtillot（1988）等人的核-幔耦合模型和 Maruyama S. 等（1994）日本学者的三级地幔柱模型，是目前建立的最有代表性的核-幔结构动力学模型。根据地幔柱理论，地球表层的构造扩张、岩浆活动、矿产的形成无不与地幔柱构造活动和演化有关。孙爱群等（1997）根据 Maruyama S. 的地幔柱模型，对照华北地台地质构造演化特征，认为河淮地区下部是一个典型的地幔热柱（相当于 Maruyama S. 的二次柱，1994）。并认为华北地区几个重要的金、银成矿集中区（胶东、冀北、秦岭、太行）位于这个亚热柱外围，是地幔亚热柱进一步演化的三级单元，相当于 Maruyama S.（1994）的三级柱，并将其称为幔枝构造（牛树银等，1996），这些金银矿都与三级柱有关。邓晋福等（1994）指出，中生代早期（印支期）中国东部诸陆块最终拼合在一起时，岩石圈存在根部，其深度超过 150～200 km，新生代以来，岩石圈厚度只有 60～80 km，表明燕山期以来岩石圈至少减薄了 100 km，岩石圈的去根作用是中国大陆“活化”的深部原因。熊耳山-小秦岭地区正处于华北地台南缘，中生代期间有强烈的构造岩浆活动，金的成矿时代为 224～100 Ma，也正是中生代全球地幔热柱活动时期。该区在印支期出现有霓辉石正长岩（Rb-Sr 年龄，216 Ma，邱家骧，1993；204 Ma，U-Pb，任富根等，1998），钾长（A 型）花岗岩（Rb-Sr 年龄，207 Ma，徐启东，1998），火成碳酸岩（206 Ma，邱家骧，1993）。中生代花岗岩类岩浆岩的形成时代为 175～100 Ma，区内的太古宙中深变质岩，经研究皆为变质核杂岩（石铭曾等，1993），其形成机制为，地壳增厚和岩浆上涌→地壳颈缩→拆离伸展（张进江等，1998）。按照地幔柱活动理论，该区应是中生代的活动区，其结果必然造成地幔流体及成矿元素在地壳浅部构造有利部位成矿。

小秦岭-熊耳山地区的金及有色金属矿产的分布特征与这里强烈的地壳层圈物质能量交换和地幔流体的作用有关，而这一地质事件又受这一地区深部地幔柱作用和由此引起的岩石圈拆沉作用的制约，地幔柱的活动为成矿作用提供了重要的成矿环境和成矿条件。据研究，热地幔柱上涌至岩石圈，可产生巨大范围的热晕（Maruyama，S. 1994），其不仅可以驱动热液对流循环，而且可以引起成矿流体大规模长距离运移。在小秦岭-熊耳山地区，地幔上涌的同时，伴有高热流异常和碱性岩浆的侵位，在早期克拉通大陆破裂阶段，造成古大陆基底高级变质作用，发生混合岩化、混合花岗岩化和流变片麻岩化，这些又同地幔柱活动关系密切。由于地幔柱上升过程中携带了巨量的能量，对地壳进行烘烤、加热，促使大陆地壳地温梯度增高，并发生广泛的地壳熔融事件。因此，大范围的地壳熔融和变质作用可以作为地幔柱识别的一个手段（贺世杰等，2003）。李献华等（2001）通过

对中国华南元古宙大面积出露的花岗岩研究认为，华南元古宙花岗岩就是受当时华南地区的地幔柱影响的结果。在稳定同位素特征上，地幔柱的 $w$（$^3He$）/$w$（$^4He$）比大气至少高出 50 倍，小秦岭石英脉型金矿的 $w$（$^3He$）/$w$（$^4He$）比值为（0.4～2.6）$\times10^{-6}$，平均为 $1.285\times10^{-6}$（8 个样），若去掉一个石英样，则平均为 $1.38\times10^{-6}$，明显具地幔特征（王义天，2002）。高 $w$（$^3He$）/$w$（$^4He$）比值通常被认为是地幔去气过程不充分的结果，从而作为地幔柱起源于下地幔的证据（贺世杰等，2003）。

地幔上涌过程还将使地壳缩短及垂向隆升，伴随着断陷盆地和走滑拉分盆地的形成与发育，除 Au 之外也为另一些活动元素（Pb、Zn、Ag、Hg、Sb、As 等）的迁移、富集、沉淀、成矿提供了重要的成矿条件和成矿环境。

**2. 矿石中气液包裹体成分**

成矿流体的成分主要为 $H_2O$、$CO_2$、$N_2$、$H_2$，这些成分正是幔汁（杜乐天，1989）的成分，所谓幔汁也就是地幔流体，由于地幔受扰动后引起漫汁的释放和上升、分异并富集于地幔柱的头部和尾部，先后析出 $H_2O$、$CO_2$、$CH_4$、$H_2S$ 以及其他挥发分，成为地幔流体成矿的最根本的物质基础（黎盛斯，1996）。流体包裹体分析表明，小秦岭-熊耳山地区的金矿成矿流体主要为临界-超临界流体。研究表明，只有地幔中的流体才处于超临界状态。

**3. 同位素示踪**

1）铅同位素　根据对 350 个 Pb 同位素的综合整理分析，发现模式年龄大的早期 Pb 同位素基本上属地幔铅，并且主要集中在小秦岭地区，而模式年龄较小的晚期 Pb，具明显的壳幔混合特性，这足以说明由于 Pb 刚脱离源区，还强烈地保留着地幔的属性，而随其脱离源区的时间变晚，参与地壳中的再循环，发生壳幔交换，其地壳的属性逐渐增强。

2）碳同位素　根据对已获得的碳同位素的研究，小秦岭-熊耳山地区的金矿中的 $\delta^{13}C$值的分布为：石英脉型金矿 $\delta^{13}C$ 值平均为 $-5.02‰$；蚀变岩型金矿 $\delta^{13}C$ 值平均为 $-1.869‰$；爆破角砾岩型金矿 $\delta^{13}C$ 值平均为 $-4.132‰$。它们与岩浆或地幔源的 $\delta^{13}C$ 值（$-5.0‰\pm$）接近，与幔源火山气体中 $CO_2$ 以及岩浆流体、包裹体中 $CO_2$ 的 $\delta^{13}C$ 值基本一致，显示了区内金矿成矿流体中的碳主要为地幔来源。

3）He、Ar 同位素　稀有元素具有较稳定的地球化学性质，它们在地壳与地幔中有不同的同位素组成，是壳幔相互作用过程极为灵敏的示踪剂。由于地壳 $w$（$^3He$）/$w$（$^4He$)比值和地幔 $w$（$^3He$）/$w$（$^4He$）比值存在巨大差异，这样即使地壳流体中有少量幔源 He 的加入，用 He 同位素也能判别出来。根据测定，小秦岭-熊耳山地区金矿的 $w$（$^3He$）/$w$（$^4He$）为（0.13～0.8）Ra，在 He 同位素组成分布图上及 He-Ar 同位素组成分布图上主成矿期为地幔 He，表明成矿物质来自幔源。

4）硫同位素　区内金矿硫同位素组成变化不大，在直方图上塔式效应明显，峰值为低的正值或绝对值小的负值，$\delta^{34}S_{\Sigma S}$（总硫）的变化范围在陨石硫的 $-5‰$～$5‰$范围内，指示了区内金矿流体硫的深源（地幔）特征。

**4. 临界-超临界流体在小秦岭-熊耳山地区金矿成矿中的作用**

（1）超临界流体及其成矿作用

超临界流体是指处于临界温度（$Tc$）、临界压力（$pc$）和临界密度（$\rho c$）之上的流体。超临界现象是英国的 Thomas Andews 于 1869 年最早发现的（Andrews T，1869）。

1879 年化学家汉内（Henley）发现某些金属卤化物在非临界状态的流体中溶解度很低，溶剂达到临界状态时溶解度大量增加而很快溶解（Hanny J. B. 等，1879）。从此，人们把这种超临界状态称为“物质的第四态”，引起自然科学家的关注和浓厚的研究兴趣，并应用于不同的研究领域。超临界流体是一种可压缩的高密度流体。超临界流体分子间力很小，类似气体，但密度很大，接近流体，是一种气液不分、没有相界面状态的流体，因而也没有相际效应，其溶解能力、萃取能力大大提高。超临界流体的黏度是液体的 1%，扩散系数是液体的 100 倍，因而具有良好的传导特性（董建军等，1999）。尤其在临界点附近，温度和压力的微小变化会引起超临界流体密度发生很大变化。部分物质的超临界参数与气体、超临界流体和液体的物理参数列在表 6-3 至 6-5 中。

**表 6-3　部分物质的超临界参数**

| 物　质 | 临界压力 MPa | 临界温度 ℃ | 物　质 | 临界压力 MPa | 临界温度 ℃ |
|---|---|---|---|---|---|
| $H_2O$ | 22.12 | 374.1 | $CH_4$ | 4.64 | −82.55 |
| $CO_2$ | 7.38 | 31.05 | $C_2H_4$ | 5.40 | 8.85 |
| $H_2$ | 1.30 | −239.85 | $C_2H_6$ | 4.88 | 31.85 |
| CO | 3.49 | −140.15 | $C_3H_8$ | 4.85 | 96.85 |
| $H_2S$ | 9.00 | 100.45 | $C_4H_{10}$ | 3.75 | 135.0 |
| $NH_3$ | 11.25 | 132.4 | $C_5H_{12}$ | 3.75 | 96.6 |
| $N_2O$ | 7.17 | 36.5 | $C_6H_{14}$ | 3.97 | 233.85 |

**表 6-4　部分流体的临界密度**

| 物质 | 二氧化碳 | 水 | 氮 | 乙烷 | 乙烯 | 氯化二氮 | 丙烷 | 戊烷 | 丁烷 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 密度 $g\cdot cm^{-3}$ | 0.433 | 0.332 | 0.235 | 0.203 | 0.218 | 0.410 | 0.217 | 0.232 | 0.228 |

**表 6-5　超临界流体与气体、液体部分物理参数比较**

| 物理参数 | 气　体 | 超临界流体 | 液　体 |
|---|---|---|---|
| 密度/$10^3$ $(kg\cdot m^{-3})$ | $0.6\times10^{-3}$~$2.0\times10^{-3}$ | 0.2~0.9 | 0.6~1.6 |
| 扩散系数/$10^{-4}$ $(m^2\cdot s^{-1})$ | 0.1~0.4 | $0.2\times10^{-3}$~$0.7\times10^{-3}$ | $0.2\times10^{-5}$~$2.0\times10^{-5}$ |
| 黏度/$10^3$ Pa·S | $1\times10^{-2}$~$3\times10^{-2}$ | $1\times10^{-2}$~$9\times10^{-2}$ | 0.2~3.0 |

（据周忠清，1996；孙樯等，2000）

20 世纪 60 年代以后发现超临界状态流体对高沸点难挥发的物质和一般难以溶解的物质具有惊人的溶解能力（施立达，1987），且超临界流体比一般的气水热液有更高的溶解性、渗透性和流动性，因而对成矿无疑会发生巨大的促进作用。涂光炽[1] 认为有的矿产超常堆积可能就与超临界流体的活动有关。地幔流体 HACONS 在地幔的热力条件下呈超临界状态存在和迁移，当上升到地壳的浅部时，产生绝热、减压沸腾和剧烈的化学反应，

[1] 涂光炽。在纪念侯德封先生诞辰 100 周年暨 21 世纪地球科学发展战略研讨会上报告，2000。

这就是成矿热液作用的开始（罗铭玖等，1995）。

流体对成矿具有非常重要的主导效应，尤其流体大规模的聚集和循环，控制着世界上许多大型-超大型矿床（或密集区）的形成，流体特别是下地壳和地幔的临界-超临界流体对成矿更具有重要的作用（杜乐天，1996）。根据目前对地球内部温度和压力的估算结果，地球深部流体及地幔流体均处于超临界态（温志坚等，2002），所以超临界流体包裹体是了解和说明深部流体的重要方法和途径。大量研究结果揭示出深部地幔流体的成分以 $H_2O$ 和 $CO_2$ 为主，并含有少量的 CO、$H_2$、F、Cl、$H_2S$ 等挥发分及一些常量、微量元素和熔体。这样超临界流体在地球深部，尤其是地幔中的地质活动作用进程中，将直接关系到金属元素的成矿作用。实验研究证实，超临界流体中，金的溶解度比估计值高出许多，可高达 $1180\times10^{-6}$（Loucks R. R. 等，1999）。超临界水体系中，由于水的介电常数很小，以及 NaCl 离解度降低，水分子中 $(OH)^-$ 以及 $NaCl_2^-$、$NaCl^+$、$NaCl_2^0$ 等都可以与金属离子形成聚集体形式迁移（卢欣祥等，2002；杜乐天，1996；Loucks R. R. 等，1999；张荣华等，2000a）。超临界水体系临界点附近，由于温度压力变化引起流体体系严重“失衡”，可能就是许多地区成矿元素巨量堆积的原因，因此临界点附近物化能的巨大改变，可以导致成矿元素迁移失去必要的支撑条件，从而发生大规模的金属演变和富集，并可导致不同成矿元素因地球化学性质的差异而在不同的岩性部位、不同期次成矿作用中形成多金属元素矿体。研究还证实，在超临界点附近，当温度和压力稍微变化时，流体的密度、黏度、扩散系数和极性等物性，由接近气态向液态发生连续变化。经过长期地质作用过程形成的富含成矿元素的流体，从元素在流体中的稳定迁移状态转向成矿元素的沉淀富集状态，而低于这个临界点的流体的温度和压力，也会逐渐降低。由不同物质组成的不同盐度体系的超临界流体的临界温度和临界压力是不同的（高盐度体系的临界点温度要高出许多，如 5% 盐度的超临界流体，温度＞1000℃）（张荣华等，2000a，2000b）。在不同成矿温度阶段形成不同的元素组成矿床，同一成矿元素在不同的成矿阶段有不同的沉淀堆积。

成矿脉石矿物（如石英）中的临界包裹体，是成矿流体处于临界或超临界状态下被捕获形成的。因而它能准确地提供成矿信息，只需测定出它的临界均一温度，便可以从有关体系的相图上解析出体系的压力、盐度、密度、组分及所处的热力学状态等重要参数（施立达，1987）。

（2）小秦岭-熊耳山地区成矿临界流体包裹体特征

综合本文和其他研究者的成果，根据成矿流体包裹体特征以及其形成的温度、压力、密度进行分析，认为熊耳山-小秦岭地区金矿成矿流体属超临界流体。

石英脉型金矿　小秦岭文峪-东闯石英脉型金矿中与成矿有关的黄铁绢英岩、蚀变混合岩等蚀变岩中的石英（石英网脉）流体包裹体 13 个样品中，取得包裹体结果 19 个，获得临界包裹体 4 个，这些临界包裹体都形成于与成矿关系极为密切的黄铁绢英岩内的石英中。流体包裹体均为富含 $CO_2$ 的气液包体和 $CO_2$ 包裹体。临界包裹体的均一温度为 238～305℃，平均值为 279.5℃，大大小于纯水的临界温度（374.2℃），是因文峪-东闯金矿成矿流体是富含 $CO_2$ 的低盐度临界或超临界流体所致。该矿床的临界包裹体均一温度低于山东招掖地区玲珑、焦家、郭家岭金矿床的均一温度，后者为 340～360℃，平均 347℃，其原因是山东招掖地区金矿与文峪-东闯金矿流体相比较，为相对贫 $CO_2$ 的临界超临界流

体（张荣华等，2000b）。将石英脉金矿成矿包裹体资料投在 $CO_2$-$H_2O$ 包裹体均一温度-成分（T-$X_{CO_2}$）图中（图 6-2），可以看出，成矿早期（Ⅰ）包裹体绝大部分为超临界流体；主成矿期（Ⅱ-1，Ⅱ-2）少数为超临界包裹体，绝大部分投点于临界线附近；成矿晚期（Ⅲ）包裹体也位于临界线附近，这是由于Ⅱ-Ⅲ成矿阶段温压条件降低造成的，进一步说明成矿流体由深部上来时为超临界流体，而在地壳浅部构造有利部位已变成了非超临界流体。图 6-2 所示含 6% NaCl 的 $H_2O$-$CO_2$ 流体两相区间最高温度达 403℃。一种含少量 $CO_2$ 的中等盐水溶液与含少量 $H_2O$ 的富 $CO_2$ 流体共存可以用低盐度的 $H_2O$-$CO_2$ 流体发生不混溶来解释，而一种高盐度的富水流体可以通过一种中-低盐度的 $H_2O$-$CO_2$ 液体发生不混溶产生，因为几乎所有盐类将分馏到富 $H_2O$ 液相中，这就可以解释所见到的含固相的 $CO_2$-$H_2O$ 包裹体（Bowers T. S. 等，1983；沈昆等，2000）。

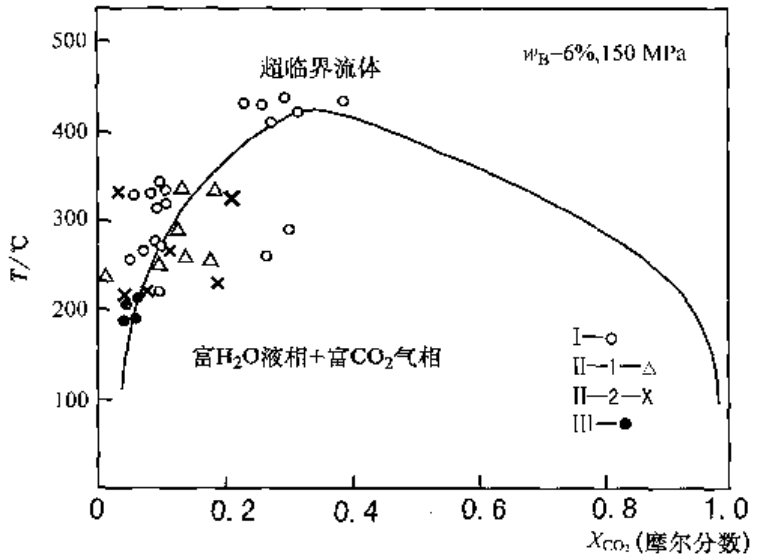



图 6-2　小秦岭石英脉型金矿不同成矿阶段 $CO_2$-$H_2O$ 包裹体均一温度-成分 $T$-$X_{CO_2}$ 图

（底图据 Bowers 和 Helgeson，1983）

数据点据徐九华等，1997；李绍儒等，1997；周作侠等，1993；及本书资料综合。

Ⅰ—Ⅲ表示成矿阶段

上宫蚀变岩型金矿　上宫金矿是熊耳山地区有代表性的一个大型蚀变岩型金矿，成矿包裹体研究结果证明，上宫金矿有两种类型成矿流体、含 $CO_2$ 流体和水溶液流体。从显微测温获得的热液组分来看，水溶液流体是从含 $CO_2$ 流体演化而来，它们分别属第一成矿阶段和第二成矿阶段。由第一成矿阶段到第二成矿阶段，$CO_2$ 的密度发生了变化，自 0.942～0.790 g/cm$^3$ 减小为 0.746～0.690 g/cm$^3$，计算获得的成矿第一和第二阶段的压力分别为 285～205 MPa 和 160～103 MPa，在 Bowers et al（1983）的 $H_2O$-$CO_2$-NaCl 相图上获得均一温度为 340℃左右、盐度为 8% 的 $H_2O$-$CO_2$ 流体，其 $CO_2$ 摩尔分数 $X_{CO_2}$ 约为 0.18～0.24。该热液在 200 MPa 左右条件下已接近为临界流体，因而第一成矿阶段的 $CO_2$ 包裹体是在近于临界条件下被捕获的，无需压力校正，捕获的温度为 365～300℃，可以代表捕获时温度条件，捕获压力为 285～200 MPa。成矿第二阶段形成的包裹体获得

捕获压力为 160～100 MPa，经过压力校正后，获得该阶段被捕获时的温度为 325～240℃，它代表了上宫金矿沉淀温度范围（范宏瑞等，2000）。由此看来，上宫蚀变岩型金矿的成矿流体也应为深部来源的超临界流体。

祁雨沟爆破角砾岩型金矿　该矿床流体包裹体有气相包裹体、液相包裹体、气-液相包裹体、多相包裹体和 $CO_2$ 包裹体五种类型。成矿早期阶段包裹体为气相、气-液及多相包裹体，均一温度为 368～476℃；中期成矿阶段，主要为气-液相包裹体，均一温度为 310～390℃；成矿晚期阶段为液相包裹体和少量的气-液相包裹体，均一温度可分 200～289℃与 109～200℃两个区间。从爆破角砾岩体下部往上同一成矿阶段成矿流体温度有逐渐降低趋势，表明成矿流体来自深部，在成矿角砾岩中部出现低密度与高密度共生的包裹体（V 和 S 共生、V 与 V-L 共生）。其均一温度非常接近沸腾包裹体，根据测温结果显示成矿沸腾温度为 333～410℃。早期阶段到中期阶段，成矿流体盐度从 31%～42%（$w$（NaCl），下同）（含子矿物包裹体），迅速降至 7%～10%（气-液包裹体）、5%～6%（液相包裹体）（范宏瑞等，2000）。根据 $CO_2$-$H_2O$ 相图（Bowets，1983，1981）、$p$-$T$ 图解（Burrows，1986），可判定祁雨沟金矿床沸腾包裹体属临界-超临界流体包裹体，金的成矿与含金流体的减压沸腾密切相关。

（3）超临界流体在小秦岭-熊耳山地区金成矿中的意义

地幔深处的超临界流体，在地幔热柱的作用下，上升到地壳浅部，当温度或压力降到成矿流体的临界值时，流体的溶解度会突然降低，流体溶解的成矿元素会大量析出而成矿。熊耳山-小秦岭地区早期成矿阶段形成的工业矿体（或矿化）应是此时形成的。如果成矿包裹体中没有发现临界包裹体或者只有少量的临界包裹体（如小秦岭文峪-东闯金矿床的成矿流体临界流体包裹体只占 20%左右），这并不意味着超临界包裹体没有发生过，只是因超临界流体在地壳浅部成矿构造中由于降温减压变成了非超临界流体的结果，其主要与金成矿的地球化学性质有关。

金的地球化学性质介于十分活泼的 Hg、Sb、As、U 和较稳定的 Ag、Cu、Pb、Zn 之间，因而中国金矿床多见两种元素组合，即 Au-Ag-Cu-Pb-Zn 与 Au-Sb-As-Hg-U，而温度又是决定元素组合的重要因素（涂光炽，1989）。小秦岭-熊耳山地区金矿床成矿元素组合特征更接近于 Au-Ag-Cu-Pb-Zn 组合。由于金的元素地球化学性质比较活泼，加之本区在中生代地壳运动又比较强烈，金的成矿必然与地壳构造运动相伴随，或在强烈地壳运动稍后成矿，随深部的超临界流体由深部向浅部迁移，$p$-$T$ 下降至成矿流体临界值时，流体的溶解度会突然降低，流体中溶解的成矿元素会大量沉淀，这样金的成矿必然在地壳浅部的构造有利部位发生。这主要因为金矿在地壳深处形成时是高温、高压的地幔型超临界流体，在向浅部运移时演化成了中低温的非临界流体。这也就是金矿床主成矿期包裹体只有少量是临界-超临界包裹体，而大部分是非超临界包裹体之原因。

小秦岭文峪-东闯石英脉型金矿床、熊耳山地区的上宫蚀变岩型金矿、祁雨沟爆破角砾岩型金矿是豫西地区三个不同类型的具有代表性的大型金矿床，虽然它们成矿类型不同，但其成矿流体特征具有惊人的相似性，都属于 $H_2O$-$CO_2$-NaCl（KCl）临界-超临界流体系统。流体包裹体的 C、H、O、S、Pb 稳定同位素测定结果都得出这一流体属深源地幔流体特征（尉向东、卢欣祥等，1998），推测流体是在高温高压下形成的超临界流体。以上三类矿床中临界-超临界包裹体的发现又从另一个侧面证明了金矿的成矿流体属深源

地幔超临界流体。金的这种超临界流体由深→浅，由高温、高压→低温、低压而演化的成矿作用，可称谓金的深源（幔源）浅成成矿作用，金矿床的其他一些成矿特征都由此决定。正因为金的成矿流体来自深部地幔，就不会有什么矿源层，因而对赋矿岩石就没有明显的选择性，也就决定了金矿床必然伴随着明显的构造控制作用。由于超临界流体具有溶解性高、渗透性强的特点，所以更易进行流体-岩石的反应，并成为熊耳山蚀变岩型金矿沉淀成矿的主要原因。

## 四、成矿作用受地幔及区域构造制约

**1．岩石圈拆沉和深断裂驱动矿液上升**

岩石圈的减薄拆沉作用，使地幔上拱，并产生较深的断裂构造。深断裂则可以驱动引导深源（地幔）流体上升、迁移。地幔热能包括软流层放射物质蜕变而生成的热，在上地幔内部驱动地幔流体发生渗流。区域大断裂的构造热积累可以使深源流体向上迁移，在地壳中发生壳幔混合而成矿。但深大断裂多为超壳断裂，温度很高，故一般不利于成矿。区域大断裂可以伴随构造变形，只能促使成矿热液发生迁移、聚集，而不是提供矿源，区域规模较大的断裂并非成矿的必要条件，很少看到它们直接矿化，其作用在于派生较多的次级断裂，控制矿床的分布范围及展布方向，进而可以控制矿床的总体展布及单一矿床的延长方向。研究表明，世界上大多数金矿床的沉淀（成矿）温度以 200～180℃最有利，这也就是为什么深大断裂的主干断裂带上分布矿床甚少、矿床主要分布在大断裂的旁支 2～3 级断裂中的原因。研究区南侧的黑沟-栾川（洛南）断裂即为此种断裂，其中至今未见大型矿床。

**2．多级构造（带）控矿机制**

金银的地球化学特性表明，金银在高温（>1500℃）高压深层次条件下呈分散溶解状态，在中低温、中浅层次富集成矿。但也不是地壳浅部到处都可以找到矿，而是在某些具备特定的构造扩容带中富集成矿，且成矿对围岩没有选择性。这些构造扩容带主要有：变质核杂岩的外围主、次拆离滑脱带，韧性、脆韧性剪切带，沿韧性剪切带侵入的各类岩体的内、外接触带，构造裂隙带等。小秦岭的石英脉型金矿沿核杂岩中脆韧性剪切带产出，上宫-干树凹-康山的金矿就沿上宫至康山的 NE 向剪切带产出。前河、北岭、祁雨沟等金矿莫不如此。

再者，深大断裂多发育在大地构造活动区边缘，多为超壳断裂，有足够的切割深度，才能沟通深部流体与矿质。地幔柱的多级演化构成深部矿源的传输途径，形成一系列区域成矿集中区，如小秦岭地区、熊耳山地区等，它们之间的卢氏地区成矿就很差。所以没有大的构造沟通深部矿源，是很难形成中、大型矿床的。

正如作者十多年前就强调的一样（卢欣祥，1987），熊耳山地区金矿成矿必须是两组断裂或主干断裂与不整合面交叉且切割较深时才能成矿，如上宫-康山的 NE 向断裂分别切过马超营断裂和熊耳群及太华群的不整合面，才形成了康山、上宫、虎沟、干树凹的大中型金矿床（图 3-2）。在广大的熊耳群火山岩区金矿全部和构造有关。但是，若没有切穿很深的断裂，却很难形成大矿，这已为几年的找矿工作所证实。

**3．成矿不受构造地层边界控制**

根据区域地球化学特征（张本仁等，1994），小秦岭-熊耳山地区的元素地球化学异常区，虽然是作者以大地构造单元来统计的，仍然可以看出，这些元素地球化学异常位置并不完全受华北与秦岭之间构造地层及地球化学边界控制。这正是与这一地区存在深部地幔柱这一地质异常事件分不开的。

**4．小秦岭-熊耳山地区属高热流区**

该区属华北地台南缘，属热大陆岩石圈范围。区域地壳厚度为 34～42 km，按地热梯度 30℃/km 计算，下地壳莫霍面处温度可达 900～1200℃，紧邻地台南缘的秦岭造山带，地温梯度为 33℃/km，上地幔顶面温度为 1066℃。

大陆岩石圈的热量主要来自地幔的热流和地壳内放射性热，根据张本仁（1990）和 Haenel 等（1988）给出的各类岩石平均室温下热传导率计算出华北地台南缘的有关地热参数如表 6-6。

**表 6-6　华北地台南缘地热状态表**

| 地表或地幔圈层 | 地热温度值/℃ | 地热梯度/℃·km$^{-1}$ | 热流量/μW·m$^{-2}$ |
|---|---|---|---|
| 沉积盖层（Pz—Kz）及花岗岩 | 175 | 35 | |
| 上地壳（$Pt_2$） | 431 | 27 | |
| 中地壳（$Pt_1$） | 643 | 24 | |
| 下地壳（$Ar_3$） | 803 | 20 | |
| 地　壳 | | 25 | |
| 地　表 | | | 79～112 |
| 地　幔 | | | 47～67 |

（据张本仁，1990；胡正国等，1994）

由此可见，目前前华北地台南缘仍是一个热活动较强的地区，与美国盆岭区和南落基山脉相似（地表热流量分别为 60～125 μW/m$^2$ 和 71～152 μW/m$^2$），比苏必利尔、波罗地海地盾、西澳地盾、印度地盾要高得多。此处与华北地台内部比较也是热活动强烈地区。这种地热流异常一般情况下是由于地球深部软流圈大幅度上涌造成的，部分熔融的软流圈温度要比岩石圈温度高 500～700℃，当其上涌到一定高度如 60～80 km 处时，其热量便向上传导，从而形成地壳大地热流值异常区，传导上来的高热能对壳幔作用、流体运移和成矿作用十分有利。尤其传导上来的高热能与浅层冷水发生能量交换时，就更利于成矿。

如果将岩浆作用视为热事件旋回发展演化过程的高潮表现，则本区有嵩阳期的拉斑玄武岩和 TTG 岩系，熊耳期有基性、中基性火山作用，印支-燕山期有花岗岩形成，构成了本区三个热事件高潮。特别是印支期秦岭和华北两大板块对接以后，整个华北地台处于活化期，地台南北两大边缘地带，成为金、银、铜、铅、锌多金属热液矿床的重要成矿地带。

*p-T*-t 轨迹研究表明，小秦岭变质核杂岩的两翼 *p-T* 演化过程经历了如下阶段。首先经历了深部地壳的剪切作用形成绿帘石内核，地热梯度极低，约为 13℃/km；然后经历隆升，在此阶段迅速升温减压，温度上升了 200℃，只能利用拆离伸展与岩浆侵位共同作用来解释，160～135 Ma 大量花岗岩的形成证实了此点，进入中地壳以后，保持了一个相对

稳定时期，记录了等温降压的 $p$-$T$ 演化历程（张进江，郑亚东，1998）。

## 五、小秦岭-熊耳山地区金矿的成矿机制

根据地质地球物理资料，本区在早前寒武纪就发育有地幔热柱构造，中新元古代时期地幔柱活动主要位于华北板块的南、北两缘，但其规模和强度与太古宙及古元古代有着明显的差别（牛树银等，1998）。本区古、中元古代出现了大量的 A 型花岗岩（卢欣祥，1996，2000）和大规模的熊耳群双峰式火山岩及广泛发育的近于垂直走向的（NNE—NE）基性岩墙群和碱性岩墙群（据 1:5 万区测资料，1998）。熊耳山双峰式火山岩、岩墙群明显的是由于地幔柱的驱动，使岩浆发生底侵作用造成的，并且代表了一种裂谷拉张环境。因而地幔柱模式被认为是形成大陆裂谷作用的一种机制（德保罗，1991），所以地幔柱的上升是造成熊耳裂谷的基本原因。只是该区目前尚未发现与地层时代一致的早期成矿迹象。这一现象也正是区内金矿的重要特征之一，有太古宙的绿岩，却没有与之同时的金矿，成矿在中生代而成为后绿岩型金矿或类绿岩型金矿，表现出成矿的新生性。

中元古代地幔柱活动之后，研究区基本没有发生大的构造活动，除晋宁运动有少量花岗岩外，加里东及海西运动几乎没有留下物质记录。

中生代印支期是秦岭造山带的一次极为重要的构造演化期，华北与秦岭（扬子）于印支期碰撞对接（张国伟等，1996）结束了南海北陆的格局。印支期结束了秦岭造山带主造山阶段，形成中国南北统一的克拉通陆块，开始了板内的演化历史。这一时期秦岭岩石圈发生了广泛的拆沉作用（卢欣祥等，1996）和由其引起的岩浆活动和成矿作用。受印支期构造运动的影响，本区已存在的古老地幔柱重新活动并成为河淮地幔柱的一部分（牛树银等，1998）。由于地幔柱活动和岩石圈的拆沉作用，出现较多深部来源的印支期碱性岩，碱性火山岩和部分碱性花岗岩（A 型花岗岩），并出现小秦岭、崤山、熊耳山等地的重力异常（图 6-3），莫霍面明显抬升，地幔物质不断上涌，含矿地幔源体向浅部运移穿过岩石圈，在地壳浅部成矿，生成了小秦岭-熊耳山地区的主要金矿床。小秦岭地区莫霍面上拱中心位于文峪花岗岩体的南东侧，与花岗岩出露区并不一致，这个地区正好是小秦岭金矿床分布最多、矿量最大的地区，表明成矿与地幔有关，与花岗岩的关系并不密切。

由于地幔柱在幔枝构造的内侧，主要为 Au（Cu、Mo）成矿区，远离为 Au、Pb、Zn 成矿区，表现出明显的分带性。本区基本符合这一规律。

## 六、小秦岭-熊耳山地区金矿找矿方向

小秦岭-熊耳山地区，近 20～30 年以来形成了金成矿与燕山期花岗岩浆期后热液（或岩浆热源）有关的成矿理论。按照这一理论，地质工作者一直把金的成矿工作重点放在小秦岭燕山期文峪花岗岩周围 0～7 km 范围之内，但实践的效果并不十分理想。按照地幔热流体找矿的新观点，金的成矿是与深部地幔柱构造有关的地幔上隆及其上部扩张形成的。成矿与拆离断层和由其造成的各类剪切构造发育部位，以及不同介质对成矿流体的制约、不同介质对水岩交换反应的差异等有关。成矿是同一地质背景、相同的成矿系统和相同的深部构造过程产生的地幔流体作用的结果，只是不同的成矿介质有不同的表现。这样

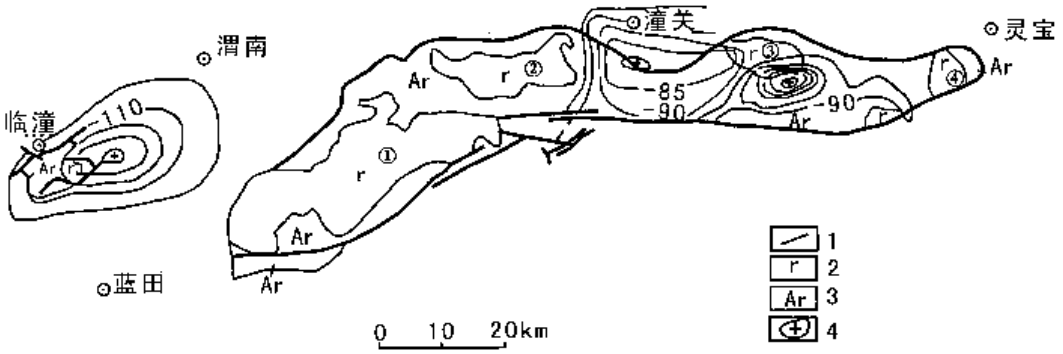



图 6-3 小秦岭地区布格重力异常图

(引自卢欣祥等，2001)

1—断层；2—燕山期花岗岩：①老牛山，②华山，③文峪，④娘娘山；

3—太古宇太华群；4—重力正异常

小秦岭-熊耳山地区太古宙中深变质岩内脆韧性构造发育，易形成石英脉型金矿，在中元古代熊耳群中基性火山岩内易形成构造蚀变岩型金矿，在两组切割较差的构造交汇处常常会有斑岩及爆发角砾岩型矿床出现。由于地幔流体来自深部地幔，区内深成岩浆活动部位，如中基性岩、碱性岩、火成碳酸盐、爆发角砾岩体，其来源都很深，并且是贯通地壳上下的通道，对地幔流体的上升和运移十分有利，故这种深源岩浆活动发育地区，也是成矿有利的地区。

因此，可以在太华群发育的深部变质岩区以寻找石英脉型金矿为主，在熊耳群及熊耳群与太华群接触带附近以寻找构造蚀变岩型矿床为主，在两组（如 EW 与 NNE 向）构造的结点及其附近有利于寻找斑岩及爆发角砾岩型矿床。地球物理探测的莫霍面隆起区，即地幔上拱地方，也是地幔流体活跃地区，对金矿的找矿十分有利。

# 结　语

本书通过对小秦岭-熊耳山地区区域构造特征及其与秦岭造山带构造演化的耦合关系，地幔柱构造和地幔流体成矿特征，金矿的成矿时代，矿床类型，成矿地质条件，物质组成，矿物组合，多种同位素测试资料分析和成矿流体的成分、类型、迁移等及金矿与花岗岩和地层的关系等做了系统研究，得出如下初步的认识和结论。

1）对小秦岭-熊耳山地区的金及有色金属矿床及其地球化学、同位素、微量元素、成矿时代等资料，进行了全面、系统地收集、整理、研究。对石英脉型、蚀变岩型、爆破角砾岩型金矿的特征及成矿机制等进行了综合分析和总结，对本区现存的地层-构造-花岗岩三位一体的成矿模式进行了再认识，提出了小秦岭-熊耳山地区是同一地球动力学背景作用下的产物、石英脉型和蚀变岩型金矿是在不同外部条件下形成的观点。

2）根据大量的地质及同位素测年资料，提出小秦岭-熊耳山地区金的成矿时代主要是印支期，而不是燕山期，但燕山期的成矿作用又补充叠加在印支期之上，故而可以见到同一地区除印支期的矿床外，还有部分为燕山期的。变质岩的 $p$-$T$ 轨迹亦证明了这一点，而这一认识又与整个秦岭构造演化相一致，成矿是秦岭在印支期结束板块俯冲作用后，秦岭微板块与华北板块发生对接这一巨大地质构造事件作用的结果，是在前沿挤压（商丹和北秦岭）和后缘拉张（小秦岭-熊耳山地区）构造耦合作用下形成的。本书首次把成矿与秦岭构造演化阶段联系起来，并较好地解释了小秦岭-熊耳山地区金矿的形成作用。

3）稳定同位素对成矿作用及成矿物质来源、地质背景等有很好的示踪作用，通过对900 件硫、近 400 件铅、250 件氧、100 件碳、17 件氢、氩同位素资料的综合分析和示踪研究，表明小秦岭-熊耳山地区金矿成矿流体及成矿物质来自深源的地幔，Pb、He 同位素还揭示出，早期的成矿流体和物质几乎全部与地幔有关，但随着成矿阶段的变化及 Pb 同位素脱离源区时间的长短，Pb、He 同位素的组成也发生明显的改变，壳源属性逐渐增加，与其他同位素表现的从成矿早期（早阶段）向晚期（晚阶段）天水逐渐增加的结果是一致的。

4）区内金矿的分布格局、矿床特征，表明成矿作用是受同一地质构造作用和统一的地幔成矿流体作用的结果，由于围岩介质、容矿空间特征、金自流体中沉淀机制的不同而形成不同的矿床类型。流体的运移主要表现为垂向，其次才为水平迁移，所以成矿在垂直的分带要比水平的分带更明显。

5）小秦岭-熊耳山地区金矿成矿作用时间比燕山期的文峪（165～176 Ma）及花山（125 Ma）等花岗岩体早，二者的同位素特征亦不一样，成矿流体运移方向是从西南向北而不是从北方（文峪岩体位置）向南，是由下向上而不是水平方向运移。明确提出了金成矿与燕山期花岗岩无关，文峪等花岗岩既不能提供矿源，也无法提供热源，突破了长期以来认为成矿与文峪花岗岩有关的认识。对该区今后进一步的金矿勘查具有重要的理论与实际意义。

6）对小秦岭-熊耳山地区金矿提出了不同的矿床类型有不同沉淀机制的新观点。虽然其形成机制中都有减压、降温、两种流体混合作用的因素，但石英脉型金矿主要以相分离及混合作用为主，蚀变岩型金矿则更多地表现为水-岩交换作用，爆发角砾岩型金矿却是减压沸腾作用为主。这样从本质上阐明了小秦岭与熊耳山地区金矿的沉淀机制。

7）小秦岭-熊耳山地区金矿的成矿过程中，金在成矿流体中主要以 $[AuCl_2]^-$、$[Au(HS)_2]^-$ 和 $AuH_3SiO_4$ 三种络合物形式迁移。早期以 $[AuCl_2]^-$ 的形式为主，随着成矿作用的进行，逐渐以 $[Au(HS)_2]^-$ 和 $AuH_3SiO_4$ 的络合物形式为主。符合本地区的实际，也与世界同类矿床研究结果相一致。

8）区域构造研究表明，小秦岭-熊耳山地区有低序次的地幔柱存在。自古-中-新元古代，这里就已有地幔柱构造，形成大陆裂谷双峰式火山岩（熊耳群），及松树沟蛇绿岩、宽坪群变拉斑玄武岩。在中新生代又发生了强烈活动，成为河淮地幔柱构造的一部分，二者有着相似或共同的演化历史，控制了华北地台及周边金属（及油气藏）的形成。流体作为地球各圈层相互作用中物质能量的重要载体，既是金属矿床和油气藏的重要媒介，又是连结矿源岩-成矿地质背景-矿床定位空间三者之间的纽带和桥梁。深源地幔流体不仅控制着地球圈层，特别是壳幔物质与能量的交换，并制约了小秦岭-熊耳山地区地壳浅部区域地球化学省和大型矿床成矿密集区的形成。地幔流体的形成、演变及迁移则更直接控制着本区流体成矿系统及矿床的形成与分布。深部流体与浅部流体的混合还制约着本区具体矿床的定位。地球内部的流体活动，不管是地幔流体还是地壳流体，从根本上受地幔柱构造的制约。

9）提出小秦岭-熊耳山地区的金矿是受地幔柱构造和岩石圈拆沉作用控制，成矿流体属临界-超临界地幔流体。成矿物质主要来自地幔，物质成分与地幔流体成分极为一致。同位素示踪表明成矿流体主要源自地幔，但随着其脱离源区时间延长，受地壳物质混染愈强，从而表现出混源的特征。在空间上自西向东，从小秦岭到熊耳山地区，地幔成分由多到少，受浅部物质混染越来越强，部分蚀变岩型金矿受到较多的浅部物质的混染。

10）从熊耳群火山岩的岩石学、地球化学及存在同时代同源异相的基性和碱性岩墙群及大量 A 型花岗岩等特征，论述了熊耳群不是岛弧型（安第斯型）火山岩，而是受地幔柱制约，由于岩浆底侵作用，使岩石圈发生熔融的拉张裂谷环境下的双峰式火山岩，并有同时代同源异相的基性和碱性岩墙群及大量 A 型花岗岩产出。

11）提出了小秦岭-熊耳山地区具体的找矿方向：在变质核杂岩发育的小秦岭等深变质区以寻找石英脉型矿床为主，在熊耳山区熊耳群火山岩及其与太华片麻岩变质接触带附近以寻找构造蚀变岩型矿床为主，在地幔上涌（Moho 面上拱）地区是地幔流体活跃的地区，对金矿成矿十分有利。

我们已明确提出了岩石圈拆沉作用和地幔流体成矿不同于传统的地层-构造-花岗岩三位一体的成矿模式，由于本书仅仅是一个阶段性的研究成果，如能为今后进行更深入的研究提供一个基础，起到抛砖引玉的作用，就是我们最大的心愿。

需要说明的是，本书在写作过程中，除已列出的文献外，还参考和阅读了部分由本区地勘单位完成的矿床勘探报告及尚未发表的科研报告和未列入参考文献的学术论文，他们的资料和学术观点，无疑对本书的编写起到了参考和启示作用，我们表示深深的感谢。

# 参 考 文 献


毕思文. 1996. 地球内部系统科学统一理论 [J]. 地学前缘（中国地质大学. 北京），3 (3)：1～7

曹荣龙. 1996a. 地幔流体的前缘研究 [J]. 地学前缘（中国地质大学. 北京），3 (4)：161～171

曹荣龙，朱寿华. 1996b. 地幔流体与金属成矿作用 [M]. 见：杜乐天主编. 地幔流体与软流层（体）地球化学. 北京：地质出版社，436～459

崔尧. 1992. 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 [J]. 矿产与勘查，(3)：30～41

陈光远，邵伟，孙岱生. 1989. 胶东金矿成因矿物学与找矿 [M]. 重庆：重庆出版社

陈衍景，富士谷. 1992. 豫西金矿成矿规律 [J]. 北京：地震出版社

陈锦石，陈文正. 1983. 碳同位素地质学概论 [M]. 北京：地质出版社

陈丰. 1996. 氢——地球深部流体的重要源泉 [M]. 地学前缘，3 (3)：72～79

陈振胜，张理刚等. 1989. 水/岩交换作用及其找矿 [J]. 地质与勘探，(2)：7～11

陈衍景，富士谷. 1992. 豫西金矿成矿规律 [M]. 北京：地震出版社，166～209

邓晋福，莫宣学，赵梅玲等. 1994. 中国东部岩石圈根/去根作用与大陆"活化" [J]. 现代地质，(3)：350～355

邓晋福，赵海玲，莫宣学等. 1996. 中国大陆根柱构造——大陆动力学的钥匙 [M]. 北京：地质出版社，110

杜乐天. 1996. 地壳流体与地幔流体间的关系 [J]. 地学前缘，3 (4)：172～180

杜乐天. 1989. 幔汁-H-A-C-O-N-S流体 [J]. 国外铀矿地质，(1)：1～6

杜乐天. 1992. 硅桥问题——兼及当代热液成矿理论的概念更新 [J]. 矿床地质，(1)：14～19

董云鹏，周鼎武，张国伟. 1996. 东秦岭松树沟蛇绿岩中地幔橄榄岩的结构构造特征及其流变学意义 [C]. 见：张旗主编. 蛇绿岩与地球动力学研究. 北京：地质出版社，150～153

黄建军，梁春中，王家栋. 1999. 超临界二氧化碳萃取技术应用状况 [J]. 上海化工，24 (1)：22～24

德保罗 D J等. 1992. 地幔喷流柱的物理和化学性质 [J]. 国外地质科技，(8)：33～37. 见：张新安译自《EOS》May 21.1991，226～227

范宏瑞，谢奕汉，王兰英等. 1992. 豫西熊耳山地区变质流体的性质与演化 [J]. 矿物学报，12 (4)：299～308

范宏瑞，谢奕汉，王兰英等. 1993. 豫西花山花岗岩岩浆热液的性质及与金成矿的关系 [J]. 岩石学报，12 (3) 136～145 .

范宏瑞，谢奕汉，赵瑞等. 1994. 豫西熊耳山地区岩石和金矿床稳定同位素地球化学研究 [J]. 地质找矿论丛，9 (1)：54～63

范宏瑞，谢奕汉，王兰英等. 1997. 流体包裹体与金矿床的成矿及勘探评价 [J]. 贵金属地质，6 (3)：205～212

范宏瑞，谢奕汉，王兰英等. 1998. 豫西上宫构造蚀变岩型金矿成矿过程中流体-岩石反应 [J]. 岩石学报，14 (4)：530～541

范宏瑞，谢奕汉，郑学正等. 2000. 河南祁雨沟热液角砾岩体型金矿床成矿流体研究 [J]. 岩石学报，16 (4)：559～563

樊文苓，王声远，吴建军. 1993. 低温热液中金-硅络合作用的实验标定 [J]. 科学通报，38 (10)：933～935

樊文苓，王声远，田弋夫. 1995. 金在碱性富硅热液中溶解和迁移的实验研究 [J]. 矿物学报，15 (2)：176～183

方耀奎. 1985. 小秦岭含金石英脉中的自然金和金的成色 [J]. 河南地质，3 (3)：27～33

冯建中，邵世才，汪东坡等. 2002. 陕西八卦庙金矿脆-韧性剪切带控矿特征及成矿构造动力学机制 [J]. 中国地质，29 (1)：58～66

霍明远. 1991. 金的原子结构及其成矿模型 [M]. 见：涂光炽，霍明远等著. 金的经济地质学. 北京：北京科技出版社，1～7

郭奇斌. 1992. 从地球物理特征谈河南地质构造 [J]. 河南地质，17 (1)：16～22

高永丰等. 1995. 河南祁雨沟金矿流体包裹体研究 [J]. 地球化学，24卷（增刊）：151～158

高永丰，栾文楼，魏华. 1994. 祁雨沟地区金矿稳定同位素研究 [J]. 矿床地质，13 (4)：354～362

高德政．1991．灵宝县金矿207号矿脉深部预测［D］．硕士论文．内部交流
华仁民．1994．成矿过程中由流体混合而导致金属沉淀的研究［J］．地球科学进展，9（4）：15～21
华仁民，毛景文．1999．试论中国东部中生代成矿大爆发［J］．矿床地质，18（4）：300～308
何知礼，杜加峰．1991．豫西文峪金矿成矿物理地球化学条件及矿液运移初步研究［C］．见：中国黄金学会地质学术委员会．第三届学术会议论文集，内部交流
胡受奚，林潜龙等．1988．华北与华南古板块拼合带地质和成矿［M］．南京：南京大学出版社
胡正国，钱壮志，闫广民．1994．小秦岭拆离-变质杂岩核构造与金矿［J］．西安：陕西科学技术出版社，102～182
胡瑞忠，李朝阳，倪师军等．1993．华南花岗岩型铀矿床成矿热液中$\Sigma CO_2$来源研究［J］．中国科学（B辑），（2）：190～257
胡瑞忠，毕献武．1997．中国若干脉体矿床He、Ar同位素研究［J］．地球学报，18（9）：170～172
胡瑞忠，钟宏，叶造军等．1998．金顶超大型铅-锌矿床氦、氩同位素地球化学［J］．中国科学（D辑），28（3）：208～213
胡瑞忠，毕献武，Turner G等．1999．哀牢山金矿带金成矿流体He和Ar同位素地球化学［J］．中国科学（D辑），29（4）：321～330
胡志宏，周顺之，胡受奚等．1986．豫西小秦岭太华群金的地球化学背景及金的成矿物质来源研究［J］．长春地质学院学报，（2）：63～73
贺世杰，郭锋．2003．地幔柱的识别和演化述评［J］．地球科学进展，18（3）：433～439
侯增谦，李红阳．1998．试论地幔柱构造与成矿系统——以三江特提斯成矿域为例［J］．矿床地质，17（2）：97～111
黄典豪等．1994．东秦岭地区钼矿床的铼-锇同位素年龄及其意义［J］．矿床地质，13（3）：224～225
黄典豪，王义昌，聂凤军等．1984．黄龙铺碳酸岩脉型钼（铅）矿床的硫、碳、氧同位素组成及成矿物质来源［J］．地质学报，（3）：252～262
黄萱，吴利仁．1990．陕西地区岩浆岩Nd、Sr同位素特征及其与大地构造发展的联系［J］．岩石学报，（2）：1～11
黄建军．1997．陕西小秦岭金矿硫同位素组合特征及在成矿预测中的应用［J］．地球学报，18（9）：173～175
简文星．1994．小秦岭金矿田矿液流向探讨——以秦山金矿$S_{59}$号矿脉为例［J］．黄金地质科技，第2期，31～35
卢欣祥，肖庆辉等．1996a．秦岭造山带花岗岩与构造演化［M］．河南地质与矿产文集．北京：中国环境科学出版社，19～23
卢欣祥，肖庆辉，董有等．1996b．秦岭印支期沙河湾奥长环斑花岗岩及其动力学意义［J］．中国科学（D辑），26（3）：244～248
卢欣祥，尉向东，董有等．1998．小秦岭—熊耳山地区金矿时代［J］．矿床地质，Vol.17（增刊）：765～768
卢欣祥．1998．秦岭花岗岩揭示的构造演化过程［J］．地球科学进展，13（2）：214～216
卢欣祥．1993．东秦岭两类花岗岩与两个金矿系列［J］．地质论评，（4）
卢欣祥．1989．小秦岭金矿控制条件雏议［A］．第四届全国矿床会议论文摘要汇编（上），249～250
卢欣祥，尉向东，董有等．2002．小秦岭-熊耳山地区金矿成矿的临界-超临界流体［J］．黄金地质，8（3）：1～6
卢欣祥．2000．秦岭花岗岩大地构造图（附说明书）．西安：西安地图出版社
卢欣祥．1991．东秦岭花岗岩．见：叶连俊，钱祥麟，张国伟主编．秦岭造山带会议论文选集［C］．西安：西北大学出版社，250～260
罗铭玖，王亨治，庞传安等．1992．河南金矿概论［M］．北京：地震出版社，104～169
罗铭玖，卢欣祥，董有等．1995．流体．花岗岩［J］．金矿．河南地质，13（4）：253～261
罗铭玖，黎世美，卢欣祥等．2000．河南省主要矿产的成矿作用及矿床成矿系列［M］．北京：地质出版社，15～125
刘英俊，马东升．1991．金的地球化学［M］．北京：科学出版社
刘英俊，曹励明主编．1987．元素地球化学导论［M］．北京：地质出版社，244～255
刘玉山，王阿莲．1993．焯火高温溶液中金氯配合物的拉曼谱研究［J］．地球化学，（1）：45～53
刘树文，张进江，郑亚东等．1998．小秦岭变质核杂岩同变形期的$p$-$T$路径［J］．科学通报，43（3）：312～318
刘长命等．1992．河南小秦岭金矿成矿时代新知［J］．河南地质，（3）：195
刘良，周鼎武，萧云鹏等．1995．东秦岭松树沟高压变质基性岩石及其退变质作用的$p$-$T$-$t$演化轨迹［J］．岩石学报，11（2）：127～136

李华芹，刘家齐，魏林．1993．热液矿床流体包裹体年代学研究及其地质应用［M］．北京：地质出版社，97～104
李绍儒，李强之，李文良等．1998．小秦岭金矿田矿床成因新认识［J］．黄金地质，(1)：41～49
李绍儒，李强之等．1997．小秦岭东闯铅、金矿床流体包裹体地球化学特征［J］．黄金地质，3（4）：21～28
李曙光，刘德良，陈移之等．1991．秦岭一大别造山带主要构造事件同位素年表及其意义［A］．见：叶连俊，钱祥麟，张国伟主编．秦岭造山带学术讨论会论文选集［C］．西安：西北大学出版社，229～237
李延河，李金城，宋鹤彬．1999．海底多金属结核和富钴结壳的 He 同位素对比［J］．地球学报，20（4）：378～284
李延河．1998．同位素示踪技术在地质研究中的某些应用［J］．地学前沿，5（1～2）：275～281
李先梓，严阵，卢欣祥．1993．秦岭-大巴山花岗岩［M］．北京：地质出版社
李献华，李正祥，葛文春等．2001．华南新元古代花岗岩的锆石 U-Pb 年龄及其构造意义［J］．矿物岩石地球化学通报，20（4）：271～273
劳子强，王世炎，宫银山等．1996．崤山区前寒武纪地质构造特征及演化．河南地质矿产与环境文集［C］．北京：中国环境科学出版社，87～95
陆松年，李怀坤，李德民等著．1997．金矿密集区的基底特征与成矿作用研究——以小秦岭、冀北和胶北金矿密集区为例［J］．北京：地质出版社，34～39
栾世伟，陈尚迪．1990．小秦岭金矿主要控矿因素及成矿模式［J］．地质找矿论丛，(4)：1～12
栾世伟，陈尚迪，曹殿春等．1991．小秦岭地区深部金矿化特征及评价［M］．成都：成都科技大学出版社
黎世美，黄建华，崔伦金等．1996．小秦岭金矿地质和成矿预测［M］．北京：地质出版社，67～178
黎世美等．1993．熊耳山地区构造蚀变岩型金矿成矿地质条件富集规律、成矿模式及远景预测［M］．见：秦巴金矿论文集．北京：地质出版社
黎盛斯．1996．湘中锑矿深源流体的地幔柱成矿演化［J］．湖南地质，15（3）：137～142
黎彤．1976．化学元素的地球丰度［J］．地球化学，(3)：167～174
毛景文，李红艳，徐铁等．1997．湖南万古地区金矿地质与成因［M］．北京：原子能出版社，96～98
毛景文，华仁民，李晓波．1999．浅议大规模成矿作用与大型矿集区［J］．矿床地质：18（4）：291～299
马东升．1990．地球的金丰度［J］．黄金，11（6）：1～7
牛树银，孙爱群，许传诗等．1998．太行山北段金矿成矿规律研究［J］．华北地质矿产杂志．13（1）
牛树银，罗殿文，叶东虎等．1996a．幔柱构造及其成矿规律［M］．北京：地质出版社
牛树银，孙爱群，李江阳等．1996b．河淮地幔热柱的演化及其对华北地区成矿的控制作用［J］．地球学报，17（4）：413～421
牛树银，侯增谦，孙爱群．2001．核幔成矿物质（流体）的反重力迁移—地幔热柱多级演化成矿作用［J］．地学前缘，8（3）：95～100
牛树银，孙爱群，邵振国等．2001．地幔热柱多级演化及其成矿作用［M］．北京：地震出版社，41～149
牛树银，李红阳，孙爱群等．1995．地幔热柱的多级演化及其成矿作用——以冀西北地区为例［J］．矿床地质，15（4）：298～307
彭恩生，孙振家．1994．脉状矿床成矿构造研究［M］．长沙：中南工业大学出版社
邱家骧．1993．秦巴碱性岩［M］．北京：地质出版社，136～139
任富根，李维明，李增慧等．1996．熊耳山—崤山地区金矿成矿地质条件和找矿综合评价模型［M］．北京：地质出版社，80～90
任富根，李增慧，高亚东等．1990．熊耳群火山岩系列中金矿硫、铅同位素组成特征和金矿成矿模式［J］．天津地质矿产研究所所刊，(23)：37～47
任富根，殷艳杰，李双何等．2001．熊耳裂陷印支期同位素地质年龄耦合性［J］．矿物岩石地球化学通报，20（4）：286～288
任富根，李双保，丁士应等．1998．熊耳裂陷印支期成矿作用及其意义［J］．矿床地质，17（增刊）：55～58
孙爱群，牛树银．1997．地幔热柱成矿作用研究进展［J］．地质科技情报，16（1）65～70
孙枢，从柏林等．1981．豫陕中新元古代沉积盆地（一）［J］．地质科学，(4)：314～322
邵克忠，王宝德，吴新国等．1992．祁雨沟地区爆发角砾岩型金矿成矿地质条件及找矿方向研究［M］．河北地质学院学报编辑部（油印本），15：(2)

邵克忠，王宝德．1992．洛县西北地区金矿成矿作用及找矿规律［J］．河南地质，3（3）：161～167
邵克忠，李胜荣．1989．石英热光性在祁雨沟（式）金矿研究中的意义［J］．河北地院学报，12（2）：127～133
邵济安，韩庆军．1998．中生代地球系统与板-幔边界动力学研究进展［J］．地质论评，（4）：383～388
尚瑞均，李和详等．1992．秦巴金矿地质［M］．合肥：安徽科学技术出版社
石铨曾，秦国群，李明立等．1993．豫西后造山阶段的剥离伸展构造与金矿化［J］．河南地质，11（1）：28～35
石铨曾，尉向东，李明立．1996．小秦岭变质核杂岩基本特征及与金的成矿作用［C］．河南地质矿产与环境论文集，11～17
石准立，刘琏璇．1989．陕西双王金矿床地质特征及成因［M］．西安：陕西科技出版社
沈昆，胡受奚，孙景贵等．2000．山东招远大尹格庄金矿流体特征［J］．岩石学报，16（4）：542～550
沈渭洲．1987．稳定同位素地质［M］．北京：原子能出版社
施立达．1987．论矿物中的临界包裹体及超临界流体的成矿地质作用［J］．地质勘探，23（12）：34～37
S. Maruyama．1994．地幔柱大地构造学［J］．金康辰译自（日）地质学杂志．14（1）．海洋地质译丛．1995（1）：17～35
涂光炽．1989．中国金矿床若干特征［C］．见：关广岳主编．国际金矿地质与勘探学术会议论文集．沈阳，1～4
汤蒸联．1994．地质流体研究及其重要意义［J］．国外地质科技，（6）：1～10
王志光，崔毫，徐孟罗等．1997．华北地块南缘地质构造演化与成矿［M］．北京：冶金工业出版社
王志光，徐孟罗等．1994．河南洛宁金矿区构造控矿规律和成矿预测研究［C］．见：崔岚等主编．黄金地质科研成果摘要汇编．天津：天津科学技术出版社
王义天．2002．小秦岭变质核杂岩中生代金的成矿作用和成矿动力学背景研究［D］．博士后论文
王义天，毛景文，卢欣祥．2001．洛县祁雨沟金矿成矿时代的$^{40}Ar$-$^{39}Ar$年代学证据［J］．地质论评，47（5）：551～555
王亨治．1987．小秦岭金矿田地质特征及矿床成因［J］．矿床地质，6（1）：57～67
王秀璋，程景平，张宝贵等．1992．中国改造型金矿床地球化学［M］．北京：科学出版社
王秀璋，程景平，施继锡等．1983．我国混合岩化后改造型金矿床的地球化学及其成因讨论［J］．中国科学（B辑），第5期，455～465
王安建，银剑钊，金巍等．1997．流体研究与找矿预测［J］．矿床地质，16（3）：279～285
王广兰等．1998．河南小秦岭东闯金矿床矿物标型特征研究［J］．黄金地质，（1）：9～14
王平安，陈毓川，裴荣富等．1998．秦岭造山带区域矿床成矿系列，构造、成矿旋回与演化［M］．北京：地质出版社，81～83
温志坚，毛景文．2002．超临界流体的研究进展及其对成矿地球化学研究的启示［J］．地质论评，48（1）：106～112
强立志，赵太平，原振雷．1993．熊耳群中金铅锌成矿时代新认识［J］．河南地质，11（1）：8
孙樯，谢鸿森，郭捷等．2000．地球深部流体与油气生成及运移浅析．地球科学进展，15（3）：283～288
周忠清．1996．超临界二氧化碳化学．上海化工，21（3）：35～37
魏菊英，王关玉．1988．同位素地球化学［M］．北京：地质出版社，141
夏林圻等．1991．祁连、秦岭山系海相火山岩［M］．武汉：中国地质大学出版社
肖庆辉，邓晋福，马大铨等．花岗岩研究思维与方法［C］．北京：地质出版社，192～214
徐九华，何知礼，谢玉玲编著．1996．绿岩型金矿成矿流体的地球化学［J］．北京：地质出版社
徐九华，谢玉玲，申世亮等．1997．小秦岭与胶东金矿床的成矿流体特征对比［J］．矿床地质，（2）：152～162
徐启东，钟增球，周汉文等．1998．豫西小秦岭金矿区的一组$^{40}Ar/^{39}Ar$定年数据［J］．地质论评，44（3）：323～327
薛良伟，周长命等著．1996．小秦岭桐沟金矿反转构造及找矿矿物学［M］．武汉．中国地质大学出版社，50～57
薛良伟，庞继群，王祥国等．1999．小秦岭303号石英脉流体包裹体Rb-Sr、$^{40}Ar$-$^{39}Ar$成矿年龄测定［J］．地球化学，28（5）：473～478
谢奕汉，范宏瑞，李岩梅等．1991．河南祁雨沟爆破角砾岩型金矿床包裹体研究［J］．矿物学报，（4）：371～376
谢奕汉，范宏瑞．1991．祁雨沟爆破角砾岩型金矿包体特征及其在金矿评价中的应用［J］．黄金，12（11）：1～4
谢广东．1994．Au的迁移形式及沉淀机制研究的某些进展［J］．现代地质，8（3）：357～363
谢广东．1993．热液沸腾作用与金矿的关系及其找矿意义［J］．地质科技情报，12（3）：61～66

于凤池．1989．陕西渔岭金矿成因问题商榷［J］．西安地质学院学报．(2)：15－20
邹云妹，莫德明，王明再．1995．含水氯化物体系中金和银的相对溶解度测定［J］．矿物学报，15（2）：168－175
屈向东，卢欣祥，董有．1998．小秦岭一熊耳山地区金矿的稳定同位素地球化学特征［J］．矿床地质，第17卷（增刊），815－820
杨国杰等．1992．黄铁矿热电性作为金矿找矿矿物学应用的机理探讨［J］．山东地质情报，36－43
袁学诚．1996．秦岭岩石圈速度结构与磨盘云构造模型［J］．中国科学（D辑），26（3）：209－215
袁鹤皋，裴玉华，郭志敏等．1993．嵩县前河正长斑岩构造蚀变岩型金矿地质特征［J］．河南地质，9（3）：169－176
张国伟．1997．华北地块南部巨型陆内俯冲带与秦岭造山带岩石圈现今三维结构［J］．高校地质学报，3（2）：139－140
张国伟，孟庆仁，于在平等．1996．秦岭造山带的造山过程及其动力学特征［J］．中国科学（D辑），36（3）：193－200
张国伟，张本仁，袁文诚等．2001．秦岭造山带与大陆动力学［M］．北京：科学出版社
张宗清．1997．同位素年代学方法应用与限制．见：张炳喜，洪大卫，吴宣志主编．岩石圈研究的现代方法［M］．北京：原子能出版社，1－4
张宗清，刘敦一，付国民．1994．北秦岭变质地层同位素年代研究［M］．北京：地质出版社
张进江，郑亚东．1998．变质核杂岩与岩浆作用成因关系综述［J］．地质科技情报，17（1）：19－24
张进江，郑亚东，刘树文．1998．小秦岭变质核杂岩的构造特征、形成机制及构造演化［M］．北京：海洋出版社
张本仁，高山，张宏飞，骆庚文等．2002．秦岭造山带地球化学［M］．北京：科学出版社，47－100
张招崇．1997．成矿流体中锑逸度对自然金成色的影响［J］．黄金地质，3（4）：9－13
张本仁，骆庚川，高山等．1994．秦巴岩石圈构造及成矿规律地球化学研究［M］．武汉：中国地质大学出版社，110－123
张本仁，骆庚川，高山等．1990．秦巴区域地球化学文集［C］．武汉：中国地质大学出版社，1－32
张泽军．1990．北秦岭松树沟古元古地幔热点遗迹［C］．青年科学文集．西安：西北大学出版社，35－41
张泽军．1991．北秦岭早元古界上地幔的特征［C］．见：第四届矿物岩石地球化学讨论会论文摘要汇编．北京：地震出版社，259－261
张荣华，胡书敏．2000a．地球内部的板块条件研究的新进展［J］．见：中国地质学会编．"九五"全国地质重要成果论文集，123－127
张荣华，胡书敏．2000b．地球内部成矿物质进入地壳的化学动力学过程［C］．见：中国地质学会编．"九五"全国地质重要成果论文集，416－420
张二朋．1993．秦巴及邻区地质-构造特征概论［M］．北京：地质出版社，226－272
张理刚．1989．成岩成矿理论与找矿［M］．北京：工业大学出版社
张文淮，张志坚，伍刚．1996．成矿流体及成矿机制［J］．地学前缘，3（4）：245～252
朱嘉伟，张天义，薛良伟．1999．豫西崤山地区金矿成矿年龄的测定及其意义［J］．地质论评，45（4）：416～422
周作侠，李兼伦，郭抗衡等．1993．华北地台南缘金（铂）矿床成因［M］．北京：地震出版社
赵瑞．1993．金、铅矿床的硫同位素．见：周作侠等．华北地台南缘金、铅矿床成因［M］．北京：地震出版社，114－147
晁援．1989．关于小秦岭金矿时代探讨［J］．陕西地质，7（1）：52～56
翟裕生．1984．矿田构造概论［M］．北京：冶金工业出版社
翟裕生．1996．关于构造-流体-成矿作用研究的几个问题［J］．地学前缘（中国地质大学，北京），3（4）：230－235
Andrews T. 1869. On the properties of matter in gaseous and liquid state under various conditions of temperature and pressure［J］. Phil Trans Roy Soc(London)，178：45－53
Boyle R W 著，马万钧等译．1984．金的地球化学及金矿床．北京：地质出版社
Bowers T S and Helgeson H C. 1983. Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of non-ideal mixing in the system $H_2O$-$CO_2$-NaCl fluids at high pressures and temperatures［A］. Geochim. Cosmochim. Acta，47：1247－1275
Baptiste P J, Fouquet Y. 1996. Abundance and isotopic composition of helium in hydrothermal sulfides from East Pacific Rise at 13°N. Geochim CosmoChim Acta，60：87－93

Condie K C. 1982. Plate tectonics 2nd crustal evolution. 2nd Edition. Pergamon Press Inc., New York

Condie K C and Crow C. 1989. Geochemistry of basalts from the Kaapvaal Craton, South Africa: Evolution of mantle sources during the last 3 Gs. Abstracts of 28th International Geological Congress, 1－320, Washington, D. C., USA, July 9－19

Courtillot V, Feraud G, Maluski H et al.. 1988. Deccan flood basalts and the Cretaceous/Tertiary boundary. Nature, 333: 843－846

Burrows D R, Wood P C and Spooner E T C. 1986. Carbon isotope evidence for a magmatic origin for Archean gold-quartz vein ore deposits[J]. Nature, 321:851－854

Goldfarb R J, 1997. Metallogenic evolution of Alaska. In: Goldfarb R J, Miller L D, eds., Mineral Deposits of Alaska. Economic Geology Monograph, 9: 4－34

Griffin W L, Zhang A, O' Reilly S Y et al.. 1998. Phanerozoic evolution of the lithosphere beneath the Sino-Korean craton. In: Flower M F J, Chung S L, Lo CH et al, eds.. Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia. Geodynamics Series. American Geophysical Union, Washington D C, 107－126

Haeussler P J, Bradley D, Goldfarb R J et al.. 1995. Link between ridge subduction and gold mineralization in southern Alaska. Geology, 23: 995－998

Helgeson H C. 1969. Thermodynamics of hydrothermal systems at elevated temperatures and pressures. Amer. J. Sci. 267: 729－804

Hayashi K I and Ohmoto H. 1991. Solubility of gold in NaCl-and $H_2S$-bearing aqueous solutions at 250－350℃. Geochim. et Cosmochim. Acta, 55:2111－2126

Henry J B, Hogarth J. 1879. On the Solubility of Solids in Gases. Proc. Roy. Soc. (London), 29:234－246

Lollar B S, Ballentine C J, O' Nions R K. 1997. The fate of mantle-derived carbon in a continental sedimentary basin : Integration of C/He relationships and stable isotope signatures. Geochim CosmoChim Acta, 61: 2295－2307

Larson R. L.. 1991. Latest pulse of Earth: Evidence for a mid-Cretaceous superplume[J]. Geology, 19: 547－550

Loucks R R, Mavrogenes J A. 1999. Gold solubility in supercritical hydrothermal brines measured in synthetic fluid inclusions [A]. Science, 284(25):2159－2163

Morgan W J. 1971. Convection plumes in the lower mantle. Nature, 230, 42－43

Nicolas F, Spycher and Mark H. 1989. Reed: Evolution of a Broadlands-type epithermalore fluid along Alternative $p$-$T$ paths: Implications for the transport and deposition of base precious and volatile metals. Economic Geol. Vol 84: 328－359

Onoil J R et al.. 1969. Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates: J. Chem. Phys., Vol. 51, 5547

Ohmoto H. (大本) 1972. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits. Economic Geology, Vol. 67, No. 5

Shenberger D M and Barnes H L. 1989. Solubility of gold in aqueous sulfide solutions from 150 to 350℃. Geochim. et Cosmochim Acta, 53, 269－278

Seward T M. 1973. Thio complexes of gold and the transport of gold in hydrothermal ore solutions, Geochim et Cosmochim Acta, 37: 379－399

Taylor B E. 1986. Reviews in mineralogy, 16 (2): 185－226

Taylor S R. 1964. The abundance of chemical elements in the continental crust: a new table, Geochim. Cosmochim. Acta., Vol. 28: 1273－1285

Trull T W, Kurz M D, Jenkins W J. 1991. Diffusion of cosmogenic $^3He$ in olivine and quartz: Implications for surface exposure dating. Earth planet Sci Lett, 103: 241－256

Zartman R E and Doe B R. 1981. Plumbotectonics——the model: Tectonophysics, V. 75: p.135－162

Seward T M. 1991. The hydrothermal geochemistry of gold. Gold Metallogeny and Exploration. Edited by Foster R P. 37－62

Ohmoto H. 1972. Systematics of sulfur and carbon isotope in hydrothermal ore deposits, Econ. Geol Vol. 67