西安工程学院

硕士学位论文

陕西小秦岭区域构造特征及成矿预测研究

姓名：王力群

申请学位级别：硕士

专业：构造地质学

指导教师：张维吉;卢纪英

19990601

Y 304941

摘　要

小秦岭地区位于华北地台南缘豫西断隆区，其地壳组成具典型的双层结构特征。结晶基底为上太古界太华岩群，出露于北部太华台拱；盖层由元古界（铁铜沟组、熊耳群、高山河群等）及下古生界组成，出露于南部金堆城台凹。太华岩群可分为上、下太华岩群，变质普遍达角闪岩相（局部麻粒岩相）。上太华岩群为一套具孔兹岩系特征的副变质岩，原岩为各类沉积岩、火山沉积岩；下太华岩群以变质岩浆岩为主体，主要岩性为斜长角闪岩和侵入其中的 TTG 质片麻岩。区内岩浆活动强烈，太古宙以基性－酸性火山喷发和 TTG 质岩浆侵入为特征，元古宙为中基性－酸性火山岩喷发（熊耳群）与花岗岩浆侵入，燕山期先是花岗岩基侵位，继后发生广泛的中酸性小型斑岩侵入。

本区经历了多期变形－变质作用，总体上表现为：早期粘塑性变形变质、中期塑性变形变质及晚期脆性变形叠加。本文讨论了小秦岭构造变形序列及其机理，认为早期变形（D_1-D_2）是在地壳伸展体制下横向构造置换的结果。将太华岩群中韧性剪切带归纳为五类：边缘韧性剪切带、顺层韧性剪切带、褶断型脆韧性剪切带和控矿脆性剪切带，构成一个韧性－韧脆性－脆性变形的有序系列，反映了地壳不断隆升的构造演化过程。其中边缘和顺层韧性剪切带是较深层次伸展体制下水平剪切作用的表现形式，是利用先存成层性（界面）成长起来的高应变带；韧脆性剪切带大多是继承性叠加早期韧性剪切带的产物。

小秦岭为华北地台南缘一个较典型的变质核杂岩构造，核体由强变质变形的古老片麻岩和后期花岗岩组成，周缘被边缘构造带围限，上盘为浅（未）变质岩石。金矿类型、分布与变质核杂岩构造有密切联系。

通过对金矿床地质、控矿剪切带、成矿物化条件及主要成矿规律的分析和总结，认为石英脉型金矿主要分布于变质杂岩核部，产态与大型穹窿构造（F_3）协调一致，直接受控于绿片岩相韧脆性剪切带；构造蚀变型金矿分布于基底与盖层间的主剥离带上下侧一定范围内，矿体产于叠加在早期韧性剪切带之上的脆性剪切带。由此提出，本区自上而下可能存在三种金矿类型，即构造蚀变岩型（葫芦沟式）、石英脉型和蚀变糜棱岩型（河台式）。

在分析成矿地质条件的基础上，认为太华岩群富含基性－酸性火山物质，具有较高 Au 原始背景值，为金成矿提供了物质来源；区域变质、混合岩化及韧性剪切作用是金活化、迁移及初步聚集的主要地质营力；剪切带是含矿溶液的运移通道和沉淀空间，韧性剪切带（角闪岩相）主要是宏观上控制金矿带（床），容矿构造是韧脆性或脆性剪切带（绿片岩相）；燕山期构造－岩浆活动是地壳活化再造作用的反映，为金成矿创造了有利的热－构造环境，金矿脉（床）分布在花岗岩基外侧 2～11km 范围内；成矿过程表现多阶段性，金矿化趋向集中于中－晚期脆性变形阶段，容矿构造多是构造演化晚期形成的低序次（三、四级）剪切带。依据成矿规律、构造控矿作用及物化探异常，将小秦岭西段划分为五个成矿区带，并对各区带成矿前景进行了分析和预测。

关键词：太华岩群、韧性剪切带、变质核杂岩、蚀变糜棱岩、成矿预测

STUDY ON CHARACTERISTICS OF REGINAL STRUCTURE AND METALLOGENIC PROGNOSIS IN XIAOQINLING AREA, SHAANXI PROVINCE

(ABSTRACT)

Xiaoqinling area is located in the Southern margin of North China platform and its crust is typical of bi－layer's structure. The crystalline basement is the Archean Taihua group that emerges in Taihua upwarping region and the cover consists of the Proterozoic group and the upper Palaeozoic group, which emerges in Jindueicheag platform－convex. Taihua group can be divided into two parts and the metamorphic degree is horblendite facies. The original rocks of upper Taihua group are all sorts of sedimentary rocks and the lower is made up of the metamorphic magmatic rocks. The magmatic activity appears powerful in this area.

The area went through many stages of deformation－metamorphosis. The main experessions are the early sticky－plastic deformation, the middle plastic and the brittle in late period. The tectonic evolution is analysed from the ductile deformation to brittle and the tectonic deformation succession is established too. It's pointed out that the early deformation－metamorphosis(D_1－D_2)was the result of crosswise structural displacement formed under crustal extensional mechanism in deep tectonic level. The ductile shear zones within Taihua group are divided into five types, which formed a series of ductile－brittle deformation.

Xiaoqinling is a typical metamorphic core complex along the southern margin of North China platform. It's mainly composed of strongly deformed and deeply metamorphosed gneiness and the Yanshian granitic plutons. Nonmetamorphic and very low－grade rocks make up the upper plate.

It's introduced that the two main types of goldore found in Xiaoqinling area. The type of quartz vein is distributed in the metamorphic core complex, which was controled by the ductile－brittle shear zones of greenschist facies. The other type of altered－rocks is distributed along the main detachment fault zone of the basement and the cover. The gold orebody is farmed in the brittle shear zones which superposed the early ductile shear zones. Therefore, it's provided that there would be three gold－metallization types from bottom to top in this area, which are the tectonic altered rock type, quartz vein and altered mylonites.

On the basis of analysis on metallogenic conditions, the ore－controlling factors are as follows. Taihua group provided the metallogenic sources, which contains volcanics. Regional metamorphosis, migmatization and the ductile shear are the main dynamic forces of gold activation, migration and primary gathering. The ore－bearing structures are the ductile－brittle or brittle shear zones(greenschist facies). The Yanshian tectonic－magmatic activity formed a favourable heat－tectonic environment for gold metallization. The metallogenic process have many stages and gold－metallization was inclined to the brittle deformation in the middle－late period. Xiaoqinling(in Shaanxi province)is divided into five metallogenc belts(regions)and the metallogenic prospects in every belt were analysed and forecasted in this paper.

Key words: Taihua group, ductile shear zone. metamonphic core complex, altered－mylonites, metallogenic prognosis

绪　言

一、自然地理概况

小秦岭横跨豫陕两省的灵宝、潼关、华阴、洛南等地，东西延展百余公里，与秦岭－祁连巨型纬向山系相连，以产金、钼而闻名。本文研究范围限定于山前断裂以南、铁炉子断裂以北陕西境内的小秦岭地区，并着重研究太华台拱驾鹿－潼关金矿区的地质矿产情况。

小秦岭山势北陡南缓，巍峨挺拔，属中高山地形，海拔1400～1800m，相对比高300～550m，最高西岳华山海拔2160m，以奇险著称。为暖温带山地气候，气温较低，无霜期短，降水量集中在每年7～10份。南部为洛南盆地，海拔700～1000m，属山间川原丘陵区，是商洛地区主要耕作区之一。北陡南缓的山势造成北坡溪流短急，南坡水系源远流长，沟谷切割较深，但各河流均系黄河水系。

区内经济以农林为主，粮食基本可以自给，近年来地方工业经济发展较快。陇海铁路从北部山前通过，312国道、洛（南）华（阴）公路穿过南部盆地区，交通运输条件尚称便利。主要矿产资源有金、钼、铁、铅、煤、大理石、石墨等。

二、研究现状

位于华北地台南缘的小秦岭是我国重要的黄金地之一，采金历史悠久。80年代以来，随着全球找金热的蓬勃兴起，该区地质矿产调查工作逐步深入，不断有新的发现和认识。以下是小秦岭几个主要地质问题的研究现状。

1. 关于太华岩群

传统上一直认为，太华群是一套中高级变质的火山－沉积岩系，总体以火山物质为主，提出了众多的划分组建方案（表0－1）。1959年陕西区调队把出露于小秦岭地区的中变质岩系首次命名为太华群，时代置于太古宙；1982年陕西地质六队把太华群划分为五个组，自下而上为大月坪组、板石山组、洞沟组、三关庙组和秦仓沟组；1989年《陕西区域地质志》将太华群划分为上、中、下三个亚群，未建组。

1989年，林宝钦等将原阎家峪组厘定为双峰式正变质岩类组合，其原岩为拉斑玄武岩和TTG杂岩，太华群的认识取得了长足的进展。骆辉等（1991）将TTG质片麻岩单独分出，认为小秦岭太华群为绿岩带，重新厘定了太华群层序。河南地调一队（1992），认为以灰色片麻岩为该岩浆岩套主要组成部分（穿插吞蚀基性喷出岩壳，又被后期片麻状花岗岩穿切）。胡正国等（1992）则提出了太华群上部表壳岩系为一完整的海进旋回。

太华群时代一般认为属太古宙，但也有不同看法。总体上可概括为三种意见：①林宝钦（1989）、沈保丰（1991）、栾世伟等（1991），将太华群划为上、下亚群，其间为沉积间断，时代均归属晚太古代；②胡受奚等（1988），将太华群分为四组，相当于早元古代早期的产物；③陈衍景（1992）、郭抗衡等（1993），认为太华群是太古代和元古代两个时

表 0－1　　太华群划分沿革表

陕西区调队（1959）		河南区调队（1968）		河南区调一队（1982）		陕西地质六队（1982）		南京大学胡受奚等（1988）		沈阳地矿所林宝钦等（1989）		陕西地质六队晁援等（1989）	河南地调一队喻积贤等（1992）	
太古界	上太华群	太古界太华群	Ar_c	上太古界太华群	枪马峪组	上太古界	上太华群	秦仓沟组	下元古界太华群	枪马峪组	上亚群	秦仓沟组	桃峪组	枣乡峪组	焕池峪组
								三关庙组				三关庙组	秦仓沟组		
					观音堂组			洞沟组		观音堂组		洞沟组	三关庙组		观音堂组
			Ar_b		阎家峪组		中太华群	板石山组		阎家峪组		观音堂组	洞沟组		
					焕池峪组					焕池峪组	下亚群	阎家峪双峰式岩套	板石山组	侵入杂岩组合	片麻状花岗岩、灰色片麻岩、基性喷出岩
	下太华群		Ar_a		蒲峪组		下太华群	大月坪组					大月坪组		
													焕池峪组		

期的产物，故应予解体。

笔者同意将太华群归属晚太古代，分为上下两部分。其理由：①本区太华群与邻区（崤山、熊耳山、舞阳等）太华群、登封群及华北地台其它太古宙岩群（如鞍山群）具有可比性（表 0－2），而在原岩建造、变形变质程度及构造环境上，与上覆早元古界存在显著差异。②根据同位素年龄，太华群已获年龄值有 2841±1.5Ma、2620Ma（锆石 U－Pb）、2667Ma、2549±169Ma（全岩 Rb－Sr）及 2300～2200Ma、1800～1700Ma 等（张二朋等，1993），这些大于 2500Ma 年龄值，应视作太华群成岩年龄，而 2200Ma± 和 1800Ma± 年龄值代表太华群遭受的两次较强构造热事件（变质作用），分别反映了五台运动和中岳运动的影响。③太华群具有两分性，上下亚群间存在构造滑脱带（沉积间断），在岩石组合、变质程度和混合岩化等方面有明显差异。

表 0－2　　太华群与鞍山群对比表

上太华群	秦仓沟组	泥质粉砂岩类、中基性火山岩等	上鞍山群	泥砂质沉积岩类、硅镁铁质岩及中酸性、中基性火山岩	
	三关庙组	泥质粉砂岩、砂岩等			
	洞沟组	玄武岩、泥质粉砂岩等			
	板石山组	石英砂岩、粉砂岩、灰岩等			
下太华群	TTG 杂岩及拉斑玄武岩		中鞍山群	大峪沟组	英安质－流纹质，基性火山岩，沉积岩
				烟龙山组	拉斑玄武岩夹中酸性火山岩等
				山城子组	拉斑玄武岩与科马提岩互层等
			下鞍山群	沉积岩群、钙碱性火山岩群、超基性岩群（早期绿岩带）	

（据陈洪江，1983；陶铁镛等，1986）

2．区域构造特征

小秦岭太华台拱区为一东西向复式背形构造早已获得广泛认同。同时，人们逐渐认识到太华地体经历了地壳不同构造体制下的多期次多层次构造叠加（置换）作用。其代表性看法有：王润三（1987）认为本区褶皱从早到晚，经历了早期东西向片内无根褶皱、中期区域东西向复式背形、晚期北东向开阔褶皱；林宝钦等（1989）、吴文奎等（1989）认为早期为平卧褶皱，二期为同斜褶皱，三期为倒转褶皱，四期为直立开阔褶皱；蔡乃仲

(1989) 认为本区为三期重褶皱，每次主应力方向均发生变化（南北向→东西向→南北向），使褶皱轴面反复弯曲；胡正国等（1992）提出早期横向置换过程中伴有顺层为主、切层为次的角闪岩相韧性剪切带，中期褶皱伴有配套的绿片相脆韧性剪切带，晚期褶皱则有脆性断裂产出。近年来，大陆伸展构造及其控矿意义日益受到重视，有的学者提出了小秦岭变质核杂岩构造的认识。胡正国等（1994）称为“小秦岭拆离－变质杂岩核构造”，石铨曾等（1996）则探讨了豫西变质核杂岩与金矿的关系。

3. 变质作用和岩浆活动

小秦岭基底岩系的变质作用一般达高角闪岩－麻粒岩相，属中－高温变质，主变质期为阜平期。其形成方式主要有两种类型，一种与区域热动力变质作用有关的面型角闪岩相，另一种与构造活动有关的线型角闪岩相（韧性剪切带），前者又可分为低角闪岩相和高角度岩相，其展布与区域复式穹隆基本一致。目前许多研究者提出，继角闪岩相区域变质作用之后，随着地壳的不断抬升，在脆韧性剪切带内叠加了绿片岩相动力退变质作用，呈带状产出，与金矿关系密切。

本区花岗岩研究近年有许多新的进展。尚瑞均、严阵（1988）将本区花岗岩分为三类，①陆壳交代型：与太华群围岩呈渐变过渡关系，为陆壳遭受变质与混合岩（花岗岩）化而形成，如张家坪、翠华山岩体等；②陆壳重熔深成型：规模大，侵入接触界线清楚，岩石化学特征与太华群相似，如华山、老牛山、文峪岩体等；③陆壳重熔浅成型：呈小岩体，围岩接触变质明显，富钾，与钼成矿关系密切，如金堆城、南泥湖岩体等。

太华群混合岩化作用强烈，混合岩类型较多，一般认为花岗伟晶岩及交代－重熔型花岗岩均属混合岩化作用的产物。李民贤等（1987）认为，本区混合岩化作用受区域构造的控制，从大月坪复背形核部到两翼及倾没端，依次可划分三个混合岩化带（即混合片麻岩－混合花岗岩带、注入混合岩带、混合岩化变质岩带），混合岩化程度逐渐变弱。

4. 太华地体属性问题

太古宙最为广泛分布的地体是花岗－绿岩组合和高级变质组合，小秦岭基底岩系普遍被认为属于花岗－绿岩带组合。胡受奚等（1988）认为，华北地台南缘是由太华地块（小秦岭等）和嵩箕地块拼贴而成，前者属大洋型（O型）花岗－绿岩地体，具有形成金矿的良好条件，而后者属陆壳型（C型）花岗－绿岩地体，不利于大型金矿的形成。沈保丰(1993) 指出，华北地台广泛发育由高级区和花岗－绿岩带组成的太古宙克拉通，并把中国太古宙绿岩分为夹皮沟型、清原型和小秦岭型。

另一种意见（张国伟等，1985）则认为，太华群和登封群均属古老英云闪长岩套，可能代表早期先存的硅铝质地壳，但太华群属高级片麻岩区，登封群为花岗－绿岩区。Kroner（1988）根据登封群和太华群单晶锆石离子探针测定（SHRIMP）提出，嵩箕地区的登封群为花岗－绿岩，其露头东部变凝灰岩年代为 2511 ± 4Ma，其南面的太华群英云闪长质片麻岩侵位年龄为 2841 ± 5Ma，代表古陆壳的太华群年龄可能达 2950Ma。

看来太华地体属性仍存在着争议，归根结底可能还是关于早前寒武纪原始地壳的认识仍有待于继续探索和深化。

5. 主要的金矿研究认识

小秦岭金矿的主要控矿条件目前渐趋一致。其主要共识包括：①古老基底岩系对金矿

有控制作用，即太华群为金矿的矿源层；②变质作用和混合岩化均促使金元素活化迁移；③岩浆活动（尤其是燕山期花岗岩）可能为成矿提供了热源；④金矿赋存于各类剪切带中，构造控矿特征明显；⑤主要金矿类型为石英脉型和构造蚀变岩型。

金矿成因是本区地质研究中分歧颇大的一个问题。先后提出的观点有变质热液说、花岗岩浆热液说、侧向源成矿说、混合热液成矿说及伸展构造成矿说等。朱奉三（1989）将小秦岭金矿划归为区域变质热液型，强调变质热液作用使金活化、迁移及成矿。栾世伟（1990）认为，成矿受太华群控制，糜棱岩带宏观控制金矿带，区域变质－混合岩化只起活化因素，燕山期花岗岩是主要控制因素。胡受奚等（1991）将板块构造引入本区地质研究，建立了碰撞造山成岩成矿模式，认为在A型俯冲（陆内俯冲）背景下，改造型和同熔型花岗岩常呈孪生花岗岩带分布，小秦岭金矿与改造型花岗岩形成有关。晁援等（1989）认为金成矿与燕山晚期重熔岩浆活动有关，成矿介质水为混合水，把成因类型确定为岩浆期后热液石英脉型。刘连登（1991）认为小秦岭金矿属于后韧性剪切带金矿，强调韧性剪切带与金矿分别形成于不同的构造环境，其间有地质间断，并且韧性剪切带只是间接控矿（导矿构造），直接控矿构造是叠加于其上的脆性断裂。梁文艺等（1993）认为随着地体的持续抬升，先成韧性剪切带由深层次构造域逐步进入浅层次脆性域，同时剪切带同步下切，造成剪切带由韧性到脆性的有序叠加，而导致金的迁移与成矿。王友文等（1986）认为，区域变质和混和岩化作用促使矿质溶解、迁移及富集成矿，燕山期岩浆活动对金矿起叠加改造作用（富化），小秦岭金矿是多元成矿的典型代表。

上述各家观点都有相应的地质依据，各自强调的侧重点各异，但主要差异在于导致金成矿的地质营力不同，而这恰是金矿研究中的根本问题和难点问题。

由于对本区金矿成因认识很不一致，因而持不同观点的研究者将金矿形成时代划归不同的地质时期，但多数置于燕山期。据新近研究（李华芹等，1993），在杨家峪和金洞岔矿区，石英－黄铁矿阶段石英包裹体年龄为278±19Ma，黄铁矿－石英和多金属－石英阶段石英Rb－Sr等时年龄为162.4Ma。由此为认为主成矿期发生于160～170Ma，与文峪花岗岩成岩时代（172.8±8.7Ma）基本一致，还可能与海西－印支期构造－岩浆活动有一定关系。另一方面，文峪岩体 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 比值0.7080±0.0001，岩体内辉钼矿－石英脉中石英包裹体 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 比值0.7144±0.0004，含金石英脉中石英 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 比值0.7423±0.0001和0.7438±0.0004，文峪岩体与矿体间初始锶比相差甚远，成矿物质直接（主要）来源于岩体的可能性很小，可能主要来源于下伏太华岩群。

三、研究思路与方法

小秦岭大规模的地质调查工作始于60年代，其间地质工作程度不断深入，新理论、新观点相继提出，黄金储（产）量迅速增长。普遍认为本区成矿地质条件优越，资源潜力巨大。另一方面，我们还应看到小秦岭的一些重大基础地质问题（如太华群组成与属性、构造变形、断裂与褶皱的成生关系、变质与变形作用、花岗岩与金成矿机制等）仍没有很好地解决，找矿难度日益增大，许多矿山资源资源处于危机状态，小秦岭地质勘查－开发面临严峻挑战。这就需要研究者不断运用新理论和新的技术方法，勇于探索，把小秦岭地质找矿推向新的阶段。

矿田构造研究直接与地质构造学和矿床学密切相关。区域地质构造提供了内生矿产形成的背景和控制条件，而矿床的形成是区域地质发展历史特定阶段的产物，也是地体构造演化过程中的地质表现之一。本文拟以地质构造演化为基础，从剪切带、伸展构造、变质核杂岩及其岩石变形的运动学和动力学研究着手，分析成矿地质背景，总结构造控矿模型，对研究区做出成矿预测。在方法上，运用构造学和矿床学的新理论，宏观观察研究与微观解析相结合，综合分析新的地质、地球化学、地球物理等实际资料，尤其要重视金成矿构造环境的分析。正如 A·H·G·米契尔所指出那样："构造环境是控制矿床类型、矿床变形以及保存潜力等方面的主要因素。"

主要研究内容如下：

1. 通过地质调查和研究，分析金矿成矿的地质背景和构造环境，总结成矿控制因素。

2. 解剖代表性金矿床，利用伸展构造的观点重新认识已有地质、矿产资料。

3. 着重研究不同类型、不同级别的剪切带地质特征和发展演化史，探讨构造作用对于金矿形成、富集与分布的控制特征。

4. 比较研究石英脉型与蚀变岩型金矿的矿化特征和控矿因素，注意不同类型金矿床之间的横向对比分析。

5. 加强综合研究，把握两种类型金矿成矿规律，建立构造控矿模式，并运用成矿模式对预测区（潼峪－驾鹿）进行综合分析，做出成矿预测。

第一章　区域地质背景

第一节　地层与岩石组合

小秦岭地壳组成具有典型的双层结构特征。结晶基底为上太古界中深变质岩系，出露于北部太华台拱区，盖层由元古界和下古生界的沉积变质岩、沉积岩类组成，出露于南部金堆城台凹区（图 1－1）。

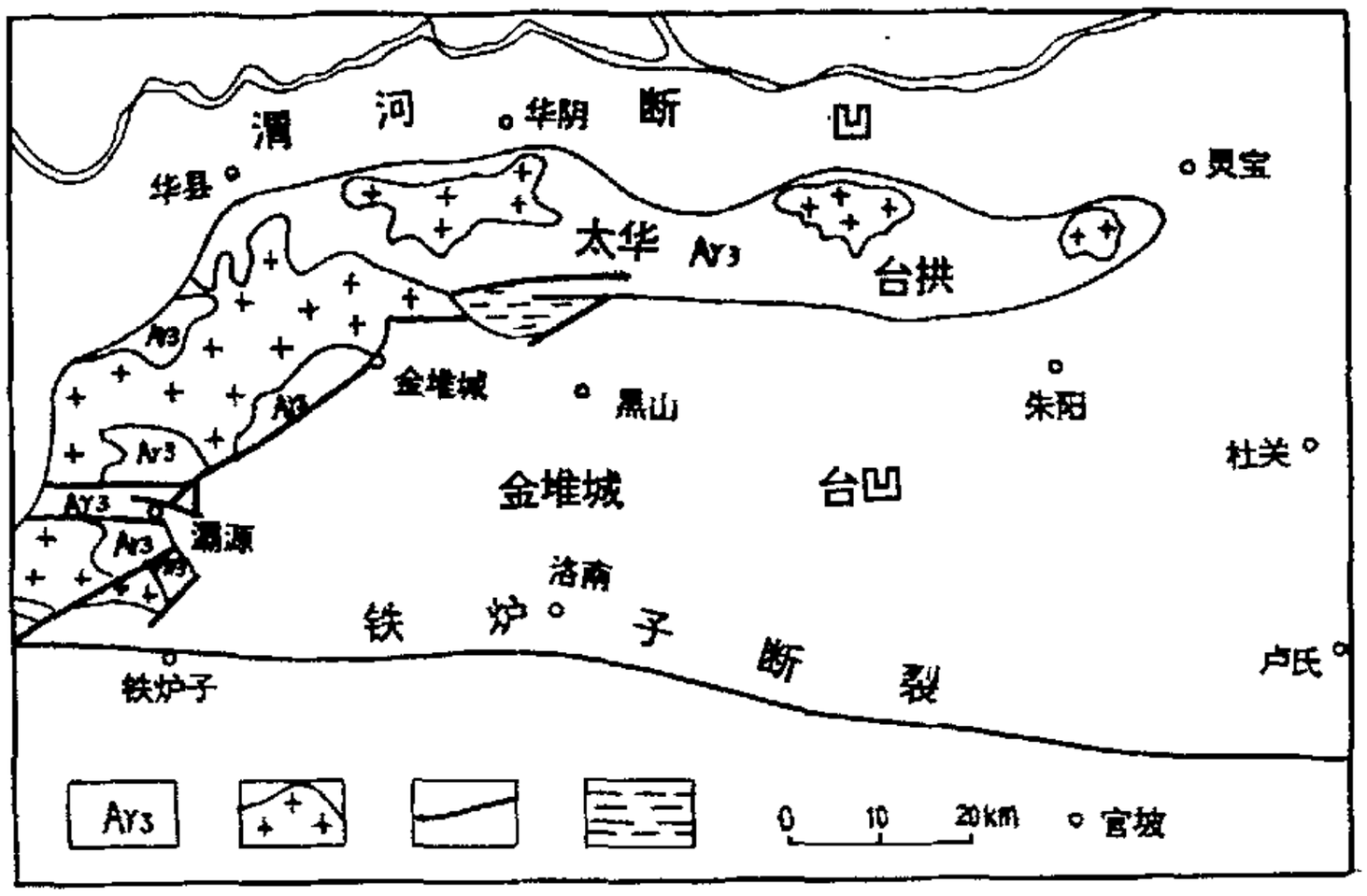


图 1－1　小秦岭大地构造分区略图

1. 太华岩群（Ar_3）；2. 燕山期花岗岩；3. 断裂构造带；4. 韧性剪切带

一、上太古界太华岩群（Ar_3th）

原太华群经历了多期变形变质作用，原岩层序与面貌受到极大破坏、改造，前人认识及划分方案等存在颇大争议。本文根据众多研究资料和野外地质特征，将原太华群改称为太华岩群。进一步划分岩组，具构造岩石单位的性质。

1. **下太华岩群**：即大月坪岩组或间家峪双峰式岩套，主要分布在太华台拱中心部位，构成大月坪－金罗斑背形（F_3）和太湖－灵湖背形（F_3）核部。岩性为以奥长花岗岩、英云闪长岩、花岗闪长岩为原岩的片麻岩（即 TTG 岩系）和斜长角闪岩。

TTG 质片麻岩类：有黑云斜长片麻岩、黑云二长斜长片麻岩、斜长花岗岩、石英闪长岩等（表 1－1），鳞片粒状变晶结构、花岗结构，块状、带状、片麻状构造，主要矿物有钠质斜长石、石英、黑云母及少量角闪石、微斜长石等。岩石化学（林宝钦等，1988；

表 1－1　　太华岩群主要变质岩石学特征表

	岩石	结构 构造	主要矿物	次要矿物	微量矿物
片麻岩类	黑云斜长片麻岩	鳞片粒状(花岗) 片麻状、条带状	斜长石＋钾长石 50－60%、石英 10－25%、黑云母 5－20%	白云母、角闪石、绢云母、绿泥石、绿帘石、黝帘石	磷灰石、磁铁矿、锆石、榍石、石榴石
	角闪斜长片麻岩	柱粒状变晶 片麻状、条带状	斜长石＋钾长石 50－60%、角闪石 10－30%、黑云母 5% ±	石英、透辉石、绿泥石、绢云母	磁铁矿、磷灰石、黝帘石、锆石
	矽线石榴斜长片麻岩	纤状粒状变晶 片麻状	斜长石＋钾长石 20－60%、黑云母 5－20%、石英 25－40%	矽线石、石榴石、白云母	锆石、磷灰石、榍石、磁铁石
	石墨斜长片麻岩	鳞片变晶 片麻状	斜长石＋钾长石 40－50%、石英 10－20%、石墨 5－20%	白云母、绢云母、黑云母	石榴石、矽线石、磷灰石、锆石
角闪质岩类	斜长角闪岩	粒柱状变晶 片麻状、块状	角闪石 40－65%、斜长石 35－50%、黑云母 10% ±	石英、绿泥石、绢云母、绿帘石	磁铁矿、磷灰石、石榴石、锆石、榍石
石英—长英质变粒岩类	石英岩	细－粗粒变晶 块状	石英 65－95%、微斜长后 5% ±	黑云母、绢云母	锆石、磷灰石、磁铁矿、白云母
	浅粒岩	粒状变晶 块状、片麻状	斜长石＋钾长石 40－70%、石英 20－65%	绢云母、黑云母、钠长石、绿帘石	磷灰石、锆石、榍石、石榴石、褐帘石
	黑云变粒岩	细－中粒变晶 块状片麻状	斜长石＋钾长石 40－60%，石英＋黑云母 20－65%	绢云母、黑云母、钠长石、绿帘石	磷灰石、锆石、榍石、石榴石、褐帘石
	麻粒岩	粒状变晶 块状	钠长石 40%，微斜长石 25%、石英 20%	黑云母、紫苏辉石	锆石、磷灰石
碳酸盐岩类	蚀变大理岩	粒状变晶 块状	白云母、方解石	透闪石、透辉石、金云母、硬石	榍石、黄铁矿

李俊健等，1992），$SiO_2$61.39%～76.76%，Al_2O_3 均值偏低（14.56%），FeO＋MgO3～6%，CaO 平均 2.4%，富 Na 贫 K，Na_2O/K_2O 值大于 1，与典型英云闪长－奥长花岗岩基本一致。稀土总量较低（64.53～179.02×10^{-6}），LREE/HREE 为 9.45～17.20（图 1－2），在 SiO_2 分布频率直方图上，TTG 杂岩与拉斑玄武岩显示双峰式分布特征。

斜长角闪岩：透镜体或残块状包于 TTG 质片麻岩中，透镜体长轴与 S_1 一致。主要矿物有斜长石和角闪石（部分含石英），花岗变晶结构、变余辉绿结构，气孔－杏仁构造及火山碎屑构造。岩石化学研究表明（李俊健等，1992），这套岩石属富铁拉斑玄武岩，形成于陆内裂谷环境；而 TTG 质片麻岩是由拉斑玄武岩转化为斜长角闪岩部分溶融形成的。TTG 质片麻岩$^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始值为 0.703，与斜长角闪岩相近（0.701），均具幔源性质，也反映了二者的成因联系。这表明在绿岩带形成之前，华北地台南缘可能已存在古老的硅铝质地壳，由于强烈的拉张作用，导致在硅铝壳基础上形成近东西向裂谷型绿岩带。

2. **上太华岩群**：自下而上分为板石山岩组、洞沟岩组、三关庙岩组和秦仓沟岩组。

板石山岩组：主要岩性为石英岩、黑云斜长片麻岩、石墨斜长片麻岩、矽线石榴片麻岩、浅粒岩及斜长角闪岩、大理岩等，原岩是一套以碎屑－炭泥质岩为主的沉积建造，夹少量镁铁质火山岩。与下伏大月坪岩组为层间滑脱或具强变形带特征。

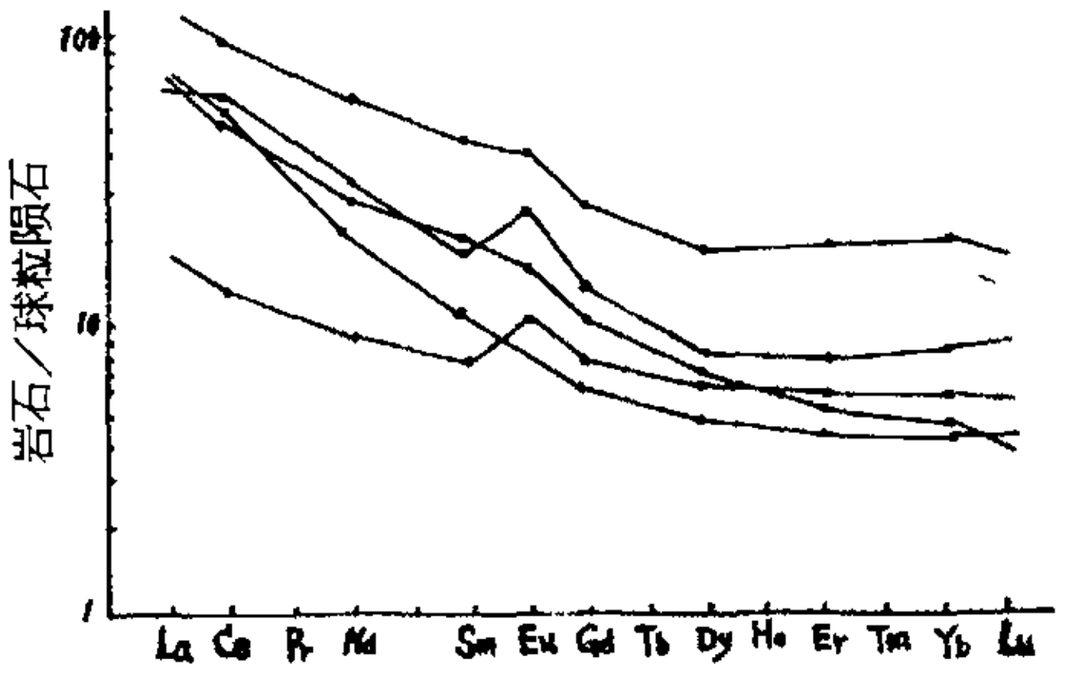


图 1－2　TTG 岩系稀土元素分配模型图
（据李俊建等，1995）

洞沟岩组：下部以条带状黑云斜长片麻岩为主，夹斜长角闪岩透镜体；上部以（角闪）黑云斜长片麻岩为主，次为变粒岩、浅粒岩、麻粒岩等，原岩以长英质火山岩为主，镁铁质火山岩、碎屑岩为次。向上火山岩减少，沉积碎屑、泥灰质岩增多。

三关庙岩组：下部黑云斜长片麻岩与浅粒岩、变粒岩互层，夹斜长角闪岩透镜体；上部以浅粒岩、变粒岩为主，黑云斜长片麻岩、黑云角闪斜长片麻岩次之，原岩为长英质火山岩夹少量镁铁质火山岩和沉积岩。

秦仓沟岩组：主要岩性为黑云斜长片麻岩、黑云变粒岩、浅粒岩及黑云角闪斜长片麻岩、矽线石榴片麻岩，条带状、条纹状构造，原岩以长英质火山岩和火山碎屑岩为主，夹泥质岩。以其底部角闪斜长片麻岩与下伏三关庙岩组浅粒岩分界。

总体而言，上太华岩群是一套具孔兹岩特征的变质（火山）沉积岩，原岩为各种类型的沉积岩，部分为中基性和中酸性火山－火山沉积岩，而下太华岩群是由斜长角闪岩与侵入其中的 TTG 质片麻岩构成。两者在岩石组成上明显不同，且以滑脱构造带接触。

二、元古宇

出露比较完整，主要分布于朱家沟断裂以南的台凹区，发育海相碎屑岩类和碳酸盐岩类，地层划分方案见表 1－2。

1. **下元古界铁铜沟组**（P_1^2t）：岩性单调稳定，以灰白色薄－中厚层含白云石英岩为主，局部夹含石榴二云石英片岩和大理岩透镜体，石英岩中常见波痕、斜层理，底部有不稳定的底砾岩、含砾石英岩。属滨海相海湾亚相－边缘浅滩亚相沉积，与下伏太华岩群呈角度不整合接触（滑脱构造带）。

2. **长城系熊耳群**（Pt_2^1xn）：与下伏铁铜沟组为不整合接触，在缺失铁铜沟组的地方直接不整合于太华岩群之上。可分为三个亚群。

下亚群以变质玄武岩、安山岩为主，夹绢云（绿泥）石英片岩、绢云片岩，底部有不稳定底砾岩。中亚群主要为流纹岩、流纹质凝灰岩，夹安山岩、英安岩及云母石英片岩等，以酸性火山岩为主。上亚群主要为安山岩、玄武岩及玄武安山岩，夹泥钙质板岩、凝灰质极岩、流纹岩及石英砂岩等，具枕状、气孔－杏仁构造。熊耳群总体上是一套海相中基性－酸性火山喷发岩系，向上沉积岩减少，火山岩增加。

表 1－2　　小寨岭前寒武系列分表

地层单元			时限(Ma)	地层	岩性
上元古界	震旦系	Z_b	700±	罗圈组	碎屑岩＋冰碛层
		Z_a	800±	石北沟组	含炭硅泥质－细碎屑岩
	青白口系（Pt_3^1）		1000±		
中元古界	蓟县系（Pt_2^3）			洛南群	镁质碳酸盐岩＋细碎屑岩
			1400±	高山河群	镁质碳酸盐＋碎屑岩
	长城系（Pt_2^1）			熊耳群	中基性－酸性火山岩系
下元古界	Pt_1^2		1850±	铁铜沟组	碎屑岩＋含泥碎屑岩
	Pt_1^1		2200±		
上太古界	Ar_3		2500±		火山－沉积岩系
					TTG 杂岩及拉斑玄武岩

3. 中元古界蓟县系高山河群（Pt_2^2g）和洛南群（Pt_2^2ln）

3.1　高山河群（Pt_2^2g）：与下伏熊耳群呈角度不整合，在缺失铁铜沟组、熊耳群时直接不整合于太华岩群之上。可分为三个组，即板岔沟组、二道河组和陈家涧组。

板岔沟组：主要为石英砂岩，夹泥沙质板岩、绢云板岩、粉砂岩及长石石英砂岩，底部有底砾岩和赤铁矿层。中上部绢云板岩、粉砂质板岩构成含钾层位。

二道河组：整合于板岔沟组之上，发育镁质碳酸岩。下部粉砂质绢云板岩与石英砂岩互层，局部底部见赤铁矿层；中部为石英砂岩，夹钙质砂岩、粉砂质板岩及白云质砂岩等；上部为硅质白云岩、隐晶白云岩，夹石英砂岩、长石石英砂岩等。

陈家涧组：下部为石英砂岩，中部为粉砂质绢云板岩夹薄层细砂岩，上部为石英砂岩夹粉砂质板岩。底部含不稳定的赤铁矿层。

总之，高山河群下部为滨海－浅海相碎屑岩沉积，中部为浅海镁质碳酸盐岩－碎屑岩沉积，上部为滨海－浅海相碎屑岩沉积，构成海进－海退沉积序列。下部物质成分较粗，中部变细，上部复变粗。铁质沉积于中部和上部的底部，构成含铁层位。

3.2　洛南群（Pt_2^2ln）：与下伏高山河群呈平行不整合接触，分四组，即龙家园组、巡检司组、杜关组及冯家湾组。

龙家园组：主要为硅质条带（纹）白云岩、粉晶－细晶白云岩、鲕粒白云岩等，底部有不稳定含砾砂岩及砾岩。下部物质成分较粗，上部变细，钙镁质渐增，沉积环境较稳定。为浅海相镁质碳酸岩沉积，呈海进层序。

巡检司组：主要为白云岩，普遍有燧石条带（结核）或硅质条纹，顶、底部均有碎屑岩夹层。下部为滨海－浅海相碎屑岩－泥质镁质碳酸盐岩，中部为浅海相硅镁质碳酸盐岩，上部为滨海－浅海相镁质碳酸盐岩，组成海进－海退序列。

杜关组：为硅质条带（纹）白云岩、隐晶－细晶白云岩、绢云云板岩、变粉砂岩等，平行不整合于巡检司组之上，物质成分向上呈粗－细－粗变化，属滨海－浅海相碎屑岩－泥质碳酸盐岩建造，组成海进－海退序列。

冯家湾组：主要为粉晶－微粒不等粒白云岩及绢云板岩、石英砂岩等，属滨海－浅海相碎屑岩－硅镁质碳酸盐建造，向上陆源碎屑物增加，物质成分渐变粗，组成海退序列。

综上，洛南群以浅海相镁质碳酸盐岩为主，夹白云质砂岩、粉砂质板岩，细碎屑岩向上增多，反映中元古代末期盆地渐趋收缩。

4. 上元古界（P_{t3}） 包括青白口系大庄组和震旦系罗圈组。

大庄组：主要为炭质板岩、炭质绢云板岩、炭质硅质岩和含炭粉砂泥质板岩，与下伏冯家湾组平行不整合，属浅海相富炭硅的泥质－细碎屑沉积。

罗圈组：主要为粉砂岩、石英砂岩、层纹状泥砾岩等，下部冰川相沉积，上部滨海相细碎屑岩沉积，与下伏大庄组平行不整合。一般认为是冰川堆积。

三、下古生界寒武系（∈）

1. 下寒武统（$∈_1$）： 包括辛集组、朱砂洞组、馒头组。辛集组为含磷岩系，由白云岩、含磷粉砂质白云岩、粉砂岩及磷块岩组成；朱砂洞组主要为白云岩、白云质灰岩、页岩等；馒头组以钙质泥岩、泥灰岩、泥质白云岩为主。属平静－动荡－平静的沉积过程，海水渐深，总体上为镁质碳酸盐沉积。

2. 中寒武统（$∈_2$）： 毛庄组、徐庄组、张夏组。毛庄组由钙质砂岩、泥灰岩、粉砂质板岩及砂质灰岩组成；徐庄组为泥质灰岩、鲕状灰岩及粉砂质页岩等；张夏组以发育鲕状或竹叶状碳酸盐岩为特征。本统主要属陆源碎屑和镁质碳酸盐岩沉积。

3. 上寒武统（$∈_3$）： 崮山组、长山组、凤山组。崮山组以薄层灰岩、鲕状或竹叶灰岩为主；长山组以泥质白云岩为主；凤山组为泥质白云岩、白云岩及灰岩等。本统总体上属镁质碳酸盐岩沉积。

第二节　岩浆活动

小秦岭岩浆活动广泛而强烈，具有明显的大陆地壳发展演化特征。太古宙以中基性－中酸性火山喷发及 TTG 质岩浆侵入为特征，元古宙为中基性－中酸性火山喷发与花岗岩浆侵入，加里东－海西期发育基性岩脉（墙），燕山期先是花岗岩基侵入，继后有广泛的中酸性小斑岩活动（表 1－3）。

一、阜平期岩浆活动

太华岩群的各种变质岩可归纳为斜长角闪岩、片麻岩、变粒岩及大理岩等四类。岩石学分析表明，斜长角闪岩类原岩为拉斑玄武岩，多数片麻岩和变粒岩原岩为玄武安山岩、流纹英安岩及碎屑火山岩，大理岩和部分片麻岩、石英岩原岩属滨海－浅海相碎屑岩、碳酸盐岩（王战等，1991；黎世美等，1996），构成基性、中基性火山岩－中性、中酸性火山岩－沉积岩序列。在下太华岩群产有大量 TTG 质片麻岩，与镁铁质火山岩（拉斑玄武

岩）共生。现在多认为，幔源的拉斑玄武岩先发生沉降，在一定深处经部分熔融衍生出TTG岩浆，侵入而成为TTG杂岩，后经变形－变质转变为灰色片麻岩。由拉斑玄武岩演化生成TTG侵入杂岩的过程，应是本区晚太古宙重要的岩浆事件。可见阜平期岩浆活动表现强烈，并具多期次特点（至少3次）。

表1－3　　小秦岭岩浆活动分期

时限(Ma)	构造活动期	岩石类型及代表岩体		同位系年龄(Ma)	产状
	燕山期	云煌岩		75.9(K－Ar)	岩脉，穿切所有岩石、矿脉
		二长花岗岩	华山岩体	166(Rb－Sr) 85.06－124.2(K－Ar)	岩基，被石英脉穿切
			老牛山岩体	85.4－157.6(K－Ar)，181.1－199.7(K－Ar)，145.6(Rb－Sr)	
			娘娘山岩体	135.32(Rb－Sr)，102.3(K－Ar)	
			文峪岩体	165(Ar－Ar)，172(Ar－Ar)179.6(Rb－Sr)，113.4－113.9(K－Ar)	
		花岗闪长岩(木龙沟)，花岗斑岩(金堆城)		142(K－Ar) 132(Rb－Sr)－148(K－Ar)	斑岩群
195	印支期	正长斑岩(全区)		202－213(K－Ar)	岩脉，穿切辉长辉绿岩、辉绿(玢)岩
230	海西－加里东期	辉绿(玢)岩(全区)			岩脉，穿切辉长辉绿岩
		辉长辉绿岩(全区)		418(K－Ar)	岩脉，穿切变质岩、伟晶状花岗岩
		黑云母花岗伟晶岩		506.8(K－Ar)	
600	晋宁期	?			
1400	熊耳期	花岗岩	小河岩体	1463(U－P_b)	岩株，高山河群不整合于其上
			桂家峪、石母峪、张家坪	1745(U－P_b)，1552(Rb－Sr)	岩株
		中基－中酸性火山岩(熊耳群)		1780－1454(Rb－Sr)	层状
1900	中条期	花岗伟晶岩(大湖峪)		1975(U－Pb)	岩脉，穿切花岗质片麻岩
2500	阜平期	TTG岩系及花岗岩 拉斑玄武岩		2549(Rb－Sr) 2261(Rb－Sr) 2029(Rb－Sr)	似层状 层状

二、熊耳期岩浆活动

1. **熊耳群火山岩**：主体为喷发相熔岩亚相，局部有火山碎屑熔岩、细火山碎屑岩。包括两个亚旋回：第一亚旋回（下－中亚群）早期为基性或中性岩浆溢流，晚期转为酸性

岩浆溢出；第二亚旋回（上亚群）为中－基性岩浆溢出，中晚期局部出现基性火山爆发。岩系主要由火山熔岩与火山碎屑岩组成，显示双峰式特征，属偏碱性系列，构造背景是大陆裂陷火山盆地。

2. **小河岩体**：分布于小河边缘韧性剪切带南侧，呈东西向带状岩株产出，侵入太华岩群，与高山河群为沉积接触。延伸方向与南缘剪切带一致，其形成明显受该剪切带控制。为黑云母二长花岗岩，以富 SiO_2 和 K_2O（$K_2O>Na_2O$）、稀土总量较高、铕亏损为特征，明显与元古宙花岗岩相似（表 1－4）。

表 1－4　　熊耳期花岗岩平均化学分析表(wt%)

岩　体	样品数	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	Cao	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O^+	灼减
小河	8	72.48	0.16	13.64	1.04	1.18	0.05	0.47	1.28	3.41	4.94	0.06	0.38	0.72
石母峪	2	64.35	0.82	14.94	1.85	4.65	0.07	0.95	3.48	2.75	4.41	0.33	0.73	0.56
桂家峪	3	65.58	0.69	13.77	2.56	5.30	0.16	0.80	2.38	2.90	5.00	0.22	0.56	0.56
花岗岩（黎彤，1962）		71.27	0.25	14.25	1.24	1.62	0.08	0.80	1.62	3.79	4.03	0.16	0.56	

（据河南 1:5 万区调）

3. **桂家峪岩体**：呈岩株状侵入太华岩群，为黑云母角闪二长花岗岩。块状及片麻状构造，SiO_2 含量偏高，K_2O 和 Fe_2O_3+FeO 明显高（表 1－4），稀土总量较高，铕亏损，其特征与元古宙花岗岩相似，而不同于中生代花岗岩。

4. **张家坪岩体**：近东西向延展，由钾长花岗岩、二长花岗岩、混合花岗岩组成，块状及片麻状构造等。可分为三个结构单元（魏刚锋等，1993），从早到晚 Fe_2O_3、MgO、Na_2O 含量趋于增加，Al_2O_3 与 SiO_2 呈互为消长关系，Na_2O+K_2O 偏高（8.24－9.91%）。

三、燕山期岩浆活动

燕山期是本区又一个岩浆活动高潮，反映了地壳经过一段稳定阶段后活动性又趋增强。早期主要是花岗岩基，晚期转为中－酸性斑岩活动。

1. **燕山早期**：主要形成文峪、娘娘山、华山、老牛山、蓝田花岗岩体，大致沿山前断裂南侧串珠状分布，多以岩基产出，属陆壳重熔深成型。

文峪岩体分布呈近东西向椭园形，岩株状侵位于太华岩群，分为三个岩浆活动期（1:5 万区调，下同），主要矿物有斜长石（25～40%）、钾长石（25～35%）、石英（25～30%）、黑云母（3～5%）等。娘娘山岩体近圆形，以岩株状侵位于太华岩群，分为两个岩浆活动期，主要矿物有斜长石（25～40%）、钾长石（25～40%）、石英（25～30%）、黑云母（5%）等。华山岩体呈岩基状产出，近东西向延展，侵位于太华岩群，主要矿物有斜长石（33～46%）、钾长石（25～30%）、石英（24～34%）、黑云母（1～3%）等。老牛山岩体呈 70°方向展布，不规则岩基状，侵位于太华岩群、熊耳群、高山河群。分四次侵入，主侵入体矿物有斜长石（31～42%）、钾长石（24～43%）、石英（24～26%）、黑云母（3～7%）等。有些研究者依据一些同位素年龄（华山岩体 Ar－Ar 法 281Ma，老牛山岩体 Rb－Sr 法 428Ma），将华山、老牛山岩体时代置于加里东－海西期，本文仍将其归属燕山期，这样更符合本区地质构造演化规律。

据岩石化学（表1－5），燕山早期花岗岩体 SiO_2、Al_2O_3、Fe_2O_3+FeO、$CaO+MgO$ 十分接近，与中国花岗岩平均值相似。文峪、娘娘山、华山岩体 Na_2O 偏高，$Na_2O>K_2O$，接近中国花岗岩平均值。稀土配分曲线呈右倾斜型，轻稀土富集，轻、重稀土分馏高、铕亏损弱或不明显，这与前寒武纪花岗岩稀土总量高、铕亏损明显等特征不同。

表1－5　　中生代花岗岩平均化学成分表(wt%)

岩体	样品数	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O^+	灼减
华山	8	71.06	0.20	14.93	1.18	0.94	0.06	0.67	1.52	4.67	4.13	0.06	0.21	0.28
老牛山	26	71.00	0.25	14.46	1.37	1.19	0.45	0.61	1.76	3.98	4.41	0.11	0.49	0.45
娘娘山	8	72.49	0.17	14.17	1.01	1.09	0.06	0.49	1.38	4.09	3.98	0.11	0.36	0.66
文峪	14	70.77	0.18	14.62	1.26	1.30	0.09	0.54	1.87	4.35	4.06	0.07	0.29	0.39
金堆城	6	76.82	0.09	12.44	0.69	0.72	0.02	0.13	0.56	3.48	5.31			

（据严阵等，1985；河南1:5万区调）

李华芹（1993）测定了文峪岩体（全岩）和岩体内石英脉中石英流体包裹体 Rb－Sr 等时年龄，分别为 172.8Ma 和 163.8±8.7Ma，与胡受奚等（1988）的 Rb－Sr 年龄 172.5～176.9Ma 一致。而文峪岩体锆石 U－Pb 和谐年龄为 2151±22Ma（上交点）、124±2Ma（下交点），颗粒锆石 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 年龄 1587±5Ma，这些数据揭示了花岗岩的生成演化历史和区域地质背景，说明燕山期花岗岩含有大量古老再循物质，保留着其源岩（太华岩群）某些特征和成岩－变质等信息。

2. **燕山晚期**：以中－酸性入侵体（岩株）为主，面积一般小于 $1km^2$，具明显的方向性（NE－NEE 向）。主要岩体有金堆城、石家湾花岗斑岩体、黑山岩体群、木龙沟花岗闪长岩体群等。下面以金堆成岩体为例阐述燕山晚期岩浆活动特征。

金堆城岩体总体呈 NNW 向延伸，出露面积 $0.06km^2$，侵位于熊耳群安山玢岩中。岩体蚀变强烈，主要为绢云母化和云英岩化花岗斑岩，边部发育晚期伟晶花岗岩脉、石英脉。据岩石化学（表1－5），SiO_2、K_2O 含量偏高，属富钾超酸性岩石，而 Al_2O_3、Fe_2O_3、FeO、CaO、MgO 含量偏低。岩体中产有大型斑岩钼矿床。

四、脉岩

主要有辉长辉绿（玢）岩、辉绿（玢）岩、正长斑岩、云煌岩及花岗伟晶岩等，强度不大，分布较广，具深源性质。形成时代主要为加里东－海西期，是地台稳定隆升阶段的产物，一般与造山期后应力衰减或消失有关。

辉长辉绿（玢）岩主要分布于太华台拱区，其走向以东西向为主，NE、NW 向次之，辉长－辉绿结构。主要矿物有斜长石（45～55%）、普通辉石（30～40%）、石英（5～10%）等，常有纤闪石化、黑云母化、绿帘石化、绢云母化及碳酸盐化等蚀变。均沿断裂侵位，边界清晰，无冷凝边及交代现象。辉绿（玢）岩规模一般不大，长 100～500m，个别长 1～3km，走向 EW、NE 向，细－隐晶质结构，变余辉绿结构，常具黑云母化、绢云母化、纤闪石化、绿泥（帘）石化等。部分辉绿岩脉产于脆韧性剪切带中，已糜棱岩化和

片理化，蚀变强烈，有些具金矿化。

岩石化学（表1-6），这些基性岩脉与中国玄武岩平均值相比，SiO_2 和 Fe_2O_3+FeO 较高，富钾、贫钙、贫镁。其稀土总量为292.92~385.5×10^{-6}，LREE/HREE值为8.48~9.36，Eu亏损不明显，稀土配分曲线呈右缓倾平滑型（喻积贤等，1992）。

表1-6　　基性岩脉平均化学成分表(wt%)

岩体	样品数	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	P_2O_5	H_2O^+	灼减
辉长辉绿岩	2	54.95	1.30	14.60	1.27	8.71	0.13	4.67	7.14	1.98	2.59	0.47	0.12	0.63
辉绿岩	9	54.24	1.58	14.22	3.46	8.27	0.15	4.31	6.64	2.32	2.66	0.43	0.91	1.57
基性岩（黎彤，1962）		48.25	2.08	14.90	4.17	7.61	0.21	6.93	8.27	1.72	3.30	0.56	1.47	

（据黎世美等，1996）

正长斑岩脉属碱性岩类。受断裂控制，呈NE、EW向展布，一般规模较小，主要分布于基底岩系及中盖层中。斑状结构，斑晶为板条状正长石或微斜长石等。切穿辉绿岩脉，又被煌斑岩脉穿切，属印支期产物（213.1±5.7Ma）。

第三节　变质作用及混合岩化作用

变质作用在小秦岭尤其是出露基底岩系的太华台拱区有普遍而强烈的表现，总体上早期是区域进变质作用，普遍达角闪岩相（局部麻粒岩相）；中期是区域退变质作用及动力退变质作用，达绿片岩相；后期才有热接触变质作用，出现在印支-燕山期花岗岩体与围岩的接触部位，表现非常局限。这一演化过程主要受本区地壳在地质历史中的构造层次的制约，与地体不断抬升过程中的温压环境条件密切相关。

一、变质相

1. **角闪岩相：**依据变质矿物组合，可分为高角闪岩相和低角闪岩相。高角闪岩相分布在太华台拱中心地带，低角闪岩相多分布在外围，麻粒岩相分布十分局限。

高角闪岩相主要分布在下太华岩群和上太华岩群部分区段（表1-7）。其中黑云母Ng呈棕褐-红棕色，普通角闪石Ng呈褐黄-黄绿色，以中长石为主，并出现单斜辉石和铁铝榴石。其形成条件是中压、575~700℃（林宝钦等，1988）。低角闪岩相分布在上太华岩群（表1-7）。其中黑云母Ng呈棕色，角闪石Ng呈黄绿色，颜色均比高角闪岩相应矿物浅，斜长石为中长石和更长石。

2. **绿片岩相**

高绿片岩相主要见于下元古界铁铜沟组（表1-7）。主要岩性包括黑云绿泥片岩、绢云石英片岩、黑（绢）云母化火山岩等，其温压条件大致为0.2~0.6GPa、500~600℃（胡正国等，1994）。

低绿片岩相黑云母+绿泥石+绿帘石带分布于熊耳群火山岩中（表1-7），岩石中辉

表 1－7　　不同变质相矿物组合表

变质相	变质带	主要矿物组合	岩石
高角闪岩相	黑云母＋角闪石＋斜长石带	斜长石＋普通角闪石＋黑云母＋石英	斜长角闪岩
		斜长石＋黑云母＋石英＋角闪石	灰色片麻岩
	矽线石＋角闪石＋镁橄榄石带	斜长石＋钾长石＋石英＋黑云母＋矽线石	碎屑－泥质岩
		方解石＋白云石＋石榴石＋镁橄榄石	碳酸盐岩
低角闪岩相	铁铝榴石＋角闪石＋透闪石带	斜长石＋石英＋黑云母＋铁铝榴石	碎屑泥质岩
		金云母＋透闪石＋方解石＋白云石	碳酸盐岩
	黑云母＋角闪石＋钾长石带	斜长石＋石英＋钾长石＋黑云母	长英粒岩
		斜长石＋角闪石＋黑云母＋石英	斜长角闪岩
高绿片岩相	绿岩石＋铁铝榴石＋斜长石带	绿泥石＋白云母＋黑云母＋铁铝榴石＋斜长石	泥质岩
低绿片岩相	黑云母＋绿泥石＋绿帘石带	绿泥石＋白云石＋黑云母＋斜长石	泥质岩
		绿泥石＋阳起石＋绿帘石＋纳长石	火山岩
	绢云母＋绿泥石＋方解石带	绢云母＋绿泥石＋白云母＋方解石＋石英	泥质岩

石具绿泥石化、纤闪石化，斜长石则具绢云母化、黝帘石化。绢云母＋绿泥石＋方解石带分布在洛南群、上元古界及寒武－奥陶系，变质程度普遍较低，泥质岩有板状构造及变余粘土结构，碎屑岩具砂状结构，粘土矿物多被细小鳞片状绢云母取代，硅质胶结物变为微粒石英，碳酸盐岩以重结晶再生加大为主。韧脆性或脆性剪切带一般发生退变质，变质程度可达绿片岩相。

二、变质期次

根据区内变质作用特点和构造演化过程，可将变质作用分为六期。第一期为阜平期（2500Ma±）高角闪岩相区域进变质作用，局部麻粒岩相，分布于下太华岩群，是太华台拱区主要变质作用。伴随该期变质，产生区域透入性面理 S_1 和平行 S_1 的花岗质变质分异条带。第二期为五台期（2200Ma±）高角闪岩相－低角闪岩相区域进变质作用，分布于上太华岩群。变形作用表现在使早期面理（S_1）和变质分异条带被后期面理（S_2）置换改造，出现钩状、肠状条带。第三期为中条期（1800Ma±）高绿片岩相区域进变质作用，分布于下盖层铁铜沟组。第四期为武陵期（1400Ma±）绿片岩相区域进变质作用，分布于下盖层。第五期为晋宁期（100Ma±）区域退变质作用和动力退变质作用，达高－低绿片岩相，分布于太华岩群和脆韧性剪切带中。第六期为燕山期（200～100Ma）接触变质作用和区域进变质作用，达低绿片岩相，分布于岩浆岩体与围岩接触地带及中盖层。

三、混合岩化作用

混合岩化作用是中－高级变质岩区一种超变质作用，也是构造热事件演化到高潮的地质表现之一，代表变质作用中固态重结晶作用转向深熔作用的中间过程。区内混合岩化作

用在太华台拱区表现非常普遍，局部十分强烈。主要有两期：早期以发育长英质脉体和渗透碱交代为特征，相当于第一期变质作用后期；晚期形成伟晶状花岗岩，大致相当于第二期变质作用后期。可见混合岩化主要产生于早前寒武纪，反映出早前寒武纪地壳活动性强、热流值高的构造环境特征。

根据混合岩化作用的强度，可分为两种形式。第一是长英质（伟晶质）脉体注入，多以平行片（麻）理产出，有时与基体呈黑白相间条带，脉体加入数量和形态不同，可形成不同类型混合岩类，但主要是混合岩化变质岩和条带状混合岩。第二是碱交代作用较普遍，如微斜长石交代斜长石，钠长石交代斜长石（去钙长石化）等，可形成均质混合岩、混合花岗岩等。

关于混合岩化成因问题一直存在较大分歧，主要观点有注入说（赛德荷姆）、变质交代说（里德）、变质分异说（梅纳特）及部分融熔说（温克勤）等。当前一般认为由于温压增大，变质岩相当于花岗质（富含水）的低熔组分发生部分融熔而形成，亦即混合岩是就地部分熔融并就地成岩的结果。混合花岗岩虽可转变为岩浆花岗岩，但它基本上是借助流体而作用于变质岩的，是在热流传导体制（heat conductive regime）下发生的，迁移距离较短，与由对流体制（heat convection regime）发生的岩浆型花岗岩有所区别（董申葆，1999）。

第二章　构造变形特征及构造演化

第一节　构造格局及断裂构造

一、构造格局

小秦岭位于华北地台南缘豫西断隆区，其北以山前断裂与渭河断凹相邻，南侧以铁炉子断裂与秦岭造山带相接。其内可以巡马道－小河断裂划分为两个次级构造单元，即北部太华台拱和南部金堆城台凹（图2－1）。

其内部构造区划关系如下：

——山前断裂带——

大月坪复式穹隆，即太华台拱。

——朱家沟－巡马道断裂——

路家街向斜
——朱家村－银家沟断裂——　石门坳陷带
石门背斜

——石门－马超营断裂——

孤山村向斜
——谢村－庙湾断裂——　北秦岭北缘构造带
洛河北复背斜

——铁炉子断裂带——

金堆成台凹

太华台拱是一长期隆升的断块区，由太华岩群中深变质岩系和其后花岗质岩石构成，总体呈现复式穹隆构造。太华岩群经历了多期变形变质作用，达中压相系角闪岩－麻粒岩相，混合岩化作用普遍而强烈。岩浆岩类发育，主要是陆壳改造型花岗岩。

金堆城台凹是小秦岭盖层完整出露区，包括铁铜沟组、熊耳群、洛南群、震旦系及寒武－奥陶系等，变质达绿片岩相。为一宽缓复式向斜，褶皱南强北弱，近东西向展布。以石门断裂为界可分为石门坳陷带和北秦岭北缘构造带，其北侧多为正断层，南侧多为逆断层（图2－2）。夹持于铁炉子断裂与石门断裂之间的北秦岭北缘构造带，是构造复杂区域，在沉积建造、变形变质等方面，不同于南侧的北秦岭构造带和北侧的石门坳陷带，具台－槽过渡性，出露下古生界－晚元古界陶湾群、二叠系、白垩系、第三系等，可能是北秦岭构造带在元古宙向南增生的一个过渡带（王战等，1991），具构造地层岩片性质。

二、断裂构造

区内断裂构造发育，既有规模宏大、具漫长演化史的区域性长寿断裂，又有类型和规

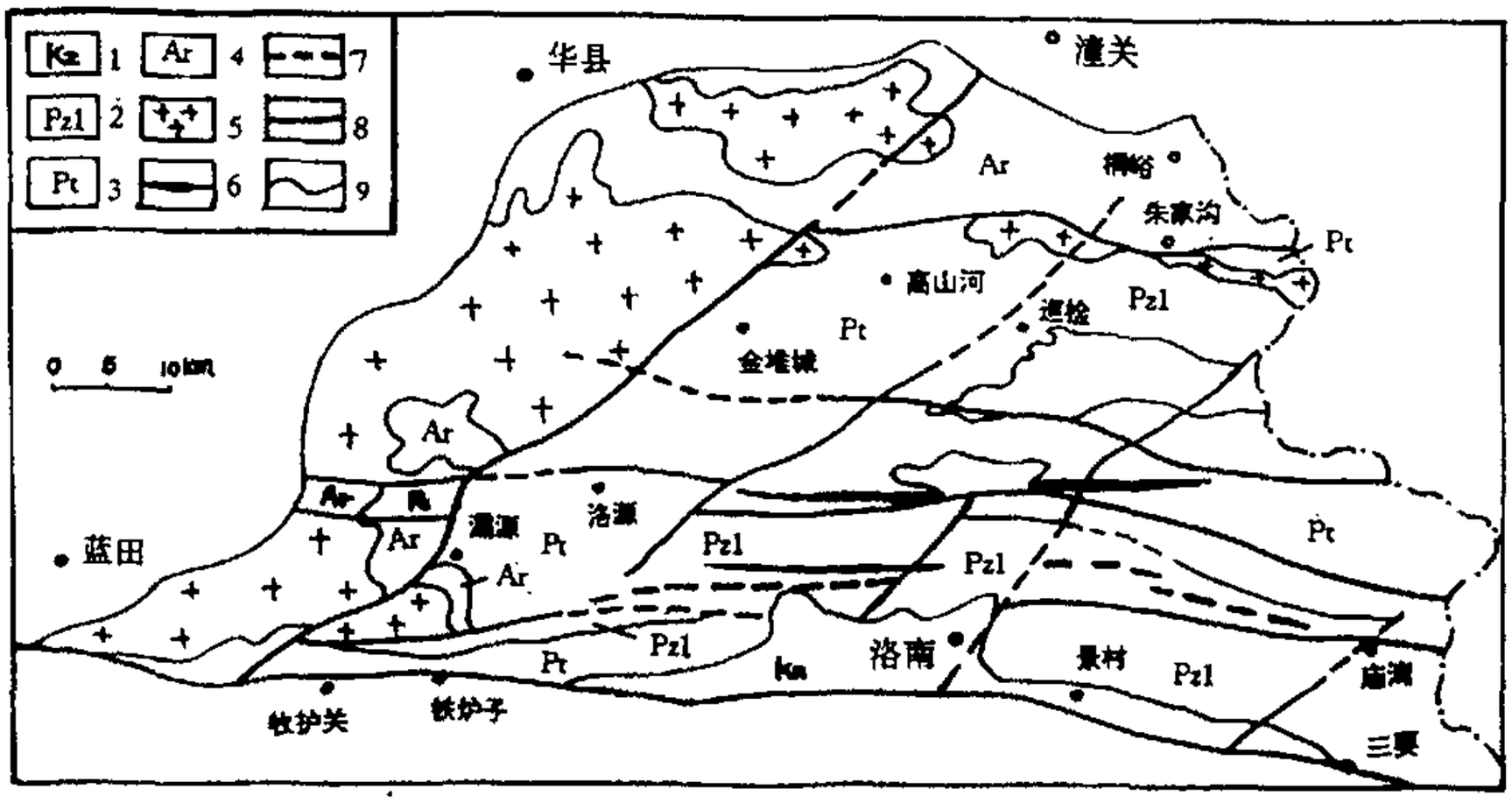


图 2－1　陕西小秦岭构造地质略图

1. 新生界；2. 下古生界；3. 元古宇；4. 晚太古界，5. 花岗岩；
6. 背形，7. 向斜；8. 主要断裂；9. 地质界线

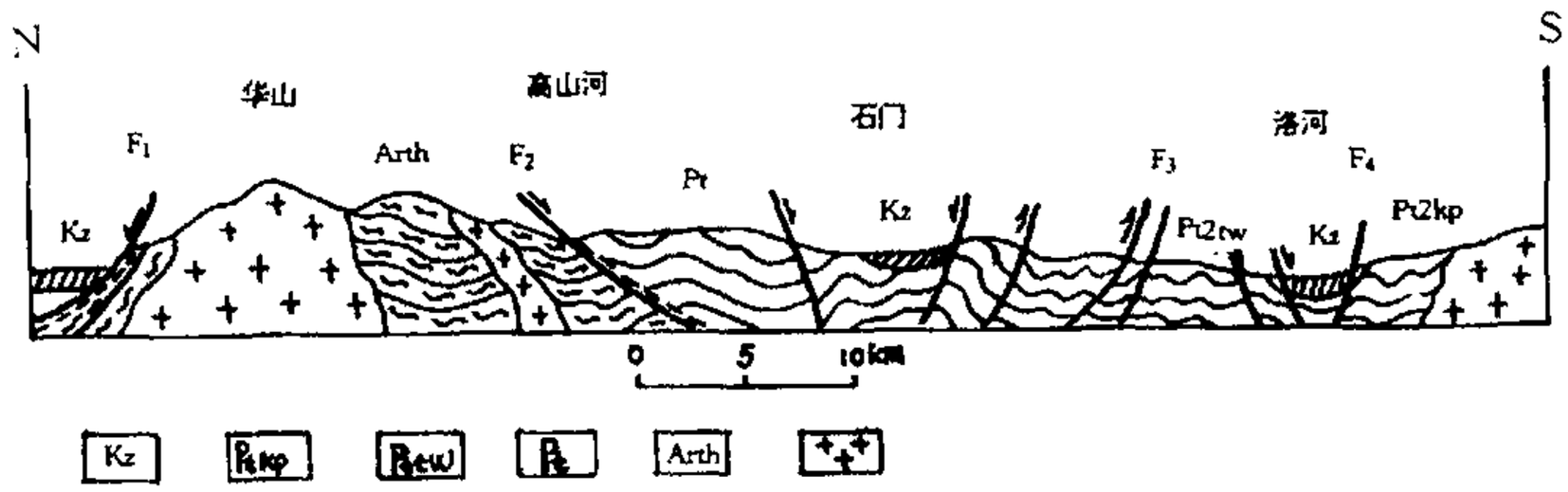


图 2－2　小秦岭构造地质剖面图

1. 新生界；2. 宽坪群；3. 陶湾群；4. 元古宇；5. 太华岩群；6. 花岗岩；
F_1－山前断裂；F_2－主剥离断层；F_3－洛河断裂；F_4－铁炉子断裂

模多样化的低序次断裂。主要特征：①主体构造线呈近东西向，又有后期北东向构造叠加，形成交织状构造格局；②这种交织状构造格局对区内沉积作用、岩浆活动、成矿作用等有明显的制约，如燕山期小（斑）岩体常处于东西向与北东向构造交汇部位；③太华台拱内断裂多为由早期深层次韧性到中期中深层次脆韧性，再到晚期浅层次脆性的有序叠加，反映了太华台拱由深而浅不断隆升的构造演化序列；④在金堆城台凹内断裂主要表现为脆性和脆韧性剪切带，显示出与太华台拱区断裂不同的构造环境。

1. **山前断裂**：即太要－故县断裂、小秦岭北缘断裂，是汾渭断陷与豫西断隆两个构造单元的分划性构造。总长 100km，追踪多组成断裂而呈拐折状展布，北倾为主，倾角 65°～80°。北盘下降，呈多级断带和断阶，以正向滑移为主，略显左行走滑。地貌上有明显的断层崖和三角面，破碎带宽 100～200m。上盘下降幅度大于 1200m，在第四系中达

2000m，产状由地表向深部逐渐变缓呈铲形正断层态势。南侧有华山、文峪等燕山期花岗岩基分布，并切割华山岩体。据彭建兵等（1991），该断裂三个主应力轴（$\sigma_1>\sigma_2>\sigma_3$）方位：$\sigma_1$ 为 60°∠12°、σ_2 为 20°∠24°、σ_3 为 154°∠2°，说明山前断裂是在 NWW－SSE 区域引张应力场条件下形成的。该断裂形成可能较早（元古代），尔后长期活动，中新生代活动尤其剧烈。晁援等（1986）对其含矿性进行研究，结果是 Au1.76×10^{-9}，Pb49.05×10^{-6}，Cu66.39×10^{-6}，Zn72.59×10^{-6}，说明该断裂不含矿，属后期构造，切割赋矿的太华岩群。

2. **巡马道－小河断裂**：又称崇凝镇－朱家沟断裂、小河－朱阳断裂、小秦岭南缘断裂，是太华台拱与金堆城台凹两个次级构造单元的分划性构造。总长近 1000m，走向近东西向，南倾（168°～175°），倾角 55－80°，南盘下降，略显左行平移。断裂带宽数十米到数百米，发育碎裂岩、碎粉岩、角砾岩，常有辉绿岩脉、正长斑岩脉、花岗斑岩脉及伟晶岩脉等充填。西段沿断裂带有大量岩浆岩（γ_2）及花岗斑岩（γ_5），在上黑彰断裂分为两支，平行侧列展布。据有关物探资料，该断裂向深部（5～10km）趋于平缓，上盘内与之平行的断裂向下交汇于主断裂，形成铲形正向断裂。

朱家沟断裂在区域上分割了两类不同类型金矿，即北侧石英脉型金矿，南侧构造蚀变岩型金矿。断裂本身基本无金矿化显示，Au2.09×10^{-9}，Pb25×10^{-6}，Cu38×10^{-6}，Zn45.29×10^{-6}（晁援等，1986）。深部钻探证实（712 队），断裂带（刘家沟）厚达百米以上，未见热液活动迹象，不含金或含金性极差。说明它不是含矿构造，很大程度上具有导矿构造性质。

3. **栾川－铁炉子断裂**：是华北地台与秦岭造山带的分界性构造，总长 1200km，属深断裂性质。区内呈 NWW－EW 向延展，总体北倾，倾角 50°－70°。地貌上呈线状负地形，有断层崖、断层三角面等。构造带内产出千糜岩、片岩、构造角砾岩、碎裂岩等，并具变质作用、混合岩化。沿断裂分布早白垩和第三纪线形盆地、燕山期花岗岩体。据研究（张二明等，1993），该断裂是一条长期活动的构造带，在早元古代可能是华北地台的大陆边缘，中－晚元古代为华北地台南缘裂谷带，控制了熊耳火山活动；早古生代为华北海盆的南部边界，晚古生代卷入秦岭陆内推覆剪切带的北缘，至中新生代以来继续活动。

第二节　褶皱构造

一、变形期次与构造序列

太华岩群经历了多期次构造运动，留下了复杂多样的构造形迹。依据褶皱变形样式、配置关系，可将区内变形过程分为六期变形幕。

1. **第一变形幕**（D_1）：主要表现是在第二期变形中残留着被弯曲过的早期（轴面）面理（S_1），褶皱（F_1）多属片内规模，以紧闭、平卧（同斜）为特征。因后期多次变形叠加、置换等改造，本期褶皱形迹很难完整保存下来。在桐峪口片麻岩中，早期面理 S_1 发生褶曲，面理 S_2 与片麻理平行，产状 310°∠49°（图 2－3）。

2. **第二变形幕**（D_2）：表现为早期区域变质及混合岩化过程中渗流贯入（衍生）的长

英质脉、伟晶质脉、斜长角闪质条带、黑云母条带等，发生变形而形成的小型褶皱（F_2），呈肠状、无根钩状及同斜－平卧状，其轴面（S_2）平行于片麻理（图2－4）。褶皱（F_2）形态紧闭，顶部增厚，翼部强烈拉薄，以强烈的塑性流动变形为特征（图版Ⅰ－1、2），规模不大（片内），枢纽产状优选性较差。但整体上枢纽产状经等面积投影仍表现以极密为主的组构特点，极密区产状为280°∠30°（林宝钦等，1987），基本代表了本变形幕的主要构造线方向。褶皱轴面（S_2）属透入性构造，几乎遍布太华岩群所有岩石类型。E. Cloos认为岩石中出现片（麻）理，表明其塑性压缩至少超过30%。

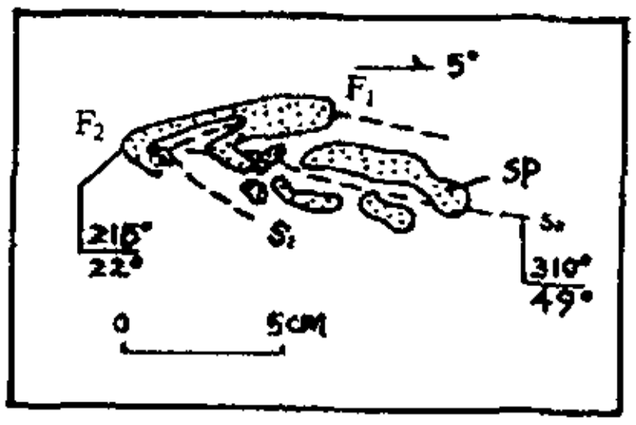


图2－3　桐峪口褶皱叠加
（据吴文奎等，1991）
SP－石英片岩；S_1、S_2－第一、二期变形产生的片麻理

该期变形具有共轴叠加性质，相当于Ramsay第Ⅲ干涉型式，显示前后两次褶皱在粘塑性流动条件有一定连续性，可能属较深层次下连续粘流变形过程中的递进变形。



图2－4　顶厚剪切褶皱（洛南回马坪）
M－黑云母条带；Q－长英质条带

3. **第三变形幕**（D_3）：形成以片麻理S_2为运动面的大型穹隆（F_3），即近东西向展布的金罗斑－大月坪穹隆。南翼较陡，倾角一般＞45°，北翼较缓，倾角多＜45°。据统计分析，该穹隆近直立－缓倾伏，轴面（S_3）向北陡倾，枢纽向东西两端倾伏（表2－1）。本期变形形成的窗棂构造在金硐岔产状为100°－120°∠10°～20°，桐峪产状为290°～310°∠30°～44°。

表2－1　　褶皱产状统计表

产状	枢纽(β)	轴面(A)	南翼极密	北翼极密
F_3	275°/114° 47°/130°	4°/84° 137°/71°	205°/45° 162°/30°	300°/28° 293°/65°
F_4	54°/10°	145°/84°	146°/25°	327°/34°

（据阎军，1992，有改动）

该期穹隆轴向100°～280°，长约90km，宽约15km，为形成太华台拱构造格局的主体构造。其叠加性质类似于Ramsay第Ⅲ干涉型式，是中深构造层次下的共轴叠加，在褶皱（F_3）转折端显示明显叠加关系，在翼部则将前期褶皱大致已纳入其中，呈现较彻底的构造置换关系。可见本期褶皱是以第二期变形所产生的面理（S_2）－片麻理作为变形面而构成的穹隆，片麻理（S_2）发生弯曲，面理S_3与大月坪穹隆轴面基本平行。

4. **第四变形幕**（D_4）：分布于金堆城台凹盖层（铁铜沟组、熊耳群、高山河群、洛南群等）内，形成近东西向展布的弯滑褶皱（不对称复式向斜），伴随许多纵向脆韧性剪切

带（多具逆冲性质）。由北向南褶皱从开阔渐趋紧闭，由无劈理同心褶皱过渡为同劈理直立褶皱及北倾倒转褶皱。

5. **第五变形幕**（D_5）：在基底大型穹隆（F_3）基础上叠加走向北东向的雁行小褶皱和剪切滑动断裂（图2－5），该褶皱两翼基本对称，倾角平缓（一般20°～30°），轴面近直立，枢纽近水平。据统计分析（表2－1），为直立缓倾短轴褶皱，形态呈等厚圆滑状，是浅层次环境下弯滑作用的产物。其叠加性质属非共轴叠加，相当于Ramsay第Ⅰ干涉型式的过渡类型（斜跨干涉）。

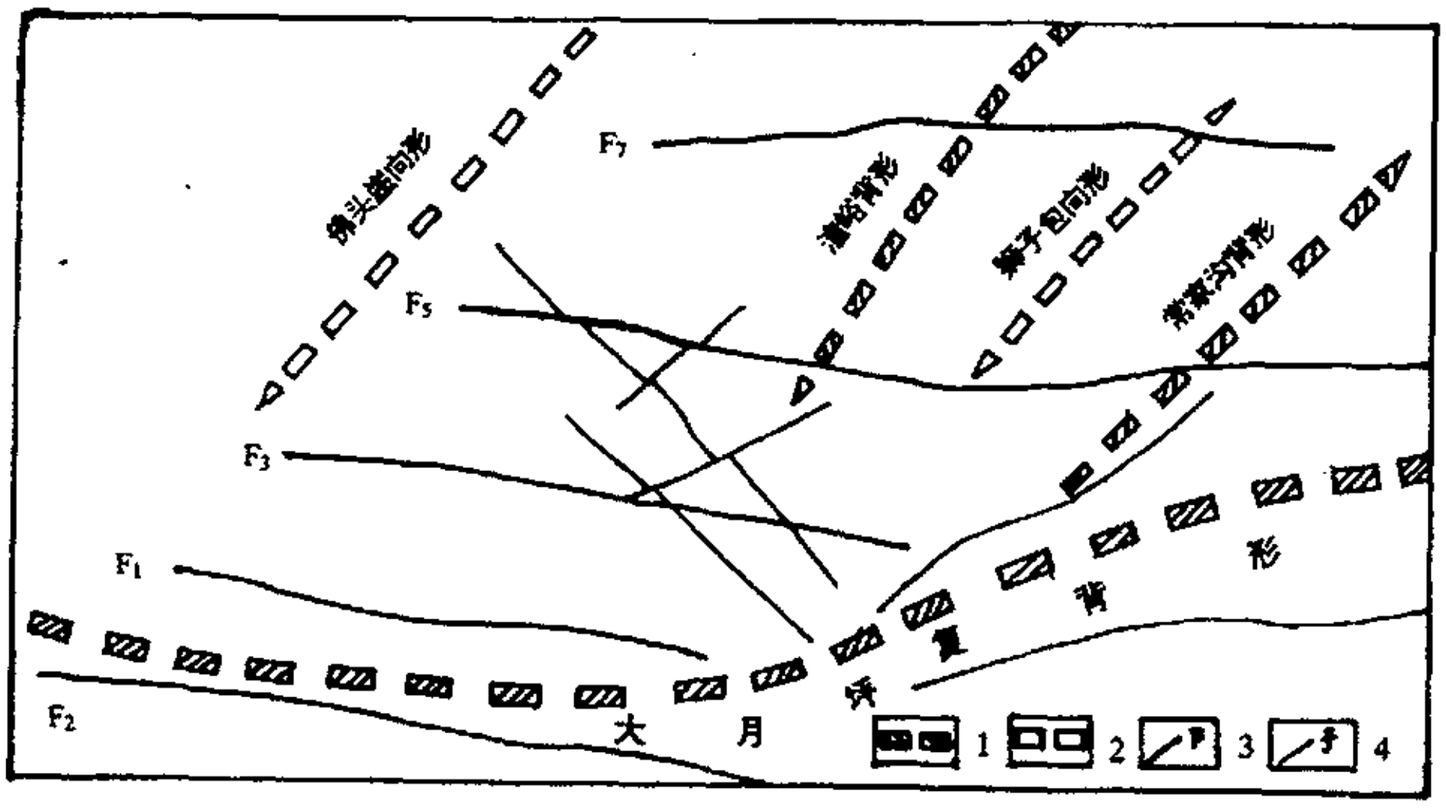


图2－5　潼峪两期褶皱叠加关系图（1:50000）

1. 背斜；2. 向斜；3. 主要断裂；4. 次级断裂

6. **第六变形幕**（D_6）：主要是燕山运动以来的南北向引张应力场作用，导致NE、NW向张扭性断裂活动，本区新生代构造表现为区域上的差异升降。

可见，本区构造演化是一个多层次、多期次的构造发展过程，构造样式多样，而构造序列比较清楚（表2－2），明确显示出由深构造层次向浅表层次发展转化的历程。

表2－2　　**小秦岭构造变形序列特征表**

变形幕	褶曲		轴面		褶曲变形面		同变形剪切带
	基底	盖层	基底	盖层	基底	盖层	
D_1	F_1		S_1		S_0（?）		顺层韧性剪切带
D_2	F_2		S_2		S_1		顺层韧性剪切带
D_3	F_3		S_3		S_2		脆韧性剪切带
D_4		F_1		S_1		S_0（?）	脆韧性剪切带
D_5	F_4	F_2	S_4	S_2	S_4或S_2	S_1	韧脆性、脆性剪切带
D_6							脆性剪切带

二、变形机理探讨

D_1-D_2变形幕是太华岩群片内变形期，产生呈轴面面理的片麻理（S_2）和与之平行

的顺层韧性剪切带，褶皱变形以顺层掩卧或平卧为特征，其轴面（片麻理）与原岩性层（界面）也多呈平行关系（图版Ⅰ－4)。这说明片麻理（S_2）是构造置换作用的产物，不是原始层理，也表明这种构造置换作用并不是纵弯褶皱作用，而是横向构造置换作用的具体表现。

横向构造置换是在地壳伸展体制下发生的，其主导机制一般与水平分层剪切、固态流变作用下的顺层掩卧褶皱和顺层韧性剪切带的发育过程密切相关（单文琅等，1991)。由其产生的面理，对于褶叠层内的顺层掩卧褶皱是轴面劈理，但宏观上相对于整个褶叠层，它又构成了与褶叠层的层型界面或顺层韧性剪切带基本平行的顺层面理，这是横向置换区别于纵向置换的基本标志。太古宙时期，地壳的伸展作用与地幔隆起、下地壳深熔花岗岩浆活动有密切关系，在此背景下，深熔岩浆热动力将成为导致上覆岩石侧向扩展、物质水平运动的诱因。傅昭仁（1981）在研究冀东迁安深变质岩时，曾提出基底深变质岩系的横向构造置换模型（图 2－6)，根据该模式，水平分层剪切下的横向置换作用仍是形成片麻岩片麻理的基本机制。

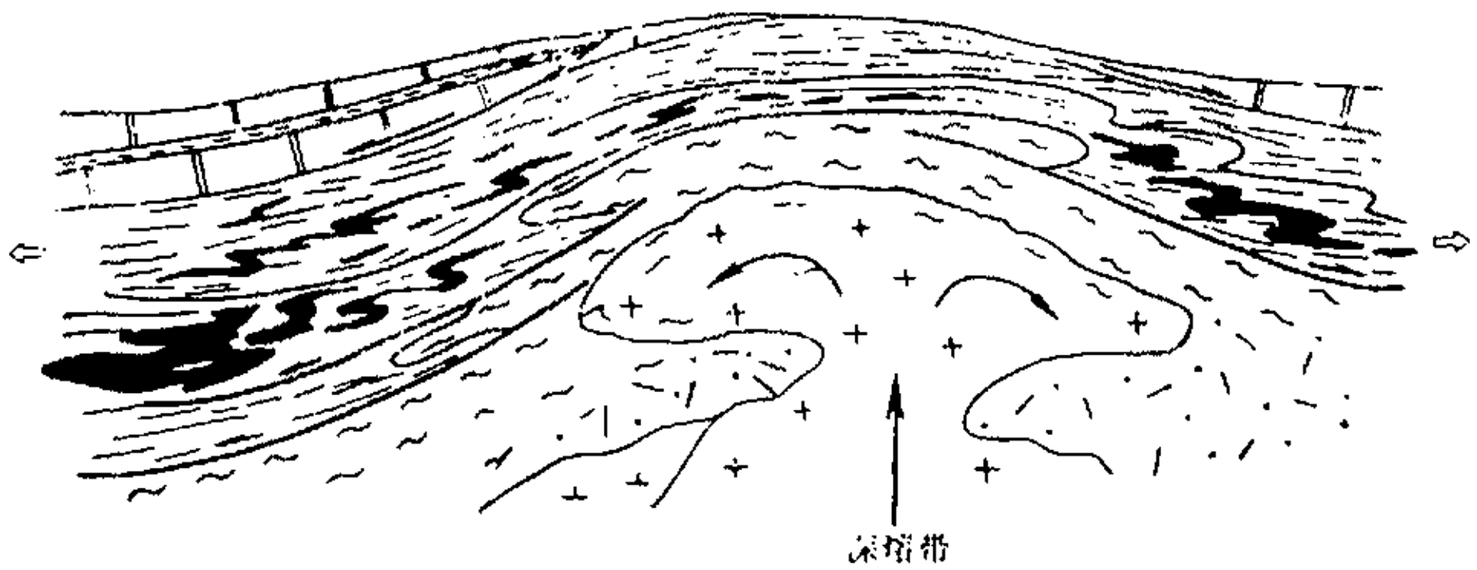


图 2－6　混合片麻岩区产生横向构造置换片麻理的伸展构造模型

（据单文琅等，1991）

由此可见，太华岩群早期变形（D_1－D_2）是在伸展体制下的粘塑性横向构造置换作用，其特征性构造组合是区域性顺层面理（片麻理)、顺层掩卧褶皱、顺层韧性剪切带及粘滞型石香肠构造等，体现了古老变质岩区构造置换的一个普遍现象。

D_3 变形幕是区内主褶皱变形期，形成太华台拱主体构造－大月坪穹隆（F_3）以及与之相伴的多类型韧脆性剪切带（包括南、北缘剪切带)，属横弯与纵弯褶皱复合作用下塑性变形的结果。D_4－D_6 变形幕是区域褶皱－断裂发育期，形成一些弯滑褶皱和各种脆性断裂，包括继承先期韧性、韧脆性剪切带而叠加的脆性剪切带，表明随着地壳不断抬升，构造层次逐步上升，岩石渐趋于脆性变形。

第三节　韧性剪切带

自从 Sibson（1977）提出断层双层结构模式以来，对断裂构造的形成环境和演化过程的认识上升到新阶段。韧性剪切带（Ductile shear zone）是指在地壳较深层次下岩石经剪

切作用（单剪、纯剪）发生强烈塑性变形而形成的狭窄线状高应变带，以发育糜棱岩、千糜岩、构造片岩及构造片麻岩等动力变质岩为特征。随着研究工作的深入，不少学者认为剪切带构造不仅是控矿因素，而且是一种成矿机制，由此提出了“含金剪切带型金矿”的认识。作为古老变质结晶岩系的太华岩群，广泛分布有各种类型韧性剪切带，构成一个韧性－韧脆性－脆性变形的有序系列，反映了地壳不断隆升的构造演化过程。

一、边缘韧性剪切带

分布于太华台拱南、北边缘，是小秦岭早期区域构造格架的南北边界。

北缘韧性剪切带：近东西走向，总体北倾，倾角 60°～80°，长 150km，宽达 1km 以上，垂直走向方向，常呈强、弱变形带（域）相间出现。受晚期山前断裂脆性叠加和第四系覆盖，出露不全。早期角闪岩相糜棱岩带中叠加有许多相互近平行的绿片岩相脆韧性剪切带，并伴有伟晶岩脉、辉绿岩脉及石英脉充填，许多岩脉发生糜棱岩化或片理化，晚期又受多条相互平行的脆性断裂叠加。其变形活动史表现为早期左行逆冲韧性剪切、中期右行逆冲剪切，晚期显引张正断层性质。

南缘韧性剪切带：走向近东西向，长 150km，宽 5km 以上。驾鹿地区向北陡倾，产状 12°～15°∠60°－80°，总体上由北向南韧性变形增强，具强弱变形带（域）相间出现的特点。早期韧性变形强烈，岩性主要为角闪岩相的长英质、斜长角闪质糜棱岩及糜棱片麻岩等，并充填同构造期的花岗岩脉、伟晶岩脉。脆韧性变形主要分布在其北部，致使先期糜棱岩退变为绿片岩相千糜岩、构造片岩等，晚期叠加脆性断裂（图 2－7）。由此反映出早期左行逆冲、中期右行逆冲、晚期引张正断层活动的构造变形过程。

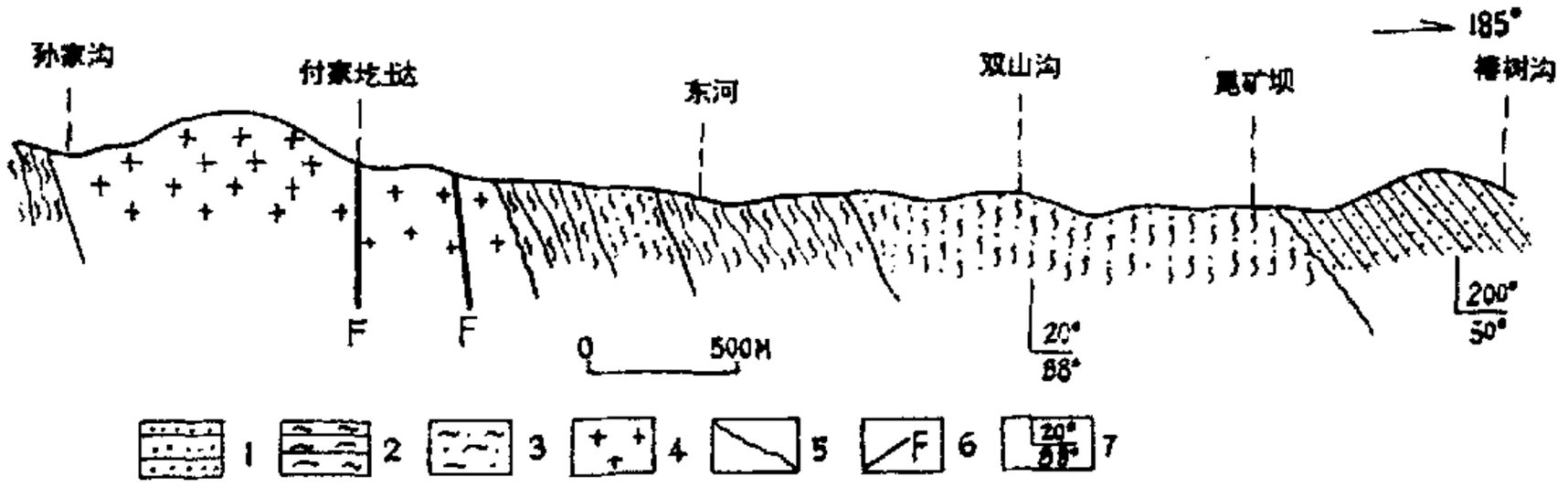


图 2－7　小秦岭南缘剪切带（驾鹿孙家沟－樟树沟）剖面图

（据梁文艺等，1993）

1. 高山河群变石英砂岩；2. 角闪斜长片麻岩；3. 糜棱岩；4. 花岗岩（γ_2）；5. 不整合面；6. 断层；7. 产状 倾向/倾角

总体看来，两条边缘韧性剪切带经历了漫长而相似的构造演化过程，是具由韧性到脆性变形史的长寿剪切带，早期很可能是较深层次下同一条区域（顺层）韧性剪切带。变质达角闪岩相，形成于太古宙末期（至少不晚于 2200～2300Ma）。

二、顺层韧性剪切带

主要分布在上下太华岩群间、上太华岩群不同岩性组合层间，具滑脱带性质。规模较

大，缓倾为主，多呈顺层产出，一般与片麻理（S_2）平行，常有顺层的不对称剪切褶皱（Z型、S型）相伴生，构成褶叠层构造。主要动力变质岩有长英质糜棱岩、超糜棱岩、变晶糜棱岩、糜棱片麻岩，发育旋转碎斑系、S－C组构及显微塑性变形（波状消光、拔丝状石英、压力影、扭折带等）。沿此类韧性剪切带（角闪岩相），后期往往继承性地叠加绿片岩相脆韧性剪切带，与金成矿有密切联系。顺层韧性剪切带与边缘韧性剪切带大约在相同构造环境（晚太古宙）生成，都是地壳较深层次伸展体制下水平剪切作用的主要表现形式，是在进变形变质作用过程中利用先存成层性（界面）成长起来的高应变带，因而受原岩性质、厚度、组合特征的制约，产状上一般与原岩界面平行或小角度斜交。在后继褶皱变形过程中，可与褶皱构造一起协调起伏变化。

三、褶断型脆韧性剪切带

与太华台拱大型穹隆构造协调配置产出，其形成与穹隆变形有密切成生联系（胡正国等，1991），控制着石英脉型金矿的产出。规模中等，顺层或切层产出，但以顺层剪切为主，倾角缓－中等。其中大部分顺层剪切带是继承性叠加早期顺层韧性剪切带的结果，显然它的形成必然受早期顺层韧性剪切带和大型复背形构造的双重因素控制。其走向以近东西向为主，NE－NNE 向次之，部分为近 SN 向和 NW 向。带内岩性主要为长英质糜棱岩、硅质糜棱岩、绢云碳酸盐糜棱岩、构造片岩等，可见S－C组构、条带状揉褶、转旋碎斑系（图版Ⅰ－5、6）、石香肠构造等，常以充填含金石英脉为特色。

四、控矿脆性剪切带

主要沿太华台拱周边地带分布，主要受南北缘主剥离断层带（滑脱带）控制，叠加在早期边缘韧性剪切带之上。在驾鹿地区，本类脆性剪切带位于南缘主滑脱带上、下侧一定范围内。主滑脱带产状 180°∠30°～40°，下侧（太华岩群中）剪切带产状 150°∠160°～70°，与主滑脱带斜交，显剪张性；上侧（高山河群中）剪切带产状与高山河群和主滑脱带基本一致，显层滑正断层性质。该类剪切带控制区内构造蚀变岩型金矿的产出，带内发育构造角砾岩、碎裂岩等构造岩类，反映其为区域构造演化晚期在浅表层次下的产物。

根据以上所述，将区内不同类型剪切带构造特征可归纳如下表（表2－3）所列。

表2－3　　小秦岭剪切带特征表

类　型	分布及规模	产状	构造岩	构造环境
边缘韧性剪切带	基底岩系南北边界，规模大	陡倾、切层	糜棱岩	较深层次角闪岩相
顺层韧性剪切带	上下基底岩系间，不同岩性层间，规模大	缓倾顺层为主	构造片（麻）岩、糜棱岩、构造片岩	较深层次角闪岩相
褶断型脆韧性剪切带	复背形核部、两翼，规模中等	顺层、切层，倾角缓－中等	糜棱岩、千糜岩、碎裂岩、构造片岩	中深层次，绿片岩相
控矿脆性剪切带	太华台拱周缘，规模小－中等	切层、顺层，中等倾角	构造角砾岩、碎裂岩等	浅表层次，低绿片岩相

五、构造岩及其变形特征

本区韧性或韧脆性剪切带以发育糜棱岩类为特征，从初糜棱岩至超糜棱岩发育较齐全。边缘韧性剪切带发育（变晶）糜棱岩、糜棱片麻岩等，顺层（界面）韧（脆）性剪切带发育糜棱岩、糜棱片麻岩、初糜棱岩，断褶型剪切带发育千糜岩、糜棱岩及构造片岩。

1. **碎裂岩系列**：包括构造角砾岩、碎裂岩、碎粒岩及未固结的角砾、断层泥等。

构造角砾岩：角砾为先成岩石（片麻岩、花岗岩、糜棱岩、脉岩等），n－n×10cm 不等，常具绿泥石化、绢云母化、高岭土化等蚀变，胶结物为角砾同成分的磨碎物。

碎粒（裂）岩：主要矿物有斜长石、钾长石、石英，碎粒 0.2－2mm，棱角－次棱角状，定向性差，有时矿物长轴大致定向排列。胶结物为石英、长石及绢云母、碳酸盐矿物等，在脆性和韧脆性剪切带中较发育，裂（间）隙常有后期热液蚀变矿物充填。

2. **糜棱岩系列**

初糜棱岩：普遍细粒化，基质＜10%，长石碎斑粗大（1～2cm），有塑性变形（图Ⅰ－3），石英定向排列，出现波状消光、压扁拉长、机械双晶、核幔构造、变形带等显微构造特征。

糜棱岩：碎斑减少（10～50%），基质含量增加（＞50%），宏观和微观上可见到σ或δ型碎斑系、书斜构造、S－C 组构，石英呈现缓带状、拔丝状、亚颗粒、动态重结晶、变形纹、变形带等现象（图版Ⅲ－1、2、3），在长英质糜棱岩中可形成同构造石英细脉。碎斑以长石为主，其次为石英、方解石等（图 2－8）。

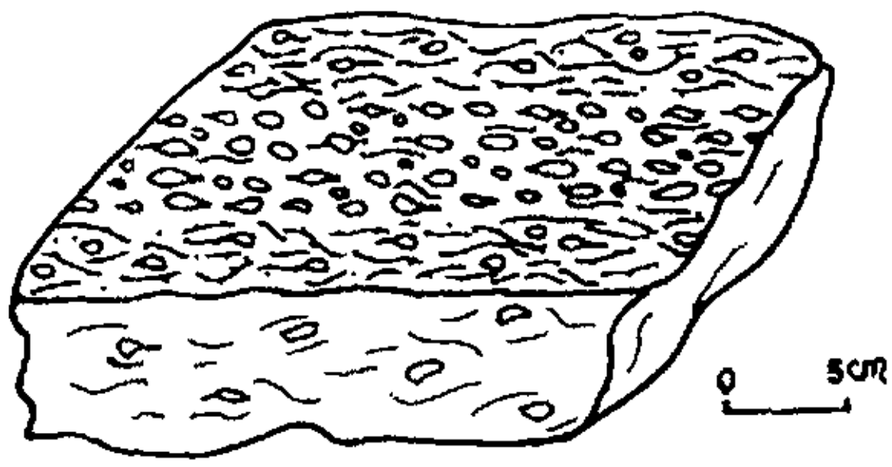


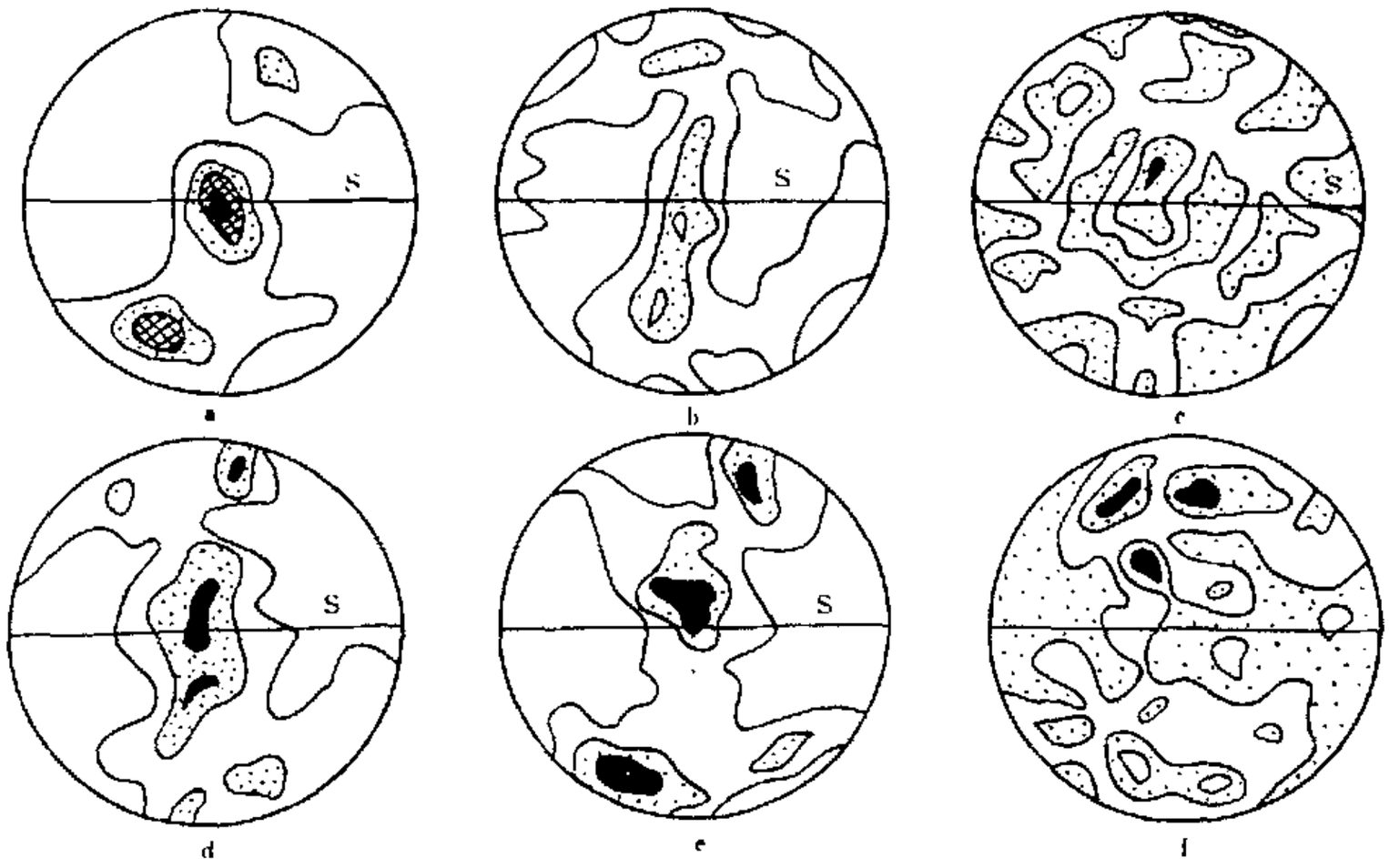
图 2－8　（黑云母）长英质糜棱岩
（洛南回马坪）

超糜棱岩：碎斑很少（＜10%），几乎全部细粒化，多见于韧性剪切带中。长石碎斑发育异质核幔构造、旋转碎斑系、书斜构造等，石英动态重结晶强，定向性好，形成 S－C 组构。

千糜岩：千糜状构造，主要矿物有绢云母、绿泥石、石英、碳酸盐矿物等。碎斑很少，常为长石、碳酸盐（图版Ⅱ－3、4）及石英，矿物普遍发生（动态）重结晶，片状矿物定向性强，发育 S－C 组构、显微褶皱，在韧脆性剪切带中发育。石英具波状消光、亚颗粒、变形带、动态重结晶等塑性变形（图版Ⅱ－5、6）。

3. **糜棱岩组构特征**

3.1　组构：据刘长命等（1991）对文峪、杨寨峪金矿中石英组构研究（图 2－9），其主要特征是：①石英 C 轴组构型式为点极密型、大圆环带型和复杂型（复合型）三种，各组统计密集程度由点极密型→大圆环带型→复杂型逐渐减弱，反映应力条件和韧性变形程度（温压条件）呈降低趋势；②大圆环带型中，石英 C 轴多分布于与糜棱面理呈大角度相交的剖面，显示一种不对称的环带分布，说明容矿剪切带具中温变形环境和脆韧性构造特征；③文峪金矿靠近含金石英脉与远离者的组构形式相比，C 轴密集度、剪切指向角度均有变化，表明含金石英脉多沿剪切带中部的弱化带贯入；④复杂型显示其浅部向韧性



a　　b　　c

d　　e　　f

图 2－9　石英光轴组构图（据刘长命等，1991）

a. 点极密型，文峪 0.5%、1.6%、3.5%；b. 大圆环带型，杨砦峪 0.5%、2.0%、3.5%；c. 复杂型，文峪 0.5%、1.5%、2.5%；d. 点极密型，文峪（近矿）1%、4%、7%；e. 大圆环带型，文峪（远矿）1.5%、3.5%、5%；f. 复杂型，文峪（围岩）1.5%、2.5%、4%

或构造应力相应减弱方向变化；⑤与 Widson 研究成果对比说明，与 Y 轴一致的石英 C 轴点极密型是典型的糜棱岩组构，温度最高（>400℃），然后依次为大圆环带型、复杂型。

3.2　古应力估算：采用自由位错密度法、亚颗粒法和动态重结晶法，可对糜棱岩古应力值进行求解。据测定（胡正国等，1994），边缘韧性剪切带古应力值均小于 20MPa（动态重结晶法），顺层韧性、韧脆性剪切带为 36.8～41.18MPa（动态重结晶法），断褶型韧脆性剪切带为 32.02～61.45MPa（动态重结晶法、亚颗粒法），这显然与变形发生的构造层次有关。一般情况下，地壳中差异应力随深度加大而减小，主要由构造应力产生，静岩压力不能产生差异应力。可见，本区边缘韧性剪切带形成层次相对较深，其次为顺层（界面）型和褶断型剪切带。

第四节　区域构造演化

一、区域构造演化史

本区区域地壳具典型的双层结构，显示了明显的地台构造演化特征。根据其岩石组合、构造特征，可划分为基底和盖层两个构造层。进一步将基底可分为下基底构造层（下太华岩群）、上基底构造层（上太华岩群）；将盖层分为三个亚构造层，即下盖层（铁铜沟组、熊耳群）、中盖层（高山河群、洛南群及上元古界、下古生界）、上盖层（第三系、第

四系）（表 2－4）。太华岩群的物质组成说明，晚太古代时地壳较薄，热流值高，处于普遍的活动状态。早期产生拉斑玄武岩喷发和由拉斑玄武岩选择性熔融而衍生的 TTG 岩系侵入，形成下基底构造层。后期产生泥质－泥砂质－碎屑沉积岩及中－酸性火山岩，组成火山－沉积岩序列，即上基底构造层。阜平运动使太华岩群遭受角闪岩相为主的区域变质作用和普遍的混合岩化，发育韧性剪切带和多期褶皱变形（可能两期），主体呈近东西向线状褶皱，地台基底轮廓基本形成。五台运动进一步使太华岩群变形变质，结晶基底最终

表 2－4　　小秦岭构造演化特征表

构造层	时限（Ma）	时代	地　层	构造运动	变质相	岩　相	变形
上盖层		Kz	第三系第四系			砂砾、碎屑岩	陆相、断陷
中盖层	66			燕山运动	低绿片岩相		
	205	Mz		印支运动		碳酸盐岩、碎屑岩	海相、弯滑褶皱
	250			海西运动			
		Pz_2					
	405			加里东运动			
		Pz_1	寒武－下奥陶系				
	600			澄江运动			
		Pt_3	罗圈组			冰碛岩、泥砂岩	陆相、弯滑褶皱
				晋宁运动			
			石北沟组			硅质、细碎屑岩	
	1000			四堡运动			
		Pt_2^2	洛南群			镁质碳酸盐岩	海相、大型弯滑褶皱
			高山河群			碎屑岩－镁质碳酸盐岩	
	1400			熊耳运动			
下盖层		Pt_2^1	熊耳群		绿片岩相	海相火山岩系	宽缓褶皱
	1850			中条运动			
		Pt_1^2	铁铜沟组			海相碎屑岩	
	2200			五台运动			
		Pt_1^1					
	2500			阜平运动			
基底		Ar_3	上太华岩群	?	角闪岩相	火山－沉积岩系	强烈褶皱
			下太华岩群			TTG 岩系、拉斑玄武岩	

固结。同位素年龄数据表明，太华岩群形成年龄为 2500～2900Ma。同时，还有大批同位素年龄数据集中在 2400～2200Ma 和 2000～1800Ma，表明太华岩群曾遭受两次较强构造－热事件（李俊健等，1992）。

早元古代时，随着朱家沟断裂带的活化，太华隆起带基本形成，海盆则分布在该断裂以南区域，构成北陆南海的基本格局，并在海盆内沉积铁铜沟组碎屑岩建造。1850Ma ± 陆壳发生裂陷，形成豫晋陕三叉裂陷槽，发育一套海相火山岩系即熊耳群，呈双峰式特征、偏碱性且以高铝玄武岩和大陆拉斑玄武岩为主（吴文奎等，1991）。中条运动铁铜沟组褶皱和绿片岩相变质，其上不整合覆盖熊耳群火山岩。熊耳运动，熊耳群发生开阔褶皱和绿片岩相变质，并伴有张家坪酸性岩浆侵入活动。

进入蓟县纪后，华北地台南缘发育石门坳陷，沉积滨海－浅海相和潮坪相陆源碎屑岩建造（高山河群）。其后石门坳陷继续向南扩大，沉积镁质碳酸盐岩建造（洛南群），沉积中心经常迁移。四堡运动，造成冯家湾组与上覆大庄组之间不整合接触，但仍未改变北陆南海的格局。晚元古代海盆范围逐步收缩，沉积浅海相泥质－细碎屑岩建造大庄组，含炭硅质，晚期为罗圈组冰川相含砾粉砂－泥晶碳酸盐岩。寒武－奥陶纪为 NWW－EW 向狭长海盆（洛南－栾川链后海盆），沉积泥质－碳酸盐岩建造，属陆表海环境。其后本区开始全面隆升，在古生代大部分时间及期后，一直处于成陆剥蚀状态。至白垩纪及第三纪以后，因断陷而形成洛南、石门等中新生代盆地，发育山间河湖相沉积（分布局限）。

区内岩浆建造较为发育，总体趋势是由早到晚，从基性向中酸性、酸性岩浆演化，且强度逐步变弱，分布范围逐渐缩小，但中生代因地台活化岩浆活动有所增强。火山建造以张裂环境为主，一类形成于基底构造层内构成绿岩带，包括基性－中酸性火山岩系列；另一类分布于下盖层（熊耳群），为地台初始阶段陆缘裂谷型火山岩。侵入建造主要有三期：早期以中酸性为主，与绿岩带组成花岗－绿岩区（包括 TTG 杂岩）；元古代主要为改造型花岗岩（包括伟晶花岗岩），如张家坪、小河岩体等；中生代则有广泛的地壳重熔型花岗岩浆侵入。可见小秦岭岩浆活动也具多旋回特点。

综上所述，小秦岭经历了三次较大规模的深源物质加入（Ar_3，$Pt_2^1 \sim Pz_2$，Mz）、四次以沉积作用为主导的物质再组合分配（Ar_3、Pt_{2-3}、Pz_1、Mz～Kz），并且分别在阜平期、五台－中岳期、印支－燕山期发生三次以热动力改造为主的均一化过程，其中前两次为区域变质－重熔混合岩化，第三次是地壳重熔－花岗岩浆侵入。其结果是促使地壳硅铝化程度不断增高，成熟度渐趋增强。

二、演化阶段基本特征

本区构造演化表现显著的阶段性，各阶段具有各自的构造样式和形成环境，基本上可归纳为四个变形变质阶段，同时伴随构造变形进程，区域变质、混合岩化、成矿作用等都有或强或弱的表现。

1．**粘塑性变形变质阶段**（>2200Ma）：第一、第二变形幕构造是在本阶段变形的具体表现，呈现出较深层次下的粘塑性流动变形特征，变质程度达角闪岩相，产生多级组合的顺层韧性剪切带、强烈的混合岩（花岗岩）化作用，形成以片麻理（S_2）为轴面的揉皱、无根小褶皱、金等成矿物质初步活化迁移。

2．**塑性变形变质阶段**（2200～1900Ma）：随着构造层次由深向中深转化过渡，形成大型穹隆（F_3）、褶断型剪切带雏形及边缘韧性剪切带，顺层韧性剪切带继续活动，完成角闪岩相变质，并伴随混合岩化作用，金等成矿物质进一步活化迁移（局部富集）。

3．**脆韧性变形变质阶段**（1900～600Ma）：大部分盖层逐渐形成，地壳增厚，产生绿片岩相变质，辉绿岩脉等分期贯入充填。而基底内韧性剪切带多叠加脆韧性变形，金等成矿物质发生活化迁移及初步富集。

4．**脆性变形变质阶段**（600Ma 以来）：主要是浅表层次下的脆性断裂，多具张性、张剪性。尤其是印支－燕山运动以来，地台活化，地壳发生拉伸裂解，地热值上升，地壳发生重熔改造，形成花岗岩（斑岩）、碱性岩等，金、钼矿多在此阶段最终形成。

第五节　小秦岭变质核杂岩构造及其控矿作用

变质核杂岩构造（Metamorphic core complexes）是指从破裂和伸展的上地壳岩石下被拖出来的，位于大规模缓倾正断层之下的中或下地壳岩石组成的地质体，是大陆伸展构造的一种重要形式，以北美科迪勒拉盆岭式变质核杂岩构造为典型代表。其基本构造特征是显著的双层结构，下盘为核部变质杂岩，顶部发育一绿片岩相糜棱岩带，上盘是未（浅）变质抬斜断块和脆性正断层系，两者以低角度大型剥离断层（Denudational fault）相分开。近年来在北京房山、山西中条山等地相继发现和识别出若干变质核杂岩构造。小秦岭地质构造研究表明，本区确属华北地台南缘一个较典型的变质核杂岩构造（胡正国等，1994；石铨曾等，1996；王志光，1996），且这种构造与金成矿显示密切联系。

一、小秦岭变质核杂岩构造基本特征

1. 中心核体为近东西展布的太华台拱，构造上呈长垣状背形外貌，高出两侧河谷达2km，周缘被边缘韧性剪切带和脆性断裂围限，两侧地块（汾渭断凹、金堆城台凹）长期正向滑降（图 2－10）。

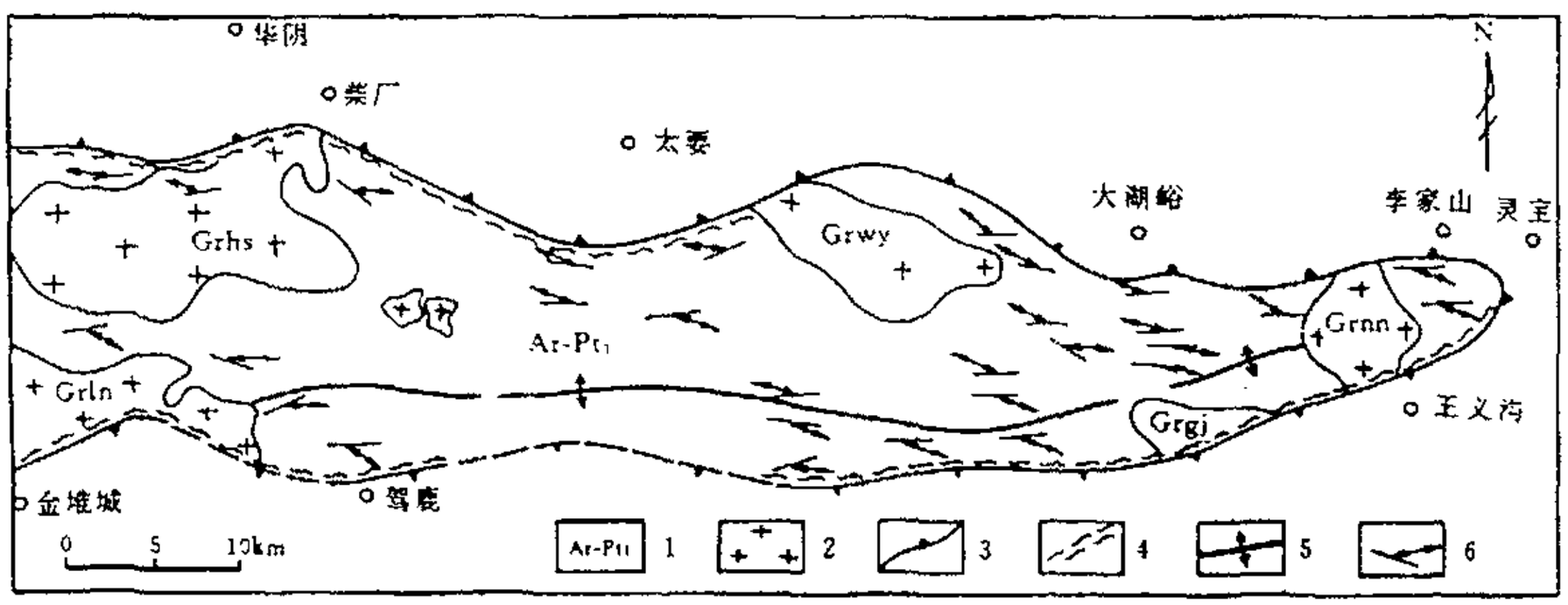


图 2－10　小秦岭构造略图（据石铨曾等，1996，简化）

1. 太华群；2. 花岗岩；3. 周缘剥离断层；4. 背形轴；5. 边缘糜棱岩带；6. 面理及线理产状

Grnn－娘娘山岩体；Grwy－文峪岩体；Grhs－华山岩体；Grln－老牛山岩体

2. 变质核体由太华岩群（Ar_3）和其中多期岩浆岩组成。太华岩群是一套深变质岩系，包括以 TTG 岩系为主体的下太华岩群和具孔兹岩系特征的上太华岩群，受多期次强烈的变形变质作用改造，变质程度达高角闪岩相（局部麻粒岩相），变质年龄为 2262～2549Ma，可与华北地台区域基底对比。

3. 核部出露多期次岩浆岩。既有太古宙中酸性侵入体（TTG 杂岩）、中元古代混合花岗岩和伟晶花岗岩，还有燕山期同大规模伸展花岗岩基以及闪长岩小岩体、辉绿岩墙（脉），伸展末期发生煌斑岩脉侵入（K－Ar 法 76Ma）。

4. 核杂岩周缘被韧性剪切带所围绕（即南北缘韧性剪切带），其顶部为大型低角度剥

离断层（正断层）所切削。该边缘构造带由内向外（由下而上）依次是糜棱岩带、绿泥石化碎裂岩带，超碎裂岩带及断层泥（图 2－11）。糜棱岩面理改造了早期片麻理（S_2），有稳定的 NWW－SEE 向拉伸线理，其运动学标志指示上层向 NWW 剪切，反映了伸展期非共轴流动方向。这套糜棱面理和拉伸线理受其后核杂岩降升影响而成背形褶皱，分别从核部向南北两翼倾斜。

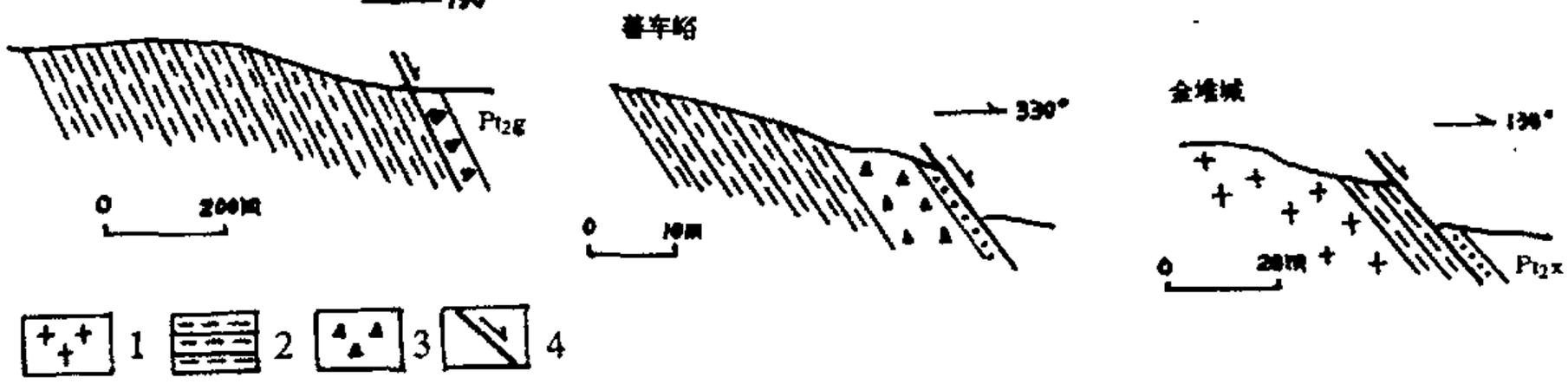


图 2－11　小秦岭边缘构造带剖面图（据石铨曾等，1996）

1. 花岗岩；2. 糜棱岩；3. 绿泥石化角砾岩；4. 正断层

5. 多层剥离（滑脱）构造系统：上、下基底岩系之间，上基底内碎屑－泥质岩组合与碳酸盐岩组合之间，基底岩系与盖层岩系（铁铜沟组、熊耳群或高山河群）之间，铁铜沟组与熊耳群之间，高山河群与铁铜沟组或熊耳群之间等存在多个结构面，大多属于剥离（滑脱）带，它们一般是核杂岩逐渐隆起的背景下利用、迁就或改造先期构造薄弱带（如顺层韧性或韧脆性剪切带、不整合面）而发展定位的。如上下基底岩系间的剥离构造带，呈面型平缓展布，岩性为构造片麻岩、超糜棱岩、长英质脉流动条带等。在五里村一带，为一套构造片麻岩和变晶糜棱岩，由石榴石退变形成的黑云母呈 S 形，糜棱面理产状 350°∠25°（图 2－12）。

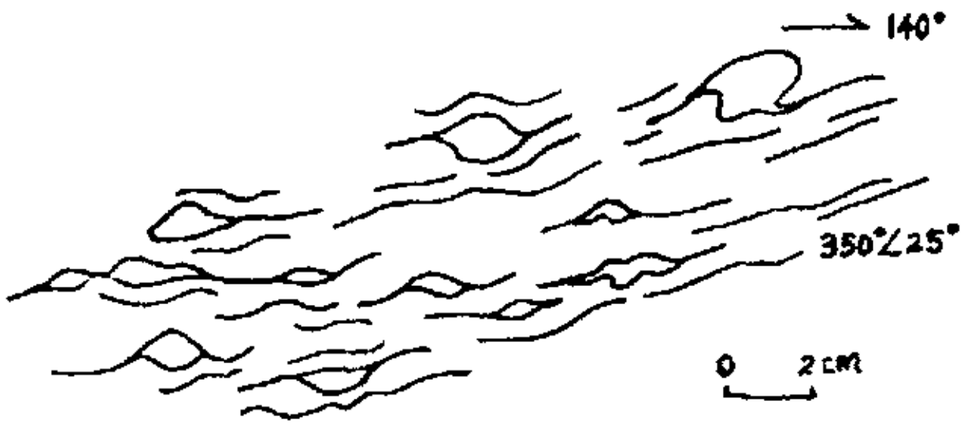


图 2－12　上下基底间韧性剪切带的糜棱构造

（余家岔，胡正国，1994）

6. 剥离断层上盘未（轻微）变质的盖层出露在南侧，主要包括铁铜沟组碎屑岩、熊耳群火山岩、高山河群碎屑岩－镁质碳酸盐岩、洛南群镁质碳酸盐岩等，构成一个总体上由北往南拆离滑脱的褶皱－断裂区（胡正国等，1992）。北侧为第四系堆积断凹，反映了持续至今的差异性升降。

二、变质核杂岩构造与金矿关系分析

人们逐渐认识到变质核杂岩构造及其剥离断层对内生金属热液成矿的控制意义，如美国盆岭区的许多 Au、Ag、Cu、Pb、Zn、Fe、Mn 等矿床都与剥离断层作用直接或间接有关。我国一些原认为层控或断裂控制的矿床，实际也是受变质核杂岩构造控制的（傅昭仁等，1992），如湖南桃林铅锌矿田、山西中条山蔓子沟铜矿床等。变质核杂岩构造控矿实

质就在于，在变质核杂岩演化过程中，构造剥蚀作用导致地壳变薄甚至裂开，地幔上隆，产生大量基性岩墙、沿剥离断层侵位的岩体（席），相伴而来的金属元素成为成矿物质基础；同时伸展作用导致的高地热梯度和高热构造环境，有利于减少岩石重熔深度，使壳源中酸性岩浆得以在地壳较浅处侵位，为成矿元素活化迁移提供物化条件。另一方面，由于变核杂岩的不断隆升，韧性变形域向脆性变形域转化过渡，产生退化变质作用，这些地质作用亦有利于某些金属（如金）成矿。小秦岭变质核杂构造对于金矿控矿意义，突出表现在如下两个方面。

1. 金矿成矿年龄与变质核杂岩构造主形成期基本一致。变质杂岩核体在长期伸展和热隆过程中逐步上升至地表，最终成形定位主要在燕山期（中－晚），与侵位其中的燕山期中酸性岩基（华山、文峪等）大致同时或稍晚一些。石铨曾等（1996）对灵宝盆地砂砾岩层的砾石成分研究后认为，核杂岩出露地表成为剥蚀区的时间当在南朝组（K_2）和项城组（E）形成期之间。而区内金矿成矿年龄一般认为是燕山期。晁援等（1989）根据金矿脉切穿文峪岩体（K－Ar 法 1087Ma）、含金石英脉被煌斑岩脉（K－Ar 法 76Ma）切穿、含金构造带中绢云片岩年龄为 77Ma（K－Ar 法）等事实，推测成矿年龄为 108－77Ma。这说明金主成矿期应晚于变质核杂岩的韧性剪切时期，在韧脆性－脆性变形期。

2. 金矿化在空间上受变质核杂岩构造控制，矿化类型、规模与拆离带及其上下盘剪切带密切相关。小秦岭大致可划分出四条矿带，即西矿带、南矿带、北矿带和中矿带（黎世美等，1996），各主要矿带分别产于相应的区域韧性剪切带内，而金矿脉（体）严格地赋存在线状韧脆性或脆性剪切带中却是一个不争的事实。如前所述，这些容矿韧脆性剪切带有着长期复杂的变形变质历史，主要是在变质核杂岩隆升背景下继承改造顺层韧性剪切带形成的，因而该类韧脆性剪切带总体上与区域片麻理产状一致。作为区内主要成矿类型之一的石英脉型金矿，主要产于与边缘剪切带产状一致的韧脆性或脆性正向剪切带中，金矿脉产状很有规律性，大多呈近东西向，南坡向南陡－中等倾斜，北坡向北缓－中等倾斜，局部见反向的共轭剪切带（图 2－13）。含金石英脉壁千糜岩中的倾向拉伸线理和脉壁擦痕显示（石铨曾等，1996），含金石英脉形成晚于以 NWW 向线理为代表的近水平剪切韧性变形，与晚期向南北两侧倾斜的韧脆性或脆性剪切带密切相关。

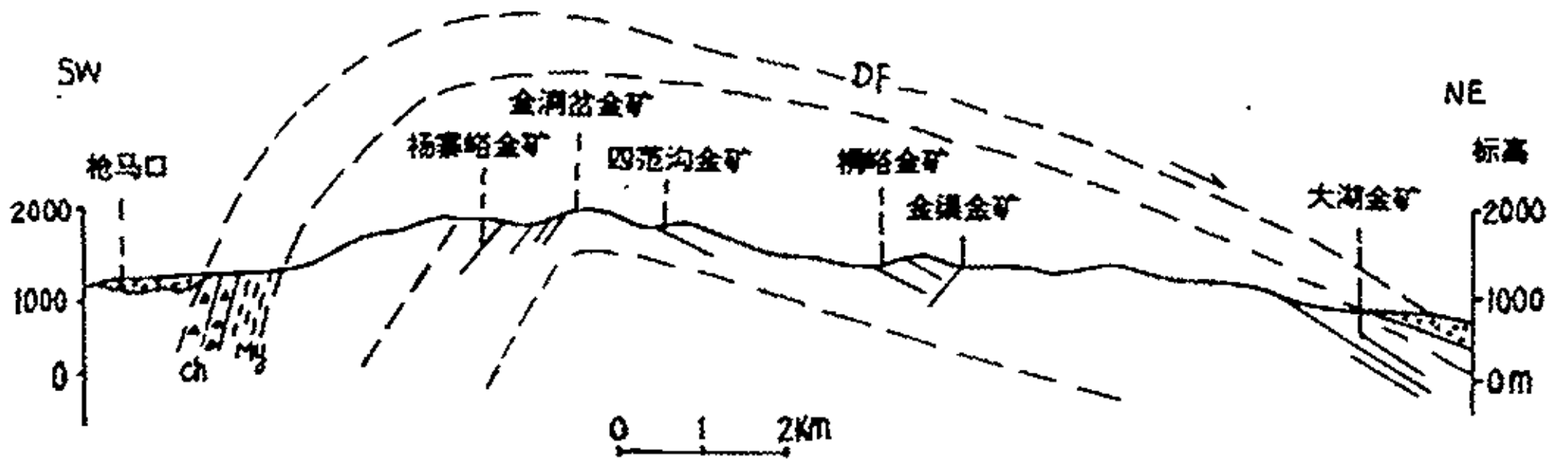


图 2－13　变质核杂岩构造金矿产状剖面图（据石铨曾等，1996）

DF－主剥离构造带；ch－绿泥石化碎裂岩；my－糜棱岩

区内另一主要成矿类型是构造蚀变岩型金矿，以鸳鸯葫芦沟金矿床为代表，实际上是含矿热液沿脆性剪切带交代－充填而形成的，显示较浅层次脆性变形区域的成矿作用特

征，明显受主剥离断层的控制。在驾鹿地区，NE 向控矿韧脆性剪切带（平均产状 163°∠55°）叠加在早期角闪岩相糜 棱岩带（平均关状 18°∠73°）之上，与之呈斜交关系，但与其南侧的主剥离（滑脱）带产状相一致。产于主剥离带上盘的驾鹿镰子金矿，距主剥离带约 100m，产状与地层（高山河群）完全一致，具典型层间破碎带特征。由此看来，受剥离断层控制的构造蚀变岩型金矿，不仅分布在剥离断层下盘，还会出现在其上盘。这类金矿应看作是与变质核杂岩构造有关的金矿最上部的组成部分，亦即石英脉型金矿位于深部，主要受韧脆性剪切带（滑脱带）控制，而受主剥离带控制的构造蚀变岩型金矿则位于上部，清楚地显示出“上蚀下脉”的金矿空间产出规律。认识到这一分布规律，对于本区开拓找矿思路、扩展新的找矿区域以及深部找矿具有重要现实意义。

第三章　金矿成矿地质特征及成矿规律

第一节　潼峪石英脉型金矿地质特征

一、概述

石英脉型金矿是小秦岭最重要的金矿类型，囊括了区内大部分黄金储量，主要赋存于太华台拱基底深变质岩系中。金矿体严格受韧脆性剪切带控制，在空间上控矿剪切带具有密集成群成带发育的特点。含金石英脉规模差别大，一般百米到数百米，大者可达千米以上。如潼峪 Q505 脉，长 4630m，平均厚度 1.70m，最大厚度 15.3m，延深 1000m，平均品位 8.93×10^{-6}，最高 243.33×10^{-6}（徐光荣，1991）。整体上石英脉型金矿床（脉）的区域分布特点与变质核杂岩分布形态相一致，表明变质核杂岩空间态势和构造演化过程对于本类金矿区域分布有着重要的控制作用。本节以潼峪地区含金石英脉为例讨论石英脉型金矿的地质特征、控矿因素等。

就潼峪—驾鹿这一 NE 向区域来看，含金石英脉（蚀变带）呈现出三个脉体密集区（图 3－1）。①潼峪地区：位于大月坪穹隆（F_3）北翼，又受 NE 向短轴褶皱（F_4）控制，含金石英脉呈 NNE～NE 向展布，产状平缓，一般与地层片麻理一致（或小角度斜交）。在潼峪沟背形 NW 翼，脉体多呈尖灭右现，如 Q505、Q401、Q502 等；在该背斜 SE 翼，脉体多呈尖灭左现，如 Q504、Q522、Q611 等。②王排地区：位于大月坪穹隆（F_3）南翼近轴部，受主背形控制，含金石英脉多为近东西向平行束状密集分布，产状与片麻理一致或有较小的夹角，走向上较稳定，倾向变化大（多南倾），倾角较陡，如 Q539、Q2248、Q2142 等。③驾鹿地区：位于大月坪穹隆（F_3）南翼，受基底岩系与盖层之间的主剥离带控制，含金构造蚀变带呈 NNE—NE 向展布，成群平行产出，主要为构造蚀变岩型金矿，产于主剥离带上下一定范围内，如葫芦沟 SB1、SB2、SB2 蚀变带等（表 3－1）。

研究表明，东西向构造是小秦岭变质核杂岩的基础性构造，形成较早，反复频繁活动。燕山期在东西向构造的基础上叠加了一系列呈 NE 向展布的次级褶皱（F_4）和韧脆性（脆性）剪切带，使构造格局复杂化。东西向构造包括金罗斑—大月坪穹隆（F_3）、南缘剪切带、北缘剪切带及众多与之平行的次级韧脆性（脆性）剪切带，这些次级控矿剪切带在大型穹隆轴北区域，多向北倾，倾角 45～65°，而在大型穹隆轴南区域，多向南倾，倾角 60～80°，总体分布态势与大型穹隆基本协调一致。从宏观上看，后期 NE 向构造主要表现在于：①使大月坪穹隆主轴发生扭转，呈波状弯曲；②在穹隆翼部形成一系列宽缓短轴褶皱，如岭北一带的潼峪沟背形、狮子包向形等；③形成不同规模、不同级别的韧脆性、脆性剪切带和片理化构造带，如潼峪 f8701 韧脆性剪切带、驾鹿上坪－太子坪断裂带、驾鹿—高山河断裂带等。由此可见，东西向前期构造规模大，延伸和倾伏十分稳定，对后期 NE 向构造具有突出的控制作用，对小秦岭构造格局起主导性作用；而后期 NE 向构造主要处于分散状态，尤其发育于大型穹隆的翼部，对前期东西向构造叠加改造作用是次要的、

表 3－1　　潼峪—驾鹿含金构造带分区特征表

分区	矿脉	构造位置	规模（m）		产状		走向
			长度	厚度	倾向	倾角	
王排区	Q2148	大月坪穹隆南翼近轴部	650	0.5～1.0	175～180°	48～68°	近东西向
	Q2144	大月坪穹隆南翼近轴部	1600	1.18～1.86	155～200°	67～88°	
	Q2142	大月坪穹隆南翼近轴部	1350	0.3～1.0	175°	58°	
	Q539	大月坪穹隆南翼近轴部	1510	0.8～4.85	170－210°	45～65°	
潼峪区	Q505	大月坪穹隆北翼近轴部	4630	1.70	320～330°	18～20°	北东向
	Q508	大月坪穹隆北翼近轴部	800	0.5～1.0	320～330°	15～20°	
	Q401	狮子包向斜 SE 翼	3250	0.2～0.80	310～327°	15～23°	
	Q504	狮子包向斜 NW 翼	500	1.0～1.50	118°	11°	
	Q502	潼峪沟背斜 NW 翼	800	1.0～2.50	345°	14～18°	
	Q611	佛头崖向斜 NW 翼	1100	0.3～1.7	275～305°	4～20°	
驾鹿区	SB2	大月坪穹隆南翼	960	2～10	140～170°	55～70°	北东向
	SB3	大月坪穹隆南翼	1500	5～10	160～180°	50～60°	
	SB9	大月坪穹隆南翼	300	3－15	160°	65－75°	
	SB10	大月坪穹隆南翼	1000	2～5	150～165°	55～65°	

局部性，且明显受前期构造的限制。分析区内金矿的控矿因素和矿床成因，都应从这样的构造地质背景出发进行考察和讨论。

二、地质背景

潼峪矿区位于大月坪穹隆（F_3）北翼，出露地层为上太华岩群三关庙岩组和洞沟岩组（图 3－2），主要岩石类型黑云斜长片麻岩、角闪斜长片麻岩、斜长角闪岩、浅粒岩、变粒岩等。混合岩化作用普遍发育，总体上以近东西或北东向线形展布，与片麻岩类呈渐变过渡关系，显示混合岩化作用与近 EW 向和 NE 向断裂构造活动有一定关系。有些含金石英脉就产于混合花岗岩与片麻岩类之间的接触部位。

区内构造在东西向主导性构造基础上，又叠加 NE 向的宽缓次级褶皱（F_4）和韧脆性（脆性）剪切带，因此含金剪切带明显受到双重构造因素的制约。NE 向次级褶皱（F_4）由东到西包括常家沟背形、狮子包向形、潼峪沟背形、佛头崖向形（图 2－5），翼部倾角向西逐渐变缓（35°→10°）。其中潼峪沟背斜轴向 35°±，轴长 1800～2000m，轴面 NW 倾，片麻理走向 35～50°，倾角 25°～40°，其 SE 翼向东与狮子包向形相连。而狮子包向形轴向 25°～45°，轴长约 1500～1800m，轴面略向 SE 倾，其 SE 翼片麻理走向 5～35°，倾角 8～20°，其 NW 翼片麻理走向 15°～40°，倾角 10°～22°。

控矿韧脆性剪切带按其规模和展布规律可分为四组，即 NE 向、EW 向、SN 向和 NW 向，尤以 NE 向和 NW 向最为发育。①NE 向控矿剪切带：主要为缓倾斜顺层剪切

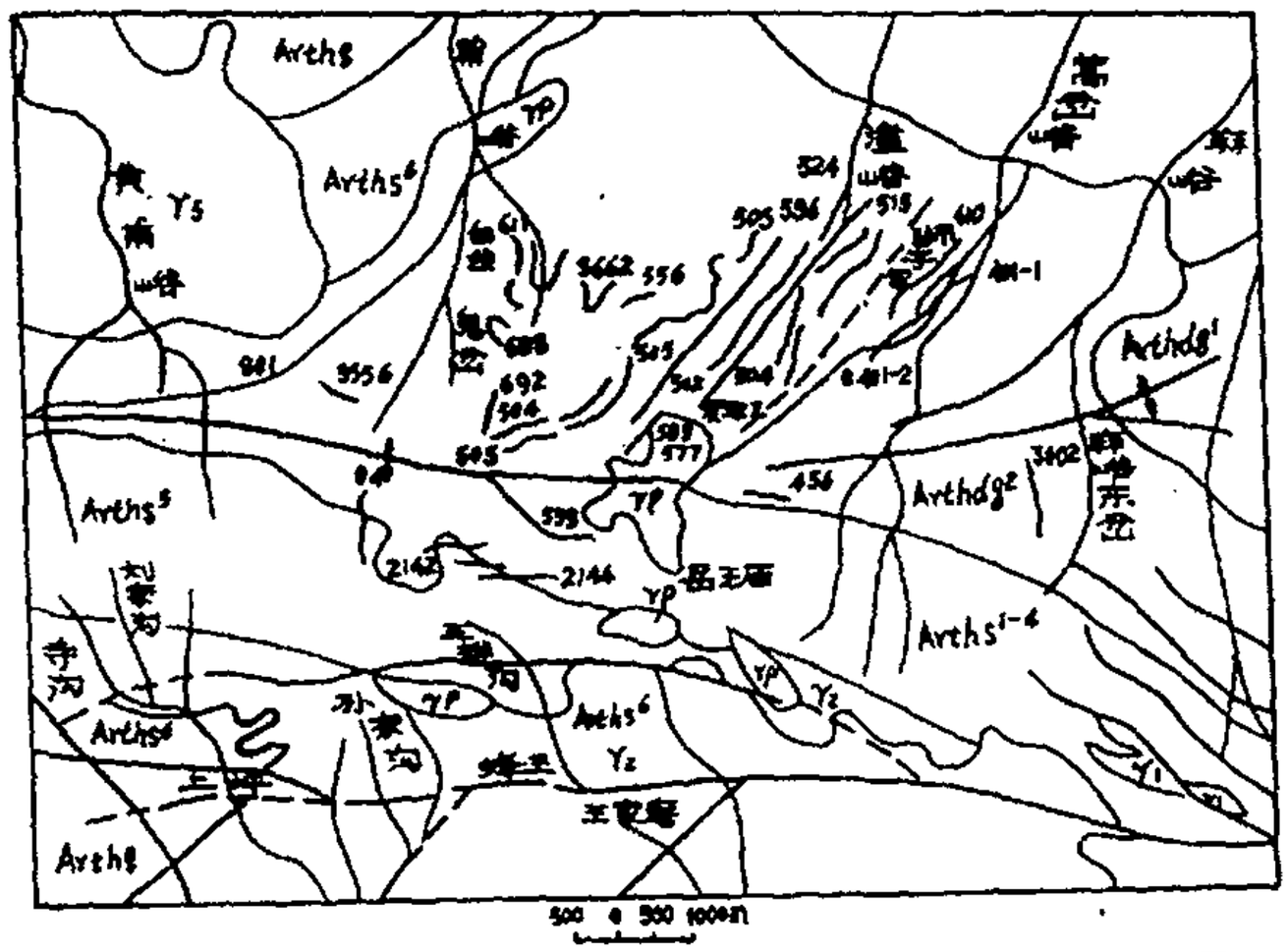


图 3－2　瀹峪金矿地质略图

1. 黑云母片麻岩＋斜长角闪岩；2. 斜长片麻岩夹含磁铁矿斜长角闪岩；3. 黑云斜长片麻岩；4. 黑云斜长片麻岩＋含磁铁矿斜长角闪岩；5. 黑云斜长片麻岩夹斜长角闪岩；6. 黑云斜长片麻岩夹磁铁石英岩；7. 黑云斜长片麻岩＋磁铁角闪岩＋磁铁石英岩；8. 背斜及向斜；9. 含金石英脉

带，部分为陡倾斜切层剪切带。前者产状平缓，一般顺片麻理产出，局部有小夹角，属层间剪滑型剪切带，在垂向上具有多层式近等间距性。规模大，延展稳定，一般长 1～2km，最长 4630m（Q505 脉），走向 30°±，倾向 NW 或 SE，倾角 10°～30°，是矿区内主要的容矿构造，赋存含金石英脉 Q611、Q505、Q508、Q502、Q504、Q515、Q401 等。陡倾斜切层剪切带一般长百米至数百米，最长 2550m，走向 25°～35°，倾向 SE 或 NW，倾角 60°～75°，明显切割片麻理，带内发育片理化及糜棱岩化，如 Q586、Q424、Q470 等。②EW 向控矿剪切带：主要分布于复背形（F_3）南翼近轴部，走向 265°～290°，多南倾，倾角 45°～80°，产状大多与片麻理平行，Q539、Q2442、Q2144、Q2148、Q420 等含金石英脉即受此类剪切带之控制。③SN 向控矿剪切带：分布零散，一般规模不大，西倾为主，倾角 45°～75°，如 Q595、Q04、Q3002、Q5104 等控脉剪切带。④NW 向控矿剪切带：主要分布于穹隆近轴部，多属断裂破碎带性质，如 Q456 控脉剪切带。

区内岩浆活动较为强烈，具多期次活动，主要有晋宁期混合花岗岩、正长斑岩（株）及基性、中酸性岩脉。正长斑岩分布于白台一带，呈岩株状，面积 0.15km^2，斑状结构，斑晶为板条状正长石，基质为正长石及少量斜长石、黑云母等，该岩体明显被含金构造带所切割（图 3－3）。主要岩脉包括辉绿（玢）岩脉、花岗斑岩脉、石英二长斑岩及煌斑岩脉等，以辉绿（玢）岩脉较为发育。辉绿（玢）岩脉一般规模不大，近 SN 向、NE 向或 EW 向展布，倾角 55°～85°，蚀变较强，主要为绿泥石化，钠黝帘石化、纤闪石化、绿帘

石化及黄铁矿化。早期多为辉绿玢岩，局部被含金石英脉穿切，晚期多为辉绿岩。在潼峪见到辉绿岩脉切割片麻岩及混合花岗岩，又被含金构造所穿切（图3-4）。

区内岩脉由新到老存在如下穿插关系：煌斑岩（76Ma）→含金石英脉→（石英）钾长岩脉→云煌岩脉→辉绿岩脉（148～182Ma）和正长斑岩脉→闪长斑岩脉→混合花岗岩脉（表3-2）。可见，多数岩脉属成矿前岩脉，石英钾长岩脉、部分煌斑岩脉及方解石石英脉等属成矿期岩脉。岩脉在空间上与金矿化也存在密切联系，常见金矿脉沿岩脉上盘或下盘侵入充填，有些岩脉经过破碎蚀变后则可形成金矿化（体）。这表明岩脉的产出部位是含金石英脉（蚀变体）赋存的有利构造空间，同时也反映出二者在物质来源上可能有某种联系，有可能是来源于同一深部热源抑或岩脉提供了部分成矿物质。

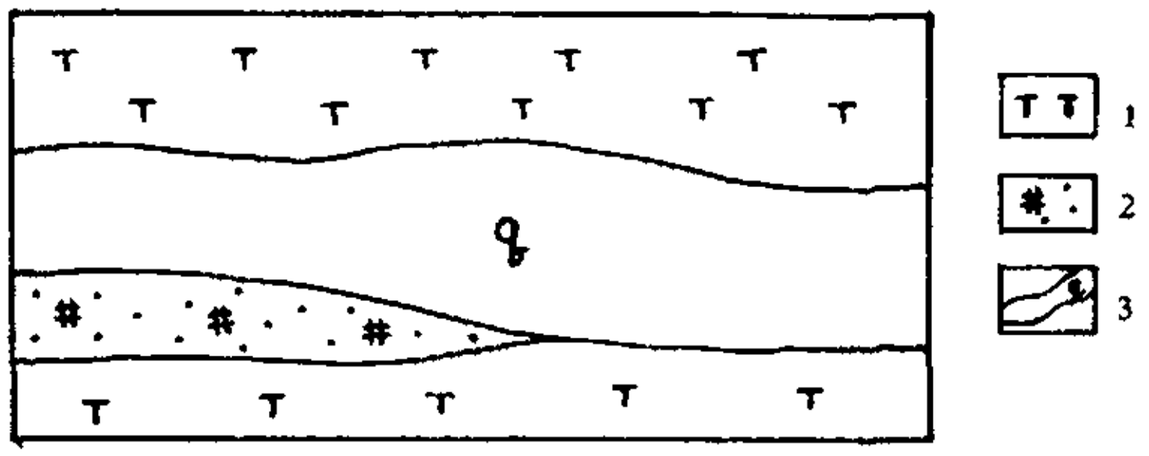


图3-3 含金构造带穿插正长斑岩（白台头岔－二岔）

1. 正长斑岩；2. 蚀变构造岩；3. 含金石英脉

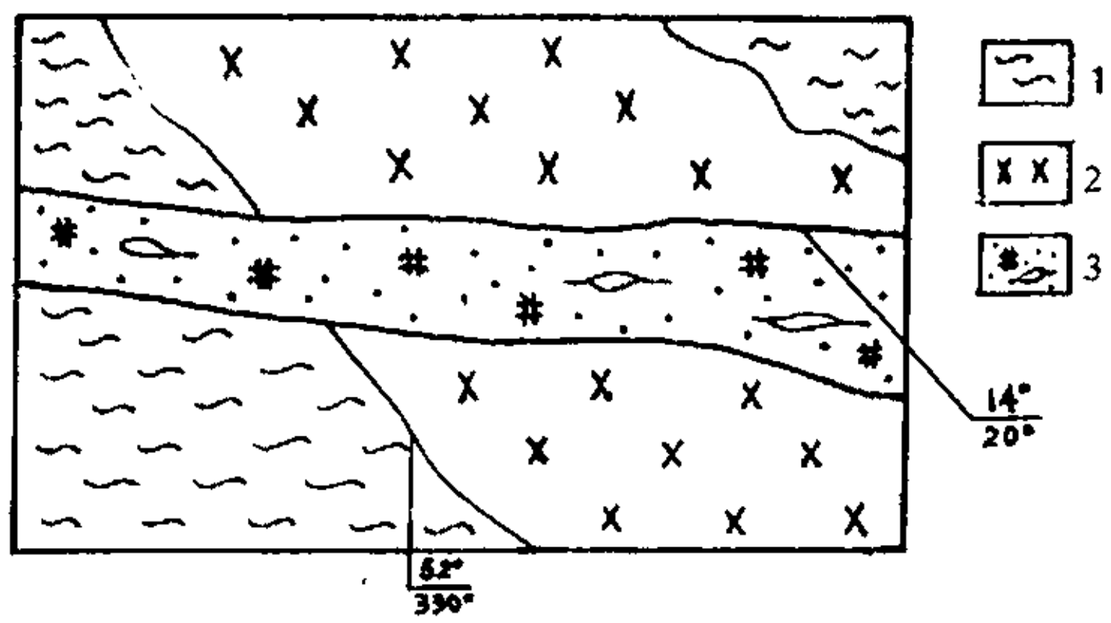


图3-4 含金构造带穿插辉绿岩脉（潼峪）

1. 蚀变片麻岩；2. 辉绿岩脉；3. 含金构造带

表3-2 主要脉岩特征对比表

时期	类型	主要特征	成岩方式
成矿前	伟晶状混合花岗岩	分布广，多为顺层或切穿片麻理，脉状、岩株状、形成早	混合岩化
	辉绿岩	分布广，脉状，切穿片麻理，上、下盘可有含金石英脉或被石英脉切穿，有的蚀变成矿	浅成基性岩脉
	正长斑岩	脉状或株状，切割辉绿岩脉，有时上、下盘有含金石英脉	浅成酸性岩脉
成矿期	（铁锰质）方解石石英脉	脉状，可达5m±，致密块状，含Au、Mo，但很少有工业矿体	热液脉
	砖红色（石英）钾长石脉	脉状，多分布于含金石英脉（蚀变体）两侧，有时可被碎蚀变成矿	热液脉
	煌斑岩脉	脉状、蚀变强烈，与石英脉相互穿插，有的可蚀变形成金矿体	深源钙碱性岩脉

三、控矿剪切带特征

控矿构造常是指直接控制含金石英脉（蚀变体）产出的断裂构造，还包括对成矿物质进入沉淀空间起引导和分配作用的导矿、配矿构造，如区域韧性剪切带等。本文所讨论的控矿剪切带主要是前一种含义，亦相当于 B·N·斯米尔诺夫划分的容矿构造。

根据小秦岭控矿剪切带变形特征、构造岩组合、力学性质等，将其划分为张剪型和剪滑型韧脆性剪切带两类。前者主要分布于下基底变质结晶杂岩中，沿大型穹隆核部呈东西向展布，与变质核杂岩长垣体长轴方向一致，规模宏大，常密集成带，带内发育碎裂岩和糜棱岩，在小秦岭东段（河南境内）最为发育，为小秦岭大中型矿床最集中分布地段，如灵宝 Q8、Q60、S505 等控矿剪切带。剪滑型韧脆性剪切带主要分布于上基底表壳岩系中，具有与大型穹隆（F_3）配套产出的特征，在小秦岭西段（陕西境内）尤为发育和典型。主要产态为发育于穹隆（F_3）翼部顺层产出，产状与片麻理基本一致（平行或以小角度相交）。在穹隆北翼，呈 NNE－NE 向延展，产状平缓，如 Q611、Q504、Q505、Q508、Q502、Q401 等控矿剪切带；在穹隆南翼，呈近东西向展布，产状较陡（一般＞45°），Q539、Q2142、Q2148 等控矿剪切带。无论剪切带产状如何变化，但总是与其产出部位褶皱片麻理协调配置，显示二者密切的生成联系。除顺层剪滑型剪切带之外，还有斜向陡倾切层者（与穹隆 F_3 轴迹斜交）和横向陡倾切层者（与穹隆 F_3 轴迹直交），主要特征如下表（表 3－3）所列。

表 3－3　　剪滑型韧脆性剪切带主要特征表

剪切带	产态	构造岩	运动学特征	控矿作用	实例
顺层剪滑型	翼部顺层剪滑，产状与片麻理一致	糜棱岩、碎裂岩、构造片岩、断层泥	逆冲剪切	石英脉型	Q611、Q505、Q401、Q508、Q502、Q504
斜向切层剪滑型	核—翼部斜向陡倾切层，倾角＞60°	糜棱岩为主，次为构造片岩、碎裂岩	平移剪切，NE 向者多为左行	蚀变岩型，石英脉型	f8701、Q8072、Q2243、SB3
横向切层剪滑型	核—翼部横向陡倾切层，倾角 70－80°	碎裂岩类为主，次为构造片岩、糜棱岩	平移剪张，具横张性质	石英脉型	Q8301、Q2253、Q01、Q595

剪滑型控矿剪切带显示良好的侧向构造分带性，一般从中心向两侧可分为含金石英脉带、顶（底）板构造带、蚀变围岩带（图 3－5）。应当指出的是，这种构造分带性在不同控矿剪切带中发育程度是不平衡的，甚至在同一控矿剪切带的不同构造位置也是发育不平衡的。通常是有些含矿剪切带（某些部位）发育较完整的分带性，而另一些含矿剪切带（某些部位）发育石英脉体，缺失顶（底）板构造带，甚至有些剪切带（某些部位）仅发育构造蚀变带，缺少或无石英脉。

石英脉带一般位于剪切带中部，常是含金剪切带的主体。一般发育剪裂隙、张裂隙及劈理化，基本符合 Riedel 剪切模型，剪裂隙（相当于 C 面理）一般平行于含金剪切带，张裂隙（相当于 P 面理）分布规律性差，但多数以较大角度与脉体边界相交，多金属硫

化物沿剪裂隙和张裂隙贯入充填（图 3－6)。单就石英脉而言，也具有一定的构造分带性，由中心向两侧依次为块状石英脉（致密块状，质纯，仅见星散状黄铁矿，含金性差)、碎裂化石英脉（脉体破碎，C.P 裂隙发育，含金属硫化物多，局部有胶结，含金较富)、碎粒（粉）状石英脉（呈松散的石英碎粒、碎粉及角砾，含金差或中等)。

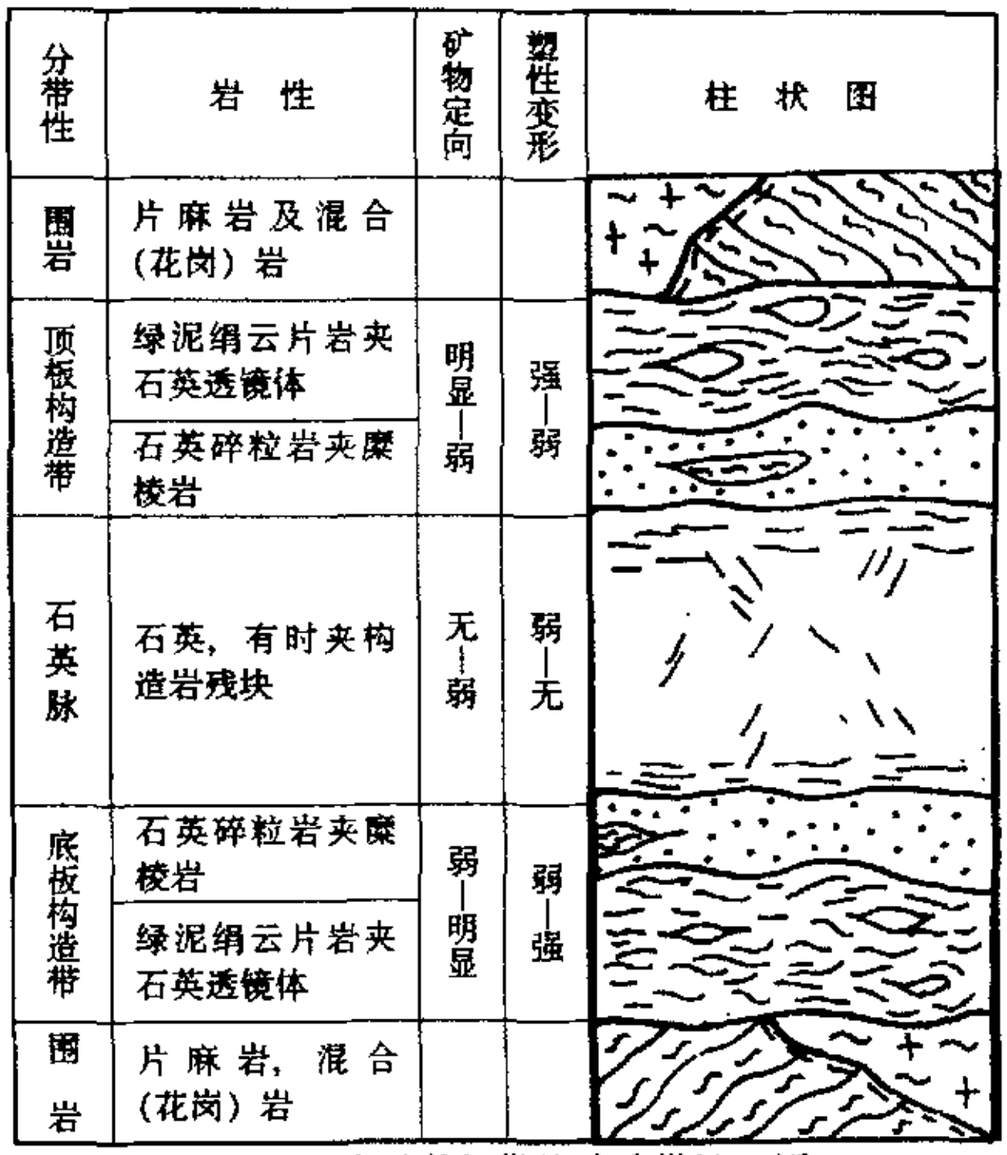


图 3－5　容矿剪切带构造分带性图解

顶（底）板构造带位于石英脉体外侧，向外与蚀变围岩过渡或以滑动面相分隔，以构造变形强、构造岩和蚀变交代作用发育为特征。带内发育千糜岩、糜棱岩、构造片岩、碎裂岩及构造角砾岩。在面理发育的构造扩容部位，动力分异形成的石英细脉及金属硫化物细(网）脉沿 C 面理或 S 面理分布。糜棱岩一般发生碎裂及角砾化等现象，显示糜棱岩与碎裂岩的先后叠置关系。尤其在斜向陡倾切层剪滑型剪切带中，剪切面理（C）和挤压面理（S）均较发育，随着变形程度逐渐增高，S 面理渐向 C 面理靠拢归并，最终两者处于基本平行状态。该带外侧多发生碎裂、碎粒化，常有断层泥及石英（金属硫化物）碎粒出现。蚀变围岩带位于顶（底）板构造带外侧，一般具硅化、绢英岩化、褪色化等现象，基本保持其片麻岩或混合花岗岩原貌，局部发育石英细（网）脉（宽 1～3cm）及星散状黄铁矿化。

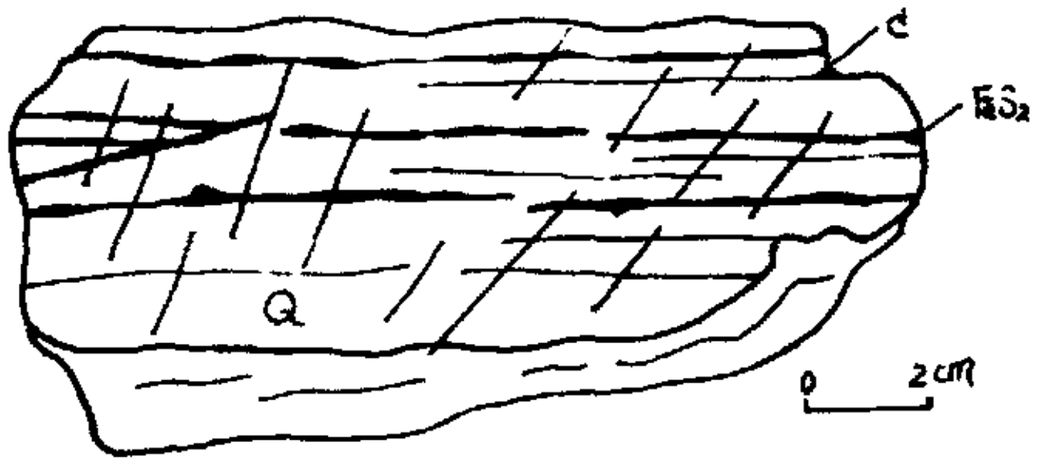


图 3－6　金属硫化物（FeS_2）主要分布于石英脉剪裂隙（C）内（Q8072）

四、矿床地质特征

1. 含金石英脉的分布特征

在控矿剪切带中含金石英脉一般呈透镜状、平直脉状、似板状及条带状等形态，排列方式为侧列、斜列、尖灭再现等，以尖灭再现为主，说明含金石英脉在剪切带中分布是非均匀的、非连续性的。含金石英脉产状与控矿剪切带相一致或者较小夹角，在走向和倾向上呈现石英脉与构造岩相间出现的规律。平面上在剪切带波状弯曲（扩容虚脱）处，脉体厚度有增大趋势（图 3－7)；剖面上剪切带由陡变缓处厚度增大。此外，有利于脉体充填的构造空间，还有 Riedel 剪切裂隙及由纵张作用引起的张剪裂隙（C)。研究表明（胡正

国，1997），多数脉体沿主剪切裂隙（C）、压性剪切裂隙（P）和低角度 Riedel 剪切裂隙（R）充填，在高角度剪切裂隙（R′）、张裂隙（T）中发育较弱。从剪切机理来看，多数控矿剪切带为简单剪切（simple shear），少数属纯剪切（pure shear）。

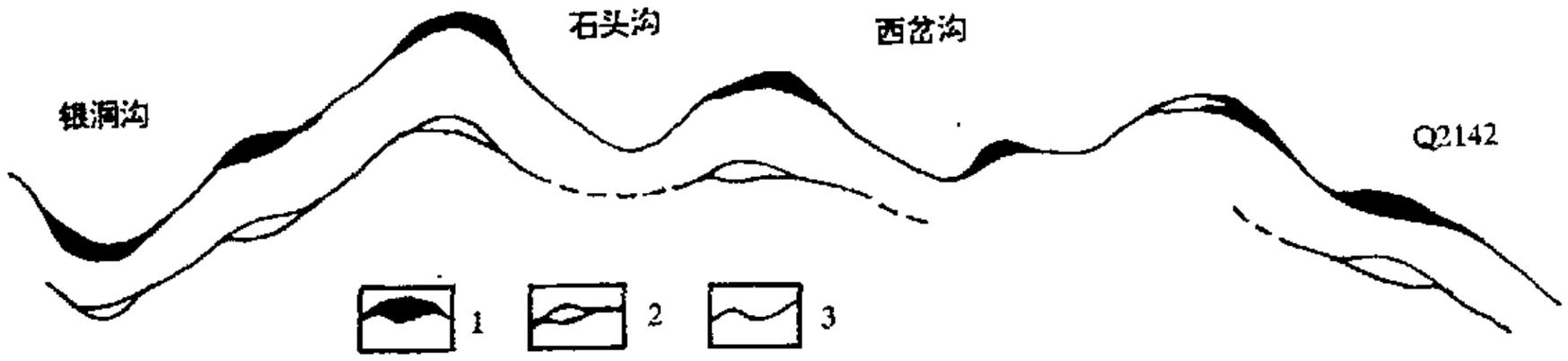


图 3－7　金矿体在容矿构造带中分布特征（王排沟 Q2142）

1. 金矿体；2. 石英脉；3. 容矿构造带

在剪滑型剪切带内，石英脉发育程度一般由顺层缓倾者→顺层陡倾者→横向切层者→斜向切层者依次降低，另一方面，脉体物质组成和规模随着构造热液活动有一定变化。从早到晚可划分出Ⅰ阶段石英脉（含少量黄铁矿）、Ⅱ阶段黄铁矿－石英脉、Ⅲ阶段多金属硫化物石英脉及Ⅳ阶段石英－碳酸盐脉，相应地脉体规模（石英聚集量）依次减小，并且常常是Ⅰ阶段石英脉大大超过其后三阶段石英脉，构成含矿剪切带的主体，后期石英脉叠加先期石英脉，包括充填穿插先期石英脉裂隙或胶结先期的石英角砾。如在 Q505 脉可见Ⅱ阶段烟灰色黄铁矿－石英细（网）脉穿插Ⅰ阶段块状石英主脉，在 Q502 脉中Ⅲ阶段烟灰色石英脉胶结Ⅰ阶段乳白色石英角砾，呈角砾状构造。在顺层剪滑剪切带中含金石英脉走向延长大于倾向延深，其比值约为 3∶1～1.5，在顺层陡倾、横向和倾向切层剪切带中石英脉一般延深略大于延长或相当（表 3－4）。

表 3－4　　小秦岭西段主要矿脉规模及含（矿）脉率统计表

走向	矿脉	矿带长度（km）	主要矿体长度（km）	主要矿体倾斜深（km）	含（矿）脉率	走向长/倾斜深	矿区
NE	Q505 中段	1.50	0.54	0.44	0.36	1.23	潼峪
	Q505 南段	0.50	0.44	0.32	0.88	1.38	
	Q401	3.00	0.48	0.48	0.16	1.00	
	Q502	1.00	0.53	0.35	0.53	1.51	
	Q515	2.20	0.42	0.18	0.19	2.33	
	Q611	1.30	0.63	0.43	0.48	1.47	
	Q504	0.45	0.25	0.15	0.56	1.67	
EW	Q539	1.26	0.32	0.20	0.25	1.60	王排沟
	Q2142	1.75	0.43	0.38	0.25	1.13	
	Q01	0.64	0.64	0.31	1.00	2.06	
SN	Q04	1.23	0.56	0.35	0.46	1.60	
	Q3002	1.10	0.36	0.28	0.33	1.29	麻峪
NE	Q2243	1.12	0.35	0.33	0.31	1.06	刘家沟
	SB6－1	1.02	1.02	0.35	1.00	2.91	葫芦沟
平均		1.29	0.50	0.33	0.48	1.59	

潼峪由顺层缓倾剪滑型剪切带控制的含金石英脉很发育，蕴藏了该区迄今为止大部分勘查储量，含金石英脉产状与片麻理基本一致（平行或有较小夹角），垂向上呈多层平行等距性，间距约 100m±（图 3－8）。多年勘查证实，该区垂向上至少存在六层相互平行

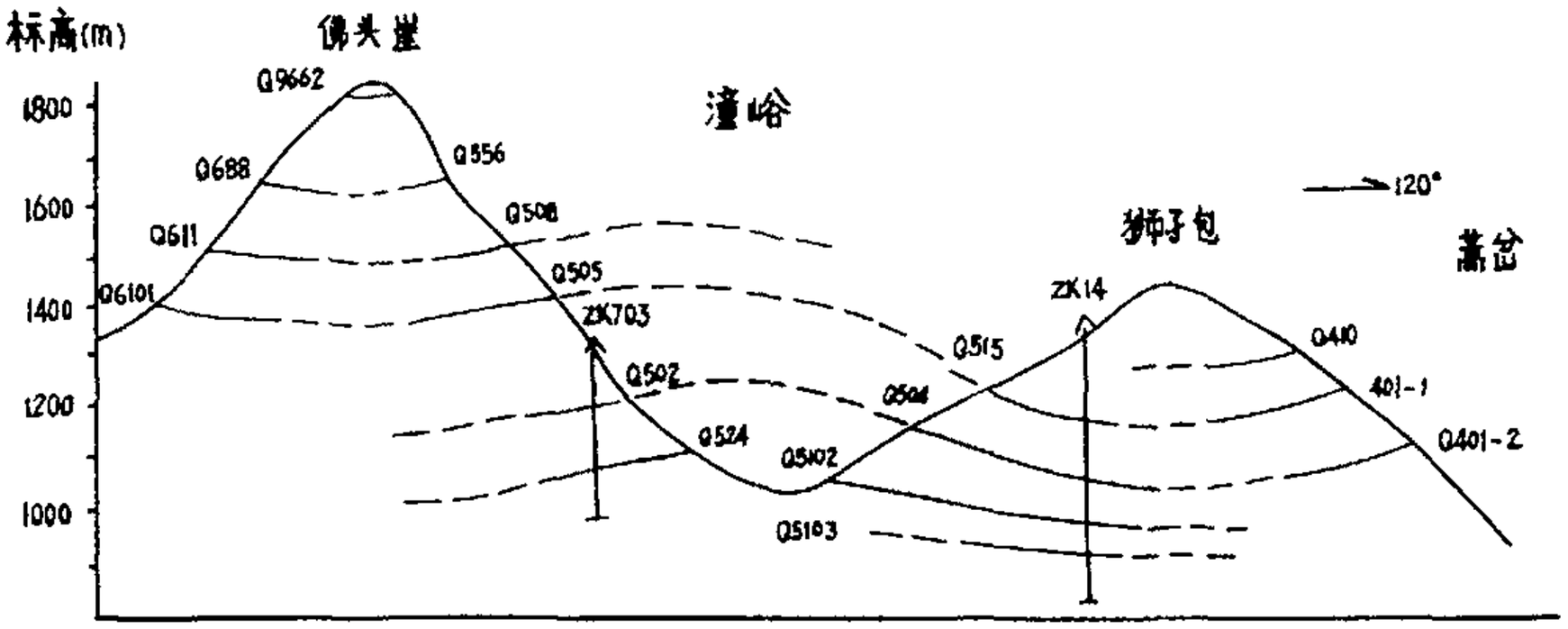


图 3－8　潼峪金矿脉垂向等间距多层性剖面图

含金石英脉，由上到下是：①Q688～Q556，②Q611－Q508～Q410，③Q6101～Q505～Q515～Q401－1，④Q502～Q504～Q401－2⑤Q524－Q5102，⑥Q5103。含金石英脉与区域褶皱配置关系表明，韧脆性控矿剪切带是在变质核杂岩不断隆升的背景下，继承性利用、迁就和改造早期顺层韧性剪切带、层间滑脱（扩容）带而形成的，是小秦岭基底岩系总体上伸展隆升构造演进过程的产物。

2. **金矿体地质特征**

金矿体形态主要呈脉状、透镜状、似层状、不规则脉状等，单个矿体长几十米至几百米，厚度变化不等（0.5～2.0m）。在走向和倾向上矿体具有侧列、斜列及尖灭再现等分布规律，显波状起伏，常见倾角变缓时矿体厚度增大，变陡处矿体变薄。矿体一般由含金石英脉和矿化构造岩组成，严格赋存于控矿剪切带内，常见富含金属矿物条带断续出现在脉体顶（底）部，绝少整个石英脉全部均匀发生金矿化形成金矿体。这表明金矿体在含金构造带（石英脉）内分布是不连续的、非均匀的，这似乎与含金石英脉在控矿构造带内的非均匀、非连续性分布特征相似（图 3－9）。

虽然金矿体并非全由含金石英脉构成，但多数情况下金矿体主要赋存在含金石英脉中，由此石英脉的产出规律和构造－热液叠加情况可作为推测金矿化的重要标志之一。在缓倾顺层控矿剪切带中，单个矿体走向延长往往大于其倾向延深，而在顺层陡倾、横向和斜向切层控矿剪切带中，单个矿体延长略小于（或相当于）其延深。

矿体金品位一般 $1.01\sim20.00\times10^{-6}$，不同金矿脉品位常随其产状不同而变化。统计结果显示，NE 向顺层缓倾矿体平均品位 $6.50\sim13.0\times10^{-6}$，平均厚度＞1m；EW 向顺层陡倾矿脉和近 SN 向陡倾切层矿脉的矿体平均品位 $5.07\sim10.0\times^{-6}$，平均厚度 0.5～1.0m，矿体规模和矿化均不如 NE 向顺层缓倾矿脉（表 3－5）。矿体品位与其厚度一般是正相关关系，通常在走向和倾向上金品位随着厚度呈协调式升降变化（图 3－10）。因此

含金石英脉厚度可以大致预示矿体的规模和品位。

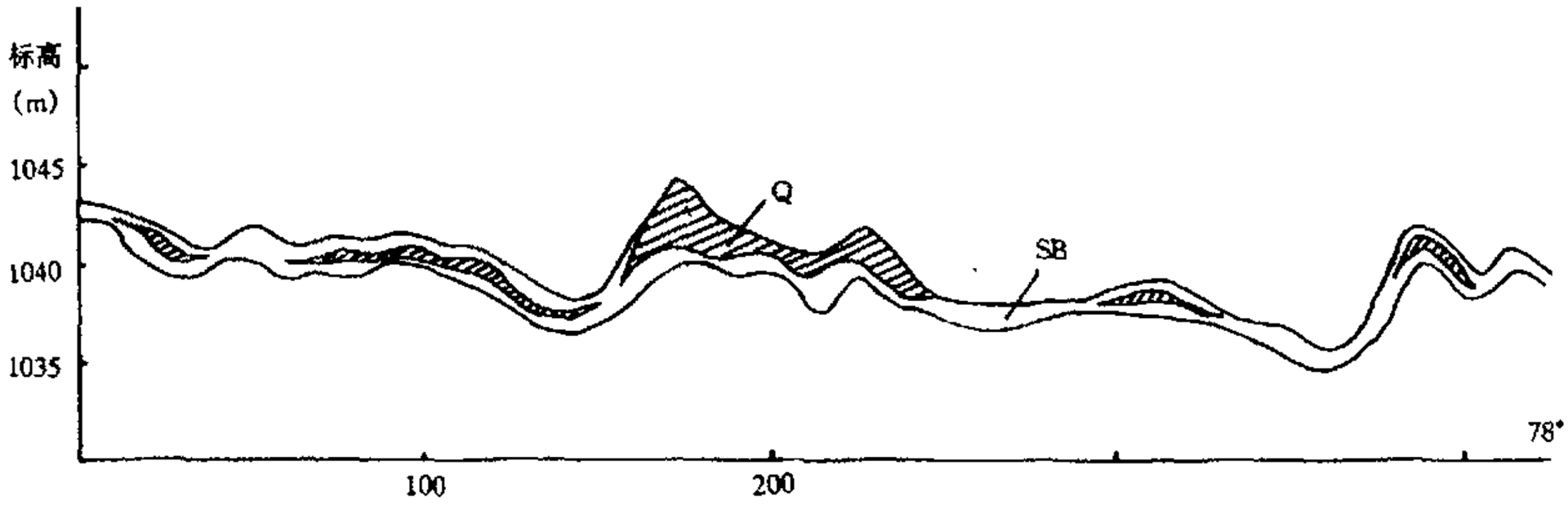


图 3－9　含金石英脉（Q）剪切带（SB）内分布特征（Q401－2）

表 3－5　　不同矿脉矿体厚度品位统计表

产态	脉体	平均厚度（m）	平均品位（$\times 10^{-6}$）	品位区间（10^{-6}）	备注
NE 向顺层缓倾	Q505	1.27	7.71	1－8	北段
		1.32	6.90	3.38－12.20	南段
	Q508	1.44	13.40	3.60－18.16	
	Q515	1.34	9.99	1.01－20.00	
	Q692	1.91	7.43	3－14	
	Q502	0.80	5.07		
SN 向切层陡倾	Q04	0.47	8.83		中南段
		0.68	10.82		北段
EW 向顺层陡倾	Q01	0.50	7.58	2.5－17.70	
	Q539	0.50	5.58		
	Q2142	1.32	5.69		

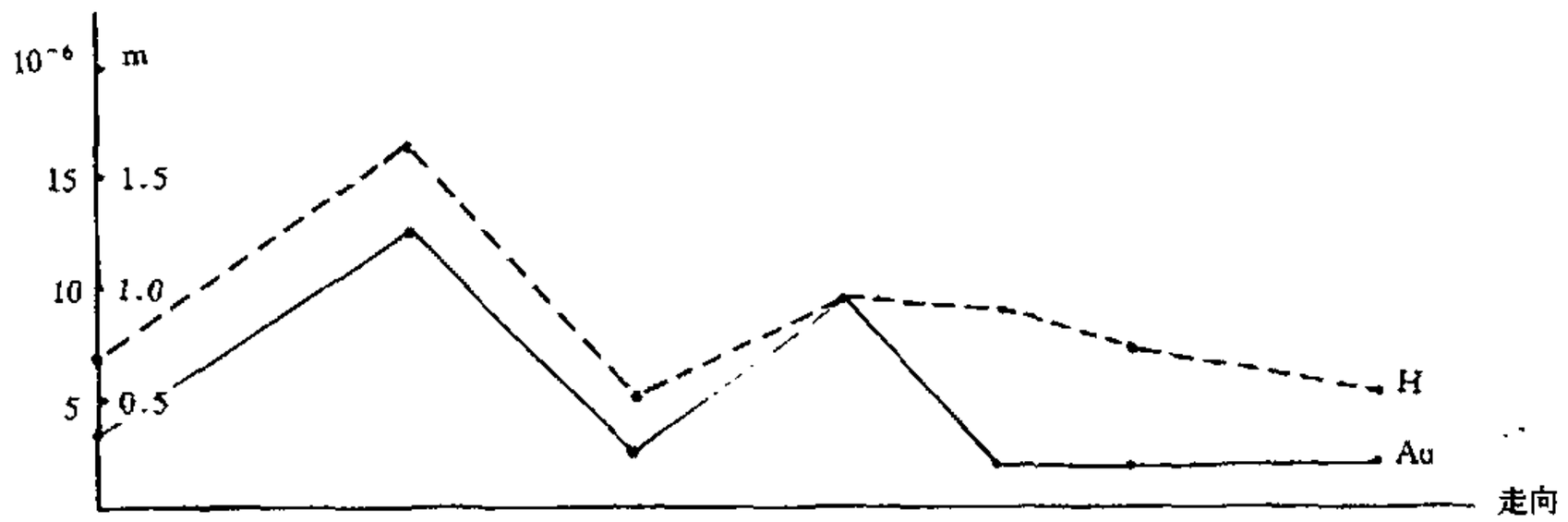


图 3－10　石英脉型金矿品位（Au）与矿体厚度（H）关系图（Q515 脉Ⅲ中段）

3. 矿石物质组成与结构构造

3.1　矿物成分：石英脉型金矿的矿物组成较复杂，各种矿物随不同矿脉而有所变化，一般主要矿物为石英（70～90%），矿石矿物含量 5～10%，主要矿石矿物为黄铁矿、方铅矿、黄铜矿，其次为闪锌矿、磁铁矿、赤铁矿、镜铁矿、白钨矿、黑钨矿、磁黄铁矿、矿、辉钼矿、辉铋矿、斑铜矿、黝铜矿等；脉石矿物主要为石英，次为方解石、绢（白）云母、（铁）白云石、重晶石、绿（帘）泥石、钾长石、锆石、榍石等；表生矿物有褐铁矿、针铁矿、铜兰、孔雀石、蓝铜矿、铅矾等；金矿物主要为自然金，次为银金矿、碲金矿、碲银金矿等。

在各类矿脉中黄铁矿总是作为含量最多的金属矿物出现，方铅矿、黄铜矿、闪锌矿在不同矿脉分布极不均匀，碳酸盐矿物在各类矿脉中均有出现。矿物成分的复杂性，在一定程度上反映了成矿热液的复杂性和多期叠加性。

3.2　化学成分及矿石类型：矿石组成元素较为复杂，且随矿石类型不同而发生变化(表 3－6)。以 Q515 脉为例，主要造岩元素为 Si、Al、K、Fe、Ca、O 等，伴生有益组分为 Ag、Zn、Cu、Mo 等。在黄铁矿石英脉型和多金属硫化物石英脉型矿石中，SiO_2 含量偏高（平均 87.18%），Na_2O 与 K_2O 基本相当，Al_2O_3 含量明显偏低（平均 0.82%）；在蚀变构造岩型矿石中 SiO_2 含量偏低（平均 60.50%），Al_2O_3 含量明显偏高（平均 12.29%），$K_2O>Na_2O$，这反映其原岩的某些岩石化学特征。Au 与 Ag 具有相关性，Cu、Pb、Zn 变化规律相近，有一定同步消长关系。

表 3－6　　Q515 金矿脉矿石化学分析成果表（%）

类型	样号	SiO_2	Al_2O_3	TiO_2	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	MnO	P_2O_5	Na_2O	K_2O	灼失	Au	Ag	Cu	Pb	Zn
黄铁矿石英脉	KQ22	84.02	1.42	0.28	6.57	1.88	0.29	0.44	0.10	0.06	0.25	0.39	2.02	24.13	156.5	0.69	0.24	0.048
	KQ26	80.20	0.05	0.03	9.38	2.03	0.45	1.41	0.06	0.00	0.32	0.39	4.45	32.18	137.2	0.007	1.06	0.01
	KQ29	90.40	0.80	0.15	4.88	1.54	0.39	0.40	0.04	0.00	0.23	0.10	1.30	14.17	37.21	0.002	0.013	0.055
	KQ30	81.32	0.50	0.30	7.58	1.60	3.30	1.80	0.08	0.01	0.14	0.26	3.26	20.65	52.91	0.005	0.096	0.051
多金属矿化物石英脉	KQ32	89.03	1.06	0.03	5.50	1.41	0.06	1.04	0.05	0.01	0.20	0.06	0.29	26.05	20.34	0.68	2.07	0.35
	KQ33	91.08	1.07	0.10	3.51	1.67	1.06	1.15	0.09	0.01	0.05	0.03	0.09	18.74	9.37	0.34	0.37	0.81
蚀变构造岩	KQ23	53.74	12.27	0.54	8.45	0.62	8.27	0.50	0.43	0.20	0.17	3.86	3.58	3.40	10.96	0.003	0.08	0.025
	KQ24	62.68	15.10	0.57	4.79	1.21	0.82	1.03	0.21	0.28	0.29	9.30	1.42	7.32	25.43	0.016	0.199	0.011
	KQ25	59.18	10.38	0.50	7.60	1.13	8.35	0.79	0.30	0.34	0.16	5.06	1.48	3.66	8.56	0.006	0.518	0.023
	KQ27	47.84	11.40	0.54	12.00	2.52	0.62	1.13	0.07	0.06	0.26	4.02	6.20	7.40	8.51	5.24	1.06	7.23
	KQ31	76.80	0.60	0.40	6.00	1.60	3.65	1.95	0.09	0.02	0.30	0.40	3.80	5.62	31.61	0.034	0.18	0.81

（Au、Ag 分析单位为 10^{-6}）

根据矿物组合和矿石结构构造，将矿石类型划分为四类：①黄铁矿石英脉型，矿物组合为自然金－黄铁矿－石英；②多金属硫化物石英脉型，矿物组合主要为自然金－石英－黄铁矿－方铅矿（－黄铜矿－闪锌矿）；③蚀变构造岩型，矿物组合为自然金－黄铁矿－

石英（碳酸盐），脉石矿物常见石英、碳酸盐矿物、长石、黑云母、绢云母、绿泥石等，矿石原岩为各类构造岩，凡未经构造动力改造的岩石一般不能形成矿石；④表生氧化型，矿物组合为自然金－石英－褐铁矿，发育土状、蜂窝状、角砾状构造。

3.3 矿石结构构造：矿石结构主要有（半）自形－它形晶粒状结构、交代残余（假象、镶边）结构、网状结构、乳滴状结构、压碎结构、斑状结构及鳞片状结构等，矿石构造主要有致密块状构造、条带状构造、浸染状构造、细（网）脉状构造、蜂窝状构造、泥状构造、团块状、角砾状、碎裂构造及糜棱状构造等。

4. 金的赋存状态及其富集规律：

4.1 金的赋存状态：金主要以自然金、银金矿等矿物形式存在，自然金依其粒度可分为可见金（>0.2mm）、显微金（0.2～0.002mm）和超显微金（<0.002mm），显微金含量较高，超显微金次之。显微金以裂隙金、包裹金和晶隙金嵌布于载体矿物中，其形态与嵌布形式有关。裂隙金多呈脉状、枝叉状、长条状，晶隙金多呈板片状、不规则状，而包裹金多为浑圆状、麦粒状等（图3－11）。相对而言，裂隙金是主要的，包裹金和晶隙金含量次之。主要载金矿物有黄铁矿、黄铜矿、方铅矿、褐铁矿、闪锌矿、石英、磁铁矿等，从含金性上看，黄铁矿是最主要的载金矿物（表3－7）。银主要赋存于方铅矿、黄铜矿、黄铁矿、闪锌矿等，方铅矿中银明显大于黄铁矿。

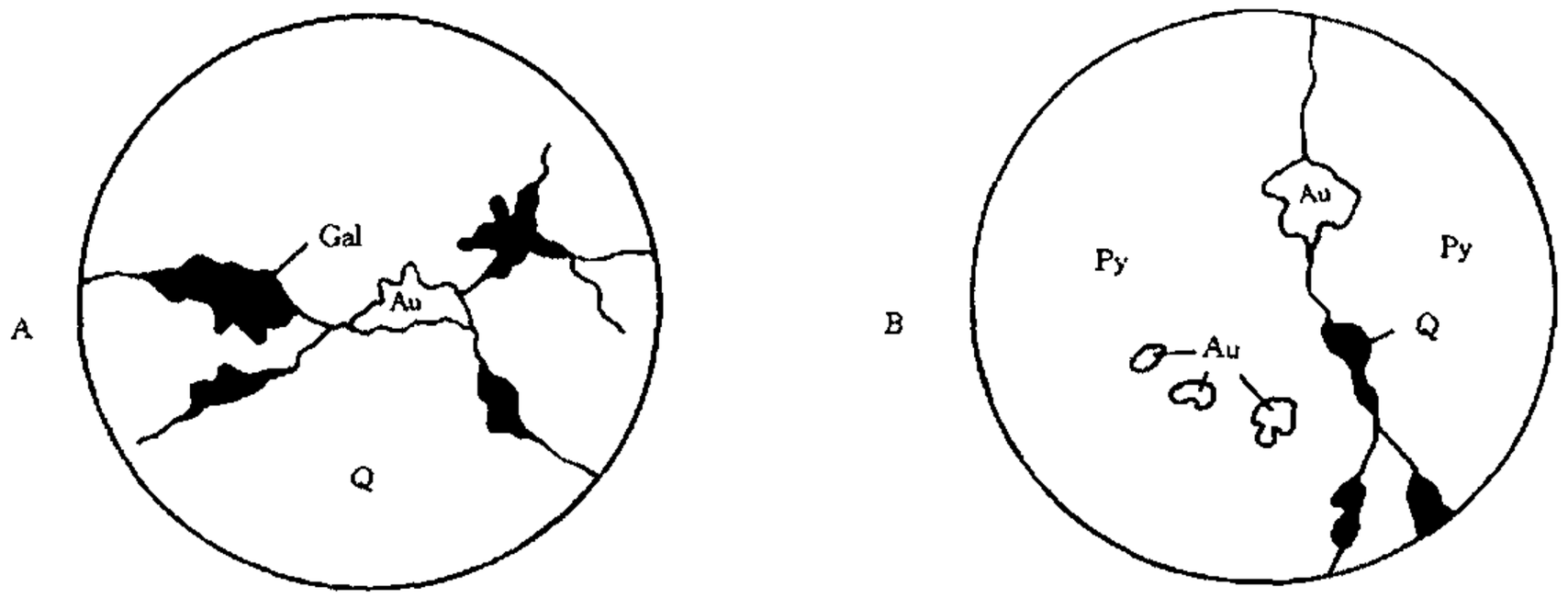


图3－11 光片显微素描图（Q04）（－）10×20×1.6

A. 自然金（Au）呈不规则状分布于石英（Q）裂隙中；

B. 自然金（Au）呈它形粒状包裹于黄铁矿（Py）或充填于裂隙中

自然金成色较高，一般为850～960，这体现了前寒纪古老变质岩区金矿成色普遍偏高的特征。一般认为自然金成色与成矿温度、深度、时代、变质程度有关，亦即成矿深度大、时代早、变质程度高，则经历的构造—热事件多，金成色就趋于增高。

4.2 富集规律：①金在矿脉中分布不均匀，一般水平方向上中间贫而两侧方向（脉体与围岩的内接触处）富，垂向上中间富而上、下贫；②多期石英（硫化物）叠加、裂隙发育及破碎部位，有利于金富集；③蚀变交代发育，矿物组成复杂，尤其是绢云母化－硅化－黄铁矿化组合对金矿化有利；④矿化与矿脉金属硫化物含量有关，尤其是中晚期金属硫化物含量高时金品位增高；⑤矿化与含金石英脉规模有关，一般规模愈大则含金性愈好；⑥矿化与矿脉产状变化有一定关系，在矿脉膨大部位，由陡变缓或由缓变陡部位，常

是金矿化集中地段；⑦矿化与控矿剪切带性质、产状、规模有关，分布于大型穹隆核部的张剪型控矿剪切带矿体规模大，矿化强，顺层、缓倾剪滑型剪切带中矿体次之，顺层陡倾、横向和斜向陡倾切层矿体明显不如前者。

表 3－7　　主要载金矿物含金性统计表（10^{-6}）

矿脉	测定对象	样品数	Au	Ag	测定对象	样品数	Au	Ag
Q515	中粗粒黄铁矿	2	67.36	321.02	细粒方铅矿	1	26.15	164.69
	细粒黄铁矿	2	113.54	558.45	中粗粒方铅矿	1	2.81	168.75
	黄铜矿	1	23.24	104.00	石英	2	0.34	2.06
Q539	中细粒黄铁矿（早）	3	4.09		晶粒状方铅矿	1	0.78	
	似脉状黄铁矿	2	296.13		细粒方铅矿	2	24.08	
	团块状黄铜矿	3	138.41		团块状方铅矿	2	13.13	
	细脉状黄铁矿	1	39.26					
Q502	粗粒黄铁矿	1	31.25	69.50	褐铁矿	1	62.50	89.90
	中细粒黄铁矿	4	70.20	40.32	方铅矿	1	3.88	343.50
	黄铜矿	1	1.25	38.50	石英（Ⅱ期）	2	0.13	0.3
	闪锌矿	1	1.00	8.50	石英（Ⅲ期）	1	3.3	29.6
Q2142	早期黄铁矿	2	0.37	9.50	早期方铅矿	2	11.75	66.50
	黄铁矿	1	8.25	12.0	方铅矿	1	23.65	147
	黄铁矿	1	44.15	24.5	方铅矿	1	16.25	297
Q04	黄铁矿	2	27.84		褐铁矿	1	53.26	
Q01	方铅矿	3	78.39		石英	1	0.1	
Q2243	黄铁矿	2	62.85	31.85	石英	2	0.5	3.1
Q8003	早期黄铁矿	2	1.25	6.45	方铅矿	1	0.2	69.84
Q8007	黄铁矿	1	86.2	146	石英	1	0.5	2.6

（据 712 队有关勘查报告整理）

5. 成矿阶段

5.1　黄铁矿－石英阶段（Ⅰ）：为含金石英脉的成脉阶段。石英呈他形粒状结构，致密块状，常含大量气液包裹体，镜下可见波状消光、细粒化、变形纹、微裂隙、强应变带等构造特征。与之共生的黄铁矿多呈自形—半自形立方体，星散状分布于石英脉中，含金很低。该阶段成矿温度高，以大量 SiO_2 和水气溶液为主，贫硫化物而金矿化微弱。

5.2　石英－黄铁矿阶段（Ⅱ）：为形成金矿体的主要阶段。黄铁矿呈细粒（＜2.5mm）、半自形－它形立方体或五角十二面体，以条带状、细脉状及团块状分布于Ⅰ阶段石英脉裂隙中（常与脉壁大致平行），或与Ⅱ阶段石英构成细（网）脉叠加Ⅰ阶段石英脉及蚀变构造岩，含金普遍较高。共生石英呈灰白－烟灰色，玻璃光泽，它形粒状，含金性优于Ⅰ阶段石英。本阶段温度为 190～310℃，最适宜金的沉淀。

5.3　石英－金属硫化物阶段（Ⅲ）：为金矿的重要成矿阶段。成矿热液活动的强度和温度较前二期有所衰减，热液中铜、铅、锌等金属元素含量有所增加。黄铁矿呈半自形－它形粒状，以条带状、脉状、团块状、细（网）脉状叠加于先成石英脉中，黄铁矿含金与Ⅱ阶段相当（或稍弱些）。共生石英为无色透明一半透明，自形一半自形。本阶段还是银的主要矿化时期，出现银金矿、含银自然金等，金属硫化物中银含量普遍增高。

5.4 石英－碳酸盐阶段（Ⅳ）：主要形成石英、碳酸盐矿物（方解石、白云石）及少量黄铁矿，常以石英－碳酸盐或石英－黄铁矿－碳酸盐组合，充填于先期石英脉裂隙中，常在脉体上（下）盘接触部位发育。黄铁矿呈细脉状、浸染状，含金性很差。

从上述Ⅰ到Ⅳ成矿阶段，SiO_2 含量逐渐减少，金属硫化物在Ⅱ－Ⅲ阶段大量沉淀达到高潮，金矿化也主要发生在Ⅱ－Ⅲ阶段，与金属硫化物沉淀时期相吻合。更重要的是，金矿化与石英脉成脉并非同步，而是发生在成脉以后的脆性构造（为主）活动阶段。成矿作用呈现多阶段叠加，反映了与成矿有关的构造—热液活动多期叠加特征。

6. 围岩蚀变及特征

6.1 围岩蚀变类型：主要有硅化、绢云母化、黄铁矿化、绿泥石化、碳酸盐化、帘石化、钾长石化、黑云母化等，由成矿热液引起或由剪切带动力退变质形成。

硅化具多期性，早期表现为硅质交代，使岩石 SiO_2 含量增高和更加致密，可沿斜长石、微斜长石边缘交代，中－晚期以脉状、细（网）脉状、团块状、细粒浸染状充填交代。绢云母化大致有三种：①热液蚀变绢云母化，呈交织状、星散状及交代假象分布，不具组构定向性；②呈细鳞片状，定向分布于千糜岩和构造片岩中，为动力变质作用形成；③区域性退变质形成的绢云母，分布不受剪切带或热液活动限制。黄铁矿化早期呈星散状，中—晚期以条带状、细（网）脉状、团块状充填于先成石英脉的裂隙中，一般靠近脉体蚀变增强。绿泥石化系角闪石、黑云母等镁铁质矿物蚀变的产物，进一步蚀变产生绢云母、石英、碳酸盐矿物等，在剪切带千糜岩及构造片岩中发育。碳酸盐化常呈细（网）脉状、充填于晚期构造裂隙中，还可胶结早期岩（矿）石角砾、碎粒等。

蚀变类型随围岩性质不同而有所变化。当围岩为偏酸性岩石（混合岩、伟晶岩）时，主要蚀变为绢云母化、硅化、黄铁矿化等；当围岩为偏基性岩石（斜长角闪岩、辉绿岩、片麻岩）时，主要蚀变为绿泥石化、绢云母化、黄铁矿化、碳酸盐化等。

6.2 蚀变分带性：与构造蚀变岩型金矿相比，石英脉型金矿蚀变带不甚发育，蚀变带沿倾向距脉壁一般约 1～2m，有时仅有数厘米。在水平方向上由中心向两侧依次大致可划分出三个带（表 3－8），即强蚀变带（直接与脉体接触，几乎全由蚀变矿物组成），中蚀变带（主要由蚀变矿物构成，及弱蚀变带（蚀变矿物为次）。各蚀变带间为渐变过渡关系，且蚀变叠加十分普遍。由内到外蚀变强度由强变弱，蚀变组合由复杂趋向简单，同时金矿化亦具由强到弱的变化特征，金矿化与蚀变作用表现较好的耦合性。

表 3－8　　**石英脉型金矿围岩蚀变侧向分带特征表**

侧向分带	偏酸性围岩（混合岩类）		偏基性围岩（角闪岩类）	
强蚀变带（内）	主要	黄铁矿化、绢云母化、硅化	主要	绢云母化、碳酸盐化
	次要	碳酸盐化	次要	黄铁矿化、硅化
中蚀变带（中）	主要	黄铁矿化、绢云母化、硅化	主要	黄铁矿化、绢云母化、碳酸盐化
	次要	钾长石化、碳酸盐化	次要	黑云母化、绿泥石化、绿帘石化
弱蚀变带（外）	主要	弱黄铁绢英岩化	主要	绿帘石化、绿泥石化、黝帘石化
	次要	绢云母化、黑云母化、硅化	次要	硅化、绢云母化

围岩蚀变是含矿热液与围岩发生水－岩化学反应的结果，因此必然会发生或强或弱的物质交换作用。据苏振邦等（1986），本类金矿围岩蚀变带从未蚀变岩石到强蚀变带，SiO_2 和 Na_2O 呈下降趋势，K_2O 显示增高趋势，反映了长石类绢云母化（钾长石化）时 Na_2O 带出、K_2O 带入的特点；CaO、MgO、FeO、Fe_2O_3、MnO、TiO_2 总量有逐渐增高态势，Al_2O_3 表现比较稳定，挥发组份 CO_2 和 H_2O^+ 逐渐增高，反映了蚀变过程中含水矿物增多，碳酸盐化增强。同时，Au、Ag、Cu、Co、Ni 明显增高，As、Sb 具下降趋势。

五、成矿物理化学条件

1. **成矿物理条件**：本类金矿成矿温度变化在 100～340℃之间，主要成矿阶段温度变化区间为 146～280℃（表 3－9）。据王亨治等（1983），Ⅰ阶段温度为 251～303℃，Ⅱ阶段为 209～296℃，Ⅲ阶段为 155～178℃，Ⅳ阶段为 155℃（爆裂法）。表明石英脉型金矿主成矿温度为 150～300℃，属中—低温热液矿床。据栾世伟等（1983），小秦岭金矿成矿温度与压力存在如下关系：$P(10^5Pa) = 737 - 0.88(T - 298) + 3604T(\ell nT - 5.697)$，由此求得成矿压力约为 0.108～0.150GPa，相应深度约为 2.9～1.3km。

表 3－9　　矿物测温成果统计表（爆裂法）

矿脉	测定矿物	样数	低　温　(℃)		中　高　温　(℃)	
			区　间	均　值	区　间	均　值
Q2142	石英	17	85－140	127	300－345	325
	黄铁矿	4	175－185	180		285
	方铅矿	8	165－205	178	235－315	274
Q539	石英	4	105－155	120	315－335	323
	黄铁矿	4	150－195	173		215
	方铅矿	2	65－95	80	225－285	248
Q505	石英	6	115－155	132	215－345	290
	黄铁矿	2		155		215
	方铅矿	1		135		
Q8003	石英	2	105	105	315	315
	黄铁矿	2	155－160	157		
	方铅矿	1				315

（据 712 队有关勘查报告整理）

2. **成矿化学条件**：大量流体包裹体研究表明，成矿流体中阳离子以 Na^+ 为主，K^+、Ca^{2+} 次之；阴离子中 Cl^- 含量高于 F^- 和 SO_4^{2-}（表 3－10）；气相组分主要是 H_2O 和 CO_2，其次有微量的 CO、H_2、H_2S、N_2 等。可见成矿流体为低盐度（$<10^5$wt%NaCl）、富 H_2O 和 CO_2、无子晶的碱性溶液。成矿溶液 PH 值为 3.96～8.31，Eh 值在 0.197～－0.4V 间变化（胡正国，1991），并且从Ⅰ－Ⅳ成矿阶段溶液由弱酸性逐渐向弱碱性过渡。

表 3－10　　潼峪含金石英脉包裹体成分表

矿脉	样品数	标高（m）	气相成分（10^{-6}）							
			H_2	N_2	CH_4	C_2H_6	CO	CO_2	H_2O	CO_2/H_2O
Q515	3	1250	0.15	0.22	0.13	0.00	0.87	74.93	454	0.12
Q401－1	4	1180	0.145	0.695	0.68	0.02	0.52	214.25	637	0.44
Q401－2	1	1050	0.16	1.6	4.1	1.7	0.00	270	240	1.12

矿脉	液相成分（10^{-6}）							$\frac{Cl^-}{SO_4^{2-}}$	$\frac{Na^+}{K^+}$	Au（10^{-6}）
	F^-	Cl^-	SO_4^{2-}	K^+	Na^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}			
Q515	3.40	16.85	14.97	14.15	20.71	8.97	4.58	1.13	1.53	7.07
Q401－1	4.07	40.75	28.84	15.59	42.39	9.97	3.21	1.41	1.69	21.10
Q401－2	4.80	65.30	72.8	86.7	171	16.5	3.2	0.897	1.96	3.20

（据黄建军等，1994）

第二节　鸳鹿蚀变岩型金矿地质特征

构造蚀变岩型金矿分布于太华台拱太华岩群与上覆元古界盖层之间的主剥离断层带范围内，其蚀变矿化赋存于脆性剪切破碎带中，是小秦岭主要金矿类型之一。如洛南葫芦沟金矿、镰子沟金矿、蓝田灞源安岭沟金矿、金堆城桃园金铅矿及河南周家山金矿等，下面以葫芦沟金矿为例，阐述构造蚀变岩型金矿的地质特征。

一、地质背景

葫芦沟金矿区位于大月坪穹隆南翼朱家沟断裂带南侧，南部紧邻太华岩群与高山河群间主拆离滑脱带（图 3－12）。出露地层为太华岩群秦仓沟岩组片麻岩系，变质程度达角闪岩相，普遍遭受不同程度的混合岩化作用。葫芦沟秦仓沟岩组曾获得 Rb－Sr 等时年龄 2358Ma（西北有色地研所，1989），代表其所经历的一次强烈的构造热事件（五台运动）。中元界高山河群分布于主剥离带南（上）侧，主要岩石为石英岩、变石英砂岩、泥质板岩及泥砂质板岩等。

小秦岭南缘剪切带在区内出露宽 4.5km，北自孙家沟口，南至不整合滑脱带，先后经历了韧性－韧脆性－脆性变形过程。空间上依据变形特征分为北部韧性、中部韧脆性（即朱家沟韧脆性断裂带）及南部韧性变形三个部分，总体上由南到北变形逐渐变弱，该矿区恰处于南缘剪切带的南部韧性变形部分内，因此可以说秦仓沟岩组实际上是南缘韧性剪切带活动的产物，并非普通意义上的岩石地层单位。其岩性包括弱变形的片麻岩类和强变形的糜棱岩类，糜棱面理走向 110°～120°，向北陡倾，倾角 70°～85°，宏观上糜棱面理表现为斜长石、钾长石呈串珠状碎斑平行排列，蠕虫状石英集合体和片状矿物围绕它们定向排列，可见 A 型褶皱、δ 型长石旋转碎斑构造及镜下的显微塑性变形特征（糜棱结构、拔丝状石英、变形双晶等）。发育糜棱岩的强变形域一般常带状产出，常与弱变形片麻岩相间出现，其中心带常超糜棱岩或千糜岩，向两侧依次过渡到糜棱岩、初糜岩和片麻岩类（表 3－11）。过去描述的眼球状片麻岩或混合岩实际大多应是糜棱岩类或糜棱岩化片麻岩。

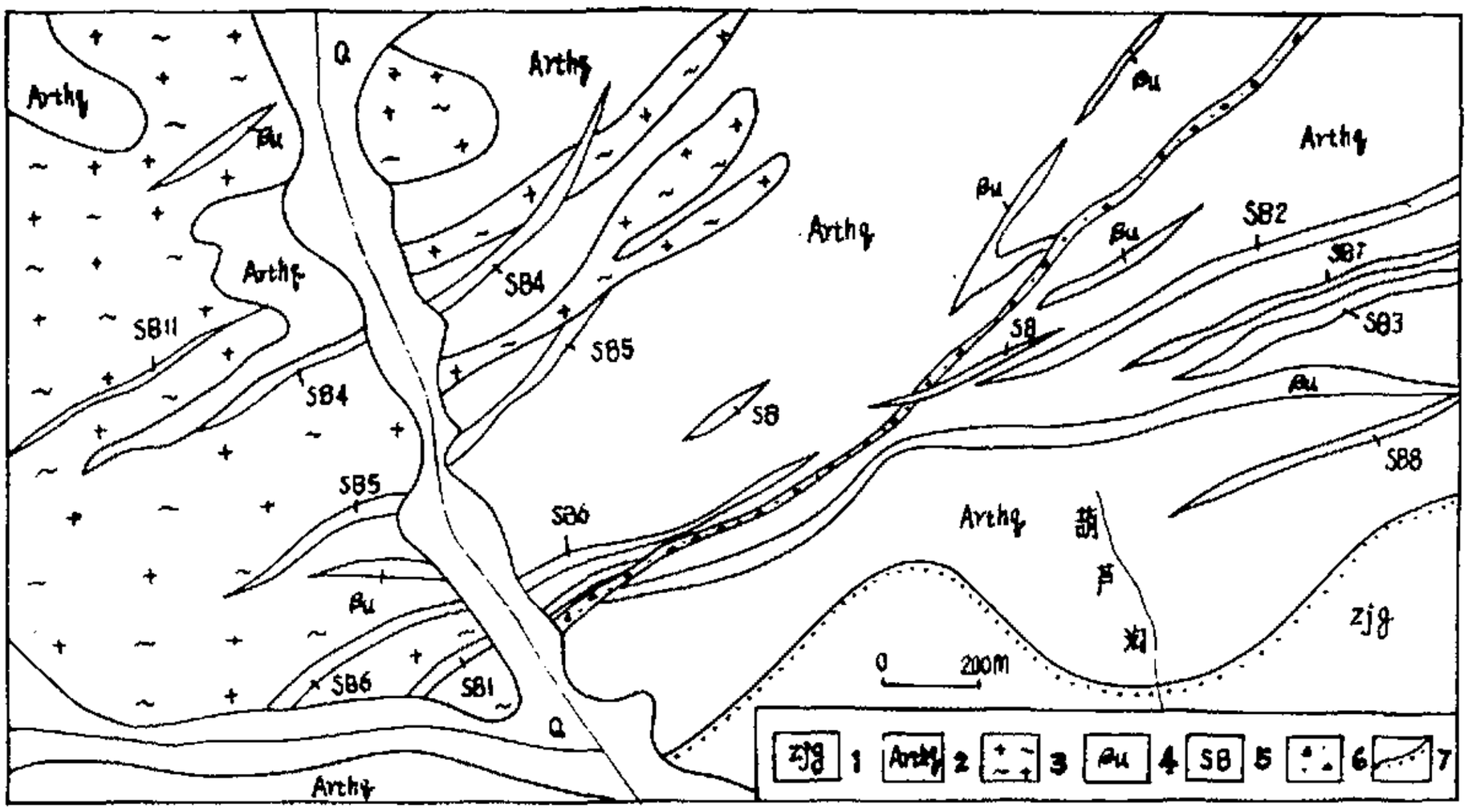


图 3－12　葫芦沟金矿床地质略图

1. 高山河群变石英砂岩；2. 寨仓沟组片麻岩；3. 混合花岗岩（γ_2）；4. 辉绿岩；
5. 含金剪切蚀变带；6. 断裂破碎带；7. 不整合面（滑脱构造带）

表 3－11　　糜棱岩带岩石特征表

	岩石	主要矿物特征
外带↓中心	角闪斜长片麻岩	斜长石、角闪石、石英、绿帘石，中粒。斜长石多变为绢云母、定向差，角闪石长柱状，定向性不明显。
	初糜棱岩	碎斑占 80%，为斜长石（40%）、角闪石（15%）、黑云母（15%）、石英（10%）；基质 20%，为动态重结晶石英和细粒斜长石。
	糜棱岩	碎斑 15%，钾、斜长石（10%）呈椭圆形，1－1.5mm，长轴与糜棱面理一致；基质 85%，为石英（35%）、黑云母（10%）、钾长石（40%）。
	超糜棱岩	碎斑＜5%，为角闪石（3%）、斜长石（2%）、角闪石 0.1×0.4mm，长轴平行糜棱面理；基质 95%，为石英（80%）、斜长石（5%）、黑云母（0%）。

在东西向南缘剪切带的基础上，后期又叠加了 NNE－NE 向向韧脆性剪切带，与金矿化关系密切。规模较大者有上坪－太子坪断裂、驾鹿－高山河断裂带、尖涧沟－碌碡沟断裂带及刘家院－西河断裂带等，它们与朱家断裂带呈羽状交汇，十分引人注目（图 3－13）。这些剪切带长千米至数千米；宽数米至数十米，走向 45°～70°，倾向南东，倾角 50°～75°。带内发育片理化带、构造透镜体，具多期次活动特点。与之平行的更次一级 NE－NNE 向剪切带，直接控制了区内含金剪切蚀变带（石英脉）的产出。

矿区范围出露大面积中元古界混合花岗岩（水草坪－刘家院），呈岩株状或岩枝状，近东西向沿南缘剪切带分布，明显受此大断裂带控制，呈中－粗粒花岗结构，块状构造（局部片麻状、糜棱状），主要矿物有更长石（5～30%）、微斜长石（15%）、正长石（5～

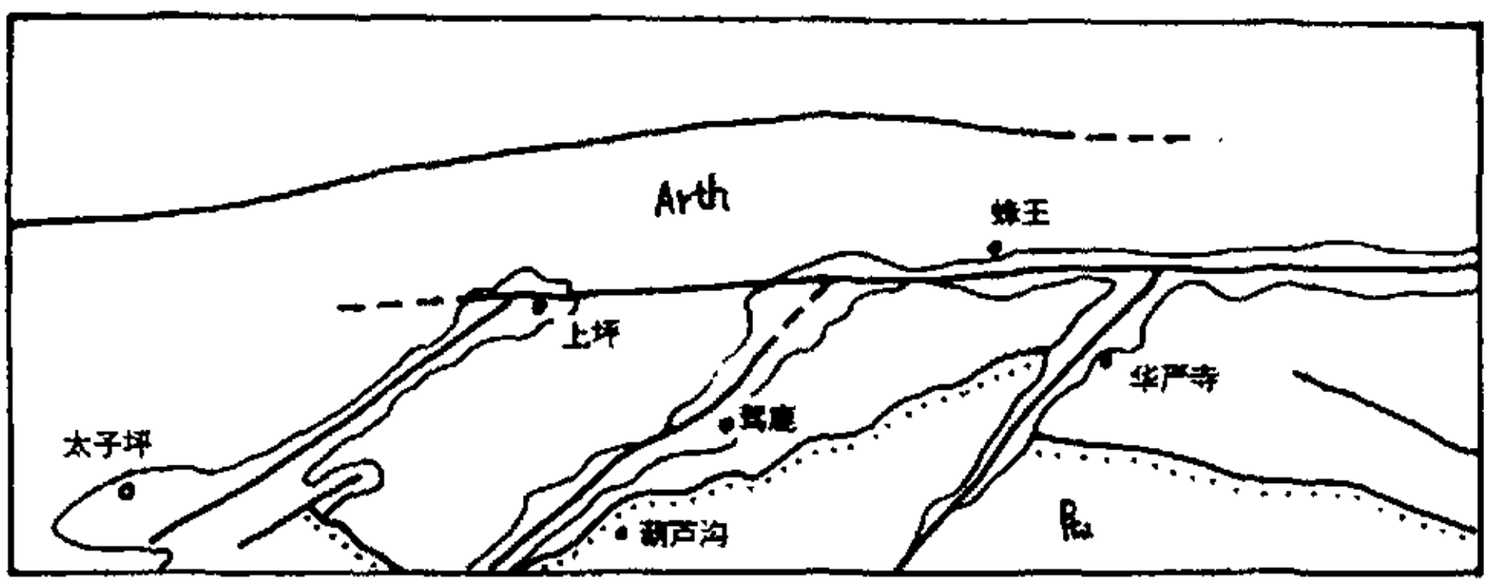


图 3－13　南缘剪切带（驾鹿）构造展布示意图

30%）、石英（20～30%）、黑云母（3～5%）等。局部见片麻岩或糜棱岩残留体（碌碡沟），后期有辉绿岩脉穿插。各类脉岩分布广泛，计有辉绿（玢）岩、云煌岩、钾长岩脉、正长斑岩脉等，以辉绿岩脉和钾长岩脉为发育。辉绿（玢）岩脉退化变质强，具绿泥石化、纤闪石化、钠黝帘石化、绢云母化、碳酸盐化及黄铁矿化。长一般数百米，个别达千米以上，宽数米。部分岩脉在空间上与金矿（化）体有关，有些含金石英脉或蚀变矿化体产于岩脉下盘或上盘，有些辉绿岩脉被含金构造带切穿或者经片理化和蚀变可形成金矿体。如分布于主剥离滑脱带附近的辉绿岩脉，长 2000 余米，宽 30～50m，延深数百米，葫芦沟Ⅲ－2 号矿体便沿其下盘展布，而驾鹿 Q8801 脉沿正长斑岩脉下盘产出。

二、控矿剪切带特征

葫芦沟构造蚀变岩型金矿的控矿剪切带叠加在早期宽阔的角闪岩相韧性剪切带（南缘韧性剪切带）之上，发育于主剥离滑脱带下（北）侧。主剥离带总体产状 180°∠30°～40°，控矿剪切带产状 150°～160°∠60°～70°，剪切带走向与主滑带小角度相交，倾角均大于主滑脱带，属其旁侧次级断裂构造，具剪张性，表现为正向位移，呈现强烈的脆性变形（破碎）带形式。其围岩为角闪岩相糜棱岩，产状向北陡倾（12－15°∠60°～80°），控矿脆性剪切带向南倾，与之呈斜切关系（图 3－14）。

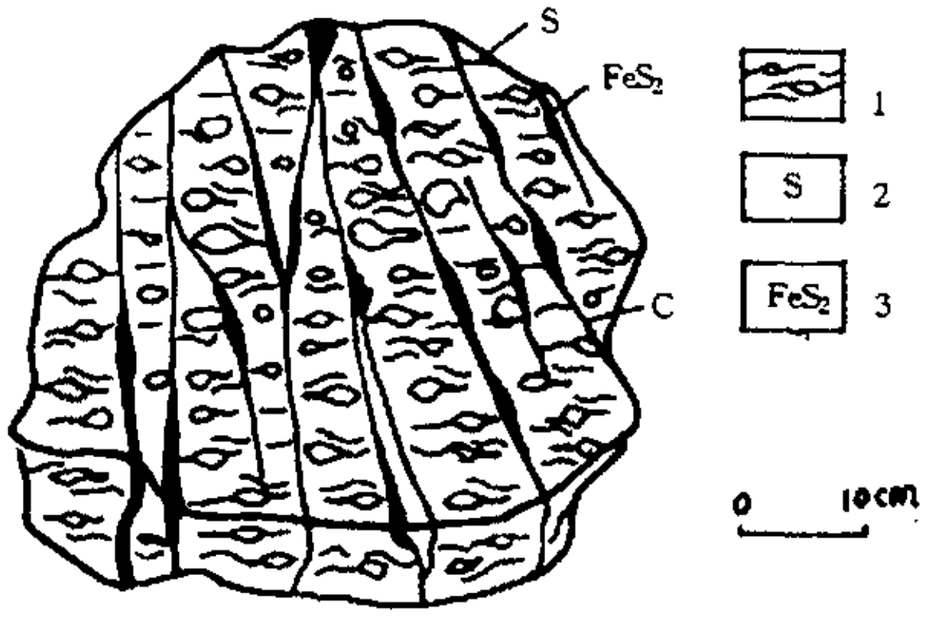


图 3－14　脆性裂隙（C）叠加长质质糜棱岩
（洛南 SB12）
1. 长英质糜棱岩（钾长石碎斑）；2. 糜棱面理；
3. 脆性裂隙中的金属硫化物

矿区已发现的十余条含金剪切带均发育在主剥离带北侧 1～2km 范围内，NE－NNE 向展布，密集成群，呈侧列或雁行产出。长度数十米至千余米，宽一米左右至数十米，最大延伸可达 400m。其特征：①剪切带产状较稳定，走向 50～70°，倾向南东，倾角 50～70°，形态多为脉状、似层状；②剪切带成群出现，在平面上和剖面上近于相互平行排列；③各剪切带在矿物组合、蚀变特征、变形性质等方面基本相同或近似；④剪切带经历了多期次构造－热液活动，叠加蚀变特点显

著；⑤剪切带主要表现为蚀变破碎带形式，发育碎裂岩、构造角砾岩，以脆性破碎变形为主。这些特征反映了区内控矿剪切带是相同的构造地质环境下的产物。围岩蚀变较为发育，主要沿含金剪切带呈线形分布。其中硅化、钾化、黄铁矿化组合与金矿化关系密切(表 3－12)。

表 3－12　　葫芦沟金矿控矿剪切带蚀变特征表

含金剪切带	长（m）	宽（m）	延深（m）	产状	蚀变类型
SB1	500	2－10	100－200	140～160° ∠50～70°	硅化、钾化、黄铁矿化
SB2	960	6－30	400	140～170° ∠55～70°	硅化、钾化、黄铁矿化，绢英岩化、碳酸盐化
SB3	1500	5－15	300	160～180° ∠50～60°	硅化、钾化、黄铁矿化、绢英岩化、绢云母化
SB4	800	3－10	150	135～145° ∠60～65°	绢英岩化、硅化、钾化、黄铁矿化
SB6	1100	3－25	350	140～165° ∠55～75°	硅化、钾化、黄铁矿化、绢云母化
SB7	720	3－15	200	150～160° ∠55～60°	硅化、钾化、黄铁矿化、绢英岩化、碳酸盐化
SB12	350	2－5	250	140～150° ∠50～60°	硅化、钾化、黄铁矿化、高岭土化、绢云母化

含金剪切带呈现良好的侧向分带性，由矿化中心带向两侧依次为过渡带－边缘带，蚀变强度逐渐变弱，蚀变组合发生规律性变化，而含金性渐趋降低（表 3－13），显示含矿热液沿着剪切带向两侧围岩进行扩散交代，剪切带对金成矿元素有富集作用，并提供了含矿热液活动的通道和矿质沉淀的空间。在蚀变交代过程中，一般情况是 K_2O、（Na_2O）、SiO_2 有明显的带入，而 CaO、MgO、FeO、Fe_2O_3 有明显的带出，这是由于角闪石、黑云母和斜长石被交代的结果。但后期若叠加碳酸盐化，则 Ca^{2+}、Mg^{2+}、Fe^{2+}、Mn^{2+} 又有

表 3－13　　葫芦沟金矿控矿剪切带分带特征表

工程号	样品号	金品位（$\times10^{-6}$）	分带性	蚀变类型	方位
C43－1	A6032 A6033	0.25 0.25	边缘带	绢英岩化	310° | 130°
	A6034 A6035 A6036	1.00 1.24 2.13	过渡带	钾化、黄（褐）铁矿化、（硅化）	
	A6037	5.18	中心带	硅化、钾化、黄（褐）铁矿化	
	A6038	1.00	边缘带	黄（褐）铁矿化、绢英岩化	

显著增加，因为这些金属阳离子易与 Co_3^{2-} 结合形成碳酸盐矿物（表 3－14）。各类蚀变岩中 K_2O 值一般大于 5%，反映蚀变作用强烈的钾交代。

表 3－14　　葫芦沟脉岩蚀变岩化学分析表（%）

岩　性	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	灼失量
花岗岩	73.73	0.07	13.63	0.57	0.39	0.03	0.20	1.00	3.82	5.34	0.00	1.00
云煌岩（2）	55.41	0.52	13.92	2.82	1.69	0.06	3.04	4.93	2.79	9.57	0.36	4.88
辉绿岩（3）	48.50	2.61	12.61	5.66	9.52	0.21	4.34	7.59	3.39	1.49	0.26	3.21
钾化辉绿岩	41.60	2.52	11.71	11.40	3.05	0.22	3.78	6.34	0.43	9.74	0.24	8.49
钾长石岩	65.52	0.03	12.72	0.26	0.41	0.07	0.56	4.72	1.08	9.75	0.00	4.44
钾长石岩＋石英黄铁矿脉	75.16	0.06	10.84	1.24	0.21	0.05	0.52	0.86	0.36	8.83	0.00	1.45
硅化碳酸盐化蚀变岩	40.47	0.42	4.62	2.04	6.80	0.39	8.02	11.60	0.29	2.63	0.03	22.54

（据 712 队有关报告整理）

三、矿床地质特征

1. 矿体地质特征

金矿体均赋存于含金剪切蚀变带内，多处于剪切带中心部位，严格受剪切蚀变带控制，产状与剪切带基本一致。矿体形态较简单，呈脉状、透镜状，在剪切蚀变带中矿体并非均匀分布，沿走向、倾向表现出来尖灭再（侧）现、膨胀狭缩、分枝复合特征。一般长 200～500m，最大 1000 余米，一般厚 0.5～2m，最厚 11.11m，延深 150～200m，最大 300 余米。矿体与蚀变岩之间无明显界线，依靠化学分析成果圈定。金品位 1.3～5.00×10^{-6}，单样最高34.5×10^{-6}，品位变化系数 43.6～116.8%（蒋顺才，1991）。

通常金矿体由三部分构成，即中心主体含金石英脉、主脉两侧的矿化破碎蚀变岩和穿插蚀变岩的石英细网脉（图 3－15）。当矿体由这三者组成时，其形态往往不规则，边界不易分辩。而当金矿化集中于中心石英主脉时，其形态与石英脉型金矿相同，为脉状，可见石英脉型与蚀变岩型金矿在一定条件可以相互过渡。有时石英主脉不甚发育，矿体全由

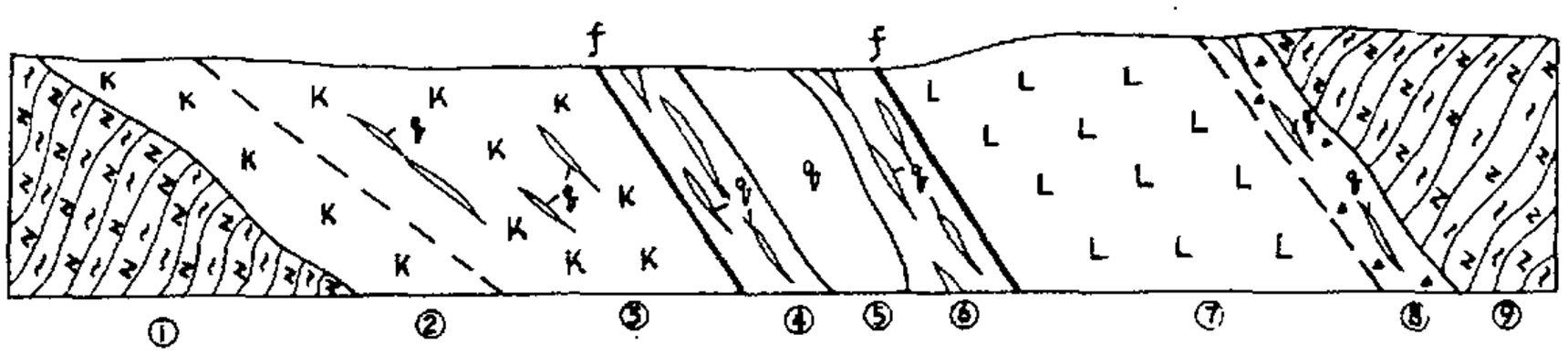


图 3－15　葫芦沟金矿某穿脉素描图（1:20）

①、⑨片麻岩，Au0.26～0.32×10^{-6}；②钾长岩脉，Au0.07～0.39×10^{-6}；③蚀变钾长岩脉，Au0.52～3.41×10^{-6}；④、⑥硅化黄铁矿化蚀变岩，Au6.26～7.01×10^{-6}；⑤含黄铁矿石英主脉，Au18.84×10^{-6}；⑦蚀变云煌岩脉 Au0.43×10^{-6}；⑧蚀变碎裂岩，Au1.27×10^{-6}

含金破碎蚀变岩（带）组成，其中有石英细网脉穿插。矿体品位与厚度有一定相关性。一般在走向上或倾向上矿体厚度增大，则金品位随之升高；当厚度变薄时，金品位随之降低（图 3－16），品位与厚度呈协调式的同步升降变化。由于金矿化往往主要赋存于石英主脉

中，因此在野外观察中可根据石英主脉规模（长、宽）直观地简略推测矿脉（蚀变带）的含金性。当然还应考虑矿脉的构造叠加、黄铁矿等金属硫化物含量等。

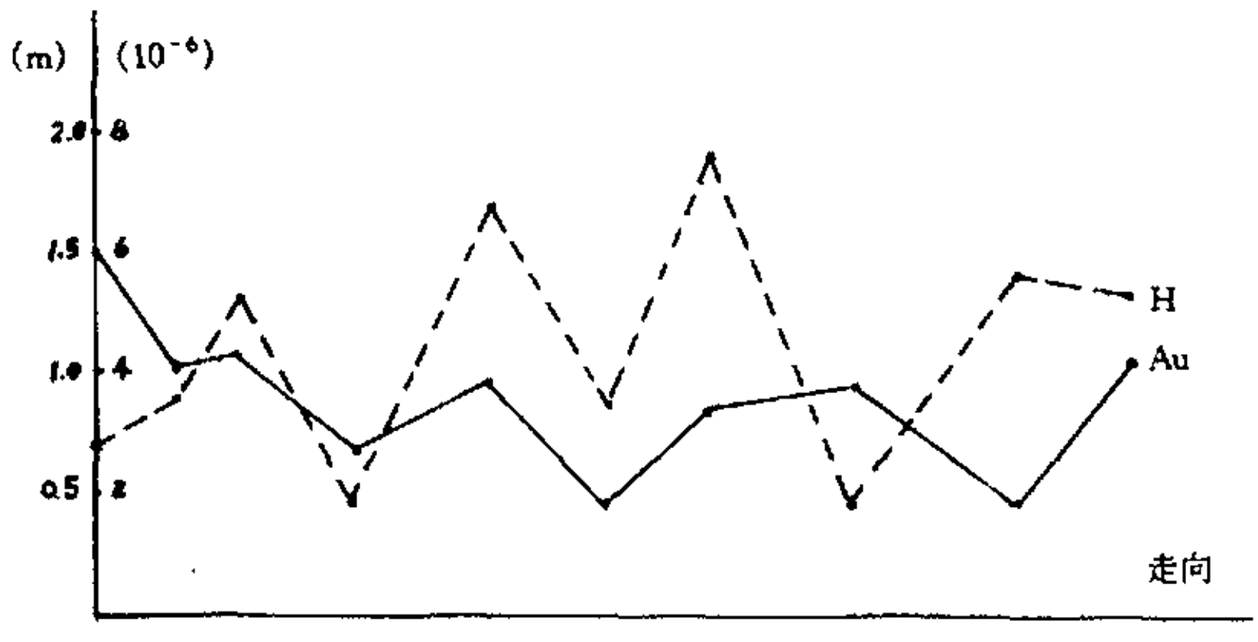


图 3－16　蚀变型金矿品位（Au）与矿体厚度（H）关系图
（Ⅱ－2 矿体 1332m 中段）

2. 矿石物质组成与结构构造

2.1　矿物成分：金属矿物主要为黄铁矿（占金属矿物含量 90% 以上），次为方铅矿、黄铜矿、闪锌矿及微量磁铁矿、黝铜矿、辉钼矿、磷钇矿、氟碳铈镧矿等，脉石矿物主要为钾长石、石英，次为斜长石、白云石、方解石、重晶石、绢云母、绿泥石及微量锆石、磷灰石、榍石等，次生氧化矿物主要为褐铁矿、赤铁矿、白铅矿、孔雀石、高岭土、铁锰氧化物、铅矾等。贵金属矿物有自然金、银金矿、碲金矿、碲银矿等。

2.2　矿石化学成分：主要造岩元素为 Si、Al、K，伴生有益组分有 Ag、Mo、Pb、Y_2O_5 及少量 Cu、Zn（表 3－15）。其中 Ag0.50～7.8×10^{-6}，最高 11.55×10^{-6}，平均 3.55×10^{-6}；Mo0.002～0.055%，最高 0.063%，平均 0.02%。

表 3－15　　葫芦沟金矿（Ⅵ、Ⅰ）矿体矿石化学分析表（%）

样品号	岩性	SiO_2	Al_2O_3	TFeO	FeO	MnO	TiO_2	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Au	Ag	Mo	Cu	Pb
Sg2	蚀变岩	68.84	12.98	2.74	1.00	0.20	0.27	0.37	0.24	0.35	9.00	0.09	2.46	1.96	8.7	30	97
Sg3	蚀变岩	76.67	8.08	3.22	1.00	0.29	0.17	0.24	0.09	0.22	5.82	0.15	20.05	2.60	106	59	425
Sg4	蚀变岩	78.20	7.28	1.92	0.10	0.43	0.04	0.20	0.08	0.08	5.19	0.28	1.38	3.90	82.6	89	41
Sg10	石英脉	85.05	1.73	3.51	2.07	0.27	0.03	0.13	0.26	0.20	0.76	0.20	5.50	1.70	358	173	4200
Sg11	蚀变岩	66.66	13.70	3.62	1.61	0.36	0.16	0.54	4.09	1.74	7.95	0.22	8.60	2.60	21.3	28	223

（Au、Ag、Cu、Pb、Mo 单位为 $\times10^{-6}$）

从矿石化学分析成果看，Na_2O 含量偏低，平均 0.52%，K_2O 含量普遍偏高，平均 5.62%，且 $K_2O\gg Na_2O$，反映强烈的钾交代作用。与石英脉型金矿石相比，蚀变岩型矿石 SiO_2 含量明显偏低，一般 59.49～78.20%，Au、Ag 含量偏低，Mo 含量较高，在 K_2O+Na_2O/Al_2O_3 值上，蚀变岩型为 0.72±，石英脉型为 0.60～0.80，两者比较接近。

2.3　矿石结构构造及矿石类型：矿石结构主要为自形、半自形－它形晶粒结构、压碎结构，次为交代残留结构、碎斑结构、次反应边结构、糜棱结构、交代假象结构、包含结构、变余辉绿结构等。矿石构造主要为浸染构造、碎裂构造，次为细脉－网脉状构造、胶状构造、角砾状构造、块状、蜂窝状构造及胶结状构造等。

矿石类型：自然金－黄铁矿－钾长石－蚀变岩型（为主），自然金－金属硫化物－石

英脉型，自然金－黄（褐）铁矿－绢云母－蚀变岩型，蚀变辉绿岩型及氧化型。

3. 金的赋存状态及富集规律

3.1 金的赋存状态：金主要以自然金形式出现，可见少量银金矿和碲金矿，以微粒金为主，约占 76.4%。主要载金矿物为黄铁矿和褐铁矿，次为重晶石、石英、方解石、长石等（表 3－16），黄铁矿含金可达 105×10^{-6}。银的主要载体矿物为黄铁矿、褐铁矿、方铅矿，其次为石英、长石、方解石等。Au、Ag 有相关性，主要差别在于方铅矿中含银一般较高，而含金性为低－中等。金的形态主要为粒状（87.2%）、不规则状、长条状等，自然金嵌布形式有裂隙金、晶隙金及包裹金。统计显示，黄铁矿中裂隙金 58.6%，包裹金 41.4%。金主要是沿着黄铁矿、褐铁矿及石英裂隙分布，或者嵌布在晶体边部及包于晶体内（图 3－17）。金成色一般 921.2～935.7，平均 929.7。

表 3－16　　**葫芦沟金矿主要载体矿物中金、银含量表**

矿物	样品数	Au（$\times10^{-6}$）			样品数	Ag（$\times10^{-6}$）		
		最高	最低	平均		最高	最低	平均
黄铁矿	7	105.00	12.00	48.71	13	73	4.0	25.85
褐铁矿	5	84.70	24.26	54.48	8	105.4	8.0	53.42
石英	7	1.70	0.28	0.99	7	3.26	0.65	1.56
长石	3	1.12	0.47	0.80	3	2.60	1.30	1.95
方解石	2	1.21	1.50	1.36	1			2.60
重晶石	2	0.95	4.18	2.56	1			0.65
方铅矿	2	0.90	0.90	0.90	2	39.00	22.00	30.50

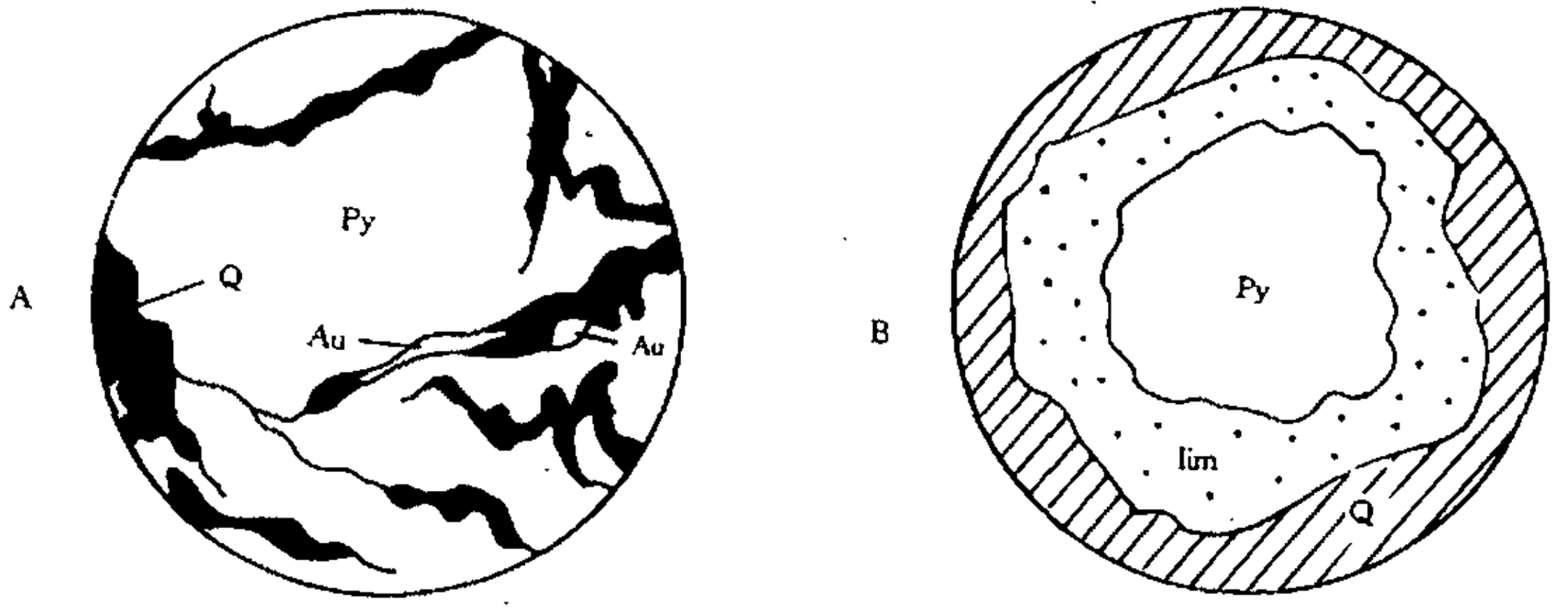


图 3－17　光片显微素描图（葫芦沟），（－）$10\times20\times1.6$

A. 自然金（Au）呈长条状分布于黄铁矿（Py）裂隙中；

B. 褐铁矿（Lim）呈环状交代黄铁矿（Py）

3.2 金矿化富集规律：①含金剪切蚀变带规模愈大，金矿化愈强，工业矿体规模亦大。②多重蚀变复合叠加要比单一或简单蚀变组合含金性好，尤其是硅化、钾化、黄铁矿

化组合对金矿化最为有利。③黄铁矿是金的最重要载体矿物，矿石含金性与黄铁矿含量呈正相关，一般以中细粒、较自形五角十二面体黄铁矿含金最好。④含金剪切蚀变带中石英细脉、网脉发育部位，一般含金性较好。⑤金矿化常集中于石英主脉中，特别是那些含较多金属硫化物、较破碎的石英主脉，可指示矿化富集地段。⑥多期次多阶段构造－热液活动不仅要强度大，还要有多期次复合叠加性质，才更有利于金矿化富集。

4. 围岩蚀变及成矿阶段

4.1 蚀变特征：与石英脉型金矿相比，构造蚀变岩型金矿表现强烈的蚀变作用，主要有硅化、钾长石化、黄铁矿化、绢云母化、碳酸盐化和绿泥石化。其显著特征是蚀变带宽广，钾长石化发育，蚀变产物以无水矿物为主，主要为粒状矿物，定向组构差。

钾化（钾长石化、绢云母化）是本类金矿的特征性蚀变类型和找矿标志，也是构造蚀变岩型金矿热液蚀变的先导。主要有两种产态：①交代斜长石形成的粗大斑晶及集合体，均匀分布在石英脉两侧蚀变岩中，常呈浸染状镶边（图 3－18），近脉处正长石多而微斜长石少，远离脉则正长石减少、微斜长石增多；②呈脉状分布于石英主脉两侧，或呈钾长石－石英（网）脉状穿插蚀变岩及两侧围岩。绢云母化为热液交代斜长石、黑云母和先期蚀变产物钾长石而形成，细粒鳞片状，定向性差，但有的沿长石双晶交代而呈现定向性（图版Ⅱ－2），一般见于蚀变带靠近围岩一侧，也可在蚀变带内叠加于钾长石之上。

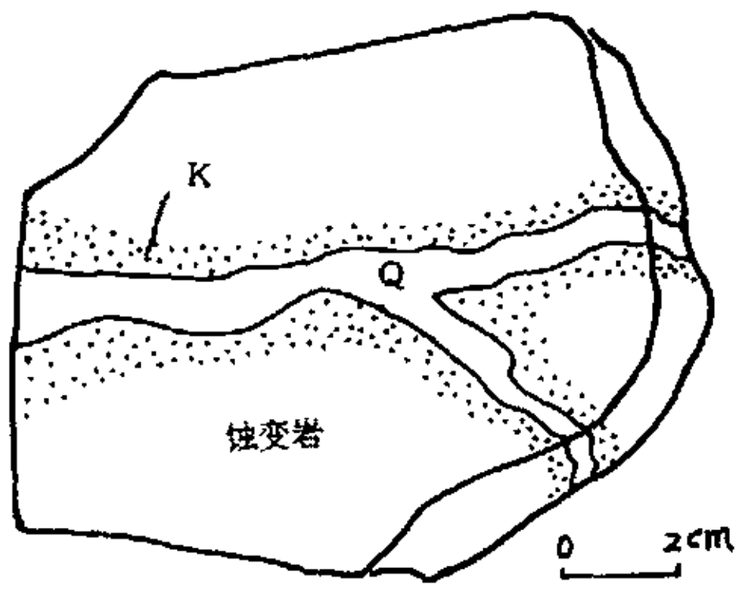


图 3－18 钾长石化（K）呈镶边状分布于石英细脉外侧

石英有三种产态：①粗粒乳白色石英，多与钾长石或碳酸盐共生；②烟灰色中－细粒石英，呈细脉状与绢云母、钾长石及细粒黄铁矿共生；③无色透明－半透明石英，晶形完好，常沿脉壁向中心生长，系表生期产物。前两种石英与金矿化关系密切，第三种含金性差或基本不含金。相对而言，蚀变岩型金矿中石英含金量较低。

黄铁矿化有三个世代。第一世代粒度较粗，半自形－自形立方体，星散状或团块状分布，与石英、钾长石共生，含金性较差（多$<1\times10^{-6}$）。第二世代呈中－细粒，半自形－它形，为五角十二面体或八面体聚形，星散状、细脉状产出，含金好，常与石英、绢云母、钾长石及金属硫化物共生。第三世代多呈粗粒、自形的立方体，含金中等，与石英、方解石、白云石等共生。

在蚀变过程中，有明显的物质带入带出。Au、Ag、As、Cu、Pb、Mo 等成矿元素在各类构造蚀变岩中含量一般高于未经破碎蚀变的同类岩石（黄建军，1994），如金在蚀变岩中平均升高到原岩的 13.7 倍，银在蚀变岩中平均上升到原岩的 3.3 倍。说明金银等成矿元素在蚀变过程中进入剪切带沉淀聚集，也反映了构造活动时对于金成矿的控制作用。

4.2 **成矿阶段：**构造蚀变型金矿不仅在空间上表现清晰的侧向分带性，而且在时间上呈现出规律性的矿化富集过程。根据野外产态、矿物共生组合及其相互穿插交代关系等特征，可划分为四个成矿阶段。整体上显示碎裂扩容－热液蚀变交代－矿质沉淀富集的矿化特点，有别于石英脉型金矿热液充填－矿质沉积的成矿过程。

4.2.1　石英－钾长石阶段：为热液交代的先导，主要形成钾长石、石英和少量黄铁矿。钾长石以扩散渗透方式交代两侧围岩（镶边状构造），高潮时可形成对称式伟晶状石英钾长石脉，稍后有石英细网脉或钾长石－石英细脉穿插，黄铁矿多为浸染状。金矿化弱，成矿温度250～280℃。

4.2.2　黄铁矿－石英阶段：为金矿形成的主要阶段，生成石英、黄铁矿及少量方铅矿、黄铁矿、磁铁矿、辉钼矿、绢云母等。石英呈细脉－网脉状穿插交代蚀变构造岩，高潮时可形成石英主脉位于剪切蚀变带中心部位，石英中常含较多杂质和小包裹体。黄铁矿以浅黄色、自形－半自形，呈浸染状、条带状分布于石英脉裂隙中，说明金属硫化物沉淀稍晚于石英脉形成。金矿化强，成矿温度190～230℃。

4.2.3　石英－碳酸盐阶段：生成碳酸盐、石英及少量黄铁矿、重晶石、绿泥石等，以碳酸盐化普遍发育为特征。一般呈含黄铁矿的石英－碳酸盐细脉（宽1～2mm）穿插、交代先期形成的脉体及蚀变岩，有时以胶结物形式胶结破碎蚀变岩或脉体。金矿化弱－中等，成矿温度＜190℃。

4.2.4　表生氧化阶段：主要形成褐铁矿化、赤铁矿化、高岭土化、共次可产生孔雀石、方解石、铁锰氧化物、白铅矿、铜铅矿、绢云母等。金局部出现次生富集，使金粒增大、品位增高，形成环境为常温常压条件。

四、成矿物理化学条件

1. **成矿物物理条件**：均一法石英测温结果显示，成矿温度变化于114～332℃，矿石中黄铁矿爆裂温度为140－210℃（表3－17），与金矿化密切相关的石英均一温度在208～228℃之间，平均218℃。人工重砂含金黄铁矿爆裂（712队，1989）温度为170～210℃，与石英均一测温结果基本相同。据热力学计算（卢百志，1991），成矿压力为0.1071－0.1433GPa，石英包体测压结果为0.073GPa，最大成矿深度为2.4～4.6km。

表3－17　　构造蚀变岩型金矿石英包体均一法测温结果表

成矿阶段	样号	石英特征	包体大小（μ）	气液化	温度（℃）	平均温度（℃）
Ⅰ	008	乳白色块状	4－12	10－15	244－299	280
	034	乳白色块状	6－20	10－20	114－312	213
	047	乳白色块状	4－12	10－15	134－332	255
	044	钾长石中石英	4－15	10－20	211－297	254
Ⅱ	036	硫化物石英脉	2－12	10－30	141－284	208
	039	硫化物石英脉	3－12	10－25	129－289	228
	045	硫化物石英脉	4－7	15－30	142－292	218
Ⅲ	023	与碳酸盐共生石英	4－15	＜10－15	136－250	170
	006	与碳酸盐共生石英	6－25	＜5－10	133－227	183

（据朱自尊、杨正华资料整理）

2. **成矿化学条件**：成矿溶液PH值为4.3～6.26，显酸性－弱酸性。其Eh值为－0.8

～－0.63V，显示弱还原性质（侯连珍，1988；黎世美，1995）。但从本区普遍的钾化特征看，蚀变过程中溶液应当偏碱性，这可能是由于早期钾化和地下水加入的结果，测定值更多地具残余溶液性质。

成矿溶液组分表现出高 CO_2、SO_4^{2-} 和低 Cl^-、低盐度的特征（表 3－18），明显不同于变质（混合岩化）热水溶液。在矿石包裹体中，H_2O 含量大于 70%，SO_4^{2-} 含量较高，$SO_4^{2-}>Cl^->F^-$，Na^+ 与 Cl^- 呈正相关，表明成矿流体是以 H_2O 为主的 H_2O-CO_2-NaCl 型。流体盐度为 9.32（NaClwt%），密度为 0.874（g/cm^3），而花岗质片麻岩包裹体盐度 22.88（NaClwt%），密度 1.024（g/cm^3），高于成矿流体的盐度和密度，显示较大的差别。挥发组分 CO_2、CO、CH_4、N_2+O_2 含量显著高于非矿岩石，如 CO_2 含量可高出非矿岩石 2～10 倍，CO_2/H_2O 值也高出数倍。

表 3－18　　石英包裹体成分（10^{-6}）表

类型（样品数）	K^+	Na^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	F^-	Cl^-	SO_4^{2-}	CO_2	CO	CH_4	H_2O	N_2+O_2	$\frac{Na^+}{K^+}$	$\frac{CO_2}{H_2O}$
蚀变岩型（10）	0.353	1.972	0.836	0.064	0.177	1.893	3.961	14.19	0.226	0.066	75.55	0.710	5.58	0.19
含金石英脉（5）	0.243	0.956	1.422	0.058	0.276	1.606	1.696	20.22	0.767	0.174	70.46	2.322	3.94	0.28
无矿石英脉（3）	0.401	0.942	0.501	0.054	0.122	1.387	2.299	6.71	0.066	痕	86.88	0.303	2.35	0.08
伟晶状花岗岩（1）	0.578	2.966	1.887	0.025	0.052	3.219	0.983	2.29	0.109	0.013	87.28	0.597	5.13	0.03
花岗质片麻岩（1）	1.721	1.642	1.834	0.118	1.109	2.117	1.537	5.22	0.237	0.012	84.03	0.418	0.95	0.06

（据黄建军资料简化处理）

综上所述，该金矿成矿压力中等，深度浅－中深，成矿温度具多阶段性，主成矿温度以低－中温热液活动为主，成矿溶液富含 H_2O、CO_2、K^+、Na^+，矿化浓度较高，弱还原弱酸性环境，盐度低－中等。

第三节　主要成矿规律分析

一、金矿脉（床）空间分布与变质核杂岩构造具有对应性

小秦岭石英脉型金矿主要分布于变质杂岩核部，产态与大型穹隆（F_3）协调一致，直接受控于绿片岩相韧脆性剪切带，变形具有韧－脆性过渡性质。构造蚀变岩型金矿分布于主剥离带上下侧一定范围内，成矿背景为早期角闪岩相南缘韧性剪切带，金矿体产于叠加在韧性剪切带之上的脆性剪切带。这种构造蚀变岩实际上是含矿溶液充填交代构造碎裂岩形成的，主要表现为浅表层次下的脆性（破碎）变形，同构造－成矿期塑性变形很弱，且成矿温度较低，成矿深度较浅（与石英型金矿相比）。它可与山东焦家式蚀变岩型金矿相对比，明显不同于广东河台蚀变岩型金矿（表 3－19）。河台金矿体完全受控于千糜岩带，矿石即为矿化蚀变千糜岩，矿化条带平行糜棱面理，金主要呈微粒浸染状赋存于石英间隙或包裹于石英中，变形方式以塑性变形为主，约相当于韧脆性变形域偏向韧性部分。实际上在小秦岭变质杂岩核部，有些含金石英脉就有蚀变糜棱岩（千糜岩）型矿石出现，甚至

有的含矿构造带本身就发育糜棱岩、千糜岩及构造片岩等，却并不发育石英脉或含脉率很低（如潼峪 f8701），这表明本区在更深层次上可能存在河台式蚀变糜棱岩型金矿。

表 3－19　　不同类型金矿特征对比表

金矿类型	葫芦沟金矿	小秦岭石英脉型金矿	河台金矿
地质背景	太古界太华群，赋矿岩石为片麻岩、混合岩及混合花岗岩	太古界太华群，赋矿岩石为片麻岩、混合岩、混合花岗岩	震旦系，发育混合岩、片麻岩、混合花岗岩
控矿构造	为南缘韧性剪切带，矿体赋存于与主剥离带有关的脆性剪切带内	产于变质杂岩核部，矿体赋存于与穹隆（F_3）有关的韧脆性剪切带内	受区域性剪切带控制，矿体产于其次级千糜岩带内，两者产状完全一致。
矿体与矿石	矿体成群成组，大致平行侧列，主要矿石为钾化蚀变岩型，低硫	矿体成群成组，产态各异，主要为含硫化物石英脉型矿石、硫较多	矿体成群成组，大致平行排列，主要为硅化千糜岩型矿石，低硫
蚀变特征	硅化、钾化、黄铁矿化组合与金矿化关系密切	硅化、黑云母化、黄铁矿化、碳酸盐化等与金矿化有密切关系	硅化、硫化物与金矿化关系密切
构造岩	构造角砾岩、碎裂岩、断层泥（粒）、蚀变糜棱岩	碎裂岩、构造片岩、糜棱岩、千糜岩	千糜岩、糜棱岩及碎裂岩
金矿物	自然金成色高，主要赋存于黄铁矿或褐铁矿的裂隙和晶隙	自然成在色高，主要赋存于黄铁矿、方铅矿等裂隙、晶隙中	自然金成色高，主要赋存于石英粒间或粒中

综上所述可以认为，本区自上而下可能存在三种金矿类型（表 3－20），即构造蚀变岩型（葫芦沟式）、石英脉型和蚀变糜棱岩型（河台式）。从构造层次上看，蚀变岩型主要位于浅表层次脆性变形环境（约0～5km），石英脉型主要产于中深层次脆韧性变形域偏向脆性部分（约 5～10km），蚀变糜棱岩型主要处于中深层次脆韧性变形偏向韧性部分（约 10～15km）。在成矿时间次序上，从早到晚依次为构造蚀变岩型、石英脉型及蚀变糜棱岩型金矿，反映了随着地体不断隆升，脆性变形逐渐向下迁移叠加（先前）韧性变形的构造过程。Colvine et al.（1988）根据加拿大剪切带金矿大量实例，提出一个理想的剪切带金矿床垂直分带图，在剪切带最上部矿化以细脉状为主，发育构造角砾岩和渗透性蚀变；中部以大脉状矿化为主，局部有交代矿化；下部以浸染状矿化为主，也有细脉状矿化。这进一步说明本区三种金矿类型垂直分带的合理性和可能性。

表 3－20　　不同金矿类型构造地质特征对比表

构造环境		变形方式	构造岩	矿化方式	实例
脆性变形（＜5Km）		脆性破裂	碎裂岩、构造角砾岩等	细（网）脉状充填－交代	葫芦沟式蚀变岩型
脆－韧性变形	偏向脆性变形（5－10Km）	脆性变形为主韧性变形为次	碎裂岩、构造角砾岩、构造片岩、糜棱岩等	脉状充填为主	小秦岭石英脉型
	偏向韧性变形（10－15Km）	韧性变形为主，脆性变形为次	糜棱岩、千糜岩、碎裂岩、构造片岩等	浸染状交代为主	河台式蚀变糜棱岩型

二、断裂构造对金矿矿化的控制

1. 剪切带性质和规模对矿化制约明显：统计分析表明，分布于穹隆核部的张剪型剪切带成矿大大优于分布于穹隆两翼和倾没端的剪滑型控矿剪切带，前者规模一般大于1000m，甚至达数千米，均能控制较大规模的金矿体（床）。在剪滑型韧脆性剪切带中，从顺层缓倾者→顺层陡倾者→横向和斜向陡倾切层者，矿体规模和矿化强度依次减小。潼峪多层式等间距产出的顺层缓倾矿脉，矿体规模和品位明显优于王排沟的陡倾顺层矿脉（Q2142、Q539 等）。

2. 不同产状剪切带所富集的成矿元素有差异（表 3－21）。NE 向剪切带富集 Au、Ag、Pb、Cu、Zn 等，EW 向剪切带富集 Au、Ag、Pb、Cu、Mo 等，NW 向剪切带富集 Au、Pb、Zn、Ba 等，SN 向剪切带富集 Ag、Cu、Pb、Zn、Au 等。Au 主要富集于 NE 向和 EW 向剪切带内，富集程序由 NE→EW→NS→NW 向剪切带依次降低，而 Ag 主要富集于 NW 向和 SN 向剪切带中。依据不同走向含矿剪切带成矿元素富集规律，有助于判断其含矿性。

表 3－21　　不同走向矿脉微量元素含量表（10^{-6}）

走向	矿脉	样数	Au	Ag	Cu	Pb	Zn	Mo	Ba	F
NE	Q505	20	2.0	3.74	36	552	54	29.1	1975	1130
	Q401	7	4.64	7.8	736	4505	243	48.4	607	610
	Q502	5	3.49	10.01	39	35	81	48.6	550	140
	葫芦沟蚀变带	18	<1.0	4.12	232	2281	173	97	5797	1267
EW	Q539	24	1.8	4.69	98	2029	117	419	6208	250
	Q2142	23	2.13	23.33	203	3343	21	232	913	160
	Q2242	15	1.68	4.58	477	6100		599	7533	380
	Q2144	13	0.04	0.23	19	406	62	4.35	577	560
NS	Q2253	28	0.52	42.69	6258	29557	1170	6.5	544	
NW	西沟蚀变带	20	0.01	55.03	36	611	587	10.3	<500	

（据卢百志资料整理）

3. 韧性剪切带（糜棱岩带）与金矿化。作为太古宙古老变质地体，太华岩群发育韧性剪切带，它们形成于较深构造层次，变质达角闪岩相，如边缘韧性剪切带，区域性（顺层）韧性剪切带等。金矿体（脉）的容矿构造则是韧脆性（脆性）剪切带，形成于中深或浅部构造层次，变质达绿片岩相。此两种剪切带不仅存在着较大的时差，而且其形成构造环境、变质程度、岩石组合等均有完全不同的性质。但两者联系在于，含矿剪切带往往叠加在早期韧性剪切带（角闪岩相）之上。韧性剪切带至少在宏观上对金矿脉具有间接的制约作用，也说明叠加在韧性剪切带上的脆性（韧脆性）剪切带有利于金成矿。

4. 控矿断裂多期反复活动，对成矿有利。调研发现，凡矿化强的石英脉或蚀变岩，其破碎程度一般较强，容矿断裂大多具有多期次活动特征，而未经构造叠加的石英脉，特别是那些岩墙状（顺层）厚大石英脉（有人称之为傻大个石英脉），含金性较差。含矿剪切带在走向和倾向上常呈波状起伏弯曲，在产状变化部位，常是金矿富集地段。

三、石英脉特征可预示金矿体的存在

1. 无论石英脉型金矿还是构造蚀变岩型金矿，金矿化主体主要赋存在石英脉和石英细（网）脉中，部分赋存在脉体两侧的蚀变岩中，也可以说有脉未必有矿，但有矿必有脉，无脉必无矿。因此根据石英脉的规模和发育程度可以初步推测矿体的规模和品位。

2. 石英脉的破碎程度和硫化物含量可作为判断脉体含金性的标志之一。石英脉较破碎，裂隙发育，则有利于含矿溶液活动和成矿物质淀积富集。就石英脉体本身而言，在水平方向中部致密块状石英脉常矿化弱或成为夹石，两侧碎裂化石英脉富含硫化物（条带状、细脉状），一般金矿化较强，表明多期次叠加形成的石英脉含矿性优于单一期次形成的脉体。据金属硫化物含量，区内石英脉基本可分为少黄铁矿石英脉、黄铁矿石英脉、以黄铁矿为主的多硫化物石英脉、以方铅矿为主的多硫化物石英脉、含黄铁矿碳酸盐石英脉五类，其硫化物含量（尤其是黄铁矿含量）不同则含金性有差别。通常情况是，第三类石英脉含金较高，第二、第四类次之，而第一、第五类含金性较弱。

3. 含金石英脉（金矿体）在容矿剪切带中分布是非连续的、非均匀的，突出表现出尖灭再现、有矿段与无矿段相间交替出现的特点。以 Q04 脉为例，该脉走向 13°±，西倾，倾角 70～85°，长约 2000m。在标高 1900～2005m，发育含金石英脉，脉体较厚（0.5～1.50m），连续性好，矿化强；在 1800～1900m，主要为构造蚀变带，发育构造片岩、蚀变岩等，仅局部见石英细（网）脉，本段内探矿工程 CK36、ZK5601（1830m）、ZK7201（1850m）均未见矿；在 1600～1800m，发育多个石英脉透镜体，间距 15～30m，含矿性较好，本段内探矿工程 PD_2（1690m）、ZK1610（1640m）、ZK4001（1736m）全部见矿，金品位分别为：6.28×10^{-6}、25.32×10^{-6}、14.23×10^{-6}；在 1500～1600m，复出现无矿段，探矿工程 ZK1501（1576m）、ZK001（1572m）、ZK2301（1598m）均未见矿。这表明 Q04 脉在垂向上清楚地呈现成矿段与无矿段相间交替出现的规律，含矿段约 200m，无矿段约 100m，由此推测 1500m 标高以下，在 1300～1500 间可能为有矿地段。

四、岩浆活动与金成矿作用

小秦岭岩浆活动相继出现三次高潮，即晚太古代中基性－酸性岩浆活动、中元古代火山－岩浆活动及燕山期花岗岩浆侵入作用。从早到晚岩浆性质由基性、中基性、中酸性岩浆转化为酸性岩浆，活动方式由火山喷发、混合岩化转化为单一岩浆侵入作用，岩性趋于均匀，交代作用变弱，典型岩浆特征表现得越来越明显。这表明本区岩浆从早到晚有由基性（中基性）向酸性演化的趋势，岩浆岩变位趋于增大，即由原地（半原地）部分融熔向异地岩浆侵位方向演化。本区金矿化表现与燕山期岩体有紧密联系，尽管对这种联系的内在机制存在不同看法，但至少在空间关系上，金矿脉（床）均分布在燕山期花岗岩体（华山、文峪等岩体）外东南或南侧 2～11km 范围内，却是一个不容忽视的客观事实。

在小秦岭西段，随着距燕山期花岗斑岩体（金堆城、石家湾等）距离的变化，呈现 NE 向 Mo、Au 成矿分带性。在葫芦沟－潼峪这一 NE 向区域，斑岩体内形成斑岩型钼矿，附近围岩有（金）钼矿化点，黄龙铺一带发育脉状钼矿（伴有 Pb、Au），向 NE 至葫芦沟、尖涧沟形成钼金矿化，远至潼峪则为金矿化发育区（个别脉叠加钼矿化）。显示随距

斑岩体距离增加，成矿元素由 Mo→（Au）Mo→（Mo）Au→Au 的变化规律。

区内各类岩脉（基性、酸性、碱性）比较发育，主要包括辉长辉绿岩、辉绿（玢）岩、煌斑岩、正长斑岩、花岗斑岩、钾长岩脉等，岩脉至少在空间上与金矿化存在一定关系。有些矿体直接分布于岩脉上盘或下盘与围岩接触部位，有些矿体切穿岩脉或由岩脉破碎蚀变而形成。因此岩脉可作为一个易于识别的良好找矿标志。

五、围岩蚀变、矿石类型与金矿化

1. **围岩蚀变与矿化关系：**围岩蚀变类型受控矿剪切带类型、围岩岩性、矿化方式等因素控制。无论是石英脉型还是蚀变岩型金矿，其围岩蚀变规模越大越有利于金的富集，蚀变组合复杂、多期次反复叠加则比单一蚀变组合成矿机率要大。蚀变岩型金矿发育硅化、钾长石化、黄铁矿化、碳酸盐化及绢云母化等，总体上围岩蚀变要发育得多；对于石英脉型金矿，当围岩为偏酸性岩石时，发育黄铁矿化、绢云母化、硅化、碳酸盐化等；当围岩为偏基性岩石时，发育绿泥石化、绢云母化、碳酸盐化、黄铁矿化及帘石化等。总体上看，绢云母＋黄铁矿＋石英、绿泥石＋黄铁矿＋石英及钾长石＋石英＋黄铁矿这三种蚀变组合发育部位，是金矿化最佳位置。蚀变带均具有侧向分带性，由两侧外带到蚀变中心，蚀变强度增高，蚀变组合趋于复杂，金品位同步递增，金矿化与蚀变强度（组合）有较好的耦合性。

2. **不同矿石类型具有不同的地球化学特征：**区内矿石自然类型较复杂，基本上可归纳为三类（表 3－22），即黄铁矿石英脉型、多硫化物石英脉型及蚀变构造岩型（碎裂岩、糜棱岩）。统计分析表明，从黄铁矿石英脉、多硫化物石英脉到蚀变构造岩型矿石，SiO_2 含量依次递减（前二者差别较小）；CaO、K_2O、Al_2O_3、Fe_2O_3＋FeO 类蚀变岩型矿石中陡增，一般超过前二者数倍。这反映了二类类金矿成矿方式的差别，亦即石英脉型金矿成矿是以含矿溶液扩容沉积－充填作用为主，而蚀变岩型金矿成矿是以渗透交代作用为主。在含矿性上，一般黄铁矿石英脉比多金属硫化物石英脉较好（有时基本相当），石英脉型矿石比构造蚀变岩型好（表 3－23），在蚀变岩型矿石中，蚀变构造岩含金性优于蚀变片麻岩（混合花岗岩）及蚀变辉绿岩等，这也反映出蚀变强度与含金性的一致性。不同类型矿石含金性随不同矿脉也有所变化，如 Q04 脉就是以方铅矿石英脉型矿石金品位最高，黄铁矿石英脉及多金属硫化物石英脉次之，金主要赋存于方铅矿中，其次为黄（褐）铁矿。

表 3－22　　渣峪－鸳鹿不同矿石类型化学分析表（%）

矿石类型	样品数	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	灼失量
黄铁矿石英脉型	20	82.66	0.20	0.79	6.95	1.89	0.05	0.69	0.48	0.10	0.29	0.03	5.11
多硫化物石英脉型	13	80.98	0.11	0.71	4.78	2.11	0.03	0.80	0.55	0.06	0.11	0.02	2.42
蚀变构造岩	18	63.58	0.49	11.06	8.98	1.48	0.22	1.28	2.06	0.36	5.83	0.13	4.14

（据 712 队资料整理）

表 3－23　　矿石类型含金性对比表（10^{-6}）

矿脉	矿石类型	样品数	最高品位	最低品位	平均品位
Q515	石英脉	79	63.43	1.05	9.87
	蚀变构造岩	12	18.50	1.01	3.70
	蚀变片麻岩	24	29.65	1.00	5.41
	蚀变混合花岗岩	9	11.25	1.02	4.19
Q04 Q01	黄铁矿石英脉	2	14.72	2.60	8.61
	多金属硫化物石英脉	2	5.87	5.22	5.55
	方铅矿石英脉	2	41.37	4.56	22.97

矿石结构构造对于矿石含金性有一定指示意义。一般粒径较细、半自形－它形结构者含矿较好，条带状、细－网脉状构造者含金性好，团块状、角砾状者次之，星散状、稠密浸染状者含金最差（表 3－24）。从成矿阶段来看，Ⅰ阶段石英脉中矿物结晶程度好、含金性差；Ⅱ－Ⅲ阶段矿物结晶程度较差，但含金性较好，是金矿化的主要阶段和金属硫化物的主要沉淀结晶期；末期碳酸盐石英脉矿物结晶程度较好，而含金较弱。可见，石英和金属硫化物生成世代不同，其矿物标型特征有显著区别（表 3－25），以Ⅱ－Ⅲ世代矿物含金好，Ⅰ、Ⅵ世代矿物含金较差，载金矿物标型特征有助于判别矿石含金性。

表 3－24　　Q515 不同结构构造矿物含金性表（10^{-6}）

矿　物	样品数	最高品位	最低品位	平均品位	矿物	样品数	金品位
团块状黄铁矿	4	99.44	14.51	56.98	细粒黄铁矿	1	135.91
细网状黄铁矿	4	100.19	56.97	78.58	中粗粒黄铁矿	2	67.36
浸染状黄铁矿	3	12.21	2.37	7.29	细粒方铅矿	1	26.15
中粒黄铁矿	1			91.16	中粗粒方铅矿	1	2.81

表 3－25　　主要载金矿物标型特征表

成矿阶段	矿物	颜色	结晶程度	晶形及粒径（mm）	共生矿物	产出特征
金－金属硫化物－石英（Ⅱ－Ⅲ）	石英	灰白－烟灰色	它形粒状	不规则粒状，粒径 1～0.5mm	与Ⅱ、Ⅲ世代黄铁矿等金属硫化物共生，含自然金	与金属硫化物成细脉状、条带状分布于Ⅰ阶段石英脉中。碎粒化明显
	黄铁矿	浅黄－灰黄色	它形－半自形	立方体、五角十二面体等，粒径＜1mm，部分为 2.5mm±	与烟灰色石英、方铅矿等金属硫化物共生，常含自然金等	受力明显，碎裂状、条带状、细脉状产于Ⅰ阶段石英脉中

第四章　成矿条件分析及成矿预测

第一节　成矿地质条件分析

一、金矿产出受基底岩系控制

小秦岭金矿床（脉）主要分布于基底岩系太华岩群中，部分分布于以太华岩群为基底的中元古界盖层（熊耳群、高山河群）中，显示基底岩系对于金成矿的明显控制作用。这与我国和世界上金矿主要分布于前寒武纪古老变质岩区（特别是前寒武地盾）的事实相一致，正如 E·A·腊德克维奇所指出的："世界上 75% 的金矿床产于古老地盾变质岩及覆盖它们的地台盖层弱变质岩中。"

金具有亲铜、亲铁镁的地球化学性质，属深源元素。太华岩群原岩建造包括下太华岩群拉斑玄武岩和 TTG 杂岩，以及上太华岩群以孔兹岩系为特征的表壳岩系，整个建造富含基性－中基性火山岩成分，特别是下基底建造多具深源特征。从太华岩群形成的构造环境看，太古宙时期地壳薄弱，处于强活动性状态，是深源物质（包括金）外迁的最重要时期。周作侠等（1992）对太华岩群中 19 件角闪质岩样品进行分析，Au 平均 7.15×10^{-9}，显示了太华岩群的含矿潜力。黎世美（1988）利用金与钯地球化学特性，近似求得小秦岭变铁镁质火山岩原始金含量为 23.5×10^{-9}。可见，作为晚古太宙古老深变质岩系，太华岩群是非常有利于富含金的。

从太华岩群含金性分析，其现今背景值约为 $0.71\sim1.86\times10^{-9}$（表 4－1），明显低于地壳克拉克值 3.5×10^{-9}，也低于我国前寒武变质岩金平均丰度值（3.39×10^{-9}，曹大华，1989），这与地球早期地壳金背景值偏高特征不相称。虽然导致太华岩群金值偏低可能有多方面原因，但主要原因是，它经历了多期次的变质、变形、混合岩化及花岗岩化作用改造，使得地层中金不断活化外迁，从而造成太华岩群现今金含量相对偏低。早前寒武纪形成的初始地壳是壳内活化再造的主要物源，活化再造也是初始地壳中金活化、重新分配的过程。由此说明现今地层中丰度值是原岩遭受多期次构造—热事件改造后的残余值，已不能代表太华岩群的原始丰度值。现在一般认为，矿源层中金包括易释放金和难释放金两部分，其中易释放金主要呈离子或单质微粒状态赋存于金属硫化物、磁铁矿及碳酸盐等矿物中，在后期地质营力作用下可活化迁移，参与成矿作用；难释放金主要呈离子赋存在造岩矿物晶格中（如角闪石、黑云母、长石等），在地质营力作用过程中多保留在原岩中。在太华岩群原岩中易释放金占较大比例，岩石硫化物中金占岩石中金的 70～80%（胡受奚等，1990）。由此可见，太华岩群原岩中大部分金（即易释放金）在后来地质作用中活化迁移并参与成矿，本区金矿成矿物质主要来源于太华岩群。

据统计分析，太华岩群各组中金含量无较大差别，在各类岩石中除黑云斜长片麻岩和

表 4－1　　小秦岭太华岩群金丰度值统计表

测定对象		样品数	Au(10^{-9})	资料来源
太华岩群		138	0.71	栾世伟等(1982)
太华岩群(西段)		82	1.98	西安地院(1989)
太华岩群	阎家峪岩组	33	3.03	林宝钦等(1989)
	观音堂岩组	14	3.14	
	洞沟岩组	20	2.04	
	三关庙岩组	6	1.07	
太华岩群		258	1.86	陕西地质六队(1985)
斜长角闪岩		14	2.14	林宝钦等(1989)
片麻岩		34	2.38	
变粒岩、石英岩		18	2.17	
秦仓沟岩组		24	1.9	陕西地质六队(1985)
三关庙岩组		95	2.38	
洞沟岩组		64	1.44	
板石山岩组		33	1.51	
大月坪岩组		24	1.13	

混合岩金含量稍高外，其它岩石含金量均差别不大（表 4－2）。这表明经过区域变质和混合岩化作用，地层中金的分布趋于均一化，亦说明金矿化对岩性无明显的选择性。而 Cu、Pb、Zn、Ni 等在片麻岩、斜长角闪岩和混合岩中含量明显高于长石石英岩等沉积岩含量，反映它们分别属于两类不同的地质建造。

表 4－2　　太华岩群主要岩石微量元素含量表(10^{-9})

岩　石	样品数	Au	Pb	Cu	Zn	Ni	Sr
黑云斜长片麻岩	110	2.17	25.90	53.6	57.01	22.06	286.55
角闪斜长片麻岩	9	1.64	39.98	57.59	42.76	27.78	246.11
斜长角闪岩	43	1.73	23.63	85.71	101.21	63.61	355.12
混合岩化黑云斜长片麻岩	11	1.45	22.13	50.48	38.18	29.36	518.18
混合(片麻)岩	47	1.52	12.27	30.52	16.78	6.55	108.07
长石石英岩	17	1.41	6.35	37.25	14.40	9.41	58.82
浅粒岩	9	1.24	7.68	39.04	36.85	2.50	300
大理岩	6	1.37	6.33	15.84	16.67	8.33	66.67

（据 712 队资料整理）

综上所述，作为矿源层，太华岩群原始金含量较高，为本区金矿提供了主要物质来源，而成矿活动对不同地层层位和岩性无明显的选择性。

二、花岗岩对金成矿的影响

我国许多金矿区都有花岗岩体出露，金矿常产于岩体内部或内外接触带，显示二者有紧密的成生联系，如胶东玲珑－焦家金矿、夹皮沟金矿等。小秦岭从晚太古代开始，发生过多期次大规模的岩浆活动，形成不同类型的岩浆岩。晚太古宙 TTG 岩系是由早期镁铁质火山岩选择重熔形成的，镁铁质火山岩含金高，而 TTG 杂岩含金较低，说明在 TTG 岩系形成过程中部分金被活化迁移。由于在晚太古宙地层处于中深地壳层次的热穹隆体制下，变形方式以塑性变形为主，这样的高压高温环境有利于 Au 活化迁移，却不利于 Au 的淀积。与金成矿密切相关的岩浆岩是燕山期花岗岩，表现在如下两方面。

1. 成岩与成矿时代相近。文峪、华山等燕山期花岗岩体主成岩年龄 135～179Ma，区内多处见到含金石英脉既切穿燕山期花岗岩体，又穿插辉长辉绿岩（418Ma）和辉绿岩脉（148～182Ma），本身却被云煌岩脉（76Ma）穿切。周作侠测得含金石英脉年龄 66.5Ma（K－Ar 法），宜昌地化所测得矿石包裹体 Rb－Sr 年龄小于 140Ma。可见金矿主成矿时代应早于 76Ma，略晚于燕山期花岗岩。

2. 区内金矿脉（床）、矿点（化探异常）表现为以花岗岩基为中心分布在其外侧 2～11km 范围内。矿床地球化学研究（栾世伟等，1990）表明：①以花岗岩体为中心，成矿温度由内向外递减；②矿物包体硫、氧、碳同位素特征反映出二者的亲缘关系，其中 $\delta^{34}S$ 值由岩体向外，正值减少，负值增大（图 4－1）；③花岗岩体内石英脉及含金石英脉的稀土配分曲线基本一致，显示二者之间的内在联系。实际上燕山期花岗岩体主要是由绿岩地层太华岩群经部分重熔形成的（尚瑞均等，1988），太华岩群、燕山期花岗岩体及大多数

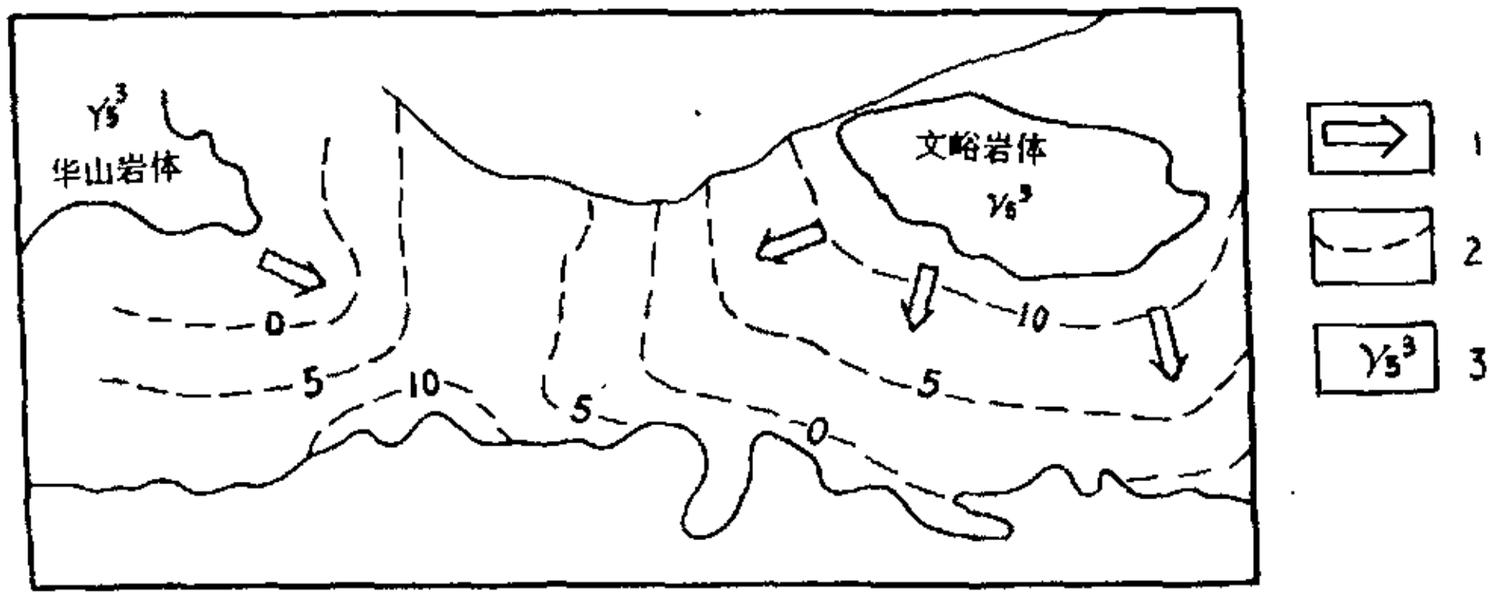


图 4－1　小秦岭金矿硫同位素变化趋势示意图（据栾世伟，1990）

1. 矿源运移方向；2. 硫同位素等值线（‰）；3. 燕山期花岗岩

矿石的微量元素、稀土配分曲线和铅、硫同位素特征相似或基本一致，表明它们有密切的成生联系和相同的物质来源。

在燕山期花岗岩侵入之前，太华岩群业已经历了多期次区域变质作用（包括混合岩化）和韧性剪切作用，地层中金元素发生多次活化迁移及初步富集，尤其是在（区域性）韧性剪切带内进行的变形分解作用更有助于金矿富集。燕山期地壳活化再造形成的侵入体既是热－构造事件的产物，又是区域性热源，促使金活化再富集并最终形成金矿体（床）。

大规模侵入体的发育反映了大规模的热－构造运动，与侵入体共生的金矿床也是地壳活化再造作用的反映和产物。在重熔岩浆形成过程中不仅形成规模较大的热力场，而且产生大量的岩浆热液。地壳等温面的上升使原来处于较低温度下的地层重新处于温度较高的区域热流场中，加热地层中含水可能产生水汽溶液，连同岩浆热液一起溶解源岩或已发生 Au 富集的构造带中金等成矿物质，向有利构造部位迁移。可见燕山期岩浆活动与金矿化的关系主要表现在岩浆热液和岩浆热源作用，特别是岩浆热源作用致使已发生金初步富集的太华岩群处于较高温的热力场中，对金的活化迁移和富集成矿起着重要作用。

三、构造控矿作用明显

本区构造与金矿化的关系首先表现在，金矿脉（床）的分布与变质核杂岩构造具有对应性（见第三章第三节）。亦即构造蚀变岩型金矿受主剥离断层带控制，金矿体产于叠加在南缘韧性剪切带之上的脆性剪切带内；石英脉型金矿产于与（顺层）区域性韧性剪切带有关的韧脆性剪切带内，容矿剪切带与大型穹隆（F_3）构造协调配置。由上至下金矿类型可能存在三种，即构造蚀变岩型（葫芦沟式）、石英脉型及蚀变糜棱岩型。

其次，构造与金矿化的关系表现在，区内金矿体（脉）均赋存于韧脆性或脆性剪切带中，而容矿剪切带常是叠加在早期角闪岩相韧性剪切带之上，剪切带由韧性向脆性发展演化对金的活化迁移及沉淀有重要作用。在韧性剪切带内广泛发育变形分解作用（Deformation partitioning），它是指在岩石变形过程中，由于地质体结构不均一性，导致岩石变形的不均匀性，岩石内部变形呈强变形的递进剪切应变带和弱变形的伸缩应变域（Bell，1985），宏观上构成透镜状弱变形域被强变形的剪切应变带所包围形成网结状构造。在剪切应变带内，矿物受到剪切变形，粒状矿物（石英、长石、角闪石等）被溶解而迁出，云母、碳质及粘土类矿物残留下来，形成构造片岩及千糜岩等，并产生以 $CO_2 + H_2O$ 为主的流体体系，溶解岩石中金而形成含金氯络合物、含金硫络合物；在伸缩弱变形域，岩石变形弱，发育低压空间（透镜体两端）和张裂隙，含金流体向伸缩域迁移、沉淀及生长。在剪切变形过程中，主要发生退变质作用，如角闪石、长石可发生如下变化：

①角闪石 $+ K^+ + H_2O \rightarrow$ 黑云母 $+ SiO_2 + Ca^{2+} +$ （Mg，Fe）$^{2+}$；

②角闪石 + 斜长石 +（Mg，Fe）$^{2+} + H_2O \rightarrow$ 斜绿泥石 + 钠长石 $+ SiO_2 + Ca^{2+}$；

③斜长石 $+ K^+ + H_2O \rightarrow$ 绢云母 + 钠长石 $+ SiO_2 + Ca^{2+}$；

④钾长石 $+ H_2O \rightarrow$ 绢云母 $+ SiO_2$。

随着韧性剪切作用的演化，含金流体总体上由深层次向中－浅层次迁移和沉淀，导致在韧性剪切带内发生一次金的初步富集（预富集），为后来金矿体（床）的最终形成和定位奠定了基础。笔者曾查阅了 712 队 80 年代至 90 年代初以来在小秦岭西段提交的十余份金矿勘查报告，当时在各矿床（区）范围内测得地层金含量常大大超过地壳克拉克值（3.5×10^{-9}）数倍，如潼峪三关庙组 Au22.17－23.88 $\times 10^{-9}$，葫芦沟秦仓沟组上段 Au82.7$\times 10^{-9}$，下段 14.3$\times 10^{-9}$。实际上所测样品可能主要是受韧性剪切或断裂混合岩化叠加的变质岩类，这正好说明了韧性剪切作用对金矿的富集作用。以葫芦沟地区南缘韧性剪切带为例，带内发育各种糜棱岩，其中以绿泥石英质糜棱岩应变相当强烈。糜棱岩中金含量随着糜棱岩化增强而增高（闫军，1991），表明金富集与韧性剪切作用有关。

第三，金矿体（脉）主要产于剪切带演化到中－晚期形成的韧脆性或脆性剪切带中。无论是石英脉型还是蚀变岩型金矿，成矿阶段均具多期次性，并且金矿化主要发生在成矿阶段的中－晚期，以叠加脆性破碎为特征，反映了金成矿的浅成性和后生性。从控矿剪切带规模上看，容矿构造一般是那些规模相对较小（与区域剪切带相比）、级别较低（常是三、四级构造）的韧脆性或脆性剪切带。如葫芦沟金矿床，金矿体产于与主剥离带近平行的三、四级脆性剪切带内。金矿体（床）受带次一级构造控制的主要原因，一般认为是在主、次构造间存在温、压梯度（Eisenlorh et al. 1989），一级构造中流体来源深，温度较高，构造环境有利于流体长期稳定存在，却不利于金从流体中沉淀析出。相反地当流体进入次一级构造体系中，温压降低，造成矿质在流体中失稳而沉淀。

四、区域变质、混合岩化作用与金矿化

在区域变质过程中，随着温、压升高会发生脱水、脱硫、去炭等作用，形成富含 S、Cl、F 等挥发组分的 H_2O-CO_2 溶液，溶解岩石中 K、Na、Ca 等碱（土）金属，从而形成富含碱（土）金属和挥发分的变质热液。这种变质热液具有较强的溶解和络合能力，可将岩石中 Au 等成矿元素解离，以络合物形式溶于热液，并随热液向有利构造部位迁移。在变质过程中，金主要是在高变质带（如角闪岩相）环境中溶解迁移，在低变质带（绿片岩相）条件下沉淀（俞广钧，1991）。

在小秦岭构造演化过程中，各阶段环境条件不同，金的活化、迁移与聚集机制亦有所区别。太华岩群的变质－变形作用具多期次多类型特点，变质程度普遍达角闪岩相，在区域变质－变形过程中，必然会产生大量的变质热液。具有较强溶解能力的变质热液与岩石发生水－岩反应，使太华岩群中金等成矿物质活化转移，发生由均匀分散到不均匀分布（局部初步富集）的变化，总体上原岩变质程度越高则热液带出的金就越多，岩石中金含量越贫化。在小秦岭西段太华岩群金背景值由西向东依次降低（晁援等，1985），即骊山（6.13×10^{-9}）、灞源（2.24×10^{-9}）、大夫峪（1.92×10^{-9}）、仙峪（1.8×10^{-9}）、蒲峪（2.38×10^{-9}）、麻峪（1.9×10^{-9}）、桐峪（1.45×10^{-9}）。但各矿床（脉）平均品位由西向东递增，即东桐峪（13.3×10^{-6}）、善车峪（12.15×10^{-6}）、太峪（12.24×10^{-6}）、蒿岔（10.41×10^{-6}）、潼峪（5.43×10^{-6}）、蒲峪（4.35×10^{-6}）、葫芦沟（4.32×10^{-6}）等。说明地层中含金量随变质作用增强而降低，迁出金愈多则愈有利于金成矿。

混合岩化作用实质上是由于地壳热流值持续上升，在变质作用基础上低熔点矿物发生选择性重熔并与已变质岩石混合交代的过程，在高温高压的超变条件下，可形成富含 Na、K、Si、H_2O 的混合岩化热液。随着混合岩化增强，铁镁质矿物逐渐被长英质矿物取代，使金的主要载体矿物崩解或减少，金被活化析出，随混合岩化热液迁移。经过混合岩化作用，岩石含金量趋于降低。其主要原因是在混合岩化过程中，含金较低的清洁矿物（长石、石英等）取代了岩石中金的载体矿物（黑云母、角闪石等），金明显趋向富集于铁镁矿物和副矿物中（表 4－3）。

小秦岭混合岩化作用较为强烈，各类混合岩广泛发育，经历了多期演化过程。随着混合岩化的衍进（表 4－4），岩石中 SiO_2、K_2O 递增，而 Fe、Mg、Ca 等组分递减，Au、Ag、Cu、Pb、Zn 等成矿物质随之减少。这反映出混合岩化过程中岩石地球化学变化特

征。混合岩化衍生的长英质（细）脉 Au 可达 470×10^{-9}，肠状衍生石英脉 Au 为 13×10^{-9}（胡志宏，1986）。在有些情况下（如断裂、侵入岩影响），岩石中金含量可能随混合岩化增强而升高。对此王鹤年等（1992）在华夏地块韧性剪切带型金矿研究中提出，将混合岩分为基底混合岩（区域变质基础上形成）和断裂变质混合岩（与断裂动力变质作用有关），前者亲石元素发生富集，Au 及亲铜、亲铁元素被活化转移；后者经历了破碎、糜棱岩化及 Si、K、Na 交代作用，富集亲铜、亲铁元素。

表 4－3　　金在岩浆岩造岩矿物和副矿物中含量表

矿物	岩石类型	样品数	Au（10^{-9}）	Au 变化范围（10^{-9}）
石英	花岗闪长岩（美国）	12	0.30	0.10－3.40
长石	花岗闪长岩（美国）	8	0.50	0.02－1.40
黑云母	花岗闪长岩（美国）	11	2.60	0.10－15.80
角闪石	花岗闪长岩（美国）	10	0.60	0.20－1.30
	辉长岩、闪长岩（苏联）		5.90	
辉石	橄榄岩、辉长岩（苏联）	4	16.00	3.50－40.00
榍石	英云闪长岩（美国）	2	7.50	0.5－24.60
磁铁矿	花岗闪长岩（美国）	7	11.20	0.4－49.30

（据美国《地球化学手册》）

表 4－4　　混合岩类微量元素含量表（10^{-6}）

岩石	Au（10^{-9}）	Ag	Pb	Cu	Zn	Bi
角闪斜长片麻岩	4.05	0.015	138	32	88	0.28
斜长角闪片麻岩	4.88	1.98	81	32	46	0.4
蚀变角闪斜长片麻岩	6.5	0.15	330	20	20	0.2
混合岩化斜长角闪片麻岩	2.1	0.07	70	20	24	0.2
混合花岗岩	1.2	0.12	56	11.8	15	0.2

（据邢义征等，1993）

总之，在区域变质和混合岩化过程中，岩石中金主要以重新分配的形式活化迁移，迁移方向与区域变质、混合岩化热力前锋相一致，含金溶液沉淀主要取决于构造控制，构造扩容带是矿液沉淀的良好场所。

五、成矿物质来源及矿床成因

1. **硫同位素组成：**根据小秦岭西段各矿脉（床）硫同位素统计（表 4－5），潼峪地区矿石硫同位素 $\delta^{34}S$ 为－4.2～－11.1‰，平均－7.99‰，极差平均 3.65‰；王排沟地区矿石硫同位素 $\delta^{34}S$ 为－3.1～－12.9‰，平均－9.49‰，极差平均 2.63‰；驾鹿地区矿石硫同位素 $\delta^{34}S$ 为－16.2～4.7%，平均－8.03‰，极差平均 2.3‰。与小秦岭东段（文峪、桐峪等）相比，西段矿石硫同位素（$\delta^{34}S$）多为负值，均一化程度较高，S^{32}相对富集，可能反映了东、西段金成矿过程中不同的物理化学条件。但与地层和燕山期花岗岩硫同位素

变化特征基本一致，以深源硫为主，再考虑到花岗岩是由太华岩群重熔形成，可推测成矿硫来源于太华岩群。

表 4－5　　小秦岭西段矿脉硫同位素组成统计表（‰）

矿区	矿脉	样品数	测定物	$\delta^{34}S$变化范围	平均值	极差
潼峪	Q505	3	黄铁矿	－4.7～－7.9	－6.83	3.2
	Q505	3	方铅矿	－7.4～－11.1	－9.3	3.7
	Q401	2	方铅矿	－4.2～－8.6	－6.4	4.4
	Q514	2	黄铁矿	－7.8～－11.1	－9.45	3.3
王排沟	Q2142	6	黄铁矿	－6.5～－8.8	－7.7	2.3
	Q2142	5	方铅矿	－8.3～－12.9	－11.08	4.6
	Q2201	3	方铅矿	－11.3～－12.7	－12.07	1.4
	Q2201	2	黄铁矿	－8.1～－8.3	－8.2	0.2
	Q539	5	黄铁矿	－3.1～－8.8	－6.08	5.7
	Q539	2	方铅矿	－11.0～－12.6	－11.8	1.6
驾鹿	Q2143	4	黄铁矿	1.8～4.7	3.4	2.9
	Q8003	2	黄铁矿	－7.6～－8.6	－8.1	1
	Q8003	1	方铅矿		－16.2	
	葫芦沟	24	黄铁矿	－9.2～－13.5	－11.2	4.3
桐峪	Q8	54	黄铁矿	4.8～9.7	6.6	4.9
		19	方铅矿	2.8～5.9	4.3	3.1
	Q01	28	黄铁矿	4.8～15.7	11.6	10.9
蔡车峪		4	黄铁矿	6.44～15.44	7.33	9
文峪		53	黄铁矿	0.2～6.4	3.9	6.2
	6.3		22	方铅矿	－2.5～3.8	1.4
花岗岩（γ_5）		7	黄铁矿	2.1～3.4	3.1	1.3
地层	上基底				5.46	29.02
	下基底				2.63	16.87
	太华群	17	黄铁矿	－5.4～10.5	3.0	15.9

（资料来源：712 队、东桐峪金矿、黎世美等）

2. **铅同位素组成：**矿石铅同位素组成与太华岩群、燕山期花岗岩具有较好的一致性（表 4－6），均变化较大，为含少量放射铅的异常铅，显示它们发育于相同或相似的 U－Pb 体系中。在 Doe（1974）铅同位素演化模式图上，样点主要落在 $\mu=8.8\sim9.0$ 的铅同位素增长曲线之间，相对集中，具均匀源特征，反映矿石铅主要来自同一源区（胡正国等，1994）。可见，矿石铅主要来源于太华岩群。

3. 碳同位素：小秦岭矿石碳酸盐矿物 $\delta^{13}C$ 值变化于－1.9～－7.59‰，平均－6.0‰（黎世美等，1996），变化范围较窄，接近初生碳同位素组成（－5.0～－8.0‰）。一般认为由岩浆结晶分异派生的岩浆水 $\delta^{13}C$ 值为－4～－8.5‰，混合岩浆水 $\delta^{13}C$ 值为－4～－9.5‰，本区碳同位素组成也与二者相似，明显具有深源特征，并可能与太华岩群的重熔岩浆活动有关。

4、**氢、氧同位素：**区内部分矿床石英、碳酸盐矿物 $\delta^{18}O$ 值变化于 6.44～13.71‰，

δD值为－33.9～－86.9‰（表4－7）。根据矿石包裹体均（爆裂）温度及石英－水、碳酸盐－水分馏关系式，可求得成矿流体$\delta^{18}O_{H_2O}$值为－11.23～13.8‰（晁援等，1985），将其投影到$\delta D_{H_2O}-\delta^{18}O_{H_2O}$模式图（图4－2），反映出成矿流体具有岩浆水、变质水和大气降水混合源特点。据潼峪氢氧同位素研究（郭福祺等，1988），$\delta^{18}O_{H_2O}$随矿化阶段而有规律地变化（即Ⅰ阶段为3.63～4.12‰，Ⅱ阶段为2.18～2.98‰，Ⅲ阶段为2.92‰，Ⅳ阶段为－5.89‰），由Ⅰ→Ⅳ阶段$\delta^{18}O_{H_2O}$趋于减小，渐接近当地大气降水（矿坑水：$\delta^{18}O_{H_2O}$－9.57‰）。

表4－6　　小秦岭西段铅同位组成表

样品来源	测定对象	样品数	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$
潼峪Q539	方铅矿	1	17.124	15.355	37.824
潼峪Q515	方铅矿	1	16.994	15.375	37.973
潼峪Q401	方铅矿	1	17.039	15.368	37.823
王排沟	方铅矿	1	17.147	15.342	37.607
葫芦沟	方铅矿	1	17.66	16.436	37.902
水草坪北沟	方铅矿	1	17.512	15.424	37.871
桐峪Q8	方铅矿	8	17.585	15.446	38.125
桐峪Q12	方铅矿	2	17.456	15.262	37.465
文峪花岗岩	钾长石	2	17.187	15.439	37.511
老牛山花岗岩	全岩	1	17.637	15.428	37.940
斜长片麻岩	方铅矿	2	17.297	15.382	39.666
斜长角闪岩	全岩	4	17.889	15.595	38.248
桐峪辉绿岩	黄铁矿	1	17.999	15.582	38.199
潼关金矿	方铅矿	3	17.369	15.364	37.959
文峪矿区	方铅矿	9	17.097	15.389	37.643

（据712队、晁援、周作侠等）

表4－7　　小秦岭氢、氧同位素组成对比表

矿区（脉）	$\delta^{18}O$（‰）		矿区（脉）	δD（‰）	
	变化范围	平均		变化范围	平均
潼峪	10.06～12.21	11.03	潼峪	－71.8～－86.9	－81.4
Q01	11.65～13.71	12.57	驾鹿	－79.7～－92.0	－85.85
Q8	7.01～11.62	10.69	桐峪	－46.4～－79.0	－61.5
Q505	10.27～11.31	10.79	文峪	－33.81～－52.27	－45.29
驾鹿	6.44～13.44	10.78			

（据郭福祺、晁援等，卢百志等）

5. **矿床成因**：综合本节所述，区内金成矿的主要控制因素可归纳为：①具有较高 Au 原始背景值的初始矿源层，为金成矿奠定了良好的物质基础；②区域变质、混合岩化、花岗岩化及韧性剪切作用是金活化、迁移及初步富集的主要地质营力，在成矿活动过程中作出了相应的贡献；③剪切带构造是含矿溶液运移的通道和矿质沉淀的空间，韧性变形分解作用可促使金活化迁移，金成矿定位主要与剪切带演化中的中－晚期脆性变形有密切关系；④燕山期强烈的构造－岩浆活动是大规模地壳活化再造作用的反映，为金矿的最终形成创造了非常有利的热－构造环境。

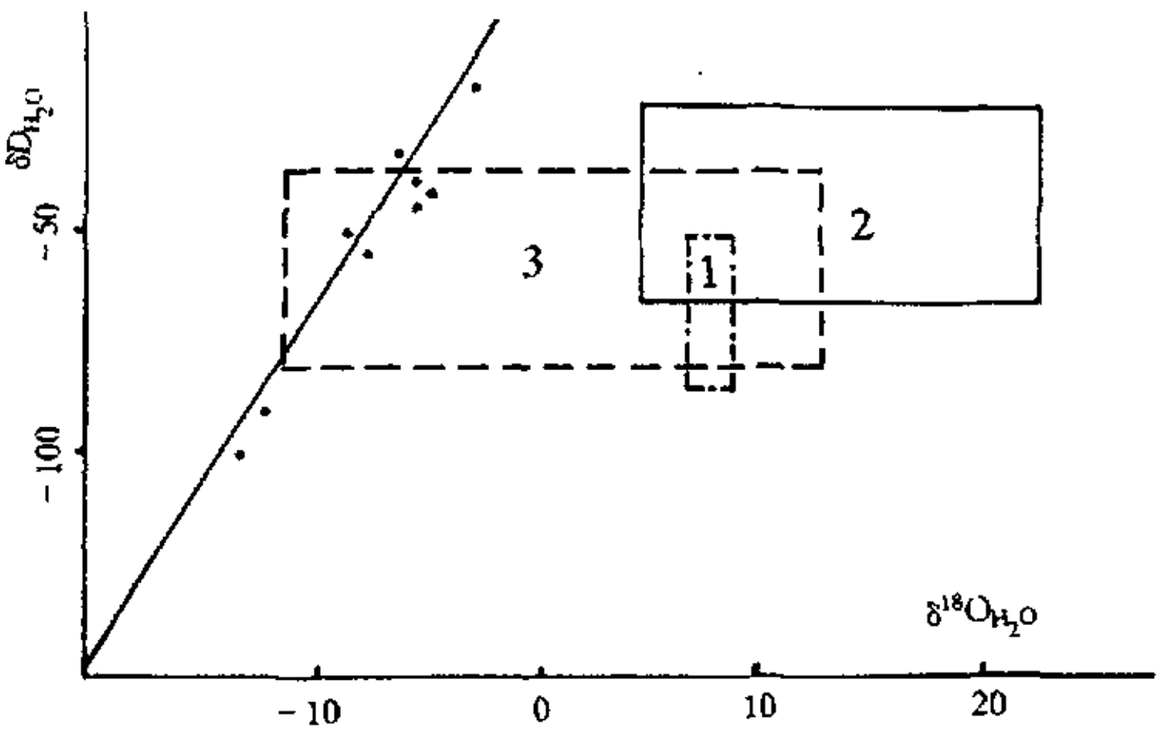


图 4－2　小秦岭金矿 $\delta D_{H_2O} - \delta D_{H_2O}$ 关系图（据晁援等，1985）

1. 岩浆水；2. 一般变质水；3. 小秦岭成矿流体，点为西安大气降水

根据区域地质背景、成矿地质特征及控矿因素，将其成矿模式描述如下：太华岩群富含基性－中酸性火山物质，具深源特征，原始含金量较高，为金元素在后期各种地质营力作用下活化迁移及成矿奠定了物质基础。多期次的区域变质、混合岩化及韧性剪切作用等使地层中金得以不断活化迁移，并可能在有利构造部位初步聚集。中生代地台活化，强烈的构造－岩浆活动使地壳地热等温面上升，尤其是燕山期重熔岩浆活动提供了巨大热源，使地层水（建造水）、大气降水与岩浆水混合形成成矿流体，从地层中淋、滤溶解金等成矿物质，沿构造带迁移并在有利的构造－物化条件下沉淀成矿。据此可将矿床成因归属为多旋回改造的多因复成热液矿床。

第二节　地球化学及地球物理特征

一、地球化学特征

1. **区域地球化学场**：小秦岭西段是一个高 Au、Ag、Mo、Pb、Bi（Cu）而低 Hg、Sb、As、Zn 地球化学场，亦即亲铁亲硫地球化学场（邢义征等，1993）。受 SN 向隐伏构造影响，各元素在仙峪－太子坪形成近 SN 向低背景带（图 4－3），相应地重磁场亦具此特征。在该带以西形成高 Ag、Pb、Bi、Mo 地化场，以东形成高 Au、Ag（Pb）地化场。另一方面，在大月坪穹隆以北地带为高 Au 地化场，以南为高 Au、Ag、Pb 地化场，中部（刘孙王断裂与朱家沟断裂之间）为高 Ag、（Pb）地化场，西南部（金堆城－驾鹿）形成一个高 Ag、Au、Mo、Pb、Bi 地化场。

受地层、构造、岩浆岩的复合控制，Au 区域异常主要呈 NE 及 EW 向展布。驾鹿矿区位于水草坪－荒地沟 28 号分散流异常中，元素组合以 Au、Ag 为主，伴有 Mo、Pb、Cr、V 等，葫芦沟蚀变岩型金矿床位于该异常的浓集中心。潼峪矿区位于 14 号区域分散

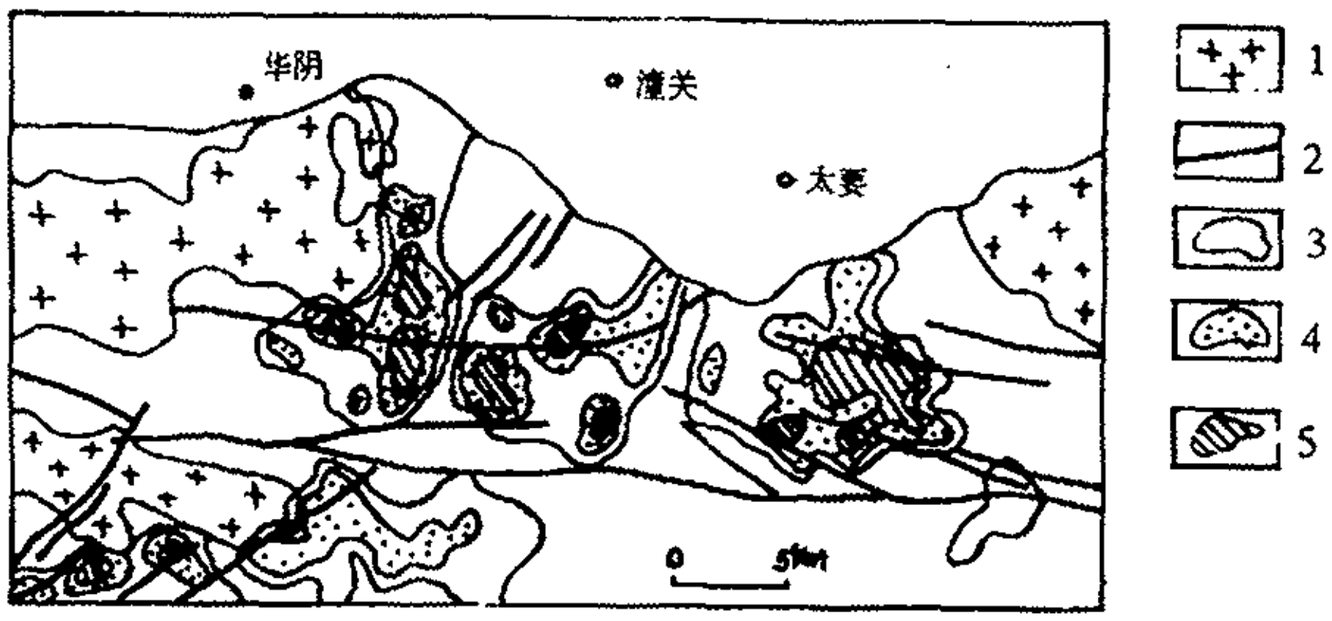


图 4－3　陕西小秦岭金区域地球化学异常分布图（据黎世美，1996）

1. 花岗岩；2. 断裂；3. 金异常外带；4. 金异常中带；5. 金异常内带

流异常中，元素组合以 Au、Ag、Pb、Mo、Hg 为主，伴有 Bi、Zn、Cr、Ti、V、Ni 等，Au、Ag、Pb、Mo 异常由含金石英脉及构造蚀变岩引起。

矿床原生晕显示一定的地球化学分带性。一般以矿脉（构造蚀变带）为中心，多数成矿元素有明显的地球化学异常，主成矿元素异常峰值直接反映了矿（化）体的分布形态，在矿脉（构造带）两侧围岩中异常值趋于降低。据对葫芦沟蚀变岩型金矿研究（卢百志等，1993），F、Hg、As、Zn 为矿前晕元素，Pb、Ag、（Au）为矿体头部元素，Au、Cu、Pb、Mo、Ba 为矿体晕元素，Ni、Co、V、Ti、Cr 为矿后晕元素。对于石英脉型金矿，F、As、Hg、Zn 为矿前晕元素，Pb、Ag、Ba、Au 为矿体头部元素，Cu、Bi、Au、Mo、W 为矿体晕元素，Ni、Mn、Cr、V、Ti 为矿后晕元素。

2. **地球化学异常区划**：根据小秦岭西段地质特征及地球化学异常，该区划分为五个地化异常带（表 4－8）。

表 4－8　　小秦岭西段地球化学区划表

地化异常带（区）	主要特征
黄浦峪－潼峪－桐峪 Au（Ag、Pb）异常带	东西向，以 Au、Ag、Pb 为主，伴有 Hg、Bi、Cu、Mo、Zn 等，主背形北翼
华阳川－孙家沟－大涧沟 Ag（Cu）异常带	近东西向，以 Ag、Au 为主，伴有 Pb、Bi、Hg、Mo 等，受南缘断裂带控制
太子坪－葫芦沟－荒地沟 Au（Ag）异常带	NE－NEE 向，Au、Ag 为主，伴有 Mo、Cr、V、Pb、Ni、Ti 等，受主剥离带控制
刘家沟－孙家沟－王排沟 Au（Ag、Pb）异常带	近东西向，以 Au、Ag、Pb 为主，伴有 Mo、W、Cu、Bi 等，主背形南翼近轴部
黄龙铺－金堆城 Mo（Ag、Au、Pb）异常区	近 NE 向，以 Mo、Ag、Au、Pb、Bi 为主，伴有 Cu、Hg、Zn 等，岩浆特征明显。

二、地球物理特征

1. **区域地球物理场特征**：在航磁场上，朱家沟断裂带以北的华阳川－太峪区域，形成一近东西向高磁异常带，其北侧渐为负异常，南侧逐渐过渡为弱或无异常。在重力场上，从华县东到太峪一带，为近东西向重力高值带，其间被华山、文峪、娘娘山岩体（低

重力）分隔而呈串珠状，其南、北两侧均为低重力值区。可见，上述地球物理特征与太华岩群分布相吻合。

2. **地球物理参数及构造解释**：一般地层磁性由新到老有增强趋势（表 4－9）。太华岩群磁性较强，但随岩性变化而波动大，其中以斜长角闪岩磁性最强。熊耳群具较强磁性，明显高于长城系、蓟县系及震旦系。岩浆岩磁性极不均匀，一般由超基－基性－中性－酸性岩磁性依次减弱。太华岩群、蓟县系和震旦系密度较高，长城系次之，熊耳群较低。岩浆岩密度一般从酸性到基性趋于增加。可见太华群具高磁性、高密度特征，太华岩群和熊耳群是引起区域磁异常的主要原因。

表 4－9　　小秦岭岩石密度、磁参数统计表

地层岩性		磁参数			密度（g/cm^3）	
		样本数	Jr（$\times 10^{-3}$A/m）	K（$\times 4\pi 10^{-6}$SI）	样本数	平均值
太华岩群	片麻岩	784	706	2600	25	2.87
	变粒岩	23	600	1500		
	斜长角闪岩	227	1000	8400		
	花岗片麻岩	57	700	3600		
	混合岩	443	0－1630	0－800		
熊耳群	安山质凝灰岩	126	900	6400	53	2.69
	基性熔岩	58	1200	2600		
	流纹斑岩	119	600	1300		
	安山玄武岩	146	600	3400		
	玄武岩	241	1000	3090		

（据李文全，1994）

小秦岭地区基底相对隆起，在各上延高度均表现为高磁高重异常，与出露太华岩群相对应，反映基底是高磁性、高密度地质体。

第三节　成矿预测

大量研究表明，小秦岭成矿地质条件十分优越，金矿资源可达 1128.6 吨（预测深度 1000m），其中西段远景资源量约为 428.3 吨（黎世美等，1996），目前所探明储量约占整个金矿资源 1/3 左右。但是，随着地表露头矿的日益减少，本区地质勘查和金矿工业生产面临严峻的局面，甚至有些矿山企业处于资源危机状态，急需寻求新的接替资源。因而深入研究区内成矿规律以指导地质找矿工作就显得十分必要和迫切。本文在总结前人丰富的勘查、研究资料的基础上，结合大量野外调研，运用新的成矿理论和新认识，着重从构造控矿的角度分析，试图对小秦岭西段（主要是驾鹿－潼峪地区）的成矿规律、成矿条件及成矿远景进行分析和预测，期望得到批评指正。

一、主要成矿规律和控矿条件

1. 太华岩群是区内金矿源层（初始矿源层），为金成矿提供了物质来源；它经历了多

期次的区域变质、混合岩化、韧性剪切（变质）、花岗岩化作用改造，地层中金不断得到活化、迁移及初步富集。

2. 金成矿与燕山期花岗岩浆活动存在时间和空间上的联系，金矿脉（床）分布于花岗岩基外侧 2－11km 范围内，燕山期岩浆活动可为金的活化迁移提供热动力条件。花岗岩（混合岩）常是金的活化转移剂（胡受奚等，1998)。

3. 金矿脉（床）空间分布与变质核杂岩构造具有对应性。石英脉型金矿主要产于变质杂岩核部的褶断型剪切带，蚀变岩型金矿主要受主剥离构造带控制，从上而下可能存在三种成矿类型：构造蚀变岩型（葫芦沟式)、石英脉型及蚀变糜棱岩型（河台式)。

4. 金矿控矿构造是各类剪切带，韧性剪切带（角闪岩相）主要是宏观上控制金成矿，容矿构造是那些韧脆性或脆性剪切带（绿片岩相)，剪切带中的石英脉是金的最佳沉积相。

5. 成矿过程表现多阶段性，金矿化趋向集中于中－晚期脆性破碎阶段，容矿剪切带也多是构造演化晚期形成的低序次（三、四级）断裂。

6. 赋矿岩系与成矿时代存在巨大时差（＞2300Ma)，金矿最终定位成矿受燕山期构造－岩浆活动控制。

7. 物探－化探工作在区内发现大批异常，浓集中心明显，元素组合丰富，大多为含金石英脉或含金蚀变带引起，可作为找矿预测的重要依据。

二、成矿预测

根据区域地质背景、成矿规律、构造控矿作用及物探－化探异常等，将小秦岭西段大致可划分为五个成矿区带。

1. 太子坪－葫芦沟－荒地沟矿带：位于刘孙王断裂（朱家沟断裂北支）向南至高山河群底部地带，呈 NEE 向展布。出露地层主要为太华岩群秦仓沟岩组和高山河群碎屑岩系，大面积中元古代混合花岗岩沿朱家沟断裂带分布。该区处于南缘剪切带、主剥离构造带活动影响范围内，发育各类韧性－脆性剪切带，秦仓沟岩组现被认为是南缘韧性剪切带活动的产物，NE－NEE 向脆性（韧脆性）剪切带成组（束）平行展布，构造蚀变岩型金矿产于主剥离构造带上、下侧一定范围内，容矿剪切带明显受主剥离带控制。区内圈定多个化探金异常，各异常内均可见到规模不等的含金石英脉及蚀变体；并有一庞大复杂的充电率异常带沿主剥离带展布，该物探异常带是由隐伏硫化物及含金石英脉综合引起，反映了一个以金为主的规模较大的热液成矿带。该矿带金预测储量 30 余吨（梁文艺等，1991)，业已探明储量占预测储量 1/3±，显示其较好的找矿潜力。

①由于构造蚀变岩型金矿主要受主剥离构造带控制（可能为导矿构造)，成矿背景为南缘韧性剪切带及其产物－糜棱岩和糜棱岩化片麻岩，因此南缘韧性剪切带、秦仓沟岩组及主剥离带是主要的控矿因素和找矿标志。在葫芦沟金矿床东部驾鹿－镰子沟区段，成矿构造环境与葫芦沟类似，葫芦沟有些含金蚀变带（如 SB3）已延伸至此，近年来在主剥离带南侧高山河群底部发现镰子沟金矿点，有可能在该地带找到葫芦沟式金矿。

②从主剥离带控矿作用分析，其上（南）盘高山河群下部是一个新的有待开拓的有利成矿部位，已相继在碾子沟、洞沟、荒地沟发现许多矿（化）点，可见沿着主剥离带在其上、下一定范围内仍有较大的找矿余地。除基底与盖层间主剥离带外，在铁铜沟组与熊耳群、熊耳群与高山河群之间均存在剥离（滑脱）构造带，如洛源金矿、灞源安岭沟金矿等

均与这些剥离（滑脱）带有关，因此沿着这些剥离带上、下一定范围也是金矿产出的有利部位，尤其是熊耳群更应引起注意。

③在太子坪－上坪断裂带北西侧，已有不少展布方向各异（以 NE、SN 向为主）的含金石英脉（蚀变体），规模小－中等，其构造位置亦类似于葫芦沟，特别应注意深部寻找石英脉型金矿。

2. **刘家沟－孙家沟－王排沟矿带：**近 EW 向展布于刘孙王断裂带北侧，出露地层为太华岩群三关庙岩组，混合岩化较为强烈（仅次于大月坪岩组）。化探圈定多个 Au 异常，组合元素为 Au、Ag、Pb 等，金异常峰值达 100×10^{-9}（分散流）。物探工作发现一个具激电、磁、高电阻的综合异常带，沿刘孙王断裂带北侧呈东西向展布，主要由构造带中金属硫化物和含金石英脉引起，反映了一个规模较大的 Au、Ag、Pb、Cu 热液成矿带。该矿带含金构造带表现明显的分区性，在三处密集区剪切带控矿特征有所区别。

①西段寺沟－刘家沟区段，以 NE 向含矿剪切带为主，倾向 NW 或 SE，常呈羽状入字型与刘孙王断裂复合，如 Q2243、Q8072 等，一般长度千米±，带内发育糜棱岩、构造片岩等，矿化主要集中入字型构造尖端 100～300m 范围内。沿走向含脉（矿）率较低，但矿（脉）体倾向延深一般大于走向延长，应注意深部富集地段产出规律。近几年来还陆续发现许多近 SN 向、近 EW 向含金石英脉，如 Q941、Q931、Q945 等，显示该区段仍有一定的找矿前景。

②中段孙家沟区段：发育近 SN 向含金构造带（如 Q04、Q2253、Q938），其次为近 EW 向含金石英脉（如 Q13、Q8068）。近 SN 向容矿剪切带规模较大，一般矿体倾向延深较大，长 1～2km，石英脉在走向和倾向上具尖灭再现特征，单个石英脉透镜体长 80～200m。该区段除以重视 SN 向含金构造带外，面上找矿要注意研究近 EW 向和 NE 向含金剪切带的成矿远景。

③东段王排沟－石窑沟区段：发育近 EW 向陡倾顺层剪切带，与刘孙王断裂平行展布，如 Q2142、Q2144、Q2148 等。规模较大（数百～千余米），呈脉状－大脉状，有一定延深（200～300m），要注意含金剪切带特殊构造部位，如构造扩容、复合叠加、产状波状变化等部位。矿化元素从北向南有由 Au（Pb、Ag）向 Pb、Ag（Au、Cu）变化的趋势，Q2148 矿脉含 Pb 量高，Ag－Pb 呈正相关，Ag 含量最高达 113g/t（王铁锁，1994），因此刘孙王矿带东段要加强综合找矿。还应注意研究的是在 Q2142 等近东西向含矿剪切带之间，发育许多与之平行的次级含矿构造带（Q01、02、03 等），呈右行雁列，有一定成矿潜力。

3. **浦浴－潼峪－麻峪矿带：**大致呈近东西向分布于大月坪穹隆（F_3）主轴北部，出露地层为太华岩群洞沟岩组和三关庙岩组深变质岩系，普遍遭受不同程度混合岩化。地层产状平缓，发育一组 NE－NNE 向短轴宽缓次级褶曲（F_4），西端有大规模的燕山期华山岩基产出，从西向东含金石英脉规模增大，含金性增高，产出趋于密集。含金构造带以顺层缓倾剪滑型剪切带为主，其次为斜向－横向切层陡倾剪滑型剪切带，前者的规模和含矿性一般具有突出的经济意义，并且在垂向上具等间距多层性，目前已证实存在平行展布的六层含金石英脉。物探－化探异常显示，该矿带具有良好的成矿潜力，已提交了整个小秦岭西段大部分工业储量。

①顺层缓倾剪切带一般规模宏大（长 1～2km），已发现的含金构造带在走向和倾向上

仍有延展，大多向四周尚未圈边，在佛头岔—蒲峪东交沟以南至鬼岔一带，仍有大面积找矿空白区，可见本类含矿构造在平面延展范围需继续探索。

②深部找矿研究应作为今后找矿部署的战略性任务。顺层缓倾含金构造带是继承性叠加早期顺层韧性剪切带而逐步形成的，是横向构造置换的产物，一般都具较大规模和多层性（平行成组），所发现六层含金石英脉均产于标高 900m 以上，而小秦岭许多金矿脉出露于 900m 以下，最低为 0m ± 标高（如 Q01）。因此从控矿条件上看，900 米标高以下很可能存在尚未发现的顺层缓倾含金构造带，只是其规模和含矿性有待查证。如若在深部找矿上有新的突破，小秦岭金矿将会呈现更广阔的找矿前景。

③如前所述，小秦岭可能存在三种矿化类型，该区发育石英脉型金矿，蚀变糜棱岩型金矿化也有不同程度的显现。因此从矿化类型垂向分带性上考虑，深部找矿应注意新的成矿类型（蚀变糜棱岩型）的开拓，力争在新的成矿类型有所突破。

④据黄建军等（1993），顺层缓倾剪切带与切层陡倾剪切带有密切联系，前者富集 Au、Ag、Hg、Pb、Mo 等中低温成矿元素，后者则 Cu、Bi、Ni、Cr 含量较高，反映了与深部热液有关的成岩元素；在两者交汇处，常以切层陡倾者为中心沿缓倾者向两侧（走向）元素组合由 Co、Ni→Cu、Pb、Bi→Ag、Zn→Mo、W 变化。由此认为含矿溶液流经切层陡倾者向顺层缓倾剪切带扩散、淀积，也就是说陡倾剪切带在成矿过程中可能起着配矿构造的作用。如果这一判断正确，则应从配矿构造角度重新认识横向－斜向切层陡倾剪切带（不仅仅作为容矿构造），特别注意在其周围研究顺层缓倾含金剪切带的存在。

4. 嵩岔—岳王庙矿带：位于大月坪穹隆南翼近轴部，亦即穹隆枢纽转折端这样的特殊构造环境。出露地层为太华岩群三关庙岩组，呈 EW 向或 NWW 向展布，产状较陡（倾角一般＞45°），具不同程度的混合岩化。含金石英脉较密集，以 NE 向为主（Q470、Q424 等），NW 向（Q456、Q420 等）及 SN 向次之，NE 向与 NWW 向剪切带构成斜方格状构造格局。含金剪切带一般规模较大（1000m ±），为单脉型，沿倾向有较大延深。其中 NW 向顺层陡倾剪切带（如 Q539、Q456）规模和含金性尤为突出，其产状一般与片麻理（S_2）一致（或者有小夹角），倾角多大于 45°。呈 EW 向延展的 14 号分散流异常面积大，浓度高，元素组合好，且次生晕异常常沿含金构造带出现，与矿（化）体位置基本相符。物探异常表现高阻高极化特征，反映含金石英脉向深部有较大延伸。该矿带具备较好的成矿地质条件，预测资源量（F 级）Au52.6 吨、Ag528 吨（卢百志等，1993），可能是一个大－中型 AuAgPb 综合矿床，应作为小秦岭下一步找矿重点基地之一。

①该矿带工作程度相对较低（与潼峪、葫芦沟相比），查脉找矿尚有余地；已发现的多数金矿脉也仅进行过粗略的地表（浅部）工作，很难真正确定其深部成矿价值；近年来相继发现的矿脉证实，地表多是矿体的顶（上）部，向深部矿体有变厚、变富的趋势。可见该区仍需全面总结成矿规律，改进（深部）工作技术方法，加强地质勘查工作力度。

②仍要重视 NW 向顺层陡倾含金构造带研究，以地质研究成果指导地质勘查，向西将 Q539 脉体群、蒲峪鬼岔，与东部麻峪（Q3002）作为一个 EW 向有利成矿带整体来考虑，可能会进一步开拓面上找矿的思路。从小秦岭 NE 向含矿构造带的成矿意义上看，本区 NE 向含 Au 剪切带也是今后找矿研究的一个主攻目标。

③该矿带处于不同走向、不同性质构造相互复合叠加的复杂构造部位，含金脉体具成群或成组（相互平行）出现的特点，构造的复杂性为成矿提供有利成矿构造条件（导矿、

容矿，甚至构造动力条件)。另外，含金石英脉普通含 Ag、Pb（Cu），因而要坚持综合找矿的原则，也许还会在 Ag、Pb 矿方面有所突破。

5. **熊沟－孙家沟－大银洞沟 Ag 矿带：**呈 EW 向分布于朱家沟断裂与刘孙五断裂之间，地层主要为太华岩群三关庙岩组和秦仓沟岩组，混合花岗岩（γ_2）大面积出露，延伸方向与朱家沟断裂带平行。含 Ag（Cu）剪切带为构造蚀变岩型和石英脉型，产态以 NE 和 EW 向为主，NW 向和近 SN 向次之，围岩蚀变发育，主要有硅化、铁锰碳酸盐化、绢云母化、钾化、黄铁矿化等。华阳川－孙家沟－大硐沟 Ag（Cu）化探异常带基本上指出了该 Ag 矿带的分布范围，次生晕化探在飞峪沟、大银洞沟圈定了多个 Ag（Cu）构造蚀变带，并与物探磁电异常相吻合，向深部矿（化）体一般均有一定延深。

①从南北方向上看，由该矿带向南北两侧 Ag 矿化逐渐变弱；从纵向上看，从西向东至大银洞沟一带，Ag 矿化趋于增强，在水草坪－回马坪一带金矿脉普遍含 Ag 高，最高可达 $100\sim200\times10^{-6}$，整个 Ag 矿带明显受 EW 向展布的朱家沟断裂带控制。可见该矿带应作为寻找 Ag（Au）矿的有望成矿地段，而飞峪沟、大银洞沟一带是开展找 Ag 地质工作的首选靶区。

②已发现的许多含 Ag（Au）构造蚀变带产于辉绿岩脉上盘或下盘与围岩接触部位，有些辉绿岩脉经破碎蚀变可形成蚀变辉绿岩型矿体，显示 Ag 矿化与辉绿岩脉有一定联系。因此辉绿岩脉可作为一个良好的 Ag 矿化找矿标志。该矿带范围内辉绿岩脉较为发育，也从另一角度反映出区内 Ag 矿的成矿潜力。

③含 Ag 构造蚀变带常富集 Au、Pb、Cu、Zn、Mo 等元素，Ag 主要赋存于方铅矿、黄铁矿、闪锌矿、黄铜矿中，可见综合找矿仍是该矿带布置找矿工作的一个重要原则。另外，地质调研和物探化探表明，含 Ag 构造蚀变带向深都可能存在富集段，深部找矿研究亦需注意。

后　记

光阴荏苒，不经意间三年研究生学习即将结束。此时此刻，回首往事，笔者顿感自己所学所得甚少，而时光已永不返复地逝去了。十分巧合的是，今年正好是我大学毕业十周年，十年时间在人生历程中不能算是一个短暂阶段。想想十年前，那时的向往和意气，后来渐渐几乎都被现实冷冷地破碎了，怎不令人感慨万千！世界在不断地变化，但不变的是人的信念，因为塑造信念的年龄已不属于我们。

小秦岭金矿开发史悠久，地质工作程度相对较高，各类研究著述颇多。但同时，小秦岭地质研究难度大，也是一个人所共识的事实。笔者在导师们的悉心指导下，进行小秦岭构造与成矿研究，仅能算作是不甚成熟的尝试，谬误与浅薄一定不少，期望得到批评指教。另外，笔者亦深切感到，小秦岭已积累了大量丰富的勘查资料（地质、物探、化探、遥感等），急需具有较高理论水平的有心人去总结去挖掘，从而将本区地质研究推向新的阶段。

在本文写作过程中，导师张维吉研究员、卢纪英教授级高工、魏刚锋副教授都给予笔者诸多教诲和关怀。张老师和魏老师曾多次带笔者去野外调研，跋山涉水，讲解大自然地质之谜，并且还在生活方面给予支持和帮助。卢工在繁忙的领导工作中常抽空关心笔者的学习生活，讲授矿产地质勘查经验和知识。笔者从导师身上不仅学到了知识，而且他们的治学作风、人生态度也深刻地感染了我，使我受益非浅。借此机会谨向他们表示诚挚的敬意和感谢。

在收集资料和野外调研时，笔者曾得到西安工程学院资源系、研究生部、西北有色地勘局、712 总队、713 总队、陕西区调队、东桐峪金矿、灵宝营里金矿、蓝田湘子岔金矿、商州金矿等有关领导和老师的帮助，在此一并表示感谢。尤其需要提及的是本院资源系曾章仁教授、李侠教授、梁文艺教授、李金宝老师、杨映棠高工，本科生张志峰、白君武、吕彬等同学，712 队蒋顺才高工、卢百志高工、李莉工程师、刘宏君工程师、孙君、王晓来、徐良栋等同志都曾以各种不同方式帮助过笔者。可以说，如果没有他们支持和帮助，本文可能很难顺利完成。

参考文献

〔1〕张维吉等. 东秦岭地质走廊研究. 西安：陕西科技出版社，1996

〔2〕肖恩云、张维吉等. 北秦岭变质地层. 西安：西安交通大学出版社，1988

〔3〕单文琅、宋鸿林等. 构造变形分析的理论、方法和实践. 武汉：中国地质大学出版社，1991

〔4〕沈阳地矿研究所. 中国金矿主要类型区域成矿条件文集（3、豫陕小秦岭地区）. 北京：地质出版社，1989

〔5〕王战、张维吉等. 东秦岭波浪状构造演化. 西安：西北大学出版社。1991

〔6〕魏刚锋等. 小秦岭西南部含铀花岗岩构造及金矿. 西安：西北大学出版社，1993

〔7〕张二朋等. 秦巴及邻区地质－构造特征概论. 北京：地质出版社，1993

〔8〕陕西省地矿局，陕西省区域地质志. 北京：地质出版社，1989

〔9〕马建伟等. 秦岭－金矿遥感地质. 北京：地质出版社，1997

〔10〕梁文艺等. 活动剪切带的有序叠加与金矿形成. 西安：西北大学出版社。1993

〔11〕傅昭仁等. 变质核杂岩及剥离断层的控矿构造解析. 武汉：中国地质大学出版社，1992

〔12〕胡正国等. 小秦岭拆离－变质杂岩核构造与金矿. 西安：陕西科技出版社，1994

〔13〕黎世美等. 小秦岭金矿地质和成矿预测. 北京：地质出版社，1996

〔14〕张进江等. 小秦岭变质核杂岩构造特征、形成机制及构造演化. 北京：海洋出版社，1998

〔15〕李华芹等. 热液矿床流体包裹体年代学研究及其地质应用. 北京：地质出版社，1993

〔16〕卢纪英. 矿床模式与找矿模式（内刊），1997

〔17〕陆松年等. 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为例. 北京：地质出版社，1997

〔18〕翟裕生等. 大型构造与超大型矿床. 北京：地质出版社，1997

〔19〕胡志宏、胡受奚等. 挤压－俯冲作用与李生花岗岩带. 北京：地质出版社，1993

〔20〕卢焕章等. 典型金属矿床的成因及其构造环境. 北京：地质出版社，1995

〔21〕陈衍景、富士谷. 豫西金成矿规律. 北京：地质出版社，1992

〔22〕胡受奚等. 华北地台金成矿地质. 北京：科学出版社，1997

〔23〕张贻侠等. 中国金矿床：进展与思考. 北京：地质出版社，1996

〔24〕游振东、秦书田等. 造山带核部杂岩变质过程与构造释析－以东秦岭为例. 武汉：中国地大出版社，1991

〔25〕何永年等. 构造岩石学基础. 北京：地质出版社，1991

〔26〕何绍勋等. 韧性剪切带与成矿. 北京：地质出版社，1996

〔27〕张贻侠、刘连登等. 中国前寒武纪矿床与构造. 北京：地震出版社，1994

〔28〕杨巍然、扬森楠. 造山带构造与演化的现代理论和研究方法－东秦岭造山带剖析. 武汉：中国地质大学出版社，1991

〔29〕张本仁等. 秦巴区域地球化学文集. 武汉：中国地质大学出版社，1990

〔30〕张国伟．秦岭造山带的形成及其演化. 西安：西北大学出版社，1988

〔31〕卢作祥等. 成矿规律和成矿预测学. 武汉：中国地大出版社，1989

〔32〕马昌前等. 花岗岩类岩浆动力学. 武汉：中国地大出版社，1994

〔33〕李俊建、沈保丰等. 豫西小秦岭太古庙花岗岩－绿岩带. 天津地研研究所所刊，1992（26－27）

〔34〕尚瑞钧等. 秦巴花岗岩. 武汉：中国地大出版社，1988

〔35〕翟裕生．金属成矿学研究的若干进展．地质与勘探，1997，33（2）
〔36〕张国伟．试论秦岭造山带岩石圈构造演化基本特征．西北大学学报，1991，21（2）
〔37〕闫军．小秦岭西段太华群多期构造解析．西北地质科学，1992，13（2）
〔38〕王铁锁．小秦岭金矿西段构造格局及控矿作用（内刊）.1994
〔39〕邓军等．构造演化与成矿系统动力学一以胶东金矿为例．地学前缘，1999，6（2）
〔40〕魏刚锋等．小秦岭东部区域韧性剪切带研究．西安地质学院学报，1997，19（2）
〔41〕卢百志等．小秦岭西段岭北及葫芦沟地区金银1/万成矿预测（报告），1993
〔42〕蒋顺才等，洛南县驾鹿葫芦沟金矿床Ⅵ、Ⅰ号矿体勘探报告，1989
〔43〕曹西河等．潼峪矿区Q539脉勘探报告，1988
〔44〕高思远等．潼关县潼峪矿区Q502脉勘探报告，1988
〔45〕韩俊民等．潼关县潼峪矿区Q505、Q508脉详查报告，1995
〔46〕谭兴华等．潼关县潼峪矿区Q515勘探报告，1992
〔47〕何建中等．华阴市蒲峪矿区Q692详查报告，1993
〔48〕黄建军等．陕西小秦岭金矿大比例尺成矿预测研究（科研报告），1994
〔49〕谢本清等．洛南县王排沟Q2142脉Ⅰ号矿体勘探报告，1983
〔50〕赵金发等．小秦岭金矿西段成矿规律及找矿方向（报告），1982
〔51〕邢义征等．小秦岭西段AuAg矿1/5万成矿预测（物化探部分），1993
〔52〕兰姆塞等．现代构造地质学方法，徐树桐等译．北京：地质出版社，1991
〔53〕T·H·Bell, Deformation partitioning and porphgroblast rotation in metamorphic rock: a radical reinterpretation, J. Metamorphic Cteal, No.3.
〔54〕Davis, G. H, 1983, shear zone model for the origin of metamorphic core complexes, Greology, 11.
〔55〕Robert. F, and Buown. A. C, 1986, Arthean Gold－Bearing Quartz veins at the sigma kine, Abitibi Greenstone Belt: Part Ⅰ, Geologic Relations and Formation of the veinsystem. Economic Geology, 81, No.3.

图版说明

图版Ⅰ

1. 太华岩群片麻岩中的顺层不对称褶皱。洛南葫芦沟。

2. 太华岩群片麻岩中的顺层掩卧褶皱。洛南碌碡沟。

3. 糜棱岩化片麻岩，碎斑主要为钾长石（1－3cm）。洛南碌碡沟。

4. 太华岩群片麻岩（转石）中顶厚剪切褶皱，反映早期面理置换过程。洛南寺沟。

5. 片麻状钾长花岗岩中σ型碎斑系，核部为具格子双晶的钾长石，拖尾为石英、长石。洛南刘家院，（+）4×7×0.32。

6. 角闪斜长片麻岩中显微δ型碎斑系，核部为长石，拖尾为石英、长石，显示右行剪切。洛南回马坪，（+）4×7×0.32。

图版Ⅱ

1. 碎裂状石英脉，胶结物为微晶石英和细小碎粒石英。洛南 Q8607，（+）4×8×0.32。

2. 黑云斜长片麻岩中斜长石碎斑，鳞片状绢云母沿长石双晶定向交代。洛南驾鹿，（+）10×7×0.32。

3. 钙质糜棱岩中碎斑系构造，碎斑为方解石，碎基为绢云母等。洛南刘家沟，（+）10×7×0.32。

4. 钙质糜棱岩中方解石变形双晶、波状消光。灵宝朱阳，（+）10×8×0.32。

5. 片糜岩中石英核幔构造，幔部重结晶石英蚕食核体石英。灵宝朱阳，（+）4×8×0.32。

6. 千糜岩中石英碎斑重结晶粒化过程，碎基主要为绢云母。洛南 Q2243 围岩，（+）4×7×0.32。

图版Ⅲ

1. 石英脉中亚晶构造，在强应变带中有重结晶石英生成。潼关桐峪，（+）4×8×0.32。

2. 绥带石英中亚晶构造、核幔构造，其边缘有大量重结晶石英生成。东桐峪金矿，（+）4×8×0.32。

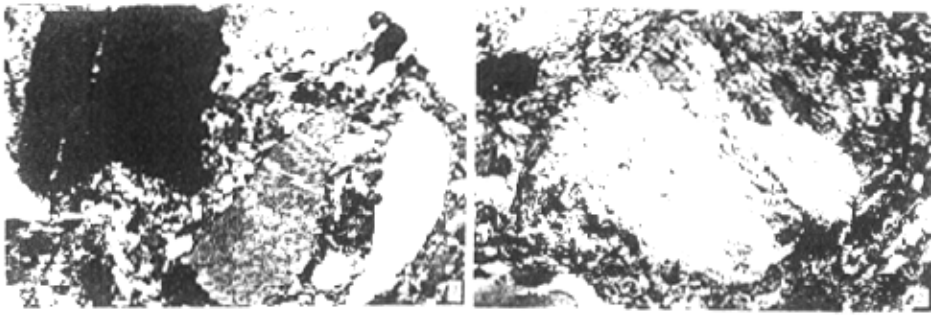
3. 石英脉中亚晶构造，两组强应变带斜交，其中有重结晶石英生成。东桐峪金矿，（+）4×70.32。

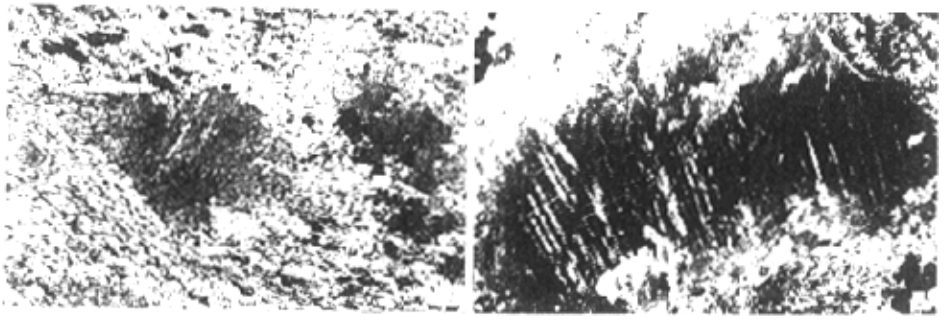
4. 石英脉中压力影（有旋转），核体为黄铁矿，影部为石英。东桐峪金矿，（+）10×7×0.32。

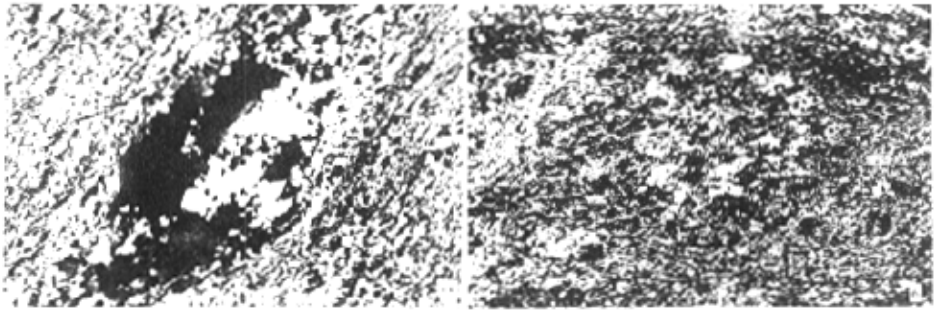
5. 片糜岩中拔丝状石英及压力影构造。灵宝朱阳，（+）4×8×0.32。

6. 石英变形纹与消光方位近于直交，碎裂状石英脉。洛南水草坪，（+）4×8×0.32。

图版 I







图版 II

