1733661

分类号_____ 密级 _____

UDC _____

学 位 论 文

排山楼韧性剪切带型金矿床成矿地质特征及找矿预测

作者姓名： 王荣湖

指导教师： 金成洙 教授

东北大学资源与土木工程学院

申请学位级别： 博士 学科类别： 工学

学科专业名称： 矿产普查与勘探

论文提交日期： 2009 年 2 月 论文答辩日期：

学位授予日期： 答辩委员会主席：

评阅人：

东 北 大 学

2009 年 2 月

Y1717289

A Dissertation in Mineral Resource Prospecting and Exploration

The Characteristics of Paishanlou Ductile Shear Zone Gold Deposit and Prospecting

by Wang Ronghu

Supervisor: Professor Jin Chengzhu

Northeastern University

February, 2009

独创性声明

本人声明所呈交的学位论文是在导师的指导下完成的。论文中取得的研究成果除加以标注和致谢的地方外，不包含其他人已经发表或撰写过的研究成果，也不包括本人为获得其他学位而使用过的材料。与我一同工作的同志对本研究所做的任何贡献均已在论文中作了明显的说明并表示谢意。

学位论文作者签名：

日　　期：

学位论文版权使用授权书

本学位论文作者和指导教师完全了解东北大学有关保留、使用学位论文的规定：即学校有权保留并向国家有关部门或机构送交论文的复印件和磁盘，允许论文被查阅和借阅。本人同意东北大学可以将学位论文的全部或部分内容编入有关数据库进行检索、交流。

学位论文作者签名：

日　　期：

作者和导师同意网上交流的时间为作者获得学位后：

半年 □　　一年□　　一年半□　　两年□

学位论文作者签名：　　导师签名：

签字日期：　　签字日期：

排山楼韧性剪切带型金矿床成矿地质特征及找矿预测

摘 要

排山楼金矿床位于华北陆块北缘辽西阜新金一多金属成矿区，是目前我国发现的最大的受韧性剪切带控制的金矿床之一。前人对该矿床的控矿条件和成矿作用进行了一定的研究，但由于当时对矿床的揭露有限，制约了对矿床基本特征的研究程度，有关矿床成因和成矿时代等矿床地质基本问题出现了颇多争论。随着矿山开发的持续进行，对矿床揭露程度不断加深，特别是向深部的开拓，为总结矿床地质特征、研究其成矿过程提供了良好基础。

本文选择排山楼金矿床作为研究对象，系统研究了其成矿背景、成矿条件和矿床地质及地球化学特征，分析了矿床成因，采用高精度测年厘定了矿床形成时代，指出了找矿方向。主要研究成果归纳如下：

1. 在系统分析和综合论证基础上，提出了控制排山楼金矿床产出的韧性剪切带形成于新太古代，之后经过缓慢抬升至地壳浅部，至晚中生代受滨太平洋构造体制的影响，遭受了强烈的韧－脆性变形，这一过程是金矿床形成和定位的重要基础。

2. 系统总结了矿床地质特征。通过对矿区不同中段矿体分布规律研究，确认了金矿体向西-南西侧伏的产出规律，为矿区深部预测和找矿提供了基础信息。

3. 首次发现了钾长石化，并圈定了钾长石化蚀变带。由矿化中心向外发育黄铁矿－绢云母化－硅化蚀变带、钾长石化蚀变带、碳酸盐化蚀变带和绿泥石化蚀变带，各蚀变带在空间上相互叠加。其中，与金矿化最为密切的是黄铁矿－绢云母化－硅化及钾长石化，钾长石化也是重要的找矿标志。

4. 确定金矿床形成于早白垩世晚期。采用 Ar-Ar 同位素测年法对辽宁排山楼金矿床矿化阶段形成的钾长石和似斑状花岗岩中的钾长石进行了测试，获得矿化阶段形成的钾长石 ^{40}Ar-^{39}Ar 坪年龄为 116.69±1.15 Ma，等时线年龄为 116.97±1.39Ma；似斑状花岗岩中原生钾长石 ^{40}Ar-^{39}Ar 坪年龄为 126.71±2.03 Ma，等时线年龄为 124.00±4.32Ma 的数据。前者代表了该矿床的形成年龄，即该矿床形成于早白垩世，后者表明金矿化不早于 126.71±2.03 Ma。这一成矿年龄与华北陆块北缘大部分金矿床的成矿年龄一致，表明华北陆块北缘绝大多数金矿床形成于中国东部中生代动力学体制发生转折的时期，这对认识华北陆块北缘金矿床成矿地质背景具有重要指示意义。

5. 认为排山楼金矿床成因类型为韧性剪切带型。以矿床地质特征和区域成矿地质环境为基础，从成矿物质来源、成矿流体性质等角度并结合类似金矿床特

征对比等阐述了矿床成因，结合高精度测年数据，讨论了成矿过程。排山楼金矿床成矿物质主要源于其围岩，成矿流体属于深源变质流体和岩浆水的混合流体，矿床成因属于韧性剪切带型，矿床成矿周期时间跨度大，从新太古代金的初始富集开始，直到晚中生代早期最终形成工业矿床，这也是我国韧性剪切带型矿床与世界典型韧性剪切带型金矿床的最大不同之处。

6. 详细研究了排山楼金矿床原生晕特征。元素富集特征表明该矿床元素组合为 Au、Ag、Cu、As、Sb、Mo、Ba、W、Tl、Bi、Sr、Se，各元素具有明显分带，前缘晕指示元素组合是 Sb-AS-Pb；主成矿指示元素组合是 Bi-Cu-Se-Ag-Au；矿化的尾晕指示元素组合是 Mo-Bi-Mn-V-Co。矿区地球化学场与区域地球化学场类似，但也有所不同，体现在都以 Au、Ag、Cu、Se 等元素为主的地球化学场，但在矿区内 Au、Ag、Cu 的强度更大。元素组合显示出热液活动所引起的地球化学特征，指示元素组合在种类和空间上相互叠加，应当是多期地质作用（热液活动）的结果，在垂向上应当有多个 Au、Ag、Cu 等元素的异常出现。元素的空间分布特征显示该矿床矿体向南西侧伏，在矿区深部和西部应当仍有矿化发育。

7. 提出在排山楼金矿床西侧和深部是今后进一步找矿的主要方向。以控矿构造和矿床地质特征分析为基础，在研究工作中通过对矿床原生晕系统研究，总结了垂深方向元素分带及元素组合的演化规律，发现目前所圈定的矿体仍属矿床的中上部，向下应当还有较大延深，并提出了排山楼金矿床沿垂向有 3~4 个矿带，依据成矿地质特征和原生晕特征提出了重点深部预测区，并经排山楼金矿勘探所证实。排山楼黄金矿业有限责任公司实施的钻探在深部发现了金的工业矿体并证实深部存在第四矿带，总计获取工业储量×.××吨（金属量），为解决接续生产储量问题提供了良好基础和勘探方向。

关键词：金矿床、韧性剪切带、排山楼、辽西地区

The Characteristics of Paishanlou Ductile Shear Zone Gold Deposit and Prospecting

Abstract

The Paishanlou large gold deposit is situated at the margin of the North China craton occurs in Archeozoic meta-volcanic rock and meta-TTG. The ore body forms are strictly controlled by ductile shear zone and hosted in biotite-anorthose gneissic mylonite and felsic mylonite.

Research on characters and genesis of Paishanlou gold deposit would has great theoretic and practical significance as it is one of large-scale ductile shear zone gold deposit found in China. Thus the Paishanlou gold deposit was chose as representative gold deposit in this paper.

The main achievements on scientific researches read as follows:

1. On the basis of summarizing plenty of geological data, this dissertation makes us further know the ductile shear zone undergo intensively ductile- brittle deformation controlled by circum-western Pacific tectionic regime in Mesozoic era. Although the ductile shear zone had been formed in about 25 Ga..

2. On the basis of summarizing occurrence of gold ore body at some leave, author make sure occurrence model of gold ore body, such as: direction of dip is NW, direction of side dip is SW.

3. First found that there is K-feldspar alteration zone in Paishanlou gold deposit. There is nearly genetic relationship with gold mineralization and K-feldspar alteration. So that the K-feldspar alteration zone is important prospecting criteria.

4. The formation age of Paishanlou gold deposit has been determinated by author as 126-116Ma.. The Ar-Ar isotopic geochronology of the K-feldspar formed at the metallization stage from Paishanlou gold deposit has been studied. The result shows that the K-feldspar formed at the metallization stage has ^{40}Ar-^{39}Ar plateau age of 116.69±1.15 Ma and isochron age of 116.97±1.39Ma, which represent the age of the deposit. The K-feldspar occurred at the prorphyro-like granite has ^{40}Ar-^{39}Ar plateau age of 126.71±2.03Ma and isochron age of 124.00±4.32Ma, The age of Paishanlou gold deposit is close coincidence with other gold deposits situated at the margin of the North China craton. The result indicats that Paishanlou gold deposit together with

other gold deposits occurs in the uniform geodynamic setting of regional metallogenesis in Mesozoic era.

5. Paishanlou gold deposit belongs to ductile shear zone gold deposit. Its characters are similar to typical ductile shear zone gold deposit in world, but its metallogenic epoch is newly than that typical deposit.

6. The association of element is Au、Ag、Cu、As、Sb、Mo、Ba、W、Tl、Bi、Sr、Se at Paishanlou gold deposit. There is zonation on association of element. The front anomaly is Sb-AS-Pb, rear halo is Mo-Bi-Mn-V-Co, guide association of element is Bi-Cu-Se-Ag-Au. The indicator element assemble showed dimensional overlay.

7. This dissertation suggests prospect target that are depth in the district, according to characteristic of primary halo, geochemical zonations of metallogenetic elements, Au/Ag and Ag/Bi isogrades and occurrence model of gold ore body, etc.. The suggests prospect target has been proved by Paishanlou Mine.

Key words: gold deposit, ductile shear zone, Paishanlou, Liaoxi area

目 录

声明 I

摘 要 II

ABSTRACT IV

第 1 章 绪言 1

1.1 研究背景 1
1.2 国内外研究现状 3
1.2.1 国内外研究现状和趋势 3
1.2.2 排山楼金矿床研究现状 6
1.3 研究基础与主要工作内容 9
1.3.1 研究基础 9
1.3.2 主要工作内容 9
1.4 采用的技术路线、研究方法 10
1.4.1 指导思想 10
1.4.2 技术路线与技术方法 10
1.5 完成的工作量 11

第 2 章 区域成矿地质背景 12

2.1 区域地质概况 12
2.1.1 区域地层 12
2.1.2 岩浆岩概况 13
2.1.3 区域构造 15
2.2 区域地球物理场特征 22
2.2.1 区域磁场特征 22
2.2.2 区域重力场特征 22
2.3 区域地球化学场特征 24
2.4 区域地质构造演化 24
2.4.1 基底构造演化 24
2.4.2 盖层构造演化 26

第 3 章 矿床地质特征 29

3.1 矿区地质 29
3.1.1 地层 30
3.1.2 侵入岩 32
3.1.3 构造 34
3.1.4 各类糜棱岩岩石特征 36
3.2 矿床地质特征 40
3.2.1 矿体特征 41

3.2.2 矿石特征.....62
第 4 章 围岩蚀变特征.....66
4.1 围岩蚀变类型.....66
4.2 围岩蚀变分带.....67
4.3 围岩蚀变与金矿化关系.....69
4.4 蚀变与矿化序列.....73
第 5 章 矿床原生晕特征.....76
5.1 元素富集特征.....77
5.2 元素组合特征.....78
5.2.1 NE 向矿体元素组合特征.....78
5.2.2 EW 向矿体元素组合特征.....81
5.2.3 EW 向矿体和 NE 向矿体比较特征.....82
5.3 元素空间分布特征.....83
5.3.1 NE 向矿体元素空间分布特征.....83
5.3.2 EW 向矿体元素空间分布特征.....87
5.3.3 主要成矿元素空间分布特征.....89
第 6 章 矿床成因.....91
6.1 概述.....91
6.2 成矿物质来源.....91
6.2.1 硫同位素组成.....91
6.2.2 铅同位素组成.....93
6.2.3 矿石组分信息.....94
6.3 成矿流体性质及成矿物化条件.....94
6.3.1 流体包裹体信息特征.....95
6.3.2 氢氧同位素信息.....96
6.4 与类似金矿床对比.....99
6.4.1 矿床地质特征.....99
6.4.2 矿体特征.....99
6.4.3 矿石特征.....100
6.4.4 成矿地质环境.....101
6.5 成矿时代.....102
6.5.1 样品采集与测试方法.....102
6.5.2 测定结果.....102
6.5.3 成矿时代讨论.....105
6.6 矿床成因讨论.....105
6.7 成矿过程.....106
第 7 章 控矿因素与成矿预测.....108
7.1 控矿因素.....108
7.2 找矿标志.....108
7.3 成矿预测.....109

7.4 预测效果 113
第 8 章 结论和意义 115
8.1 结论 115
8.2 研究意义 116
致 谢 117
主要参考文献 118
博士学习期间公开发表的文章 123
作者简历 124

第1章 绪言

1.1 研究背景

黄金是人类最早利用的贵重金属。许多考古发现证实人类对金的使用至少可追溯到3000年前（J.J.Bache,1987），但真正全球性大规模的采金热潮兴起于19世纪40年代，主要集中在西伯利亚、加利福尼亚、内华达和科罗拉多、阿拉斯加及澳大利亚和南非[1]。20世纪30年代至60年代，由于金价稳定不变，金矿床研究处于低潮；20世纪60年代末开始，金价的急剧上升刺激了金矿床勘查业，对金矿床的研究热潮再度掀起，许多研究者从金元素在地质历史中的演化与成矿出发，提出了许多新的成矿理论，发现并勘查了一大批具有重要经济价值的金矿床，其中韧性剪切带型（糜棱岩型）金矿床、微细浸染型（卡林型）金矿床和浅成低温热液金矿床的确认，使得全球金矿储量大幅度增加。

我国也不例外，韧性剪切带型金矿床概念引入我国后，迅速发现并勘查了一批韧性剪切带型金矿床，同时也对以前发现的一些蚀变岩型金矿床加以重新认识，不仅增加了金矿床类型，更重要的是使得金矿储量大为增加。本文研究的辽宁阜新排山楼金矿床（图1.1）就是其中之一。

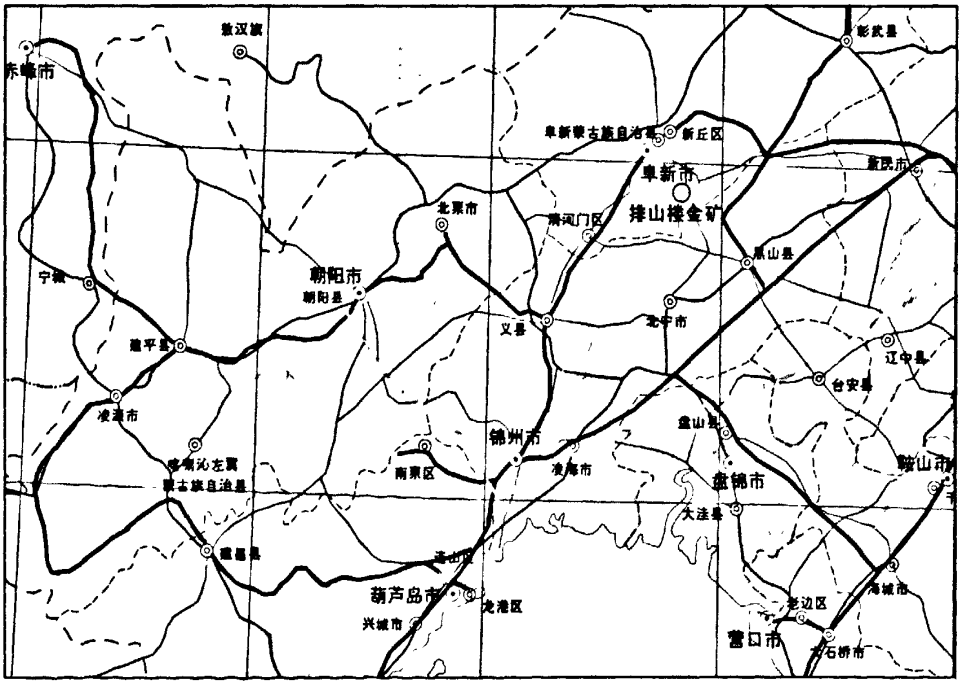


图1.1 研究区地理位置

Fig.1.1 Sketch map showing location of researching area

由于控制这类金矿床产出的主要构造为韧性剪切带，直接赋矿岩石为糜棱

岩，通常认为韧性剪切带型金矿床应当产在前寒武纪构造层，特别是在太古宙古老陆核花岗－绿岩地体中的韧性剪切带是最重要的控矿构造，形成于地壳深层次环境，成矿时代自然划归于前寒武纪，并以此作为找矿的指导思想。

然而，我国金成矿的地质构造背景与世界其他一些地区有所不同，特别是在东部地区，其地质演化历史颇为复杂，大体上经历了前南华纪古陆块演化、古生代古亚洲洋构造体制演化和中生代以来滨太平洋构造体制演化等阶段，区域成矿作用也是如此。就韧性剪切带而言，可能不仅形成于前寒武纪，在其后的地质构造演化过程中也有不同程度的发育，受控于韧性剪切带的金矿床也应当有多个成矿时代。

中国东部在中生代尤其是燕山期发生了大规模的金属成矿作用（图1.2），形成了一大批重要矿床，其成矿强度之高、密度之大、矿种之丰富，在全球中生代成矿作用中居于重要地位，一些学者称之为中生代成矿大爆发。这一时期也是金矿化最重要的时期，胶东、辽西－赤峰、张家口、乌拉山等地区的金矿床大都是在这一时期形成的。中生代大规模的区域成矿作用应当是在特定地质背景下发生的大规模壳幔相互作用和构造圈热侵蚀事件的产物。深入研究在这种地质背景下的韧性剪切带型金矿床不仅能深化金矿床成矿机理研究，而且能够为进一步寻找韧性剪切带型金矿床指出方向。

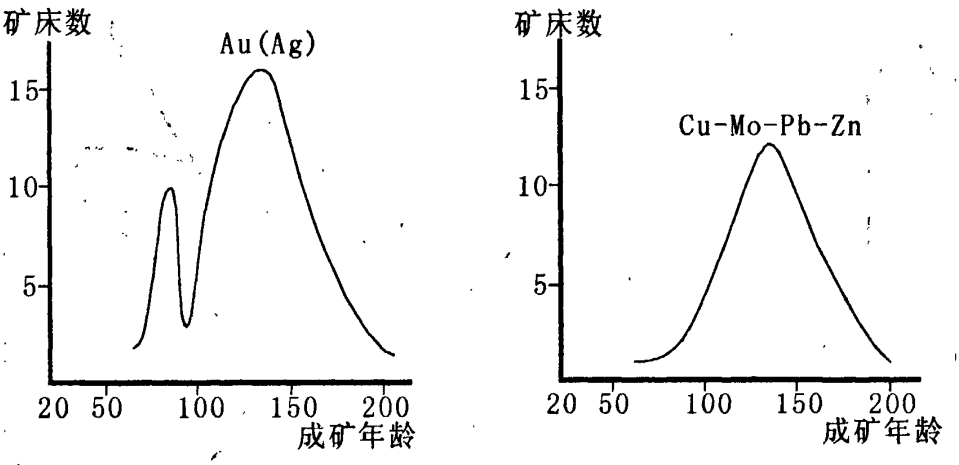


图1.2 中国东部重要贵金属和有色金属矿床成矿时代（据李景春，2004）
Fig.1.2 Metallogenic epochs of Au(Ag),Cu-Mo-Pb-Zn deposits in East China（after Li Jingchun，2004）

排山楼金矿于1997年投产至今已有十几年时间，随着矿山作业机械化程度的提高，矿山开采量大幅度增加，已探明储量在迅速减少。因此，对该矿床地质特征进行进一步研究总结是十分必要的，以便指导在矿山深部和外围找矿，尽力满足矿山生产需要，最大限度延长矿山服务年限，为社会经济发展提供矿产资源保障。

基于上述考虑，选择我国辽宁阜新排山楼金矿床作为研究对象，系统研究总

结其矿床地质特征，进而为在类似地质背景地区寻找韧性剪切带型金矿床指出方向。

1.2 国内外研究现状

1.2.1 国内外研究现状和趋势

早在19世纪末期，Clough（1887）初步提出了韧性剪切带的概念，但未被普遍接受。Griggs等人在20世纪30年代以实验结果表明了存在韧性剪切带存在的可能性，但依然没有引起人们的重视。直到20世纪70年代人们开始真正关注韧性剪切带构造，1970年Ramsay正式提出剪切带的概念[2]；1986年加拿大多伦多金矿讨论会的前后几年，以M.博纳梅宗为代表的一批学者，从加拿大、法国等国的数百个金矿入手，开始对含金剪切带的地质含义、形成发育序次、地球化学标志、构造组构特征、成矿机制、成矿模式等诸多方面进行了系统地研究[3] [4]。

韧性剪切带是剪切带中的一个构造类别。一般而言，剪切带是发育在地壳内部狭长板状、席状、面状或曲面状并由高应变岩石组成的构造带[2] [5]，即一条线性高应变带。根据岩石变形特征，一般分为脆性、韧性剪切带及它们之间的过渡类型－脆韧性剪切带。另外，国外学者还分出一种半脆性(semi-brittle) 剪切带，指那些以脆性变形为主，同时发育由压溶或碎裂流动机制产生的雁列脉和雁列缝合线等构造的剪切带，但这种分类在国内并不常用。也有根据剪切带的运动学特征进行分类，通常分为倾滑(dip-slip) 剪切带（包括逆冲、正滑）和走滑剪切带；在自然界中更常见的是倾滑与走滑之间的过渡类型，即称之为斜滑(oblique-slip) 剪切带，此外还存在旋转滑动(rotational-slip) 剪切带。我国学者多结合区域构造体制和剪切运动特征，对于大型剪切带一般分为挤压推覆剪切带、伸展滑脱剪切带和平移走滑剪切带，此外还有剪切面近水平的圈层滑移剪切带。在大型剪切带的形成发育过程中常常派生出一些次级构造共同组成剪切构造系统，也有人根据其主次关系和规模分为主剪切带和次级剪切带，或称之为一级剪切带和二级剪切带等。

按照Sibson提出的断层双层结构模型[6]，一条理想的大型剪切带在垂向上由地表向深部不同构造层次上应当表现出连续的脆性、脆韧性和韧性变形特征，相应的岩石变形产物为碎裂岩系列和糜棱岩系列。对应的金矿床由地表向深部表现为含金石英脉、蚀变碎裂岩和糜棱岩型，本文所研究的排山楼金矿床即为后者。我们在自然界通常可以看到的是某一构造层次出露于地表具体表现，按照断层双层结构模型和地表所见的岩石变形产物或金矿化类型对深部进行预测。

与剪切带相关的金成矿作用所形成的金矿床在国内一般被称为韧性剪切带型金矿、剪切带型金矿、脆韧性剪切带型金矿或含金剪切带型金矿等，但勘查人员更多的是依据赋矿岩石类型将韧性剪切带型金矿称为糜棱岩型金矿床，这样便

于野外识别。在国外英文文献中，常用的术语一般是与剪切带相关的（related to shear zone)、剪切带容矿的（shear zone-hosted）或产于剪切带内的（located in shear zone）金矿等。应当注意的是许多产于韧性剪切带中的金矿其成矿作用不仅与韧性剪切有关，更与其后的脆韧性剪切或脆性剪切有关。

前已述及，由于矿化受剪切变形作用的控制[7]，与剪切带相关的金矿化类型主要有糜棱岩型、蚀变碎裂岩型和石英脉型，矿化主要表现为细脉浸染状、网脉状和脉状等，在韧性变形域中发育细脉浸染状蚀变糜棱岩型金矿化，在脆韧性变形域中多发育细脉状、网脉状蚀变碎裂岩型金矿化，在脆性变形域中发育石英脉型金矿化，即在高应变能、高变化梯度的扩容区有利于石英脉型矿体的形成，而高应变能低变化梯度的扩容区有利于蚀变岩型矿体的形成。在一个理想的连续演化的剪切带剖面上自下而上一般依次出现含金糜棱岩、蚀变碎裂岩和石英脉等矿化类型，但应当注意的是随着剪切带后期多期脆韧性或脆性构造变形叠加，经常可见几种矿化类型在同一构造部位同时出现。

通过对大量与剪切带相关的金矿床产出空间位置的统计，金矿体严格产于剪切构造带内，所以与剪切带相关的金矿床也常被称为剪切带容矿的金矿床。在不同的空间尺度上，一级构造（长度大于100Km的切穿地壳的区域性大型构造带）控制着金矿带或金矿集中区的分布；二级构造带（由一级构造派生的，一般为长度1～10Km的壳内构造带）控制着金矿床的产出[8] [9]；在金矿区中、小尺度上，金矿体一般呈脉状、似层状或透镜状发育在次级剪切带中的强变形域内，金矿化发育于变形带中的次级面理和裂隙组合系统中。

在成矿作用与剪切变形时序关系方面，人们普遍注意到金成矿作用一般总是滞后于剪切作用过程，即成矿与剪切之间存在时差。对这种可能存在的事实有多种解释。通常认为剪切作用只是提供了成矿空间，剪切作用过程本身并不成矿[10]；也有人认为产于韧性剪切带中的金矿床在矿化时间上与韧性剪切带是连续的，剪切带形成在先，金矿形成在后，但两者之间无地质间断，因此，将与韧性剪切带有关的金矿床分为“同韧性剪切带”金矿床和“后韧性剪切带”金矿床[11]；也有人从不同构造层次上所见金矿化加以解释，认为这种时差的存在是由于Au元素活化分异区与聚集成矿区位于剪切带剖面的不同层次上,目前所见的赋存矿体的韧性剪切带是被抬升了的稍早的深层次韧性剪切带,其中的金矿化稍晚一些,使含金热液形成的韧性剪切带的韧性超韧性深层次变形域仍处在地下尚未出露地表[12]。

在金成矿作用机制研究方面，一般认为与剪切带相关的金矿床的成矿物质（包括成矿元素和成矿流体）主要来源于深部和容矿围岩，其演化过程受到剪切构造作用的制约。与剪切带相关的金矿床一般对围岩没有选择性，几乎可以产在所有的岩石中。容矿岩石普遍经受浅—中等变质作用，主要为绿片岩相，少数可达角闪岩相和麻粒岩相，但在全球范围内前寒武纪是与剪切带相关金矿床最为发

育的地质时期，在产出的空间位置上也多出现在前寒武纪古老陆块上，如加拿大的阿比提比（Abitibi）绿岩带、西澳大利亚耶尔岗（Yilgarn）陆块和我国华北陆块周边等都发育与剪切带相关的金矿床，普遍认为成矿元素主要来自太古宙变质岩系[13-22]。元古宙与剪切带相关的金矿床则与陆内非造山期岩浆作用关系密切，产于陆内盆地环境[23]；进入显生宙后与剪切带相关的金矿床主要赋存于浅变质的浊积岩中[24]。在深层次的韧性超韧性变形过程中，剪切变形的机械能转化为反应体系的自由能，通过压溶作用使金等成矿元素从围岩中活化出来。

对成矿流体的研究也是人们所关注的矿床成因问题。一般认为太古宙剪切带容矿的金矿床成矿流体可能有4种来源（变质的、岩浆的、地幔排气和下地壳麻粒岩化的以及深循环的地下水）[25]，更多情况下可能是混合的多源流体。与金矿有关的剪切带中流体主要为C-O-H体系，流体在韧性变形过程中与糜棱岩等岩石发生强烈的水/岩交换反应，出现斜长石绢云母化、暗色矿物绿泥石化、碳酸盐化等蚀变现象，这一过程释放出大量SiO_2，这些SiO_2在流体中主要以胶体态存在，提高了Au在热液中的溶解度，使得Au等成矿元素从围岩中活化[26]。在韧性剪切带中由于流体的渗透而产生物质成分变化，如Si、K、Na 、Ca、Rb、Sr、U、Th 等元素一般表现为迁移亏损，而Al、P、Mg、Ti、Cr、V、Zr、Y等元素一般表现为不活动富集，剪切带中的大量流体是成矿作用的介质，可吸取和搬运成矿元素[27-30]，其活动同时影响着构造带的变形机制。在剪切带的韧性变形域中，成矿流体的运移主要以渗透交代方式为主，形成糜棱岩型金矿体。

关于金的沉淀、富集成矿机理多从与剪切带动力过程密切相关的成矿流体的物理化学参数是温度、压力和相态等方面加以解释。流体相分离是剪切带成矿流体的普遍特征，它反映了剪切带对金成矿作用的控制。金的溶解度试验结果表明，在成矿流体中金主要以络合物 AuHS（H_2S）O_3 的形式迁移，AuHS（H_2S）O_3 的溶解度对温度和压力的变化极其敏感，当温度从400^{0}C降到340^{0}C或者压力降低200 MPa 左右时，溶液中90%的金将沉淀出来[31]。根据试验结果很好地解释了深部成矿流体沿剪切带向上迁移的过程中通常在韧脆性转换带中卸载沉淀、富集成矿的现象，在这一区域的温度往往由400^{0}C降到300^{0}C，压力也同时降低，这种温压条件与绿片岩的变质环境相一致[32-33]。

在成矿动力学模式研究方面，由于这类矿床中金的成矿作用过程直接受到剪切带的构造控制，因此人们在研究其形成机制时自然会从构造演化和动力学角度来分析和认识与剪切带相关的金成矿作用的成因模式。“断层阀”模式或“断层阀地震泵吸周期性破裂愈合”模式[34-38]是一个目前被研究者所普遍接受的成矿动力学模式，该动力学模式解释了剪切带的构造活动机制及其对成矿流体的运移、聚集和成矿的控制过程。该模式的前提是“断层双层结构”模型，即大型剪切带在深部表现为韧性变形，构造运动方式是连续的、非地震性的；在浅部则为脆性变形，

其运动方式为非连续的地震性滑动。根据含金剪切带的构造演化过程和成矿作用特征，Bonnemaison 等提出金成矿作用的三阶段模式[39]：（1）早期阶段：韧性剪切带的形成使岩石发生糜棱岩化和强烈片理化为热液活动提供了通道，使剪切带内的岩石遭受强烈蚀变并在剪切带中心部位形成强硅化蚀变岩带。该阶段最初形成含金磁黄铁矿，接着被含金黄铁矿白铁矿和毒砂所代替，金分布于硫化物晶格内，为不可见金，为金的初步富集阶段；（2）中期阶段：在脆韧性变形过程中剪切作用形成脆性裂隙及各种充填脉，如透镜状、脉状石英，剪切作用的持续进行使矿物遭受压碎作用，石英细粒化成糖粒状，成为金矿物的有利储集体；该阶段的热液作用导致早期的含金硫化物分解，不可见金在有利部位富集为可见金；（3）晚期阶段：在脆性变形机制下大量张性裂隙在剪切带中形成；前期形成的金矿化发生原位重新活化，矿物组合变得复杂，形成粒度较粗的金。金矿化在剪切带的构造演化中经历了不可见金→微细粒金→粗粒金的富集过程，矿石中的金含量得以不断提高。

由上述可以看出，含金剪切带型具有经济价值金矿床的形成需要多种应力和应变状态的应变作用多期次演化过程的叠加。因此，多阶段活动是该类型金矿床的突出特征。

1.2.2 排山楼金矿床研究现状

排山楼金矿位于辽宁省阜新市南偏东直距 18Km 处，位处医巫闾山北段西部支脉中，为阜新蒙古族自治县新民乡和国华乡两乡所管辖。矿区地理坐标为东经 121°43′00″～121°48′13″，北纬 41°51′23″～41°53′40″。

1）矿区及外围地质调查与矿床勘查工作

该矿床的发现是在一系列基础地质调查的基础上，引入并理解韧性剪切带型金矿床概念，经地矿工作者不懈努力而发现并勘查取得的重大找矿成果。对矿区及其周围的地质调查工作主要有以下一些[40]。

（1）1967 年～1969 年，辽宁省地矿局第一区调队，进行义县幅 1:20 万区域地质矿产调查，1970 年提交调查报告。将幅内大营子组之上连续发育的一套绿色片岩单独划出建立瓦子峪组，置于太古界建平群上部；将出露于卡拉房子附近的一套浅变质岩单独划出，称卡拉房子组，归入下元古界，区域上相当于滹沱群。

（2）1973 年，国家纪委地质总局航空物探大队九 0 一队，进行 1:5 万航磁测量，提交“辽西吉南地区航空物探成果报告”，在稍土木沟发现北东向航磁异常呈带状分布。

（3）1977 年辽宁省地矿局阜新地质大队吴伯赞等填制 K-51-76-б～K-51-64-г（塔子沟及新邱）幅 1:5 万区域地质矿产调查，面积 400Km^2，发现鲁家荒英安岩含金，圈定了鲁家荒－北阳坡金、铜重砂异常，为找金提供了依据。

（4）1983～1986 年，辽宁省地矿局区调队开展全省 1:20 万化探扫面工作，

1987年进行资料整理，圈定了阜新县大岭异常面积23Km^2；1988年区调队对大岭异常进行三级查证，将异常范围缩小到排山楼一带，面积9Km^2，金最高丰度20.3×10^{-9}；1989年该队继续进行三级查证，同年六月发现原生金矿，并进行地表揭露，圈定地表金矿体；认为矿床规模较大，品位稳定，为糜棱岩型金矿，成矿条件有利，有较大工业远景。

(5)1989年6月辽宁省地矿局区调队在检查1:20万化探金异常时发现排山楼金矿，经部分探槽揭露，采样分析，初步认为具有较大远景，属糜棱岩型金矿。

(6) 1989年9月至1992年9月辽宁省地矿局先后组织多个部门、单位对矿床进行普查，并于1992年10月由省地矿局第四地质大队提交"排山楼矿区金矿15－16线勘探地质报告"。

2) 矿区地质研究工作

排山楼金矿床是目前我国北方发现规模最大的韧性剪切带型（糜棱岩型）金矿床。该矿床的成功发现，引起了国内外地质界的关注，但对金矿床成矿地质特征研究不多，主要是依据矿区勘探成果对矿床地质特征进行了初步总结，对矿床成因和成矿时代进行了探讨，存在诸多争议。

(1) 矿区勘探报告中，人们基于传统构造地质学的基本认识，认为韧性剪切带是在地壳的深部（8～10Km）形成的，加之排山楼金矿床赋矿围岩为太古宙变质岩系，故认为该金矿床应当形成于太古代末－古元古代，成矿物质来源于太古宙变质岩系（辽西高级变质太古宙花岗岩－绿岩带中绿岩中、上部层位的基性－中酸性火山岩系）[41]。

(2) 人们通过对矿区勘探成果资料的进一步系统总结，认为排山楼金矿床矿体严格受韧性剪切带控制，且矿化强弱糜棱岩化强弱的变化而变化，糜棱岩化强的地段金品位高，糜棱岩化弱的部位，金含量就低，在韧性剪切带内围岩蚀变强烈，呈带状展布，与金矿化有密切成因联系，虽然含金韧性剪切带呈多次活动，但成矿与晚期剪切作用关系密切，将其归结为产于太古宙变质岩中的大型同韧性剪切变生热液型金矿床，并提出了韧性剪切成矿2阶段模式，即①早期阶段（韧性变形阶段)：发育于地壳深部，初始含金流体形成，并在剪切应力的作用下向上运移，背景岩石中活化了的"散金"进入流体使流体的含金量增加；②晚期阶段（韧－脆性变形阶段)：又分为3个亚阶段，第一亚阶段发生大面积绿泥石、绿色黑云母蚀变，发生于地壳中浅部，形成以左旋为特征的中低温（绿泥石、绢云母）糜棱岩带；第二亚阶段发生了广泛而强烈的面型碳酸盐化蚀变，铁白云石、白云石呈弥散状分布于岩石中，第一次面型金矿化生成；第三亚阶段发生了黄铁矿－绢云母化蚀变，它形细粒黄铁矿呈浸染状分布于糜棱面理中，第二次金矿化生成[42]。

(3) 排山楼金矿床产出的具体位置为北北东向大巴－瓦子峪－后三角山韧

性剪切带与近东向（北东东向）排山楼－侯其营子韧性剪切带交汇地段。显然，排山楼金矿床的形成与保存与区内韧性剪切带的发育应当具有联系，因而人们对该矿床的研究自然会将韧性剪切带作为重要内容加以考虑，但到目前为止，依然存在这诸多差异。

首先表现在对韧性剪切带形成的地质时代和构造体制乃至形成的机理有不同认识。在形成的地质时代方面有太古代末期、早元古代和古生代晚期－中生代早期、中生代晚期等多种认识，在剪切带形成的构造层次方面有深层次，中深层次和中浅层次等多种解释，在剪切带形成的构造体制方面有同构造变质变形期深层次同韧性剪切带、南北向向板块碰撞的机制下形成的中深层次韧脆性剪切带、由太平洋板块俯冲机制作用下形成的变质核杂岩构造并由此所引起的中浅层次推覆－伸展滑脱韧脆性剪切带等多种假说。

由上述对韧性剪切带基本特征认识的差异导致了对排山楼金矿床成因认识的不同。大多数研究者认为排山楼金矿的形成与韧性剪切带的形成演化具有成因联系，因此在矿床形成时代上就出现了太古代末期、海西－印支期和燕山晚期等等不同认识（表1.1）；对成矿物质来源有的认为来自太古代绿岩（沈保丰，1994；骆辉，1994），进而认为排山楼金矿床为绿岩型；也有的认为排山楼金矿岩系是

表1.1 排山楼金矿含金韧性剪切带形成时代与机理沿革

Table 1.1 Review on the tectonic systems and formed epochs of ductile shear zone in the Paishanlou district

剪切带形成的时限和层次	成矿时代	资料来源
太古代中深层次韧性剪切带	太古代末期	曲亚军（1992）
早元古代中深层次韧性剪切带	124Ma	洛 辉（1994）
海西－印支期中浅层次韧性剪切带	170～200Ma	李树勋（1993）
前寒武纪中深层次韧性剪切带	124～126Ma	罗镇宽（2001）
前寒武纪中深层次韧性剪切带	2052±10.4Ma	李俊建（2001）

以TTG为主体含少量上壳岩包体的岩石组合，经变形作用改造形成了一套糜棱岩系，糜棱岩系是金成矿的主要矿源岩，进而认为排山楼金矿床为韧性剪切带型金矿，所不同的是按照成矿作用与韧性剪切作用的关系进一步认定为同韧性剪切带型金矿床（曲亚军等，1999）、后韧性剪切带型金矿床（洛辉等，1994）和同位韧性剪切带活动型（金成矿作用发生于韧性剪切带韧性剪切活动过程，但有外来成矿流体加入成矿）。

无论如何，排山楼金矿床产出的空间位置显然与韧性剪切带有着密切联系。因此，应当对该区域内的主要韧性剪切带基本特征进行研究，以便更好地理解排山楼金矿床形成的地址背景和矿床成因。

（4）由于该矿床产出的区域基底岩石被认为是辽西太古宙花岗岩－绿岩带，

同时这一地区与我国东部其他地区一样经历了中生代以来滨太平洋构造体制的作用，在中生代遭受了强烈叠加改造，因此人们对矿床的形成时代给于了关注。排山楼金矿赋存于中深层次韧性剪切带中，金矿物全为自然金，金的成色高（平均 929），矿石中方铅矿含量很低，这些矿化现象均显示早期成矿特点[43]，依据矿床产出的围岩时代及含金石英细脉中石英 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 坪年龄为 2105.2±10.4Ma（李俊建等，2001）的测定结果，由此提出排山楼金矿的成因主要与吕梁期的东西向韧性剪切带有关，矿床形成于早元古代[44]。对成矿时代的另一种认识是依据对成矿前变形闪长玢岩锆石 SHRIMP 年龄测定为 126±2 Ma，成矿后闪长玢岩年龄为 125±1 Ma，与成矿相关的大石头沟黑云母花岗岩年龄为 125±1 Ma（罗镇宽等，2001），据此认为该矿床形成于中生代[44]。

由上述可以看出，以往对排山楼金矿床的研究由于当时矿山未进行深部开采，形成的大部分研究成果大多依据地表或近地表地质事实，未能确切反映出该矿床的总体特征，特别是在垂深方向韧性剪切带的变化以及成矿元素分带及元素组合的演化规律等。

1.3 研究基础与主要工作内容

1.3.1 研究基础

前已述及，自上世纪 60 年代以来，在排山楼金矿床及其外围已经投入了一系列区域地质调查、区域化探和航磁测量，并于 90 年代对该矿床进行了勘探。排山楼金矿于 1997 年投产至今已有十几年时间，目前矿山已开采到地下 200m。这些工作积累了大量矿床地质和区域地质资料，为本文的研究建立了坚实资料基础。

一些研究者对排山楼金矿床的基本特征进行了总结，对矿床成因和成矿时代从各自的研究角度提出了一些有益的探索和讨论；国内外对剪切带以及与剪切带有关的金矿床作了大量研究，形成了非常有益的成因解释和剪切带构造演化以及相关金矿化过程的学说。为本文的研究提供了重要理论基础。

研究者本人长期从事金矿床地质调查研究和黄金生产管理工作，具有扎实的矿床地质理论基础和丰富的工作经验，更为重要的是曾对剪切带型金矿床进行过较为系统的总结，对排山楼金矿床及其产出的区域地质背景资料有较全面、系统的积累，对区域地质、构造、矿产等方面已经有了较全面的认识，提出了一些新的认识。这些积累都为本项研究奠定了良好的基础。

1.3.2 主要工作内容

本文以产于华北陆块北缘并叠加了中生代构造－岩浆带的辽宁阜新排山楼金矿床为主要研究对象，研究产于韧脆性剪切带内的细脉－网脉状金矿床特征、成矿规律、成因、找矿预测及其在类似地区金矿找矿方面的作用和意义。

1、通过对其成矿地质背景、剪切带特征、矿床产出特征、矿床地球化学特征、同位素测年等研究，结合该类金矿床的最新研究进展，系统总结排山楼金矿床的矿床控矿地质因素、成矿地质特征、成矿规律和成因、找矿标志等。

2、研究排山楼金矿床及其外围已有的找矿成果和新的找矿线索，应用本文的研究成果，确定找矿前景，指出找矿方向，预测新的找矿靶区，为矿山增储、延长矿山服务年限服务。

1.4 采用的技术路线、研究方法

为完成上述工作内容，首先需要确立研究的指导思想和理论依据，而后明确采用的技术路线方法。

1.4.1 指导思想

排山楼金矿床产于华北陆块北缘并叠加了中生代燕辽活动带（中生代构造－岩浆带）中，该区域经历了前南华纪古陆块演化、元古代－早中生代古亚洲洋构造体制和中生代以来滨太平洋构造体制复杂的地质构造演化史，在研究工作中强调以区域成矿作用与区域地质构造演化研究有机结合为主线。

排山楼金矿床的具体产出部位受控于韧性剪切带，在研究过程中强调以剪切带构造演化理论和金矿床成矿理论作为研究的理论基础和工作指导，同时立足于以往工作和研究成果及野外实地调查资料，注重野外第一手资料的收集、分析与研究。

1.4.2 技术路线与技术方法

1. 区域成矿地质背景研究，将以地质调查最新成果的系统综合整理为基础，通过综合利用地质调查所获得的资料并结合重点地段大比例尺野外调研，获取重要的地质事实；此外，将根据实际需要，借助于现代测试方法以获得高质量的地质数据，从本质上认识排山楼金矿床成矿地质环境特征。

2. 在成矿构造控制方面，系统综合整理区内及相关研究已取得的成果资料，采用先进的地质理论和区域成矿学说进行总结提高；研究与金矿成矿相关的区域地质构造演化特征、大型控矿构造－剪切带的特征。通过对大型剪切带内与金成矿相关元素（Au、Ag、Cu、As、Sb、Mo、Ba、W、Tl、Bi、Sr、Se 等）地球化学背景场的研究，探讨金成矿区内剪切构造带金矿成矿作用的控制作用。

3. 在排山楼金矿床特征及成因和成矿时代方面，首先研究金矿体产出与地层、构造及岩浆岩的时空关系，并与国内外同类典型矿床对比，总结该类金矿床的宏观控矿地质特征。其次，利用矿物组构特征研究阐明成矿的物理化学环境，以围岩蚀变特征研究并配合岩（矿）石化学分析、稀土元素和微量元素分析、稳定同位素分析及同位素测年等方法，探讨成矿物质来源和成矿时代。最后，综合矿床控矿地质特征、成矿环境和成矿物质来源，研究金矿床成因，指出找矿方向，

预测新的找矿靶区。

4. 由于研究内容涉及面广，因而在工作中采用室内信息提取与综合分析同野外典型地段深入调查研究相结合的方式。

1.5 完成的工作量

论文立足于笔者在该区多年地质调查研究所积累的资料和成果，同时对前人资料进行分析总结，适当进行了野外调研和室内分析、测试以及同位素年代学工作，重点对 330、300、275、250、225、200 和 175m 等中段进行了观测编录和样品采集。具体工作量如下（表 1.2）：

表 1.2 完成的主要工作量

Table 1.2 The table of capacity of work

项 目	工作量	项 目	工作量
野外工作	3 次 6 个月	电子探针分析	30 件
光、薄片	120 件	收集前人研究成果和资料	60 余份
岩(矿)石全分析	18 件	编制各种图件	100 余份
稀土元素分析	18 件	各种附表（多省略）	60 余份
微量元素分析	18 件	计算机数据处理	100 小时
稳定同位素（S）	6 件	单矿物挑选分析	18 件
同位素测年（$^{40}Ar/^{39}Ar$）	2 件	发表有关学术论文	3 篇
原生晕化学分析（21 种元素）	388 件		

第2章　区域成矿地质背景

2.1 区域地质概况

本区大地构造位置处于前中生代华北陆块北缘中段、中生代燕辽活动带阜新－义县断陷东缘。区内太古宙和中生代地质体及北东向断裂发育（图2.1），新太古代和中生代岩浆活动频繁而剧烈，成矿条件优越。

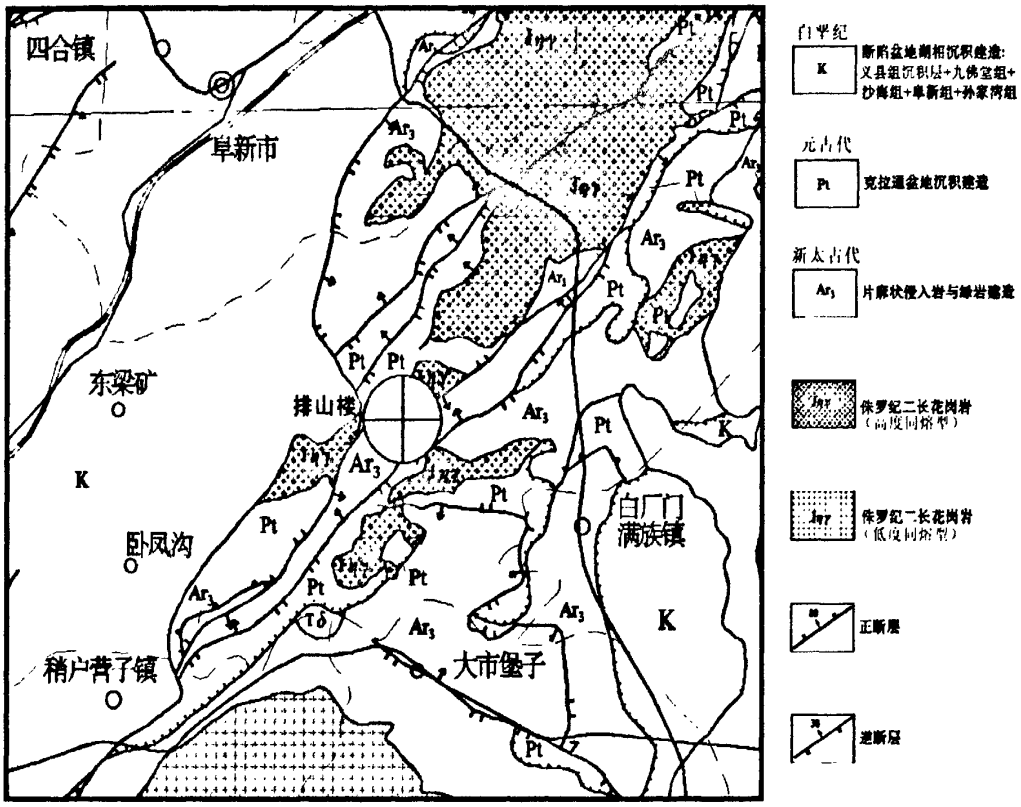


图2.1 排山楼金矿床区域地质略图

Fig.2.1 Sketch map showing regional geological structure at the Paishanlou area

2.1.1 区域地层

区内地层以太古界建平群和中生界白垩系为主，其次为元古界长城系，古生界地层缺失。本区地层隶属华北地层区燕辽分区辽西小区。

太古界建平群：

区内仅在太平沟－塔子沟、排山楼－石灰和大市堡子一带有所分布。

岩性为斜长角闪岩、富纤闪变粒岩、辉石岩、角闪黑云斜长片麻岩夹磁铁石英岩。它们呈大小不一的透镜状、条带状和不规则状的包体残存于太古宙变质侵入岩中，经历了麻粒岩相和角闪岩相的区域变质作用。原岩为夹硅铁质的基性火山岩－火山沉积岩建造，为高级变质区残留的绿岩组合；一般认为该套岩石组合为金的矿源层或含金建造[45]。

此外，在排山楼－五家子一带有大理岩扁豆体，岩性为含锰白云质大理岩和白云质大理岩。

元古界长城系：

仅见长城系上部三个组，主要分布于北镇凸起边部，为一套路源碎屑岩和内源碳酸盐建造。与太古界建平群变质岩呈角度不整合接触。

（1）团山子组（Cht）

岩性主要为中厚层白云质灰岩和燧石条带灰质白云岩，夹少量砂质灰岩；底部为中厚层长石石英砂岩。

（2）大红峪组（Chd）

上部岩性主要为中厚层石英岩、石英砂岩；下部为薄层石英砂岩、石英粉砂岩，夹粉砂岩、含锰灰岩和燧石条带灰岩。

（3）高于庄组（Chg）

上部岩性主要为含燧石白云质灰岩；中部主要为含燧石结核白云质灰岩夹硅质层；下部为中厚层含锰灰岩夹钙质粉砂岩。

中生界白垩系：

主要为白垩系，分布于区域东西两侧的中生代盆地中，与前中生代地层均为角度不整合或断层接触。

（1）阜新组（K_1f）

下部岩性以砂页岩为主；中部以砂岩，砂砾岩为主；上部为砂砾岩夹砂岩。普遍含煤，为一套沼泽相、湖相沉积建造，被孙家湾组平行不整合覆盖。

（2）孙家湾组（K_2s）

主要分布于本区西部，岩性为紫红色砾岩夹砂岩、页岩。

新生界第四系：

以全新统和上更新统为主。岩性主要为粘土、砂土、亚粘土、砂砾石以及一些人工堆积物等。不整合于新生代以前所有地层、岩体之上。

2.1.2 岩浆岩概况

区内侵入岩发育，且出露面积较大，岩石类型以酸性侵入岩为主，中性岩少量（表2.1）。

根据区域地质研究资料[46]，侵入岩大致可分为新太古代（鞍山期）、早元古代（燕辽期）、华力西期和燕山期。

表2.1 区域侵入岩一览表

Table2.1　The intrusive rocks in the Paishanlou district

时代	产地及岩体名称	产状	时代	产地及岩体名称	产状
白垩纪	南家鲁荒英安岩	岩脉	晚古生代	靳家店黑云母花岗岩	岩株
	海棠山黑云母斜长花岗岩	岩株		十家子黑云母花岗岩	岩株
中侏罗世	恒山黑云母二长花岗岩	岩基		黑山沟花岗岩	岩株
	贝力房黑云母钾长花岗岩	岩株		英窝沟花岗岩	岩株
	腰衙门角闪石英闪长岩	岩株	早元古代	上营子黑云母花岗岩	岩株
	医巫闾山二长花岗岩	岩基		高林屯花岗岩	岩株
早侏罗世	尖山二长花岗岩	岩株	新太古代	侯其营子花岗岩	岩株
				排山楼辉长岩	岩株

2.1.2.1 新太古代侵入岩

新太古代侵入岩主要为变质深成侵入体和少量为脉岩。侵入岩占太古代变质结晶基底的 90%左右，这些侵入岩都经历了多期变质变形作用的改造，对早期的表壳岩或绿岩进行了强烈的穿侵。岩体发育强烈的片麻状构造，具有变质重结晶结构，并以片麻杂岩的形式保存，原岩岩石类型为花岗质杂岩，尤以花岗闪长岩为主体，其次为奥长花岗岩、二长花岗岩、钾质花岗岩等。

此外，在这些岩体附近经常出现伴生的伟晶花岗岩脉。根据侵入岩体形成时间、空间分布和岩石成分，在本区西侧太古代侵入岩则以 TTG 质和富钾花岗质岩石系列。整个辽西地区闪长质和 TTG 质侵入岩可以出现多个侵入旋回，但侵入岩浆的总体演化趋势是由偏中性的闪长质岩石系列向富钠的 TTG 质岩石演化，最终以富钾的钙碱性系列岩石侵位结束了太古代的岩浆作用。太古代变质侵入岩的形成过程实际上也是造陆运动的过程，富钾钙碱性系列岩石的最终侵位，形成了华北地区的稳定克拉通。

2.1.2.2 早元古代侵入岩

仅见于上营子一处，岩体呈菱形，长轴近东西向延伸，岩性为中粗粒花岗岩，局部地段黑云母含量增多变为黑云母花岗岩。多为块状构造，局部为片麻状构造。绢云母化普遍。局部受糜棱岩化。岩体中有大量近东西向花岗细晶岩、花岗伟晶岩岩脉穿入。南部小榆树一带见燕山期花岗岩侵入其中，在北部见中元古界长城系大红峪组沉积其上，从变质程度上看有别于鞍山期花岗岩，故认为该岩体侵入时代应为早元古代。

2.1.2.3 华力西期侵入岩

该期侵入岩分布于靳家店，十家子和黑山沟等地。主要有花岗岩，黑云母花岗岩，侵入于建平群大营子组、长城系大红峪组和混合花岗岩中。十家子岩体呈明显东西向延长。靳家店岩体呈北东向展布，糜棱岩化较强烈，岩体中常见有建平群大营子组和长城系大红峪组岩层的捕虏体。

2.1.2.4 燕山期侵入岩

该期侵入岩是本区活动范围最广、最强烈的一期侵入岩。主要出露于区域南部和北部，以花岗岩为主，英安岩、闪长岩次之。根据其与围岩关系及其相互之间关系，可细分为三期：

（1）早侏罗世侵入岩

早侏罗世闪长岩类，主要分布于腰衙门北山及佛爷岭一带，其它地区均零星出露。以角闪石英闪长岩为主，闪长岩次之，呈岩株状侵入于建平群大营子组、长城系大红峪组和高于庄组，并被中侏罗世黑云母斜长花岗岩侵入。

早侏罗世花岗岩类，主要为医巫闾山二长花岗岩和尖山二长花岗岩，前者呈岩基状侵入于建平群大营子组，后者呈岩株状侵入于晚太古代和早元古代地层中。

（2）中侏罗世侵入岩

该期侵入岩主要有三个岩体，依据岩体接触关系可细分为三个阶段：

第一阶段以贝力房黑云母钾长花岗岩为代表，该岩体呈一椭圆形岩株，分布于贝力房一带，侵入于建平群大营子组和长城系大红峪组、高于庄组。由于其被燕山期断裂构造破坏，局部又显示片麻状构造，故推测在同期侵入岩中形成时间较早，应为中侏罗世早期产物。

第二阶段以恒山黑云母二长花岗岩体为代表。该岩体呈小岩基出露于朝阳寺－西圈山一带，侵入于建平群大营子组和长城系大红峪组，其岩性为黑云母二长花岗岩和二云母二长花岗岩。由于该岩体剥蚀较浅，故推测其形成时代应晚于贝力房岩体而属于中侏罗世中期。

第三阶段主要以海棠山黑云母斜长花岗岩体为代表。该岩体出露于灰同沟、海棠山及山岳沟一带，呈岩株状产出，侵入于长城系高于庄组、大红峪组。岩体出露不多，仅灰同沟一带见有边缘相，其岩性为黑云母石英闪长岩，外接触带形成一个 1m～5m 宽的接触变质带。

（3）晚白垩世侵入岩

主要有南鲁家荒英安岩体，该岩体受穿切白垩系孙家湾组的北西向构造控制，沿长城系大红峪组与太古代花岗岩的接触部位和大红峪组内部各断块接触部位呈脉状贯入。岩体内部见有大营子组片麻岩捕虏体。

2.1.2.5 脉岩

区内脉岩有花岗斑岩，正长岩，二长斑岩，煌斑岩，闪长岩，石英脉岩等，主要是燕山期产物，最晚为第三纪。其中花岗斑岩脉、石英脉、闪长岩脉数量较多，规模也较大。

2.1.3 区域构造

前已述及，本区所处大地构造位置处于前中生代华北陆块北缘中段、中生代燕辽活动带阜新－义县断陷盆地东缘。区内韧性剪切构造和脆性断裂构造都很发

育（图2.2）。

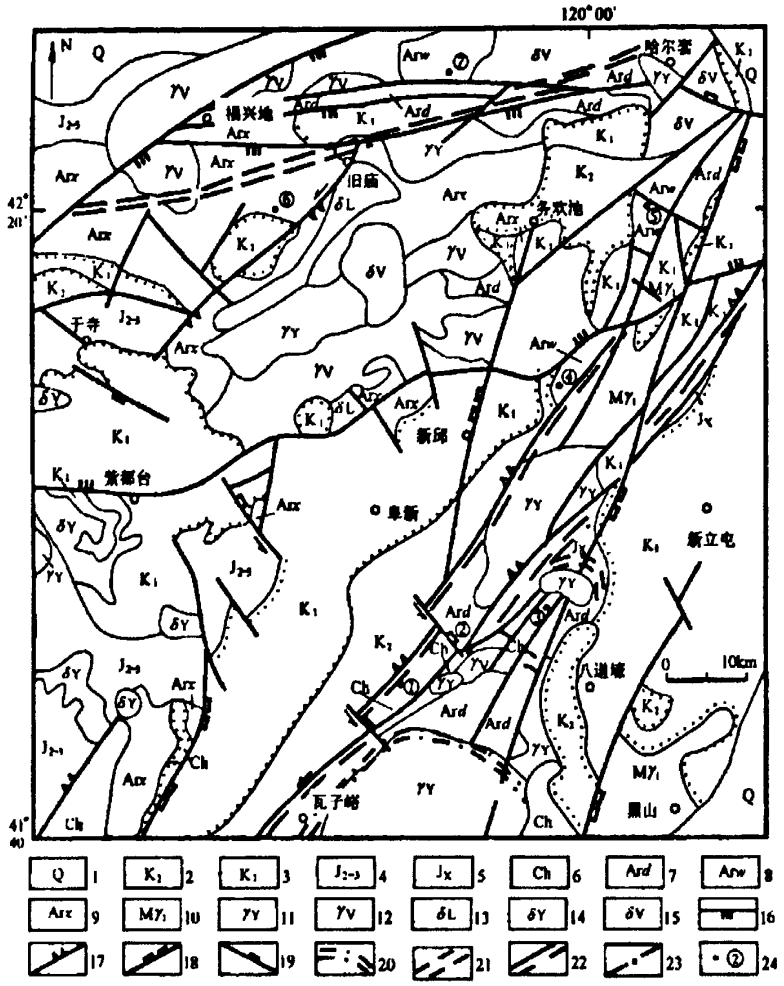


图 2.2 辽西地区地质构造简图

Fig.2.2 The regional geological sketch of the Western Liaoning Province

1-第四系;2-上白垩统;3-下白垩统;4-中上侏罗统;5-蓟县系;6-长城系;7-建平群大营子组;8-建平群瓦子峪组;9-建平群小塔子沟组;10-太古代花岗质深成侵入体;11-燕山期花岗岩;12-海西期花岗岩;13-辽河期闪长岩类; 14-燕山期闪长岩; 15-海西期闪长岩; 16-NEE 向压性断裂;17-NE 向压扭性断裂; 18-NNE 向压扭性断裂; 19-NW 向断裂;20-弧形构造;21-韧性剪切带;22-活动断裂;23-遥感解译断裂;24-矿床(点) 及编号: ①下水泉金矿床; ②排山楼金矿床; ③大板金矿床; ④大樱桃沟金矿床; ⑤五家子金矿点; ⑥八家子多金属矿床; ⑦八楼子金矿床

2.1.3.1 褶皱构造

本区主要褶皱构造有六家子背斜、排山楼－恒山复背斜、下营子－白厂门同斜复背斜、八道壕向斜等。

（1）六家子背斜

出露于区域东北部六家子一带，为轴向近东西、向西倾伏的同斜短轴背斜。其核部为太古代花岗岩，两翼由长城系大红峪组构成，并被东西向和北东向断层

切割。褶皱内地层倾向均为北或北西，倾角70°～80°。

（2）青石岭恒山复背斜

区内仅见该背斜的西南段。该背斜轴向总体上呈北东40°展布，轴部地层为建平群大营子组，在灰同沟一带轴部地层变为高于庄组，其两翼地层主要由长城系大红峪组和高于庄组构成，绝大部分北西倾。总体上看，北翼地层倾角变化在40°～80°之间，局部南倾，走向变化较小；南翼地层倾角变化在30°～70°之间，走向变化较大。该背斜被北西向张剪性断层错断，其两翼被燕山期北东向断层切割。

（3）下营子－白厂门复背斜

由排山楼－侯其营子同斜背斜、鸡冠粒子－国华同斜向斜、芹菜沟同斜背斜、石头堡子同斜向斜等一系列同斜褶皱构成。

这些同斜褶皱构造为一系列轴向近平行的短轴褶皱构造，褶皱构造由北向南依次变小，均被北东向压剪性断层切割。其构成地层均为建平群大营子组、TTG岩系和长城系大红峪组。地层产状大营子组均近东西走向，局部有变化，倾向北，倾角25°～70°；大红峪组走向在60°～110°之间变化，北倾，倾角变化较大。

2.1.3.2 韧性剪切带构造

区内韧性断裂构造非常发育，主要有近东西和北东向两组，表现为由简单剪切作用形成、规模巨大、变形强烈的韧性剪切带。带内岩石普遍受强韧性剪切作用而糜棱岩化，形成各种成分的糜棱岩、初糜棱岩和超糜棱岩。

（1）北东东向韧性剪切带构造

北东东向韧性剪切带主要为发育于研究区北部的旧庙－哈尔套韧性剪切带，以往多称为旧庙－哈尔套断裂带。该带由一系列NEE向强弱相间韧性变形带组成，晚期构造活动又沿早期变形分界面形成一系列浅构造相的脆性变形产物[48]。

该组韧性剪切带走向北东75°～85°，其出露形状具短而宽的特点。带内糜棱岩页理、片理走向与韧性剪切带走向相同，一般北倾。受剪切地层为太古界建平群大营子组。带内岩石糜棱岩化强烈，以糜棱岩、初糜棱岩为主，局部地段为超糜棱岩、千糜岩。糜棱岩化最强的超糜棱岩、千糜岩在带内多呈线状产出（表2.2）。

表2.2 北东东向韧性剪切带主要特征一览表

Table2.2　The characters of the NEE ductile shear zone

剪切带名称	出露规模长×宽 Km	穿切地层、岩体	产状	带内主要岩石类型
南沟－塔子沟	5.5×2.5	建平群大营子组	N∠40°～70°	糜棱岩、片状糜棱岩、千糜岩
排山楼－侯其营子	17×3	太古代花岗岩	N∠40°～80°。局部南倾	糜棱岩、片状糜棱岩、千糜岩、超糜棱岩、初糜棱岩
白台沟－三台	21×4	太古代花岗岩	N∠60°～75°	糜棱岩、超糜棱岩、千糜岩、初糜棱岩

从总体上看，该带韧性剪切变形显著，是本区一级线性构造，在该线性构造

带内发育的糜棱岩带宽达数十米。沿构造带 NEE 向糜棱面理发育，其分布具有等距性特点，且产状稳定，NEE 向构造带的 NW 和 EW 向次级断裂则是工业矿体的产出部位。

在该韧性剪切变形带内发育各种塑性流动变形的显微揉流褶皱、波状褶皱和石英变形条带组成的剪切褶皱，这些褶皱的轴面大都平行于糜棱面理。各种构造透镜体也常见，如剪切拉断的石英条带组成的串珠状透镜体和岩石剪切变形形成的构造透镜体等，透镜体的长轴一般与糜棱面理平行。带内各种显微 S-C 面理构造发育，镜下可见 C 面理由白云母或压扁拉长的细粒石英集合体组成的条带；而 S 面理则由透镜状石英或其他矿物集合体定向排列构成，在野外可见矿物生长线理（矿物集合体排列）和拉伸线理（拉伸石英长轴方向），线理方向近于垂直糜棱面理或片理走向[49]。

构造地球化学特征显示这类区域构造带是深部含矿热液向上移动的重要通道。NEE 向构造带地球化学剖面分析结果表明[50]（杨国清，1990），韧性剪切带中的韧－脆性变形带普遍含金(平均含量为 0.22×10^{-6})且远高于围岩金的丰度值，沿构造带发育绢云母化、硅化并有浸染状金属硫化物矿化，在强硅化地段含 Au 可高达 4.0×10^{-6}～6.0×10^{-6}，形成了金矿体或矿化体。

从区域地质构造特征可以看出，沿旧庙－哈尔套韧性剪切带太古代－中生代的一些地质体卷入了这一变形带，表明该构造带无论其形成时间如何，在中生代依然处于活动状态。

排山楼金矿区内韧性剪切变质变形构造发育，其中东西向韧性剪切带主要为排山楼－侯其营子韧性剪切带。排山楼金矿床即赋存于该韧性剪切带西段。依据构造岩变质变形程度将该韧性剪切带划分为南北两带。

北带：位于排山楼－北营子一带，呈东西向展布，宽 1Km～2Km，区内出露长度 5.5Km。卷入韧性剪切变形的地质体主要为太古界建平群大营子组，该带是也是排山楼金矿区北成矿带，排山楼金矿主要工业矿体赋存于该成矿带内。中部剪切应力强烈地段，出现构造平行化，是金矿体赋存的主要部位。带内发育有一套糜棱岩和初糜棱岩。北带内面理走向近东西，倾向北，倾角 35°～70°。糜棱面理构造由片柱状矿物定向排列、石英定向拉长和细粒化基质等组成的条状体构成。糜棱面理的发育程度与韧性剪切作用的强度密切相关。拉伸线理倾伏方向 20°～60°，倾伏角 15°～45°。带内黑云斜长糜棱岩和角闪斜长糜棱岩中褶皱构造发育，褶皱枢纽产状为 30°，倾向 25°左右，基本上平行于拉伸线理。

南带：分布于寨子沟－上两家子北山一带，呈东西向展布，长约 6.0km，带宽 1Km～1.2Km。南带南侧糜棱岩岩石类型为角闪斜长糜棱岩、黑云斜长糜棱岩、白云质糜棱岩、千糜岩；北部岩石类型为黑云斜长初糜棱岩、斜长角闪初糜棱岩、花岗质初糜棱岩、长英质初糜棱岩。南带白云质糜棱岩底板处的千糜岩带是排山

楼金矿区南成矿带，矿化蚀变类型与北成矿带相似。带内赋存高品位金矿体，上两家子金矿即是其中之一。

（2）北北东向韧性剪切带

区内北北东向韧性剪切带主要发育于阜新－义县盆地东缘，即通常称之为大巴－瓦子峪－后三角韧性剪切带，由一系列NNE 向片理化带、糜棱岩化带、糜棱岩带、硅化岩脉带、断裂破碎带等组成，是辽西地区极为重要的区域构造，也是重要的导矿和赋矿构造[51]，自南向北控制了下水泉金矿床、排山楼金矿床、大板金矿床、大樱桃沟矿床、五家子矿床等。

该韧性剪切带总体上呈NNE 向带状展布，与医巫闾山隆起带走向平行，总体倾向NW，倾角一般为30°～70°之间，由数条剪切带平行排列组成宽大的韧性变形带（单个剪切带宽100～200m），构成宽达5～7 km的变形带，卷入变形的地质体有太古代变质岩和花岗岩、元古代和中生代地层。

该韧性剪切带具长而窄的特点。带内岩石以初糜棱岩为主，糜棱岩次之，超糜棱岩和千糜岩在局部发育。岩石中糜棱页理、片理走向北东—北北东向（与剪切带一致），倾向北西，局部地段倾向南东（表2.3）。

表2.3 北东向韧性剪切带主要特征一览表

Table2.3　The characters of the NE ductile shear zone

剪切带名称	出露规模 长×宽 Km	穿切 地层、岩体	产状	带内主要岩石类型
那台营子－大巴沟	5×0.5	建平群大营子组	NW∠55°～80°	糜棱岩、初糜棱岩
上五家子－水泉	11×0.5～2	建平群大营子组	NW∠50°～70° 局部南倾	糜棱岩、初糜棱岩、糜棱岩化岩石、原岩残块
上松山沟－灰同沟	17×0.5～1	建平群大营子组、长城系大红峪组、高于庄组	NW∠35°～75°	糜棱岩、初糜棱岩、糜棱岩化岩石
翻身－三家子	22.5×0.4～3.2	建平群大营子组、长城系大红峪组	NW∠50°～70°	糜棱岩、超糜棱岩、千糜岩、初糜棱岩

带内见糜棱岩和各类构造片岩，岩石强烈片理化，石英定向拉长，长石呈眼球状和残斑状形态，暗色矿物定向排列明显。变形强度在空间上有明显分带，由变形带边部至中心依次出现碎裂岩带、初糜棱岩带、糜棱岩带[52]。

该构造带早期以韧性变形为主，主要表现为强烈的片理化，并造成太古宇深成侵入杂岩和中元古宇长城系遭受韧性剪切作用改造形成的糜棱岩系。岩石中普遍发育有贯穿性的叶理构造，可见矿物拉伸线理或矿物生长线理。在局部地段由于韧性剪切变形的强烈改造,使岩石呈现明暗相间的条带，并出现超糜棱岩。各变形强度带岩石类型的空间分布。同时受被变形作用改造原岩的岩石类型控制，并构成花岗质糜棱岩、黑云母斜长糜棱岩、钾长石石英质糜棱岩及钙质糜棱岩4个糜棱岩系列[53]。

晚期脆性变形特征明显，形成一系列碎裂岩系，主要有碎裂云母片岩、碎裂

砂质板岩、碎裂长石石英砂岩、碎裂硅化岩（石英脉）、碎裂白云岩等，均为脆性浅构造相产物。

带内硅化强烈，形成了诸多石英脉。大体上可将石英脉划分为3种类型。一是产于早期NNE向片理带中的石英脉，该类石英脉韧性变形明显，多呈透镜状，发育黄铁矿化；二是发育于片理化带和糜棱岩带中的石英细脉、网脉状石英脉、不规则含金石英脉等，该类石英脉韧性变形强烈，其中硫化物发育且发育金矿化；三是晚期张性裂隙中充填的石英脉，包裹早期石英脉，显示脆性变形特点[54]。

沿该构造带的矿化强弱取决于后期构造叠加变形和热液蚀变的强弱。化学分析结果表明（表2.4），黄铁绢英化岩石含金最高，在排山楼金矿床中含金硅化绢英岩矿体就是由早期韧性变形的灰色白云质糜棱岩组成，在矿体及围岩中晚期充填的乳白色石英脉与晚世代晶形完好的黄铁矿共生，构造变形不明显，Au含量较低或不含金，这与世界其他地区类似金矿床是一致的[55]。

表2.4 各类构造岩及蚀变岩微量金含量（10^{-9}）

Table2.4 Micro-gold content of thetectonites and alteration rocks（10^{-9}）

岩石名称	样品数（个）	平均含量	变化值
角砾岩	2	2.2	1.4～3.0
压碎岩	8	1.7	0.0～2.7
糜棱岩	14	4.6	2.0～8.5
千糜岩	10	2.4	1.0～5.5
压碎花岗岩	16	2.2	0.8～6.5
糜棱岩化花岗岩	2	1.2	0.0～2.5
压碎花岗岩	1	30.0	
压碎花岗岩	1	272.5	
硅化糜棱岩	3	12.0	10.0～13.5
绢英岩化糜棱岩	6	23.7	12.5～45.5
绢英岩	2	345. 0	280～410

注：据辽宁省地质勘查局四队，1995。

从总体上看，该构造带主要经历两次大的构造活动，早期为韧性剪切性质，构造岩石类型为糜棱岩系列；晚期为张性脆性断裂，构造岩石类型为构造角砾岩。其形成时间可能较早，但中生代的一些地质体卷入了这一变形带，表明该构造带无论其形成时间如何，在中生代依然处于活动状态。

（3）韧性剪切带控矿作用

一般认为，脉状热液金矿床形成的最基本控制因素指引是构造环境，产出于韧性剪切带中的金矿床更是如此。在辽西地区，阜新北部的一系列大、中、小型金－多金属矿床（点）主要受NEE向韧性剪切带以及韧－脆断裂带控制，而以排山楼金矿床为代表的一系列金－多金属矿床（点）主要受NNE向韧性剪切带以及韧－脆断裂带控制，而NNE与NEE（EW）向韧性剪切带以及韧－脆断裂

带复合地段对矿床的具体产出部位具有更为重要的控制作用。区内 NNE 向主干断裂，即大巴一瓦子峪一后三角韧性剪切带在该区延伸达数十千米，但只有排山楼、大板、大樱桃沟、五家子等地有较强的金矿化，而这些地段正是 EW 向构造与之复合之处。

各矿带中的金以及金一多金属矿体，在剖面上具有明显的侧伏现象，这也是主干构造与次级构造复合控制的结果。NNE 向构造带内的 EW 向次级张扭性断裂是阜新东部地区金矿床的主要容矿构造，如排山楼金矿床产出总体上受 NNE 向构造带控制，但金矿体的大小及产出位置则主要由 EW 向次级韧性一脆性断裂黄铁绢英岩化、碳酸盐化等蚀变带的规模及产出位置所决定，而且金矿化在 EW 向延伸的矿化带中的分布极不均匀，金矿体多呈扁豆状断续出现且大致等距[56]。这种分布格局是 EW 向矿化带与 NNE 向构造带中呈等距分布的次级断裂或强片理化带复合控制的结果（图 2.3）。另外，NEE 向、NNE 向和 EW 向及 NW 向次级构造复合控制的矿体延长远大于延深。如排山楼金矿区内的主要金矿体延深大多在 73～370m，但沿走向长可达 100～680m 以上，这表明各矿体均受韧性剪切带及与之相应产生的断裂蚀变带的共同控制，且揭示了它们是变形后稍晚阶段形成的 Au 含量相对高的地质体，也即包括排山楼金矿床在内的诸多金（金一多金属）矿床（点）的主成矿期应当在中生代。

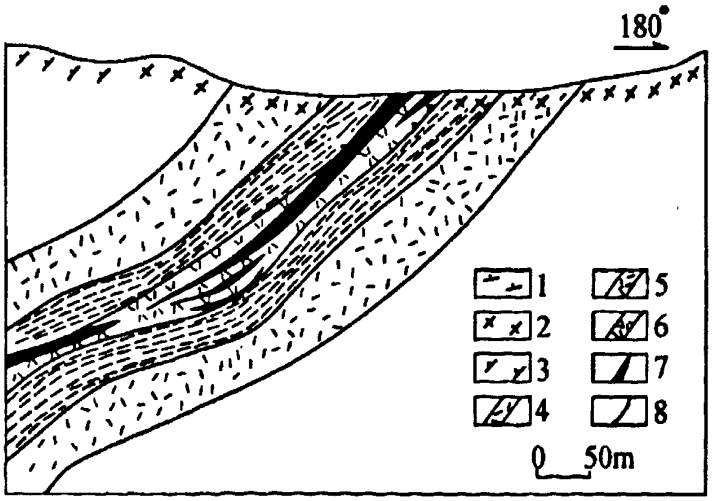


图 2.3 排山楼金矿床糜棱岩带剖面图（据王安建，等，1996）

Fig. 3.2 The section of mylonitized zone in Paishanlou gold deposit (after Wang Anjian et al.,1996)

1-糜棱岩化岩石；2-初糜棱岩；3-糜棱岩；4-外蚀变带；5-中蚀变带；6-内蚀变带；7-金矿体；8-蚀变带界线

2.1.3.3 脆性断裂构造

区内脆性断裂构造主要为有燕山期断裂，其次为印支期断裂。

（1）印支期脆性断裂

印支期脆性断裂在区内不甚发育，主要有喇嘛营子和马吉沟断裂带、上两家－喇嘛洞沟断裂带和排山楼矿区断裂，表现为一系列由碎裂岩、构造透镜体及少量超碎裂岩构成的宽2m～3m的近东西向压剪性断裂构造。

喇嘛营子断裂带由两条压剪性断裂构成，倾向北，倾角较陡。马吉沟断裂带亦由两条断裂构成，在平面上略呈反S形，中部走向近东西，两端则偏向北东东，断裂带向西撒开（东窄西宽），产状较陡。两家子－喇嘛洞沟断裂带由东西向断裂和向南凸的近东西向弧形断裂构成，两断裂均北倾，且前者穿切后者。

（2）燕山期脆性断裂

燕山期脆性断裂构造在本区十分发育，具有多次活动特征。其活动时间为早侏罗世－晚白垩世。按照断裂走向可将该期断裂可分为北东向组和北西向组。

① 北东向断裂

主要有青龙山断裂带、贝力房－翻身断裂带，白厂门－大市堡子断裂带等，以压－剪性为主，断裂带总体上表现为断层角砾岩、碎裂岩和超碎裂岩等。

青龙山断裂带北起海棠山，南至上松山沟，长约25Km，最宽处约3Km。贝力房－翻身断裂带斜贯全区，与青龙山断裂带大致平行，长约35Km，宽1Km～5Km，不同地段由2～4条北东向压性断裂构成。断裂局部地段有安山岩脉侵入，并因挤压而破碎，表明其具多次活动的性质。白厂门－大市堡子断裂由三条北北东向压剪性断裂构成，穿切建平群大营子组和长城系大红峪组岩层。

② 北西向断裂

该组断裂规模较小，空间分布零星，不具成群成带特点，显张－张剪性特征。一般走向在300°～340°之间，倾向变化较大。

2.2 区域地球物理场特征

2.2.1 区域磁场特征

从辽宁西部航磁异常图上（图2.2）可以看出研究区处于正高异常场、负低异常场过渡区。其西侧为正高异常场区，结合区域地质特征，可能为中生代火山岩地质体引起，在地质图上表现为中生代盆地；东侧为负低异常场区，可能为大面积分布的新太古代以来花岗质地质体引起，在地质图上表现为北北东向基底隆起区，总体上显示出区域上北东向展布的盆岭构造格局，盆岭过渡带是金等金属成矿带所在。

2.2.2 区域重力场特征

从辽宁西部重力异常图上（图2.3）可以看出凌源－朝阳弧形梯度带和锦州－山海关弧形梯度带，呈阶梯状排列。结合区域地质特征，排山楼金矿床所在的

成矿带既是辽西小盆岭构造所引起的局部重力梯度带，也是东北地区区域重力梯度带所在。

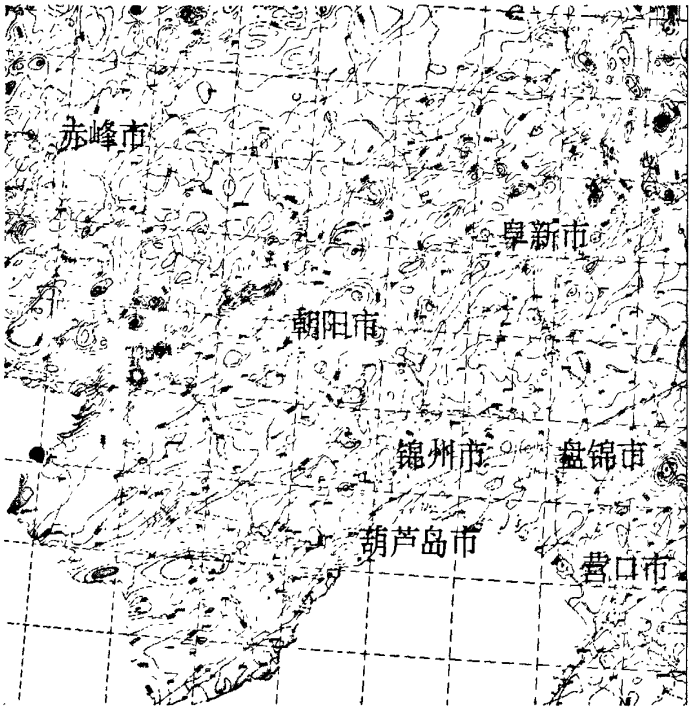


图 2.2　辽西航磁异常示意图

Fig.2.2 Sketch map showing aeromagnetic anomaly in the WesternLiaoning

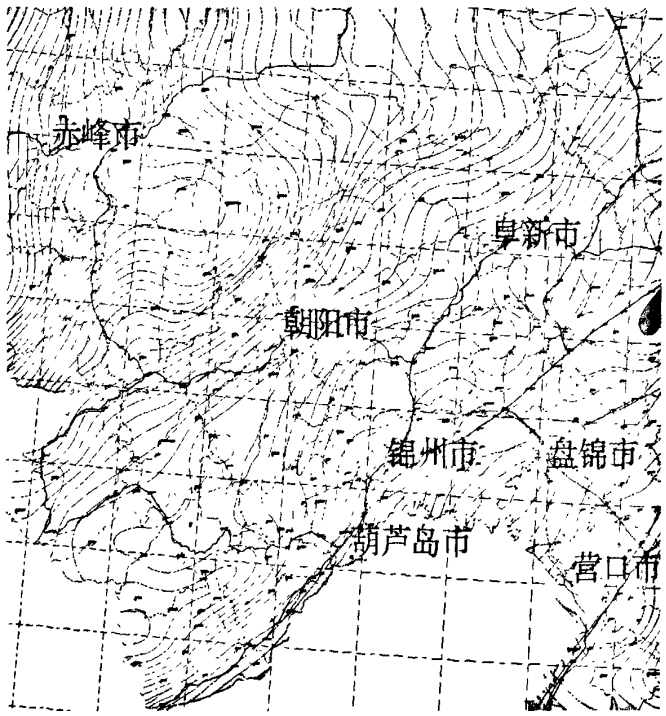


图 2.3　辽西地区布格上延 50km 异常示意图

Fig.2.3 Sketch map showing gravity anomaly at continuation 50km in the Liaoxi area

2.3 区域地球化学场特征

利用区域化探资料编制了研究区 Au、Ag、Cu、Pb、Zn 等异常图（图2.4）。异常图显示本区主体为 Au、Ag、Cu、Pb、Zn 等高背景区，异常分布总体上呈 NE 向，与区域构造线基本一致，但局部异常具有近东西和北西向分布的特点，大致显现出与东西向和北西向线性构造有关。

研究区 Au 异常面积小，但多数浓集度大，表明在区域上金元素分异程度高，显示出高度丛聚的分布特征。金元素的这种区域分布特点是形成金矿床的良好显示。

Ag 异常面积大，可能与中生代大面积分布的火山岩有关，但异常的局部形态也大致反映出东西向、北东向和北西向线性构造对异常的控制作用。

Cu 异常在区域上呈北东向串珠状异常带；与 Au、Ag 异常分布较为相似，不同的是 Cu 异常面积较 Au 异常大，较 Ag 异常小。

Pb 异常在该区域分布显示出东西向、南北西和北东向展布的总体趋势，可能显示线性构造控制。

Zn 异常的几何形态清晰，与 Pb 异常的空间展布相似，但异常面积相对较小。

2.4 区域地质构造演化

为了便于分析矿床形成过程，系统研究总结成矿地质特征，开展成矿预测等工作，有必要简要分析归纳区域地质构造演化的基本特征。

2.4.1 基底构造演化

大量证据表明，太古宙地质体曾经发生过多期构造岩浆作用，并在新太古代末期已形成了统一的原始古克拉通。古元古代时期，原始克拉通发生裂陷、解体，并最终克拉通化，形成了更加稳定的克拉通基底。

研究区内的克拉通基底由新太古代变质杂岩及中元古代早期层状变质岩系构成。新太古代变质杂岩包括变质表壳岩组合和大量变质深成侵入体。变质表壳岩以大小不等的残留体赋存于变质深成侵入体中。侵入岩体以闪长质岩体为主，其次为 TTG 侵入杂岩和富钾的钙碱性侵入岩类。

新太古代原始克拉基底阶段的构造变形主体表现为中深部构造层次的韧性流变，并伴随区域麻粒岩相变质作用和绿片岩相－角闪岩相区域退变质作用。在古元古代复克拉通阶段，形成了一些近东西向的裂陷槽，变质岩主要为中浅变质的层状碳酸盐岩、陆源碎屑岩夹中酸性火山岩组合，其构造变形表现为顺层滑脱型韧性剪切作用，伴随绿片岩相－低角闪岩相区域动力变质作用。

由新太古代至古元古代，构造动力学特征从热动力和重力驱动的垂向为主的运动形式向能够传递水平应力的侧向运动为主的运动形式转化。克拉通基底岩系

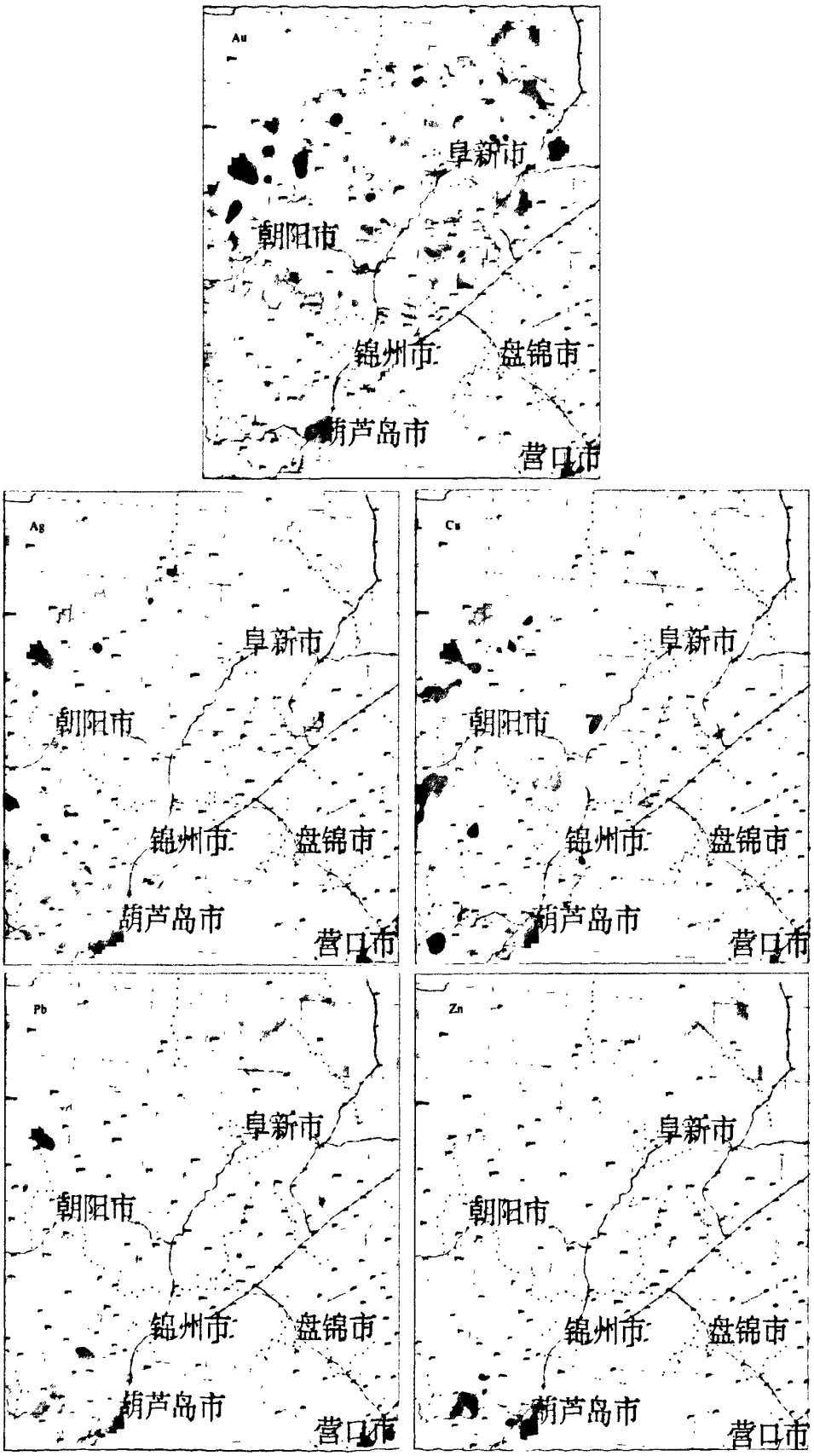


图 2.4 辽西地区 Au、Ag、Cu、Pb、Zn 异常图

Fig.2.4　Schematic map showing Au、Ag、Cu、Pb、Zn anomalies in the Liaoxi area

在经历了多期构造变形和多次不同程度的变质作用、岩浆作用的改造之后，形成了以区域性面理构造、多期叠加褶皱构造、韧性剪切带和基底深大断裂为代表的典型构造样式，总体以韧性变形为主。在此过程中导致了区域性金的初步富集。

基底深大断裂萌发于近东西向－北东向古韧性剪切系统，生成时间可追溯到新太古代末期，于古元古代晚期开始出现明显的脆性断裂行为。此类深大断裂均经历了长期的演化历史，不断发生继承性活动，成为长寿断裂，构成了本区构造格架的基础。

值得指出的是在本区克拉通基底构造演化过程中韧性剪切系统十分发育，是区内克拉通基底岩系中常见的构造样式，在区域上呈近东西向－北东向展布。研究区发育新太古代至古元古代韧性剪切带和古元古代伸展滑脱剪切系统。

新太古代至古元古代的韧性剪切带在区内广泛分布，属于较深构造层次上的断裂构造，按构造应力作用方式和"产状"可将该期韧性剪切带划分为逆冲型、平移－逆冲型、平移－伸展型。其构造活动由新太古代末持续到了古元古代，具有以下一些构造特征：①早期的区域性构造线走向在一个狭窄的、线性延伸的高应变带中发生不同程度的转折，线性带多呈北东向－近东西走向，局部呈北西走向；②从构造层次角度而言主要是在高绿片岩相－低角闪岩相变质作用条件下形成的，一般出现各种糜棱岩，局部出现片麻状糜棱岩、糜棱片麻岩或构造片岩；③晚期活动具有与剪切作用相伴生的动力退变质带；④变形强弱分带明显；⑤具有大量露头尺度的二次变形构造和强烈的 L-S 形态组构的剪切流变带；⑥原始片麻岩残块与剪切带组成网结状构造格局；⑦剪切带本身完全由结晶岩石组成，不存在脆性断裂的构造特征；⑧形成于深部构造层次的中上部。

古元古代伸展滑脱剪切系统是在太古宙克拉通初步稳定之后，大规模的断裂系统逐渐产生，形成近东西向－北东向的小型裂陷盆地和活动带，沉积了陆源碎屑岩－碳酸盐岩夹酸性火山碎屑岩建造。

同期的构造岩浆活动表现为沿深大断裂分布的基性岩株和基性岩墙群。新太古代变质杂岩在此伸展构造背景下发生垂向隆升，导致上覆古元古代地质体向南北两侧滑脱，产生近水平分层剪切流变的顺层韧性剪切作用，在二者接触带形成韧性滑脱剪切系统。该期间韧性剪切系统的发育一方面导致了区域性金的初步富集，另一方面也是后期构造活动的重要基础，为区域成矿作用奠定了物质和空间基础。

2.4.2 盖层构造演化

本区在古元古代之后受古亚洲洋构造体制制约，整个地壳运动经历了升降、造陆、造山等运动。在中元古代早期接受了陆缘碎屑沉积，之后进入了长时间沉积间断、地壳隆升期。

到中燕山旋回开始本区进入了滨太平洋构造体制演化阶段，形成了盆岭构造

体系。发育了西侧的阜新－义县断陷和东侧的北镇断隆。在断陷和断隆之间发育中燕山期断裂体系及韧性剪切带（图2.5）。

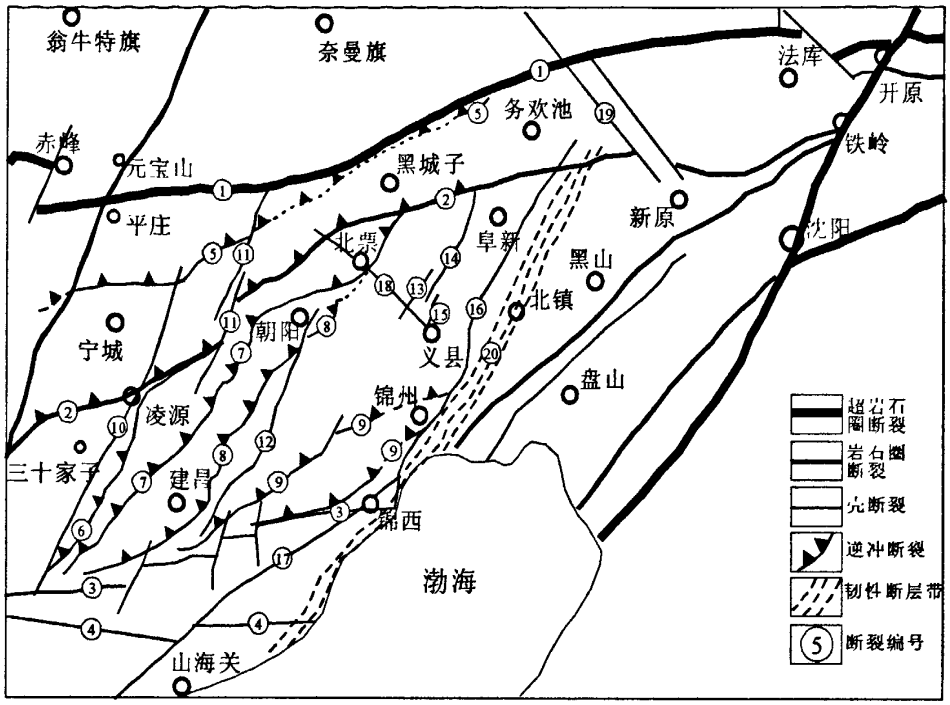


图2.5 辽西地区断裂分布略图

Fig.2.5 Schematic map showing fault distributed in the Liaoxi area

其中哈尔套－锦州断裂带是研究区极为重要的北东向断裂。该断裂是阜新—义县盆地、务欢池盆地的东界断裂，位于锦州市、医巫闾山的西侧、义县巨粮屯至阜新一线，断裂走向北东，倾向北西,倾角 45°～60°，由断续相连平行展布的北北东向正断层带组成，断裂长170km，宽约10km。断裂的上盘（西盘）出露的主要是义县组、九佛堂组、沙海组、阜新组和一些孙家湾组，这些地层倾向南东，地层厚度自西向东明显增厚，而且其中砾岩层中的砾石在断裂带附近明显变粗，靠近断裂的主干还发育一些平行的次生的正断层；断裂的下盘（东盘）为太古宙、元古代地层。在该断裂带上，破碎构造、挤压片理、构造透镜体均较发育，且宽度较大，说明断裂带以发生正断层作用为主，也经受过挤压作用的历史。已有证据表明，该断裂是在义县期形成并发展起来，对阜新－义县盆地的形成和发展起着绝对控制作用（图2.6）。

与哈尔套－锦州断裂带同样具有重要地质意义的是医巫闾山韧性剪切带（旧庙－哈尔套韧性剪切带），医巫闾山韧性剪切带对本区地质构造演化及区域成矿作用具有重要控制作用。

医巫闾山韧性剪切带和盆地东缘断裂－哈尔套－锦州断裂一样，均位于阜新－义县盆地的东侧，它的形成和演化直接影响着哈尔套－锦州断裂，并间接控制着阜新－义县盆地的形成和发展。医巫闾山的西北段（车坊－稍户营子－卡拉房

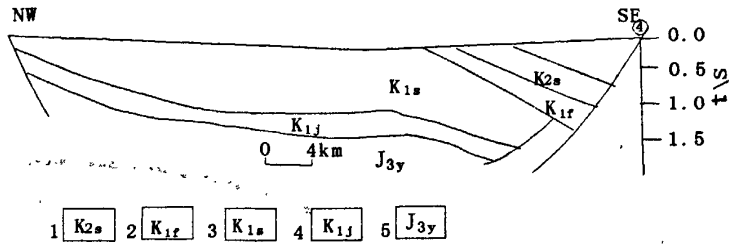


图 2.6　阜新盆地的盆地构造样式（据程日辉 1999）

Fig.2.6 Schematic map showing structure of the Fuxin basin

1-孙家湾组，2-阜新组，3-沙海组，4-九佛堂组，5-义县组，④哈尔套—锦州断裂

子地区）是两期韧性剪切构造最发育的地区。在该地区，较早一期主要沿着车坊－瓦子峪－太平沟村、台子山－花尔楼－九仙洞－卡拉房子一线分布；较晚的一期主要在医巫闾山燕山期花岗岩岩体的西缘周边分布。早期韧性构造的特点是倾向多在320°～340°,倾角25°～65°，延伸性好，以北东走向、西倾为主；韧性剪切带上的地层主要以太古宇片麻杂岩为主，其次为太古宙结晶基底和元古界的地层。糜棱岩中a线理发育，线理的走向和糜棱面理走向一致，线理的侧伏角绝大多数小于30°，说明韧性剪切是以走滑运动为主，根据运动指向要素的分析，反映当时是一种左行走滑机制；晚期韧性构造的特点是倾向以270°～340°左右为主，倾角25°～60°,少数为70°左右；糜棱岩主要分布在燕山期岩体与围岩的接触带附近；糜棱岩的原岩为太古宙结晶基底及燕山期花岗岩。糜棱岩中的矿物a线理发育，线理的倾伏向和糜棱面理的倾向一致，线理的侧伏角主要在45°～90°之间，并且反映上盘是由上至下的伸展滑落。

与中燕山旋回构造运动相伴的岩浆活动主要是中酸性岩浆侵入，同期在盆地中沉积了阜新组（K_1f）沼泽相、湖相沉积建造以及上部的孙家湾组（K_2s）紫红色砾岩夹砂岩、页岩。

本章小结：本章以区域地质特征为基础，从构造演化的角度出发，对区内前南华纪基底构造和其后的盖层发育及中生代叠加构造等进行概要阐述，指出了区内发育新太古代至古元古代和燕山期韧性剪切系统。同时，为便于对后续矿床地质特征等的理解，概要介绍了研究区区域地球物理和区域地球化学特征。

第3章　矿床地质特征

3.1 矿区地质

前已述及，排山楼金矿床是一个典型的受韧性剪切带控制的金矿床，1989年由辽宁省区域地质调查队检查1:20万化探异常时发现，随后辽宁省地质矿产局第四地质队进行了普查勘探，1992年提交勘探报告，探明储量达大型规模，潜在远景达特大型规模。矿床的容矿地层为太古宙变质火山－沉积岩系，主要岩性为黑云斜长片麻岩、角闪黑云斜长片麻岩，夹斜长角闪岩、浅粒岩、磁铁石英岩和大理岩透镜体。直接围岩为黑云斜长片麻岩质糜棱岩和长英质糜棱岩（图3.1），主要矿石类型为蚀变黑云斜长片麻岩质糜棱岩型（黑矿）和蚀变长英质糜棱岩型（白矿），前者主要分布在深部，后者分布在浅部。矿体严格受韧性剪切带控制，呈似层状和透镜状产在糜棱岩中。矿区北部大面积分布有中生代燕山期大石头沟黑云母花岗岩基，矿区内产有各种脉岩，包括成矿前变形闪长玢岩、变形花岗斑岩和成矿后的花岗斑岩、闪长玢岩、流纹斑岩、辉绿岩、煌斑岩和玄武玢岩等脉岩。

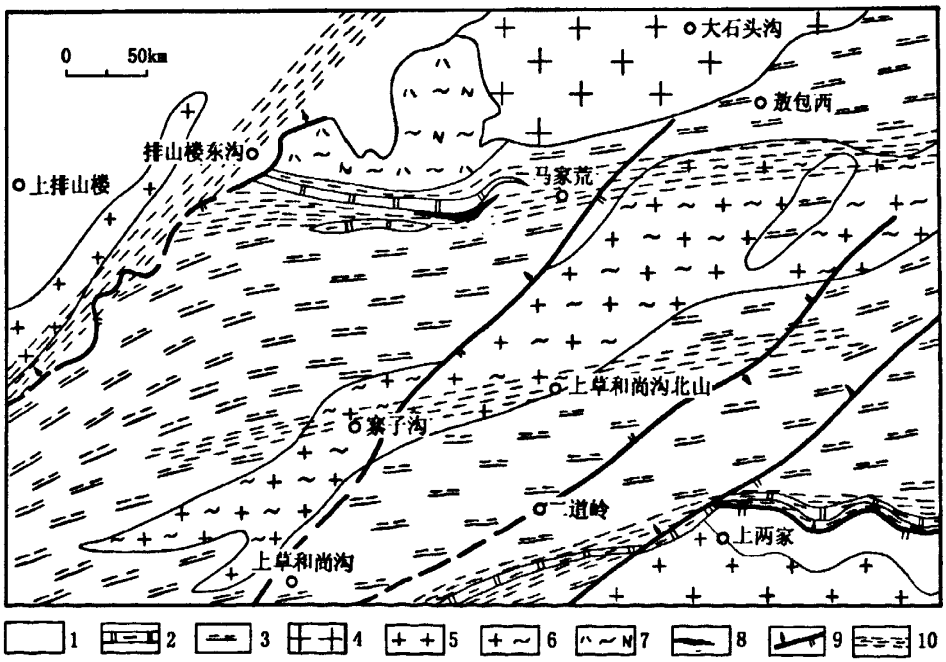


图3.1 排山楼金矿区地质略图
Fig. 3.1　Geological sketch map of the Paishanlou district

1-中元古代地层；2-太古宙白云质大理岩；3-太古宙变质火山－沉积岩类；4-燕山期花岗岩；5-海西期花岗岩；6-晚太古代二长花岗片麻岩；7-太古宙角闪闪长片麻岩；8-矿体；9-断层；10-剪切带

3.1.1 地层

矿区内出露的地层主要有新太古代变质地层和中元古界长城系。

3.1.1.1 新太古界

前人将区内出露的中（深）变质岩系划归为新太古代建平群大营子组，近年来的中、大比例尺区域地质调查成果资料中将其解体为表壳岩和变质深成岩。表壳岩为层状岩系，总体近东西向展布，倾向北，倾角45°～55°。

矿区变质表壳岩主要为斜长角闪岩类、黑云斜长片麻岩类、角闪斜长片麻岩类以及少量的变粒岩和片岩，夹斜长角闪岩扁豆体或薄层和白云质大理岩薄层等，可见条带状磁铁石英岩呈透镜状产于角闪斜长片麻岩中，或与斜长角闪岩平行产出，显示出原岩为火山岩的产状特点，白云质大理岩分布于矿区北部和南部呈似层状和薄层状产出。变质表壳岩总体上呈东西向展布。

在矿区中部，该套变质表壳岩被二长花岗岩体侵入，该岩体侵位的时限为2947Ma±30Ma（洛辉，等，1997），可见这些变质地层的形成不晚于新太古代。片麻岩类和斜长角闪岩原岩主要为镁铁质岩－长英质酸性火山岩和火山－碎屑沉积建造，其岩石化学成分见下表（表3.1）。变质火山岩岩石化学特征总体上显示出碱质较高，在(Na_2O+K_2O)-SiO_2图解中(图3.2)，主要落入玄武岩、安山岩到亚碱性英安岩区，具以基性岩为主体的基性－中酸性火山岩岩石组合特征。

表3.1　变质火山岩岩石化学组成

Table 3.1　Petrochemical composition of metamorphic volcanic rocks

样号	岩性	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	TiO_2	CaO	MgO	MnO	K_2O	Na_2O	CO_2	P_2O_5	H_2O^*	Total
91L149	绢云绿泥片岩	58.55	15.77	2.81	4.1	0.73	3.12	3.08	0.06	2.48	3.54	1.99	0.25	3.39	99.87
91L150	斜长角闪岩	49.49	16.44	3.07	2.19	0.63	8	7.56	0.13	1.38	2.99	0.24	0.08	2.86	100.07
91L153	绢云绿泥片麻岩	59.23	15.03	2.79	4	0.62	4.1	4.44	0.09	3.37	3.37	0.48	0.25	1.77	99.54
91L170	黑云斜长片麻岩	64.2	14.7	2.13	3.99	0.43	1.83	3.58	0.07	3.68	3.12	0.43	0.19	1.52	100.27
91L314	角闪斜长片麻岩	60.42	15.6	0.78	5.6	0.58	1.7	3.67	0.04	3.96	4.11	1.5	0.21	1.54	99.71
91L323	长英质糜棱岩	68.37	8.79	2	3.95	0.23	3.59	3.03	0.04	3.17	2.08	3.09	0.13	1.25	100.02
91L325	黑云斜长片麻岩	60.88	16.42	1.31	3.08	0.38	2.33	2.72	0.03	5.1	3.03	2.32	0.14	1.78	99.52

注：据洛辉，等，1997

从变质火山岩的稀土元素含量和配分特点看，基性火山岩 REE 总量低，具弱的正铕异常，Eu/Sm=0.372，LREE 与 HREE 分异不明显，$(La/LYb)_N$=2.88，配分模式近于平坦型或右缓倾型(图4-3)，加之岩石 TiO_2 和 Al_2O_3 的含量较高，类似于太古宇拉斑玄武岩。中酸性火山岩 REE 总量高，具富铕异常，Eu/Sm=0.024～0.363；LREE 与 HREE 分异明显，$(La/LYb)_N$=17.02～45.96，配分模式

为明显的右倾型(图3.3)，大体上与太古宇的安山岩－英安岩类似。

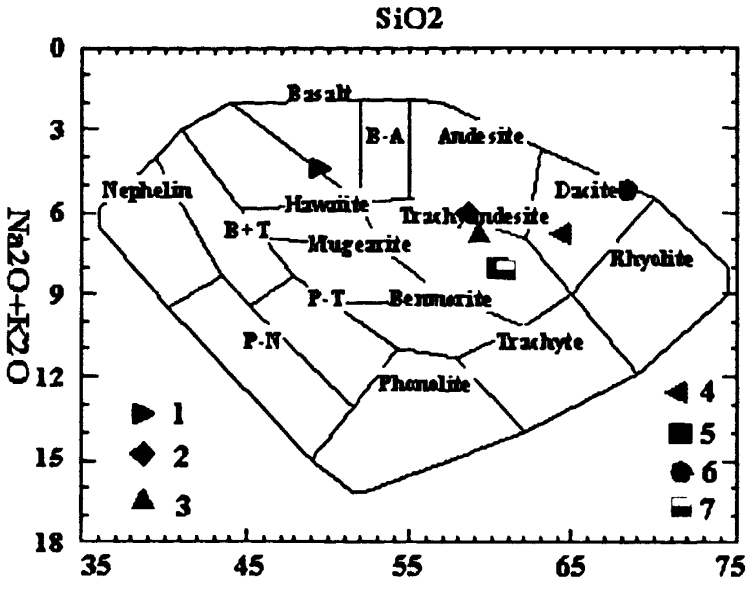


图3.2　变质火山岩（Na_2O+K_2O）-SiO_2图解（据洛辉，等，1997）

Fig. 3-2　（Na_2O+K_2O）-SiO_2 diagram for the metamorphic volcanic rocks

1-斜长角闪岩；2-绢云绿泥片岩；3-绢云绿泥片麻岩；4-黑云斜长片麻岩；5-角闪斜长片麻岩；6-长英质糜棱岩；7-黑云斜长片麻岩

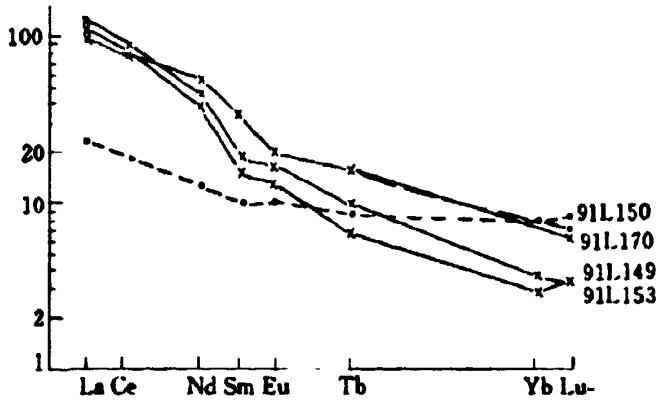


图3.3　变质火山岩变稀土元素配分模式（据洛辉，等，1997）

Fig. 3.3　Rare earth element diagram for the metamorphic volcanic rocks

(图中样品代号见表3-1)

表壳岩和变质深成岩共同遭受了韧性剪切变形作用，形成了各类糜棱岩或糜棱岩化岩石，金矿体赋存于黑云斜长质糜棱岩和长英质糜棱岩带中，其顶板通常为白云质大理岩或白云质糜棱岩。

据矿区勘查成果显示，表壳岩和变质深成岩中金的丰度值为4×10^{-9}，一般认为是金矿的初始矿源层。

3.1.1.2 中元古界长城系

出露于矿区西北和东南部，为大红峪组、高于庄组，为一套陆源碎屑岩。矿区内岩层层序倒转。

（1）大红峪组（Chd）

分布于上排山楼－北沟及两家子一带，地层展布方向，西北部30°～45°，两家子地区为近东西向。岩石类型主要为糜棱岩化石英岩，石英砂岩。矿区内本组底部层位缺失，区域上本组厚度300.8m，与上覆高于庄组整合接触。

（2）高于庄组（Chg）

分布于上排山楼－上排山楼东沟一带，倾向300°～315°，倾角为50°～75°。主要岩石类型有糜棱岩化钙质白云岩、含锰白云质灰岩和白云质泥灰岩，下部夹薄层石英岩。矿区内本组中上部由于受到北东向韧性剪切作用，岩石变质为白云质糜棱岩、白云质初糜棱岩。与新太古界为推覆断层接触。区域上本组厚度为1013m～1374.6m。

3.1.2 侵入岩

区内岩浆活动较为强烈，在其边缘分布着呈北北东向展布的菱形火山岩断续盆地，并且区内岩浆侵入活动较为广布。在排山楼金矿区及其附近出露的侵入岩有尖山子辉长岩、北营子花岗岩、大石头沟花岗岩；脉岩有石英闪长玢岩、煌斑岩、花岗斑岩、流纹斑岩和玄武玢岩。本区出露的岩浆岩时代有太古宇花岗岩、海西期花岗质杂岩、燕山期花岗岩等。根据岩石的矿物组合、岩石化学、副矿物特征等，区内花岗质岩体以I型为主，少量属于S型。

（1）太古宙片麻状斜长花岗岩

太古宙花岗质岩体主要有片麻状斜长花岗岩和片麻状花岗岩两种类型，两者之间呈侵入接触关系。前者呈岩基状产出；后者多数呈岩床和小侵入体产出。

岩体产状与片麻理一致，不具接触变质和岩相带。岩体内捕虏体较多，长度不等，大小不一，主要为麻粒岩，其次是斜长角闪岩、角闪岩、角闪二辉岩等。其中有些麻粒岩在野外与片麻状斜长花岗岩不易区分，呈渐变过渡关系。片麻状斜长花岗岩具片麻状构造，花岗变晶结构，交代净边结构。矿物组合为斜长石+石榴石+石英+紫苏辉石+角闪石+黑云母+钾长石。斜长石多具钠黝帘石化、绿泥石化、绿帘石化、绢云母化等。锆石具浑圆状和环带构造，晶体表面具麻点和熔蚀坑长短轴比<2者占75%，表明了该岩体成岩系由重熔岩浆形成的。

（2）燕山期岩浆岩

前人将本区划分为早晚两个侵入旋回，即早侏罗世和晚侏罗世花岗岩，晚侏罗世岩浆活动表现为以中酸性为主的火山岩喷发为先导，继之是大规模花岗岩侵

入活动，组成了一个完整的喷发一侵入旋回，认为在时空上，本区内生矿产与燕山早期岩浆活动具一定的关联。但近年来的一系列测年资料显示本区的岩浆活动主要发生于白垩纪。

矿区内燕山期花岗岩和脉岩发育，其中成矿期脉岩多被糜棱岩化。其中发育于矿区北部的大石头黑云母花岗岩是区内最为重要的侵入体。

大石头黑云母花岗岩呈岩基产出于矿区的北部，钻孔揭露在矿区深部（500～600m）也有发育，岩体与糜棱岩带呈冷侵位接触，岩体与糜棱岩带接触部位无任何侵入、烘烤热变质现象和同化混染现象。

该岩体岩石较为新鲜，未发生明显的变形和构造破坏现象。岩石呈浅肉红色，块状构造，中粗粒结构，局部钾长石颗粒较大，构成似斑状结构。主要矿物组成是斜长石（35%）、钾长石（25%）、黑云母（8%）和角闪石（5%）；副矿物有磷灰石、榍石、锆石和绿帘石等。局部可见斜长石具有轻微的绢云母化和泥化。大石头沟黑云母花岗岩同位素年龄为124±1Ma（SHRIMP 锆石U-Pb）[57]，表明为燕山晚期产物。

此外，燕山晚期脉岩也非常发育，野外观察可见，糜棱岩化闪长玢岩脉和糜棱岩化花岗斑岩脉为成矿前产物，未变形的闪长玢岩脉为成矿后或成矿期产物[57]。

糜棱岩化闪长玢岩：该类脉岩产于T1号矿体的下盘。岩石较为新鲜，具斑状结构，斑晶含量约为30%，主要由斜长石组成，少量石英和黑云母鳞片；基质总量>70%，主要也是由斜长石组成，少量黑云母和石英。岩石遭受了变形作用，黑云母具明显的定向排列，石英具波状消光，但未发生流变。斜长石和基质均发生了不同程度的泥化、绢云化和碳酸盐化。副矿物以磷灰石和榍石为主，其次有锆石。糜棱岩化闪长玢岩同位素年龄为126±2Ma（SHRIMP 锆石U-Pb）[57]，表明也为燕山晚期产物。

糜棱岩化花岗斑岩脉：见于排山楼金矿T1号矿体的底板。岩石呈肉红色。斑状结构，斑晶总量约大于10%，主要为斜长石和熔蚀状石英，少量钾长石；基质总量约>70%，主要由细晶长石和石英组成，加上部分蚀变矿物绢云母。岩石受到较强的剪切变形，斑晶斜长石和基质发生了较强的绢云母化。绢云母具定向排列，石英具波状消光，但并未发生流变。副矿物有锆石和磷灰石等。糜棱岩化花岗斑岩脉同位素年龄为124±1Ma（SHRIMP 锆石U-Pb）[57]，表明也为燕山晚期产物。

闪长玢岩脉：见于糜棱岩带的上盘，脉岩出露宽度为0.8m，侵入于含金剪切带内的斜长角闪质糜棱岩中，但脉岩本身没有糜棱岩化和矿化现象，显示出成矿后侵位的特征。岩石具有斑状结构，斑晶约为10～15%，主要由斜长石组成，少量黑云母；基质由长石、石英和黑云母微晶组成。副矿物以磷灰石和锆石常见。

闪长玢岩脉同位素年龄为125±1Ma（SHRIMP 锆石U-Pb）[57]，表明也为燕山晚期产物。

从矿区内花岗质岩石特征表明，成矿前脉岩受到了动力变质作用，但是没有发生糜棱岩化或者说不是同韧性剪切带期产物，而是成矿前侵位的。脉岩在含金剪切带中出现的事实表明了含金剪切带业已发生了明显脆性形变，意即脉岩是含金剪切带脆性形变的标志之一，并且是成矿迹象和矿化蚀变的载体岩石之一。大石头黑云母花岗岩岩基与含金剪切带的冷接触关系的现象表明该岩体的侵位没有提供热液流体。

3.1.3 构造

矿区内构造十分复杂，这是与区域地质的演化息息相关的。表现在太古宇的变质变形作用、海西－印支期的挤压－伸展和燕山晚期的变质核杂岩构造的叠加复合。

（1）褶皱

区内褶皱构造表现为倒转的复式背斜为主，变形轴线近东西向，倾向北，倾角起伏变化较大，通常在40～50°，个别近自立。此类复式背斜主要组成的岩系是太古宙大营子组和瓦子峪组，但是由于混合岩化和花岗质杂岩体的侵位破坏了褶皱的完整性。

（2）韧性剪切带

太古宇时期开始形成的韧性剪切带与华力西－印支期以及中生代形成的中浅层次韧性剪切带呈现出明显的叠加和复合，构成了本区东西向高强度韧性形变带，从矿床产出的空间位置看，为金等金属矿床的形成奠定了重要的赋矿空间。

晚太古代变质变形期开始形成的东西向韧性剪切带主要发育于岩层的差异界面，特别是碳酸盐岩与碎屑岩岩层之间，以及碎屑岩层与火山岩岩层之间，由北至南至少可划分出三个韧性剪切带，分别为：

北带：发育于排山楼－侯其营子一带，剪切带发育于太古宙变质火山－沉积岩和大理岩、变质深成岩之间，向东延出矿区范围，长约5.5km，宽约1～2km；倾向北，倾角40°～80°，局部南倾，带内发育糜棱岩、千糜岩、超糜棱岩、初糜棱岩；排山楼金矿床主要赋存于该剪切带中。

剪切带主要表现为由黑云斜长质糜棱岩、角闪斜长质糜棱岩、长英质糜棱岩和白云质大理岩质糜棱岩组成的糜棱岩带。糜棱岩带具有多种流变组构特征和多期次的糜棱叶理、多型拉伸线理、条带和一系列样式的剪切褶曲流变及S-C组构组成（图 3.4），显示出目前可以辨识出的主要韧性剪切作用发生于中深层次的变形特征，同时也可分辨出主期剪切运动的方向为左行剪切。

中带：发育在尖山－石门沟一带，东西向展布，长10km左右，宽约2km，倾向北，倾角35～70°，带内变形强度不一，主要由角闪斜长质糜棱岩、长英质

糜棱岩组成。

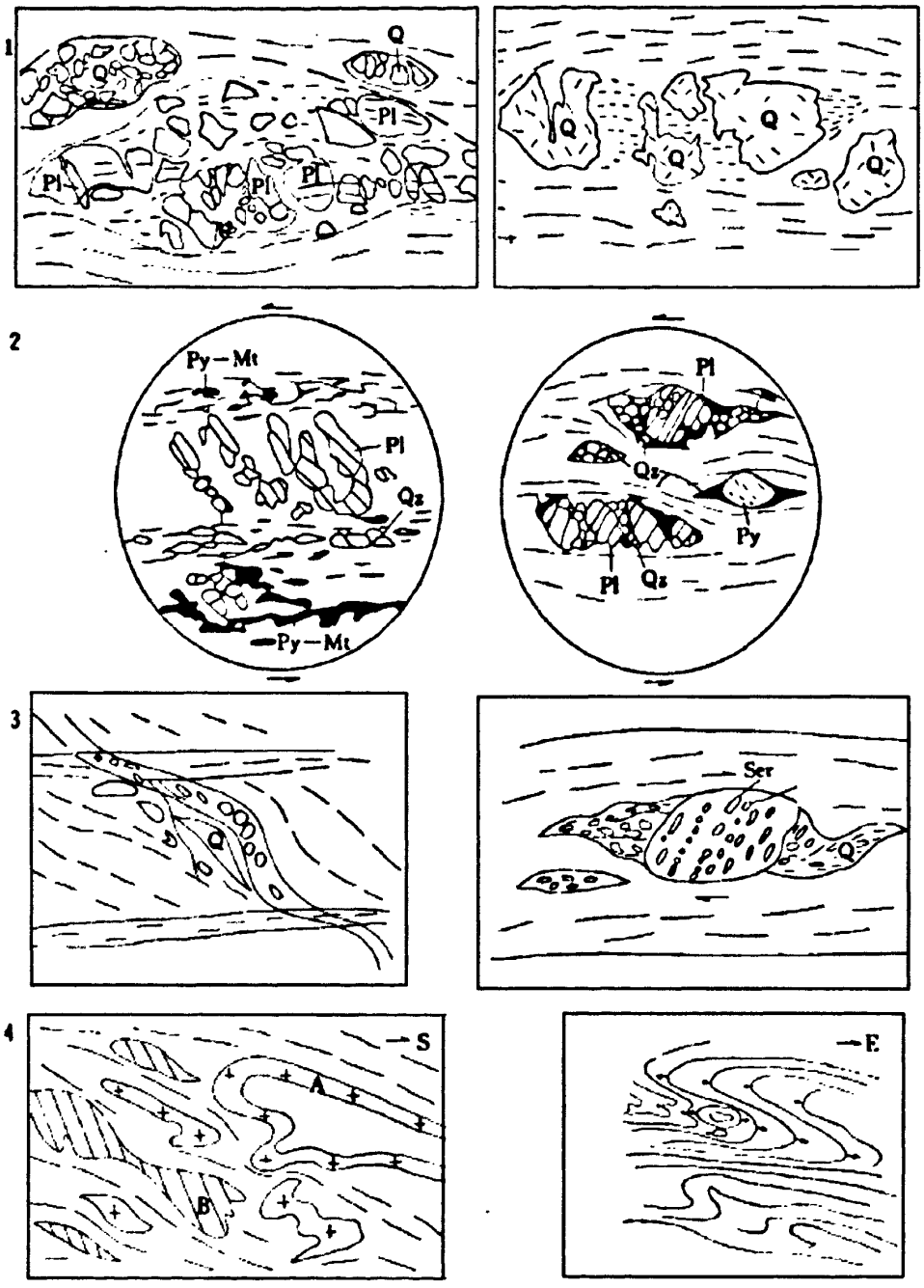


图 3.4　排山楼金矿床含金剪切带韧性变形特征

Fig. 3.4　Ductile deformation characters of Paishanlou ductile shear zone

1-显微分离结构；2-显微书斜式构造；3-显微 S-C 组构；4-剪切褶曲构造

Pl-斜长石;Q-石英；Py-黄铁矿;Mt-磁铁矿;Ep-绿帘石;Ser-绢云母;A-长英质条带;B-基体

南带：发育于寨子沟－上两家子北山一带，向东延出矿区范围。长约 6km，宽约 1～1.2km，走向近东西，倾向北至北北西，倾角 30°～75°；带内发育的糜

棱岩类有角闪斜长质糜棱岩、黑云斜长质糜棱岩、白云质糜棱岩、千糜岩。上两家子金矿床即赋存于该带内。

上述几条东西向韧性剪切带大体上自北向南呈等间距平行展布，韧性剪切带发育范围应该是金矿化集中区的范围。由于燕山晚期的北北东向剪切带以及各个时代的花岗质杂岩侵位等，导致了本区早期韧性剪切带被改造得支离破碎、断续展布。

此外，在排山楼矿区西侧，发育排山楼一稍户营子韧性剪切带，走向北东，倾向北西，局部地段倾向南东，该韧性剪切带与区域性构造带共同组成辽西地区规模巨大的北东向构造带，总体上具长而窄的特点，穿切了太古代、中生代地层及燕山晚期岩体，带内岩石以初糜棱岩为主，糜棱岩次之，超糜棱岩和千糜岩在局部发育。显然，北东向韧性剪切带在中生代发生了强烈活动。

（2）脆性断裂

区内脆性断裂按其展布方向可分为东西向、北东向和北西向三组。其中东西向、北东向断裂发育，北西向断裂不甚发育。

根据区域地质构造特点及交切关系判断，东西向断裂形成时间较早，发育于印支晚期，强烈活动于燕山期，规模较大的主要三条，在空间上于前述三条东西向韧性剪切带基本一致，初步认为该组断裂应当是韧性剪切带进入脆性变形域的继承性活动产物。

值得指出的是，在上述韧性剪切带中发育近南北向的脆性断裂组，由一系列小规模的剪切裂隙和张扭性裂隙组成，这些小断裂应当是东西向脆性断裂的次级构造，构成了金矿化的重要空间。

北东向断裂中规模较大的主要有四条，平行于北东向韧性剪切带（糜棱岩带）展布，推断其形成时间为燕山晚期。

北西向断裂不甚发育，矿区内仅见一条，该断裂应该是北东向断裂的同序次断裂，故形成时间应该是燕山晚期。

3.1.4 各类糜棱岩岩石特征

排山楼金矿床矿体的直接围岩是黑云斜长质糜棱岩、角闪质糜棱岩、长英质糜棱岩和白云质大理岩质糜棱岩等。

3.1.4.1 角闪质糜棱岩

斜长角闪岩经糜棱岩化后形成了糜棱岩化斜长角闪岩、斜长角闪质初糜棱岩、斜长角闪质糜棱岩。空间上，从弱变形带到强变形带呈带状、断续分布。岩石呈灰黑色、灰绿色，主要矿物是斜长石和角闪石及少量的阳起石，并且斜长石和角闪石多呈定向排列，构成片麻理，伴随变形程度的增强，角闪石含量减少，阳起石、黑云母、绿帘石和绿泥石的含量逐渐增多，角闪石和斜长石的残斑减少，形成一套暗色的糜棱岩和超糜棱岩。

角闪质糜棱岩的岩石化学组成与变形强度相关（表3.2，表3.3）。

从表中可以看出，岩石变形程度增强，岩石中的 SiO_2、K_2O、Na_2O 相对富集，FeO、MgO、CaO 相对降低，Al_2O_3、TiO_2、P_2O_5 含量保持相对稳定不变（图3.5）；FeO、MgO、CaO 降低幅度远远大于 SiO_2、K_2O、Na_2O 富集程度；而 Al_2O_3、TiO_2、MnO 含量变化不大，但 Al_2O_3 含略量有增加。微量元素表现为从弱变形带至强变形带呈现出增加的趋势（图3.6），其原因显然与微量元素的地球化学性质有关，也即伴随 SiO_2、K_2O、Na_2O 富集程度和 FeO、MgO、CaO 降低而相对富集，其中 Sr 和 Ti 基本没有发生变化，而 Ta 和 Cs 则呈现出降低的趋向。

这些现象表明在变形过程中，强变形带中的岩石处于相对开放状态外部流体向强变形带迁移，发生水/岩反应，形成硅化、泥化（绢云母化、绿泥石化）和褪色化现象是明显的。需当指出的是，上述伴随变形强度常量元素的变化是在原岩组成的基础上的水/岩反应，并没有带入其它组分。

表3.2　不同变形强度角闪质岩石化学组成

Table 3.2　Petrochemical composition of hornblende-mylonites

样号	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	TiO_2	P_2O_5	MnO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	Los	变形
XJ1	49.95	15.86	2.68	6.35	0.8	0.55	0.17	7.21	7.49	3.04	3.93	1.07	弱
95-46	57.2	15.81	1.76	4.46	0.71	0.60	0.11	4.11	5.02	4.75	4.05	1.23	强
95-35	56.43	17.05	2.12	5.81	0.72	0.36	0.13	6.06	3.61	2.65	3.53	1.38	弱
yd_1-5	59.55	15.56	0.86.	5.51	0.72	0.25	0.09	3.76	3.6	4.3	3.81	1.93	强

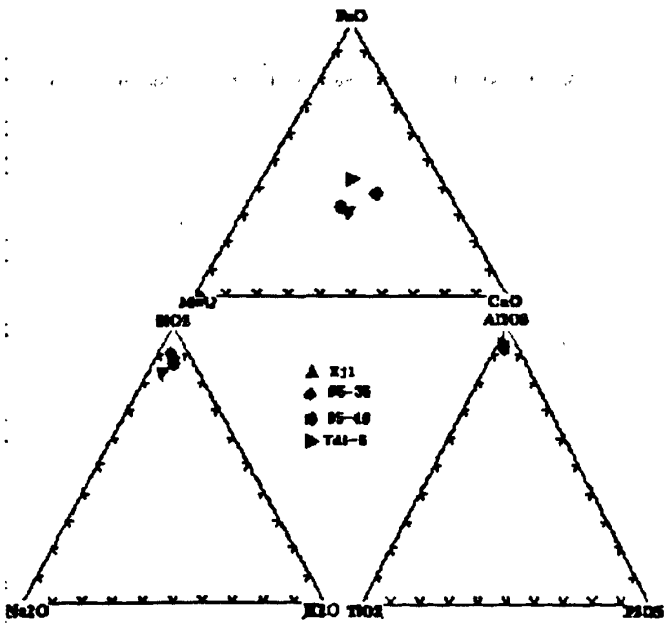


图3.5　不同变形强度角闪质岩石化学组成图解

Fig. 3.5　Diagram for petrochemical composition of hornblende-mylonites

表3.3　不同变形强度角闪质岩石LIFL和HFSE元素组成

Table 3.3　LIFL and HFSE composition of hornblende-mylonites

样号	Nb	Ta	Zr	Hf	Ti	Cr	Sn	Rb	Sr	Ba	U	Th	Cs	变形
XJ1	6.98	0.71	169.97	5.70	4339.1	273.63	1.92	90.17	728.8	4034.4	1.37	9.61	1.25	弱
95-46	9.11	0.50	208.99	4.83	3911.0	185.06	1.87	106.32	515.4	2073.3	1.06	1.28	1.28	强
95-35	6.40	2.11	97.27	2.71	3776.0	31.15	1.14	82.87	551.0	901.73	0.5	1.83	1.83	弱
yd1-5	7.90	0.31	156.76	4.59	4172.6	262.5	1.09	120.12	167.7	904.24	0.23	0.43	1.43	强

注：微量元素及REE均由中科院地质所实验室ICP-MS测试

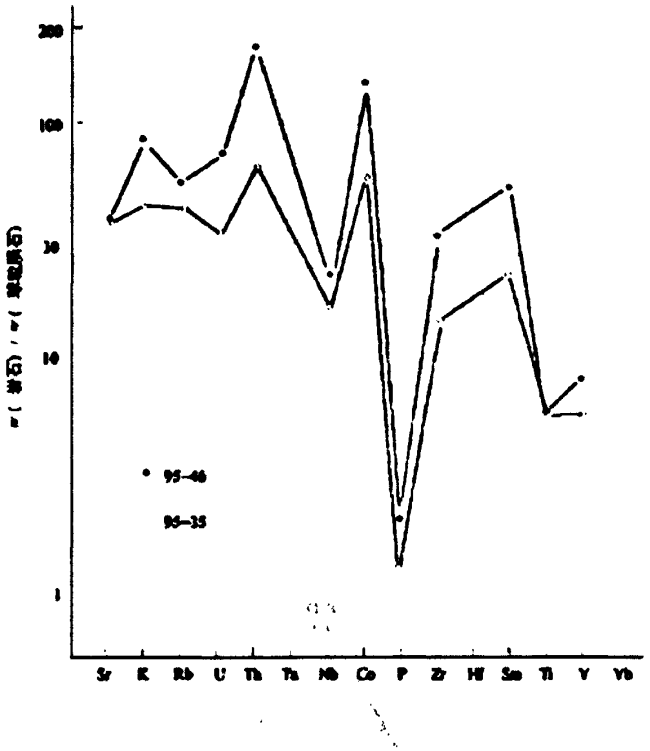


图3.6　不同变形强度角闪质岩石LIFL和HFSE元素分布

Fig. 3.6　Diagram for LIFL and HFSE composition of hornblende-mylonites

3.1.4.2 黑云斜长质糜棱岩

英云闪长岩、石英闪长岩等经糜棱岩化形成黑云斜长质初糜棱岩、黑云斜长质糜棱岩和黑云斜长质超糜棱岩。弱变形的岩石呈灰色，主要由斜长石、石英、角闪石、黑云母、绿泥石和绿帘等矿物组成，镜下可见斜长石和黑云母的残斑，在弱变形带有时可见环带状斜长石，反映出具有侵入岩的残余特征。伴随变形程度增强，角闪石含量减少，绿泥石和绿色黑云母增加；石英残斑具明显的重结晶粒化现象，拉长、撕片；弱变形仍然残留花岗质岩石的残余结构特征。此类岩石在矿区内分布广泛，为糜棱岩带的主体组成。

黑云斜长质糜棱岩的岩石化学特征（表3.4，表3.5）依然反映出具有英云闪

表3.4 不同变形强度黑云斜长质糜棱岩化学组成

Table 3.4 Petrochemical composition of the biotite-plagioclase-mylonites

样号	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	TiO_2	P_2O_5	MnO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	Los	变形
W-1	72.79	14.28	2.39	0.88	0.37	0.04	0.02	0.39	1.65	2.75	4.1	1.87	强
W-2	71.32	14.07	2.19	1.26	0.23	0.08	0.03	0.62	1.11	1.48	4.8	2.4	弱
W-3	64.6	14.7	2.13	3.99	0.43	0.19	0.07	1.83	3.58	3.68	3.12		强
W-4	58.76	16.56	4.14	2.12	0.55	0.33	0.07	3.79	2.17	2.2	6.05	2.56	强
W-5	58.97	21.7	2.86	0.64	0.35	0.15	0.01	0.62	0.84	3.7	7.3	2.43	中

表3.5 不同变形强度黑云斜长质糜棱岩LIFL和HFSE元素组成

Table3.5　LIFL and HFSE composition of the biotite-plagioclase-mylonites

样号	Nb	Ta	Zr	Hf	Ti	Cr	Sn	Rb	Sr	Ba	U	Th	Cs	变形
1995-11-2	9.06	1.11	191.06	7.21	4934	234.57	1.46	104.05	350.36	1370	0.80	4.14	1.33	强
1998-8-2	5.33	0.44	289.66	6.88	2677	23.47	0.95	86.60	515.40	2597	0.85	16.19	0.86	弱
95-16-1	6.54	0.55	124.67	3.61	2129	25.00	1.70	91.82	551.00	1092	4.67	11.72	1.68	强
95-41	5.45	0.29	156.23	3.40	2786	68.38	0.48	72.35	167.69	1007	0.16	3.26	0.71	强
95-33	5.67	0.58	174.72	3.03	3125	113.27	0.48	132.15	146.86	729	0.57	12.39	1.35	中

注：REE由中科院地质所实验室ICP-MS测试

长岩、石英闪长岩的基本特征。从大离子亲石元素和高场强元素的分布模式（图3.7）来看，大离子亲石元素具有较大的波动，Ba、U表现出显著的富集特征；在常量元素方面（图3.8）显然与角闪质糜棱岩的变化趋势相近，即表现在SiO_2、K_2O、Na_2O富集和FeO、MgO、CaO的丢失，以及Al_2O_3、TiO_2、P_2O_5含量保持相对稳定的特点；常量元素变化的一致性表明不同变形强度的糜棱岩所产生的水—岩反应的程度不同，其中同样表现出FeO、MgO、CaO的变异是明显的。

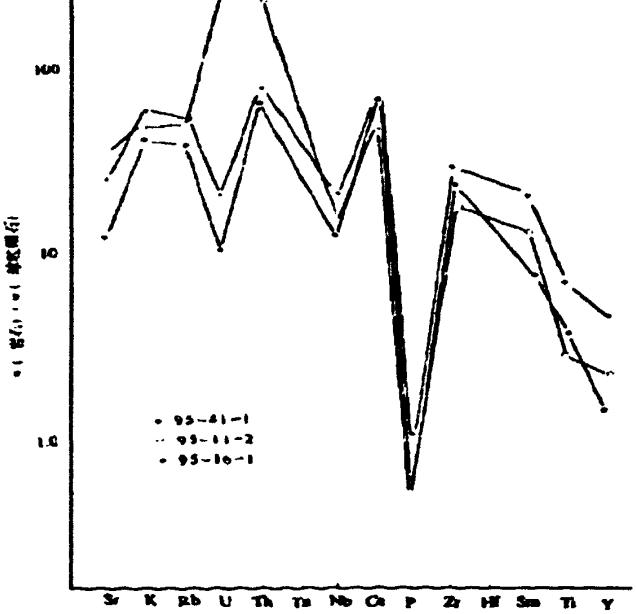


图3.7 不同变形强度黑云斜长质糜棱岩LIFL和HFSE元素分布

Fig. 3.7 Diagram for LIFL and HFSE composition of the biotite-plagioclase-mylonites

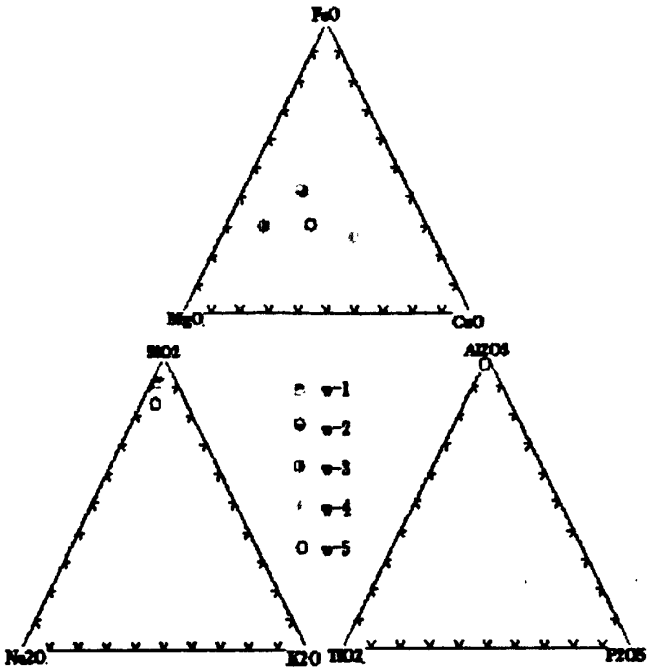


图3.8　不同变形强度黑云斜长质糜棱岩化学组成图解

Fig. 3.8　Diagram for petrochemical composition of the biotite-plagioclase-mylonites

3.1.4.3 长英质糜棱岩

斜长花岗岩经糜棱岩化形成长英质初糜棱岩、长英质糜棱岩和长英质超糜棱岩。岩石一般呈灰白色、黄白色。弱变形带，岩石主要由长石、石英组成，其中长石为钠长石和少量的微斜长石。斜长石具绢云母化，石英具粒化、拉长、毕姆纹和重结晶；伴随变形程度增强，长石从碎裂化指残斑消失，石英由透镜状转变为撕片状的条带，研究边缘出现重结晶现象，由此转变为长英质糜棱岩。该类岩石在矿区内零星出露。

3.1.4.4 钙质糜棱岩

钙质糜棱岩的原岩为白云岩和白云质灰岩，经糜棱岩化形成了糜棱岩化白云质糜棱岩。岩石主要由白云石、方解石和透闪石组成，其中白云石和方解石结晶较好，系重结晶的产物，透闪石呈针状、纤维状，沿叶理分布，含量约为30%。

3.2 矿床地质特征

排山楼金矿床受近东西向展布的上排山楼－侯其营子大型韧性剪切带控制，金矿带由黄铁矿－绢云母化蚀变糜棱岩带组成，其内矿体总体展布形态呈弧形带状分布（图3.9），矿带长大于1000m，宽20～80m，倾斜延深大于1000m。金矿带产状与糜棱岩带的产状一致，呈近东西向展布，倾向北，总体倾角40^0左右。金矿带内矿体和低品位矿、低品位矿与蚀变糜棱岩均为渐变关系。金矿带沿走向、倾向均呈舒缓波状，并具膨缩现象。

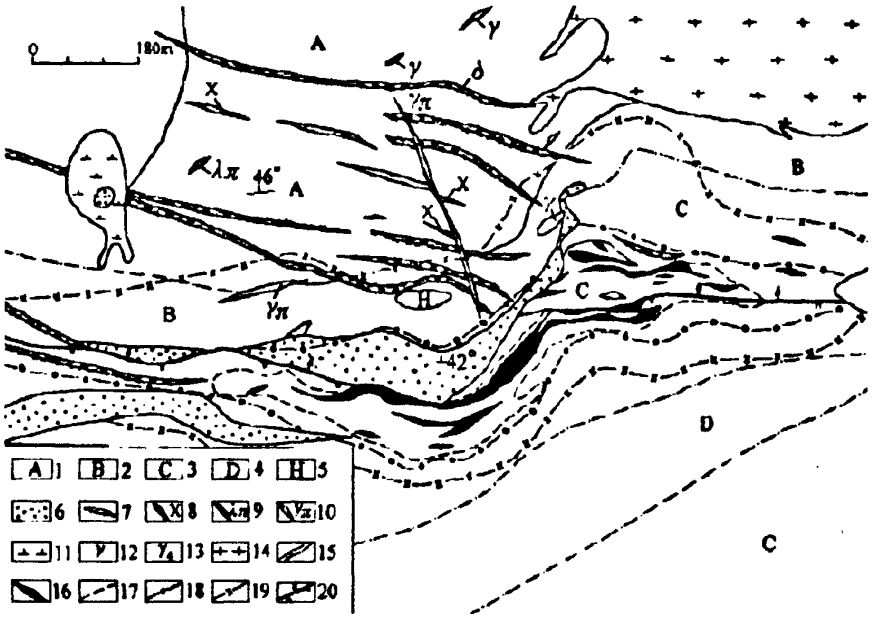


图 3.9　排山楼金矿床地质略图

Fig. 3.9　Geological sketch map of the Paishanlou gold deposit

1-黑云斜长片麻岩；2-黑云斜长质初糜棱岩；3-黑云斜长质糜棱岩；4-角闪斜长质糜棱岩；5-角闪斜长质初糜棱岩；6-钙质糜棱岩；7-石英闪长岩脉；8-煌斑岩；9-流纹斑岩；10-花岗斑岩；11-玄武玢岩；12-细粒花岗岩；13-花岗质超糜棱岩；14-似斑状黑云母花岗岩；15-地质界线；16-金矿体；17-金矿化（内蚀变带）；18-中蚀变带；19-外蚀变带；20-压扭性断裂

排山楼金矿床15～16线间800m地段共圈出44个金矿体，均位于白云质糜棱岩之下，赋存于蚀变糜棱岩中。其中主要矿体有3个，次要矿体7个，其余25个为小矿体。12个矿体出露地表，隐伏矿体23个。主要矿体总长622m～675m，厚 1.26m～32.9m，平均品位 Au3.82×10^{-6}～4.43×10^{-6}，表外矿平均品位 Au1.53×10^{-6}，矿床总金属资源量21吨左右（平均品位为1.5×10^{-6}），为一大型金矿床。

3.2.1 矿体特征

排山楼金矿床的三个主要矿体（T1、T4、T5）均出露地表，其中T1矿体出露较好，目前以露天开采为主；T4和T5矿体已转为以地下开采为主。

（1）T1矿体

T1矿体呈似层状分布于9～16线一带，位于F1断层下盘，长630m，厚

1.42m～19.74m。矿体走向东西，倾向北，倾角 35°～55°，平均倾角 40°，纵向上表现为上陡下缓，横向上表现为两侧较陡、中部较缓的特点。

矿体赋存于 223m～465m 标高之间，矿体平均厚度 6.89m。总体趋势是地表厚度大，向深部逐渐变小，直至尖灭；沿走向以 1～Z 线厚度最大，向西逐渐变薄，向东至 2 线厚度变小，而从 4 线向东至 14 线一带厚度明显加大，矿体属较稳定类型。工业矿体平均品位 $Au2.57\times10^{-6}$～10.33×10^{-6}；无特高品位，矿体平均品位 $Au4.43\times10^{-6}$；单工程最高品位见于 Z 线，单样最高品位 $Au24.72\times10^{-6}$，矿体最低品位见于 3 线。从地表至 410m 坑道金品位较低，Z 线沿倾斜向下逐渐增高，由此向东沿 250m～300m 标高，在 2～4 线一带品位又变低，向东至 6～8 线一带品位明显变富，而 Z 线向西品位变化总的趋势是逐渐变贫直至尖灭。品位变化系数 64.32%，属于较均匀类型。

（2）T4 矿体

分布于 3～18 线一带，呈似层状、透镜状分布于 F_1 断层上盘。水平投影矿体长 675m，底边分布于 18～8 线一带，出露长度 275m；350m 标高分布于 12～8 线一带，长 150m；300m 标高分布于 8～6 线一带，长 200m；250m 标高分布于 6～2 线一带，长 180m；200m 标高分布于 6～0 线一带，长 250m；150m 标高分布于 0～3 线一带，长 120m。矿体总体向西侧伏，侧伏角 35°左右，与 F_1 断层擦痕侧伏角一致。矿体赋存标高 104m～414m，最高点位于 10 线，最低点位于 3 线，由东向西矿体赋存标高逐渐降低。

经工程控制，工业矿体厚 1.61m～2.90m，最大厚度位于 8 线，最小厚度在 4 线，平均厚度 9.02m，从上向下，从西向东，矿体厚度逐渐增大，至 8 线达到最大，然后又逐渐变薄，向西至 4 线 220m～270m 标高又复加厚。厚度变化系数 69.41%，属于较稳定型。工业矿体品位 $Au2.50\times10^{-6}$～9.24×10^{-6}，矿体平均品位 $Au3.82\times10^{-6}$，工业矿体最高品位见于 3 线，单样最高品位 $Au31\times10^{-6}$，属于特高品位，最低品位见于 4 线。矿体品位变化系数为 77.11%，属于较均匀类型。

（3）T5 矿体

分布于 1～20 线一带，地表出露于 6～20 线一带，呈似层状、透镜状产于 F_1 断层上盘，T4 矿体下部。矿体总长度 622m，地表出露长度 350m；300m 标高位于 6 线一带，长 68m；250m 标高位于 6～4 线一带，长 131m；200m 标高位于 4～0 线一带，长 176m；矿体向西倾伏。1～4 线一带矿体走向东西，倾向北，倾角为 5°～15°；4～8 线一带走向转为北北东，倾向北西，倾角 10°～35°；8～20 线一带走向转为东西向，倾向北，倾角 30°～50°。矿体由西向东逐渐变陡，自上向下逐渐变缓。

矿体赋存标高为 177m～392m，最高点见于 16 线，最低点为 1 线，由东向西矿体赋存标高逐渐降低。倾斜延深 90m～230m，4 线延深最大，1 线延深最小。

经工程控制，工业矿体厚1.28m～12.15m，最大厚度在8线，最小厚度在4线，矿体厚度变化不明显。矿体平均厚度4.84m，厚度变化系数67.77%，属于较稳定类型。工业矿体品位Au2.56×10^{-6}～7.76×10^{-6}，矿体平均品位Au4.01×10^{-6}，矿体最高品位见于10线，最低品位见于8线，总的看地表品位偏低，由上向下，由东向西，品位虽有波动但变化不明显。矿体在4～8线一带厚度较大，品位较高。矿体品位变化系数为54.54%，属于较均匀类型。

此外，排山楼金矿的7个次要矿体，除T16矿体出露地表外，其余T6-2、T7、T14、T15、T26和T35矿体均为地下隐伏矿体。7个次要矿体的规模较小，含金量2.57×10^{-6}～5.22×10^{-6}。7个次要矿体的地质特征见表3.6。

7个次要矿体经地表25m间距，深部经50m×50m和100m×100m钻探工程网度控制，矿体对应性普遍较好，矿体也较为连续。

表3.6　次要矿体地质特征一览表

Table 3.6　Characters of subordinate ore-body in Paishanlou gold deposit

矿体编号	位置（线）	矿体长度（m）	倾斜延深（m）	标高（m）	矿体形态	平均厚度（m）	平均品位（10^{-6}）	产状
T6-2	2-8线T4上部	100	80-160	200-286	透镜状	7.67	3.40	倾向北∠19°
T7	3-Z线T1下部	149	73-127	195-305	透镜状	5.13	5.22	倾向北∠31°
T14	7-11线T1下部	233	140	-18-130	透镜状	5.34	2.57	倾向北∠19°
T15	11-7线T1底板下	149	180	-18-123		3.78	2.94	倾向北∠13°
T16	6-10线T5底板下	182	122	211-399		4.21	4.14	倾向北∠27°
T26	Z-3线T1底板下	168	80	195-240		12.9	3.36	倾向北∠35°
T34	7线两侧	133	167	133-160		12.9	3.75	倾向北∠17°

3.2.1.1 矿体平面分布特征

通过对井下各中段坑道观察并结合钻探资料及矿山地质图，自上向下编制了330、300、275、250、225、200m和175m等7个中段的平面图（图3.10, 图3.11, 图3.12, 图3.13, 图3.14, 图3.15, 图3.16），进而对不同中段矿体分布特征进行了统计分析。

330m中段（图3.10）：

矿体总体上为一长条状，产出于黑云斜长质糜棱岩和少量长英质糜棱岩中，近大理岩呈北东25^{0}方向展布。矿体不连续，分成了三部分，第一部分3线和4线之间，走向为北东22^0，长为89m；第二部分在6线～10线间，宽为48米，长为54米，呈囊状；第三部分在12线和16线之间，呈V字形。

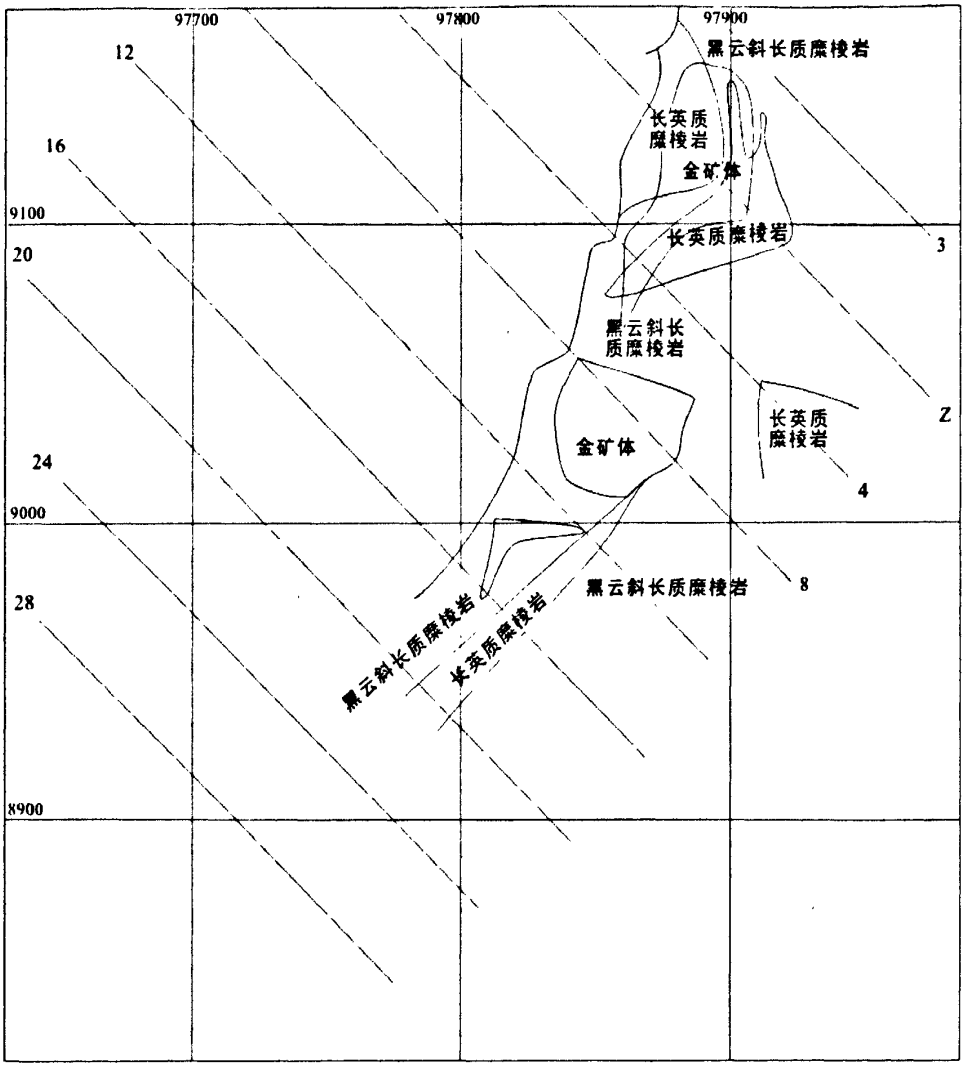


图 3.10　排山楼金矿床 330m 中段地质略图

Fig. 3.10　Geological sketch map of the 330m level in Paishanlou gold deposit

300m 中段（图 3.11）：

矿体总体上产出于黑云斜长质糜棱岩带中，但有两种状态，一是在 3 线～16 线之间矿体平行大理岩展布，产状近平行大理岩，走向为北东 19^0；二是在矿区南侧，矿体沿着断裂破碎带产出，走向近东西，虽然其规模不及上一种，且近矿围岩也为黑云斜长质糜棱岩，但其产出显然是受控于糜棱岩带中的脆性断裂带。

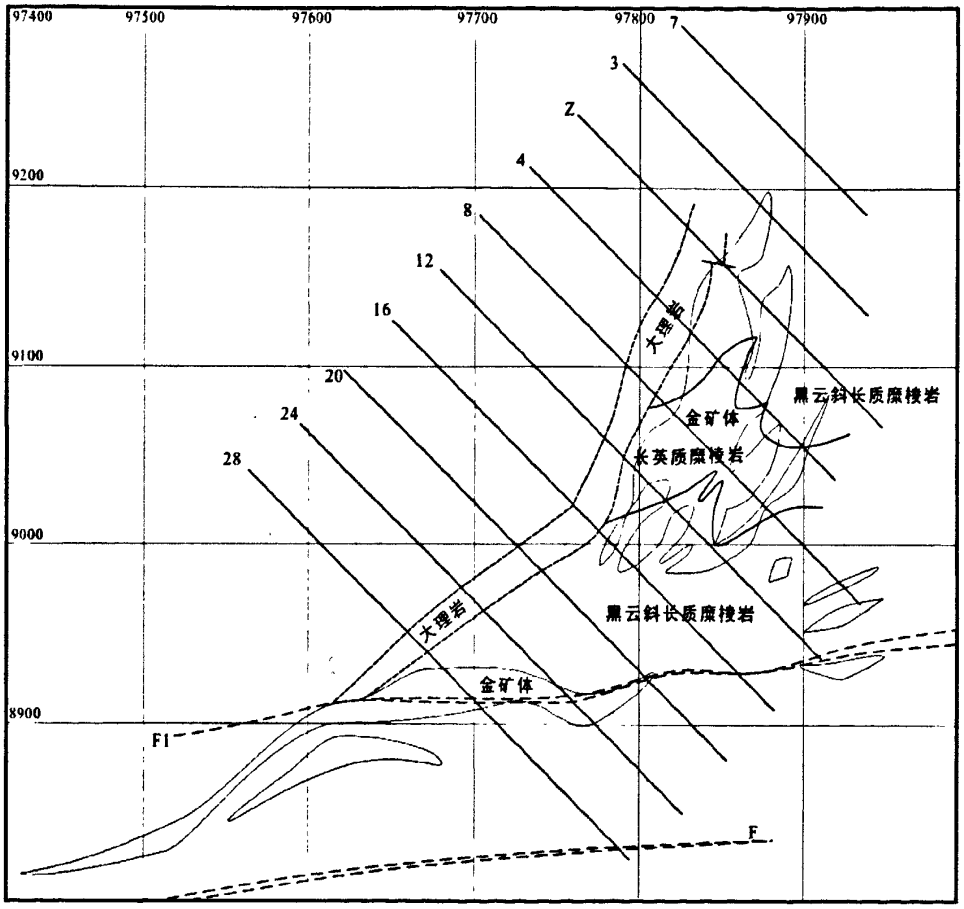


图 3.11　排山楼金矿床 330m 中段地质略图

Fig.3.11　Geological sketch map of the 330m level in Paishanlou gold deposit

275m 中段（图 3.12）：

矿体产出于黑云斜长质糜棱岩和长英质糜棱岩中，展布于大理岩下部，走向近于平行大理岩，总体为北东 42^0，平面形态总体为矩形，宽度为 90m 左右，在 Z 线～4 线间走向为北东 44^0，长为 40m；在 4 线～10 线间走向为北东 4^0，近南北向，长为 50m；在 10～18 线间走向为北东 410，长为 84m。

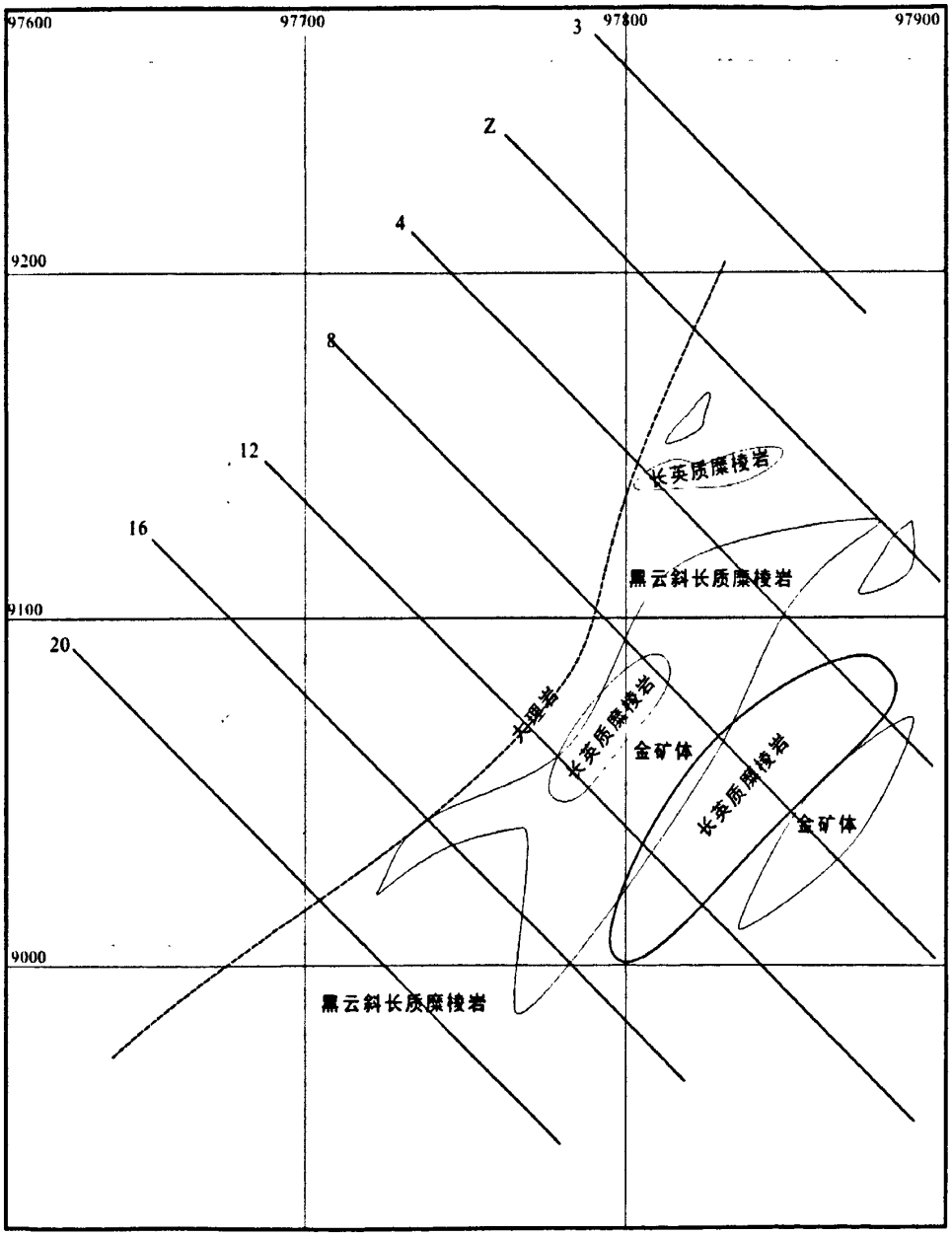


图 3.12　排山楼金矿床 275m 中段地质略图

Fig. 3.12　Geological sketch map of the 275m level in Paishanlou gold deposit

250m 中段（图 3.13）：

矿体产出于黑云斜长质糜棱岩和长英质糜棱岩中，在 Z 线到 4 线之间近大理岩处发育小矿体，矿体厚度和分布范围都很小； 2 线～16 线之间，在黑云斜长质糜棱岩中圈出了规模较大矿体，矿体总体走向为北东 33^0，矿体长 150m，宽为 82m（包括夹石）。

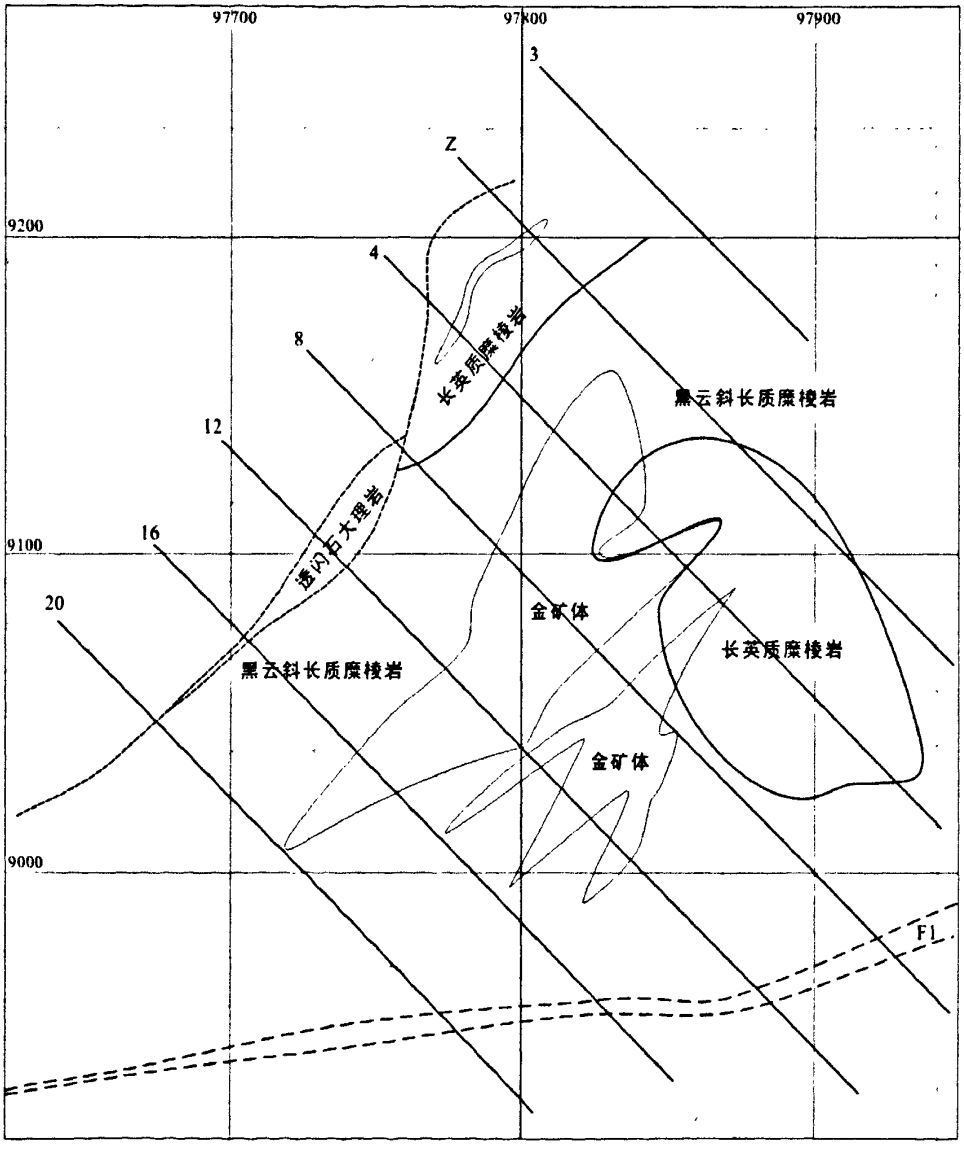


图 3.13 排山楼金矿床 250m 中段地质略图

Fig. 3.13 Geological sketch map of the 250m level in Paishanlou gold deposit

225m 中段（图 3.14）：

矿体产出于黑云斜长质糜棱岩和长英质糜棱岩中，矿体形态不甚规则，但总体上近平行于大理岩产出，由几条近平行于大理岩的长条状矿体组成，矿体走向为北东 44^0~50^0，这类矿体主要产出于 3 线～16 线之间。

在矿区南侧，矿体沿着东西向断裂破碎带产出，走向近东西，虽然其规模不及上一种，且近矿围岩也为黑云斜长质糜棱岩，但其产出显然是受控于糜棱岩带中的脆性断裂带。

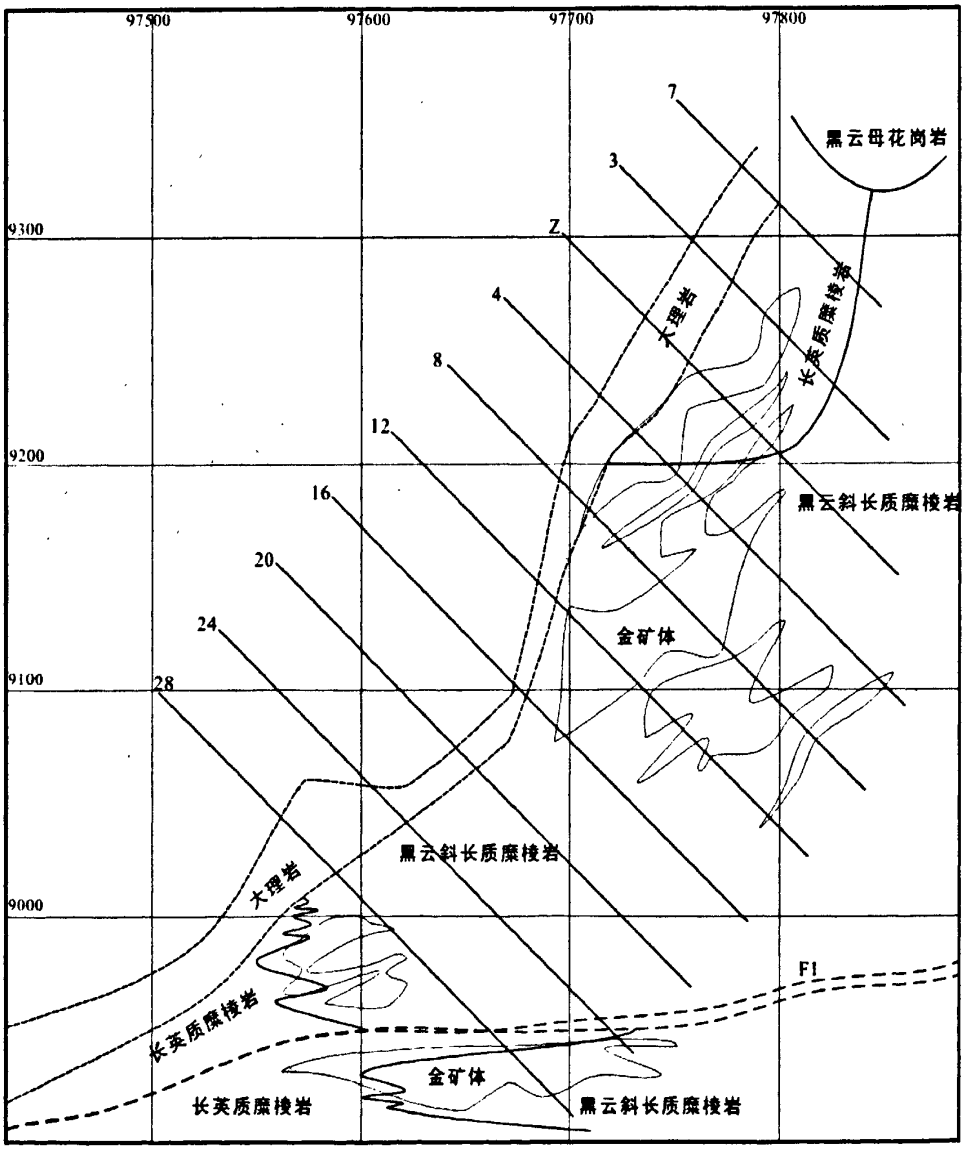


图 3.14　排山楼金矿床 225m 中段地质略图

Fig. 3.14　Geological sketch map of the 225m level in Paishanlou gold deposit

200m 中段（图 3.15）：

矿体产出于黑云斜长质糜棱岩和长英质糜棱岩以及超糜棱岩中，产状平行于矿体上盘大理岩，走向北东 40^0~50^0，矿体规模较大，且分布连续。

在矿区南侧，沿着东西向断裂破碎带两侧均有产出，矿体形态不规则，总体走向近东西，近矿围岩也为黑云斜长质糜棱岩和长英质糜棱岩，但其产出显然与糜棱岩带中的东西向脆性断裂有关。

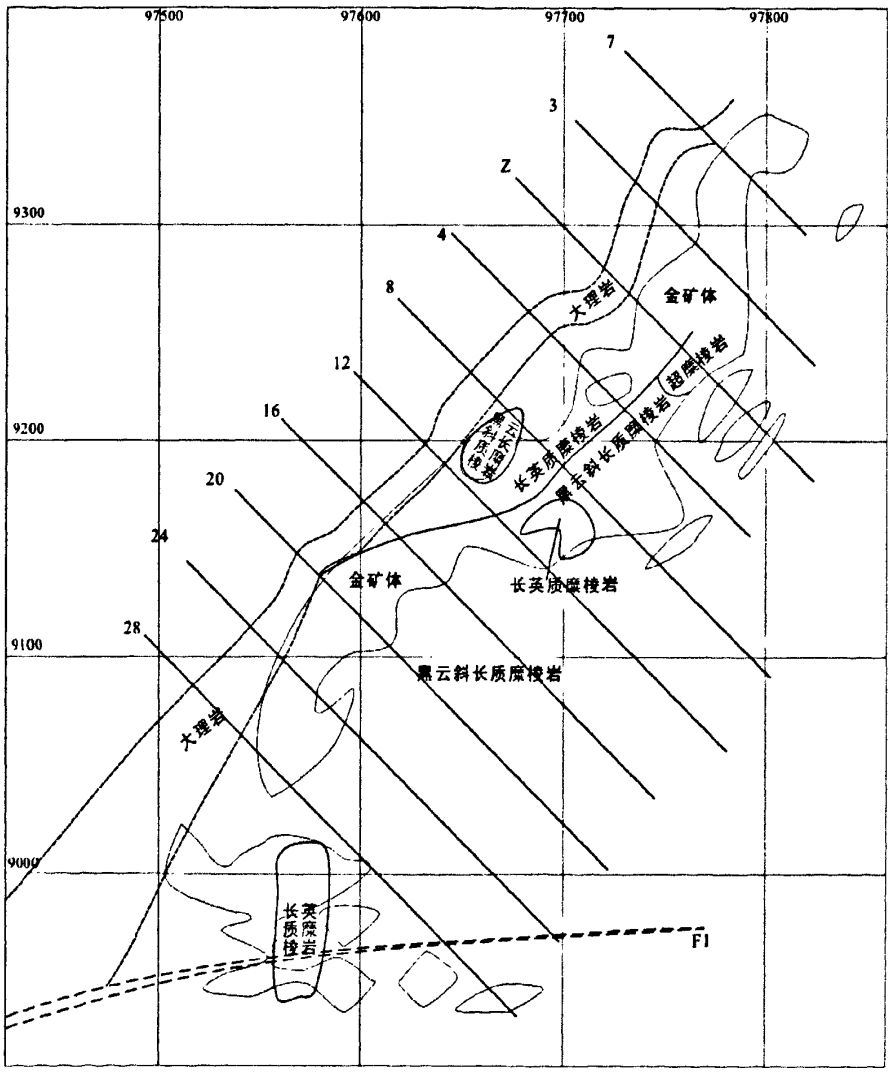


图 3.15　排山楼金矿床 200m 中段地质略图

Fig. 3.15　Geological sketch map of the 200m level in Paishanlou gold deposit

175米中段（图3.16）：

矿体总体为南北向－北北东向走向，产出于黑云斜长质糜棱岩和长英质糜棱岩以及少量白云质糜棱岩中，矿体沿走向不连续，由北向南矿体宽度由大变小。

在南侧，在F1断层南北两侧分布有东西向矿化带，矿体规模不大，近矿围岩为黑云斜长质糜棱岩。

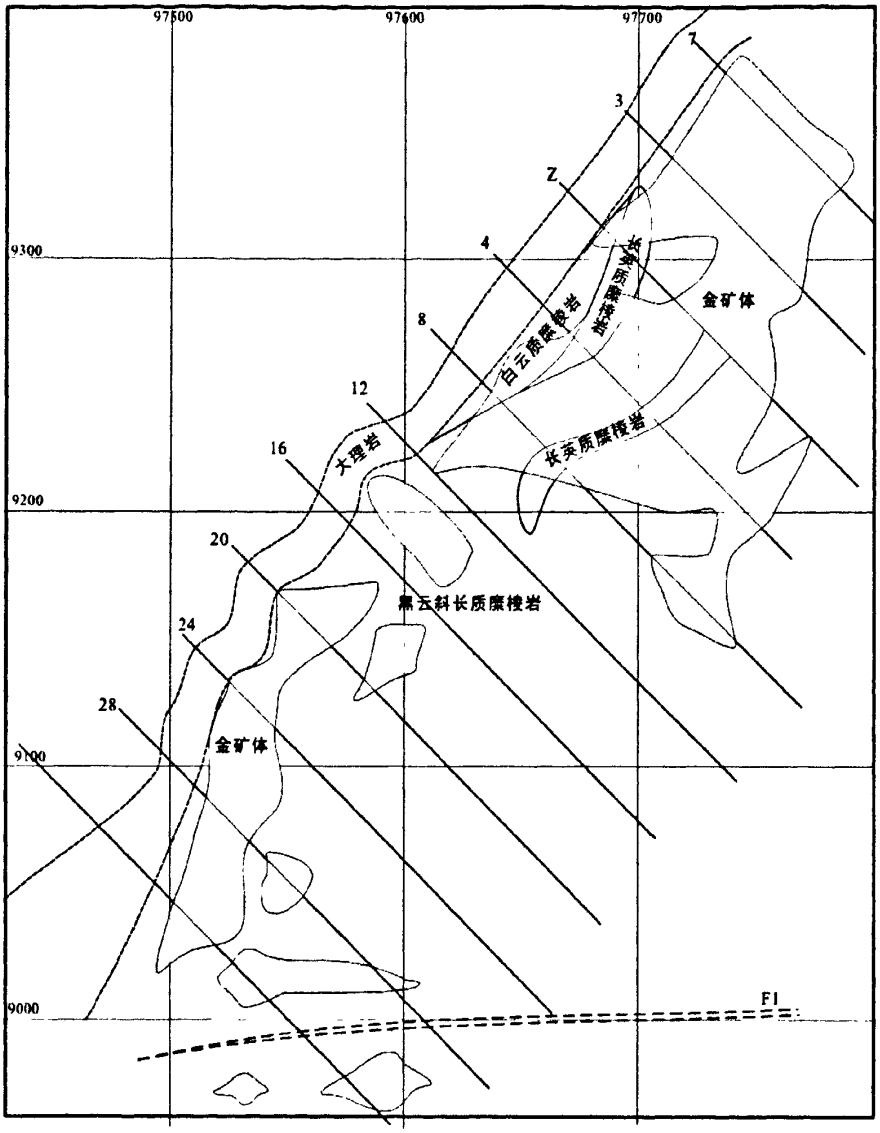


图 3.16 排山楼金矿床 175m 中段地质略图

Fig. 3.6 Geological sketch map of the 175m level in Paishanlou gold deposit

由上述可以看出，排山楼金矿床主要矿体在不同水平上均产出于糜棱岩带中，整个矿带总体走向近东西，但单个矿体总体走向为北北东－北东向，沿走向矿体分支复合、尖灭再现现象普遍。矿体与近矿围岩（糜棱岩）呈渐变过渡。

具体来看，从 330m 中段开始，矿体在糜棱岩中平行大理岩分布，矿体不连续，被无矿地段分割成三部分，且范围较小。

到300m中段上述矿体合成一体，但是分枝较多，宽度变大。

在275m中段处近平行于大理岩，分成了两部分，但是间隔不大，总体宽度较300m中段处相近。

在250m中段处，除北部的小部分矿体靠近大理岩外，大部分矿体远离大理岩，但仍近似平行于大理岩层，宽度仍较大。

到225m中段，矿体呈零星块体产出，但是每个块体的走向都相似，近平行于大理岩，大部分都近大理岩分布，少数在南部，整体近垂直于大理岩，离大理岩较远。

到200m中段，矿体近大理岩分布，走向近平行于大理岩，宽度不大，但是延伸长度大。

到175m中段，矿体呈长条状，近大理岩分布，但是走向部分近平行于大理岩，由北向南，矿体在12线尖灭，在14线现，在16线再尖灭，在18线又再现。

将各中段平面图进行对比（图3.17），可以清晰看出矿体总体呈北东向展布，倾向北西，向南西侧伏，其中，矿区东侧矿体走向多为NE向，矿区西侧矿体走向多为EW向；矿体倾向、厚度在不同中段存在变化。330m中段～275m中段，主矿体由窄逐渐变宽，矿体总体近直立，倾角较大；向下矿体向北西向延深，在300m中段～225m中段矿体厚度增大，但在225m中段以下又变为的长而窄。总体形态可概括为为上短而窄，中间变长变厚，矿体总体变大，向下为长而窄的形态。

3.2.1.2 矿体剖面分布特征

通过对井下各中段坑道观察并结合钻探资料及矿山地质图，自南西向北东编制了16、10、8、6、4和Z线等6条剖面图（图3.18, 图3.19, 图3.20, 图3.21, 图3.22, 图3.23），进而对不同剖面的矿体分布特征进行了统计分析。

16线剖面（图3.18）：

整个矿体在剖面上为长条状，厚度不太大，贴近大理岩产出于黑云斜长质糜棱岩中，产状平行于大理岩，矿体倾向北西，矿体倾向北西，在330～300m中段倾角为48^0，300m中段以下为25^0，呈陡～缓～陡～缓样式，但在总体上为上部陡、向下变缓。在330～275m之间矿体为两分枝，在275和250之间复合，厚度达到55米左右，在250和225之间以下，又有分枝，厚度在1～2米不等。

10线剖面（图3.19）：

矿体在剖面上的整体形态是长条形，由上向下矿体连续，近乎平行于大理岩层产出于黑云斜长质糜棱岩和长英质糜棱岩中，矿体倾向北西，在330～275m间沿倾向长为74米，倾角为48^0，厚为48m，从275～175m间矿体沿倾向长为206米，倾角为29^0，厚度从250m中段的70米逐步减少为175m中段的20米，并在230m向下矿体分支。在主矿体的下盘，300～200m之间发育多条平行于主

矿体的细长矿体，倾角430，长度为190米，总体厚度为15米。

总体上看，在10线剖面矿体由上向下连续，并发育多条平行矿体，矿体产状为上陡下缓。

8线剖面（图3.20）：

矿体在剖面上的整体形态为不甚规则的长条形，近乎平行于大理岩层产出于黑云斜长质糜棱岩和长英质糜棱岩中，矿体倾向北西，倾角44^0，主要矿体在300m之上为两条平行矿体，向下复合为1条矿体。在主要矿体的上下盘都有相互平行的小矿体产出，尤其是在下盘更为显著。

6线剖面（图3.21）：

矿体连续且规模较大，主要矿体在剖面上呈长条状，局部膨大为近于囊状体，平行于大理岩产出于黑云斜长质糜棱岩和长英质糜棱岩中，矿体倾向北西，倾角为35^0，矿体倾向长度为320米，厚度为19米左右，在250m中段向下出现分支。在主要矿体的上下盘都有相互平行的小矿体产出，特别是在在300m～250m中段之间出现多条平行矿体。

4线剖面（图3.22）：

发育一系列在剖面上为长条状和不规则状矿体，总体上平行于大理岩产状产出于黑云斜长质糜棱岩和长英质糜棱岩中，矿体倾向北西，倾角为40^0。以200m中段为界，大体上发育上下两层矿体，上部矿化范围大，出现多条平行矿体，矿体分支复合现象明显；下部矿化范围小，矿体近于囊状。

Z线剖面（图3.23）：

矿体在剖面上的整体形态是长条形，近乎平行于大理岩层产出于黑云斜长质糜棱岩和长英质糜棱岩中，矿体倾向北西，总体上倾角为45^0。在250m中段出现无矿间隔，形成上下两层矿体，主要矿体的上下两端为分支状，中部复合膨大。

将各剖面图进行对比（图3-24），可以清晰看出矿体总体走向为北东向，倾向北西，向南西侧伏，矿体倾向、厚度在不同剖面存在变化。在北东部的Z线剖面，矿体厚度不大，矿体呈长条形，以250m中段为界发育上下两层矿体；在6线和10线剖面矿体规模大，特别是在10线矿体厚度最大且沿倾向连续性好，矿化连续性好，但在其间的8线剖面上矿化范围变小；在西南侧的16线剖面矿化范围再次变小，但矿化连续性好，且分支复合现象明显。

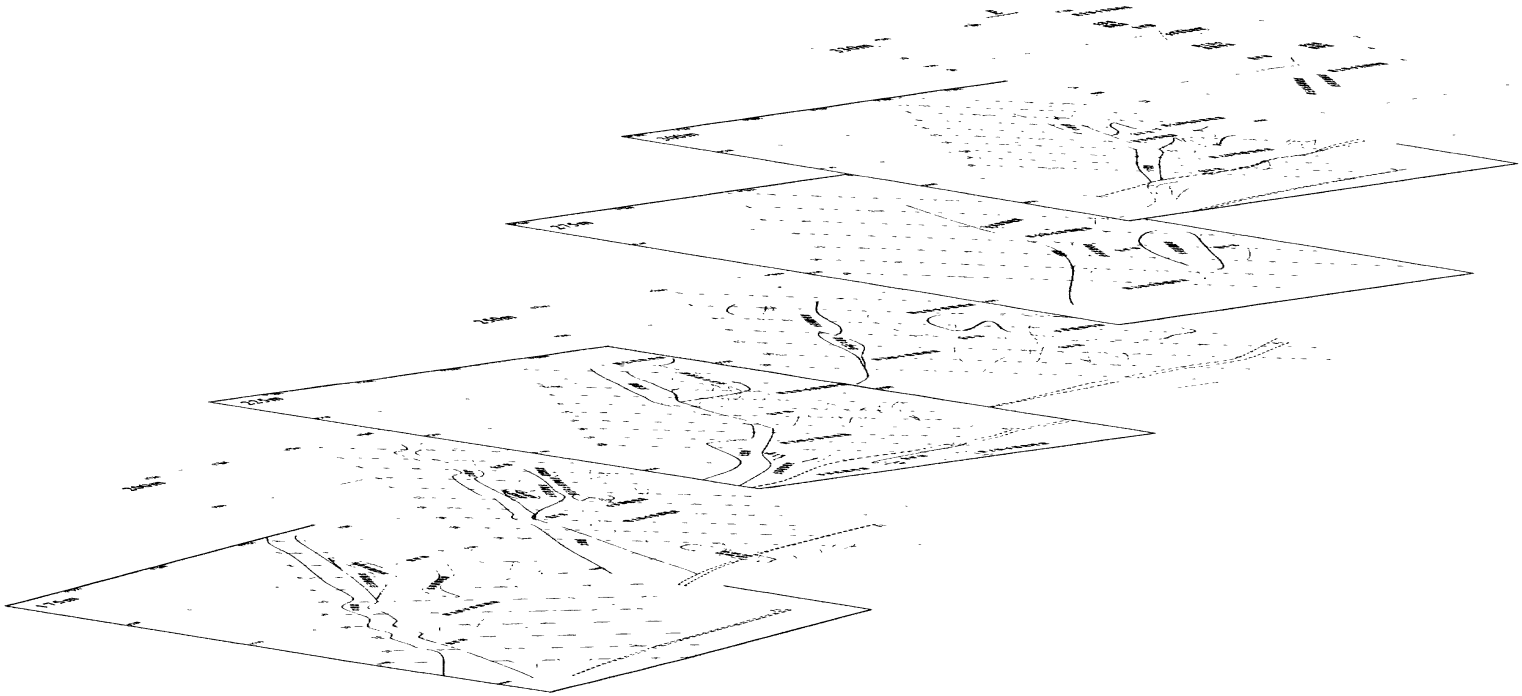


图 3.17 排山楼金矿床联合中段地质略图
Fig. 3.17 Geological sketch map of the the 175-330m level in Paishanlou gold deposit

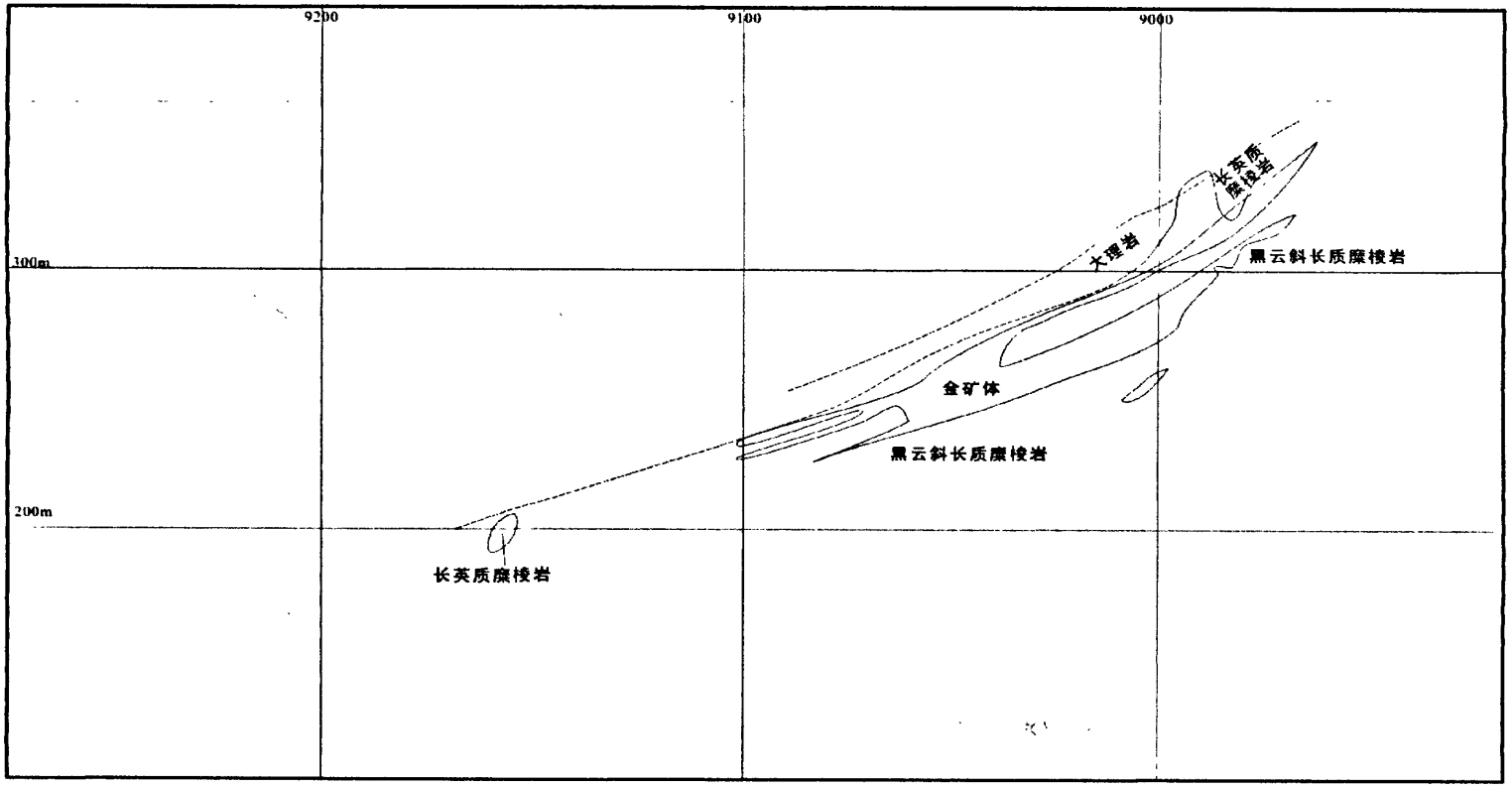


图 3.18 排山楼金矿床 16 线剖面地质略图

Fig. 3.18 Geological sketch map of the 16 section in Paishanlou gold deposit

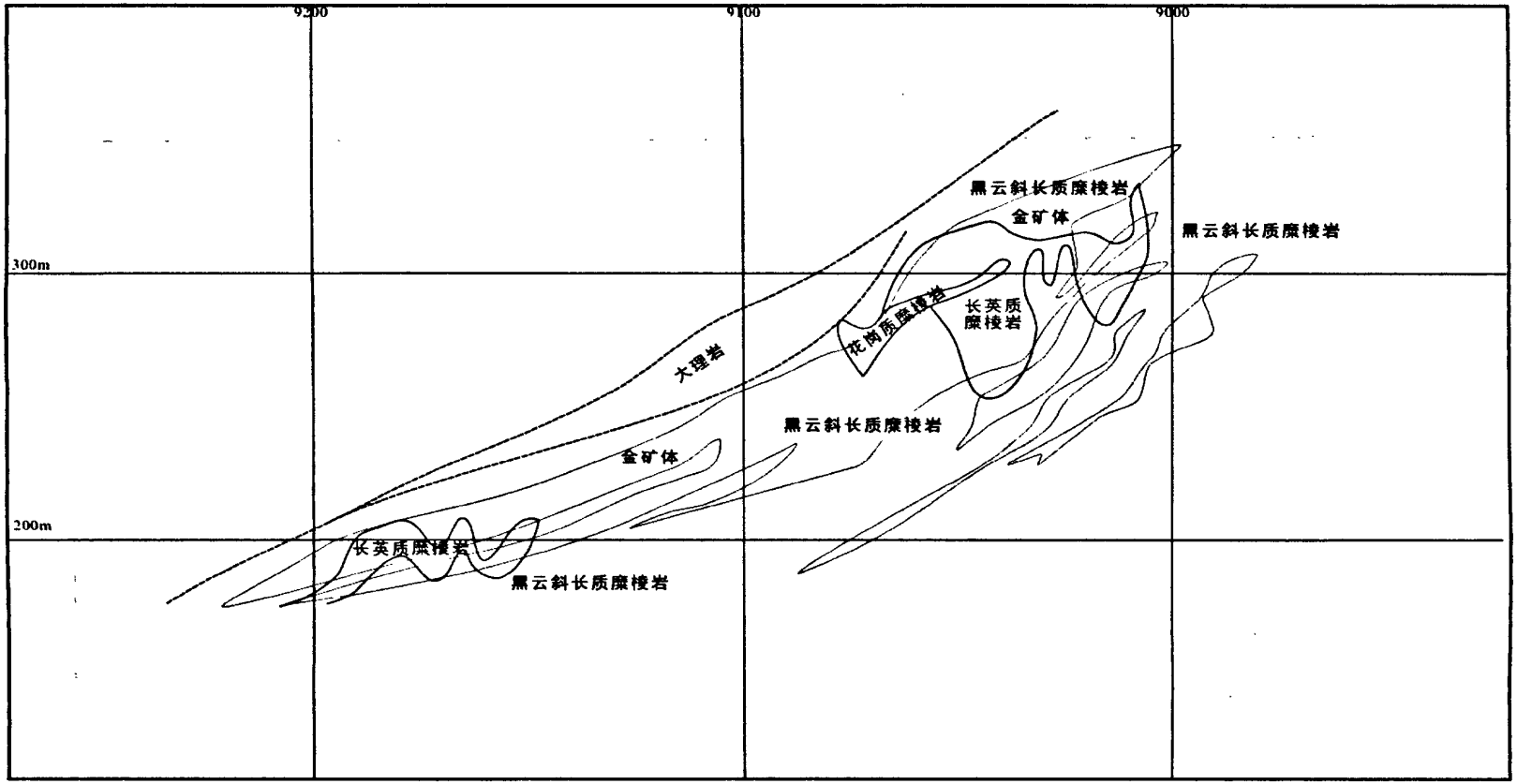


图 3.19 排山楼金矿床 10 线剖面地质略图

Fig. 3.19 Geological sketch map of the 10 section in Paishanlou gold deposit

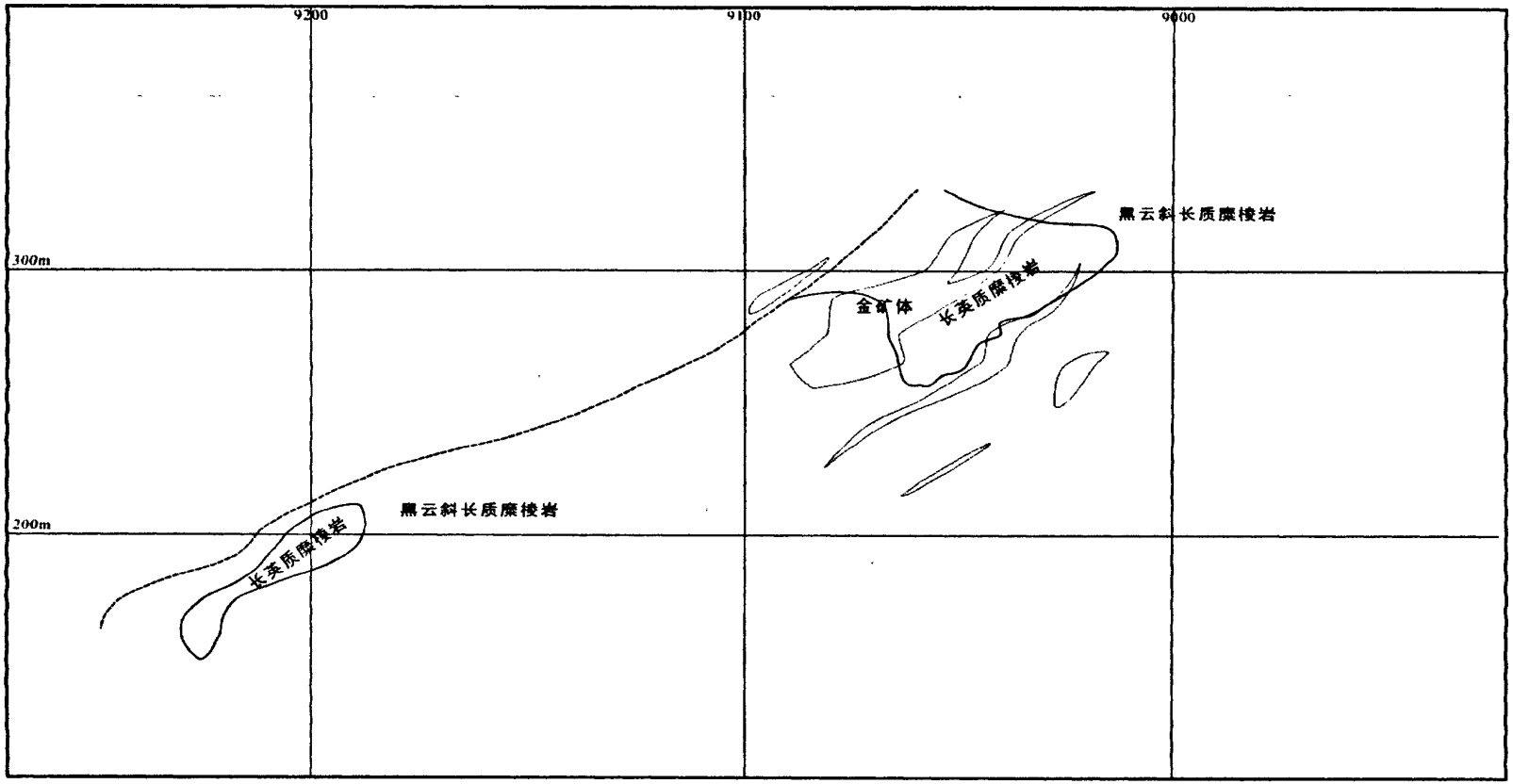


图 3.20 排山楼金矿床 8 线剖面地质略图

Fig. 3.20 Geological sketch map of the 8 section in Paishanlou gold deposit

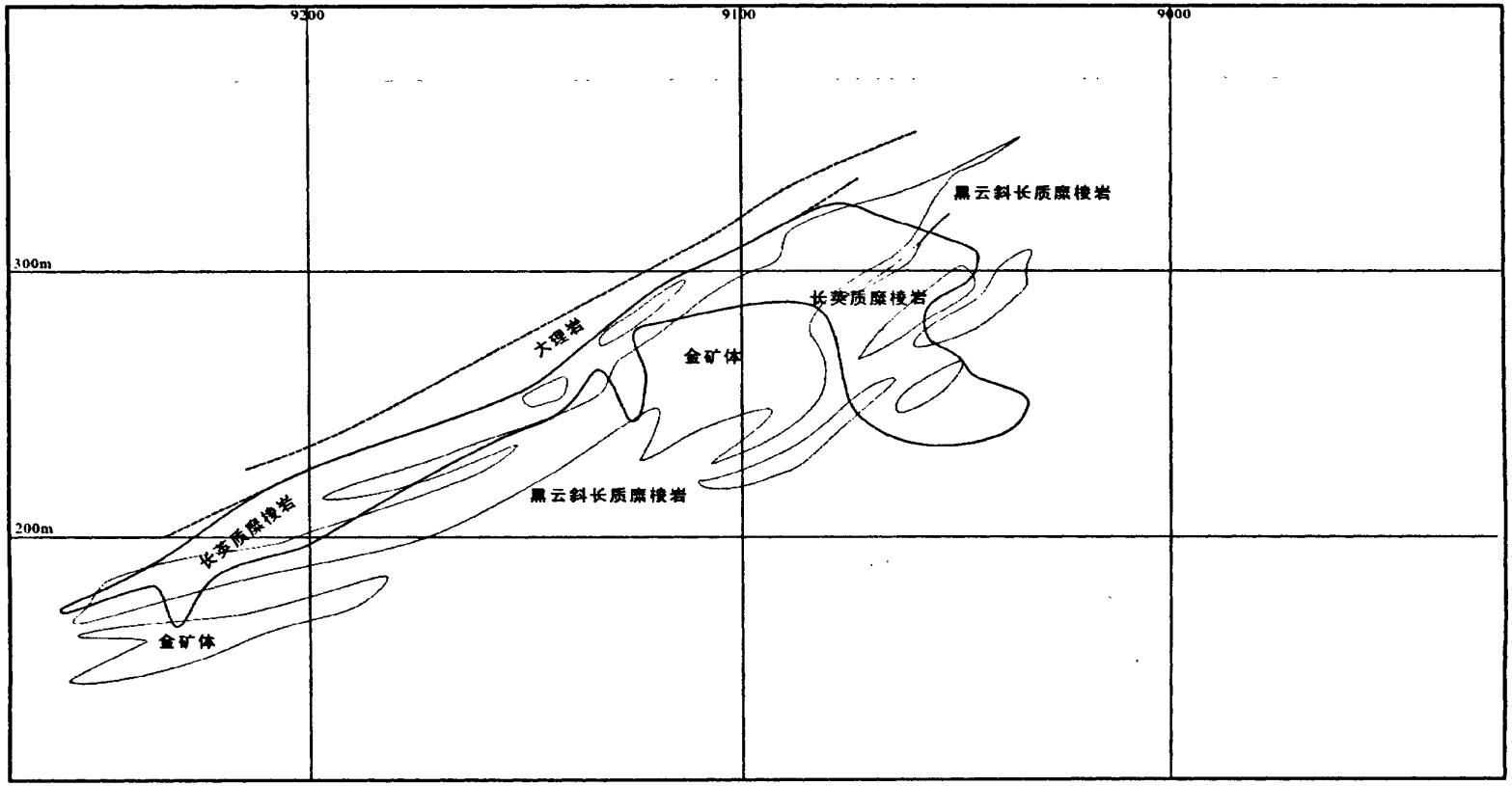


图 3.21　排山楼金矿床 6 线剖面地质略图

Fig. 3.21　Geological sketch map of the 6 section in Paishanlou gold deposit

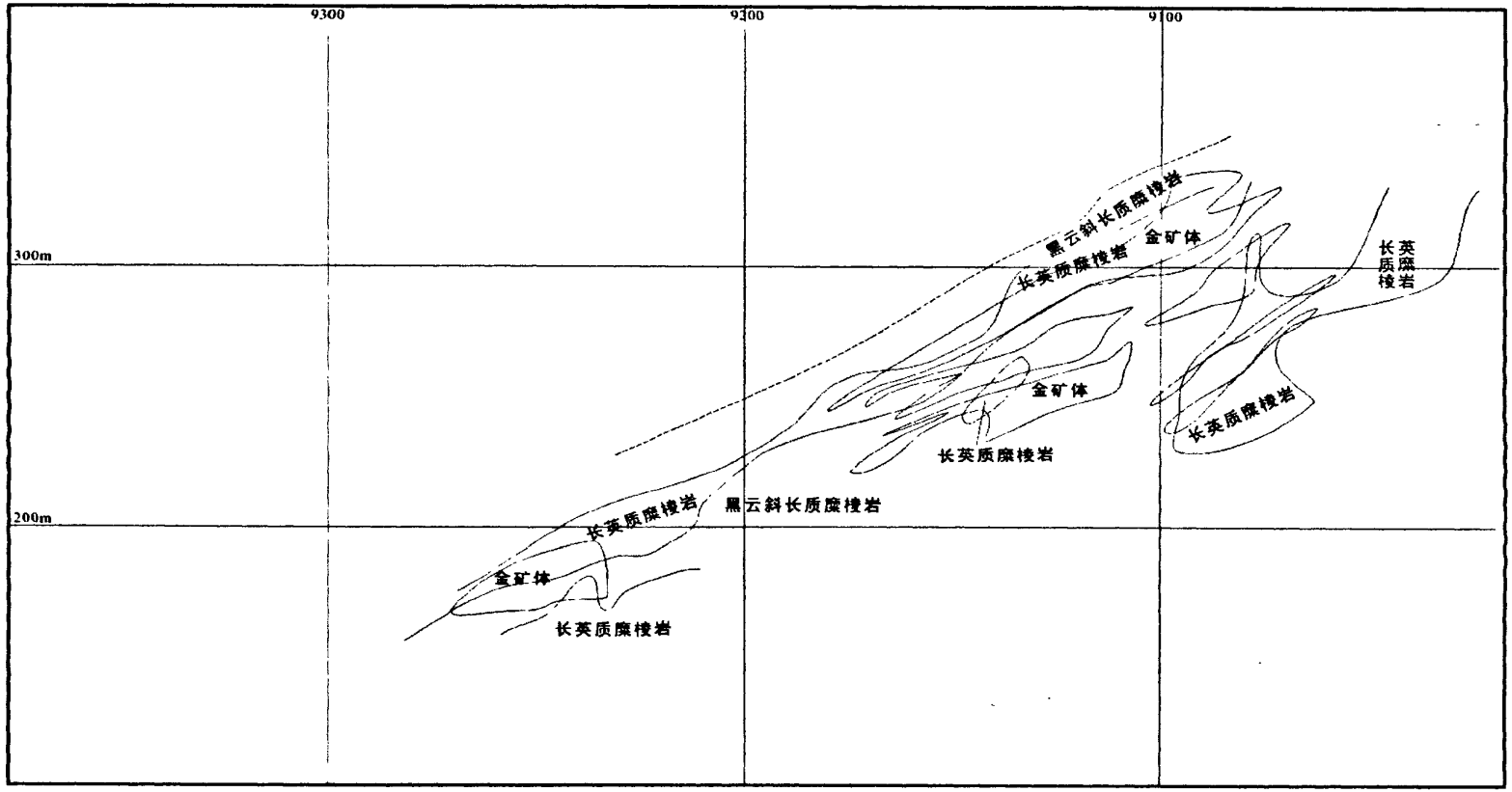


图 3.22 排山楼金矿床 4 线剖面地质略图

Fig. 3.22 Geological sketch map of the 4 section in Paishanlou gold deposit

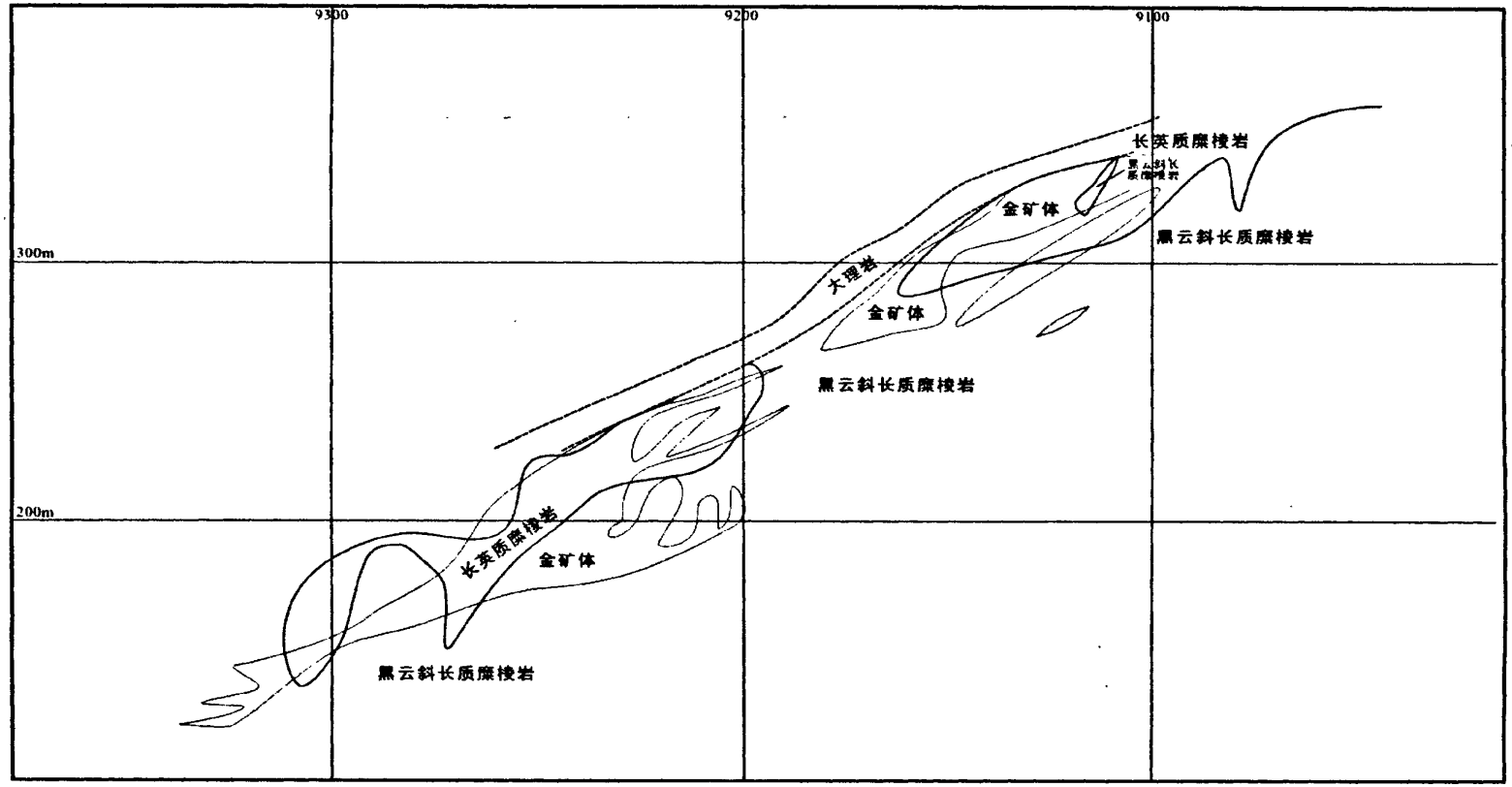


图 3.23 排山楼金矿床 Z 线剖面地质略图

Fig. 3.23 Geological sketch map of the Z section in Paishanlou gold deposit

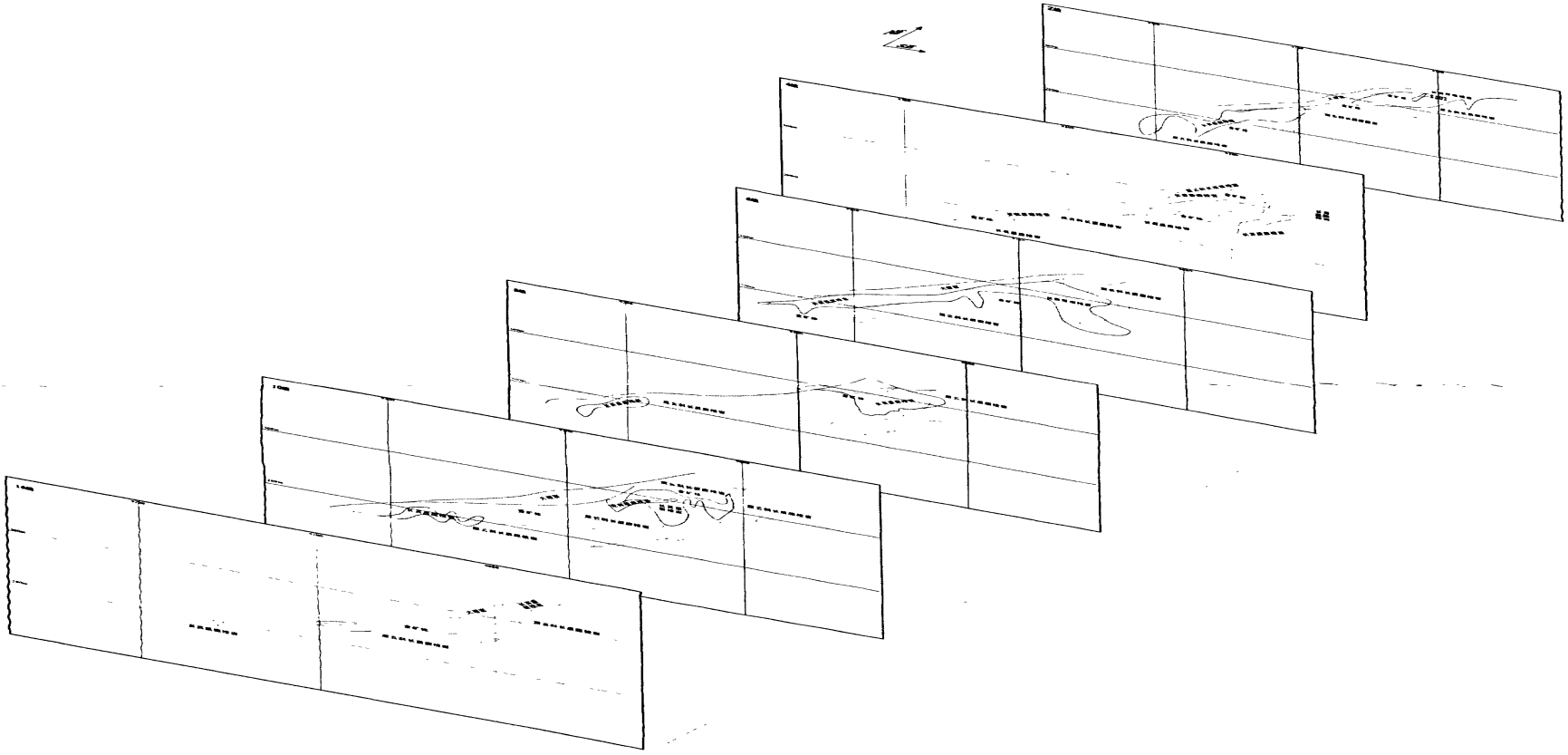


图 3.24 排山楼金矿床联合剖面地质略图
Fig. 3-.24 Geological sketch map of the Z-16 section in Paishanlou gold deposit

上述矿体在平面和剖面上的分布特征显示，排山楼金矿床的主要矿体均产出于黑云斜长质糜棱岩和部分长英质糜棱岩中，矿体总体上呈脉状（或似层状）和透镜状，走向北东，倾向北西，倾角中等，向南西侧伏。在走向上存在尖灭再现，在倾向上存在分支复合，由上向下存在多层矿体。总体上表现为热液脉状矿床的特征。

3.2.2 矿石特征

3.2.2.1 矿石类型

排山楼金矿床的矿石有原生矿石和地表氧化矿石，主要为原生矿石。原生矿按矿物成分等基本特征可将原生矿石分为蚀变黑云斜长质糜棱岩型（通常称之为黑矿）和蚀变长英质糜棱岩型（通常称之为白矿）等2种矿石自然类型，其中以蚀变黑云斜长质糜棱岩型更为重要，占矿石总量的47.44%。

矿床氧化带不发育，氧化深度一般5m～15m，平均10m左右。氧化矿石呈黄褐色，疏松块状、碎块状，褐铁矿沿糜棱面理不规则分布，有的褐铁矿中见黄铁矿残留。矿石工业类型属贫硫化物糜棱岩型金矿石。

黑云斜长质糜棱岩型和长英质糜棱岩型矿石主要差别在于矿物组成不同，其结构和构造极为相似（表3.7）。

表3.7　排山楼金矿原生矿石特征

Table 3.7　Characters of original ore in Paishanlou gold deposit

矿石类型	主要特征
蚀变黑云斜长糜棱岩型（黑矿）	矿石呈深灰色、灰色，总体上为半自形和他形粒状结构，细脉浸染状构造。矿石由糜棱岩残斑和细粒化基质组成。残斑成分主要有斜长石、黑云母，含量为20%～35%。细粒化基质约占65%～80%，主要有斜长石，含量少量黑云母、石英等，偶见金红石、磷灰石等原生矿物及绿帘石等。蚀变矿物多沿糜棱面理分布，黄铁矿多呈浸染状－细脉状。主要分布于T1和T4矿体深部。占矿石总量的47.44%。
蚀变长英质糜棱岩型（白矿）	矿石浅灰白色、黄白色，总体上为半自形和他形粒状结构，细脉浸染状构造。矿石由糜棱岩残斑和细粒化基质组成。残斑成分为长石、石英，含量15%～20%，粒度0.2m～3mm，石英呈塑性变形的长条状，长石多表现为塑性变形和波状消光。细粒化基质成分以石英为主，少量斜长石，偶见黑云母、金红石等。粒度在0.01mm～0.1mm,一般变质变形程度越高，细粒化基质越多，残斑含量越少。白云石、铁白云石、绢云母、绿泥石、黄铁矿等蚀变矿物多沿糜棱面理不均匀分布。主要分布于T1矿体浅部。

3.2.2.2 矿石结构、构造

矿石以半自形和它形粒状结构为主。少量矿物具压碎、碎裂结构、交代残留

与假象结构，偶见包含结构、镶边结构、乳滴状结构等。

矿石构造以细脉浸染状为主，其次为条带、条纹状构造等。

1）矿石结构

（1）它形、半自形粒状结构：黄铁矿呈它形、半自形粒状不均匀分布，是黄铁矿最常见的结构。

（2）它形粒状结构：为自然金、黄铜矿、磁黄铁矿、钛铁矿等金属矿物常见的结构。

（3）压碎、碎裂结构：在个别黄铁矿晶体中见之，表现为矿物破碎、晶形或双晶弯曲、波状消光等。

（4）交代残留与假像结构：氧化矿石中黄铁矿被褐铁矿交代，在核部有黄铁矿残留。若全部被褐铁矿交代则呈黄铁矿假像。

（5） 包含结构：在较大的黄铁矿颗粒中常见含有浑园状的自然金、黄铜矿、磁黄铁矿，在黄铜矿中又包裹自然金。

（6）镶边结构：在钛铁矿周围常见有榍石边。氧化矿石中黄铁矿周围见有褐铁矿氧化边。

（7）乳滴状结构：在黄铁矿和闪锌矿中常见黄铜矿呈乳滴状密集分布。

2）矿石构造

（1）浸染状构造：黄铁矿等金属硫化物呈染状分布在矿石中，依其数量和分布疏密程度，分为不均匀稀疏浸染状和均匀稠密浸染状构造。

（2）细脉状、条纹状构造：黄铁矿沿糜棱面理呈细脉状和条纹状分布。

（3）条带状构造：矿石中绿泥石、铁白云石呈条带状分布。矿石的构造除具细脉浸染状构造外，还有条带状、条纹状等构造等。

上述矿石结构、构造特征显示出矿化原岩为构造岩和热液矿床的基本特点。

3.2.2.3 矿石物质组成

（1）矿物组成

矿石中矿物成分随矿石自然类型种类的不同而有所差异，主要是脉石矿物组成随其矿化原岩的矿物组成变化而变化。蚀变长英质糜棱岩型矿石脉石矿物成分以石英、长石为主，含量占 70%～80%，白云石等碳酸盐矿物含量占 15%，黑云母、钾长石、绢云母、绿泥石等少量；蚀变黑云斜长糜棱岩型矿石脉石成分以斜长石、石英、黑云母为主，斜长石、石英含量 70%～80%，黑云母、绿泥石、钾长石、绢云母占 10%±，白云石等碳酸盐矿物占 10%～15%。两类矿石中还有相同的脉石矿物，主要有角闪石、透闪石、阳起石、石榴石、金红石、绿帘石、磷灰石、榍石、白钛矿、褐帘石等。

矿石矿物成分主要为自然金和黄铁矿，次有黄铜矿、磁黄铁矿、钛铁矿、磁铁矿、少量方铅矿、闪锌矿、毒砂、白铁矿、辉铜矿等，其量占矿物总量的 5%

左右。其中黄铁矿占金属硫化物矿物总量的95%左右。

两类原生矿石中的矿石矿物趋于一致，其矿物成分差别主要表现在脉石矿物成分方面。显然，两类原生矿石是同一成矿过程作用于不同类型岩石所形成的矿石。

由于金属矿物几乎是在同一成矿阶段内晶出，所以，出现矿石矿物间的相互穿插、包裹等现象。总的看来，黄铁矿可分为两个世代。第一世代黄铁矿多呈半自形或他形粒状，粒径0.05～0.1mm，沿糜棱面理呈浸染状分布，是金的主要载体矿物。与其同时或稍晚生成的黄铜矿、磁黄铁矿等呈他形粒状，粒径为0.03～0.05mm。常见黄铜矿、磁黄铁矿、黄铁矿、自然金连生，黄铁矿包裹自然金、磁黄铁矿，黄铜矿包裹自然金或黄铜矿被包裹在黄铁矿和闪锌矿中呈乳滴状嵌布。第二世代黄铁矿呈自形、半自形粒状，粒径多大于0.5mm，多呈脉状斜切糜棱面理，系后期产物。

（2）矿石化学成分

矿石中有益组分为Au、Ag、Cu、Pb、Zn、S等，除Au为主要利用组分外，其余均含量甚低（表3.8），无综合利用价值，故矿石为单金型矿石。其有害组分为Hg、Sb、As等，含量甚微，对矿石选、冶影响不大。不同类型矿石化学成分差异不明显，相对而言，蚀变长英质糜棱岩型矿石略富SiO_2、贫TFe，蚀变黑云斜长糜棱岩型矿石略富TFe，贫SiO_2。

表3.8　排山楼金矿床矿石化学成分

Table 3.8　Chemical composition of ore in Paishanlou gold deposit

矿石类型	化学成分(%)										
	SiO_2	Al_2O_3	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	Fe_2O_3	TiO	P_2O_5	CO_2或Los	MnO
黑云斜长质糜棱岩型	55.47	13.48	4.13	3.51	4.98	4.90	9.54	0.79	0.34	3.75	0.12
长英质糜棱岩型	58.17	14.21	3.11	2.38	4.95	4.79	8.18	0.53	0.29	4.14	0.10

矿石类型	化学成分(%)													
	Pb	Zn	S	Cu	Mo	Hg	Ni	Co	Sn	Ba	Sb	As	Au	Ag
黑云斜长质糜棱岩型	0.008	0.005	1.54	0.021	0.00	0.063					1.80	14.12	2.61	1.10
长英质糜棱岩型	0.008	0.008	2.39	0.01	0.00	0.031	0.01	0.003	0.003	0.10	1.71	29.38	3.58	1.10

注：两类矿石各为3个样品平均值；Au、Ag、As、Sb、Hg为10^{-6}。

3.2.2.4 金矿物特征及其赋存状态

据电子探针分析（表3.9），本区金矿物为自然金（及含银自然金）。其含金为88.36～96.01%，平均94.43%，含银2.36～11.64%，平均4.20%，金银比值Au/Ag≈7.59～22.41，平均为13.16。金的成色为944。

自然金呈粒状、角粒状、麦粒状、尖角粒状、浑圆状、树枝状、港湾状、肠状等形态产出，但以粒状、角粒状为主。其粒度最大为0.052 mm，最小<0.01mm。

其中中粒金（0.037～0.074mm）占 0.82%，细粒金（0.01～0.037mm） 占 18.6%，微粒金（<0.01mm）占 80.58%。可见本矿床自然金以微细粒为主。

表 3.9　排山楼金矿床金矿物电子探针分析结果

Table 3.9 Chemical composition of ore in Paishanlou gold deposit

样号	矿物	Au	Ag	Fe	Zn	Cu	Co	Ni	Total	成色
92L60-3	自然金	92.85	5.66	0.05	0.13	0.27	0.41	0.59	99.96	929
92L60-1	自然金	93.62	3.84	0.57	0.44	0.33	0.01	0.31	99.14	944
92L60-2	自然金	95.92	2.36	0.02	0.53	0.18	0.00	0.21	99.22	967
92L60-4	自然金	96.01	2.65	0.04	0.03	0.10	0.03	0.34	99.2	968
92L60-5	自然金	95.28	3.62	0.05	0.09	0.03	0.13	0.00	99.28	960
15 件样品平均	自然金	92.94	7.06							929

注：15 件平均值据辽宁地矿局第四地质队资料，其它据洛辉，等。

按照金矿物与载金矿物的相互关系，分为晶隙金（粒间金）、裂隙金和包裹金三种赋存状态。其中以晶隙金为主（占金矿物的 89.48%）。主要表现三种形式：产于重结晶微砂糖状石英间、铁白云石粒间和石英与铁白云石粒间（占 82.58%）；产于黄铁矿粒间或黄铁矿与其他金属硫化物间（占 4.09%）；产于黄铁矿或其他金属硫化物与脉石矿物粒间（占 2.81%）。裂隙金，多以长条状、角粒状充填在黄铁矿等矿物裂隙中，其量占 6.35%。包裹金（占 4.17%），一般呈浑园状、不规则粒状、角粒状被黄铁矿包裹，偶有被黄铜矿包裹后又被黄铁矿包裹。

此外，通过对黄铁矿、黄铜矿、磁铁矿、等进行电子探针分析，表明有一定量的金以超显微金（粒度＜0.02μm〉状态存在。

本章小结：本章系统阐述了排山楼金矿床地质特征。该矿床主要矿体均产出于黑云斜长质糜棱岩和长英质糜棱岩中，矿体与围岩之间呈渐变过渡关系。矿化带受近东西向韧性剪切带控制，产状与糜棱岩带基本一致，总体走向近东西（北东东向），倾向北北西，倾角中等，由西向东走向从北东东向转为北东向；单个矿体呈脉状（或似层状）或透镜状，其中矿区东侧矿体走向多为 NE 向，矿区西侧矿体走向多为 EW 向，倾向北西或北北西，倾角中等，总体向南西侧伏。在走向上存在尖灭再现，在倾向上存在分支复合，由上向下存在多层矿体。

金矿石主要为蚀变黑云斜长质糜棱岩型（通常称之为黑矿）和蚀变长英质糜棱岩型（通常称之为白矿）两类，其中以蚀变黑云斜长质糜棱岩型更为重要，两类矿石的结构、构造以及矿石矿物基本一致，不同之处在于由于原岩成分差异而阐述的脉石矿物组合不同。矿石中主要有用矿物为自然金，自然金的成色高，以微细粒为主。自然金赋存状态以晶隙金为主，也有裂隙金和包裹金。载金矿物主要岩糜棱面理产出的它形粒状黄铁矿，晶隙金主要产出于重结晶微砂糖状石英间、铁白云石粒间和石英与铁白云石粒间（占 82.58%）；产于黄铁矿粒间或黄铁矿与其他金属硫化物间（占 4.09%）；产于黄铁矿或其他金属硫化物与脉石矿物粒间（占 2.81%）。

第4章　围岩蚀变特征

排山楼金矿床围岩蚀变较为复杂，蚀变类型较多且在空间上叠加，但总体上可划分出绿泥石化蚀变带、碳酸盐化蚀变带、钾长石化蚀变带和黄铁矿－绢云母化－硅化蚀变带。其中，钾长石化蚀变带是本次研究工作新确定出的蚀变带，金矿化主要与黄铁矿－绢云母化－硅化及钾长石化相关。

4.1 围岩蚀变类型

排山楼金矿床矿体围岩主要为糜棱岩，近矿围岩遭受了强烈蚀变。前人已经辨识出近矿围岩蚀变主要有绿泥石化、绿帘石化、阳起石化、黑云母化、白云石化、铁白云石化、绢云母化、硅化、黄铁矿化等。

本次工作在分析前人资料的基础上，通过井下观察和室内样品分析，确定了近矿围岩发育钾长石化，并大致圈定了其蚀变范围，发现金矿化与钾长石化具有密切关系。

钾长石化主要发育在在矿体两侧及矿体中，在糜棱岩的基质中蚀变强烈。蚀变形成的钾长石沿脆性裂隙产出，多呈不规则脉状分布（图4.1），与黄铁矿化、黄铜矿化及硅化关系密切，明显切割糜棱面理。钾长石化蚀变呈肉红色，钾长石矿物颗粒细微，肉眼分辨困难，经探针分析和计算（表4.1），该矿物为钾长石。

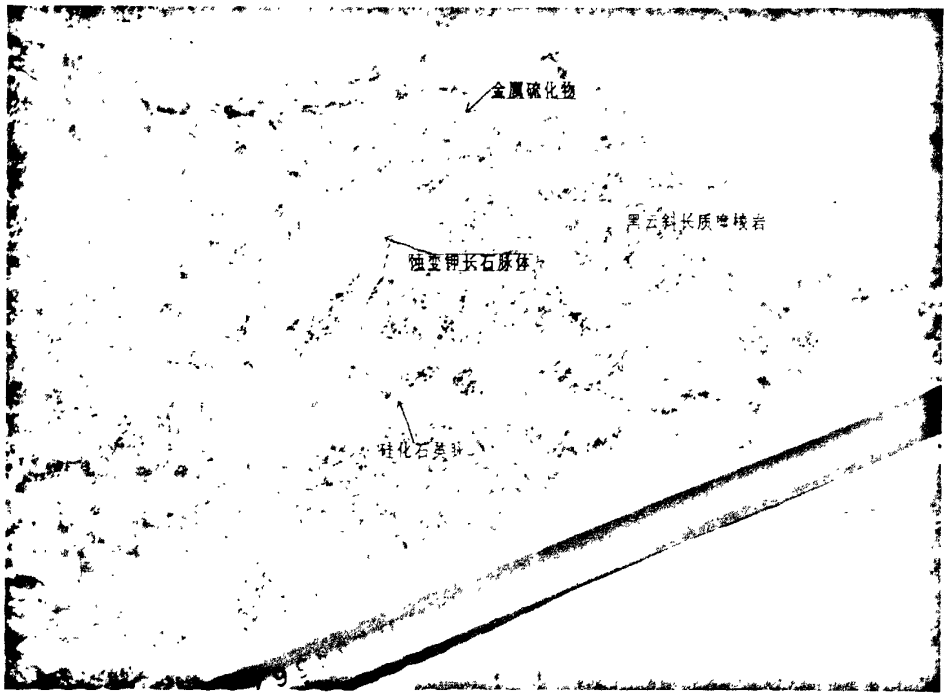


图4.1　钾长石化蚀变

Fig. 4.1 The map showing K-feldspar alteration zone in Paishanlou gold deposit

表4.1　蚀变形成钾长石电子探针分析结果（%）

Table 4.1 K-feldspar composition on microprobe analytical data（%）

样号	产状	Na_2O	MgO	Al_2O_3	SiO_2	K_2O	CaO	TiO_2
D-17	蚀变黑云斜长质糜棱岩中钾长石细脉	0.64	0.26	18.26	63.80	14.16	0.30	0.04
		0.57	0.13	18.47	64.30	14.34	0.14	0.15
D-15	蚀变长英质糜棱岩中钾长石细脉	0.52	0.22	18.40	64.19	14.22	0.21	0.00
		1.08	0.25	17.79	64.36	14.49	0.65	0.24
		0.67	0.35	17.99	63.05	13.55	1.50	0.00
		1.32	0.45	17.50	63.74	13.71	0.38	0.00
样号	**产状**	**Cr_2O_3**	**MnO**	**FeO**	**BaO**	**PbO**	**Total**	
D-17	蚀变黑云斜长质糜棱岩中钾长石细脉	0.17	0.02	0.03	0.36	0.00	98.04	
		0.07	0.02	0.05	0.23	0.14	98.60	
D-15	蚀变长英质糜棱岩中钾长石细脉	0.01	0.02	0.11	0.45	0.04	98.39	
		0.00	0.00	0.14	0.62	0.07	99.68	
		0.00	0.06	1.02	0.76	0.04	98.99	
		0.15	0.00	0.09	1.19	0.00	98.53	

4.2 围岩蚀变分带

矿区内所见围岩蚀变种类虽然较多，但按蚀变矿物组合与矿化关系，可分出四个蚀变带，蚀变带在平面上（图4.2）、剖面上（图4.3）具有相似性，即以矿体为中心大体上呈对称发育，即钾长石化带→黄铁矿－绢云母－硅化带→碳酸盐化带→绿泥石化。

绿泥石化蚀变带：主要由绿色黑云母、绿泥石、绿帘石、阳起石等绿色矿物

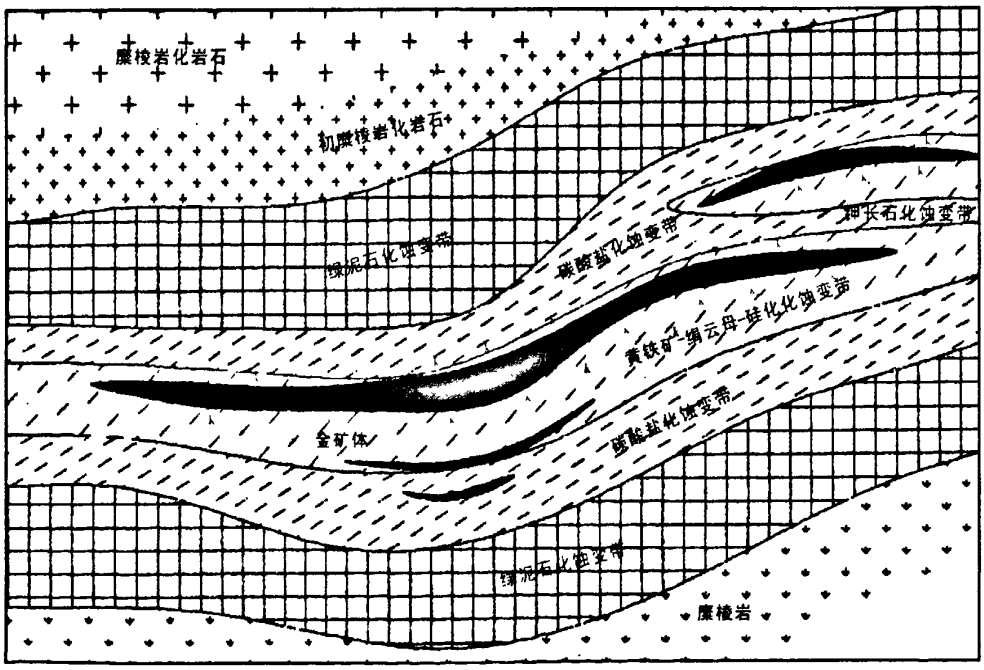


图4.2　排山楼金矿床围岩蚀变在平面上分带示意图

Fig. 4.2 Sketch map showing wall-rock alteration horizontal zone in Paishanlou gold deposit

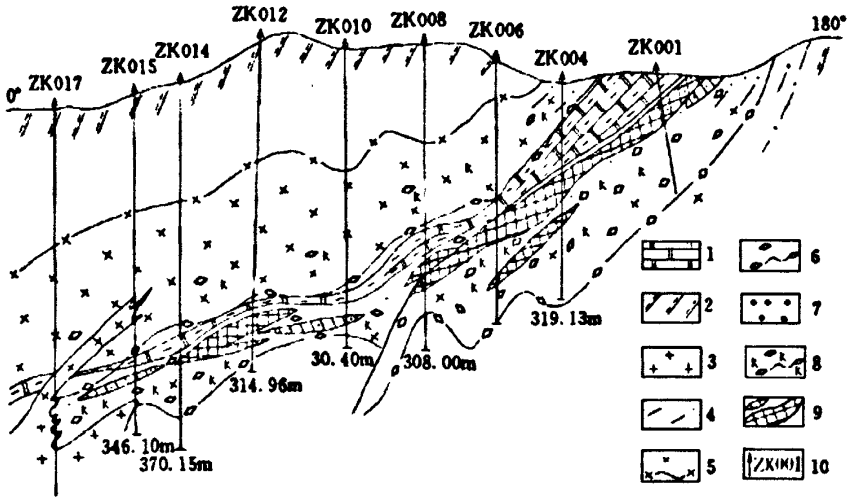


图4.3　排山楼金矿床围岩蚀变在剖面上分带略图

Fig. 4.3 Sketch map showing wall-rock alteration vertical zonein Paishanlou gold deposit

1-太古宙白云质大理岩；2-太古宙变质火山岩；3-燕山期花岗岩；4-太古宙变质深成岩；5-绿泥石化带；6-碳酸盐化带；7-黄铁矿-绢云母化带；8-钾长石化带；9-金矿体；10-钻孔

组合构成。蚀变矿物多沿糜棱面理呈浸染状分布，多为退变质产物。该带长约3000m、宽250～480m，总体上呈面型蚀变，分布在蚀变带的最外层，金矿化微弱。

碳酸盐化蚀变带：主要由白云石、铁白云石等矿物组成。多呈浸染状沿糜棱面理分布，表现为粒状、云朵状的白云石、铁白云石弥散在长英质矿物或其他矿物粒间，以及交代重结晶的微糖粒状石英、云母等矿物。铁白云石含量从边部往中心，从3～5%渐增为30%，局部可达50%．此带分布在绿绿泥石化带内，长约1500m，宽100～200m。与金矿化关系密切。

黄铁矿－绢云母化－硅化蚀变带：此带以他形细粒黄铁矿和绢云母等矿物的相对富集为特征。蚀变矿物除绢云母、白云母、他形细粒黄铁矿外，还有铁白云石、白云石、绿泥石、绿帘石、绿色黑云母及少量半自形粗粒黄铁矿等。表现为细粒黄铁矿、绢云母等交代绿泥石、铁白云石、白云石、绿色黑云母及基质等，呈浸染状及叶片状沿糜棱面理分布，他形细粒黄铁矿含量为2～20%。硅化主要表现为沿沿糜棱面理发育的石英－黄铁矿细脉。此带分布（叠加）在碳酸盐化蚀变带中部，长大于1000m，宽20～80m。此带为蚀变强烈带，也是金矿化有利部位，主要金矿体即赋存其中，是极为重要的找矿标志。

钾长石化蚀变带：叠加在黄铁矿－绢云母化－硅化蚀变带上，钾长石化蚀变体呈肉红色，颗粒细微，肉眼分辨困难。镜下鉴定蚀变矿物为微斜长石。微斜长石与黄铁矿化、黄铜矿化及硅化关系密切。通过井下坑道内的观测，钾长石多呈

不规则细脉状分布。钾长石化蚀变带的发育范围不大，主要见于长英质糜棱岩中，呈微晶或者隐晶质集合体产出，集合体的形态呈不规则状或者云朵状，在矿体内部和矿体的上下盘常见。

由上述可以看出，围岩蚀变具有较为明显的分带性，由远矿体至近矿依次出现了绿泥石化带→碳酸盐化带→黄铁矿－绢云母－硅化带→钾长石化带，这 4 个蚀变带在空间上相互重叠，从外向内显示出蚀变逐渐增强，金矿化强度逐渐增高。

通过井下观测和不同中段，特别是不同剖面的对比研究，发现钾长石化蚀变带发育的宽度与金矿体厚度呈明显正相关（图 4.4），表明金矿化与钾长石化有着密切关系，钾长石化显然是重要的找矿标志。

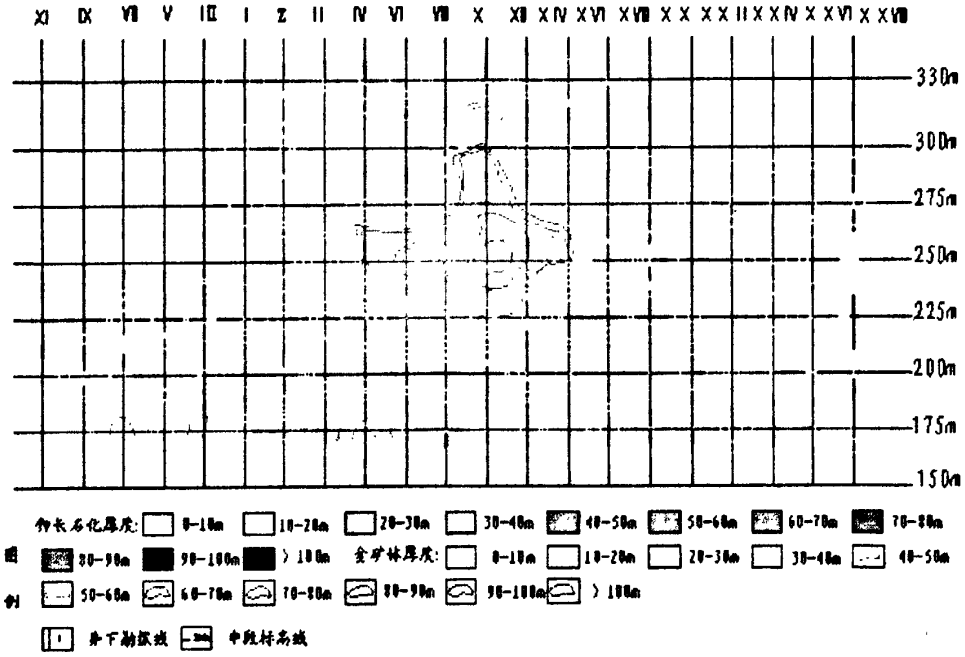


图 4.4　排山楼金矿床 11～28 线钾长石化宽度与金矿体厚度纵投影示意图图

Fig. 4.4 Sketch map showing width of the K-feldspar alteration zone and the thickness of ore body at 11-28 sectionin Paishanlou gold deposit

排山楼金矿床的蚀变与矿化之间的明显分带性，反映了引起蚀变作用与矿化作用的物质源于阶段性上升的成矿流体，即蚀变作用与矿化作用在时空上既存在一定间隔，又显现出密切的复杂关系。这种复杂的时空关系是不同的期次蚀变作用的不均匀性叠加的反映。

4.3 围岩蚀变与金矿化关系

为了进一步了解围岩蚀变特征及其与金矿化的关系，本次工作利用矿山开采

坑道，在井下不同中段采集了新鲜蚀变岩和少量原岩及矿石样品，分析了岩石化学成分（表4.2）与成矿关系密切的微量元素含量（表4.3）及稀土元素（表4.4）。

围岩蚀变作用由边部向中心呈现出由弱到强，Fe、CO_2、S、K、Na、Au等组分含量增加，表明矿化强度与黄铁矿化、黄铁矿－绢云母－硅化、钾化等蚀变具正相关，尤其是与黄铁矿－绢云母－硅化的关系更为密切。

从远矿无蚀变的围岩，经近矿的弱蚀变带到强蚀变带至矿化，常量元素具有明显变化规律。一般认为，即无蚀变的围岩的组成代表了各个蚀变带的原岩组成，各个蚀变带的蚀变岩石化学成分是原岩组分的残留部分和流体带入成分，即各个蚀变带中的化学组成超过原岩组成的组分应该是新加入的，源于成矿流体带入的组分，而减少的组分是被带出的组分。

从岩石化学分析结果看，近矿蚀变带的SiO_2和K_2O含量较之远矿蚀变带或原岩显著增高，且变化较大，而CaO、MgO、Al_2O_3、Na_2O、Fe_2O_3、FeO含量则明显下降，这显然是矿体和近矿围岩中强烈的钾化、硅化、绢云母化所致。

在各类岩（矿）石中S含量变化甚微，这可能是由于黄铁矿化贯穿于各矿化蚀变阶段，各类黄铁矿呈浸染状－细脉状散布于各类岩石中所致。

此外，赋矿部位的氧化物含量变化范围大，显示出蚀变强度的不均匀性特征，同时也是原岩岩性差别的响应，反映了所谓的“带入”与“带出”组分的不均匀性，特别是钾化和硅化的发育极不均一。造成这种不均匀性的原因很可能是原岩中裂隙分布和张开的幅度的不均匀，以及部分源于成矿流体中的二氧化硅的充填，形成微细的石英脉所致。成矿元素与成矿流体组成的物质的显著增加（CO_2-S-H_2O-FeO）显示出矿化存在的信息及其对应的标志，这些物质含量的变化极大又表征了矿化的不均匀性。从远矿蚀变带→近矿蚀变带→矿化强蚀变带明显增加的氧化物是SiO_2、K_2O、CO_2、S、TiO_2总体显示增加趋势，表征了靠近矿化体硅化、绢云母化和碳酸盐化增强及略显示出蚀变的分带性，即近矿蚀变带以绢云母化为主，硅化次之，强烈蚀变带以硅化和碳酸盐化为主，绢云母化次之的特点。从远矿蚀变带→近矿蚀变带→矿化强蚀变带显著减少的元素和氧化物的有Na_2O、Al_2O_3、Fe_2O_3、MgO，次之的是FeO，显示出酸性流体交代的过程。载金矿物和自然金多聚集在糜棱叶理间，其分布状态受到显微变形结构构造控制，而钾长石化蚀变明显切割糜棱叶理，使糜棱叶理模糊不清，说明钾长石化蚀变的发生晚于韧性剪切期，并且与金的富集矿化在时空上存在密切联系。从蚀变带分布与矿化分布的关系来看，钾长石化蚀变带的分布范围与矿化总体范围一致。钾长石化较强的部位，矿化也较强，矿石品位高。由此可见，钾长石化可以作为本区金矿化的一个理想标志，圈定钾长石化蚀变带对于确定矿化带的分布，进行深、边部找矿具有重要意义。

表4.2　近矿围岩化学成分及化学参数（%）

Table 4.2　Chemical composition of wall-rock in Paishanlou gold deposit（%）

样号	岩（矿）石	Na_2O	MgO	Al_2O_3	SiO_2	P_2O_5	K_2O	CaO	TiO_2	MnO	Fe_2O_3	FeO	H_2O^+	CO_2	LOI
R5-24	黑云斜长质糜棱岩	3.71	3.09	15.17	64.05	0.21	4.44	2.45	0.52	0.06	1.45	3.86	0.94	0.18	0.56
R5-09	钾长石化黑云斜长质糜棱岩	2.74	5.07	13.42	52.42	0.26	5.85	8.72	0.46	0.19	2.70	3.31	1.30	2.86	3.71
Z-8	蚀变黑云斜长质糜棱岩	0.60	6.41	12.05	43.04	0.02	9.50	11.70	0.77	0.16	2.80	2.28	1.36	8.34	9.54
R5-03	长英质糜棱岩	4.67	3.06	13.59	57.24	0.18	3.73	2.84	0.62	0.08	1.62	4.08	1.08	6.75	7.24
1-2	蚀变长英质糜棱岩	3.32	2.40	13.00	63.55	0.08	3.33	3.64	0.30	0.07	1.25	2.41	1.04	5.88	6.34
D38	蚀变花岗质糜棱岩	2.72	2.48	12.89	48.37	0.41	4.88	2.97	0.50	0.05	14.38	1.37	0.94	3.35	8.20
D-57	钾长石化矿化超糜棱岩	2.50	2.61	13.91	59.10	0.14	5.37	2.20	0.47	0.05	7.70	0.61	0.53	1.40	4.62
L6-9	黑云母化碳酸盐化硅质糜棱岩	6.13	1.96	13.58	67.76	0.10	1.40	3.18	0.23	0.04	0.18	0.92	1.06	3.60	4.60
H5-5	蚀变长英质糜棱岩	5.00	5.69	13.12	56.52	0.01	3.35	7.73	0.22	0.14	1.65	1.22	0.94	3.77	4.45
L6-5	白岗岩	4.11	1.16	14.57	68.75	0.16	4.29	1.94	0.39	0.04	2.16	0.59	0.98	0.26	0.87
L6-1	花岗细晶岩	4.51	0.14	13.16	75.48	0.01	4.20	1.23	0.05	0.01	0.10	0.57	0.30	0.35	0.58
L6-8	二长花岗岩	4.44	0.42	14.08	72.02	0.06	4.68	1.25	0.18	0.02	0.50	0.77	0.28	1.05	1.23
L6-7	黑云母花岗岩	4.29	0.76	14.14	72.12	0.10	4.02	1.45	0.26	0.03	0.40	1.31	0.46	0.47	0.60
R5-31	黑云母花岗岩	4.49	1.27	15.35	67.66	0.16	4.02	2.45	0.43	0.05	0.65	2.01	0.40	0.82	0.76
L6-3	含硫化物石英脉	0.16	0.57	1.82	70.40	0.01	0.06	0.38	0.03	0.01	16.18	0.59	0.64	0.35	8.78
L4-1	黑云母化大理岩	0.05	17.62	3.62	13.58	0.02	2.08	26.31	0.09	0.44	0.07	3.75	2.02	30.8	32.26

样号	岩（矿）石	K_2O/Na_2O	CaO/MgO	$(CaO+MgO)/2+CO_2$	$K_2O/CaO+MgO+CO_2$	$N_2O/CaO+MgO+CO_2$	$SiO_2/CaO+MgO+CO_2$	SiO_2/Na_2O+K_2O	Au $\times10^{-6}$
R5-24	黑云斜长质糜棱岩	1.20	0.79	2.95	1.51	1.26	21.71	7.86	0.016
R5-09	钾长石化黑云斜长质糜棱岩	2.14	1.72	9.76	0.60	0.28	5.37	6.10	0.34
Z-8	蚀变黑云斜长质糜棱岩	15.83	1.83	17.40	0.55	0.03	2.47	4.26	0.19
R5-03	长英质糜棱岩	0.80	0.93	9.70	0.38	0.48	5.90	6.81	0.40
1-2	蚀变长英质糜棱岩	1.00	1.52	8.90	0.37	0.37	7.14	9.56	0.009
D38	蚀变花岗质糜棱岩	1.79	1.20	6.08	0.80	0.45	7.96	6.36	1.11
D-57	钾长石化矿化超糜棱岩	2.15	0.84	3.81	1.41	0.66	15.53	7.51	3.11
L6-9	黑云母化碳酸盐化硅质糜棱岩	0.23	1.62	6.17	0.23	0.99	10.98	9.00	0.004
H5-5	蚀变长英质糜棱岩	0.67	1.36	10.48	0.32	0.48	5.39	6.77	0.041
L6-5	白岗岩	1.04	1.67	1.81	2.37	2.27	37.98	8.18	0.006
L6-1	花岗细晶岩	0.93	8.79	1.04	4.06	4.36	72.93	8.67	0.018
L6-8	二长花岗岩	1.05	2.98	1.89	2.48	2.36	38.21	7.90	0.008
L6-7	黑云母花岗岩	0.94	1.91	1.58	2.55	2.72	45.79	8.68	0.029
R5-31	黑云母花岗岩	0.90	1.93	2.68	1.50	1.68	25.25	7.95	0.006
L6-3	含硫化物石英脉	0.38	0.67	0.83	0.073	0.19	85.33	320.00	0.045
L4-1	黑云母化大理岩	41.60	1.49	52.73	0.039	0.001	0.26	0.38	0.396

表 4.3　近矿围岩微量元素分析结果（10^{-6}）

Table 4.3　Some microelement content of wall-rock in Paishanlou gold deposit（10^{-6}）

样号	岩（矿）石	Co	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Mo	Ba	Pb	Bi	As	Sb	Se	Au	Ag
R5-24	黑云斜长质糜棱岩	15.1	46.3	77.1	51.4	135	320	0.50	945	10.1	0.09	3.26	0.70	0.18	0.016	0.097
R5-09	钾长石化黑云斜长质糜棱岩	13.6	72.3	25.8	43.8	122	556	0.39	1325	11.7	0.45	6.91	1.11	0.13	0.34	0.12
Z-8	蚀变黑云斜长质糜棱岩	21.6	67.0	11.1	55.8	107	1156	1.25	1387	4.20	0.90	1.83	0.30	0.34	0.19	0.24
R5-03	长英质糜棱岩	14.5	49.4	55.8	40.2	73.9	287	0.76	972	6.13	0.45	8.03	1.35	0.12	0.40	0.27
1-2	蚀变长英质糜棱岩	6.87	25.7	32.6	22.1	106	367	1.16	625	6.22	0.23	25.7	0.77	0.11	0.077	0.13
D38	蚀变花岗质糜棱岩	26.5	46.9	138	22.4	96.0	419	21.5	1135	7.73	9.41	144	1.65	0.83	1.11	0.61
D-57	钾长石化矿化超糜棱岩	17.2	30.9	10.7	14.6	94.1	329	2.41	1737	6.66	23.6	55.9	1.58	0.52	3.11	0.46
L6-9	黑云母化碳酸盐化硅质糜棱岩	0.54	5.49	4.67	8.40	41.6	295	0.61	307	5.10	0.04	1.99	0.55	<0.01	0.004	0.027
H5-5	蚀变长英质糜棱岩	6.79	11.9	21.8	26.1	43.8	923	0.79	4464	6.14	0.50	2.45	0.66	0.08	0.041	0.18
L6-5	白岗岩	8.16	10.7	7.15	37.8	105	562	0.25	1406	18.9	0.67	2.92	0.50	0.03	0.006	0.043
L6-1	花岗细晶岩	3.86	2.68	7.51	7.90	132	86.7	0.24	79.0	22.8	0.06	1.52	0.37	0.04	0.018	0.017
L6-8	二长花岗岩	1.69	4.64	10.7	11.9	126	208	0.26	890	18.3	0.33	3.95	0.63	0.03	0.008	0.043
L6-7	黑云母花岗岩	2.79	6.85	6.89	20.4	107	406	0.33	825	21.3	0.12	1.15	0.11	0.02	0.029	0.063
R5-31	黑云母花岗岩	5.02	10.9	15.8	37.6	115	656	0.26	1156	20.4	0.12	1.57	0.20	0.04	0.006	0.068
L6-3	含硫化物石英脉	36.8	63.0	13.6	5.40	2.24	48.7	1.12	13	22.5	31.4	20.5	0.52	1.33	0.045	0.58
L4-1	黑云母化大理岩	3.65	16.9	6.25	40.4	39.4	1727	0.35	87	4.12	0.22	0.49	0.06	0.02	0.37	0.27
L4-2	钾长石化硅化大理岩	19.4	61.0	11.2	61.6	89.2	1171	3.82	2640	4.56	1.17	2.49	0.22	0.24	0.18	0.25
L4-3	硅化蛇纹石化大理岩	5.57	16.6	9.90	26.3	3.22	1414	0.78	16	4.14	0.28	0.80	0.09	0.04	0.15	0.079

表4.4　近矿围岩稀土元素分析结果（10^{-6}）

Table 4.4 REE composition of wall-rock in Paishanlou gold deposit（10^{-6}）

样号	岩（矿）石	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y
R5-24	黑云斜长质糜棱岩	74.5	150	16.2	48.9	4.72	0.94	5.32	0.45	1.81	0.37	0.95	0.10	0.65	0.10	10.3
R5-09	钾长石化黑云斜长质糜棱岩	86.8	175	16.3	45.0	5.53	1.07	6.39	0.69	3.13	0.50	1.42	0.17	1.25	0.20	16.0
Z-8	蚀变黑云斜长质糜棱岩	16.2	32.5	3.62	12.8	2.43	0.43	2.29	0.32	1.61	0.36	1.14	0.16	1.19	0.18	8.65
R5-03	长英质糜棱岩	127	225	21.2	58.2	6.64	1.22	7.55	0.68	2.65	0.46	1.32	0.17	1.12	0.18	11.4
1-2	蚀变长英质糜棱岩	15.9	36.3	3.97	12.1	1.71	0.50	1.83	0.24	1.42	0.27	0.71	0.09	0.59	0.10	8.08
D38	蚀变花岗质糜棱岩	52.7	114	13.5	46.2	7.25	1.56	6.75	0.81	3.82	0.62	1.49	0.16	0.98	0.15	17.2
D-57	钾长石化矿化超糜棱岩	35.4	77.0	9.12	29.4	4.11	0.74	4.00	0.48	2.22	0.36	0.93	0.11	0.70	0.12	10.1
L6-9	黑云母化碳酸盐化硅质糜棱岩	8.88	19.1	2.23	7.03	1.04	0.24	1.00	0.12	0.62	0.11	0.30	<0.05	0.20	<0.05	3.35
H5-5	蚀变长英质糜棱岩	3.44	7.63	0.86	2.91	0.60	0.14	0.67	0.11	0.69	0.13	0.39	0.06	0.48	0.09	4.97
L6-5	白岗岩	30.8	64.3	7.12	23.0	3.17	0.60	2.97	0.32	1.44	0.26	0.66	0.09	0.56	0.09	7.50
L6-1	花岗细晶岩	3.48	8.48	1.00	3.14	0.49	0.12	0.58	0.08	0.47	0.09	0.24	<0.05	0.24	0.05	3.47
L6-8	二长花岗岩	15.9	29.6	2.90	9.10	1.50	0.20	1.27	0.14	0.52	0.11	0.31	0.05	0.34	0.05	2.78
L6-7	黑云母花岗岩	13.1	30.6	3.53	10.9	1.60	0.33	1.44	0.16	0.81	0.14	0.39	0.05	0.35	0.06	4.82
R5-31	黑云母花岗岩	36.1	77.6	7.93	24.5	3.11	0.69	3.16	0.35	1.49	0.26	0.71	0.08	0.50	0.09	7.91
L6-3	含硫化物石英脉	9.22	15.8	1.73	6.13	1.04	0.15	0.87	0.09	0.44	0.08	0.25	<0.05	0.20	<0.05	2.35
L4-1	黑云母化大理岩	5.31	12.1	1.78	7.75	1.84	0.60	1.77	0.29	1.86	0.40	1.10	0.14	0.82	0.13	10.8
L4-2	钾长石化硅化大理岩	11.1	26.9	3.11	11.6	2.17	0.25	2.13	0.30	1.74	0.33	0.94	0.14	1.04	0.17	9.45
L4-3	硅化蛇纹石化大理岩	7.16	15.4	1.78	6.61	1.52	0.63	1.75	0.30	1.71	0.33	0.80	0.12	0.72	0.12	10.6

4.4 蚀变与矿化序列

一般而言，赋存于韧性剪切带中的金矿床的矿化蚀变作用期次总是与剪切带的构造演化相适应[59]，这是含金剪切带中的成矿作用期次划分与其它类型金矿床的成矿期次划分的特殊性所在。这种特殊性在于含金剪切带的成矿作用是伴随地壳间歇性地抬升发生的，也就是说当剪切带被抬升至不同层次时，其温压场适合于成矿流体上升进入成矿状态，形成相应的矿化类型，并形成与之相应的不同温压条件下的蚀变带，且经常在空间上出现蚀变带叠加现象。有鉴于此，在这类金矿床的成矿期次划分时常常以含金剪切带的抬升层次（剪切带演化阶段）作为成矿期的划分标志。

根据对排山楼金矿床含金剪切带的形成演化和蚀变作用与矿化作用分析，野外与镜下观察等资料（图4.5），大致可以判定其韧性剪切带构造－成矿期次，与

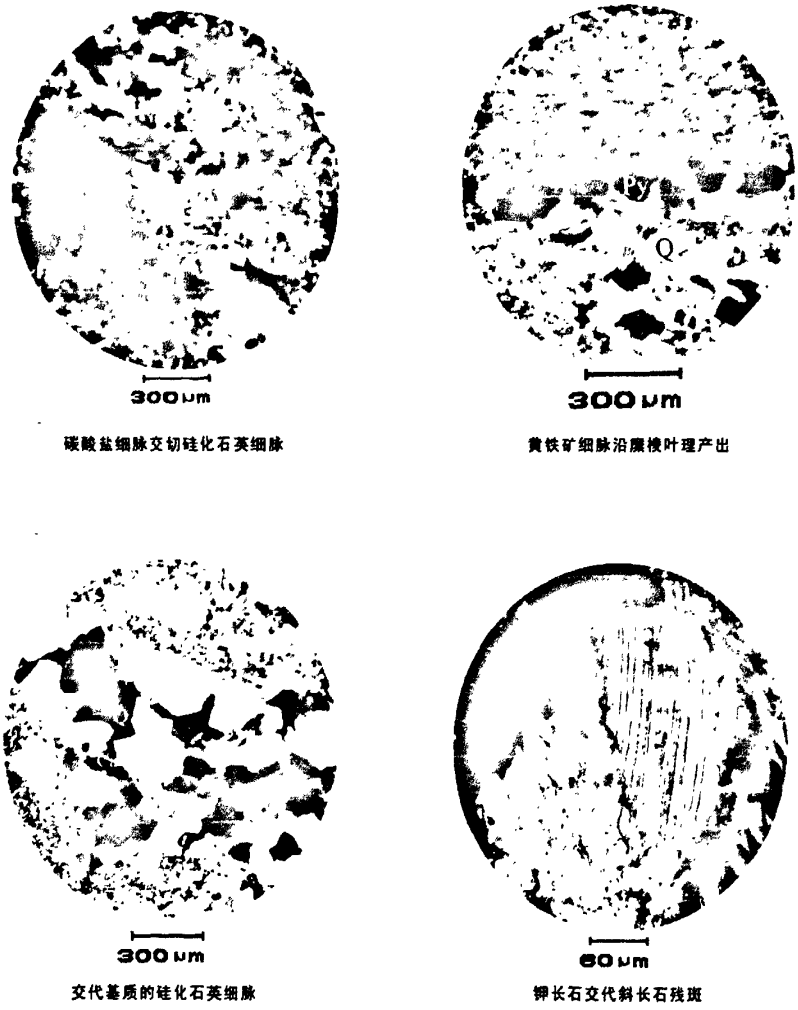


图4.5　蚀变矿物生成关系

Fig. 4.5 The map showing alterative minerals in Paishanlou gold deposit

Q-石英；Py-黄铁矿；Ca-碳酸盐矿物；Kf-钾长石；Pl-斜长石

韧性剪切带活动有关的矿化蚀变主要是在剪切带形成期（韧性活动期）和韧－脆性形变期，在强烈剪切活动过程中无明显矿化蚀变作用发生。排山楼金矿床在剪切带早期韧性活动期发生了透闪石化、阳起石化以及少量的绿泥石化和硅化，金矿化不显著；含金剪切带进入韧－脆性形变期，主要形成的蚀变是中低温蚀变，形成了现今所见及的绿泥石化带→黄铁矿化－绢云母化－硅化带→（铁、镁）碳酸盐化带，稍后的以脆性变形为主时，沿裂隙发生了强烈的钾长石化，并伴有硅化、黄铁矿化等；从矿化与蚀变的关系看，含金剪切带进入韧－脆性形变期是最为重要的金矿化期。之后，含金剪切带被抬升出露后，发生了表生作用下的氧化

剥蚀期。矿化期次的划分综合反映在下表中。

表4.5　排山楼金矿床矿物生成顺序

Table 4.5　Metallization phase on in Paishanlou gold deposit

矿化期	金初始富集期	热液期				表生期
矿化阶段		黄铁矿－石英阶段	多金属硫化物－石英阶段	钾长石化－自然金阶段	碳酸盐矿物－自然金阶段	
阳起石						
透闪石						
黑云母						
钾长石						
绿泥石						
绿帘石						
铁白云石						
绢云母						
硅化石英						
石英脉						
黄铁矿						
辉铋矿						
辉钼矿						
磁黄铁矿						
自然金						
黄铜矿						
方解石						
孔雀石						
褐铁矿						

本章小结：本章阐述了排山楼金矿床围岩蚀变特征。矿床中围岩蚀变较为复杂，类型较多，但总体上可划分出绿泥石化蚀变带、碳酸盐化蚀变带、黄铁矿－绢云母化－硅化蚀变带和钾长石化蚀变带。各蚀变带在空间上多有叠加，金矿化主要发育在叠加了钾长石化的黄铁矿－绢云母化－硅化蚀变带。

钾长石化是本次研究工作新发现的蚀变类型，从空间上圈定了钾长石化蚀变范围，统计分析结果表明金矿体厚度与钾长石化带发育宽度呈正相关。

在蚀变矿物研究的基础上提出了蚀变与矿化序列，金矿化主要发生在韧－脆性形变过程的热液蚀变期。

第5章　矿床原生晕特征

为了进一步揭示排山楼金矿床地质特征，同时为成矿预测建立地球化学基础，本次工作详细研究了排山楼金矿床的原生晕特征，我们在矿床深部 330m、300 m、275 m、250 m、225 m、200 m、175 m 等中段，主要沿 0、4、10、16 等四条勘探线采集了原生晕样品 388 件，采样间距为 10M，能够反映已知矿体分布分布范围的地球化学信息。分析了 Au、Ag 、Cu、 Pb、 Zn、 Mo、 W、As 、Se、 Sb、 Bi、 Hg、 Ti 、Mn 、Co、 Cr、 V、 Ba、 Sr 、Ni、 Tl 等 21 种元素。

确定上述 21 个微量元素进行指项分析，主要基于下述一些考虑。

Ba-Sr 为碱土金属元素。它们能够表征与碳酸盐类相关联的微量元素；在热液成矿作用中作为 Ca-K 等形成的主要脉石矿物元素相伴。特别是由于本矿床的直接围岩是白云质糜棱岩，因此能够表征"白矿"的赋存的地球化学背景。

V-Cr-Mn-Ti-Ni-Cr-Co 属于过渡元素族，又称之为铁族元素。这些元素的地球化学行为表现为既是主要造岩元素，又是主要成矿元素，热液矿床中铁的硫化物的主要组成元素，它们能够表征本矿床主要载金矿物的成矿行为，特别是从金的亲铁性角度出发，这些元素又能够表征金的物质来源。A.A.Мараκушев（1977）在论述金的晶体化学性质时，按照元素的亲和能大小，将一价金的地球化学行为划归为具有双重性（主要指是兼具亲铁性和亲硫性或者称为亲石性和亲铜性）的元素一类，它们是由 Au（Ⅰ）-Ag（Ⅰ）-Cd（Ⅱ）-Y（Ⅲ）-Yb（Ⅲ）-Lu（Ⅲ）-Co（Ⅱ）-Pb（Ⅱ）-Ti（Ⅱ）-Ni（Ⅱ）-Fe（Ⅱ）-V（Ⅱ）-Zn（Ⅱ）元素组成。这就是说，这些元素具有相似的成矿地球化学行为，而成为了金的伴（共）生元素。所以在 L.R.Richardd 的元素周期表中将 W-Mo-Cu-Zn-Cd-Au-Ag 这些主要热液成矿元素划归为过渡元素族。

Se-As 具有与 S 相似的地球化学行为，其中 As 尤为突出和普遍。Se 能够形成硒铜铁矿（$CuFeSe_2$）等及与铁族元素化合，同样表征了它的亲铜性和亲铁性。因此，Se 又可以作为过渡元素族的示踪剂。

W-Mo-Cu-Zn-Pb-Au-Ag 兼具过渡元素族和金属元素族双重性质和主要热液矿床成矿元素。按照热液矿床的成矿作用常常认为 W-Sn-Bi-Mo 是所谓的高温热液矿床的主要成矿元素，其中 W-Sn 主要是氧化物成矿阶段的产物；Bi-Mo-Cu-Zn-Pb-Au-Ag 是硫化物矿床的主要成矿元素，以及 Cu-Zn-Pb-Au-Ag 是中低温热液矿床的主要成矿元素。

Sb-Bi 为金属元素族，是热液矿床成矿元素，其中的 Sb 常常见于低温热液矿床中，而 Bi 通常为中高温热液矿床的成矿元素，二者都具有亲硫元素的指示意义。

在金矿床的地球化学微量元素研究中，一般将 As-Sb-Hg 作为矿床的前缘晕指示元素，Cu- Pb-Zn-Au-Ag 是矿上晕的指示元素，V-Cr-Mn-Ti-Bi（-Ni-Cr-Co）是矿化的尾晕指示元素。

5.1 元素富集特征

在 250M 中段远离矿体的运输巷道内采集样品 10 件作为背景样品，以背景样品各元素的均值作为元素的背景值，以各元素的均值加 2 倍均方差为异常下限；以矿体的 315 件样品各元素的均值作为矿体元素均值，统计结果见表 5.1。

表 5.1　元素含量及异常下限统计表（$\times10^{-6}$）
Table 5.1　The elements contents and geochemical parameters

元素	Au	Ag	Cu	Pb	Zn	As	Sb	Hg	Ti	Mn	Co
矿体均值	1190	0.35	68.08	6.26	42.89	15.69	1.35	0.01	3811.36	899.8	19.39
背景值	57.32	0.07	29.3	5.48	51.24	2.55	0.35	0.01	2842	720	17.8
异常下限	170	0.17	73.6	9.68	111.36	4.47	0.55		6106	1450	38.2
衬度值	20.76	5	2.32	1.14	0.83	6.15	3.86	1.04	1.34	1.25	1.1
克拉克值	3.5	0.08	63	12	94	2.2	0.6	0.089	6400	1300	25
元素	Cr	V	Mo	Ba	Ni	W	Tl	Bi	Sr	Se	
矿体均值	125.8	105.6	1.88	1072	38.05	102.0	0.33	2.15	550.5	0.19	
背景值	113.4	94.9	0.81	419	51.53	62.37	0.22	0.13	404.2	0.13	
异常下限	293.4	156.1	0.87	1034	108	117	0.42	0.27	708	0.31	
衬度值	1.1	1.1	2.32	2.56	0.73	1.64	1.50	16.5	1.36	1.46	
克拉克值	110	140	1.3	390	89	1.1	0.48	0.004	480	0.08	

注：Au 为$\times10^{-9}$

由表 5.1 可见：以衬度值大于 1.35 为标准，矿床元素组合为：Au、Bi 、Ag、As、Sb、Ba、Mo、Cu 、W、Tl、Sr、Se。这些元素可作为本区找矿的指示元素。

需要说明的是本次虽然分析了 Hg，但是由于含量过低（低于分析的精度和灵敏度），所以在原生晕分析中舍弃。

为了考察这些指示元素的找矿意义，将矿体 271 个样品按金品位分为三组，即金含量小于$<0.2\times10^{-6}$、$0.2\sim1.0\times10^{-6}$和大于 1.0×10^{-6}，分别统计了各元素的均值（表 5.2）。

对于金含量$<0.2\times10^{-6}$的样品组，可以认为是无矿化的样品组合，因此将其中的各元素含量作为矿化的背景值。金含量 $0.2\sim1.0\times10^{-6}$区间样品组各元素含量具有明显差异，突出表现在富含 Mo-Sb-Pb-Zn-Mn-V-Co-Ni，通过对比可认为该样品组中的 Sb-Zn-Pb 作为本矿床的前缘晕指示元素组合，Mo-Mn-V-Ni-Co 应该是矿化的背景指示元素组合或者称为矿化的尾晕指示元素；此外，这些元素的含量能够表征蚀变的强度较弱，在 $0.2\sim1.0\times10^{-6}$区间样品组中显示出明显增加的元素是 Bi-Tl-Ti-Cr-As-Cu-Ag-Ba-Se-Sr，显然 Ba 和 Sr 含量的增加显示出碳酸盐化的增强，因此可以视该样品组是碳酸盐化蚀变带的指示元素组合，Ti-Cr-As 含量的增加，能够表征蚀变岩中的铁的硫化物（主要是磁黄铁矿）的出现，因此该组

中的微量元素能够表征矿化的近矿蚀变和近矿指示元素组合。同时，其中的Bi-Cu-Se-Ag-Au可以认为是主成矿指示元素。

表5.2　排山楼金矿床原生晕元素含量统计表（10^{-6}）

Table 5.2　The statistical analysis of elements contents about primary halo（10^{-6}）

元素	总样品（271件）		金品位小于0.2×10^{-6}样品（82件）		金品位0.2-1×10^{-6}间样品（100件）		金品位大于1×10^{-6}样品（76件）	
	均值	方差	均值	方差	均值	方差	均值	方差
Au	930.56	1884.41	77.61	47.23	512.57	245.01	2541.19	2986.54
Ag	0.25	0.31	0.14	0.19	0.23	0.21	0.44	0.44
Cu	58.86	64.76	48.70	45.70	54.16	53.31	81.66	90.37
Pb	7.27	6.53	8.89	9.04	7.16	6.03	5.81	2.98
Zn	48.67	32.43	56.35	38.13	46.17	29.71	46.36	28.32
As	10.34	16.62	8.16	17.15	11.49	18.85	11.27	13.22
Sb	0.50	1.05	0.57	1.23	0.36	0.31	0.61	1.43
Ti	3508.37	2185.58	3039.26	2280.32	3568.17	1785.26	4088.21	2496.94
Mn	929.03	481.74	939.49	536.73	912.58	482.81	958.10	415.79
Co	19.87	12.73	20.66	16.33	18.80	8.77	21.19	13.21
Cr	130.75	134.24	126.97	146.92	133.50	122.97	130.38	106.56
V	111.71	66.67	115.65	82.14	110.49	61.49	111.53	57.24
Mo	2.72	10.29	4.52	18.00	1.96	3.55	1.49	1.79
Ba	1040.35	585.24	936.56	630.15	1092.50	590.91	1077.44	439.17
Ni	52.59	141.03	70.04	249.10	46.75	49.06	43.26	21.29
W	81.69	58.43	81.25	54.16	81.06	60.94	80.42	54.31
Tl	0.43	0.18	0.38	0.17	0.45	0.18	0.45	0.16
Bi	1.35	1.75	0.65	1.00	1.38	1.35	2.07	2.21
Sr	573.12	235.14	517.97	237.25	600.14	235.70	603.31	227.91
Se	0.20	0.12	0.16	0.10	0.21	0.13	0.24	0.13

注：Au为×10^{-9}

金含量大于1.0×10^{-6}的样品组代表矿石。矿石样品与蚀变样品比较微量元素的含量明显增加的元素是Au-Bi-Sb-Tl-Ti-Cr-As-Co-Cu-Ag-Mn-Se-Ba-Sr，含量减少的元素是Mo-W-V-Zn-Ni-Pb，表明Mo-W-V-Zn-Ni-Pb能够作为非矿化的指示元素，而Au-Bi-Sb-Tl-Ti-Cr-As-Co-Cu-Ag-Mn-Se-Ba-Sr可以表征矿的指示元素组合。

由上述可见，本矿床的指示元素具有明显分带，前缘晕指示元素组合是Sb-AS-Pb；主成矿指示元素组合是Bi-Cu-Se-Ag-Au；矿化的尾晕指示元素组合是Mo-Bi-Mn-V-Co。

5.2 元素组合特征

为了进一步了解金与其它微量元素之间的关系，确定矿化元素组合，采用相关分析、聚类分析、因子分析等数学地质方法对原生晕数据进行了统计分析。针对矿区矿体产出的具体情况，对矿区东侧NE向矿体和西侧的EW向矿体分别进行统计分析。

5.2.1 NE向矿体元素组合特征

用NE向矿体深部330M、300M、275M、250M、225M、200M、175M中段的271个样品的原生晕数据进行因子分析[58]，结果见表5.3、5.4、图5.1。

表5.3　因子分析正交旋转因子负载表

Table 5.3　The factor loading on factor analysis

元素	F_1	F_2	F_3	F_4	F_5	F_6	F_7	F_8	公因子方差
Ti	.880	.150	.039	-.09	.011	-.159	.139	.036	.725
V	.787	-.103	-.097	-.100	-.019	.208	.063	.200	.608
Co	.721	.128	-.007	.471	.002	-.166	.044	-.037	.613
Zn	.639	-.065	-.120	.538	-.234	.082	.067	.164	.673
Mn	.591	.018	.098	.0003	-.380	.508	-.159	-.066	.810
Au	-.087	.815	-.048	-.077	-.140	.034	.014	.159	.823
Cu	.262	.682	-.03	.058	-.022	-.182	.115	-.170	.740
Ag	.048	.670	.218	.184	.181	.201	-.031	.035	.853
Bi	-.185	.428	.302	-.262	.245	.073	.188	.045	.792
As	-.045	.079	.874	-.120	.078	-.097	.142	.017	.788
Sb	-.004	.058	.832	.037	-.161	.083	-.090	-.043	.664
Ni	-.018	.064	-.08	.801	.051	-.085	.039	.022	.737
W	-.079	.027	.054	.168	.734	-.088	-.133	.008	.559
Ba	-.032	.002	-.217	-.338	.608	.206	.158	.081	.605
Sr	-.015	.060	-.015	-.082	.040	.904	.003	-.053	.665
Tl	.139	.010	-.124	-.022	-.287	.015	.692	.338	.602
Se	.106	.343	.123	.039	.132	-.181	.668	-.281	.711
Pb	.031	-.163	.337	.414	.142	.278	.513	-.023	.480
Mo	-.08	-.061	.051	.112	-.270	.131	.047	-.664	.833
Cr	.170	.008	.07	.347	-.285	.075	.131	.637	.720
方差贡献（%）	17.652	12.092	8.636	8.135	6.438	5.995	5.904	5.151	
累计方差贡献（%）	17.652	29.744	38.380	46.515	52.954	58.948	64.852	70.002	

表5.4　相关系数表（0.18）

Table 5.4　Relative modulus of the indicator elements

	Au	Ag	Cu	Pb	Zn	As	Sb	Ti	Mn	Co	Cr	V	Mo	Ba	Ni	W	Tl	Bi	Sr	Se
Au	1.00	.357	.426	-.091	-.060	.083	.027	.054	.010	.022	.046	-.053	-.052	.018	-.016	-.019	.111	.271	.040	.138
Ag		1.00	.301	.119	.034	.136	.198	.120	.052	.176	.063	-.060	-.038	.018	.017	.115	-.016	.258	.119	.227
Cu			1.00	.016	.155	.052	.067	.298	.052	.203	.014	.109	-.010	-.012	.079	.006	.040	.086	-.099	.345
Pb				1.00	.257	.241	.174	.010	.057	.125	.141	.039	.032	-.045	.123	.062	.164	-.012	.112	.214
Zn					1.00	-.216	-.026	.488	.404	.635	.433	.502	-.005	-.228	.347	-.176	.242	-.329	-.017	-.034
As						1.00	.588	.025	-.021	-.056	-.010	-.094	.003	-.060	-.049	.061	-.033	.342	-.047	.224
Sb							1.00	-.005	.117	-.006	.058	-.079	.129	-.139	-.019	-.076	-.063	.097	.077	.037
Ti								1.00	.377	.631	.164	.579	-.101	-.044	-.057	-.068	.233	-.009	-.101	.229
Mn									1.00	.359	.166	.478	.080	-.269	-.064	-.261	.089	-.118	.401	-.099
Co										1.00	.217	.377	-.024	-.169	.397	-.027	.148	-.148	-.170	.200
Cr											1.00	.278	-.070	-.141	.196	-.120	.279	-.062	-.041	-.040
V												1.00	-.068	.091	-.017	-.121	.206	-.133	.121	-.030
Mo													1.00	-.084	.008	-.049	-.060	.012	.012	-.018
Ba														1.00	-.143	.157	-.042	.150	.159	.006
Ni															1.00	.048	.020	-.063	-.068	.106
W																1.00	-.135	.117	-.060	.000
Tl																	1.0	-.007	-.009	.203
Bi																		1.00	.086	.225
Sr																			1.00	-.040
Se																				1.00

由表5.3、5.4、图5.1可以看出：

F_1（Ti，V，Mn，Co，Zn）：因子关联的元素属于过渡元素族（铁族元素）。从这些元素的成岩成矿地球化学行为角度考查它们地质地球化学意义表现出既是主要造岩元素，又是主要成矿元素（热液矿床中铁的硫化物主要元素组成），能够表征本矿床主要载金矿物的成矿行为。特别是从金的亲铁性角度考查，这个元素组合表征的是金的物质来源的成岩物质组成。这个元素组合反映了韧性剪切带中的原岩成分，即F1因子是反映成矿围岩的因子。

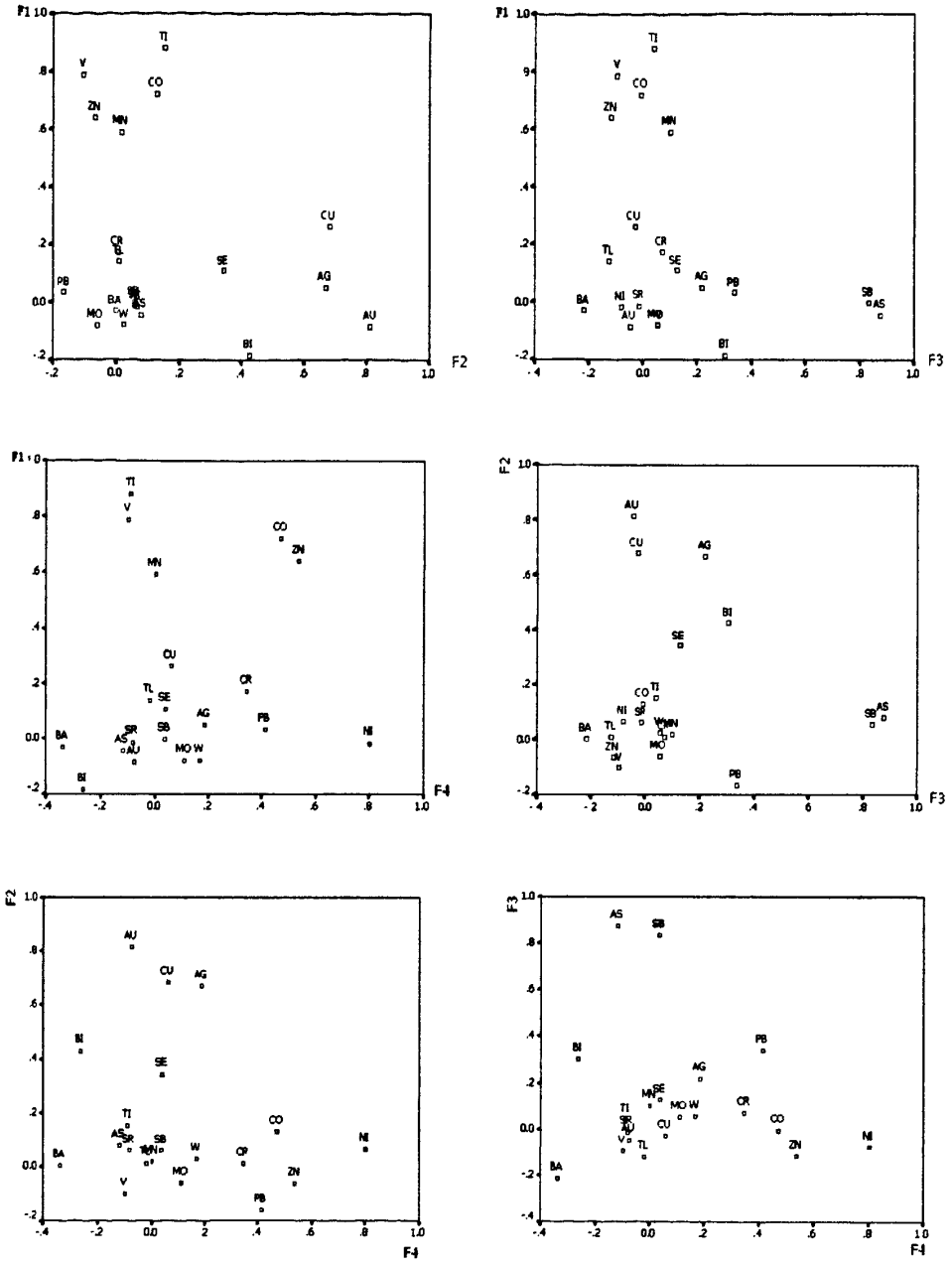


图 5.1 因子负载投影图

Fig. 5.1 The projection of factor loading on factor analysis

F_2（Au，Cu，Ag，（Bi，Se））：主成矿因子；金矿的主要伴生元素为 Ag、Cu，其次为 Bi、Se。

F_3（As，Sb，（Pb））：为头晕因子，头晕的主要元素为 As、Sb，其次为 Pb；因子中 Bi 是尾晕元素，As、Sb 为头晕元素，出现在同一因子中，表明研究范围

内有头尾晕叠加现象，表示矿体有尖灭再现现象。

F_4（Ni，Co，Zn，Pb，Cr，-Ba）：为表征黄铁矿存在的黄铁矿化因子。

F_5（W，Ba，-Mn（Bi））：为矿下晕因子。W、Bi 是尾晕元素，Ba 为头晕元素，出现在同一因子中，同样提示研究范围内有头尾晕叠加现象，指示矿体的尖灭再现。

5.2.2 EW 向矿体元素组合特征

用 EW 向矿体 330M、300M、275M、250M、225M、200M、175M 中段的 74 个样品的原生晕数据进行因子分析，结果见表 5.5

表 5.5　因子分析正交旋转因子负载表

Table 5.5　The factor loading on factor analysis

元素	F_1	F_2	F_3	F_4	F_5	F_6	F_7	公因子方差
Co	.863	0.099	-0.008	-.271	0.011	-.143	0.076	.599
Ti	.736	0.021	-0.088	-.113	0.084	-0.073	-.202	.603
Se	.725	-0.057	.142	0.079	-.138	0.078	.358	.700
V	.681	.358	.294	.182	0.085	-0.011	-.253	.526
Pb	.459	-.266	.143	-.283	-.282	.242	-0.075	.252
Ni	.057	.954	-0.076	-0.086	-0.021	-0.035	-0.005	.757
Cr	.031	.943	-0.076	-.166	-0.033	-0.057	0.012	.610
Sr	-.112	-0.06	.844	.203	-0.049	.181	-0.016	.616
Mn	.271	.035	.775	-.190	.276	0.071	-0.007	.793
Mo	.088	-.133	.661	-.145	-.154	-.173	.128	.854
Ba	-.111	-.146	0.023	.845	0.000	-0.043	-0.095	.928
Bi	.146	-0.024	0.083	625	.280	.155	.322	.782
Zn	.160	0.041	.125	-.440	0.098	0.074	-0.016	.554
Au	-0.086	-.155	-.141	0.074	.682	-.260	.101	.758
W	-0.019	0.048	-.201	.229	-.618	-.255	.215	.928
Tl	0.024	.396	0.008	.187	.604	.307	.150	.589
As	0.092	-0.058	-0.098	0.058	-0.024	.860	.000	.674
Sb	-.176	-0.024	.286	-.211	.146	.610	.240	.626
Ag	-0.098	0.048	0.036	0.064	0.07	0.094	.756	.805
Cu	.571	-0.073	0.06	-0.043	-.121	-0.025	.590	.708
方差贡献（%）	17.137	12.490	10.710	8.892	7.051	6.592	5.441	
累计方差贡献(%)	17.137	29.627	40.337	49.228	56.280	62.872	68.313	

由表 5.5 可以看出：

F_1（Co、Ti、Se、V、Pb、Cu）：反映成矿围岩的因子。

F_2（Ni、Cr、V、Tl）：代表黄铁矿化。

F_3（Sr、Mn、Mo、V）：为矿下晕因子

F_4（Ba、Bi、-Zn、-Co）：为矿下晕因子。

F_5（Au、Tl、-W）：可能为因子为主成矿因子。

F_6（As、Sb、Tl、Pb）：头晕因子。

F_7（Ag、Cu、Bi、Se）：多金属矿化因子。

5.2.3 EW向矿体和NE向矿体比较特征

由因子分析的结果可见，NE向矿体和EW向矿体的元素组合特征有一定差别，NE向矿体的主成矿因子为F_2因子，EW向矿体的主成矿因子为F_6因子，说明NE向矿体矿化较好；NE向矿体Au与Cu、Ag、Bi、Se关系密切，而EW向矿体仅与Bi（As）关系密切，Pb、Cu、Ag为一单独组合，说明EW向矿体元素分带特征明显，这可能与NE向矿体产状较缓，EW向矿体产状较陡有关；NE向矿体Au与Cu、Ag、Bi、Se关系密切，而EW向矿体Au与Bi（As）关系密切，说明总体上看在200米中段以上NE向矿体显示为矿中元素组合特征，而EW向矿体显示为矿下元素组合特征，提示相对NE向矿体而言EW向矿体存在一个抬升的地质作用；EW向矿体AU除与矿下元素Bi关系密切外，还与头晕元素As关系密切，提示200米中段下可能有另一矿体的出现。无论EW向矿体还是NE向矿体都有头尾晕叠加的现象，说明两矿体都呈尖灭再现展布，向下有较好的成矿远景。

由表5.6可以看出，NE向矿体和EW向矿体对比，EW向矿体Au、Ag、Cu、Bi、As、Se含量较低，Mo含量较高，也说明相对NE向矿体EW向矿体存在一个抬升的地质作用。

表5.6　EW与NE向矿体矿元素含量特征比较表

Table 5.6　The difference of elements contents and parametersbetween NE and EW bodies

元素	NE矿体（271样）			EW矿体（74样）			比较（NE/EW）	
	均值	方差	变化系数	均值	方差	变化系数	均值	变化系数
Au	930.56	1884.41	2.03	621.31	1543.92	2.48	1.50	0.81
Ag	0.25	0.31	1.22	0.15	0.19	1.28	1.69	0.95
Cu	58.86	64.76	1.10	44.23	48.18	1.09	1.33	1.01
Pb	7.27	6.53	0.90	6.79	4.22	0.62	1.07	1.45
Zn	48.67	32.43	0.67	58.82	105.66	1.80	0.83	0.37
As	10.34	16.62	1.61	5.01	5.49	1.10	2.06	1.47
Sb	0.50	1.05	2.10	0.39	0.43	1.11	1.29	1.89
Ti	3508.37	2185.58	0.62	3477.72	2430.53	0.70	1.01	0.89
Mn	929.03	481.74	0.52	985.00	448.11	0.45	0.94	1.14
Co	19.87	12.73	0.64	20.34	17.19	0.84	0.98	0.76
Cr	130.75	134.24	1.03	160.92	214.11	1.33	0.81	0.77
V	111.71	66.67	0.60	110.70	48.83	0.44	1.01	1.35
Mo	2.72	10.29	3.78	3.56	7.64	2.15	0.77	1.76
Ba	1040.35	585.24	0.56	970.41	520.27	0.54	1.07	1.05
Ni	52.59	141.03	2.68	50.82	50.34	0.99	1.03	2.71
W	81.69	58.43	0.72	77.78	59.35	0.76	1.05	0.94
Tl	0.43	0.18	0.42	0.37	0.15	0.40	1.17	1.06
Bi	1.35	1.75	1.30	0.49	0.40	0.81	2.74	1.60
Sr	573.12	235.14	0.41	582.07	313.76	0.54	0.98	0.76
Se	0.20	0.12	0.61	0.17	0.13	0.80	1.19	0.76

综上所述可知，在研究区200米至300米中段的范围内，NE向矿体处于矿体的中上部，EW向矿体处于矿体的中下部；头晕元素组合为As、Sb；矿上晕为Pb、Ag；矿中元素为Au、Cu、矿下晕为Bi、Mo、W。无论NE向矿体和EW向矿体都有头尾晕叠加因子的出现，提示两矿体都呈尖灭再现展布。

5.3 元素空间分布特征

5.3.1 NE 向矿体元素空间分布特征

为了研究矿体的空间分布特征，为深、边部预测做准备，作出了有关元素及公因子的纵投影等值线图（图 5.2）及在 4 勘探线（图 5.3）、175 中段上的等值线图（图 5.4）。

由图 5.2 可见，矿体总体上向 SW 向侧伏，侧伏角 25° 左右，延伸方向和垂向上都呈尖灭再现展布。垂向上以 275 中段左右为界分两矿带，上部矿带的富集中心在 10 线的 300 中段，下部矿带的富集中心在 4 线的 225 中段左右。

前述因子分析的结果为 Au、Cu、Se、Ag、Bi 为主成矿元素组合。由图 5.2 可见 Cu、Se、Ag、Bi 异常基本上与 Au 异常吻合也证明了这一点。具体来说，Cu、Se 异常和 Au 异常吻合最好，Au、Cu、Se 组合为矿体晕，$Cu>50\times10^{-6}$，$Se>0.2\times10^{-6}$ 指示矿体的存在；Ag、Pb 异常主要分布在矿体的上部，为矿上晕组合；Bi 异常主要分布在矿体的下部，为矿下晕组合。头晕元素 As、Sb 及头晕因子 F_3 的异常主要出现在 NE 部浅部，说明矿液由深到浅、由 SW 向 NE 方向流动。$As>6\times10^{-6}$，$Sb>0.3\times10^{-6}$ 为头晕的显示。主成矿因子 F_2，及 Au、Ag、Bi 都显示出两个方向的高值条带异常，体现出有出两个不同方向的成矿作用。其中由深部到浅部、由 SW 到 NE 的异常向为主成矿作用，控制矿带；由深部到浅部、由 NE 到 SW 的异常为叠加成矿作用，形成富矿体（通常表现为矿体厚度变大及多层矿的出现）。

图 5.3 为 4 勘探线元素及公因子等值线图，纵坐标为标高，横坐标为勘探线上各中段的取样位置。横坐标是这样确定的，过 16 勘探线与坑道平面地质图的 9100 纬线的交点做与勘探线垂直的直线，该直线与各勘探线的交点为横坐标的原点。由图 5.3 可见，矿体倾向 NW，倾角 30 度左右，以大理岩为顶板岩石呈尖灭再现展部，在 275 中段左右，矿体尖灭再现，表现出头尾晕元素都比较发育；275 中段上部矿体较缓，下部矿体较陡；225、200 中段矿体较宽，矿化较好，有平行矿脉出现，为叠加成矿作用的结果（或是富矿段）。

图 5.4 为 175 中段元素及公因子等值线图，纵坐标为各勘探线，横坐标为各勘探线上的取样位置。横坐标是这样确定的，过 16 勘探线与坑道平面地质图的 9100 纬线的交点做与勘探线垂直的直线，该直线与各勘探线的交点为横坐标的原点。由图 5.4 可见，矿体在平面上同样呈尖灭再现展部，NE 部矿体矿化较好，SW 部矿体矿化较差；总体上看，NE 部矿体头晕及主成矿元素晕都较发育，提示矿液由 NE 向 SW 流动的趋势；在 16 线附近出现次一级头晕显示，提示 SW 部矿体矿为新出现矿体，应有较大的延深；NE 部矿体矿化较好也体现出 SW 向叠加成矿的结果。

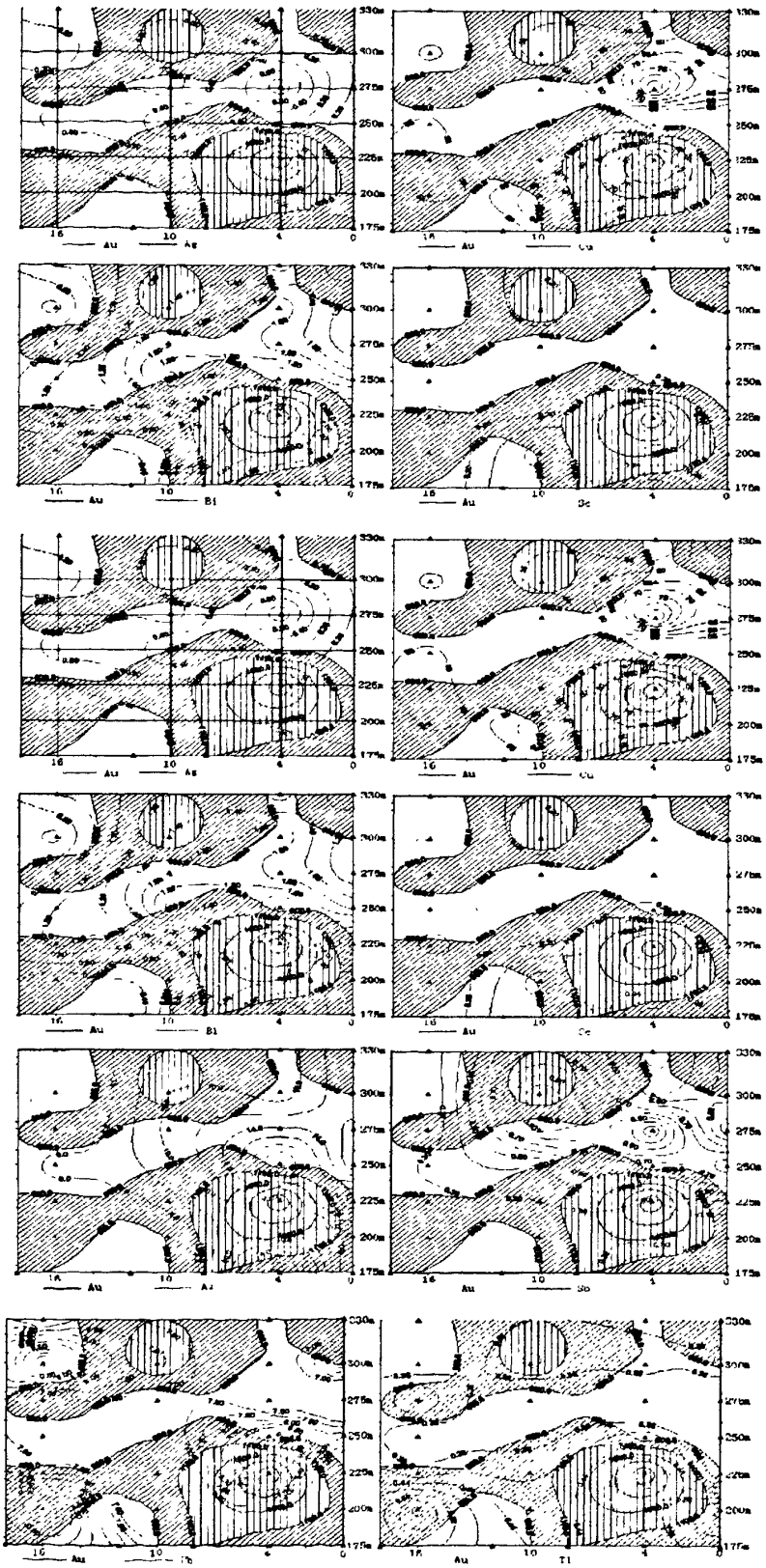


图 5.2　有关元素及公因子的纵投影等值线图

Fig. 5.2　The isolines of elements contents and common factorat longitudinal profile

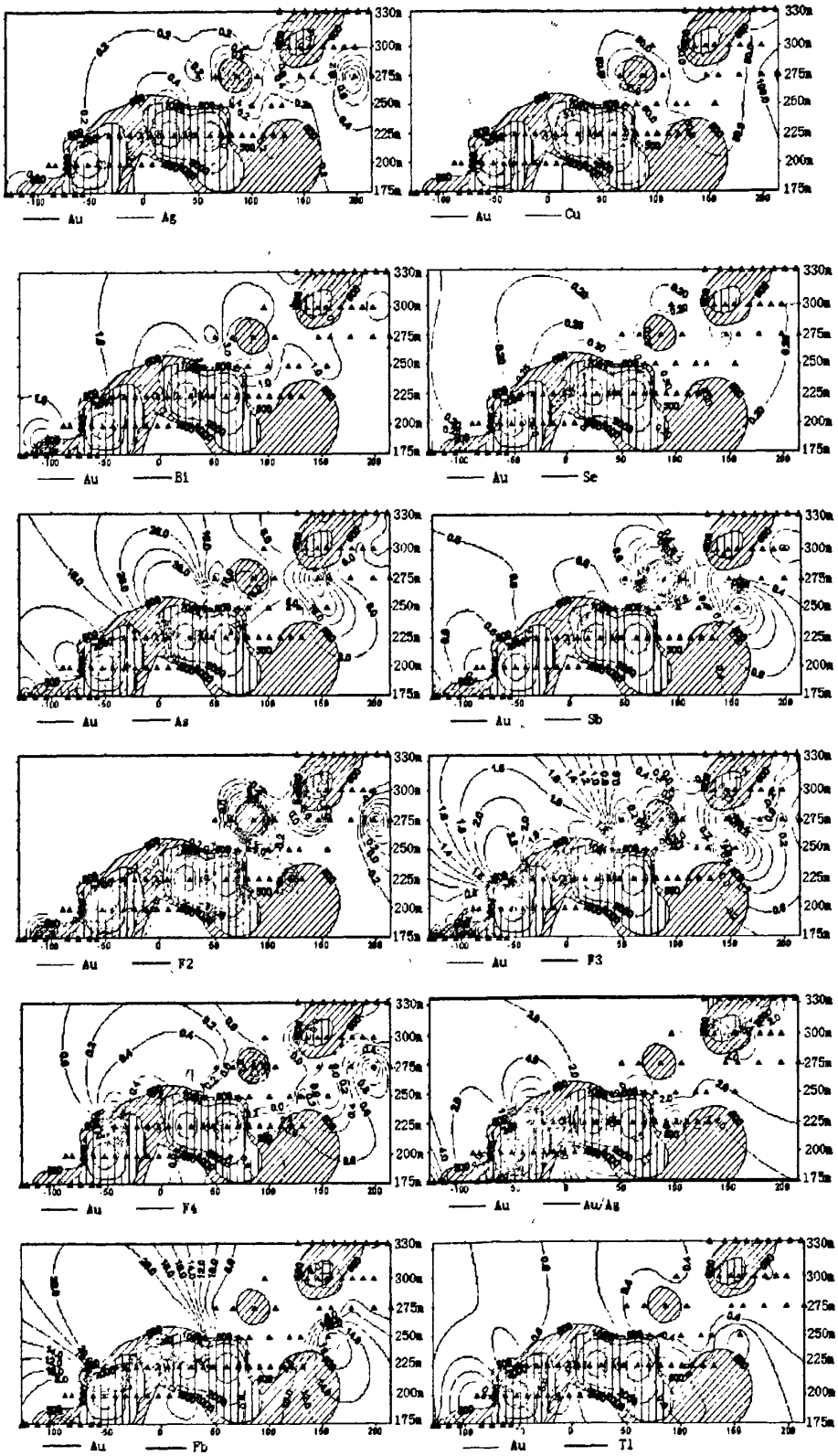


图 5.3　4勘探线元素及公因子等值线图

Fig. 5.3　The isolines of elements contents and common factor at 4 section

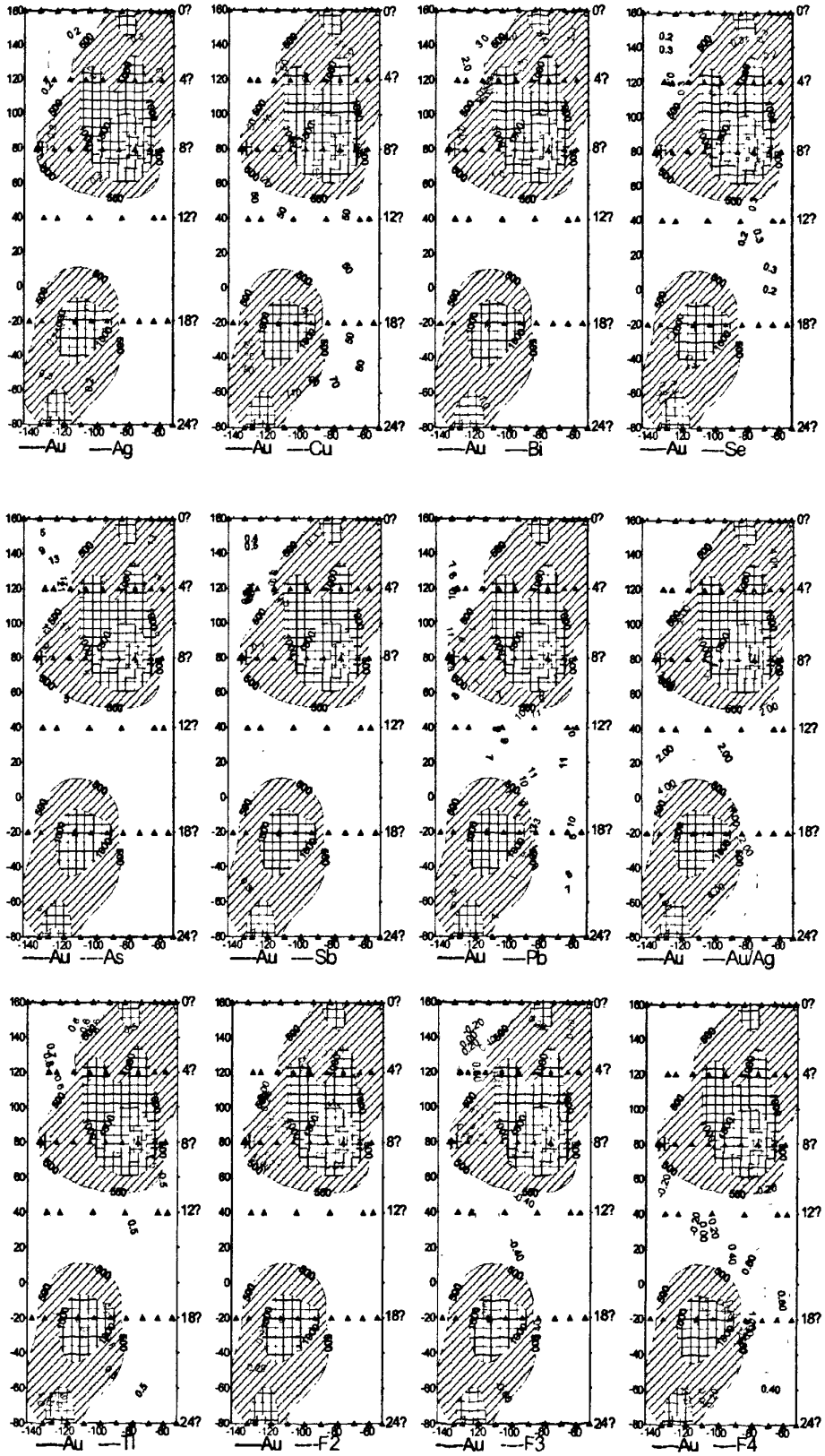


图 5.4　175 中段元素及公因子等值线图

Fig. 5.4　The isolines of elements contents and common factor at 175m level

5.3.2 EW 向矿体元素空间分布特征

为了研究 EW 矿体的空间分布特征，为深、边部预测做准备，作出了有关元素及公因子的纵投影等值线图（图 5.5）及在 3 勘探线左右的勘探线剖面上的等值线图（图 5.6）。

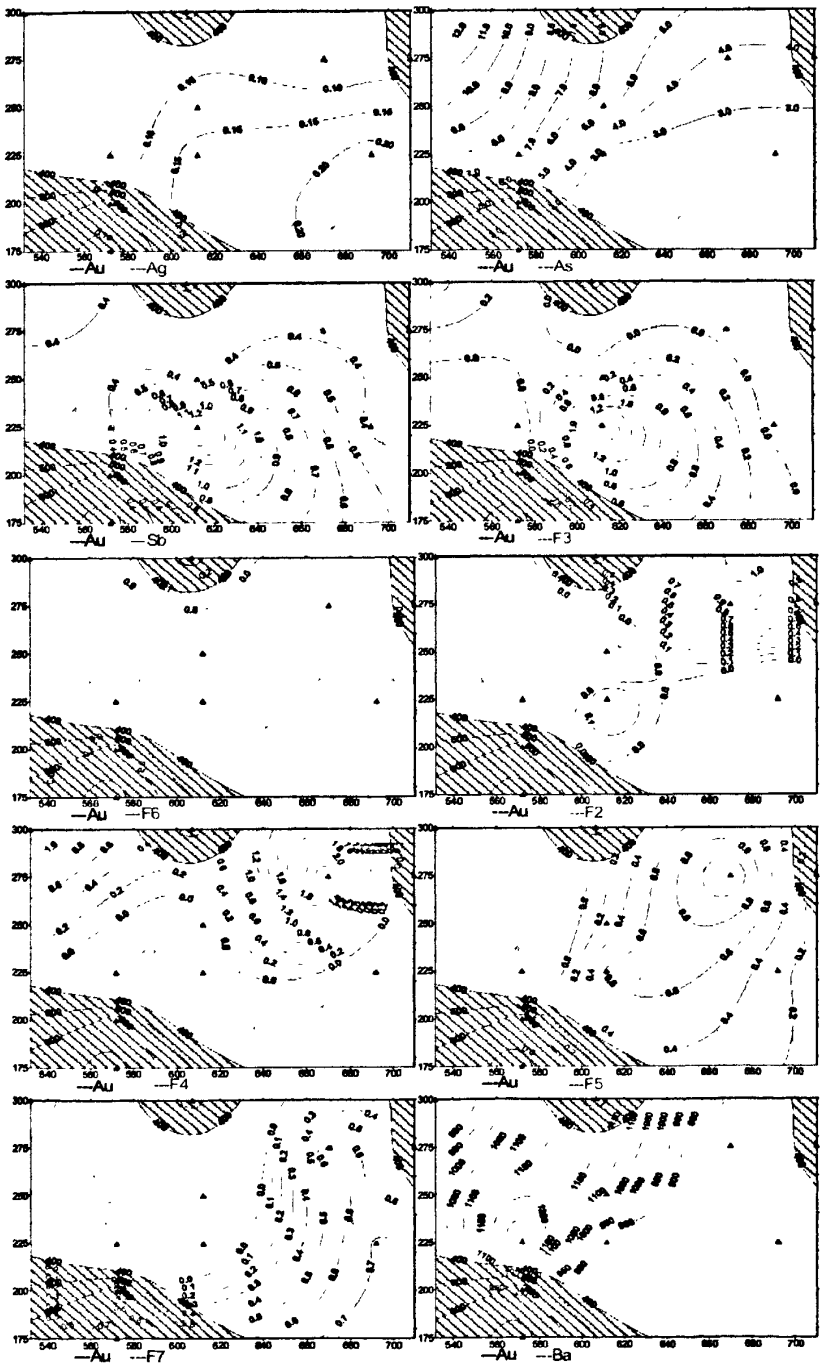


图 5.5　EW 向矿体有关元素及公因子的纵投影等值线图

Fig. 5.5　The isolines of elements contents and common factor at longitudinal profile

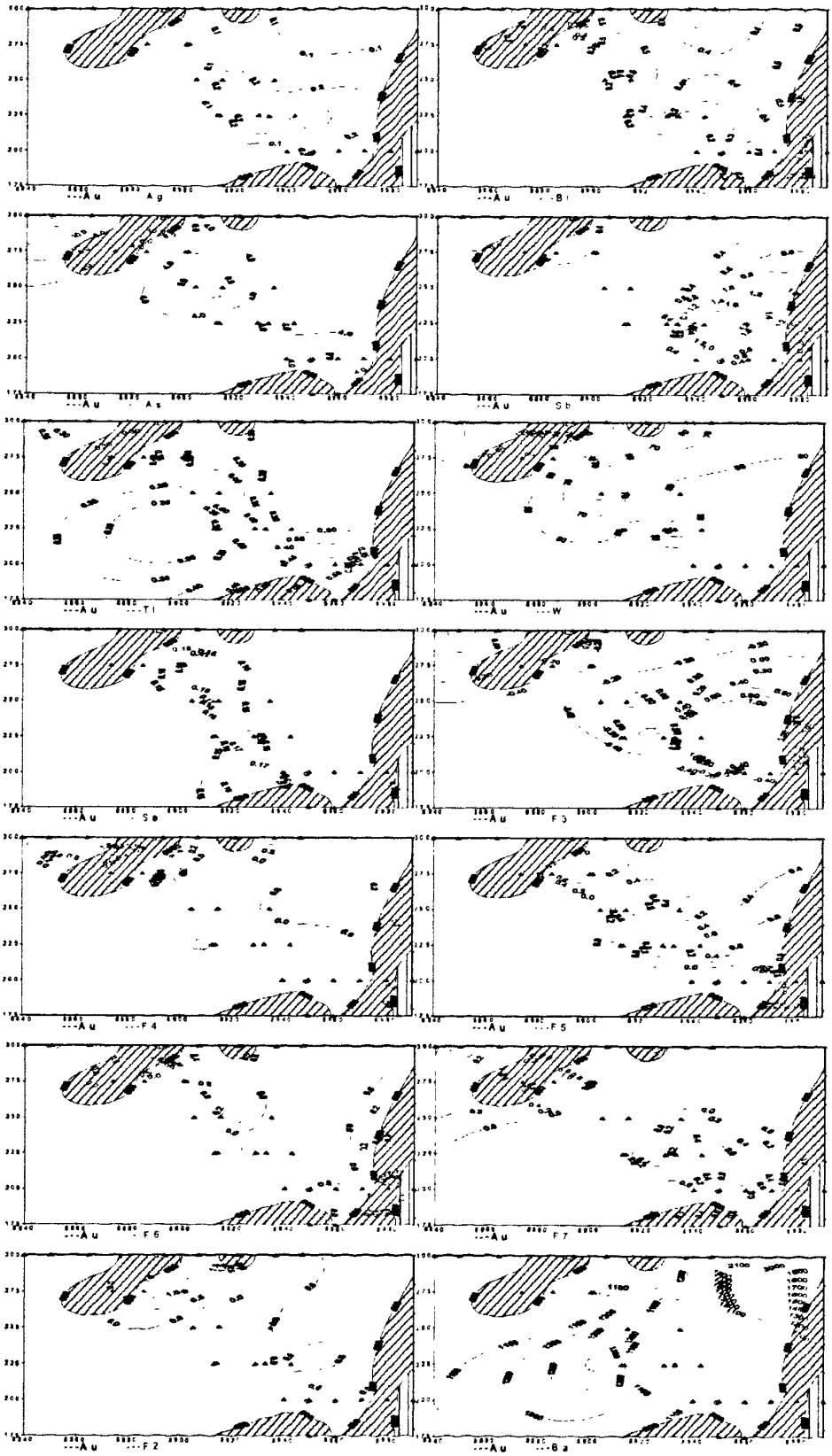


图 5.6　3 勘探线元素及公因子等值线图

Fig. 5.6　The isolines of elements contents and common factor at 3 section

图5.5为EW向矿体有关元素及公因子纵投影等值线图，由于控制样品较少，难于精确显示矿体的空间分布规律，但也提示一些信息，即主成矿晕出现在300中段和200～175中段上（Au、F_6），显示矿体的尖灭再现；200～175中段上主成矿晕在横坐标570米出现，头晕元素组合中心出现在225米中段横坐标620米处（Sb、F_3），显示矿体向西侧伏，As、Ba、F_5的等值线图也显示出这种规律。所以EW向矿体的深部找矿应侧重西部。

图5.6为EW向矿体3勘探线附近元素及公因子等值线图，表现出矿体在延深方向上呈尖灭再现分布。主成矿晕出现在300中段和200～175中段上（Au、F_6），沿延伸方向在浅部矿体的下部出现尾晕异常（W、F_4、F_2），显示浅部矿体的尖灭；在225中段左右出现头晕异常（As、Sb、F_3），指示200-175中段矿体的出现。所以，200～175中段矿体处于尖灭再现矿体的头部，向下应有较大的延伸。

5.3.3 主要成矿元素空间分布特征

为了进一步研究成矿元素空间分布，以10勘探线为例，进一步分析Au、Ag、Cu、As、Sb、Bi、W、Mo等元素的空间分布，以异常下限－2倍下限为外带异常，2倍下限－4倍下限为中带异常，大于4倍下限为内带异常（Au除外：外带：500～1000；中带1000～2000；内带大于2000），作出10勘探线各元素浓度分带（图5.7）。

Au元素浓度分带图显示金矿化在275M中段尖灭，在250M中段再现，在矿体延深方向上呈尖灭再现，在200M中段仍发育向下延伸趋势明显的中、内带异常，显示矿体向下有较大延伸。Ag异常发育明显，和Au异常形态相似，是较好的找金指示元素。Cu异常发育不明显。As、Sb异常发育明显，形态相似。浓集中心主要出现在剖面的上部中段，为下部矿体头晕的显示。Bi、W、Mo异常形态相似，反映矿带倾斜方向，浓集中心主要出现在275M、250M中段，为上部矿体尾晕的显示。

本章小结：本章细阐述了排山楼金矿床的原生晕特征。元素富集特征表明该矿床元素组合为Au、Ag、Cu、As、Sb、Mo、Ba、W、Tl、Bi、Sr、Se，各元素具有明显分带，前缘晕指示元素组合是Sb-AS-Pb；近矿的指示元素组合是Bi-Cu-Se-Ag；矿上指示元素组合是Cu-Se-Ag-（Ba）；矿化的尾晕指示元素组合是Mo-Bi-Mn-V-Co。矿区地球化学场与区域地球化学场类似，但也有所不同，体现在都以Au、Ag、Cu、Se等元素为主的地球化学场，但在矿区内Au、Ag、Cu的强度更大。元素组合显示出热液活动所引起的地球化学特征，指示元素组合在种类和空间上相互叠加，应当是多期地质作用（热液活动）的结果，在垂向上应当有多个Au、Ag、Cu等元素的异常出现。元素的空间分布特征显示该矿床矿体向南西侧伏，在矿区深部和西部应当仍有矿化发育。

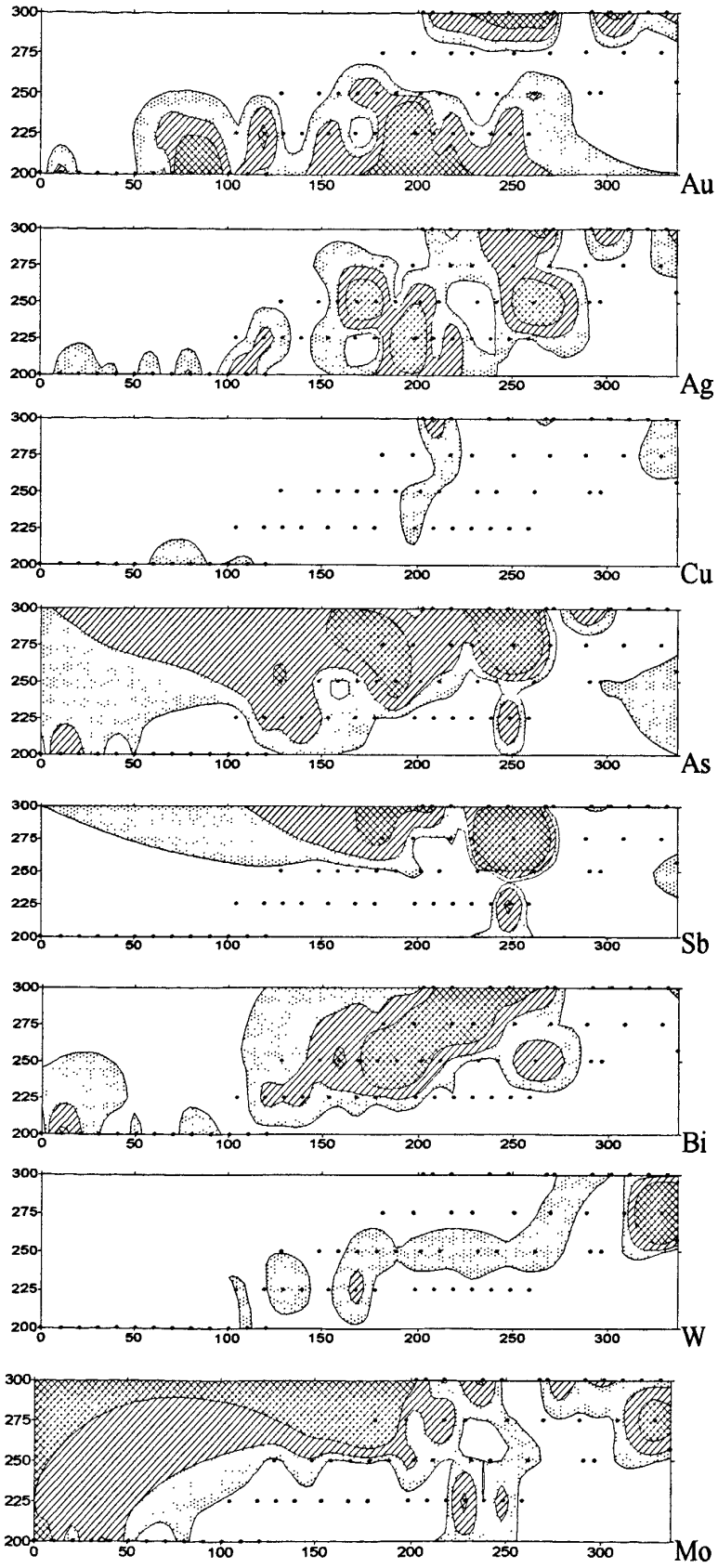


图 5.7　排山楼金矿床 10 勘探线各元素浓度分带

Fig. 5.7　Geochemical isograde at 10 prospecting line in Paishanlou

第6章 矿床成因

6.1 概述

对于排山楼金矿床的成因问题一些研究者的认识存在着明显的分歧意见。以曲亚军（1992）为代表的勘查者认为属于太古代韧性剪切带型金矿，可与加拿大赫姆洛金矿类比；沈保丰等（2000）认为是早元古代韧性剪切带型金矿，主要依据是通过石英的 ^{39}Ar-^{40}Ar 年龄测定，得出了韧性剪切带形成于 2105Ma；洛辉（1997）提出剪切带形成于早元古代，主成矿期为早元古代，最后成矿定位时间是燕山期 。其主要依据是剪切带形成时间，以及被海西期霏细斑岩脉穿切。尽管上述三者认为剪切带形成时间有所不同，但是都认为剪切带形成期就是成矿主期的看法是一致的。王安建（1996）认为排山楼金矿含矿剪切带是在海西印支期的兴蒙板块的碰撞体制下形成的，成矿物质来源于早期存在于地壳中的液态含金矿源层供给的。孟宪刚（2000）认为含矿剪切带是形成于燕山期变质核杂岩构造体制下形成的。

本文以矿床地质特征为基础，从成矿物质来源、成矿流体属性等出发，结合区域成矿地质背景特点，并与类似金矿床进行对比，对蚀变矿物和与成矿有关地质体进行高精度同位素测年，讨论排山楼金矿床的成因，进而指出工作区找矿方向。

6.2 成矿物质来源

6.2.1 硫同位素组成

为研究成矿物质来源，本次工作采集了矿石和矿化岩石样品，挑选了矿化蚀变形成的黄铁矿进行了硫同位素组成测定，同时对前人资料进行了收集整理。

排山楼金矿床硫同位素组成如表表 6.1。金矿石和蚀变糜棱岩中黄铁矿 $\delta^{34}S$ 值变化范围为 0.27～9.80‰，平均 3.77‰，主要峰值域为 2～6‰（图 6.1），说明其所代表矿石硫同位素组成特征属于“重硫型”。反映黄铁矿形成时处于较为封闭的还原环境。$\delta^{34}S$ 值主体集中在不大的正值，没有负值出现，说明成矿作用过程中硫的来源可能比较单一，以深源成因硫为主，同时 $\delta^{34}S$ 值域较窄，说明环境相对稳定。

一般认为，来源于深部或岩浆岩的硫的$\delta^{34}S$ 为靠近零值的低负值和低正值。陈好寿（1983）在研究了 30 多个矿床的 500 多个硫同位素数据后认为，当$\delta^{34}S$ 值变化较小，而且相对稳定在陨石硫$\delta^{34}S$ 值域附近的矿床，其硫大部分是通过火山喷发从地壳深部或上地幔带来的[60]。

表6.1 排山楼金矿床硫同位素组成一览表

Table 6-1　The sulfur isotopic composition of Paishanlou gold deposits

序号	样号	测试矿物	δ^{34}S-CDT	备注
1	L6-2	黄铁矿	8.80	
2	Y-2	黄铁矿	5.70	分析方法：硫化物矿样以 Cu_2O 作氧化剂制样；质谱计型号：MAT251EM；采用的国际标准：V-CDT；分析精密度：±0.2‰
3	Z-6	黄铁矿	9.00	
4	Y-1	黄铁矿	9.80	
5	D-17	黄铁矿	4.60	
6	Y-3	黄铁矿	5.20	
7	blp60-1	黄铁矿	0.91	
8	blp60-2	黄铁矿	0.82	
9	blp52	黄铁矿	4.77	引自于李树勋等的《辽宁阜新－锦州地区韧性剪切带与金矿床研究报告》
10	blp54	黄铁矿	4.72	
11	blp56	黄铁矿	4.02	
12	blp54	黄铁矿	3.17	
13	LT5	黄铁矿	0.27	
14	LT6-1	黄铁矿	3.04	
15	LT6-2	黄铁矿	0.32	
16	LT7	黄铁矿	2.80	
17	LT8	黄铁矿	3.36	
18	LT9	黄铁矿	4.00	
19	LT_1-1	黄铁矿	2.94	引自于辽宁地矿局四队资料
20	LT_1-2	黄铁矿	3.16	
21	LT_1-3	黄铁矿	2.89	
22	LT4	黄铁矿	4.31	
23	LT3	黄铁矿	2.24	
24	LT_2-1	黄铁矿	1.17	
25	LT_2-2	黄铁矿	2.20	
平均值			3.77	

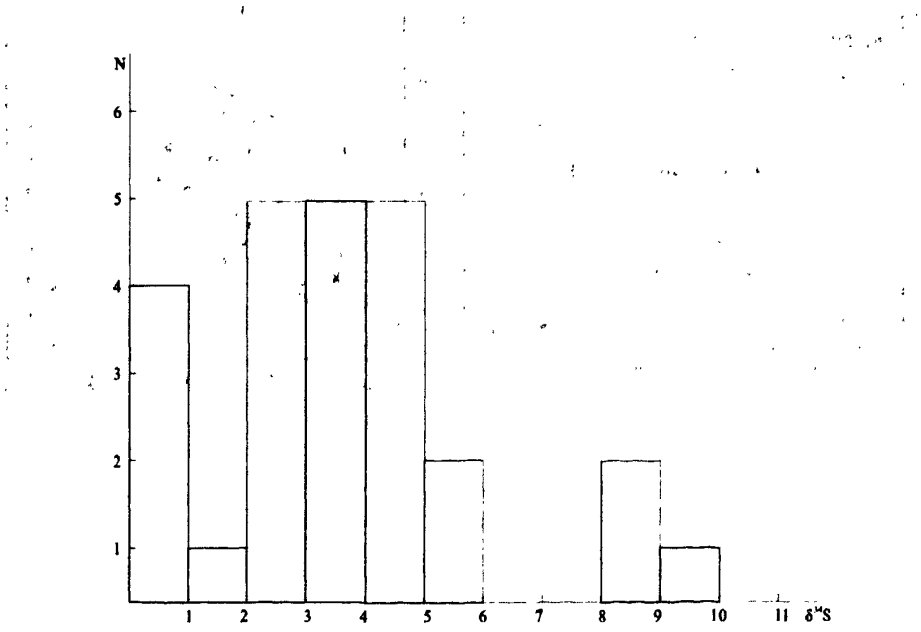


图6.1 排山楼金矿床硫同位素直方图

Fig.6.1　The histogram of sulfur isotope of the Paishanlou gold deposit

通常认为上地幔是地壳中硫的各种化合物的发源地。在地壳中存在两种硫：①从上地幔带来的原生硫其同位素组成与陨石硫同位素组成一致或相近，未发生明显的同位素分馏作用，均一化程度高，其偏离陨石值一般不超过±10‰；②经过生物循环的硫，主要是海水硫酸岩和蒸发岩硫酸岩经过细菌还原过程而生成的生物成因硫化氢和硫化物中的硫，其$\delta^{34}S$变化范围很大，可以从+10‰到-40‰。

从本区矿床硫的$\delta^{34}S$组成情况看，$\delta^{34}S$基本上属变化相对稳定的低正$\delta^{34}S$范畴，属于一种岩浆来源硫的特点。结合区内实际情况推断其来源于太古代变质火山岩和变质深成岩。

此外，从硫同位素直方图上反映出$\delta^{34}S$具有3个值域不同的峰值，显示出排山楼金矿床矿化过程应当至少有3个主要时期，结合矿床地质特征分析，这可能分别对应于金的早期初步富集和热液期的黄铁绢云岩化过程及钾长石化过程。

6.2.2 铅同位素组成

一般认为，铅同位素组成能够表征成矿流体中的金属元素的来源，因此在以往的研究中累积了包括排山楼金矿床在内的辽西地区大量铅同位素测试资料（图6.2）。

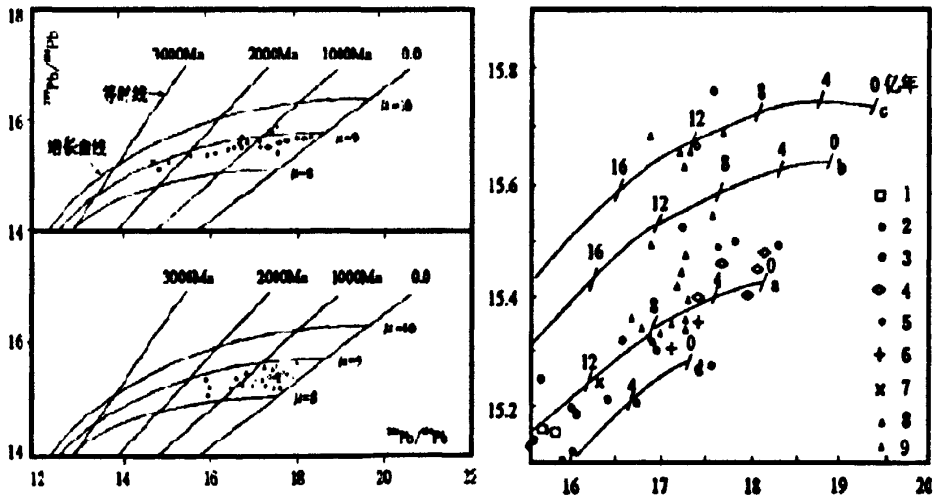


图6.2 排山楼金矿床及其辽西地区金矿床铅同位素207Pb/204Pb-206Pb/204Pb 图解（据洛辉，等，1997）

Fig.6.2　207Pb/204Pb-206Pb/204Pb composition diagram of the Liaoxi district (after Luo Hui，etc. 1997)

左上图：△-排山楼金矿矿石；◇-白云质大理岩；●-黑云斜长质糜棱岩；*-大樱桃沟矿石；
左下图：为金厂沟梁、二道沟、迷力营子和小塔子沟金矿矿石及围岩铅同位素组成；
右　图：a-地幔铅；b-造山带铅；c-上地壳铅；d-下地壳铅；1-小塔子沟金矿；2-二道沟金矿；3-太古宙变质岩；4-排山楼金矿矿石白云质大理岩；5-大樱桃沟金矿；6-中生代花岗闪长岩类；7-迷力营子金矿；8-排山楼金矿；9-金厂沟梁金矿

从图6.2左图中可见，辽西地区铅同位素经历了多体系的演化过程，但总体上表现为以正常铅为主组成的特征。在单阶段演化增长曲线与 μ 值近似等于 9 的增长曲线一致，明显显示单阶段的U-Th-Pb的演化态势。排山楼地区铅同位素的演化路径是从岩石铅开始至中后期矿化转变为矿石铅的成矿过程。在这一成矿过程中，铅同位素给出的模式年龄大约从25亿年开始至100Ma结束。尽管这里运用了并非具有真实的时间指示意义的模式年龄来讨论时间上的演化过程，但毕竟表征了成矿过程中存在着明显的阶段性和导致阶段性的构造热事件的存在，25亿年是伴随变质变形构造旋回期形成了同韧性剪切带；1900Ma～1296Ma起直至627Ma表征的整个元古代时期处于长期的隆升状态(古亚洲洋构造域演化早期阶段)，致使含金剪切带向韧脆性转变；200Ma前后的事件，反映了北部兴蒙造山区与本区域对接的构造事件（古亚洲洋构造域演化晚期阶段)，强化了含金剪切带的糜棱岩化；之后的100Ma前后隆升表征了含金剪切带进入了以脆性形变为主的韧－脆性形变及成矿作用主期，100Ma之后则表征了成矿后的隆升剥蚀期（滨太平洋构造域演化阶段)。

在构造图解（图6.2右）中（据Doe，B.R.Zartman，1974)，铅同位素分布范围较宽，但主要分布在地幔至下地壳的范畴内，由此表征了表壳岩的属性（太古宙岩石)，以及地壳的阶段性抬升－造山带部位（卷入滨太平洋构造域的演化时期)，成为了本区成矿的主要构造事件。

综上所述，铅同位素能够给予的成矿信息是大致记录了地质体的构造演化的阶段，成矿物质源于太古代成岩物质以及记录了区域性主要构造热事件。

6.2.3 矿石组分信息

在进一步解译成矿物质的来源时，需要查明成矿元素的组成，这一信息可以从矿石矿物组成获取。

如前所述，本矿床的矿石矿物主要是黄铁矿，其含量占金属硫化物的95%以上，其次是磁黄铁矿，含少量的重金属硫化物，硫盐矿物微量，锑、汞没有形成独立矿物，有用矿物为自然金。因此可以说，成矿流体中的主要成矿元素是铁、硫和金。脉石矿物中，从成矿流体沉淀的脉石矿物主要是石英、方解石等，因此，在成矿流体中 SiO_2 和 $CaCO_3$ 是其重要组分。

总之，由硫、铅同位素等给出的信息显示成矿物质源于深部，结合区域成矿条件，特别是赋矿岩石原岩成分特点，可以推定金等成矿物质主要来自太古代变质火山岩和变质深成岩。

6.3 成矿流体性质及成矿物化条件

流体是金（金的络合物）迁移和沉淀的最重要介质。因此，直接测定矿物及矿物包裹体特征和氢氧同位素组成，可以近似地得到溶液的氢氧同位素成分，并

以此来判断成矿流体的成因、来源和演化过程的环境。

6.3.1 流体包裹体信息特征

（1）流体包裹体特征

矿床中的成矿流体包裹体作能够直接提供矿床成因和成矿过程中的大量信息，是解决热液矿床成因的重要途径。

对排山楼金矿床中的流体包裹体研究表明主要由三种类型，一是盐水溶液包裹体；二是二氧化碳包裹体；三是二氧化碳－盐水不混溶包裹体。

其中盐水溶液包裹体中可见较多的岩盐子矿物和少量的钾盐子矿物，这就是说，盐水溶液包裹体能够划分出具有不同盐度的包裹体类型。例如含有岩盐、钾盐子矿物的高盐度包裹体、中等盐度的包裹体和低盐度的包裹体。在一些不混溶相组成的包裹体中可见金属矿物构成的不透明的子矿物意味着存在含有金属子矿物和不含有金属子矿物的 H_2O-CO_2 两种类型的不混溶包裹体。

上述各种类型流体包裹体代表了成矿流体演化的不同子系统。由于各子系统的性状不同，其中包括溶剂和溶质的性状的差异，例如盐水溶液和 H_2O-CO_2 溶液、真溶液、配合物溶液、胶体溶液等等，以及不同的性质的溶液（酸性溶液、碱性溶液、中性溶液），溶液的密度不同等等都是能够导致初始成矿流体发生分异的因素，以及它们不能够混溶和同时进入成矿空间的原因。因此，人们视酸碱分离或造成的酸性超前波作为酸性淋滤所引起的围岩蚀变为酸性蚀变（科尔任斯基等人）；提出了热液矿床中石英脉充填阶段必须存在的理由，在于它作为“硅桥”（杜乐天，1991）。意即石英脉的出现是石英脉是成矿流体酸碱性转变，蚀变与矿化转变的标志；提出了构造脉动成矿与成矿沉淀的有序性的理论（R.H.Sibson，1994；王荣湖，等，2006），含金流体是成矿流体中的残余流体的认识的提出（W.H.White，1943）。

（2）成矿流体组分

成矿流体初始组成主要是由 NaCl-H_2O-CO_2 组成的不混溶流体体系。根据 H_2O-CO_2 流体是有限混溶的流体体系，NaCl-H_2O 是无限溶体系，以及 NaCl-CO2 是典型的极其有限的混溶流体（流体中 NaCl 的增加，导致 CO_2 的溶解度降低，并被称为盐析效应），因此初始的成矿流体中的盐度是很低的，并且只要流体体系的温压发生变化，NaCl-H_2O 和 H_2O-CO_2 就必然发生分离，以及 CO_2 从有限混溶的 H_2O-CO_2 的流体体系中出溶，形成了纯 CO_2 流体。与此同时，构成了流体中的金属配合物的不稳定，而形成了金属硫化物或者自然金的沉淀。由于金属子矿物见于 H_2O-CO_2 流体中，很显然这种子矿物不是以卤族元素形式组成的可溶性配合物，而是亲硫或者同时又亲碳的金属元素，即它们是黄铁矿或者自然金的可能性较大。

（3）成矿温压条件

根据断裂内岩石与深度图表(R.H.Sibson，1994)，可知含金剪切带形成的初始形成的温压分别为 500℃和500MPa；转变为韧脆性时期的流体温压条件是350℃和400MPa。

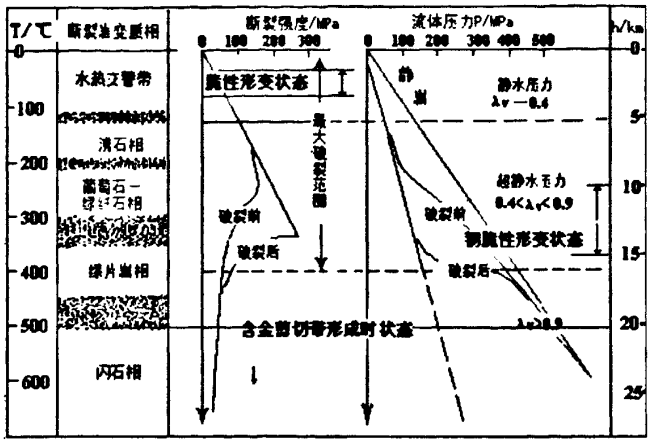


图 6.3 含金剪切带演化与流体的温压图解
（据 R.H.Sibson，1994）
Fig.6.3　The T-P diagram of auriferous ductile shear deformation（after R.H.Sibson，1994）

利用流体包裹体的均一温度测定可大体上判断成矿的温度，结合流体包裹体盐度估算成矿深度（成矿压力）。排山楼金矿床流体包裹体均一温度具有两个集中区间，即 100～180℃和 210～346℃（曲亚军，等，1996），反映出成矿过程具有多期次性。

据 Seward(1982)估算沸点为 350℃的纯水的沸腾深度为 2300m，10wt%NaCl 的溶液沸点 350℃时其沸腾的深度为 1800m；CO_2 存在时其沸腾的深度将更大，他还指出深度在 4～5km 的很多热液环境的压力大致相当于全部长度沸腾时的水柱压力，这就是说热液成矿的上覆压力实际上是静水压力。因此，热液矿床的成矿压力可以大致利用沸腾压力来估算，计算出的成矿深度数据可以作为成矿脉动的次数和成矿阶段的划分依据。依据流体包裹体的盐度测定资料分别为 10wt% NaCl 和 20wt%NaCl，大致可求得排山楼金矿床成矿深度为 1372m、1676m 和 1959m，成矿最大区间为 1500m 左右。

综合上述不难看出，成矿流体源于太古宙表壳岩成岩期，形成的富含硫、铁和金为主要溶质的 SiO_2-NaCl-H_2O-CO_2-CaO-FeS 体系，在成矿过程中具多阶段演化过程。

6.3.2 氢氧同位素信息

（1）天然水的氢氧同位素变化

任何一种天然产生的水体，如果它在地壳中由于深部循环而被加热，或通过岩浆作用，特别是在作用过程变得相对含盐的话，这种水可能就是一种成矿流体，然而，不同成因水的氢氧同位素组成变化不同。

大气降水包括雨水、雪水、冰川水、溪流、湖泊中的水以及大多数低温的地下水，其同位素变化是非常系统的。

海水的同位素比值则非常一致,δD 和 $\delta^{18}O$ 等于零，只有大量蒸发和盐度增高

地区的$\delta^{18}O$才高达2‰，而δD为11‰。

全世界各地热区的热水和水蒸气中的$\delta^{18}O$或δD变化证明，温泉地区的所有水均来自地表（Craig,1993）。在地热区由于地表水与硅酸盐和碳酸盐的同位素交换反应，热水的$\delta^{18}O$均大于5.5‰。但在火山岩地区，由于充分的水岩反应，$\delta^{18}O$为1‰～2‰，在通过高$\delta^{18}O$的沉积物中循环的高温热水中，$\delta^{18}O$为15‰。

变质水似乎具有范围比较有限的δD值（-20～-65‰），但具有较宽的$\delta^{18}O$（+5‰～25‰）。一般来讲，低温的变质水具有高的δD和低的$\delta^{18}O$，高温的变质水则相反。变质水这种宽的$\delta^{18}O$范围是由于变质的火成岩和沉积岩大部分保留其原来的$\delta^{18}O$所造成的。沉积岩具较高的$\delta^{18}O$，而火成岩和火山沉积物具有低的$\delta^{18}O$。同时，变质水实际上也可能进入地表环境。

岩浆水一般具有一致的$\delta^{18}O$（5～10‰）和一致的δD（-50～-85‰），但超出该范围以外的具有异常同位素组成的岩浆也是存在的。

（2）本区金矿床氢氧同位素

基于以往对本区金矿床的氢氧同位素研究较多，本次工作主要收集整理了已有的氢氧同位素数据进行了综合分析。

排山楼金矿床及辽西地区其它相关金矿床的氢氧同位素组成见表6.2。

从表中可以看出，排山楼金矿床$\delta^{18}O$值为7.8‰和14.5‰，为偏离零值的正值，δD值为-79‰，为偏离零值的负值。这种特点反映出排山楼金矿床成矿流体与大气水和海水不相关，而与变质水和岩浆水的混合水相似。

此外，从表中一系列数据看，排山楼金矿床的氢氧同位素组成与同属一个成矿区的其它金矿床非常相似，只有微小的差异性，这种特点显示出这些矿床的成矿流体可能具有相同的来源，但由于各矿床成矿过程发生的部位（深度）有所差别，氧同位素平衡交换的温度存在差异，使得各矿床间的氢氧同位素组成略有差别。

表6.2　排山楼金矿床及辽西地区主要金矿床氢氧同位素组成

Table 6.2　The H-O isotope composition of gold deposits occured in Liaoxi area

序号	样号	岩性	测定对象	$\delta^{18}O_{矿}$	δD_{H_2O}	$\delta^{18}O_{H_2O}$	t（℃）$_{均}$	矿区
11	Aug-00	糜棱岩型矿石	石英	7.8	-79	-3.8	224	排山楼
12	Sep-00	碳酸盐型矿石	石英	14.5	-79	1.5	188	排山楼
1	1999-22	硅化片麻岩	石英	12.8	-85	3.3	250	巴楼子
2	1999-23	蚀变岩型矿石	石英	12	-92	2.5	250	巴楼子
5	1999-33-1	硅质岩矿石	石英	10.7	-76	1.2	250	大樱桃沟
6	1999-38-Ⅰ	硅化岩矿石	石英	10.7	-72	1.2	250	大樱桃沟
7	1999-38-Ⅱ	硅化糜棱岩	石英	9.8	-74	0.3	250	大樱桃沟
8	Jan-00	含金脉石英	石英	10	-81	1.6	274	大樱桃沟

据孟宪刚，2000。中国地质科学院资源研究所万德芳、罗续荣测试；采用SMOW标准；$\delta^{18}OH2O$系采用包裹体均一或估算温度及R.N.Clayton等（1972）矿物－水之间氧同位素分馏关系式计算结果。

从矿石的 δD-$\delta^{18}O_{H_2O}$ 图解（图 6.4）中可以看出，成矿区内金矿床的成矿流体氢氧同位素组成在 δD-$\delta^{18}O$ 图解上与变质水、正常岩浆水是不完全吻合，主要集中分布在岩浆水的左下方，非常接近于岩浆水，构成了一个独立的辽西地区金矿床成矿流体水的组成范围。排山楼金矿床围岩落在靠近岩浆水的变质水范围内，矿石则落在岩浆水范围中。这种特点显示出排山楼金矿床成矿流体具有变质水和岩浆水的特点，就成矿而言，更接近于岩浆水。

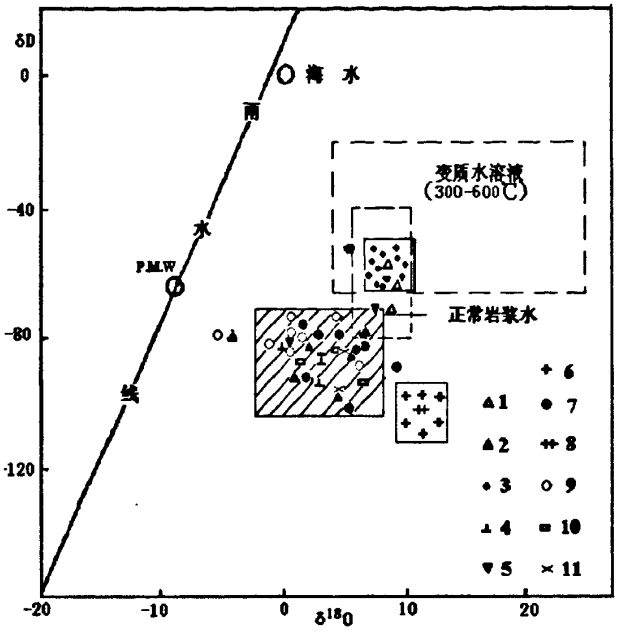


图 6.4 排山楼金矿床及辽西地区主要金矿床 δD-$\delta^{18}O$ 图解
（据洛辉，等，1997）

Fig.6.4 The H-O isotope composition of ore-fluid of gold deposits occured in Liaoxi area
1-排山楼金矿围岩；2-排山楼金矿矿石；3-大樱桃沟金矿；4-建设金矿；5-巴楼子金矿；6-二长花岗岩；7-金厂沟梁金矿；8-对面沟岩体；9-二道沟金矿；10-迷力营子金矿；11-小塔子沟金矿。图中 P.M.W 为现代当地雨水组成

对于应用氢氧同位素组成来探讨成矿热液来源的有效性已达成共识。但很多学者反对只要测出或计算出某矿床或其成矿流体的 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 和 δD_{H_2O} 值，投影到 δD-$\delta^{18}O_{H_2O}$ 图解上，简单地根据成分点的分布来确定成矿流体的或岩浆水或变质水或混合水的属性。因为花岗质岩石有多种物质来源与成因机理，变质岩的变质作用也是多种多样的，含矿流体的形成机理与过程纷繁多样。因此，$\delta^{18}O_{H_2O}$ 和 δD_{H_2O} 组成，必须与实际地质情况相结合，才能获得更为接近地质事实的结果。

本区金矿床在成矿空间上表现为矿体产出部位受韧性剪切带控制，矿化蚀变与糜棱岩密切相关，这种对糜棱岩的依赖性体现着二者之间的内在联系。糜棱岩的原岩为太古代中基性火山岩和 TTG 岩系，成矿流体氢氧同位素组成给出其来源为岩浆水＋变质水的信息，由于该矿床的成矿过程漫长，成矿流体的迁移、演

化途径和成矿过程中复杂的水岩成分交换使得氢氧同位素在 δD-$\delta^{18}O$ 图解上偏离典型岩浆水和变质水。

综合上述，可以认为排山楼金矿床成矿流体应当属于岩浆水和变质水的混合水。

6.4 与类似金矿床对比

6.4.1 矿床地质特征

（1）含金地质体

自糜棱岩型（韧性剪切带型）金矿床概念引入我国以来，在国内已发现的这类矿床的含金地质体按其矿物成分可分为长英质糜棱岩、黑云斜长质糜棱岩或斜长角闪质糜棱岩、碳酸盐质糜棱岩三大类，以前两类最为重要。

广东高要县河台金矿床的含金地质体为长英质糜棱岩，岩石多呈灰－灰白色。主要由石英、斜长石、钾长石组成，间或含有不等量的黑云母、白云母等矿物。

河南桐柏县老湾金矿床的含金地质体为斜长角闪质（黑云斜长质）糜棱岩，岩石呈暗绿－灰绿色，其突出特点是矿物成分中有角闪石出现。角闪石多以脆性变形为主，呈大小不等的粒状、透镜状产出。其长轴有一定的优选方位。细小颗粒的角闪石与小颗粒的石英、长石等矿物一起随机分布在较大颗粒之间。常见浅、暗色矿物相对聚集组成条带状构造。

在个别矿区可见碳酸盐质糜棱岩含金。岩石呈灰白色，主要由方解石，白云石、铁白云石及含有不同量的透辉石、透闪石、金云母、蛇纹石等矿物组成。变形矿物主要是碳酸盐矿物，在显微镜下呈粒状，大小不等、定向性不明显。

排山楼金矿床的含金地质体类型多，上述三种含金糜棱岩都可见及，其中主要以黑云斜长质和长英质糜棱岩为主。

6.4.2 矿体特征

这类金矿床的矿体严格受赋矿糜棱岩带的控制，矿体规模与赋矿糜棱岩带规模呈消长关系。由于围岩与矿体都是糜棱岩，所以宏观上矿体与围岩无明显的界线，两者多呈过渡关系。矿体的边界依化学分析资料确定。

矿体形态大致有似层状、透镜状及脉状几种。其中似层状矿体形态比较规则，矿化连续延伸稳定，矿石蕴藏量大，经济价值较高。这种似层状矿体数量较少，大多数矿体呈透镜状、脉状，它们的形态远不如似层状矿体规则，往往有分枝复合，膨缩侧列现象。矿体规模大小相差殊异，多具分段集中、成群产出的特点。

由于矿体在形成过程中或之后，往往受到两种以上构造要素（如两类构造、两期构造、两组构造及主次构造等）的影响，致使矿体空间展布表现出侧伏，摆动或位移等特点。

排山楼金矿床的主矿体也呈似层状（长条状），矿体规模较大，但更多的矿体呈规模不一的脉状、透镜状，沿走向和倾向都有分支复合现象，具分段集中、成群产出和侧伏的特点。

6.4.3 矿石特征

产自糜棱岩中的一系列金矿床矿石自然类型就是矿化蚀变糜棱岩型矿石，只是由于糜棱岩原岩成分的差别可进一步又可分出若干种矿石类型。各矿床中的矿石结构构造基本相同，按硫化物结晶程度及产出形态，矿石结构可分为细粒自形－半自形结构、他形粒状结构、压碎结构、包含结构等。矿石构造有浸染状构造、细脉浸染状构造以及网脉状构造、块状 构造等，排山楼金矿床也是如此。此外，在矿石矿物组成及金的赋存状态方面，排山楼金矿床与其它一些称之为糜棱岩型的金矿床也十分相似（表6-3），如矿石的矿物成分总体看比较简单，金属矿物除自然金、银金矿等金矿物外，主要为黄铁矿、自然金，其余为黄铜矿、磁黄铁矿等。

金矿物以自然金为主，其次为银金矿等，有时存在金的碲化物如碲金矿、碲金银矿等。自然金呈片状、树枝状、浑园及不规则粒状产出。以微细粒－中细粒为主，较大颗粒（>0.295mm）较少见。自然金成色一般为880～950。自然金以粒间金、裂隙金及包体金状态赋存。本类矿床的粒间金以赋存于石英颗粒之间为主，其次为石英与其他矿物或其他矿物颗粒之间。裂隙金则多赋存于黄铁矿裂隙中，少数出现在石英、铁白云石等矿物中。包体金主要见于硫化矿物中，其中以黄铁矿为主，也在磁黄铁矿、石英等矿物中也可见到。

表6.3　糜棱岩型金矿矿石成分及金的赋存状态

Table 6.3　Characters of original ore on auriferous mylonitet

矿床	金属矿物		非金属矿物		金矿物		金矿物赋存状态		
	主要	次要	主要	次要	主要	次要	晶隙	裂隙	包裹
排山楼	黄铁矿	黄铜矿、辉铜矿、磁黄铁矿、毒砂、方铅矿、褐铁矿	石英、铁白云石、方解石、白云石、绿泥石、绢云母		自然金	银金矿	石英粒间铁白云石粒间，石英与黄铁矿等其他矿物间	主要在黄铁矿中	
河台[61]	黄铁矿、黄铜矿、磁黄铁矿	方铅矿、闪锌矿、锌铋矿	石英、绢云母、少量菱铁矿		自然金	银金矿	石英中的裂隙、晶隙、包裹金占总量的77%，其余在黄铁、黄铜、磁黄铁矿中		
二甲[62]	黄铁矿、毒砂	方铅矿、闪锌矿、黄铜矿	石英、绢云母	长石、方解石、绿泥石	银金矿、自然金	(自然银)、碲金矿、碲金银、矿(碲银矿)、	主要在石英等硅酸盐矿物中，硫化物间少量	主要见于黄铁矿中，占总量21.25%	主要产于黄铁矿中，占总量46.5%

6.4.4 成矿地质环境

与韧性剪切带相关的金矿床，其产出的大地构造位置主要为古老陆块的边缘、地块之间的活动带及古陆块中的裂陷槽、古岛弧边缘带等，如河台金矿床位于云开地块东缘、老湾金矿床产在塔里木－华北板块与华南板块间的昆仑秦岭活动带中南部等。矿床具体产出部位一般都在区域性深大断裂带或较大规模的挤压断裂带中的韧性剪切带内，如二甲金矿床产在戈枕断裂带中、金山金矿床位于赣东北大断裂带、老湾金矿床产在龟(山)－梅(山)深大断裂带中等，金矿体受控于糜棱岩带，甚至含金矿物的晶出都沿糜棱叶理分布，可见金矿化品位与变形强度有一定的消长关系。

排山楼金矿床与国内典型矿床对比见表6.4。

表6.4 糜棱岩型金矿床产出的构造环境

Table 6.3 Metallogenic setting of gold deposites occurred in auriferous mylonitet

矿床	大地构造部位	矿区构造格架	控矿构造	矿化特征
排山楼	华北陆块北缘中段、中生代燕辽活动带阜新-义县断陷东缘	近东西向排山楼-侯其营子韧性剪切带与北东向稍户营子-排山楼剪切带相叠加	近东西向排山楼-侯其营子韧性剪切带	金矿化与变形强度呈正相关。含金细粒黄铁矿沿糜棱面理分布
白云[63]	华北陆块胶辽陆核边缘	姚家堡子-天桥岭 倒转复背斜中西段，早期东西向韧性剪切带及后期东西、北东、北西向断裂	近东西向的白云韧性剪切带	含金细粒黄铁矿、绢云母、石英等呈浸染状细脉沿糜棱面理产出
河台	南华造山区云开造山带云开地块东缘	北东向广宁-罗定深大断裂与北北东向四会-吴川断裂交	宝鸭塘-坑尾韧性剪切带	细粒含金黄铁矿及绢云母、重结晶石英细脉沿糜棱叶理发育，在动态重结晶之微糖粒状石英粒间有自然金粒晶出
老湾[64]	秦岭-大别造山带东段桐柏-大别地块西缘	近东西向松扒、老湾断裂横贯矿区	松扒韧性剪切带及其配套裂隙	似层状矿体，受长英质糜棱岩控制
二甲	琼中地块西部	戈枕断裂及其配套的北东、北西、东西及近南北向构造	主要为戈枕韧性剪切带及其次级构造	含金微细粒毒砂在超糜棱岩中含量最多，金亦最富
金山[65]	扬子陆块边缘江南古岛弧东南缘、赣东北深大断裂北西盘	近东西向黄柏洋-西矿与八十源-铜厂两条韧性剪切带之间	近东西向韧性剪切带及层间破碎带	金矿体多赋存于剪切应变强烈的糜棱岩、超糜棱岩中

综合上述，排山楼金矿床与国内一些典型糜棱岩型金矿床具有极为相似的基本地质特征，显示出完全具有典型糜棱岩型金矿床的成因和工业属性。

6.5 成矿时代

关于该矿床的成矿时代主要有两种认识。在矿床勘查之初，认为该金矿床应当形成于太古代末－古元古代；之后，依据矿床产出的围岩时代及含金石英细脉中石英的 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 坪年龄为 2105.2±10.4Ma 测定结果，认为成矿主要与早元古代韧性剪切活动有关；另一种认识是依据对成矿前变形闪长玢岩锆石 SHRIMP 年龄测定为 126±2Ma，成矿后闪长玢岩年龄为 125±1Ma，与成矿相关的大石头沟黑云母花岗岩年龄为 125±1Ma，矿石中蚀变黑云母的 Ar-Ar 法测的年龄 124.4±0.392 Ma，据此认为该矿床形成于中生代。

为了进一步厘定排山楼金矿床成矿时代，笔者在对排山楼金矿床矿体与围岩、控矿构造及矿化蚀变详细观察分析的基础上，对矿化体中蚀变形成的钾长石和成矿前似斑状花岗岩中的钾长石进行了同位素年龄测定。其测定结果不仅直接给出了排山楼金矿床的矿化时代，而且对认识整个华北陆块北缘金矿床的成矿地质背景具有重要指示意义。

6.5.1 样品采集与测试方法

为获得排山楼金矿床矿化时代的同位素年龄值，笔者选择了含金强钾长石化长英质糜棱岩作为采样对象（样品编号为 Y-1）；同时，对矿区内的似斑状花岗岩也采集了样品（样品编号为 L6-4）。在双目镜下挑选纯净钾长石，由中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室在 MM5400 惰性气体质谱仪上进行测试[66]。

6.5.2 测定结果

采自似斑状花岗岩中的钾长石（样品编号为 L6-4）18 个温度阶段的 ^{40}Ar-^{39}Ar 阶段升温测年结果（表 6.5）组成了一个受扰动的年龄谱（图 6.5）。从图 6.5 看出，样品的 ^{40}Ar-^{39}Ar 年龄谱呈两侧高中间低的马鞍形。一般认为 ^{40}Ar-^{39}Ar 呈马鞍形年龄谱可用来判断岩浆岩、岩石和矿物中的过剩氩，这种年龄谱的最小值接近或就是样品的结晶年龄[67]。本文所测得的 L6-4 样品中－高温(960～1110℃) 阶段的 5 个视年龄接近，构成一条较平坦的谱线，坪年龄为 126.71±2.03 Ma。由这 5 个数据构成的等时线年龄为 124.00±4.32Ma（MSWD = 5.1000，^{39}Ar- ^{36}Ar 的初始值为 331.9±51.0）。坪年龄与等时线年龄在误差范围内一致，表明数据可靠且有地质意义，为钾长石的形成年龄。高温阶段视年龄增大，累积释放的 ^{39}Ar 量很少，没有地质意义。

采自含金强钾长石化长英质糜棱岩中的钾长石（样品编号为 Y-1）15 个温度阶段的 ^{40}Ar-^{39}Ar 阶段升温测年结果（表 6.6）组成了一个略受扰动的年龄谱（图 6.6）。其中中－高温（910～1160℃）阶段的 7 个视年龄接近，构成了一个年龄坪，坪年龄为 116.69±1.15 Ma。由这 7 个数据构成的等时线年龄为 116.97±1.39Ma

（MSWD =0.9200，$^{39}Ar/^{36}Ar$ 的初始值为 277.1 ±49.1）。坪年龄与等时线年龄在误差范围内一致，表明数据可靠且有地质意义，为钾长石的形成年龄。

表 6.5　排山楼金矿床钾长石 L6-4 样品 ^{40}Ar-^{39}Ar 阶段升温加热分析数据

Table6.5　^{40}Ar-^{39}Ar incremental heating analytical data on K-feldspar（L6-4）from Paishanlou gold deposit

阶段	Temp.（℃）	$^{40}Ar/^{39}Ar$	$^{37}Ar/^{39}Ar$	$^{36}Ar/^{39}Ar$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_k$	$^{40}Ar(r)$ (%)	$^{39}Ar(k)$ (% of cum)	Age± 2σ (Ma)
1	700	52.87559	0.00691	0.11059	20.28333	41.66	0.99	178.05± 16.04
2	780	26.34418	0.00992	0.03826	15.17032	61.43	3.54	134.8± 3.30
3	850	31.79891	0.02103	0.06378	13.28317	43.32	7.06	118.57± 3.09
4	910	18.70576	0.00776	0.01690	13.81163	76.80	12.95	123.13± 2.05
5	960	18.82706	0.00482	0.01471	14.53305	79.71	20.21	129.33± 1.48
6	1000	18.76650	0.00317	0.01527	14.27926	79.07	26.33	127.15± 1.80
7	1040	16.98425	0.00218	0.01062	13.85333	84.76	33.13	123.49± 1.95
8	1080	17.68058	0.00292	0.01161	14.27280	82.91	42.56	127.1± 1.33
9	1110	15.95099	0.00209	0.00615	14.13943	90.96	53.44	125.95± 1.05
10	1140	18.11847	0.00408	0.01165	14.71498	84.12	60.34	130.9± 1.73
11	1180	19.84265	0.00439	0.01640	15.04017	79.01	65.66	133.68± 1.93
12	1120	21.35289	0.00493	0.02127	15.12458	72.92	72.71	134.41± 2.17
13	1260	24.48850	0.00797	0.02855	16.16245	68.07	78.41	143.27± 2.30
14	1300	27.49677	0.01011	0.03618	16.95616	63.36	84.10	150.02± 2.76
15	1350	30.99554	0.01211	0.04622	17.52517	58.08	89.14	154.85± 3.20
16	1400	35.42523	0.01473	0.05670	18.90703	54.82	93.48	166.51± 3.98
17	1450	32.38983	0.01489	0.05040	17.73369	56.02	98.98	156.61± 4.18
18	1500	37.24363	0.01839	0.07103	16.51267	49.71	100.00	146.25± 10.08

样品=9.2 mg ，照射参数 J = 0.005114±0.5%；测试单位：中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室;测试人：桑海清，杨列坤；测试仪器：MM5400 惰性气体质谱仪。

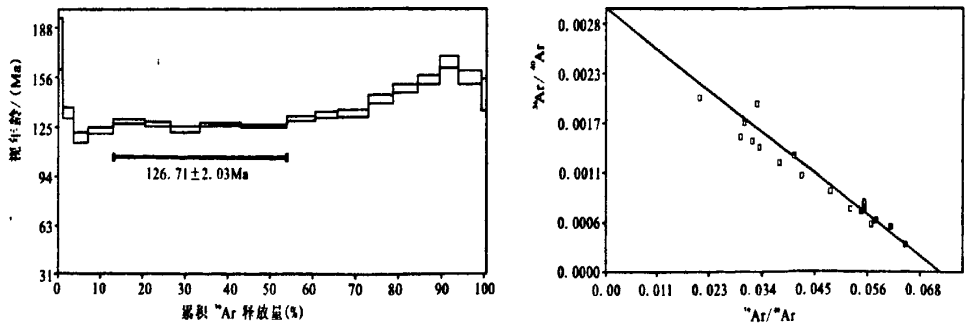


图 6.5 排山楼金矿床钾长石 L6-4 样品的 Ar-Ar 坪年龄(a) 及等时线年龄(b)

Fig. 6.5　$^{40}Ar/^{39}Ar$ plateau age (a) and $^{40}Ar/^{36}Ar$-$^{39}Ar/^{36}Ar$ isochron age (b) of K-feldspar（L6-4）from Paishanlou gold deposit

表 6.6　排山楼金矿床钾长石 Y-1 样品 ^{40}Ar-^{39}Ar 阶段升温加热分析数据

Table 6.6　^{40}Ar-^{39}Ar incremental heating analytical data on K-feldspar（Y-1）from Paishanlou gold deposit

阶段	Temp.（℃）	$^{40}Ar/^{39}Ar$	$^{37}Ar/^{39}Ar$	$^{36}Ar/^{39}Ar$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_k$	$^{40}Ar(r)$ (%)	$^{39}Ar(k)$ (% of cum)	Age± 2σ (Ma)
1	700	18.39646	0.00101	0.01856	12.88514	71.09	0.92	115.5± 1.96
2	780	13.93133	0.00118	0.00452	12.59268	90.86	4.88	112.96± 0.75
3	850	14.88914	0 .01375	0.00793	12.75415	85.77	12.35	114.36± 0.76
4	910	13.35992	0.00031	0.00108	13.02271	97.80	20.72	116.69± 0.57
5	960	13.43761	0 .00020	0.00126	13.04674	97.46	27.54	116.9± 0.63
6	1000	13.59554	0.00024	0.00186	13.02706	96.29	32.12	116.73± 0.56
7	1040	13.77690	0.00022	0.00259	12.99113	94.70	37.62	116.42± 0.62
8	1080	13.69367	0 .00014	0.00232	12.98840	95.17	45.56	116.39± 0.60
9	1120	13.65719	0 .00013	0.00214	13.00480	95.49	57.38	116.54± 0.55
10	1160	13.74910	0 .00015	0.00220	13.07796	95.38	69.14	117.17± 0.60
11	1200	13.86947	0 .00016	0.00224	13.18790	95.34	82.10	118.12± 0.62
12	1240	13.96059	0 .00015	0.00177	13.41567	96.39	91.53	120.1± 0.59
13	1280	14.20412	0 .00022	0.00200	13.59216	96.13	96.28	121.63± 0.68
14	1350	14.79501	0.00097	0.00361	13.71862	93.62	98.05	122.72± 1.02
15	1500	15.16767	0.00127	0.00527	13.60769	90.49	100.00	121.76± 0.79

样品=8.3 mg，照射参数 J =0.005131±0.5%；测试单位：中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室;测试人：桑海清，杨列坤；测试仪器：MM5400 惰性气体质谱仪。

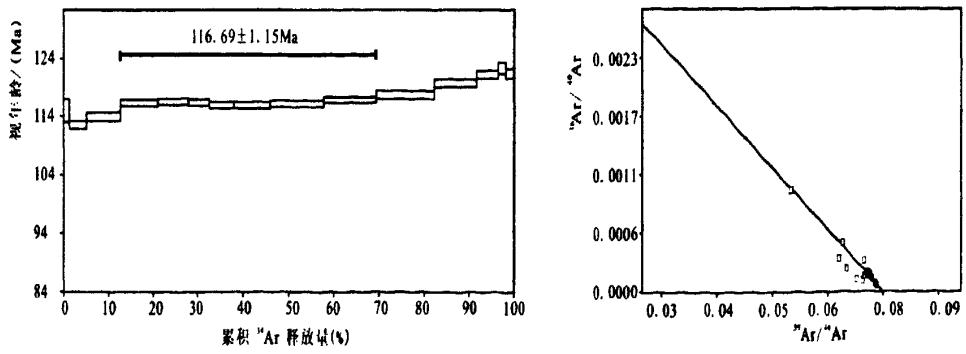


图 6.6　排山楼金矿床钾长石 Y-1 样品的 Ar-Ar 坪年龄(a) 及等时线年龄(b)

Fig. 6.6　$^{40}Ar/^{39}Ar$ plateau age (a) and $^{40}Ar/^{36}Ar$-$^{39}Ar/^{36}Ar$ isochron age (b) of K-feldspar（Y-1）from Paishanlou gold deposit

6.5.3 成矿时代讨论

传统的构造地质学认为，韧性剪切带是在地壳的深部（8～10Km）形成的[6]，因而产在韧性剪切带中的金矿床一般容易被误认为形成于前寒武纪。由于排山楼金矿床产出于华北陆块北缘且受韧性剪切带控制，因而其成矿年龄也受到了人们的格外关注。本文获取的排山楼金矿床主矿体含金强钾长石化长英质糜棱岩中钾长石的 ^{40}Ar-^{39}Ar 坪年龄为 116.69±1.15 Ma，代表了排山楼金矿床主成矿期的成矿年龄；似斑状花岗岩中的钾长石 ^{40}Ar-^{39}Ar 坪年龄为 126.71±2.03 Ma，表明排山楼金矿床主要金矿化作用不早于 126.71±2.03 Ma。由此进一步厘定了排山楼金矿床形成于早白垩世晚期。

上述结果表明排山楼金矿床的成矿时代与华北陆块北缘其它金矿床的形成年龄是一致的，这也进一步说明华北陆块北缘的绝大多数金矿床主成矿期的动力学背景相同或相似[68]。

6.6 矿床成因讨论

由前述可以看出，排山楼金矿床在矿床工业类型上属于糜棱岩型金矿床，在成因上应当为典型的韧性剪切带型金矿床，具有同韧性剪切带型金矿床的基本特征，但与典型的同韧性剪切带型金矿床也有一些差异。

排山楼金矿床在矿床地质特征方面与国外一些典型的同韧性剪切带型金矿床极为相似，但在成矿时代、主矿化期与韧性剪切带形成的时间间隔上有明显不同。全球大多数典型韧性剪切带型金矿床形成于新太古代(特别是在26-27亿年)，金矿床成矿定位时间与含金韧性剪切带形成的时间间隔不大[69]。排山楼金矿床主要成矿期发生于晚中生代早期，控矿韧性剪切带形成于新太古代晚期，成矿定位时间与含金韧性剪切带形成的时间间隔巨大。

造成这种差异的原因应当是成矿地质环境的不同。韧性剪切带型金矿床的形成与其所在的地质构造单元抬升速率、稳定性有关，国外一些古老地块上的含金韧性剪切带形成后的抬升速率较大，成矿后就进入了相对稳定发展时期。我国与之相比有很大不同。就华北陆块区北缘而言[70]，在新太古代经历了强烈构造运动后，自元古代到古生代期间虽然也处于不断升降过程，但总体上抬升速率不大，直到晚古生代末期－早中生代时期由于北侧兴蒙造山区强烈造山运动导致抬升速率加大[71-74]，之后进入了滨太平洋构造体制的强烈活动时期。有关包括研究区在内的中国东部乃至东北亚地区这一时期地质构造演化近年来已有诸多论述[75-113]，限于篇幅在本文中不再赘述，但需要强调的是在这一时期，包括华北陆块北缘在内的中国东部地区印支期在早期古板块汇聚后，强烈的造山作用导致岩石圈加厚，其后加厚的岩石圈发生拆沉减薄；燕山早期岩石圈拆沉持续进行，并开始叠加了太平洋构造体制的作用，使得本区依然处于区域性挤压体制下；燕山

晚期，由于下插的板块在深部滞留，导致了岩石圈的拉张，大陆向大洋蠕散，并可能出现软流圈地幔与地壳直接接触的独特地质现象。软流圈地幔与地壳直接接触的动力学效应是产生强烈的岩浆板底垫托作用及相伴随的深部地壳的高温变质作用和部分熔融作用，形成大量岩浆的侵位与喷发，并造成新生地壳的显著增生和原有地壳的重新调整。同时，这种地球动力学过程会有大量地幔物质（包括成矿物质）形成地壳尺度的大规模流体循环，从而产生大面积、突发性的巨量成矿作用[114-115]。包括排山楼在内的华北陆块北缘诸多金矿床都形成于这一地质过程，但由于不同金矿床形成时所处的地质构造部位与地球化学环境存在差异，其矿石性质与矿物工艺学特征有所不同，制约着矿床的经济价值。

6.7 成矿过程

排山楼金矿床的形成与韧性剪切带的演化密切相关，经历了漫长的地质演化过程。从区域地质演化、韧性剪切带基本特征和同位素测年资料来看，各种方法综合给出了其形成于25亿年，属于中深层次的变形；之后主要受古亚洲洋构造体制的影响长期处于抬升期，抬升其间韧性剪切带也经历了多次强度不一的韧－脆性变形；在125Ma前后，本区受滨太平洋构造体制的制约，发生了强烈的构造－岩浆活动，引发了强烈的水－岩交换反映，形成了排山楼金矿床。矿床的形成大体上至少经历了一下几个过程。

金的初始富集期（新太古代晚期）：韧性剪切带形成期处于地壳较深层次，以韧性剪切作用为主，赋矿围岩经历了强烈的区域变质和韧性剪切变形过程。在这一过程中，形成了本区最为重要的控矿构造，同时变质流体和岩浆流体的活动促使岩石中弥散的金等成矿物质活化进入流体，形成了含金的“成矿流体库”。伴随韧性剪切活动，沿剪切带发生了以退变质为主的透闪石化、阳起石化、绿泥石化，后期还有少量硅化，金矿化并不显著，但这一过程使区内金等成矿物质经历了初步富集。

金的矿化期（燕山晚期）：从晚元古代开始至三叠纪，本区主要受古亚洲洋构造体制的制约，北侧的造山运动使得本区长期处于总体抬升状态，韧性剪切带以及伴随其发育演化的“成矿流体库”运移到了地壳较浅层次，经过印支期－燕山早期古亚洲洋构造体制逐步向滨太平洋构造体制转换，在燕山晚期受滨太平洋构造体制的强烈影响，本区发生了强烈的构造－岩浆活动，处于较浅层次的韧性剪切带开始转入韧－脆性变形期并逐步转为以脆性变形为主，使得原本封闭的流体体系处于逐步开放状态，环境温压降低，发生了大规模的水－岩交换反映，形成了黄铁绢云岩化带，石英细脉及黄铁矿、自然金等沿糜棱面理发育，形成了金的工业矿体；稍后，由于受区域岩浆活动的影响，流体被再次加热，与长英质岩石的相互作用使得其物质重组，引发了钾长石化，进一步促进了金的富集。之后，残余流体再次作用于岩石形成了范围较大的碳酸盐化带。

表生期：金矿床形成后，本区主要为以隆起为主的差异升降运动，使得金矿床出露于地表，形成氧化矿石。

总之，排山楼金矿床是在韧性剪切作用下，矿源岩发生糜棱岩化过程中，成矿流体运移在糜棱岩系列岩石中，当韧性剪切带被抬升至浅部后，剪切带应变性质发生转变过程中成矿流体中的成矿物质在合适的物化环境及有利场所沉淀成矿。

本章小结：本章以矿床地质特征和区域成矿地质环境为基础，从成矿物质来源、成矿流体性质等角度并结合类似金矿床特征对比等阐述了矿床成因，利用高精度测年等厘定了成矿时代，进而讨论了成矿过程。

排山楼金矿床成矿物质主要源于其围岩，成矿流体属于深源变质流体和岩浆水的混合流体，矿床成因属于韧性剪切带型，矿床成矿周期时间跨度大，从新太古代金的初始富集开始，直到晚中生代早期最终形成工业矿床，这也是我国韧性剪切带型矿床与世界典型韧性剪切带型金矿床的最大不同之处。

第7章　控矿因素与成矿预测

7.1 控矿因素

排山楼金矿床矿体产出受多种地质因素的控制，但择其要者还是线性构造和围岩岩性及岩浆活动等方面。

（1）构造控制成矿

区域性线性构造控制了金矿床的产出，金矿体直接受糜棱岩带控制，金矿化强度与应变强度成正相关，矿化主要沿糜棱面（叶）理发育。

北东向和近东西向（北东东向）构造带共同控制着金矿化带和矿体的产出位置，使得金矿化带沿走向略呈"S"形展布。矿体空间分布特征、矿床原生晕的元素组合及分带等指示矿区西部较之矿区东部成矿深度略大，表明成矿流体的运移方向应当是由深部向浅部、自西向东，区内北东向和近东西向（北东东向）构造带兼具导矿和控矿作用。

（2）岩性控制成矿

金矿床对于容矿岩石有明显选择性。从已知矿体来看，赋矿岩石为糜棱岩，金矿化主要发生在长英质糜棱岩和黑云斜长（角闪）质糜棱岩中，形成所谓的"白矿"和"黑矿"。从空间分布看，上部赋矿岩石多见长英质糜棱岩，下部赋矿岩石主要为黑云斜长（角闪）质糜棱岩，这可能与糜棱岩的原岩产出状态有关；从矿区各平面图和各中段平面图可以看出，矿化主要发生在白云质糜棱岩之下，及矿体的顶板大多为白云质糜棱岩（大理岩）（图7.1），表明白云质糜棱岩应当是金成矿的重要地球化学障。

（3）岩浆活动控制成矿

岩浆活动对金矿床形成的控制主要表现在两个方面。

新太古代岩浆活动形成的TTG岩系，在后期的变形、变质过程中一方面形成了赋矿的糜棱岩，更重要的是为金成矿提供了成矿物质。中生代侵入岩浆活动为金的进一步富集提供了热动力。

7.2 找矿标志

含金地质体标志：黑云斜长质（斜长角闪质）糜棱岩和长英质糜棱岩发育区，特别是长英质糜棱岩穿插在黑云斜长质（斜长角闪质）糜棱岩中或黑云斜长质（斜长角闪质）糜棱岩呈包体（或残留体）的地段。

构造标志：韧性剪切带是直观构造标志，剪切带内岩石片理化发育地段、细脉状蚀变体发育地段、糜棱岩带岩石分带明显地段、韧性剪切带产状发生变化地段。

蚀变标志：矿化带主要蚀变为黄铁矿化、绢云母化，钾长石化、硅化、碳酸

盐化、绿泥石化等，找矿标志为黄铁矿化、绢云母化，钾长石化、硅化、碳酸盐化发育地段，特别是钾长石化、黄铁矿化、绢云母化、硅化发育地段，更要注意多种蚀变迭加组合地段，蚀变具明显分带的地段。

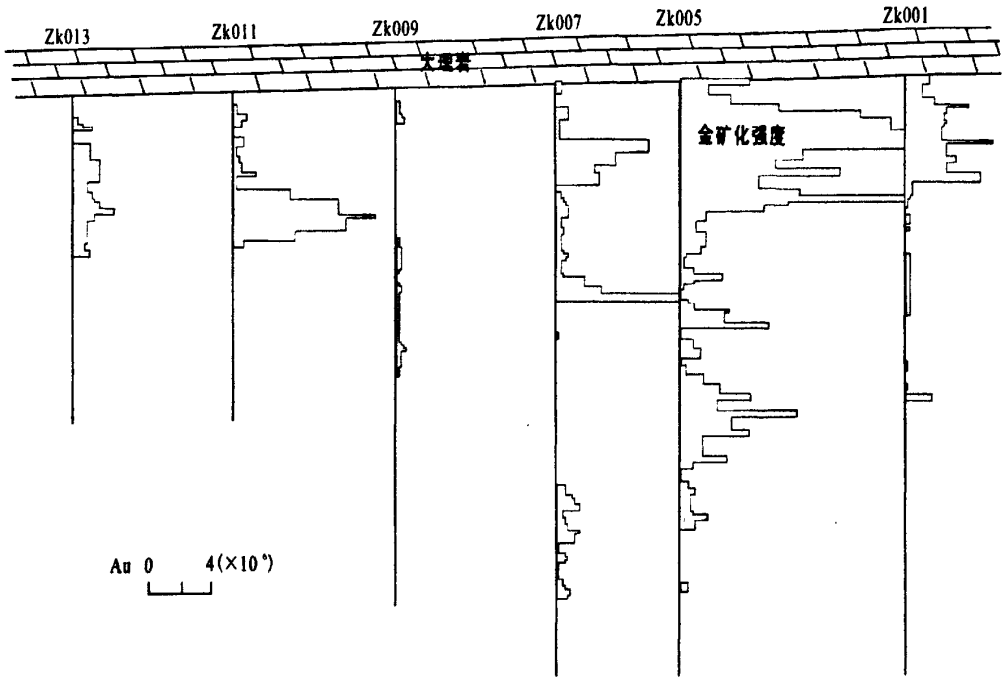


图 7.1 白云质大理岩与矿化的空间关系（据洛辉，1997，修改）

Fig.7.1 The map showing relationship between metallization and dolomitic mylonite at Paishanlou gold deposit

地球化学异常标志：以金为主的多金属元素分散流异常分布区，主要元素为Au、Ag、Cu、 As、Sb 、Se等。异常元素组合好、异常面积大、异常强度高、分带清晰、浓集中心明显，并且异常具再现性的地带是良好的找矿靶区。

上述找矿标志应综合运用，不能孤立或只强调一条而忽略其它标志，也不能求全。最基本的是含金地质体标志、构造标志、地球化学异常标志，即"黑云斜长质（斜长角闪质）糜棱岩、韧－脆性剪切带、金－多金属化探异常"组合。

7.3 成矿预测

从金矿成矿条件、成矿特征及矿化带内含金地质体展布、构造发育特征和已有的矿化信息、矿床原生晕特点等可知，研究区具备有利的成矿地质背景和良好的成矿地质条件，有进一步寻找韧性剪切带型金矿床的基本条件和可能性，排山楼金矿床深部及其外围仍然有较大的找矿前景。

7.3.1 地质预测

从前述矿床地质特征和矿床成因等方面看，金矿化带沿近东西向韧性剪切带展布，矿带呈东西-北东走向，倾向北-北西，向西-南西侧伏，沿走向和倾向尖灭再现现象显著。显然，在排山楼金矿床东西两侧和南侧发育的一系列韧性剪切带都是进一步找矿的有利地段。从已知矿体的产出特征看，在排山楼金矿区的西侧找矿更为重要，因为在这一地段不仅是浅部找矿的良好靶区，更是深部找矿的有利地段。

一般而言，韧性剪切带型金矿床的矿化深度往往较大，从已知矿体垂向分布规律看，排山楼金矿区有多层矿体发育，加之目前的勘探和开发深度不大，因此其深部找矿仍然具有较大潜力。

7.3.2 原生晕地球化学成矿预测

从矿床地球化学特征来看，本次工作所获得的矿区原生晕特征更能说明深部找矿的重要性。

成矿溶液在成矿过程中，由于元素溶解、迁移、沉淀条件的不同，导致了金及其伴生元素在时间和空间分布上有明显的分带性。矿床原生晕中元素浓度在矿体空间分布上出现有规律的变化，即由高浓度中心向外，含量逐渐降低，直至趋近于背景值。单个矿体都有自己的头部晕、尾部晕及原生晕垂直分带序列。李惠等[116]通过对58个典型金矿原生晕轴向分带序列的概率统计，得出了中国金矿床原生晕综合轴向（垂直）分带序列：F、Hg、B、As、Sb、Ba在矿体前缘和上部富集；Pb、Ag、Au、Zn、Cu在矿体中部富集，Au与Ag共沉淀，呈正相关关系；W、Bi、Mo、Mn、Co、Ni、Cd、V、Ti等总是出现在矿体下部（尾部晕）。

排山楼金矿的矿体在平面上和垂向上呈不规则脉状分布，有膨胀收缩、分支复合、尖灭再现等现象。每个矿体都有自己的头部晕和尾部晕。由于上部矿体的尾部晕会与下部矿体的头部晕叠加在一起,因此总体分带是各个矿体地球化学原生晕叠加结果的总体反映。

排山楼矿区已知矿体空间分布显示Au的第一富集矿段位于300m中段以上，矿区地球化学特征显示向下在275m中段至250m中段之间，Au、Ag异常强度很低，头部晕元素Sb、As的异常强度较高，尾部晕元素W、Bi有一定浓度，指示矿体的再现，并且有较大的延伸。

根据原生晕纵投影图异常展布规律，结合各勘探线元素垂向分带和已知矿体产状，可将矿体沿垂深方向划分为三个矿带（图7.2），各矿带划分为3个矿段，各矿段呈尖灭再现斜列分布。

除前述地球化学特征指示深部存在金矿化外，不同深度的Au/Ag比值、Ag/Bi比值也有极为相似的显示。因为Au、Ag是一对密切共生的元素，但由于晶体化

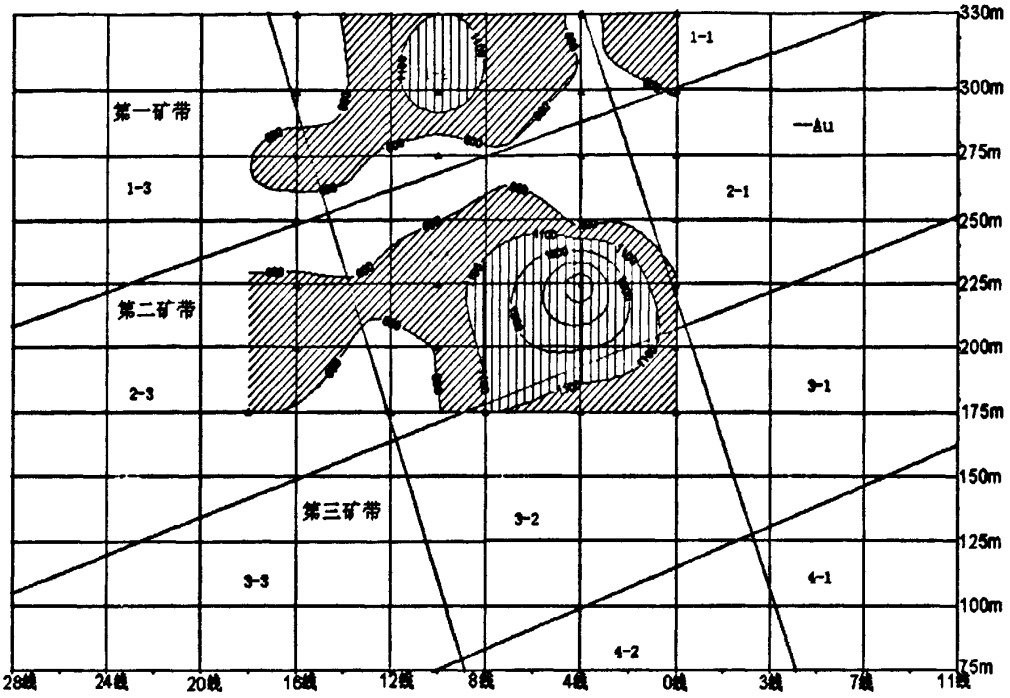


图 7.2　排山楼金矿床垂深方向三个矿带

Fig.7.2　The map showing ore belts in Paishanlou gold deposit

学性质的差异，所以在不同物理化学条件下，其富集程度有明显差异。研究者常以Au/Ag比值探讨金矿床的分带性、成矿作用时空变化规律及矿体延深评价。根据俄罗斯学者研究，Au/Ag比值在金银矿化垂直分带上有明显的变化（矿上为0.002；矿体上部为3～4；中部为8～9；下部为2；矿下为0.003）。尽管不同类型矿床的Au/Ag比值会有差异，但作为统计规律也不失为一种重要参考参数。根据矿山开采所获得的不同深度矿石的Au、Ag含量，计算出不同勘探线不同深度的排山楼金矿床Au/Ag比值（表7.1）。表中显示，排山楼金矿床中Au/Ag比值变化范围为0.42～10.88，大部分比值大于1。从275M中段起，大部分趋势自上而下生高，原生晕Au/Ag比值等值线图（图7.3）也说明这一点。其变化规律与元素浓度分带变化规律相吻合。结合矿山当前开采资料分析，目前开采的250m~200m矿体仍属矿体的中上部，矿体还有较大的延深。

表7.1　排山楼金矿不同勘探线不同深度Au/Ag比值

Table 7.1　The Au/Ag at some levels in Paishanlou gold deposit

勘探线 / 中段	Z线	4线	10线	16线
330m	7.17	4.90		1.61
300m	3.69	1.94	4.16	0.43
275m	0.81	0.42	0.70	4.06
250m	1.05	1.49	1.10	0.75
225m	3.08	12.6	4.46	3.91
200m	10.88	9.39	5.75	6.32

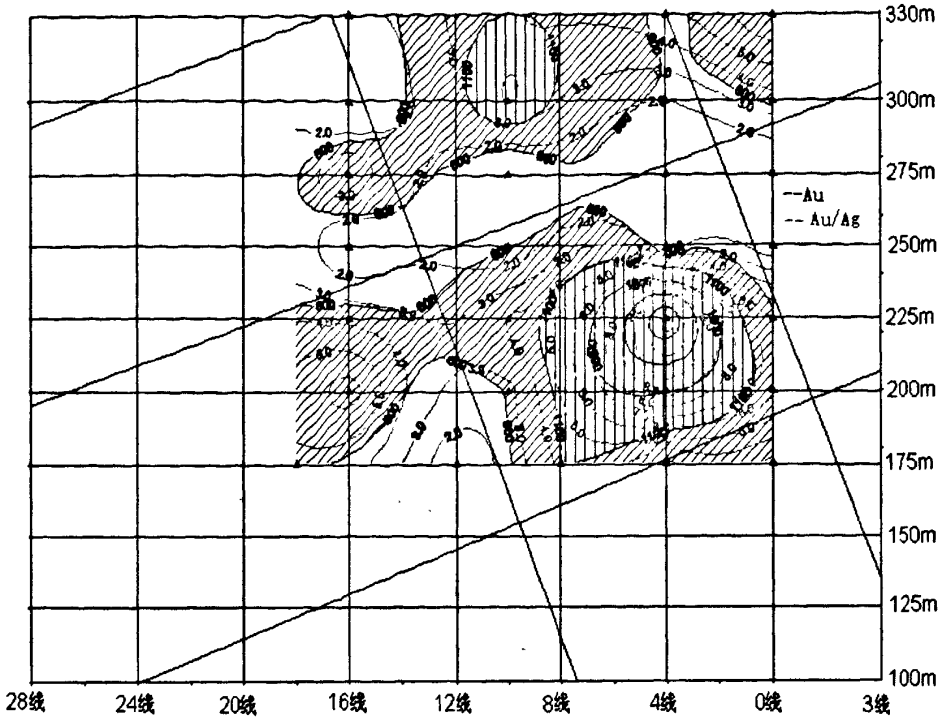


图7.3 排山楼金矿床原生晕Au/Ag比值等值线图
Fig.7.3　Au/Ag isograde at 1 Paishanlou gold deposit

银为矿上晕异常，铋为矿下晕异常，银铋比增高为矿体上部的显示。由图7.4可见，第二矿带的第三矿段（简称为2-3矿段）出现银铋比高值异常；由图7.3

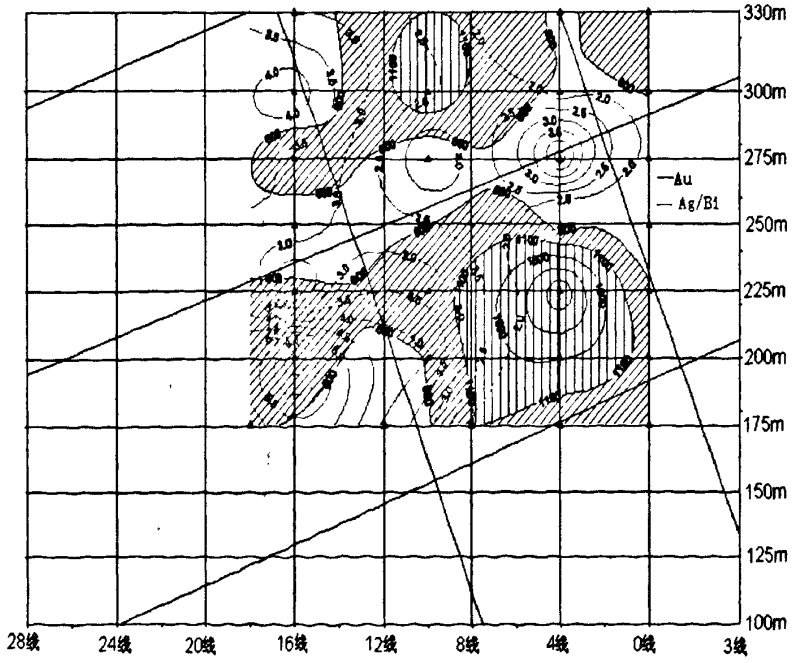


图 7.4　排山楼金矿床原生晕 Ag/Bi 比值等值线图
Fig.7.4　Ag/Bi isograde at Paishanlou gold deposit

可见，该处也出现金银比高值异常，表明该矿段向SW方向沿侧伏方向有较大的延伸。

综合上述，排山楼金矿床仍然具有较大找矿潜力，找矿方向的重点应当集中于矿区深部和东西两侧。在矿区深部，初步划分出了一级预测区和二级预测区（图7.5）。此外，在根据矿体的展布规律，可能有第四矿带的出现。

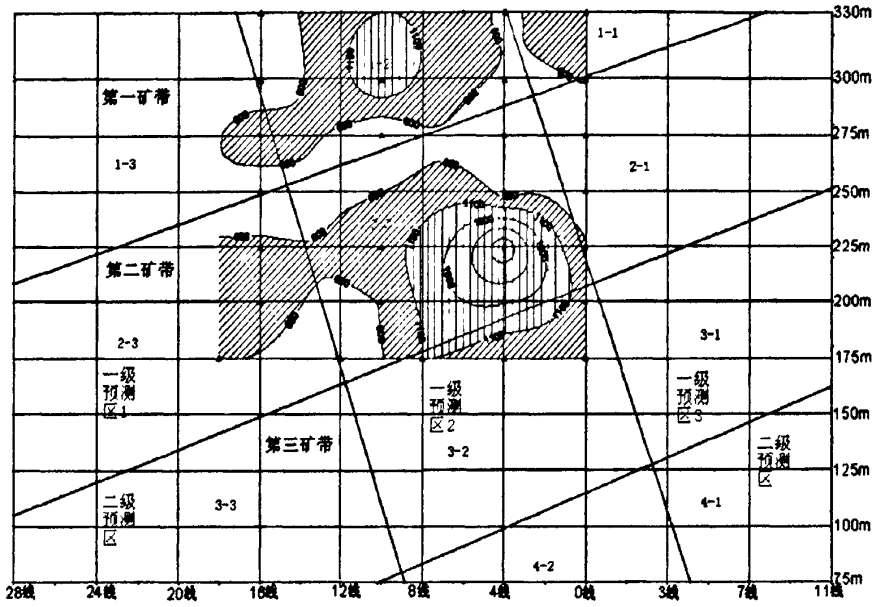


图 7.5 排山楼金矿床预测图

Fig.7.5 The map showing forecasting prospect at Paishanlou gold deposit

7.4 预测效果

上述预测已为排山楼黄金矿业有限责任公司实施的钻探所证实。该公司近期通过地表钻探和井下探矿工程对上述预测区进行勘探，发现了金的工业矿体（图7.6），并证实深部存在第四矿带（图7.7）。总计获取工业储量×.××吨（金属

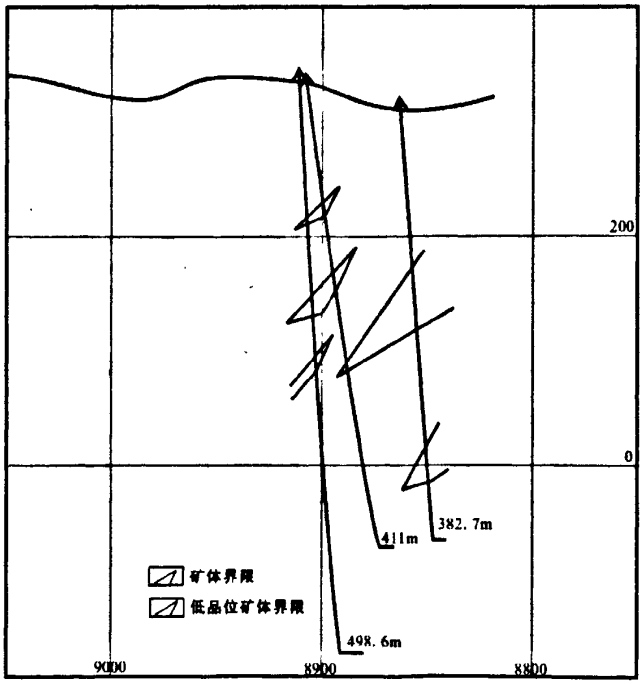


图 7.6 排山楼金矿床××勘探线剖面图（据排山楼金矿）

Fig.7.6 The ×× prospecting line profile at Paishanlou gold deposit

量），为解决接续生产储量问题提供了良好基础和勘探方向。

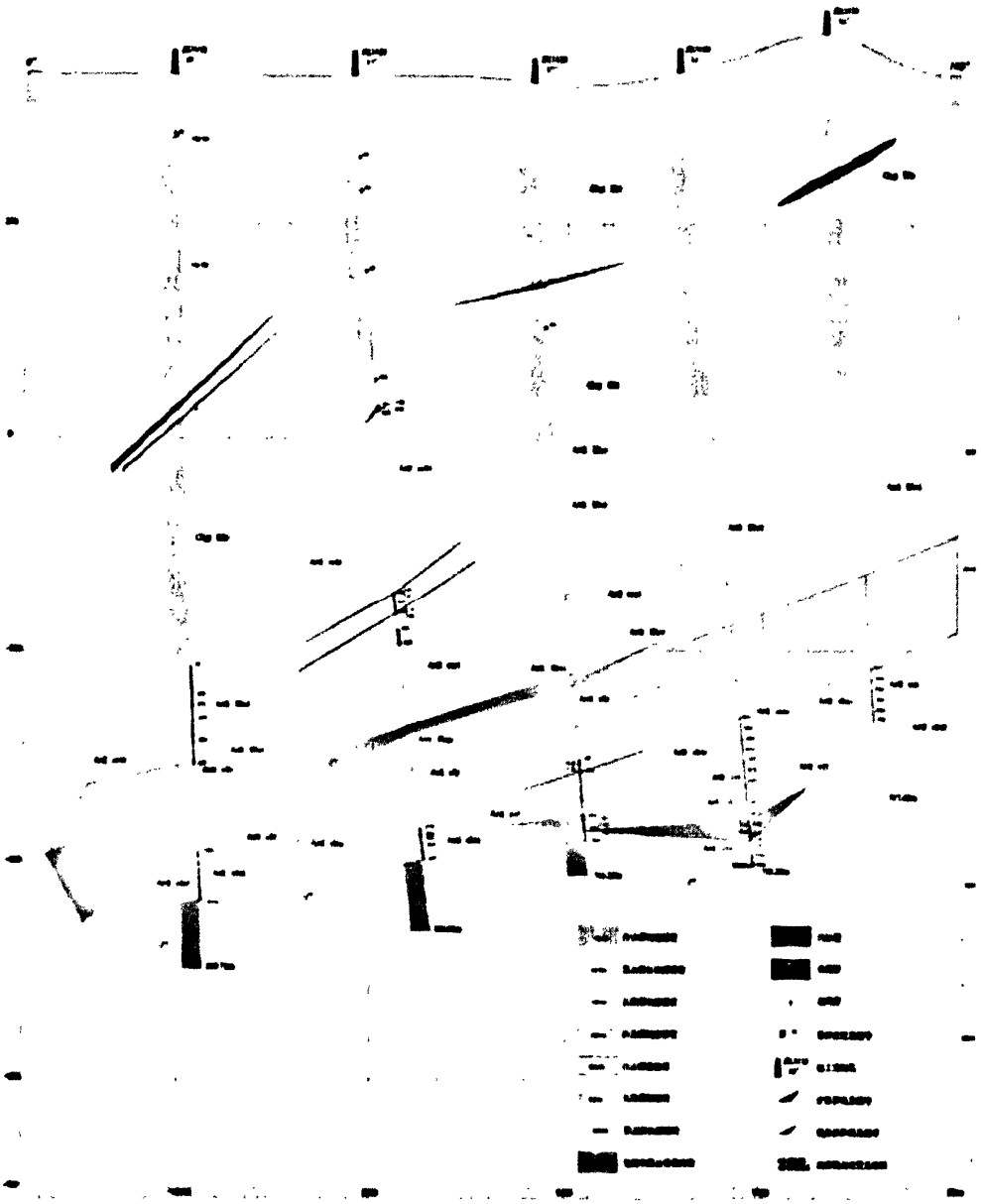


图 7.7 排山楼金矿床××勘探线剖面图（据排山楼金矿）
Fig.7.7 The ×× prospecting line profile at Paishanlou gold deposit

本章小结：概要总结了控矿因素主要为韧性剪切带、围岩特性和岩浆活动，主要找矿标志为含金地质体、构造、蚀变和地球化学异常等。依据成矿地质特征和原生晕特征提出了重点深部预测区，并经排山楼金矿勘探所证实。

第8章　结论和意义

8.1 结论

本文对辽西阜新金一多金属成矿区排山楼金矿床进行了详细的区域地质、矿床地质、地球化学及同位素地质研究，取得了诸多新的认识。主要成果如下：

1. 在系统分析综合论证基础上，提出了控制排山楼金矿床产出的韧性剪切带形成于新太古代，之后经缓慢抬升至地壳浅部，至晚中生代受滨太平洋构造体制的影响，遭受了强烈韧一脆性变形，这一过程是金矿床形成和定位的重要基础。

区内新太古代变质火山一沉积岩系和变质深成岩是金矿的初始矿源层，发育于其中的一系列多期活动的韧性剪切带是区内主要控矿构造，也是弥散在初始矿源层的金等成矿物质活化迁移的主要动力因素，韧性剪切带的主要活动期具有左旋剪切活动性质。韧性剪切活动至少形成了四种不同成分的糜棱岩，即黑云斜长质糜棱岩、斜长角闪质糜棱岩、长英质糜棱岩和白云质大理岩质糜棱岩，他们是金矿化的直接围岩和载体。

2. 系统总结了矿床地质特征。通过对矿区不同中段矿体分布规律研究，确认了金矿体向西-南西侧伏的产出规律，为矿区深部找矿预测提供了基础信息。

3. 首次发现了钾长石化，并圈定了钾长石化蚀变带。由矿化中心向外发育黄铁矿一绢云母化一硅化蚀变带、钾长石化蚀变带、碳酸盐化蚀变带和绿泥石化蚀变带，各蚀变带在空间上相互叠加。其中，与金矿化最为密切的是黄铁矿一绢云母化一硅化及钾长石化，钾长石化也是重要的找矿标志。

4. 确定金矿床形成于早白垩世晚期。采用 Ar-Ar 同位素测年法对辽宁排山楼金矿床矿化阶段形成的钾长石和似斑状花岗岩中的钾长石进行了测试，获得矿化阶段形成的钾长石 ^{40}Ar-^{39}Ar 坪年龄为 116.69±1.15 Ma，等时线年龄为 116.97±1.39Ma；似斑状花岗岩中原生钾长石 ^{40}Ar-^{39}Ar 坪年龄为 126.71±2.03 Ma，等时线年龄为 124.00±4.32Ma 的数据。前者代表了该矿床的形成年龄，即该矿床形成于早白垩世，后者表明金矿化不早于 126.71±2.03 Ma。这一成矿年龄与华北陆块北缘大部分金矿床的成矿年龄一致，表明华北陆块北缘绝大多数金矿床形成于中国东部中生代动力学体制发生转折的时期，这对认识华北陆块北缘金矿床成矿地质背景具有重要指示意义。

5. 认为排山楼金矿床成因类型为韧性剪切带型。以矿床地质特征和区域成矿地质环境为基础，从成矿物质来源、成矿流体性质等角度并结合类似金矿床特征对比等阐述了矿床成因，结合高精度测年数据，讨论了成矿过程。排山楼金矿床成矿物质主要源于其围岩，成矿流体属于深源变质流体和岩浆水的混合流体，矿床成因属于韧性剪切带型，矿床成矿周期时间跨度大，从新太古代金的初始富

集开始，直到晚中生代早期最终形成工业矿床，这也是我国韧性剪切带型矿床与世界典型韧性剪切带型金矿床的最大不同之处。

6. 详细研究了排山楼金矿床原生晕特征。元素富集特征表明该矿床元素组合为 Au、Ag、Cu、As、Sb、Mo、Ba、W、Tl、Bi、Sr、Se，各元素具有明显分带，前缘晕指示元素组合是 Sb-AS-Pb；主成矿指示元素组合是 Bi-Cu-Se-Ag-Au；矿化的尾晕指示元素组合是 Mo-Bi-Mn-V-Co。矿区地球化学场与区域地球化学场类似，但也有所不同，体现在都以 Au、Ag、Cu、Se 等元素为主的地球化学场，但在矿区内 Au、Ag、Cu 的强度更大。元素组合显示出热液活动所引起的地球化学特征，指示元素组合在种类和空间上相互叠加，应当是多期地质作用（热液活动）的结果，在垂向上应当有多个 Au、Ag、Cu 等元素的异常出现。元素的空间分布特征显示该矿床矿体向南西侧伏，在矿区深部和西部应当仍有矿化发育。

7. 提出在排山楼金矿床东西两侧和深部是今后进一步找矿的主要方向。以控矿构造和矿床地质特征分析为基础，在研究工作中通过对矿床原生晕系统研究，总结了垂深方向元素分带及元素组合的演化规律，发现目前所圈定的矿体仍属矿床的中上部，向下应当还有较大延深，并提出了排山楼金矿床沿垂向有 3~4 个矿带，依据成矿地质特征和原生晕特征提出了重点深部预测区，并经排山楼金矿勘探所证实。

虽然取得了一些新的认识，由于时间和经费制约，对新发现的钾长石化的机理、韧性剪切带的演化过程尚需进一步深入调查研究。

8.2 研究意义

由于韧性剪切带型金矿床受控于韧性剪切带构造，一般均产于前寒武纪变质岩系中，加之传统构造地质学认为韧性剪切带是在地壳的深部形成的，因而通常认为其形成于前寒武纪。

排山楼金矿床成因和成矿时代的确认改变了这一观念。即产在前寒武纪岩层中、受韧性剪切带控制的金矿床，不一定形成于前寒武纪地壳的深层次，也可以形成于显生宙较新时代地壳较浅的层次。如本矿床和华北陆块区其它地段的韧性剪切带，既切过了前寒武纪岩层，也使燕山晚期的岩浆岩发生了韧性剪切变形，表明这种韧性剪切带最终形成于中生代，赋存在这类韧性剪切带中的金矿床也应当是在中生代较浅深度和较低温度下形成的。这样就丰富了韧性剪切带型金矿床涵盖的内容，也为金矿找矿扩展了找矿理念。

排山楼黄金矿业有限责任公司实施的钻探在深部发现了金的工业矿体并证实深部存在第四矿带，总计获取工业储量×.××吨（金属量），为解决接续生产储量问题提供了良好基础和勘探方向。

因此，本项研究既有重要理论意义，对金矿找矿也具有很大现实意义。

致 谢

本文是在金成洙教授指导下完成的，导师对论文选题和研究工作给予了悉心的关怀和具体的指导。先生严谨的治学作风、渊博的专业知识以及高尚的道德修养使学生受益匪浅，在此表示深深的谢意！

东北大学研究生院、资源与土木工程学院的领导和赵纯福、侯根群、姚玉增等老师在本人博士在读期间及论文选题和成文过程中给予了热情的指导和帮助；辽宁省黄金局李奇端局长等在本人博士就读期间，从工作、学习和科研等方面给予了全力支持；在资料收集和野外调研过程中得到了排山楼金矿领导及张殿辉、唐兴等同志的大力协助；在论文编写期间，特别得到了沈阳地质矿产研究所李景春博士和辽宁省有色地质局勘查总院刘志远博士，东北大学周乃武教授的悉心指导，在此一并表示衷心的感谢。最后借此机会向自始至终支持我的家人、朋友、同事以及博士班的同学们表示衷心感谢！

由于本人学识水平有限，加之研究经费不足，对一些重要的基础地质与成矿理论等问题的认识深度不够，论文错漏难免，敬请批评指正。

主要参考文献

[1] Boyle R W. The Geochemistry of Gold and Its Deposits[M], Bull. Canada Geologic Survey. 1979.

[2] Ramsay J G.. Shear zone geometry : A review[J]. J Structure Geol, 1980, 2 : 83299.

[3] M.博纳梅宗，等. 法国海西基底的含金剪切带. 芮仲清译自《Chronique de La recherche miniere》. 1987，№488.

[4] Hodgson C J. The structure of shear-related, vein-type gold deposits: a review. Ore Geol. Rev. , 1989，4: 231-273.

[5] Davis G H，Reynolds S J. Structural Geology of Rocks and Regions[M]. New York：John Wiley &Sons，INC，1996，1-776.

[6] Sibson R H. Fault rocks and fault mechanism[J]. Geol. Soc. London, 1977, 133: 191-213.

[7] 陈柏林，董法先，李中坚. 韧性剪切带型金矿成矿模式[J]. 地质论评，1999，45: 186-192.

[8] Eisenlohr B N, Groves D I, Partington G A. Crustal scale shear zone and their significance to Archean gold mineralization in western Australia[J]. Mineralium Deposita, 1989, 24: 1-8.

[9] Roberts R G.. Ore deposit model # 11: Archean lode gold deposits[J]. Geoscience Canada, 1987, 14: 37-52.

[10] 邵世才. 试论韧性剪切作用与金的成矿[J]. 贵金属地质，1996, 5: 142-146.

[11] 刘连登，朱永正，戴仕炳，等. 金矿与韧性剪切带及其叠加构造[A]. 张贻侠，刘连登. 中国前寒武纪矿床与构造[M]. 北京：地质出版社，1994，39-77.

[12] 陈柏林，李中坚，董法先. 亦论韧性剪切变形与金的成矿作用－与邵世才《试论韧性剪切变形与金的成矿》一文的讨论[J]. 贵金属地质，1998, 7: 228-232.

[13] 刘玉琳. 国外韧性剪切带型金矿研究现状[J]. 黄金地质，1996, 2: 76-80.

[14] Goldfarb R J, Groves D I, Gardol L S. Orogenic gold and geologic time: A global synthesis [J]. Ore Geology Review，2001，18: 1-75.

[15] Leclair A D. Crustal-scale auriferous shear zones in the central Superior province, Canada[J]. Geology, 1993, 21: 399-402.

[16] Groves D I. The crustal continuum model for late-Archaean lode-gold deposits of the Yilgarn Block, Western Australia[J] . Mineralium Deposita, 1993, 28: 366-374.

[17] 卢焕章，Guha J 方根保. 山东玲珑金矿的成矿流体特征[J]. 地球化学, 1999, 28: 421-437.

[18] 邓军，翟裕生，杨立强，等. 构造演化与成矿系统动力学－以胶东金矿集中区为例[J]. 地学前缘，1999，6: 315-323.

[19] 王义文，朱奉三，宫润谭. 构造同位素地球化学－胶东金矿集中区硫同位素再研究[J]. 黄金，2002, 23: 1-16.

[20] 吕贻峰，秦松贤. 辽南地区构造演化与构造控矿[J] . 辽宁地质，1998，3: 161-168.

[21] 刘志宏，王安建，许虹. 五台山地区韧性剪切带型金矿成因[J]. 矿床地质，1997, 16: 350-364.

[22] 张鹏程，刘如琦，郭万超. 辽东地区前寒武纪地体金矿化特征[J]. 地质找矿论丛，2003，18: 21-28.

[23] Barleym E，Groves D I. Supercontinent cycles and the distribution of metal deposits through time[J]. Geology, 1992, 20: 291-294.

[24] Philips G N. Gold deposits of Victoria: A major province within a Palaeozoic

metasedimentary succession [A]. WorldGold'91 , Aust., Inst Min. Metal. , Melbourne[C]. 1991, 237-245.

[25] LU Huanzhang, CHI Guoxiang. 太古宙剪切带金矿床成矿流体的地球化学特征[J]. 地学前缘，1996, 3: 19-38.

[26] 孙晓明. 韧性剪切带中的脆性构造及其对金矿化的控制[J]. 中山大学学报（自然科学版），1998, 37: 98-102.

[27] 华永刚，刘树文. 韧性剪切带内流体作用及成分变化与体积变化[J]. 世界地质，1999，18: 1-8.

[28] 李晓峰，华仁民. 韧性剪切带内流体作用的研究[J] . 岩石矿物学杂志，2000, 19: 333-340.

[29] 魏俊浩，张德会，王思源，等. 剪切带中矿化与非矿化地段流体岩石相互作用差异性研究[J]. 地质科学，1999, 34: 473-484.

[30] 秦大军. 韧性剪切带作用与深源流体演化和金矿化的耦合关系[J]. 地质地球化学，1997, 3: 58-63.

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

[32] Robert F, Boullier A M, Firdaous K. Gold quartz veins in metamorphic terranes and their bearing on the role of fluids in faulting[J]. J Geophysical Research（B）, 1995, 100: 12861-12879.

[33] Kerrich R. Nature's gold factory[J]. Science, 1999, 284: 2101-2102.

[34] 邓军，翟裕生，杨立强，等. 剪切带构造流体成矿系统动力学模拟[J] . 地学前缘，1999，6: 115-126.

[35] Sibson R H, Robert F, Poulsen K H. High angle reverse faults, fluid pressure cycling, and mesothermal gold quartz deposits[J]. Geology, 1988, 16: 551-555.

[36] Sibson R H. Fault structure and mechanics in relation to green stone gold deposits [A] . Nuna Conference on Green stone Gold and Crust Evolution , D'Or[C] . 1990, 54-60.

[37] Boullier A M, Robert F. Paleoseismic events recorded in Archean gold quartz vein networks [J]. J Struct Geol, 1992, 14: 161-179.

[38] Cox S F. Faulting processes at high fluid pressures: an example of fault valve behavior form the Wattle Gully Fault, Victoria , Australia[J]. J Geophysical Research (B), 1995, 100: 13007-13020.

[39] Bonnemaison M，Marcoax M. Auriferous mineralization in some shear zones: A three-stage model of metallogenesis[J] . Mineralium Deposita, 1990, 25: 96-104.

[40] 辽宁省地质矿产局第四地质大队. 辽宁省阜新蒙古自治县排山楼矿区金矿 15-16 线勘查地质报告， 1992 年 10 月.

[41] 曲亚军, 高殿生. 排山楼金矿地质特征及金质来源[J]. 辽宁地质, 1990，(4) : 302-314.

[42] 李达, 韩雪梅. 排山楼金矿地质特征及成矿模式初探[J]. 贵金属地质, 1995，4(2) : 109-117.

[43] 骆辉, 赵运起. 辽宁阜新排山楼金矿地质和成矿作用[J]. 前寒武纪研究进展，1997，20 (4): 13-23.

[44] 李俊建, 沈保丰, 骆辉, 等. 辽宁阜新排山楼金矿的 40Ar/39Ar 成矿年龄[J]. 地质科学, 2001，36（1）: 107-111.

[45] 马启波，等. 中国热液金矿床含金建造及成矿作用与找矿方向[M]. 北京：地质出版社，1994，1-41.

[46] 辽宁省地质矿产局. 辽宁省区域地质志[M]. 北京: 地质出版社, 1989.

[47] 孟宪刚，等. 医巫闾山变质核杂岩构造系统对金矿的控制[J]. 中国区域地质, 2001，(4): 13-23.

[48] 刘喜山，刘建中，刘祥. 辽西板内碰撞带中变质作用双重性[J]. 长春地质学院学报，1996，26 (3)：285-291.

[49] 曲亚军. 韧性剪切带内金矿床类型及找矿标志[J]. 辽宁地质，1991，8(2) : 139-147.

[50] 杨国清.构造地球化学[M]. 桂林：广西师范大学出版社，1990.

[51] 翟裕生，林新多. 矿田构造学[M]. 北京：地质出版社，1993.

[52] 朱大岗，王治顺. 构造岩结构成因分类与命名[J]. 中国地质科学院地质力学研究所所刊, 1995，(16) : 55～76.

[53] 朱大岗，孟宪刚，冯向阳，等. 辽西阜新金一多金属成矿区主要断裂带构造特征及其控矿作用[J]. 地球学报，1995，24(1) : 35-40.

[54] 王安建，李树勋，曲亚军，等. 脉状金矿地质与成矿一以辽西地区为例[M]. 长春：吉林科学技术出版社， 1996.

[55] White S H. Shear and fault controls of gold mineralization：an exploration overview[A]. Bicentennial Gold 88 , Poster Programme，1988，2：651-654.

[56] Gustafson L B. The importance of structural analysis in gold exploration[J]. Economic Geology, 1989, 84：987-993.

[57] 罗镇宽，苗来成，关康，等. 辽宁阜新排山楼金矿区岩浆岩锆石 SHRIMP 定年及其意义[J]. 地球化学，2001，30(5): 483-490.

[58] 张华良，刘振义，刘朝杰. 数学地质[M]. 北京: 冶金工业出版社，1994.

[59] 李舒，李景春，等. 中国金矿床工业类型及其特征[M]. 北京: 地震出版社，1999, 44-72.

[60] 韦永福，等. 中国金矿床[M]. 北京: 地震出版社，1994.

[61] 凌井生，等. 云开大山及其外围金矿远景区成矿条件[M]. 北京: 地质出版社，1992.

[62] 涂绍雄，等. 海南金矿类型及形成条件[A]. 见：中国金矿主要类型找矿方向与找矿方法文集（第一辑）. 北京: 地质出版社，1994 年.

[63] 刘国平，艾永富. 辽宁白云金矿床某些基本问题探讨[J].矿床地质，1999，18(3) ：219-225.

[64] 黎世美，瞿伦全，李新民，等. 熊耳山地区蚀变构造岩型金矿成矿地质条件、富集规律、成矿模式及远景预测[A]. 见：秦巴金矿论文集. 北京：地质出版社，1993，96-132

[65] 李晓峰，等. 德兴金山金矿田不同尺度构造特征及其与成矿作用的关系[J]. 地质论评，2007, 53 (6): 774-782.

[66] 陈文, 刘新宇, 张思红.连续激光阶段升温 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 地质年代测定方法研究[J]. 地质论评， 2002，48 （增刊） : 127-134.

[67] L anphere M A and Dalrympie C B. Identification of excess ^{40}Ar by $^{40}Ar/^{39}Ar$ age spectrum technique[J]. Earth Planet. Sci. Lett. , 1976， 32: 141-148.

[68] Zhai M G, YANGJ H, Fan H R, et al. A large-scale cluster of gold deposits and metallogenesis in the eastern North China Craton[J]. Inter Geol Rev, 2002, 44: 458-476.

[69] Robert F and Poulsen K H. Vein formation and deformationin greenstone gold deposits[J]. Society of Economic Geologists Review， 2001，14: 111-155.

[70] 白谨, 黄学光, 王惠初, 等. 中国前寒武纪地壳演化[M]，北京: 地质出版社，1996，2-59.

[71] 唐克东，张允平，等. 中朝板块北侧褶皱带构造演化及成矿规律[M]，北京: 北京大学出版社，1992.

[72] Zhang, Y. P. and Tang, K. D. Pre-Jurassic tectonic evolution of intercontinental region and the suture zone between the North China and Siberian platforms[J]. SE Asian Earth Sci. . 1989, 3:

47-55.

[73] 唐克东，等. 中朝板块北侧褶皱带构造演化及成矿规律[M]. 北京大学出版社，1992.

[74] 唐克东，王莹，何国琦，等. 中国东北及邻区大陆边缘构造[J]. 地质学报，1995，69：16-30.

[75] 吴根耀，矢野孝雄. 东亚大陆边缘的构造格架及其中－新生代演化[J]. 地质通报，2007，26(7): 787-800.

[76] 邓晋福，莫宣学，赵海玲等. 中国东部燕山期岩石圈－软流圈系统大灾变与成矿环境[J]. 矿床地质，1999，18(4): 309-315.

[77] 邓晋福，赵海玲. 中国东部上地幔热结构－由岩石学模型推导[J]. 地质学报，1990，64(4): 344-349.

[78] 邓晋福，莫宣学，赵海玲等. 中国东部岩石圈根/去根作用与大陆"活化" [J]. 现代地质，1994, 8(3): 349-356.

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

[78] 吴福元，葛文春，孙德有，郭春丽. 中国东部岩石圈减薄研究中的几个问题[J]. 地学前缘，2003，10(3): 51-60.

[79] 郑建平. 中国东部地幔置换作用与中新生代岩石圈减薄[M] . 北京: 中国地质大学出版社, 1999.

[80] 路凤香，郑建平，李伍平，等. 中国东部显生宙地幔演化的主要样式:"蘑菇云"模型[J]. 地学前缘, 2000 , 7 (1) : 97-107.

[81] 徐义刚. 岩石圈的热机械侵蚀和化学侵蚀与岩石圈减薄[J]. 矿物岩石地球化学通报, 1999, 18 (1) : 1-5.

[82] 陈发景，汪新文，张光亚，等中国东部中、新生代伸展盆地构造特征及地球动力学背景[J]. 地球科学，1996，21：357-365.

[83] 陈义贤，陈文寄. 辽西及邻区中生代火山岩-年代学、地球化学和构造背景[M]. 北京：地震出版社，1997.

[84] 崔盛芹，李锦蓉. 试论中国滨太平洋的印支运动[J]. 地质学报, 1983, 57(1): 51~62.

[85] 董树文，吴锡浩，吴珍汉，等. 论东亚大陆的构造翘变[J]. 地质论评，2000，46：8-13.

[86] 和政军，李锦轶，牛宝贵，等. 燕山-阴山地区晚侏罗世强烈推覆-隆升事件及沉积响应[J]. 地质论评，1998，44: 407-418.

[87] 李思田，杨士恭，吴冲龙，等. 中国东北部晚中生代裂陷作用和东北区断陷盆系[J]. 中国科学（B辑），1987，No.2：185-195.

[88] 李锦轶. 中国东北及邻区若干地质构造问题的新认识[J]. 地质论评，1998，44：339-347.

[89] 李之彤，赵春荆. 东北地区的印支运动[J]. 地质科学, 1985, 20(3): 211-223.

[90] 邵济安，唐克东. 中国东北地体与东北亚大陆边缘演化[M]. 北京：地震出版社，1996.

[91] 马寅生，崔盛芹，吴淦国，等. 医巫闾山变质核杂岩构造特征[J]. 地球学报，1999，20(4)：385-391.

[92] 马寅生，崔盛芹，吴淦国，等. 辽西医巫闾山的隆升历史[J]. 地球学报，2000，21(3)：245-253.

[93] 郑亚东，Davis, G. A.，王琮，等. 燕山带中生代主要构造事件与板块构造问题[J]. 地质学报，1998, 74：289-302.

[94] 汪新文. 东北亚大陆边缘中新生代构造事件与演化序列[J]. 地质科技情报，1997，16：9-15.

[95] 吴福元，曹林. 东北亚地区的若干重要基础地质问题[J]. 世界地质，1999，18 (2): 1-13.

[96] 吴福元，孙德有. 中国东部中生代岩浆作用与岩石圈减薄[J]. 长春科技大学学报，1999，29：313-318.

[97] 吴福元，孙德有，张广良，等. 论燕山运动的深部地球动力学本质[J]. 高校地质学报，2000，6：379-388.

[98] 吴福元，葛文春，孙德有，等. 中国东部岩石圈减薄研究中的几个问题[J]，地学前缘，2003，10 (3)：51-60.

[99] 臧绍先，宁杰远. 西太平洋俯冲带的研究及其动力学意义[J]. 地球物理学报，1996，39: 188-202.

[100]赵越，杨振宇，马醒华. 东亚大地构造发展的重要转折[J]. 地质科学，1994，29：105-119.

[101]Kojima, S. Mesozoic terrane accretion in northeast China, Sikhote-Alin and Japan regions[J]. Palaeo., 1987, 69.

[102]Xu, J. W., Tong, W. X., Zhu, G., Lin, S. F. and Ma, G. G. An outline of the pre-Jurassic tectonic framework in east Asia[J]. SE Asian Earth Sci., 1989, 3: 29-45.

[103]Uyeda, S. and Miyashiro, A. Plate tectonics and the Japanese islands: a synthesis[J]. Geol. Soc. Am. Bull., 1974, 85: 1159-1170.

[104]Hilde, T. W. C., Uyeda, S. and Kroenke, L. Evolution of the western Pacific and its margin[J]. Tectonophysics, 1977, 38: 145-165.

[105]Lebedev, S., Chevrot, S. and van der Hilst, R. D. The 660-km discontinuity within the subducting NW-Pacific lithospheric slab. Earth Planet[J]. Sci. Lett., 2002, 205: 25-35.

[106]Bartolini, A. and Larson, R. L. Pacific microplate and the Pangea supercontinent in the Early to Middle Jurassic[J]. Geology, 2001，29: 735-738.

[107] Faure M, Natalin B. The geodynamic evolution of the eastern Eurasian margin in Mesozoic times[J]. Tectonophysics, 1992，208: 397-411.

[108]Aubouin J. The west Pacific geodynamic model [J]. Tectonophysics, 1990，183: 1-7.

[109]Fan W M, Menzies M A. Destruction of aged lower litho-sphere and accretion of asthenosphere mantle beneath eastern China[J]. Geotectonic Metallogenia, 1992，16 (324): 171-180.

[110]Davis G A, Zheng Y D, Wang C, et al. Mesozoic tectonic evolution of the Yanshan fold and thrust belt, with emphasis on Hebei and Liaoning provinces , northern China [A] . HENDRIX M S, DAVIS G A. Paleozoic and Mesozoic Tectonic Evolution of Central Asia: From Conti nental Assembly to Intracontinental Deformation[M]. Boulder, Colorado: Geol Soc Am Memoir, 2001，194: 171-197.

[111]Bartolini A, Larson R L. Pacific microplate and the Pangea supercontinent in the Early to Middle Jurassic [J]. Geo-ogy, 2001，29: 735-738.

[112]Enkin R J, Yang Z Y, CHEN Y, et al. Paleomagnetic constraints on the geodynamic history of China from the Permian to the present [J]. J Geophys Res, 1992，97: 13953-13989.

[113]Chen P J. Paleoenvironmental changes during the Cretaceous in eastern China[A]. OKADA H , MATEER N J . Cretaceous Envi ronments of Asia[M]. [s. l.]: Elsevier, 2000，81-89.

[114]毛景文，华仁民，李晓波. 浅议大规模成矿作用与大型矿集区[J]. 矿床地质，1999，18(4): 291-299.

[115]毛景文，王志良. 中国东部大规模成矿时限及其动力学背景的初步探讨[J]. 矿床地质，2000，19(4): 289-296.

[116]李慧，张文华，常凤池，等. 大型、特大型金矿盲矿预测的原生叠加晕模型[M]. 北京：冶金工业出版社，1998.

博士学习期间公开发表的文章

1. 王荣湖，刘志远，周乃武. 构造脉动与成矿沉淀有序性的解释. 地质与资源， 2006，Vol.15，No.4
2. 王荣湖，刘志远，周乃武.含金剪切带型金矿床的成矿作用. 地质与资源，2007，Vol.16，No.1
3. 王荣湖，金成洙，李景春. 排山楼金矿床 ^{40}Ar-^{39}Ar 年龄及其地质意义. 东北大学学报（自然科学版），2008，Vol.29，No.10
4. 刘志远，金成洙，王荣湖,等.江西金山金矿床稀土元素地球化学特征及意义，地质与资源，2005，Vol. 14，No.1
5. 刘志远，金成洙，王荣湖,等.江西金山金矿区硅质岩成因及意义,地质与勘探，2005，Vol. 41，No.2
6. 刘志远，金成洙，王荣湖,等.江西金山金矿床流体包裹体地球化学特征，矿产与地质，2005，Vol. 19，No.2
7. 刘志远，金成洙，王荣湖. 江西金山金矿床成矿流体地球化学及矿床成因讨论. 地质找矿论丛，No.2 2005

作者简历

王荣湖，男，1964 年 2 月生，中共党员。1984 年 7 月毕业于沈阳黄金专科学校，地球化学勘探专业；1990 年 1 月毕业于东北大学研究生院，矿产普查与勘探专业，获硕士学位，导师关广岳教授、金成洙教授。2003 年～2009 年在东北大学矿产普查与勘探专业攻读博士学位，导师金成洙教授。

1984 年参加工作以来，本人先后在沈阳黄金专科学校、辽宁省黄金局（辽宁黄金公司）、排山楼金矿从事教学、黄金矿山设计、矿山生产技术管理、全省黄金行业发展规划与生产计划、矿产资源开发、矿山行政管理和找矿勘探的组织与研究工作，1996 年在冶金部被评聘为高级工程师，发表学术论文 20 余篇。现任辽宁黄金公司副经理，兼任辽宁排山楼黄金矿业有限公司执行董事、总经理。

主要参加和主持的科研项目如下：

1．1989～1990 年，参加了国家自然科学基金项目《长江中下游铁帽型金矿床金的地球化学迁移规律研究》，并提交论文《安徽铜陵铁帽型金矿床金的赋存状态及迁移规律》。

2．2003～2006 年，参加了《辽宁排山楼金矿成矿规律与找矿方向研究》，揭示了排山楼的成矿规律和勘探方向，矿山验证成效显著。

3．2005、2006 年，分别主持了“排山楼金矿西部地质勘探设计”审查，效果良好。

4．2007～2008 年，主持了国家危矿办立项的“排山楼金矿危机矿山接替资源勘查项目”一期工程，成果显著，得到了国家危矿办的肯定，二期工程已经展开。

5．2008 年主持了“排山楼金矿中部及井下深部找矿勘探”，增储 x 吨，实现了该矿历史性突破，勘探报告被中国黄金集团评为优秀报告。

通讯地址：沈阳市东陵区万柳塘路 109 号　**邮　编**：110015

电话：02424822626　**传真**：02424822373　**E-mail**：wrhhjgs163@163.com