# 斑岩铜矿床的成矿模式和石英脉金矿床的成矿信息

翟裕义 著

地质出版社

国家自然科学
基金资助项目

# 斑岩铜矿床的成矿模式和石英脉金矿床的成矿信息

孟良义 著

海洋出版社

1997年·北京

## 内 容 简 介

本书是作者根据多年来对斑岩铜矿床成矿模式和石英脉金矿床成矿信息的研究，以内蒙古白乃庙斑岩铜矿床、石英脉金矿床为例，结合江西城门山斑岩铜钼矿床、黑龙江多宝山斑岩铜钼矿床、吉林小西南岔斑岩铜金矿床及其他地区石英脉金矿床撰写而成的。书中对斑岩铜矿床、石英脉金矿床提出了新的认识和见解。作者指出，斑岩铜矿床的蚀变可分为成矿前、成矿时和成矿后三类蚀变，成矿时蚀变主要是硅化，矿化与硅化有关。作者从矿床学、构造学、找矿矿物学和勘查地球化学等四个方面论述了石英脉金矿床的成矿信息。

本书可供有关科研、教学人员和地质工作者参考。

**图书在版编目(CIP)数据**

斑岩铜矿床的成矿模式和石英脉金矿床的成矿信息/孟良义著.
－北京：海洋出版社，1997.12
ISBN 7－5027－4421－5

Ⅰ.斑… Ⅱ.孟… Ⅲ.①斑岩矿床：铜矿床－矿床成因论
②石英脉－脉金矿床－矿床成因论 Ⅳ.P618.2

中国版本图书馆 CIP 数据核字(97)第 22596 号

**责任编辑** 白燕

海洋出版社 出版发行

(100081 北京市海淀区大慧寺路 8 号)
北京兰空印刷厂印刷　　新华书店发行所经销
1997 年 12 月第 1 版　　1997 年 12 月北京第 1 次印刷
ISBN 7-5027-4421-5
开本：787×1092　1/16　印张：7.8
字数：200 千字　　印数：1—400 册
定价：20.00 元
ISBN 7－5027－4421－5/P·430
海洋版图书印、装错误可随时退换

# 前　言

本书主要以内蒙古白乃庙斑岩铜矿床和石英脉金矿床为例，结合江西城门山斑岩铜钼矿床、黑龙江多宝山斑岩铜钼矿床、吉林小西南岔斑岩铜金矿床及其他地区石英脉金矿床，探讨斑岩铜矿床的蚀变类型、蚀变分带、蚀变与矿化及成矿模式以及石英脉金矿床的成矿信息。

白乃庙铜矿床和金矿床位于内蒙古自治区乌兰察布盟四子王旗境内，大地构造位置，按槽台观点属内蒙－兴安地槽南部中段，如按板块观点，则应是华北板块和西伯利亚板块之间白乃庙地体岩浆带，是我国古构造研究较详细的地区之一。

作者根据多年来对斑岩铜矿床成矿模式和石英脉金矿床成矿信息的研究（此项研究得到国家自然科学基金资助），并参阅了孟良义的白乃庙斑岩铜矿床、石英脉金矿床专题研究报告、孟良义、朱泰天、冯瑞、梁一鸿及周立宏等著的内蒙古白乃庙金矿区成矿远景预测专题研究报告、内蒙古地质矿产局103地质队白乃庙铜矿二、三矿段勘探地质报告、内蒙古地质矿产局103地质队白乃庙铜矿详细普查地质报告和内蒙古地质矿产局103地质队白乃庙金矿26号脉勘探地质报告，撰写了本书。鲁守柱、周立宏参加了野外工作和部分室内工作，朱泰天教授级高级工程师、梁一鸿副教授参加了金矿床部分野外和室内工作，曾昭发参加了金矿床电算工作，工作期间与陈琦教授、聂凤军研究员、李德伦副教授、景德武高级工程师及冯瑞副矿长等进行了有益的讨论，白燕编审进行了编辑加工，在此一并致以深深的谢意。

书中缺点和错误，敬请批评指正。

# 目　录


**前　言** …… (1)

**第一章　成矿地质背景** …… (1)

1.1　地层 …… (1)

1.2　构造 …… (5)

1.3　岩浆岩 …… (12)

**第二章　斑岩铜矿床的成矿模式** …… (19)

2.1　矿床地质特征 …… (19)

2.2　矿石的矿物成分及结构、构造 …… (19)

2.3　围岩蚀变 …… (23)

2.4　矿床地球化学 …… (31)

2.5　成矿作用 …… (36)

2.6　成矿模式 …… (37)

**第三章　石英脉金矿床的成矿信息** …… (41)

3.1　矿床地质特征 …… (41)

3.2　矿石的矿物成分及结构、构造 …… (43)

3.3　围岩蚀变 …… (46)

3.4　金的赋存状态 …… (48)

3.5　矿床地球化学 …… (50)

3.6　成矿作用 …… (57)

3.7　成矿模式 …… (58)

3.8　成矿信息 …… (59)

**结束语** …… (114)

**主要参考文献** …… (115)

# 第一章　成矿地质背景

## 1.1　地层

### 1.1.1　区域地层概况

白乃庙铜矿床和金矿床位于内蒙古自治区乌兰察布盟四子王旗境内。该地区区域地层总体近东西向展布，自南向北依次为早元古代五台群，中元古代白音都西群、白乃庙群和白云鄂博群，早古生代温都尔庙群以及零星分布的志留系、石炭系、二叠系、侏罗系、白垩系、第三系及第四系(图 1.1.1)。

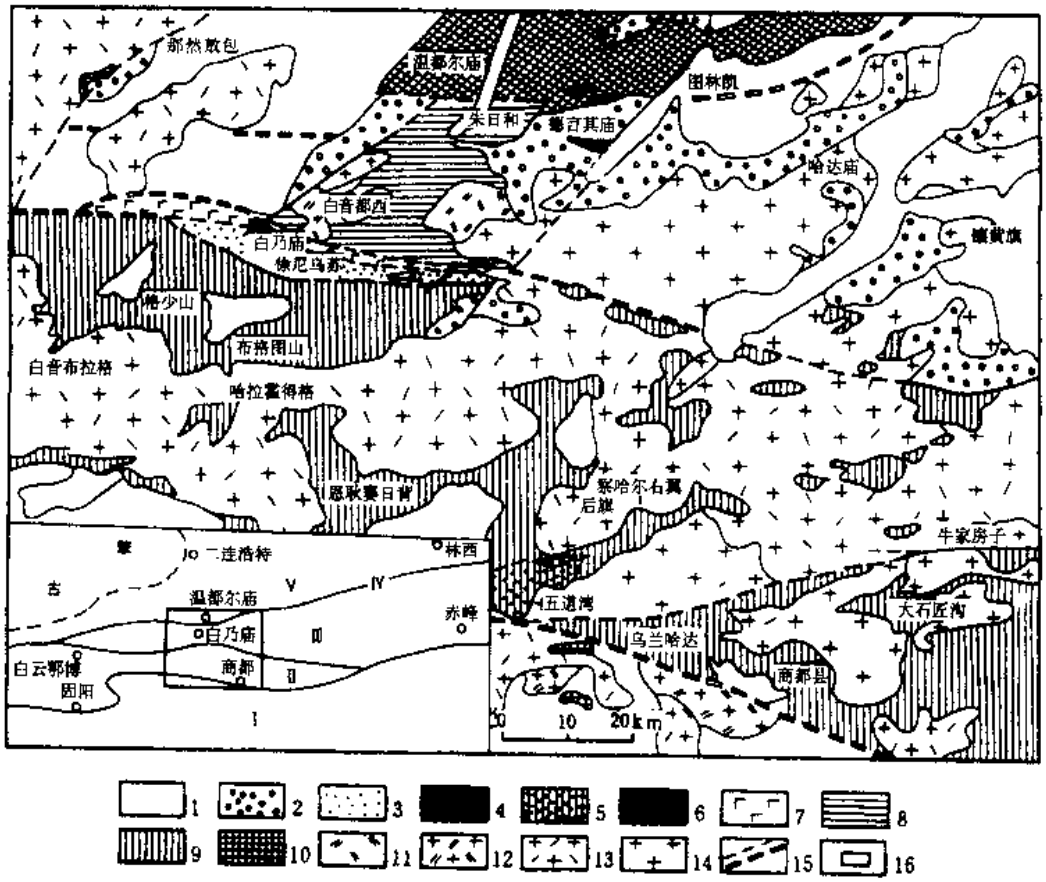



图 1.1.1　白乃庙地区区域地质简图

(据杜玉申等，1992)

1. 中—新生界；2. 石炭—二叠系；3. 中志留世徐尼乌苏组；4. 晚志留世那清组；5. 早古生代五道湾组；6. 早古生代温都尔庙群；7. 中元古代白乃庙群；8. 中元古代白音都西群；9. 中元古代白云鄂博群；10. 早元古代五台群；11. 晚元古代石英闪长岩($\delta\theta_2$)；12. 早古生代花岗闪长斑岩($\gamma\delta\pi_3$)；13. 海西期花岗岩类；14. 燕山期花岗岩类；15. 推测断裂及隐伏断裂；16. 研究区大

地构造位置：Ⅰ.华北克拉通区(具 $2500\times10^6$a 的结晶基底)；Ⅱ.中元古代大陆裂谷—被动陆缘；Ⅲ.晚元古代－早古生代地体－岩浆弧带；Ⅳ.早古生代洋壳残片带；Ⅴ.晚古生代构造带

1.1.1.1 下元古界($Pt_1w$)

五台群：零星出露于研究区南部，岩性为黑云斜长片岩、大理岩及石英岩。

1.1.1.2 中元古界($Pt_2$)

白音都西群（$Pt_2by$）：主要出露于白音都西—察汉敖包，近北东向展布在百余平方公里的带状地域内。岩性分为三段：上段与下段岩性大体相似，以长英质变粒岩为主，夹少量混合岩；中段则以云母(石英)片岩为主，常含夕线石等特征矿物。三个岩性段总厚度大于 1992m，各岩性段中都可见有少量角闪质岩脉，呈团块及透镜状产出，并有大量斜长花岗岩岩脉侵入。白音都西群为一套中元古代形成的非稳定陆壳上的过渡型陆源碎屑建造，伴随有准同时的一系列小规模的基性岩浆侵入事件发生，有后期变质作用，其特征为：低角闪岩相，中－低压相系。

白乃庙群($Pt_2b$)：主要分布于白乃庙矿区内，是白乃庙铜矿床、金矿床的赋矿地层。它由一套区域变质岩石组成，按已被构造置换形成的构造岩性层可分为三个岩性段：第一、第三岩性段为绿片岩；第二岩性段为长英质片岩，为一套绿片岩相的变质岩系。其原岩为海底火山喷发的基性—中酸性火山熔岩、凝灰岩夹少量正常沉积的碎屑岩和碳酸盐岩，属岛弧钙碱性系列火山—沉积建造，总厚约 2032m。

白云鄂博群($Pt_2^2$)：见于区域南部，南北分别以乌兰哈达大断裂和徐尼乌苏大断裂为界，呈东西向展布，是华北板块北缘中元古代的重要岩石记录，自上而下包括：

都拉哈拉组：变砂岩为主夹板岩，4535m；

尖山组：变砂岩及千枚状板岩，3685m；

哈拉霍格特组：变砂岩、板岩及结晶灰岩，990m；

比鲁特组：板岩、碳质板岩及变砂岩，2085m；

白音宝拉格组：变石英砂岩、板岩夹灰岩，下部夹钠长绿帘阳起石片岩，1660m；

阿牙登组：结晶灰岩、白云质灰岩、砂质灰岩夹变石英砂岩，千枚状板岩，1337m；

阿勒呼都格组：石英岩、千枚岩，厚约数百米，未见顶。

该群的原岩为陆源碎屑－碳酸盐沉积建造，系由大陆裂谷(华北板块北缘裂解)发展为被动陆缘的岩石记录。

1.1.1.3 古生界

早古生代温都尔庙群($Pz_1w$)：广泛分布于温都尔庙大断裂以北地区，岩性为枕状熔岩等变质而成的绿片岩类(部分含蓝闪石、硬柱石)，绢云石英片岩夹含铁石英岩和大理岩，厚度大于 1450 m。

以上各群与下伏岩系均主要为断层接触，未见下界面。

中志留世徐尼乌苏组($S_2x$)：主要分布于徐尼乌苏一带，为板岩、千枚岩、变质砂岩夹灰岩透镜体，下部夹安山质火山岩，厚度 1398 m。它不整合于白乃庙群之上。

晚志留世那清组($S_3n$)：仅见于那清附近，为硬砂岩，长石石英砂岩夹泥岩、灰岩，厚度 829 m。它不整合于老岩层之上。

中石炭世海拉斯阿木组($C_2h$)：海陆交互相的砂、泥岩夹灰岩，厚度 709 m，与下伏岩系呈不整合接触。

晚石炭世阿木山组($C_3$)：岩性为杂砂岩、凝灰质砂岩夹泥(千枚)岩，上部灰岩较多，总厚度大于 4949 m，与下伏岩层整合接触。

二叠系：零星分布于徐尼乌苏大断裂与温都尔庙大断裂之间的东西向狭长地带中，主要为下统，有四个组：

三面井组($P_1s$)：岩性为硬砂质、凝灰质砂岩夹灰岩，厚度约 1408 m；

呼格特组($P_1h$)：硬砂岩，长石砂岩和泥质板岩夹灰岩，厚度 1223 m；

德言其庙组($P_1d$)：结晶灰岩，厚度为 7136m；

额里图组($P_1e$)：安山岩、中酸性凝灰岩偶夹灰岩扁豆体，厚度 1542m。

1.1.1.4 中生界

侏罗系：下—中统仅见于供济堂南，为砂页岩夹煤线，厚度大于 80m；上统为中酸性火山岩及陆相砂页岩和砂岩，包括三道沟组、张家口组、多伦组、大青山组、西脑包图组，厚度数百米到三千余米，不整合于老岩层之上。

下白垩统：巴彦花组($K_1b$)为砂页岩夹煤线，厚度大于 89m，后白音不浪组为砂砾岩，厚度 220m，均与老地层呈不整合接触。

1.1.1.5 新生界

第三系：下第三系为砂页岩、砾岩夹煤线或油页岩，厚度 7170m；上第三系下部为玄武岩夹油页岩及泥灰岩，上部为红色砂岩、泥岩、砾岩及泥灰岩，厚度 665m。

第四系：冲积、洪积及湖积泥、砂、砾石等，数米至数十米。

### 1.1.2 矿区地层

白乃庙矿区出露的地层有中元古代白乃庙群、晚志留世西别河组、早二叠世三面井组、晚侏罗世大青山组和新生界第三系及新四系(图 1.1.2)。

1.1.2.1 中元古代白乃庙群

白乃庙群是白乃庙矿区出露的最主要地层，也是铜矿、金矿的主要赋矿地层。它是一套浅变质的绿片岩相变质岩，原岩为海底火山喷发的基性、中酸性火山熔岩，凝灰岩夹少量正常沉积的碎屑岩和碳酸盐，属浅海相火山－沉积建造。自下而上可分为三个岩性段：

第一岩性段($Pt_2b^1$)：分布于白乃庙地区北部，由绿泥片岩、绿泥阳起片岩、角闪片岩、斜长片岩、斜长角闪阳起片岩、绿泥斜长片岩、绿泥绿帘阳起片岩、阳起片岩及绿泥黑云片岩类夹少量绢云母片岩组成；

第二岩性段($Pt_2b^2$)：分布于白乃庙地区北部和中部，由长英质片岩类组成，主要有绢云石英片岩、绿泥石英片岩、含铁石英岩夹变质砂岩及少量绿泥阳起片岩；

第三岩性段($Pt_2b^3$)：分布于白乃庙地区南部，由绿泥阳起片岩、绿泥阳起斜长片岩、角闪片岩及斜长角闪阳起片岩夹大理岩透镜体组成。

白乃庙铜矿北矿带赋存于第一岩性段，南矿带赋存于第三岩性段。

白乃庙金矿主要产于第一岩性段，其次为第二岩性段。

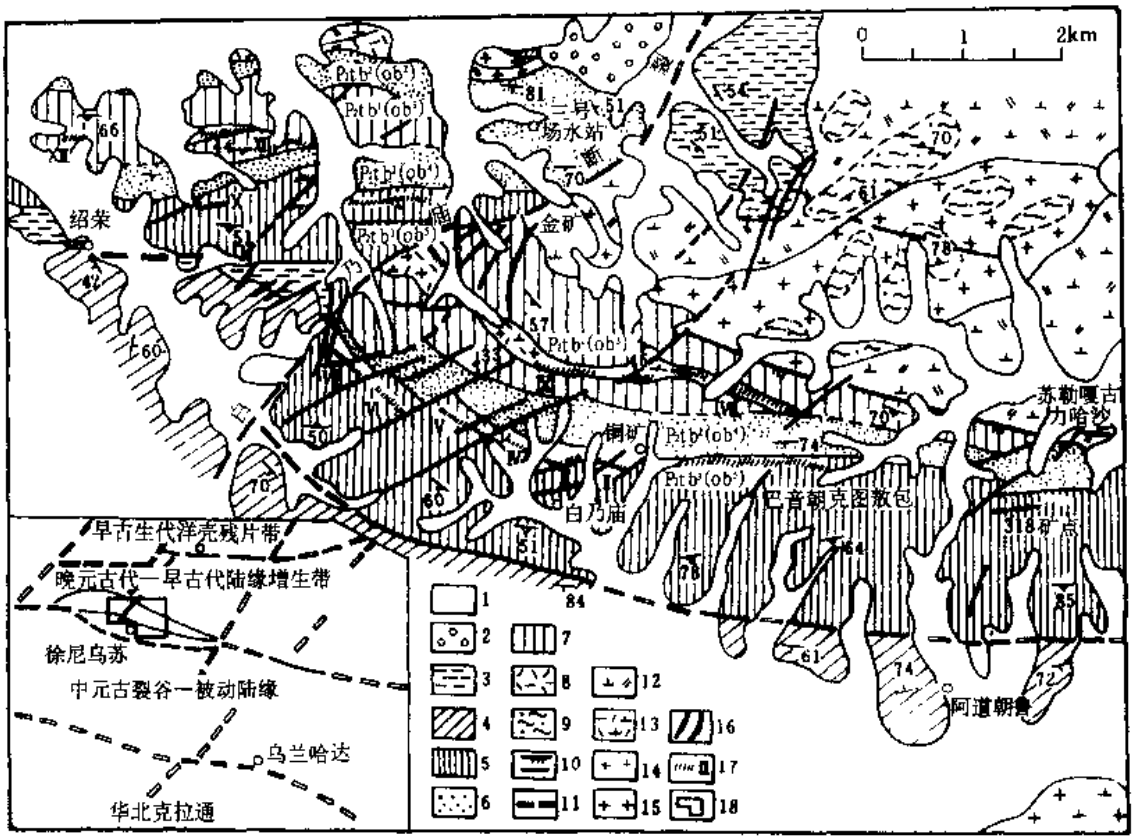



图 1.1.2　白乃庙矿区地质简图

（据 103 地质队改编）

1. 第四系；2. 侏罗系；3. 早二叠世三面井组；4. 中志留世徐尼乌苏组；5. 白乃庙群第三岩性段；6. 白乃庙群第二岩性段；7. 白乃庙群第一岩性段；8. 斜长角闪岩（原 $Ob^1$）；9. 中元古代白音都西群；10. 压性断层及性质不明断层；11. 推测断层；12. 晚元古代石英闪长岩；13. 早古生代花岗闪长斑岩；14. 晚古生代花岗闪长岩；15. 中生代斜长花岗岩；16. 金矿脉；17. 铜矿带及编号；18. 矿区大地构造位置

1.1.2.2 晚志留世西别河组（$S_2x$）

分布于白乃庙区南部和西部，与前述那清组相当，分为三个岩性段：

第一岩性段（$S_3x^1$）：岩性为变砾岩、含砾粗砂岩、岩屑杂砂岩及变质细砂岩、粉砂岩；

第二岩性段（$S_3x^2$）：岩性为变含砾粗粒长石杂砂砂、碳质板岩、千枚岩及千枚状板岩夹灰岩；

第三岩性段（$S_3x^3$）：由含砾粗砂岩、中粒砂岩、粉砂岩、千枚岩及板岩夹灰岩透镜体组成。

矿区主要出露第一岩性段，与下伏白乃庙群呈角度不整合接触。

1.1.2.3 早二叠世三面井组

主要出露于矿区西部和北部，分为两个岩性段：

火山岩段：由安山质板岩夹粉砂质板岩、硬砂岩组成；

硬砂岩段：由硬砂岩、炭质钙质板岩夹灰岩透镜体组成。

与下伏中元古代白乃庙群、晚志留世西别河组等呈不整合接触或断层接触。

1.1.2.4 晚侏罗世大青山组($J_3d$)

仅见于地区北部,与下伏地层呈不整合接触,可分为两段:

上段($J_3d^2$):玄武岩、安山玄武岩、安山玢岩夹含砾砂岩和泥岩。

下段($J_3d^1$):灰白色粗—巨砾岩、砂砾岩,砾石成分以石英为主,砂质、钙质胶结,固结程度较好,岩石坚硬。

1.1.2.5 第三纪通古尔组

为一套砖红色泥岩夹砂砾岩。

1.1.2.6 第四系

分布广泛,主要是砂砾层、松散泥土和风成砂等。

### 1.1.3 地层含矿性研究

白乃庙金矿、铜矿的赋矿地层主要是绿片岩,金、铜成矿物质主要来自有关岩浆岩。

金矿和铜矿两者的赋矿地层均是绿片岩。研究表明,前者与矿区斜长花岗岩有关,而后者与花岗闪长斑岩有关,两次岩浆活动形成了产于同一岩层中两种不同的矿床类型。显然,矿床的形成与地层无关。

从含金石英脉分布规律来看,除主要产于白乃庙群的绿片岩外,在长英质片岩、石英闪长岩及斜长花岗岩中也有分布,这一产出特征表明,金矿形成并不受特定层位和岩性的控制,即成矿物质不是来自绿片岩。

## 1.2 构造

### 1.2.1 区域构造

本区的基本构造格架是在中、晚元古代—早古生代奠定的(陈琦等,1992),晚古生代—中、新生代由活动陆缘转入大陆板块内,使区内地质事件进一步复杂化,但早期构造格架的形迹仍很明显。

构造线按其发育程度主要是东西向,其次是北东向,再次是北西向,这是区域应力场的第一序次构造的基本状况。此外,还有一些其他方向低序次的构造。东西向构造对地层和岩石的形成和变形起着决定性的作用,在中新生代最活跃的北东和北西向构造起次要作用,或仅局部影响较大,但始终未超过东西向构造的影响。

区内有三条东西向大断裂,延展均在50km以上,自北向南为温都尔庙大断裂、徐尼乌苏大断裂和乌兰哈达大断裂(仇甘霖等,1992),这三条大断裂明显地控制着地层的分布、构造变形和岩浆活动,并将全区划分成四个构造单元。

1.2.1.1 华北板块

位于乌兰哈达大断裂以南,出露五台群或更老的岩层,它在太古代—早元古代已是克拉通化的陆块,区内部分属其北部边缘,有大量晚期花岗岩侵入。

1.2.1.2 白云鄂博裂谷带

位于乌兰哈达和徐尼乌苏两大断裂之间,白云鄂博群的分布严格限于这一东西向长条区

域内，这是一个中元古代—早古生代的裂谷，具以下两个特点：

(1) 根据白云鄂博群沉积建造以浅海陆源碎屑沉积为主，陆源碎屑主要是石英，碱性、钙碱性岩浆岩的出现，以及邻区该群不整合于五台群之上等特征，可以断定这个裂谷是在陆壳基底上发展起来的，它的基底应是与华北板块相同的结晶基底；

(2) 白云鄂博群向北层序渐新，再向北上述结晶基底不再出现，说明该裂谷北侧的"肩部"缺失，是一个"半边裂谷"，只有南半边。

此外，白云鄂博群上部具被动陆缘沉积建造特征，说明它是一个被动陆缘裂谷，是"古蒙古洋"形成的先导。它的存在表明其北缘并不是华北板块现在的边界，北面部分已分裂出去了。

在构造变形方面，本单元以对称—歪斜褶皱为主，构造置换发育。

1.2.1.3 白乃庙地体－岩浆弧

位于徐尼乌苏与温都尔庙两大断裂之间，是晚元古代前后华北陆台北缘，由于地体拼贴而形成的增生带，同时也是活动陆缘岩浆弧的所在部位。白乃庙地体是指由白乃庙群和白音都西群构成的两个老岩体，它们以断裂为界。原岩建造及地质历史与南北两侧截然不同，而且也不协调，显然是两个外来地体。

白乃庙群地体可能是"古蒙古洋"中一个具有硅镁基底的成熟岛弧的残块，白音都西群则是一个陆块残片(从西伯利亚或其他克拉通分裂出来的碎块)。由于洋壳俯冲消亡，拼贴到华北板块北缘，推测两者之间是零星出露的"未定斜长角闪岩"是蛇绿岩残片。白乃庙群的强烈韧性剪切可能暗示它们先拼合成一个联合体，然后再拼贴到华北板块北缘，随后石英闪长岩($669\times10^6$a)或花岗闪长斑岩($466\times10^6\sim494\times10^6$a)侵入，标志着活动陆缘岩浆弧的岩浆活动再叠加其上。

本单元构造变形仅限于白乃庙群，并以韧性剪切为主要特征。

1.2.1.4 温都尔庙蛇绿岩带

温都尔庙大断裂以北，主要为温都尔庙蛇绿岩分布地区。在构造变形方面，以塑性变形为主，并以复杂多期的同斜褶皱及广泛的构造置换、较大规模的韧性剪切等为特征。

上述四个单元的划分主要是以晚元古代—早古生代地质记录为基础，晚古生代地质图案叠置在上述格架之上，其中最突出的是 42°N 附近的花岗岩带(石英闪长岩、花岗闪长斑岩)和大体沿白乃庙地体－岩浆弧发展而成的早二叠世后同造山裂谷。中生代则本区已属大陆板块内，主要形成若干受北东和北西断裂继承活动控制的断陷盆地和岩浆活动带，这些图象再次叠加在已有图案之上。

各方向断裂均具有多期活动特点，从元古代一直到新生代，尤其是北东向构造(包括北北东向构造)在中新生代异常活跃，对成矿(金矿)和岩浆活动(斜长花岗岩)起到不可忽视的作用。

### 1.2.2 矿区构造

区内早期构造变形仅限于白乃庙群，它在遭受了区域变质作用之后，共经历 $F_1$、$F_2$、$F_3$ 三期褶皱变形，各期之间均为共轴叠加，轴面都是近东西走向的(杜玉申等，1992)。在此之后，又经历了一次动力变质作用(周和平等，1992)，使许多岩石再次发生叶理化，原区域变质矿物晶体被剪切变形和糜棱岩化，形成一系列平行片理横贯矿区的近东西向韧性剪切带(图 1.2.1)同时韧性剪切作用也影响到晚元古代石英闪长岩和晚古生代花岗闪长斑岩。铜矿是在花岗闪

长斑岩侵位之后，冷凝结晶分出的含矿热液对岩体及其围岩进行充填、交代而成。它的形成与动力变质作用时间相近并部分重叠，这可由含花岗闪长斑岩岩部分具韧性变形特征证实。由上述表明，东西向褶皱及东西向韧性剪切带为铜矿控矿构造。剪切带规模不一，小者仅见于手标本，大者延长数公里以上。在矿区内规模较大的剪切带可区分出 6～7 条，宽度一般大于 20m，最宽 300m，剪切带延长一般均在数百米以上。

在韧性剪切作用以后，从晚古生代——中、新生代已由活动大陆边缘过渡为大陆板块内，并发生构造－岩浆活动作用。构造作用转为以脆性断裂为主，而褶皱变形不发育。

金矿的含金石英脉全部受裂隙构造控制。

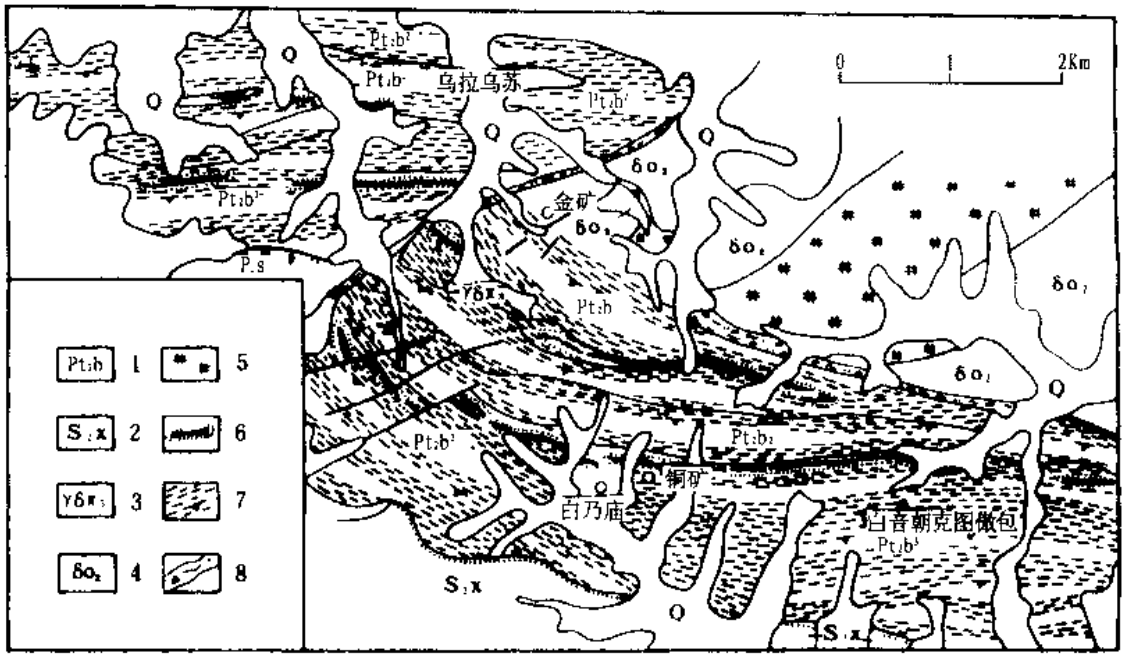



图 1.2.1　白乃庙矿区韧性剪切带分布平面图(据周和平等，1992)

1. 中元古代白乃庙群；2. 中志留世徐尼乌苏组；3. 晚古生代花岗闪长斑岩；4. 晚元古代石英闪长岩；5. 燕山期斜长花岗质细晶—伟晶岩脉富集带；6. 铜矿体及矿化带；7. 韧性剪切带及其叶理产状；8. 断层带、碎裂、片理化带

### 1.2.2.1　节理

节理是没有明显位移的断裂，因而认为它可以代表岩石在外力作用下发生初始破裂的方位，可根据共轭节理确定主应力方位以及推测外力作用的方式和方向。

但在矿区内，不同期次的节理交织出现，很难判断节理的共轭性。工作中主要从以下几个方面确定共轭节理的存在。

1. 共轭节理的确定原则

(1) 如果两组节理经常共生，在一定区域内经常组合出现，产状稳定，反映主应力方位与区域上某一特定时期特定产状的褶皱或断裂反映的主应力方位一致，可确定为共轭节理。

(2) 共轭节理应有协调的错列方式：一组为左列，另一组为右列。

(3) 如果在两组节理中出现追踪张节理，则可确定节理的共轭性。

(4) 如果两组节理面上的擦痕和阶步反映出协调一致的运动方式和方向，而根据擦痕求出的两组节理的 $\sigma_2$ 与交线方向一致，可确定为共轭节理。

(5) 节理的性质可作为判定共轭节理的必要条件：平面共轭节理具走滑趋势，一组为左滑移，另一组为右滑移；剖面共轭节理或为逆滑移趋势，或为正滑移趋势。

(6) 根据节理与区域构造的关系可判断共轭性：与正断层、地垒走向平行的共轭节理在剖面上出现，并有正滑移趋势；与逆断层或褶皱轴向平行的节理在剖面上出现时，根据其与褶皱关系不同可有正滑移和逆滑移，后者与褶皱同成因；与褶皱轴斜交的共轭节理为走滑趋势。

2. 矿区的节理组合

根据上述基本原则，将矿区内节理划分为以下三个共轭剪切系统(图 1.2.2)。

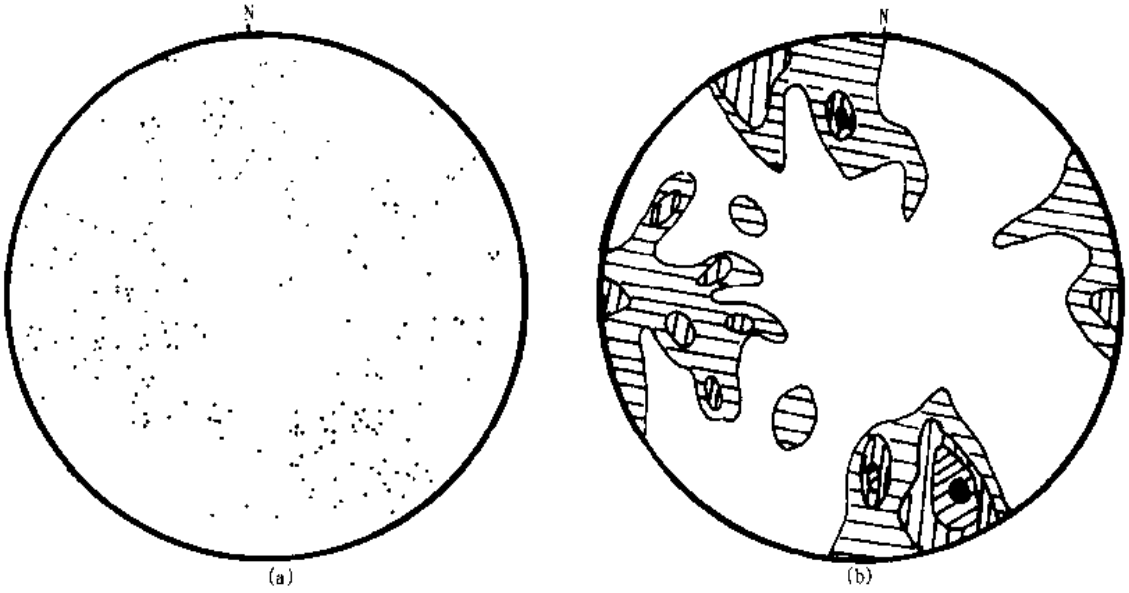



图 1.2.2　节理极点图 210 点(a)　　节理等植线图 210 点(b)

<1.4% -2.6% -3.6%　4.7%

(1)东西向剖面共轭剪切节理

由两组走向近东西的节理组成。一组极密点产状为 N78° E/69° SE，另一组极密点产状为 N76° W/69° NE。节理面光滑，可见直立擦痕和阶步，沿走向略有变化，但倾斜方向较稳定。76° W/69° NE 一组走向变化小于 10°，倾角变化在 20°左右；N78° E/69° SE 一组倾向和倾角变化均在 10°左右。向北倾斜的节理在剖面上具左行侧列的特点，另一组在剖面上为右行侧列。与之伴生的有两组张节理：一组走向近南北，倾角近直立，为规模很小的张性裂口；另一组近水平，应属于追踪张节理。根据两组节理的侧列方式、伴生张节理的产状及节理性质，它们应是近南北向挤压作用下形成的。

(2) 北东—北西向平面共轭剪切节理

由走向北东和走向北西的两组节理组成。一组极密点产状为 N53° E/80° NW，节理面平直、光滑，有近水平擦痕，延长、延伸均很稳定，经常局部密集成带，发育强度大，平面上呈左行

侧列。另一组极密点产状为N43° W/66° NE，节理面也平直光滑，具近水平擦痕，但发育很弱，平面上具右行侧列的特点。当两组节理同时出现时，岩块被切割成菱形，但由于北东向节理较北西向节理发育，所以显示北东向节理切割北西向节理的现象。与这组节理伴生的追踪张节理呈近南北走向，因此，也是近南北向挤压作用下形成的。

(3) 北北东向剖面共轭剪切节理

该共轭剪切系统由走向N25°～35°E，倾向SE或NW，倾角60°～70°的两组剖面共轭剪切节理组成。节理面都很光滑，有向南西侧伏的擦痕，侧伏角60°左右。这两组节理受挤压作用明显，经常可见到与该组节理走向垂直的张性节理与之伴生，表明这对剖面共轭剪切节理是在与节理走向垂直的北西西—南东东向挤压力作用下形成的。但考虑到普遍存在的斜擦痕，应有一定的平面反时针扭动性质。该两组节理在等值线图上反映不明显，原因是它们往往利用了早期的北东走向的节理。

上述三对均为共轭剪切节理。在其形成的同时均有张性节理相伴生。其中最发育的一组是走向近南北、倾角近直立的张性节理。该组节理面粗糙不平，延长、延伸均很小，有时可见到追踪北东—北西向平面共轭剪切节理。另外一种张节理与剖面共轭剪切节理伴生，与走向近东西的剖面共轭剪切节理相伴生者的走向为南北，与走向北北东的剖面共轭剪切节理伴生者的走向为北西西。该种节理延伸往往仅几厘米或几十厘米，为张性的节理。

局部节理产生在大断层旁侧，性质也有剪切和张性两种。其中最发育的是北东走向大断层旁侧的节理，局部平面共轭剪切节理一组走向北北东，另一组近南北，其成因是北东向断层滑动过程中低序次应力场所致。

3. 节理的成因及形成顺序

一般情况下，共轭节理的锐角平分线平行$\sigma_1$，钝角平分线平行$\sigma_3$。由于外力的持续作用或晚期节理利用早期节理，所以有时共轭节理锐角平分线并不平行$\sigma_1$而平行$\sigma_3$。因此，在利用共轭节理确定主应力轴方位时，如果只根据节理夹角可能会造成错误。工作中除考虑节理夹角外，还需注意以下几点：1)节理性质：剖面共轭剪切节理如有逆滑移倾向时，$\sigma_1$在垂直节理走向方向，当有正滑移倾向时，$\sigma_3$在垂直节理走向方向；2)追踪节理的产状：$\sigma_3$总是垂直追踪张节理面；3)节理的侧列方式。根据上述原则，确定出与三组共轭剪切节理对应的主应力轴方位如表1.2.1。

**表1.2.1 主应力轴方位**

| 节理 | 应力轴 | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | $\sigma_1$ | | $\sigma_2$ | | $\sigma_3$ | |
| | 倾伏向(°) | 倾伏角(°) | 倾伏向(°) | 倾伏角(°) | 倾伏向(°) | 倾伏角(°) |
| EW向 | 2 | 0 | 91 | 29 | 271 | 60 |
| NE—NW向 | 180 | 32 | 28 | 64 | 279 | 14 |
| NNE向 | 116 | 3 | 25 | 32 | 209 | 58 |

东西向剖面共轭节理对应的$\sigma_1$近南北向，表明区域南北挤压构造力的活动。北东、北西

向平面共轭剪切节理对应的 $\sigma_1$ 也近南北向，但 $\sigma_2$ 和 $\sigma_3$ 的产状与前者恰恰相反，前者 $\sigma_2$ 近水平，$\sigma_3$ 近直立，而后者 $\sigma_3$ 近水平，$\sigma_2$ 近直立。北北东向剖面共轭剪切节理对应的 $\sigma_1$ 为北西西—南东东方向，$\sigma_2$ 近水平，$\sigma_3$ 近直立。这说明它们在总体上是在北西西—南东东方向的挤压力作用下形成的。

根据节理的切割、利用关系，节理面上擦痕的切割关系以及节理与岩脉、矿脉的关系，三对主要共轭节理的形成顺序是：东西向剖面共轭剪切节理——北东—北西向平面共轭剪切节理—北北东向剖面共轭剪切节理。其形成具体时代尚待进一步研究。但从区域资料来看，东西向及北东—北西向节理应早于燕山期，而北北东向节理应为燕山期产物。

1.2.2.2 断层

矿区内断层十分发育，根据走向可分为近东西向断层、北东向断层、北西向断层、北北东向断层和近南北向断层。

1. 断层的地质特征

(1) 近东西向断层

区域内有规模巨大的近东西向的温都尔庙大断裂、徐尼乌苏大断裂及乌兰哈达大断裂。在矿区内，东西向断裂也是最醒目的构造之一。

矿区内近东西断层有 $F_{19}$、$F_{13}$以及控制 5 号、6 号、10 号、53 号、17 号、20 号脉的断层。其中以控制 17 号和 20 号石英脉的断层最为典型，该断层走向近东西，倾向北，倾角 70°左右，断层面局部平直，但总体呈舒缓波状。断层面上发育大量镜面、擦痕及刻槽。擦痕有两组：一组近直立，结合阶步特征表明上盘有上冲趋势；另一组擦痕近水平，切割前者，代表晚期受其他方向的又一次构造活动影响。断裂带较宽，最宽处超过 15m。断裂带内构造角砾岩和构造透镜体十分发育，透镜体长轴平行与近垂直的那组擦痕，也表明断层的逆冲性质。断层旁侧发育一系列与之平行的密集节理带和小断层，密集节理带内发育与之垂直的张性裂隙和与之斜交的两组剪切裂隙，这些均说明，该断裂受平面上为南北向的挤压。断层旁侧变质岩叶理在断裂活动过程中形成牵引褶曲，也表明断层上盘上升的趋势，总之，该断层是具有挤压性质的逆断层。

在矿区内，走向近东西的断层，其倾向有向南的(如控制 10 号脉的断层)，也有向北的(如控制 17 号、20 号脉的断层)，两者走向相同，倾向相反，性质一致，构成共轭逆断层。

根据与区域构造的关系，该方向的断层与区域上近东西断层为同一成因，是区域南北向挤压作用过程中形成的。但矿区内该方向的断层具有多期活动的特点，如不同方向擦痕相互切割，构造角砾岩再度碎裂，梳状石英脉广泛发育以及石英脉再度破碎等。

(2) 北东向断层

矿区内该方向断裂十分发育，并控制了 21 号、14 号、43 号等脉。该方向断层总体有如下特征：

1) 产状 N45°～55°E/70°NW(或 SE)；

2) 断层面平直，沿走向和倾向延伸稳定；

3) 断层面发育近水平擦痕，并多为后期的向南西侧伏的擦痕切割；

4) 断层带较窄，但宽度稳定；

5) 构造角砾岩大小均匀，磨圆度好，甚至形成浑圆状；

6) 小型断层在平面上有错列现象(左列)；

7）在金矿西南的铜矿带，一系列北东向断层为右滑移断层。

在北东向断层旁侧经常出现北北东向断层（如控制 26 号、33 号、34 号脉断层）和北北西或近南北向（如 $F_7$、$F_8$ 断层）的小断层。这些断层发育在北东向断层南侧，不穿过北东向断层；近北东向断层处发育强烈，向远处逐渐尖灭；规模远远小于北东向断层；按固定方位出现。因而认为是北东向断层的低序次构造，是断层左行平移运动过程中形成的低序次剪切断层。其中方向北北东一组与主干断裂夹角较小，也可以据此判定主干断裂的左滑移特征。

北东向断层切割近东西向断层，说明其形成晚于后者。

（3）北西向断层

矿区内典型的北西向断层是 $F_9$ 断层。走向北西，它切割白乃庙群及其组成的近东西向褶皱轴，使之发生右行平移。因此，$F_9$ 为右滑移平推断层。该方向断层总体发育弱，断层旁侧分支构造很不发育，很少有石英脉充填在该组断层之中。

（4）北北东向断层

矿区内北北东走向的断层有两种情况：一种是北东向断裂的分支断裂，它位于北东向断裂的一侧，不穿过北东向断裂，在大断裂附近发育强烈向远处逐渐消失，其中都有石英脉或含金石英脉充填；另一种北北东向构造与区域应力场有关，断层走向 N25°～35°E，倾向 SE 或 NW，倾角 60～70°左右，为与构造走向大致相同而倾向相反的剖面共轭断层。这组断层面上多发育向南西侧伏、侧伏角为 50°左右的擦痕，反映该组断层具有上盘逆时针向斜冲，因此为共轭逆断层。

与区域应力场有关的这种北北东向共轭逆断层切割近东西向断层和石英脉，利用和改造北东向断层及旁侧低序次北北东向断层，使北东向断层内石英脉及低序次北北东向断层中的石英脉发生透镜化。这说明该组断裂形成时晚于北东向及近东西向断层以及晚于成矿作用时期。

该组断层在矿区内很不发育，原因在于它总是利用北东向断层和其低序次的北北东向断层。

（5）北北西或近南北向断层

矿区内北北西、近南北向断裂均发育在北东向断裂一侧，是北东向断裂的分支断裂（如 $F_7$、$F_8$）。

2. 断层组合及其与节理关系

近东西向断层有两组：一组倾向北，如控制 17 号、20 号脉的断层。另一组倾向南，如控制 10 号脉的断层，构成共轭逆断层。从平面应力分析，具挤压性质。这两组断层显然与近东西向剖面共轭剪切节理属于同一成因，即均为南北向挤压应力作用下的产物。在野外也可见到沿这对共轭节理进一步发育为共轭小断层的现象。

北西向断层为右滑移平移断层，北东向断层为左滑移平移断层，力学性质均属平面剪切断层，为同时期产物，可从同一外力作用方式（南北向挤压）得到解释。因此，应属同一平面共轭剪切系统，成因上与北东、北西向平面剪切节理相同。

在大型北东向断裂旁侧出现的北北东向断层和北北西、近南北向断层是北东向断层的两盘相对运动过程中形成的低序次构造（图 1.2.3），其中北北东向一组为小角度（理论上 15°）剪裂，可判断主干断裂为反扭。

与区域构造应力有关的北北东向断层为倾向相反的共轭逆断层，平面显示挤压性质。由于断层面上普遍发育有向南侧伏的斜擦痕，表明在北西西—南东东向挤压作用的同时有反时针扭动。因此，成因上与北东向剖面共轭剪切节理成因一致并且与中国东部普遍存在的北北东向断裂构造属同一成因，是太平洋板块相对欧亚板块俯冲兼扭动作用过程中形成的。但在矿区内，由于该方向断裂多利用早期形成的北东向断裂及其北北东向分支，所以它显得不发育。

3. 断层形成的相对顺序

北北东向断层切割近东西向断层，且利用北东向断层及其北北东向分支，因而是区内形成较晚的断层。北东向和北西向断层切割近东西向断层，故其形成时间早于北北东向而晚于近东西向断层，但由于反映 $\sigma_1$ 方位与近东西向断层相反，所以它们是同一构造运动时期不同阶段的产物。近东西向断层是该区形成最早的脆性构造。

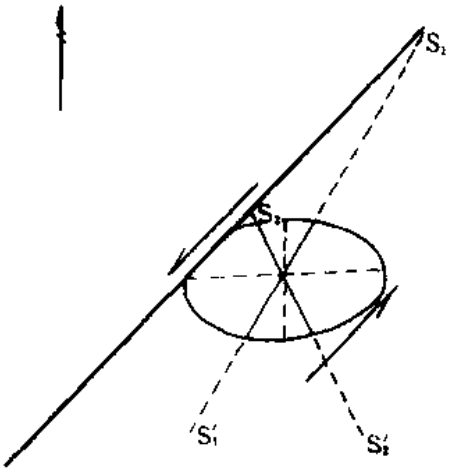



图 1.2.3 北东向断层旁侧低序次构造成因

$S_1S_1'$ 为 NNE 向；$S_2S_2'$ 为 NNW 向

## 1.3 岩浆岩

### 1.3.1 区域岩浆岩

白乃庙区域岩浆岩分布广泛，主要是花岗岩类岩体，它与金属矿化关系密切。基性岩和中性岩仅以岩枝、岩脉形式产出。本文仅对区内花岗岩类作一简述。

#### 1.3.1.1 前寒武纪花岗岩类

主要分布于乌兰哈达大断裂以南地区，少数岩体可在徐尼乌苏大断裂以北的白乃庙和温都尔庙地区产出。

南部的代表岩体有：转达营子角闪石英二长岩（$1\,130\times10^6$a，Pb 模式年龄）、大石匠沟白云母伟晶花岗岩、大石匠沟黑云母钾长花岗岩（$895\times10^6$a，Pb 模式年龄），它们共同构成吉庆敖包—乌兰哈达—商都中、晚元古代花岗岩带，称为南岩带。

北部的代表岩体有：中德拉图花斑岩（$954\times10^6$a，Pb 模式年龄）、白乃庙石英闪长岩（$669\times10^6$a，锆石 U-Pb 法），称为北岩带。

前寒武纪花岗岩类岩性组合为角闪石英二长岩、石英闪长岩及片麻状花岗岩；白云母伟晶花岗岩、黑云母钾长花岗岩；斜长花岗岩、花斑岩和石英闪长岩等。

#### 1.3.1.2 海西期花岗岩类

主要分布于乌兰哈达深断裂以北和徐尼乌苏大断裂以南的地区，构成斜力查布—土牧尔台—化德岩带，又称中间带。其代表岩体主要有斜力查布黑云母花岗闪长岩（$398\times10^6$a，Pb 模式年龄），秋气沟—哈达庙石英闪长岩（$395\times10^6$a，黑云母 K－Ar 法），太古生庙斜长花岗岩（$269\times10^6$a，黑云母 K－Ar 法），哈达庙花岗斑岩和别鲁乌图花岗闪长斑岩（$247\times10^6$a 黑云母

K－Ar 法)以及少量黑云母花岗岩等,成因类型主要为地壳深部型。

此期花岗岩在徐尼乌苏大断裂以北和乌兰哈达大断裂以南地区也有零星分布,但规模较小。

1.3.1.3 印支期—燕山期花岗岩类

主要在徐尼乌苏大断裂以北地区分布,构成那仁敖包—霍列昆对—少郎山花岗岩带,其最明显的特点是部分花岗岩类与侏罗系中酸性火山岩在空间上密切共生,暗示着它们之间的亲缘关系。(其代表性岩体有忙出格图黑云母花岗岩($275\times10^6$a,黑云母 K－Ar 法)、霍列昆对钾长花岗岩($203\times10^6$a,黑云母 K－Ar 法)、那仁敖包和少郎山黑云母二长花岗岩,成因类型为地壳深部型。

位于白乃庙金矿以东的斜长花岗岩,过去曾定为海西期,本次工作(据铅同位素资料分析)认为是燕山期,此外,其他地区也见有该期花岗岩出露。

区域内花岗岩类的形成、演化及产出特征,与区域性地壳运动有着密切成因关系。成岩时代主要为前寒武纪($1\ 130\times10^6$a～$665\times10^6$a),海西期($398\times10^6$a～$247\times10^6$a)和印支期到燕山期($247\times10^6$a～$182\times10^6$a),前寒武纪花岗岩类大都在乌兰哈达大断裂以南地区产出,从而构成结晶基底。海西期花岗岩类主要分布在台褶过渡带,构成中间带,而印支期到燕山期花岗岩类主要在徐尼乌苏大断裂北侧的地槽区产出。花岗岩类的这种条带状分布和分区性特点暗示了其发展与区域性地壳运动有紧密关系。

### 1.3.2 矿区岩浆岩

矿区有三类岩浆岩:石英闪长岩、花岗闪长斑岩和斜长花岗岩。

1.3.2.1 石英闪长岩

主要分布于矿区北东部,并向北东呈带状断续延伸长达 20km,其出露宽度由几百米到几公里。

利用 U－Pb 法测定锆石,其年龄为 $669\times10^6$a,形成时代为晚元古代。

1. 岩石学、矿物学特征

石英闪长岩体以石英闪长岩为主体,英云闪长岩次之,局部见有花岗闪长岩,它们之间均为过渡关系。其矿物成分、结构构造、与残余包裹体和围岩的关系列于表 1.3.1。该岩体局部受韧性剪切作用影响而具片理化特征。

石英闪长岩呈灰绿色、灰色,具块状构造、花岗结构、压碎结构,交代结构亦发育。主要矿物成分有斜长石、石英、黑云母、角闪石及微斜长石。副矿物有磷灰石、金红石、钛铁矿,蚀变矿物有绿泥石、绢云母和绿帘石等。

2. 岩石化学特征

石英闪长岩的岩石化学分析结果(表 1.3.2)表明,化学成分变化范围大,$SiO_2$ 从 58.04%变化到 71.61%,均值为 63%,为中酸性岩。从石英闪长岩—花岗闪长岩—英云闪长岩,$SiO_2$ 含量逐渐升高,而 $TiO_2$、$Al_2O_3$、FeO、MnO、MgO 和 CaO 都逐渐降低,$k_2O$、$Na_2O$ 都有所增高。

计算的石英闪长岩的里特曼指数(表 1.3.2)$\sigma=1.28\sim1.6$,均值为 1.33,属钙性。将 $K_2O+Na_2O$ 和 $SiO_2$ 值投点于汤姆凯夫图解(图 1.3.1)上,石英闪长岩—英云闪长岩样品均投落

于钙碱性线以下。石英闪长岩的总碱度 $K_2O+Na_2O=4.09\sim6.77$，均值为 5.00，与中国花岗岩相应值(黎彤，1962)相比偏低。

表 1.3.1 石英闪长岩的主要岩石类型简表

| 岩石名称 | 结构、构造 | 与残余包体和围岩的关系 | 矿物成分及含量(%) |
|---|---|---|---|
| 英云闪长岩 | 花岗结构、压碎花岗变晶结构、块状构造 | 残留体定向，渐变。边缘有混合片麻岩，与围岩侵入接触 | Pl:56.03～56.15<br>An:56　An:25　(电子探针分析计算结果)<br>An:19～34　平均 An:25(费氏台测定结果)<br>X 光衍射有序度:0.99<br>Bi:11.21～16.80　Or:0～0.2<br>Q:27.17～28.07 |
| 石英闪长岩 | 半自形粒状结构，块状构造 | 残留体定向，与围岩侵入接触 | Pl:42～49.81<br>An:16(电子探针分析计算结果)<br>An:10～13(费氏台测定结果)<br>X 光衍射有序度:0.99<br>Hb:17.37～18.13，Bi:7.36～12.78<br>Q:＜20 |
| 花岗闪长岩 | 半自形粒状结构，块状构造 | | Pl:65<br>An:25(电子探针分析计算结果)<br>An:11.5－20(费氏台测定结果)<br>Bi:5<br>Or:＜20　　Q＞20 |

1.3.2.2 花岗闪长斑岩

主要出露于矿区西南部，总体呈东西向延伸，大体以顺层的小岩体、岩枝及岩脉形式产出，有膨胀、收缩及分枝现象。据钻孔资料，地表所出露的不同形态与大小不等的花岗闪长斑岩在深部可能相连。

花岗闪长斑岩体沿东西向侵入于白乃庙群绿片岩中，并相应遭到韧性剪切作用而糜棱岩化，岩体形成时代为晚古生代。

1.岩石学和矿物学特征

花岗闪长斑岩普遍受到后期韧性剪切作用，有时难以辨认。

花岗闪长斑岩呈灰绿色、灰褐色、褐红色，风化面呈灰黄色、褐黄色。主要矿物成分有斜长石(20%～50%)，石英(15%～20%)，正长石(3%～5%)，黑云母(5%左右)，其次为角闪石；副矿物有磷灰石、榍石、锆石、磁铁矿等；蚀变矿物有绿泥石、绢云母、绿帘石及方解石等。

表 1.3.2　白乃庙矿区侵入岩的岩石化学分析结果

| 岩石名称 | 分析结果（%） | | | | | | | | | | 里特曼指数（σ） |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | FeO | MnO | MgO | CaO | $Na_2O$ | $K_2O$ | |
| 石英闪长岩 | 58.04 | 0.658 | 17.10 | 2.07 | 4.93 | 0.13 | 4.09 | 6.73 | 2.46 | 1.92 | 1.28 |
| 花岗闪长岩 | 60.40 | 0.62 | 15.68 | 1.60 | 4.31 | 1.02 | 3.98 | 4.76 | 3.18 | 1.39 | 1.20 |
| 英云闪长岩 | 60.44 | 0.72 | 15.45 | 3.04 | 3.42 | 0.005 | 3.66 | 5.55 | 2.70 | 1.39 | 1.38 |
| 花岗闪长岩 | 60.70 | 0.65 | 16.82 | 2.50 | 2.83 | 0.13 | 3.16 | 5.65 | 3.48 | 1.00 | 1.13 |
| 英云闪长岩 | 66.86 | 0.136 | 16.50 | 1.63 | 1.59 | 0.061 | 0.86 | 3.74 | 4.60 | 1.10 | 1.36 |
| 英云闪长岩 | 71.61 | 0.18 | 15.25 | 0.81 | 1.63 | 0.064 | 0.76 | 2.15 | 4.00 | 2.77 | 1.60 |
| 花岗闪长斑岩 | 59.84 | 0.56 | 15.55 | 2.64 | 2.44 | 0.02 | 2.70 | 3.54 | 3.24 | 3.20 | 2.43 |
| 花岗闪长斑岩 | 60.06 | 0.535 | 15.35 | 4.22 | 1.75 | 0.075 | 2.55 | 3.96 | 3.03 | 2.77 | 1.97 |
| 花岗闪长斑岩 | 60.35 | 0.50 | 14.73 | 3.63 | 1.74 | 0.00 | 2.00 | 5.20 | 3.52 | 1.78 | 1.62 |
| 花岗闪长斑岩 | 69.64 | 0.492 | 15.74 | 2.79 | 2.44 | 0.058 | 2.59 | 3.83 | 3.23 | 3.63 | 2.67 |
| 花岗闪长斑岩 | 60.05 | 0.45 | 14.42 | 22.28 | 1.82 | 0.05 | 2.60 | 3.73 | 2.40 | 4.08 | 2.46 |
| 花岗闪长斑岩 | 63.04 | 0.422 | 15.45 | 3.68 | 2.11 | 0.050 | 2.00 | 3.83 | 3.49 | 3.01 | 2.11 |
| 花岗闪长斑岩 | 64.24 | 0.430 | 15.88 | 3.18 | 2.11 | 0.050 | 2.54 | 2.85 | 3.66 | 2.88 | 2.01 |
| 花岗闪长斑岩 | 64.52 | 0.457 | 16.36 | 3.87 | 0.44 | 0.025 | 2.32 | 1.73 | 3.87 | 3.20 | 2.32 |
| 花岗闪长斑岩 | 59.22 | 0.389 | 15.74 | 5.06 | 2.84 | 0.079 | 1.89 | 3.68 | 4.52 | 2.30 | 2.87 |

岩石具斑状—似斑状结构，基质为细粒等粒—不等粒结构，斑晶主要为斜长石，其次有正长石、石英、黑云母。板状者粒度 0.8mm×1.5mm～3mm×5mm，粒状者 0.8mm～2mm，斑晶含量占岩石的 10%～40%，费氏台测定斜长石成分 An＝19～20.5。正长石斑晶可见卡氏双晶。石英斑晶少量，他形粒状，常见压碎、溶蚀及次生长大现象，部分斜长石斑晶呈拔丝产出。

岩石为块状、片状及片麻状构造。由于受到东西韧性剪切作用，导致矿物发生变形，形成一些变形组构。

2. 岩石化学特征

花岗闪长斑岩的岩石化分析结果（表 1.3.2）表明，$SiO_2$ 含量变化于 59.22%～69.64%之间，均值为 61.33%，属中性偏酸性岩类。随 $SiO_2$ 含量增大，$K_2O+Na_2O$ 含量稍有增加。

岩石的里特曼指数 σ＝1.62～2.87，均值 2.08，属钙碱性将 $K_2O+Na_2O$ 和 $SiO_2$ 值投影于汤姆凯夫图解（图 1.3.1）上，样点均投落于钙碱性区内，总碱度 $K_2O+Na_2O$ 为 5.30～7.40，均值为 6.68，与中国花岗闪长斑岩相应值（黎彤，1962）相比偏低。

1.3.2.3　斜长花岗岩

该岩体主要分布于矿区东部和北部，在金矿呈舌状、岩枝状或肠状斜穿于绿片岩、长英片岩和石英闪长岩体中，向东则呈大岩体产出。

斜长花岗岩未受韧性剪切作用影响，是矿区最新的岩体，形成时代为燕山期，与金矿有密

切的成因关系。

1. 岩石学和矿物学特征

岩石新鲜面为灰白色，风化面灰褐色，致密块状构造和中细粒等粒构造。主要矿物为斜长石、石英，有少量条纹长石、白云母；副矿物有磷灰石、锆石等；蚀变矿物为绢云母、高岭土及方解石等。

斜长石为板柱状晶体，聚片双晶发育，粒径0.5～0.8mm，含量50%～60%，斜长石表面遭受不同程度的绢云母化、高岭土化和碳酸盐化。

石英为等细粒—中粒，粒径0.1～0.5mm，含量40%左右。部分岩石受硅化影响，有硅质细脉分布，致使石英含量增加，化学成分中$SiO_2$含量明显增加。

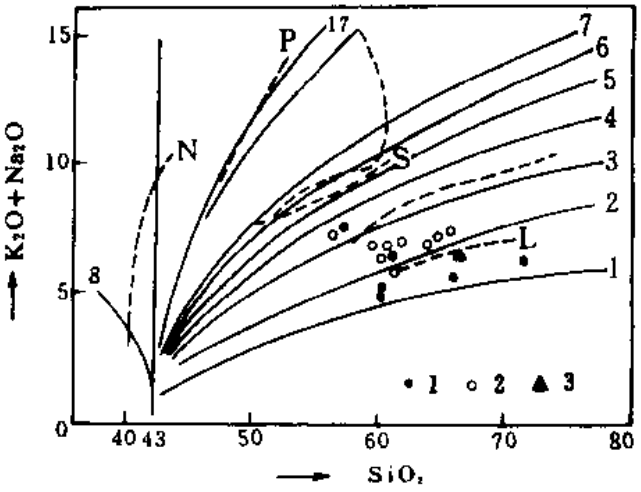



图1.3.1 三类岩浆岩硅—碱关系及综合指数

1. 石英闪长岩；2. 花岗闪长斑岩；3. 斜长花岗岩

2. 岩石化学特征

斜长花岗岩的岩石化学成分(表1.3.3)表明，$SiO_2$含量66.7%，总碱度$K_2O+Na_2O$为6.36，里特曼指数$\sigma=1.71\sim1.76$，均值为1.74，属钙性偏钙碱性，将其$K_2O+Na_2O$和$SiO_2$值在汤姆凯夫图解(图1.3.1)上投影，投影点落于石英闪长岩与花岗闪长斑岩之间。

矿区的斜长花岗岩与江西典型斜长花岗岩的化学成分十分相似(表1.3.3)。

**表1.3.3 白乃庙和安福山庄斜长花岗岩的岩石化学分析结果**

| 岩石名称 | 分析结果(%) | | | | | | | | | | 备注 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | FeO | MnO | MgO | CaO | $Na_2O$ | $K_2O$ | |
| 斜长花岗岩 | 66.7 | 0.45 | 15.35 | 3.37 | 0.84 | 0.04 | 0.95 | 2.73 | 3.66 | 2.70 | 内蒙古白乃庙 |
| 斜长花岗岩 | 66.5 | 0.50 | 15.62 | 1.89 | 3.32 | 0.12 | 1.33 | 2.11 | 1.62 | 2.70 | 江西安福山庄 |

综上所述，矿区内石英闪长岩为钙性偏钙碱性，花岗闪长斑岩属钙碱性，斜长花岗岩属弱钙性，即本区岩浆岩具富钙特征。

1.3.2.4 岩体的形成条件

据石英闪长岩、花岗闪长斑岩和斜长花岗岩的熔融实验结果(表1.3.4，图1.3.2)在压力为1000～2000MPa，介质为离子水的条件下，石英闪长岩的初熔温度为740℃～770℃，花岗闪长斑岩为740℃～770℃，斜长花岗岩为700℃～730℃，说明形成温度下限分别为740℃、740℃和700℃左右。考虑到实际的成岩压力要低于熔融实验的压力，所以其形成温度的下限要高于实验所给出的数据，由此推测，成岩温度下限：石英闪长岩和花岗闪长斑岩在800℃左右，斜长花岗岩为760℃左右。

表 1.3.4　白乃庙矿区花岗质岩石的熔融实验结果*

| 岩石名称 | 熔融温度（℃） | 实验压力（$\times 10^8$Pa） | 实验时间（h） | 介质条件 | 熔融状况 |
|---|---|---|---|---|---|
| 斜长花岗岩 | 730 | 1 | 24 | 离子水 | 大部分熔融 |
| | 720 | 1.5 | 24 | 离子水 | |
| | 700 | 2 | 24 | 离子水 | |
| 花岗岩闪长斑岩 | 770 | 1 | 24 | 离子水 | 大部分熔融或初熔 |
| | 740 | 1.5 | 24 | 离子水 | |
| | 740 | 2 | 24 | 离子水 | |
| 石英闪长岩 | 770 | 1 | 24 | 离子水 | 部分熔融或初熔 |
| | 740 | 1.5 | 24 | 离子水 | |
| | 740 | 2 | 24 | 离子水 | |

* 实验由长春地质学院成岩实验室完成

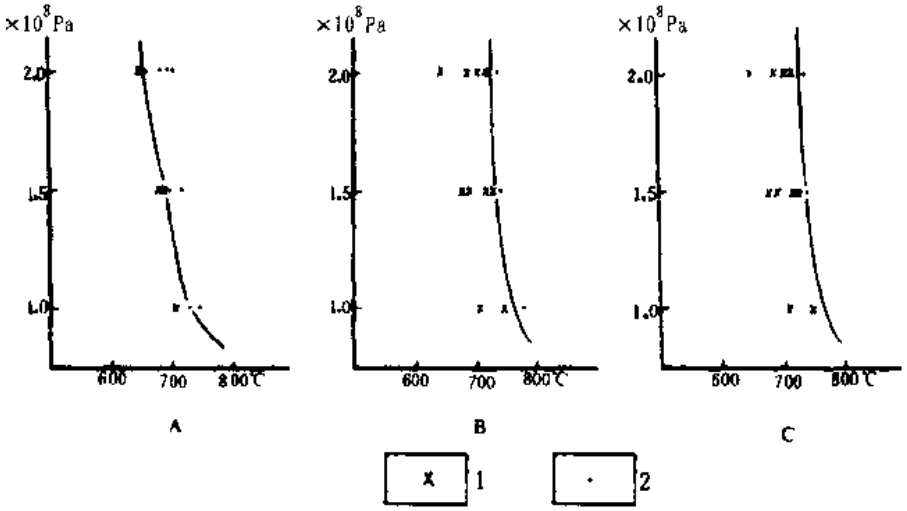



图 1.3.2　三类岩浆岩的初熔曲线图

A 斜长花岗岩；B 花岗闪长斑岩；C. 石英闪长岩

1. 未熔；2 熔融

较高的成岩温度表明，岩浆的形成深度较深，为地壳深部型花岗岩。这与国内外铜、金矿床形成皆与该类花岗岩有关的认识是一致的。

### 1.3.3　岩浆岩与金属矿化

白乃庙地区的矿床主要为铜矿床，其次为金矿床。

海西期白乃庙花岗闪长斑岩是白乃庙铜矿的成矿母岩，矿体产于花岗闪长斑岩体的内外接触带。当岩浆侵位，温度、压力降低及硅酸盐矿物大量晶出条件下，导致含矿热液分出，随着

物理化学条件的进一步改变，铜(钼)等成矿物质发生沉淀，在斑岩体内、外接触带成矿(详见第二章)。

区内金矿与燕山期斜长花岗岩有关(详见第三章)。

# 第二章　斑岩铜矿床的成矿模式

## 2.1　矿床地质特征

白乃庙铜矿床分布在东西长 10 km，南北宽 1 km 的地带内，受东西向的构造带控制。北东向断裂对矿体有破坏作用，将东西向的矿带断成南东、北西两大部分，破坏了整个矿带的连续性。

按矿体的产出部位，白乃庙铜矿区分为南、北两个矿带，两者相距 800 m 左右。

南矿带由Ⅱ、Ⅲ、Ⅳ、Ⅴ、Ⅵ、Ⅶ、Ⅹ和Ⅺ等 8 个矿段组成。矿体主要位于绿片岩中，部分产于花岗闪长斑岩内。矿体产状与围岩基本一致，部分矿体斜切片理。矿体呈似层状、长透镜状及带状。单层或多层，平行或斜列式产出。矿体在空间上具有膨大、收缩、分枝复合及尖灭再现等现象。

北矿带由Ⅷ、Ⅸ、Ⅻ、及ⅩⅢ等 4 个矿段组成。矿体主要产于花岗闪长斑岩中，少量产于绿片岩内。矿体受岩体控制明显，在Ⅻ、ⅩⅢ矿段的局部地段，岩体即是矿体。矿体形态变化同南矿带相似。

白乃庙铜矿是一个以铜为主的矿床，并含金、钼、银及硫。该矿床的矿体数目多，矿体规模大小差异较大，大矿体长度可超过千米，而小矿体仅数十米。南、北两矿带产状总的走向近东西，倾向南，倾角以 50°～70°居多。

无论是南矿带还是北矿带，均表现为斑岩铜矿床的矿化分带特征，钼矿体或钼矿化总是分布于整个矿体的中心部位，且偏靠下部。

## 2.2　矿石的矿物成分及结构、构造

### 2.2.1　矿石的物质成分

白乃庙铜矿一部分产于花岗闪长斑岩中，而另一部分产于绿片岩中，根据矿石产出的围岩，划分出花岗闪长斑岩型和绿片岩型两种矿石类型。北矿带以花岗闪长斑岩型铜矿石为主，南矿带大多数则为绿片岩型矿石。

矿石的矿物成分已知达 30 种以上，两种类型矿石的矿物成分基本相同，仅在含量及分布特征上有所差异。

#### 2.2.1.1　绿片岩型矿石

金属矿物主要为黄铁矿、黄铜矿、辉钼矿、磁铁矿和磁黄铁矿，其次为白钨矿、方铅矿、闪锌矿、斑铜矿和自然金。脉石矿物主要是石英。

1. 黄铁矿

黄铁矿是分布最广，含量最多的矿物，在矿体内及围岩中均有产出，占矿石量的2%～3%，金属矿物总量的25%～60%。多为自形、半自形晶结构，粒径小于1 mm，呈浸染状、细脉浸染状、带状、脉状及集合体团块状产出。

黄铁矿按其粒径可分两种：粗粒黄铁矿(粒径大于0.1 mm)，大者可达0.6cm×0.5cm，此种黄铁矿压碎结构普遍发育，并被黄铜矿胶结，还可被黄铜矿充填、交代形成各种形式的网格状结构；另一种是细粒(小于0.1 mm)黄铁矿，其特征是自形晶，多数为立方体，产于黄铜矿中。

胶状结构的黄铁矿在矿石中也有一定分布，多切割、充填和交代上述黄铁矿，并具有部分再结晶现象。

2. 黄铜矿

黄铜矿分布广泛，是主要的铜矿物，在矿石中的含量约1%～2%，占金属矿物总量的25%左右，多呈不规则他形粒状，粒径小于0.6 mm，一般在0.09～0.0145 mm之间，其中亦有较大的集合体。

黄铜矿多与黄铁矿产于同一细脉、网脉中，两者有密切的共生关系。黄铜矿沿黄铁矿中的裂隙充填、交代或胶结粗粒黄铁矿现象普遍，有时以各种形式交代围岩，呈细脉、网脉状产出。

黄铜矿的塑性变形较明显，其被压扁的晶体通常具有与围岩片理一致的定向构造，偶尔可见黄铜矿被压碎，其碎粒多已发生重结晶作用，成为细小的变晶。黄铜矿与闪锌矿共生时，常见有蠕虫状结构。黄铜矿与细粒黄铁矿、石英紧密共生。

3. 辉钼矿

辉钼矿在矿石中的含量为0.037%，占金属矿物总量的0.44%。呈条痕状、细脉状或浸染状产出，常呈不规则集合体，有时在岩石的片理面上呈断续薄膜状。

辉钼矿多以自形程度较高的薄板状和鳞片状晶体产出，粒径小于1 mm，辉钼矿常与石英共生，主要产于硅化带内，有时在围岩中富集成单独的钼矿体。辉钼矿晶粒弯曲变形较为普遍，具明显的波状消光。

辉钼矿电子探针分析结果为：Mo60.79，ReO 0.18%。

4. 磁铁矿

磁铁矿呈自形、半自形及它形粒状晶形，粒径一般0.05～0.3 mm，呈浸染状分布，有时在黄铁矿、黄铜矿中呈包裹体出现。

5. 自然金

含量甚微且分布极不均匀，其颗粒为细小不规则他形，粒径小于0.077 mm。自然金主要分布在黄铜矿、黄铁矿中，以及黄铜矿、黄铁矿与脉石矿物之间。

2.2.1.2 花岗闪长斑岩型矿石

主要金属矿物有黄铁矿、黄铜矿及辉钼矿，此外有少量磁铁矿、白钨矿、胶状黄铁矿及镜铁矿等。脉石矿物主要为石英、微斜长石及斜长石等。氧化带矿物有孔雀石和褐铁矿。

1. 黄铁矿

在矿石中含量最多，占矿石量的3.26%，呈浸染状、细脉状、细脉浸染状及团块状产出。粒径大小不一，最大30 mm，最小小于0.01 mm，一般0.3～0.5 mm，为自形～半自形晶。其

他特征与绿片岩型矿石中的黄铁矿相同。

据黄铁矿与黄铜矿的关系及其粒度大小，可将黄铁矿分成两个粒级：一种为粗粒黄铁矿，大于 0.1 mm，主要被黄铜矿充填、交代；另一种为细粒黄铁矿，小于 0.1 mm，自形晶，与黄铜矿共生。

2. 黄铜矿

黄铜矿占矿石的 1.609%，呈浸染状、细脉状及细脉浸染状分布。浸染状分布的黄铜矿颗粒细小，单矿物中含铜 29.76%，含钼 0.005%，石英脉中粗粒黄铜矿含铜 33.89%，含钼 0.003%。黄铜矿一般呈集合体产出，为 0.1 mm 左右，为它形粒状，颗粒稍大者有压碎现象，多与黄铁矿、辉钼矿相伴出现。黄铜矿内部有黄铁矿和辉钼矿的自形包裹体，有的黄铜矿沿黄铁矿的裂隙充填、交代分布，而部分黄铜矿又沿辉钼矿的解理分布。黄铜矿与细粒黄铁矿、石英共生。

3. 辉钼矿

辉钼矿其特征同绿片岩型矿石中的辉钼矿，单矿物分析结果：Cu 0.005%，Mo 59.27%。

4. 磁铁矿

磁铁矿颗粒细小，在矿石中仅占 0.071%，其化学分析结果：Cu 0.0299，Mo 0.00112。

综上所述，白乃庙铜矿不同矿石类型中的金属矿物类型是相同的。不同矿石类型中的金属矿物在矿物的物性、产出特征、矿物之间的相互关系等方面都具有一致性。

### 2.2.2 矿石的化学成分

白乃庙铜矿业已查明铜为矿石中的主要有用元素，钼、金、银及硫为伴生有用组分，铼、镓、锗、镉等分散元素亦具一定的综合利用前景。

北矿带铜、钼含量高，金含量低(表 2.2.1)，而南矿带铜、金含量高，钼含量低，即岩体内部铜、钼含量高，岩体外接触带绿片岩中铜、金含量高。这种钼～铜～金的空间分布规律，与典型斑岩矿床一致。

表 2.2.1 南、北矿带钼、铜、金含量*

| 矿带 | 矿段 \ 含量 \ 元素 | 钼(%) | 铜(%) | 金($\times 10^{-6}$) |
|---|---|---|---|---|
| 南矿带 | Ⅱ | 0.032 | 0.98 | 0.701 |
| | Ⅲ | 0.017 | 0.71 | 0.75 |
| | Ⅴ | 0.022 | 0.49 | 0.15 |
| | Ⅵ | 0.035 | 0.50 | 0.07 |
| | Ⅶ | | 0.55 | 0.14 |
| | 平均含量 | 0.0265 | 0.646 | 0.36 |
| 北矿带 | ⅩⅡ | 0.033 | 0.45 | 0.03 |
| | ⅩⅢ | 0.041 | 0.52 | 0.05 |
| | ⅤⅢ | 0.048 | 0.54 | 0.04 |
| | 平均含量 | 0.041 | 0.50 | 0.04 |

* 据内蒙古地质矿产局 103 地质队白乃庙铜矿详细普查地质报告(1984)整理

### 2.2.3 矿石的结构、构造

#### 2.2.3.1 绿片岩型矿石

1. 矿石的结构

最主要的结构是晶粒结构、交代溶蚀结构，其次为固溶体分解结构、压碎结构及胶状结构等。

(1) 晶粒结构

1) 全自形粒状结构：黄铁矿、磁铁矿等金属矿物，由于晶出时间早，不受外界条件控制，在矿石中形成较完整的晶形。

2) 半自形粒状结构：矿物虽然结晶力强，但受其他条件影响，使矿物结晶不完全而呈半自形，如黄铁矿、磁铁矿及辉钼矿。

3) 他形晶粒结构：矿物的结晶能力低，受外界条件控制而呈他形粒状，如黄铜矿、斑铜矿、方铅矿及闪锌矿等。

(2) 交代溶蚀结构

1) 网格状交代溶蚀结构：粗粒黄铁矿受力破碎后，黄铜矿及斑铜矿沿裂隙进行交代，形成网脉状、网格状结构。

2) 交代残留结构：黄铜矿沿黄铁矿周边进行交代，使黄铁矿残留其中。

(3) 固溶体分解结构

闪锌矿晶粒中出现微细蠕虫状的黄铜矿。

(4) 压碎结构

粗粒黄铁矿晶粒受力后呈碎裂现象。

(5) 胶状结构

胶状褐铁矿以不规则网脉充填于其他矿物中。

2. 矿石的构造

矿石构造以条带状、浸染状为主，其次为脉状、网脉状。此外，还有块状、团块状、角砾状构造。

(1) 条带状构造

硫化物沿岩石的片理充填、交代形成矿石条带，如黄铁矿、黄铜矿的条带。

(2) 浸染状构造

黄铁矿、黄铜矿及辉钼矿等硫化物在矿石中呈星散状分布。

(3) 脉状构造、网脉状构造

由黄铁矿、黄铜矿等金属硫化物沿绿片岩的片理、裂隙充填、交代形成脉状、网脉状构造。

(4) 块状构造、团块状构造

金属硫化物局部富集成块状、团块状构造。

#### 2.2.3.2 花岗闪长斑岩型矿石

1. 矿石的结构

(1) 结晶结构

包括自形粒状、半自形和他形粒状结构，其特征同绿片岩型矿石。

(2) 交代结构

1) 网格状交代结构：黄铜矿沿黄铁矿裂隙交代形成。

2) 交代残留结构：黄铁矿在黄铜矿中形成孤岛状、串珠状残余。

3) 压碎结构

粗粒黄铁矿压碎现象普遍。

2. 矿石的构造

主要是浸染状构造、细脉浸染状构造，其次为脉状构造、团块状构造及片状构造。

(1) 浸染状构造

在脉石矿物中分布着星散状金属硫化物颗粒，形成浸染状构造。

(2) 细脉浸染状构造

金属矿物集合体在岩石中呈细脉浸染分布。以黄铁矿为主的脉宽 1.5 mm 左右，以黄铜矿为主的脉宽 1～3 mm，还有金属矿物的复合脉，脉的两侧有浸染状分布的金属矿物。

(3) 脉状构造

金属矿物沿岩石的裂隙充填、交代而成脉状、网脉状构造。

(4) 块状构造

矿石中金属矿物占 85%以上，矿石呈块状。

(5) 片状构造

辉钼矿呈断续定向排列的片状，表明受应力的作用。

综上所述，南、北矿带矿石在结构、构造上的特征基本是一致的，其某些差别是由于不同岩性造成的。南、北矿带都具有普遍的碎裂、变形特点，说明它们都经受东西向韧性剪切带影响。

## 2.3 围岩蚀变

野外地质观察和室内综合研究表明，白乃庙铜矿具有典型斑岩铜矿所特有的蚀变类型和蚀变分带，而且南、北两个矿带都具有相似的蚀变类型和蚀变分带。

### 2.3.1 蚀变类型

在白乃庙铜矿中发现的蚀变矿物较多，主要有微斜长石、石英、黑云母、绿泥石及绿帘石，其次有绢云母和碳酸盐矿物。

现将几种主要有意义的蚀变类型及其产出状态描述如下

#### 2.3.1.1 钾长石化

钾长石化主要发育在花岗闪长斑岩体内，而绿片岩内则不发育。蚀变形成的钾长石为微斜长石，呈他形粒状，不规则，部分呈粗大的变斑晶产出。微斜长石具特征的格子状双晶，表面干净，在岩石中分布不均匀，并与原生矿物有交代关系，它与花岗闪长斑岩的原生正长石斑晶明显不同。

蚀变形成的微斜长石在岩石内有以下几种产出形式：

(1) 脉状　手标本上可见肉红色的钾长石细脉沿绿片岩的裂隙分布，镜下表现为结晶粗

大的伟晶状微斜长石晶体。

(2) 团块状　微斜长石在岩石中分布不均,呈团块状交代基质,有的呈变斑晶产出。

(3) 交代岩石中的斜长石斑晶,呈各种形态产出,在显微镜观察中并可见到交代作用由弱到强的全过程。

1) 首先沿斜长石斑晶的周边或内部裂隙进行交代而形成各种不规则的细脉状、网脉状及团块状微斜长石;

2) 进一步并代,使斜长石残留于微斜长石晶体内呈弧岛出现;

3) 随交代作用的进一步加强,最终使斜长石全部被微斜长石交代,而形成微斜长石变斑晶。

(4) 交代花岗闪长斑岩中的石英,首先沿石英的边缘穿插交代,形成似文像环边结构,随交代作用加强,扩大到整个石英晶体,而形成似文像结构。

2.3.1.2　黑云母化

黑云母化在绿片岩内比较发育。其次是在花岗闪长斑岩内,这与绿片岩中含有较多的铁镁质有关。热液蚀变形成的黑云母同原生黑云母在产出状态、晶形、粒度等方面均具有明显的差异,蚀变黑云母主要呈细小鳞片集合体产出或呈各种不规则集合体脉状、网脉状产出,在岩石中分布不均匀,与其他矿物有交代关系是其明显的特征。花岗闪长斑岩中的原生黑云母主要呈斑晶产出。总之,蚀变黑云母主要以下列形态产出:

(1) 细小鳞片状黑云母集合体沿岩石的微细裂隙充填、交代,呈细脉状、不规则网脉状产出。这种黑云母细脉体在绿片岩和花岗闪长斑岩内均比较发育。

(2) 鳞片状黑云母呈浸染状分布于花岗闪长斑岩的基质中,分布不均,局部呈密集团块。

(3) 交代绿片岩中的角闪石斑晶、阳起石而呈不同的状态产出:

1) 沿角闪石斑晶的边缘、内部解理或裂隙进行交代而呈各种形态的片状、叶片状、不规则脉状产出;

2) 交代作用进一步加强,角闪石斑晶、阳起石等暗色矿物可全部被黑云母交代。

(4) 局部绿片岩由于受到强烈的交代,使原岩的大部分矿物被黑云母替代,细小鳞片、叶片状黑云母占 95%以上。

上述不同产状的蚀变黑云母,又经受后期不同程度的绿泥石化作用。

钾长石化和黑云母化都是钾交代阶段的产物。在花岗闪长斑岩内主要发育钾长石化,伴随少量黑云母化。在绿片岩围岩中,钾化主要表现为黑云母化,钾长石化不发育。

2.3.1.3　硅化

硅化在蚀变过程中占有重要的地位,它与矿化有着极为密切的共生关系,经受硅化的岩石其岩性致密坚硬,岩石内网脉状细脉发育,矿石中石英与金属矿物密切共生。硅化形成石英,主要以下列几种形式产出:

(1) 石英呈细脉、网脉状沿绿片岩中的片理和裂隙分布;

(2) 沿斜长石斑晶的周边进行交代而以各种形态产出,或交代早期的微斜长石。交代强烈者,微斜长石呈残留体产于硅化的石英集合体中;

(3) 细粒石英集合体呈条带状与绢云母集合体条带相间产出;

(4) 团块状石英集合体不均匀地产于花岗闪长斑岩、绿片岩中;

(5) 无论在花岗闪长斑岩还是绿片岩内，都有强烈硅化的局部地段，石英将原岩矿物几乎全部交代，石英占95%以上，并与金属矿物共生。

硅化在白乃庙铜矿南、北矿带的矿体内均很发育，在绿片岩中，原生石英含量少，当岩石遭受硅化后，石英含量明显增多，易于鉴定；岩体中，硅化的石英在岩石中分布不均匀，多以团块状、不规则脉体产出，石英总量增多，可依此与分布均匀的岩浆期石英相区别。

硅化与矿化在时间、空间上有着密切的关系。

2.3.1.4 绢云母化

绢云母化不发育，并且在不同的围岩内具有不同的产出特征。在花岗闪长斑岩内主要有以下几种产出形式：

(1) 交代斜长石斑晶

1) 沿斜长石斑晶的边缘、内部裂纹及解理交代，细小鳞片绢云母呈不规则脉体、网脉集合体产出；

2) 交代作用强烈时，斜长石被绢云母完全交代而呈斜长石的假象产出。

(2) 绢云母叶片状集合体呈脉状、条带状交代花岗闪长斑岩中的基质，并与硅化集合体条带相间产出。

(3) 绢云母呈片状不均匀地分布于基质矿物之中。

在绿片岩内，绢云母除交代长石类矿物之外，原生绢云母在热液作用下可发生重结晶现象，表现为晶片增大，晶形完好，有的已成为白云母。

2.3.1.5 青盘岩化

青盘岩化主要是绿泥石化和绿帘石化。

(1) 绿泥石化主要发育在绿片岩中，在花岗闪长斑岩内不发育。绿泥石化有以下几种产出形式：

1) 交代绿片岩中的角闪石、阳起石，随交代程度不同而以不同形态产出。强烈交代时，绿泥石呈假象产出；在花岗闪长斑岩中绿泥石交代蚀变黑云母呈假象产出；

2) 脉状绿泥石集合体，包括沿岩石裂隙、片理分布的绿泥石脉体和由绿泥石及绿帘石组成的复合脉体；

3) 在绿泥石化强烈发育地段，原岩矿物几乎全部被绿泥石交代，绿泥石占95%以上。

(2) 绿帘石化主要发育在绿片岩型矿体的围岩内，多与绿泥石化密切伴生。蚀变绿帘石呈粒状产出，在岩石中分布不均，主要有下列产出形式：

1) 沿角闪石斑晶的边缘及内部裂隙进行交代，交代不完全，绿帘石被包于角闪石斑晶内，完全交代则呈角闪石假象。

交代花岗闪长斑岩中的斜长石斑晶，当交代完全时，绿帘石集合体呈斜长石斑晶的假象。

2) 沿岩石裂隙充填、交代呈脉状、网脉状、细脉状或与其他矿物组成复合脉体。

3) 在绿帘石化强烈发育的地段，原岩矿物几乎全部被绿帘石交代，仅有少量石英残留，绿帘石占95%以上。

2.3.1.6 碳酸盐化

矿区内碳酸盐化广泛发育，主要形成方解石，以浸染状及细脉状产出。

综上所述，白乃庙铜矿发育的几种主要类型蚀变同典型的斑岩型铜矿床的围岩蚀变基本

一致，白乃庙铜矿的南、北两个矿带的蚀变类型也相似。

北矿带钾化的表现为各种形态的微斜长石产出和少量的蚀变黑云母。南矿带钾化的表现则以不同形态的蚀变黑云母为特征，同时伴有少量的微斜长石。

硅化在南北两个矿带均发育，并皆与矿化有密切的成因联系。绢云母化主要发育在花岗闪长斑岩岩体内。

青盘岩化在南矿带最为广泛。北矿带不发育。

南、北矿带蚀变类型和蚀变强度有所不同的主要因素是原岩的化学成分有很大的差异，绿片岩为一套富铁、镁、钙的基性～中基性岩，花岗闪长斑岩则是中酸性岩石。

### 2.3.2 蚀变分带

依据近 700 件薄片的蚀变矿物量的统计结果，结合剖面、钻孔的实际地质情况进行蚀变带的划分。

#### 2.3.2.1 北矿带

北矿带以岩体为中心，向两侧形成如下分带(图 2.3.1)：

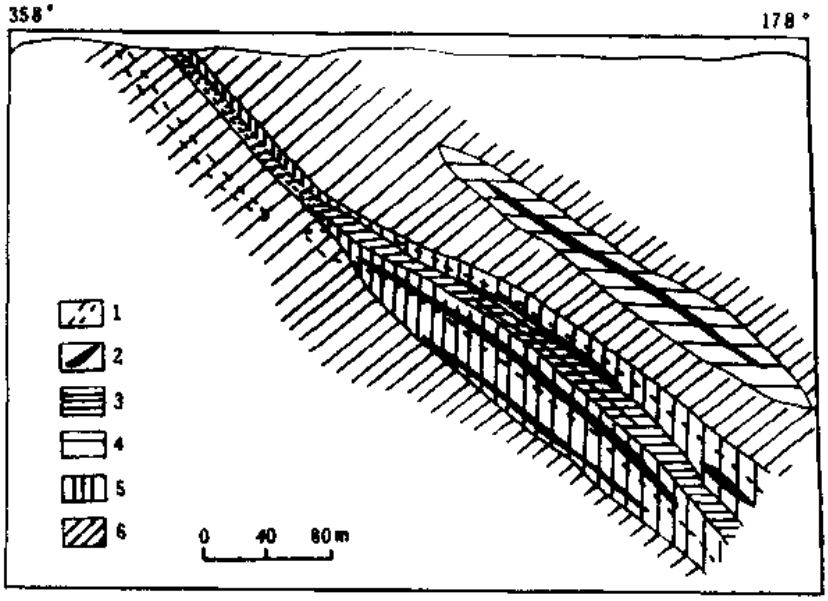



图 2.3.1 XⅢ矿段Ⅺ线蚀变分带

1. 花岗闪长斑岩体界线；2. 铜(钼)矿体；3. 钾长石化带；
4. 硅化－黑云母化带；5. 硅化带；6. 青盘岩化带

钾化(钾长石化、黑云母化)－硅化带—硅化带—青盘岩化带

各蚀变带在空间上均围绕花岗闪长斑岩体分布，其形态受岩体形态和产状控制。蚀变类型和蚀变带的发育程度也受岩体规模制约。岩体产出规模大，蚀变类型全，蚀变带发育较完整；而岩体出露小，则蚀变类型发育不全。总体上具以下特点：

(1) 钾化带中的钾长石化主要发育在花岗闪长斑岩的岩体中，而黑云母化主要发育在绿片岩的围岩中；

(2) 部分硅化与钾化为先后叠加关系；

(3) 黑云母化主要发育在岩体上部的围岩中；

(4) 硅化带围绕钾长石化带分布；

(5) 矿体无例外都位于硅化带内，表明矿化与硅化有密切的成因关系。

2.3.2.2 南矿带

蚀变分带以矿体为中心，向外依次出现如下分带(图 2.3.2、图 2.3.3)：

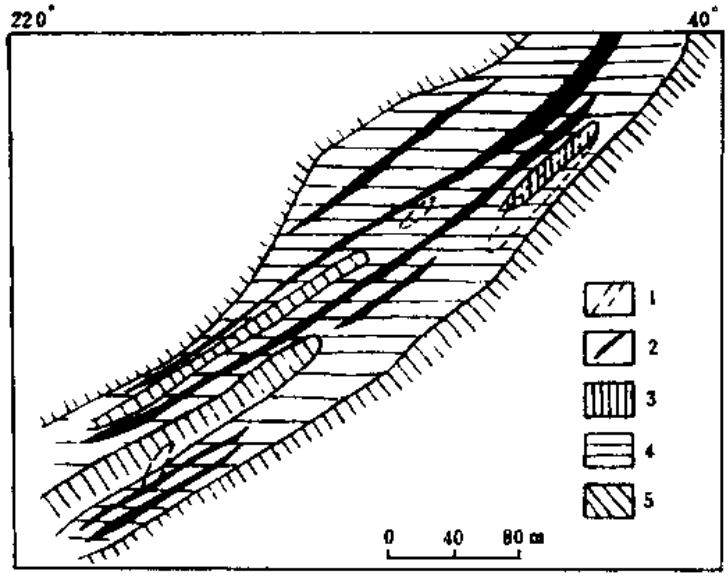



图 2.3.2 Ⅵ矿段Ⅴ线蚀变分带

1. 花岗闪长斑岩体界线； 2. 铜(钼)矿体； 3. 钾长石化带；
4. 硅化－黑云母化带； 5. 青盘岩化带

钾化(黑云母化)－硅化带—青盘岩化带

南矿带的蚀变与北矿带相似，有以下共同特点：

(1) 钾化主要表现为黑云母化，而钾长石化仅在局部地段产出；

(2) 硅化与黑云母化为先后叠加关系；

(3) 青盘岩化普遍发育于矿体的外围，矿体内部不发育。

综上所述，白乃庙铜矿南、北矿带具有一致的蚀变类型和蚀变分带特征。由于原岩化学成分的差异，致使某些蚀变类型在南、北矿带的发育程度有所不同，矿体无例外地都产于硅化蚀变带内。蚀变类型和蚀变分带特征也说明白乃庙铜矿为斑岩型铜矿。

### 2.3.3 蚀变作用过程

白乃庙铜矿蚀变分带总体上表现为以岩体(北矿带)、矿体(南矿带)为中心，然后向两侧的带状分布，蚀变类型的组合也具有一定的对称性。

根据蚀变矿物的相互交代关系，结合蚀变矿物组合在空间上的分布规律及矿化与蚀变的关系，将整个蚀变矿化作用过程划分为三个阶段。

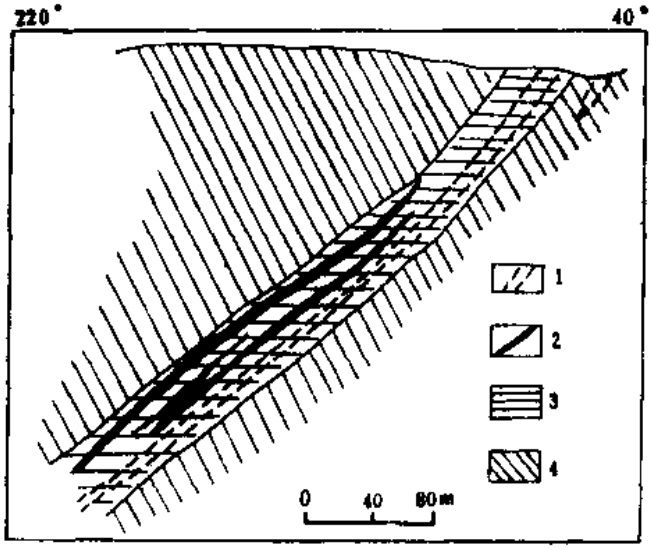



图 2.3.3 Ⅵ矿段Ⅰ线蚀变分带

1. 花岗闪长斑岩体界线；2. 铜(钼)矿体；
3. 硅化－黑云母化带； 4. 青盘岩化带

2.3.3.1 钾化阶段

包括钾长石化和黑云母化，前者主要发育在北矿带花岗闪长斑岩体内，南矿带局部发育；后者主要发育在南矿带绿片岩的围岩中，其次是北矿带。钾化为成矿前蚀变。

1. 钾长石化

钾长石化发生于花岗闪长斑岩冷凝结晶之后，是钾化阶段的一种较早蚀变。岩浆结晶之后的热液从岩体内部分出，沿斑岩体冷凝收缩裂隙和粒间孔隙向外运移和渗透并与岩体内的原生矿物发生广泛的交代作用，或直接交代岩石中的基质矿物呈变斑晶产出，从而在岩体内部形成钾长石化带。

2. 黑云母化

从深部花岗闪长斑岩体中分异出的热液也可沿绿片岩的片理化带、岩脉与绿片岩的接触带向上运移，并与其中的富铁镁矿物发生各种交代作用，从而形成黑云母化带。

钾化阶段形成的蚀变矿物是钾长石和黑云母，钾长石化带分布于岩体内部，黑云母化带分布于钾长石化带上部和外围的绿片岩中。

交代作用的结果是增加了成矿热液中 $Na^+$、$Ca^{2+}$ 及 $Si^{4+}$ 的浓度，降低了 $K^+$ 的浓度，其结果使热液的 pH 值降低，而有利于铜的氯配合物在热液中的稳定存在。

2.3.3.2 硅化阶段

随着交代作用的继续进行，热液在岩体及围岩中的不断运移，并与其发生反应，形成广泛的硅化，硅化过程中有地下水的参与。铜、钼矿化的形成与硅化有关，因而，硅化为成矿时蚀变。在硅化作用过程中，含矿热液的 pH 值逐渐升高，温度及氧逸度降低的情况下，铜、钼等矿床元素与氯、碳酸根等阴离子组成的配合物，要先后发生分解，形成以黄铜矿、辉钼矿为主的铜－钼硫化物。需要指出，铜配合物的稳定性高于钼配合物，因而，在硅化作用过程中，首先沉淀

的是钼硫化物(辉钼矿),然后则是铜硫化物(黄铜矿)。

2.3.3.3 青盘岩化阶段

在上述两个交代作用阶段基础上,随着热液中钾质和硅质的减少,钙、铁、镁质的相应增多,于是发生了绿泥石化、绿帘石化及碳酸盐化,统称为青盘岩化。本阶段与矿化关系不密切,为成矿后蚀变。

### 2.3.4 蚀变与矿化

斑岩矿床的蚀变与矿化是成矿热液在成矿作用过程中对围岩进行交代的不同产物,两者密切伴生或共生,即成矿前蚀变、成矿后蚀变与矿化是伴生关系,成矿时蚀变与矿化为共生关系。

Lowell 和 Guilbert 编制的蚀变－矿化图展示,铜钼矿化位于钾化带外侧及似千枚岩化带内侧,就是说铜钼矿化既与钾化带有关,又与似千枚岩化带有关。

芮宗瑶等在《中国斑岩铜(钼)矿床》一书中指出,钾化带和粘土化带有部分矿化,绢英岩化带中矿化富集。他们显然认为,矿化与钾化带、绢英岩化带和粘土化带都有关。

作者结合江西城门山斑岩铜钼矿床、黑龙江多宝山斑岩铜钼矿床的研究表明,斑岩铜钼矿床蚀变有钾化、绢云母化、硅化、粘土化及青盘岩化,它们之间为先后交代叠加的关系,即首先形成钾化,然后为绢云母化,再后为硅化、粘土化,最后为青盘岩化。在上述一系列蚀变中,后者可交代前者,并可叠加在前者之上;相反,不存在前者交代后者。其中,钾化、绢云母化为成矿前蚀变,粘土化及青盘岩化为成矿后蚀变,只有硅化为成矿时蚀变,与铜钼矿化紧密共生。对硅化蚀变来说,可进一步分成早期硅化、中期硅化和中晚期硅化。早期硅化与钼矿化有关,在空间上多分布在岩体内部或岩体中下部位,而中期硅化与铜矿化有关,一般多分布在岩体中上部位,中晚期硅化与金矿化有关,往往分布在岩体边部或外接触带。

现再以江西城门山斑岩铜钼矿床、黑龙江多宝山斑岩铜钼矿床为例,说明矿化与蚀变的关系。

2.3.4.1 江西城门山斑岩铜钼矿床

江西城门山复式岩体由花岗闪长斑岩和石英斑岩组成,西部主要由石英斑岩组成,东部主要由花岗闪长斑岩组成,且部分石英斑岩叠加在花岗闪长斑岩体之上。因此,城门山复式岩体的蚀变分带是先后两期蚀变分带的综合反映,是迄今所知斑岩矿床中罕见的综合蚀变分带。

复式岩体内部为钾化－硅化带,原岩是花岗闪长斑岩和石英斑岩,本带钾化、硅化发育。钾化包括钾长石化和黑云母化。钾长石化在原岩中表现为斜长石斑晶为钾长石变斑晶所取代,钾长石还交代基质并组成细脉穿切交代原岩。黑云母化是以鳞片状黑云母交代原生黑云母和角闪石斑晶,也分布于基质中,有时也以细脉状产出,黑云母化主要发育于花岗闪长斑岩中。钾化之后,发育强烈的硅化,以早期硅化为主,它以浸染状、细脉状及网脉状石英交代原岩和钾化产物——钾长石和黑云母。在硅化之后,有弱的粘土化和碳酸盐化。粘土化是以粘土矿物交代原生长石,它沿长石边缘、解理、环带和双晶纹进行交代。碳酸盐化主要是以方解石呈细脉状沿裂隙充填交代以及呈细粒集合体交代原岩和早先蚀变形成的矿物。钼矿化与早期硅化紧密共生,它与石英以浸染状、细脉状及网脉状形式交代原岩和钾化的产物——钾长石和

黑云母。钼矿化的所在部位是与钾化－硅化带一致的。

复式岩体上部为硅化－粘土化带，该带位于钾化－硅化带的外围，即岩体的周围及顶部，呈环状分布。带内早期蚀变为钾化，包括钾长石化和黑云母化，该蚀变不很发育。钾化之后，发育强硅化，它是在钾化－硅化带基础上进一步交代形成的，属中期硅化，产出形态有浸染状、细脉状及网脉状石英交代原岩，也有呈不规则团块状石英交代原岩基质，或呈单体、细小集合体石英交代原岩和早期交代形成的钾长石和黑云母。硅化之后，粘土化蚀变较强，粘土矿物交代花岗闪长斑岩、石英斑岩中原生长石以及交代形成的钾长石。粘土矿物在石英斑岩内主要为水白云母、高岭土等，在花岗闪长斑岩内有珍珠陶土、蒙脱石及多水高岭土等。粘土化之后有弱的碳酸盐化，但要比钾化－硅化带中强一些，方解石呈细脉沿裂隙充填交代原岩矿物以及呈浸染状交代原岩基质和早期交代形成的矿物。本带中铜的含量增加，钼的含量降低，构成铜矿体，铜矿化与中期硅化紧密共生(图 2.3.4)。

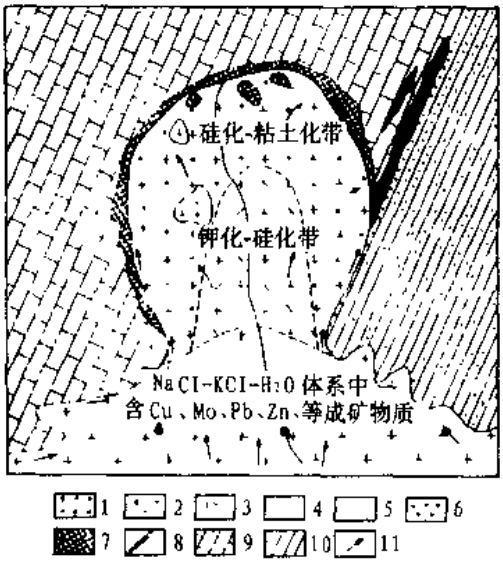



图 2.3.4　城门山斑岩铜钼矿床成矿模式

1. 花岗闪长斑岩；　2. 石英斑岩；　3. 岩体界线；　4. 蚀变带界线；
5. 斑岩型钼矿；　6. 斑岩型铜矿；　7. 矽卡岩型铜矿；　8. 块状硫化物型铜矿；
9. 石灰岩；　10. 石英砂岩；　11 矿液流动方向

### 2.3.4.2　黑龙江多宝山斑岩铜钼矿床

多宝山斑岩铜钼矿床的围岩为一套古生界的安山质火山岩，其后有花岗闪长岩及花岗闪长斑岩的先后浸入。矿床形成与花岗闪长斑岩有关。矿床的蚀变主要有钾化(包括钾长石化和黑云母化)、绢云母化、硅化及青盘岩化，上述各类蚀变为先后交代叠加关系，即先形成钾化，然后为绢云母化，再后为硅化，最后为青盘岩化。上述各类蚀变视构造裂隙发育与否，在空间上呈面型分布或线型分布，前者是在构造裂隙不发育地段，后者则在构造裂隙发育地段。铜钼矿化都与硅化有关，铜矿物、钼矿物都与石英紧密共生，其中钼矿化与早期阶段高温硅化有关，铜矿化与后期阶段中温硅化有关。

# 2.4 矿床地球化学

## 2.4.1 稳定同位素研究

### 2.4.1.1 铅同位素组成

由白乃庙铜矿床铅同位素组成可知，花岗闪长斑岩钾长石微量铅与南矿带绿片岩中的矿石铅有着相似的同位素组成特征(表 2.4.1、图 2.4.1)说明两者来自同一岩浆源，排除了南矿带形成与绿片岩有关的认识。

**表 2.4.1 铅同位素组成***

| 采样位置 | 编号 | 岩(矿)类型 | 测定矿物 | $^{206}Pb/^{204}Pb$ | $^{207}Pb/^{204}Pb$ | $^{208}Pb/^{204}Pb$ |
|---|---|---|---|---|---|---|
| V 矿段 | 4545－1 | 绿片岩型矿石 | 黄铁矿 | 17.967 | 15.626 | 37.327 |
| 金矿区西 | 4295 | 花岗闪长斑岩 | 钾长石 | 17.807 | 15.566 | 37.943 |

* 长春地质学院放射性同位素实验室测定

目前，尚无可靠的直接方法判断成矿元素铜的来源，只能藉助于各种间接方法和手段，其中之一为运用铅同位素组成分析。现铅来源已定，是来自岩浆，那么与铅共生的成矿元素铜也可认为来自岩浆。

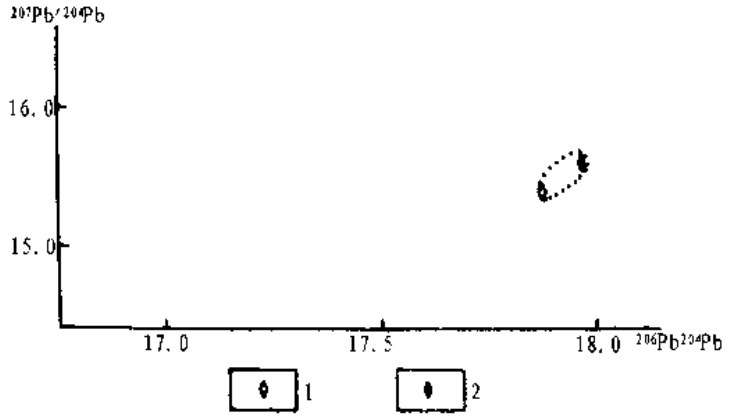



图 2.4.1 岩石铅与矿石铅组成图

1. 岩石铅； 2. 矿石铅

### 2.4.1.2 碳同位素组成

成矿后碳酸盐阶段中方解石的碳、氧同位素组成见表 2.4.2。表中指出：

表 2.4.2 碳、氢同位素组成*

| 采样位置 | 编 号 | 测定矿物 | $\delta^{13}C$(‰) | $\delta^{18}O$(‰) | $\delta^{18}O_{水}$**(‰) |
|---|---|---|---|---|---|
| 北矿带 | 4465-3 | 方解石 | 8.93 | +7.38 | -4.35 |
| | 4576-1 | 方解石 | -4.90 | +6.72 | -5 |
| 南矿带 | 4414 2 | 方解石 | 3.19 | +6.67 | -5.04 |
| | 4536-2 | 方解石 | -7.38 | +6.55 | -5.17 |
| | 4545-2 | 方解石 | -4.38 | +6.37 | -4.99 |

* 长春地质学院稳定同位素实验室测定

** $1000\ln\alpha_{方解石\ 水}=2.78\times10^{6}T^{-2}-3.39$,计算时假定方解石的形成温度为 150℃

(1) 北矿带 2 件样品的 $\delta^{13}C$ 值变化于 -8.93‰ ~ -4.9‰,均值为 6.92‰,其 $\delta^{18}O$ 值变化范围为 +6.72‰ ~ +7.38‰,均值为 +7.05‰,相应 $\delta^{18}O_{水}$ 值在 -5‰ ~ -4.35‰之间,均值为 -4.68‰。南矿带 3 件样品的 $\delta^{13}C$ 值变化范围在 -7.38‰ ~ -3.19‰,均值为 -4.98‰,其 $\delta^{18}O$ 值变化于 +6.55‰ ~ +6.73‰之间,均值为 +6.65‰,$\delta^{18}O_{水}$ 值相应为 -5.17‰ ~ -4.99‰之间,均值为 -5.07‰。因此,南、北矿带的碳、氧同位素组成基本一致,表明其成矿后的环境也是相似的。

(2) 南、北矿带 5 件样品的 $\delta^{13}C$ 值变化于 -8.93‰ ~ -3.19‰,均值为 -5.76‰,为内生热液形成。碳酸盐阶段 $\delta^{18}O_{水}$ 均值为 -4.91‰,说明岩浆水中有地下水参与。因此也可以认为,碳酸盐阶段热液为岩浆水,有部分地下水参加。

2.4.1.3 硫同位素组成

南、北两矿带取硫同位素样品 11 件,其中黄铁矿 10 件,黄铜矿 1 件,测定结果见表 2.4.3,可做如下分析:

尽管南、北矿带矿石类型、组成、产出部位不尽相同,但硫同位素组成却十分相似,其 $\delta^{34}S$ 值变化范围和均值,南矿带为 -5.99‰ ~ 2.50‰,均值为 -4.10‰,北矿带为 -6.48‰ ~ -3.82‰,均值为 -4.63‰,说明南、北矿带具有相同硫源。

南、北矿带 $\delta^{34}S$ 值都接近于零,变动范围又很窄,说明它们的硫都来自岩浆。

当前还缺乏直接方法判断成矿元素铜的来源,只能藉助于各种间接方法和手段,其中之一是利用硫同位素组成分析,因为硫与铜可组成配合物在热液中一起进行运移,也可共同形成金属硫化物从热液中析出,所以当硫源一旦确定,认为来自岩浆,则也可间接推断铜也是来自岩浆。

分别对南、北矿带矿体内及矿体上、下盘围岩中黄铁矿的硫同位素进行研究,其组成见表 2.4.4,表中还包括赵仑山测定的数据。

由表 2.4.4 可见,南、北矿带矿体中硫同位素组成十分接近,矿体上、下盘围岩中黄铁矿的硫同位素也很相似,这就进一步说明南、北矿带的硫同位素具有相似形成条件和同一来源。

随着矿床深度增加,硫同位素分馏减弱,$\delta^{34}S$ 值变化范围变小,且更趋于零(表 2.4.5)。

表 2.1.3 指出,Ⅵ矿段早期黄铁矿 $\delta^{34}S$ 值为 -3.83‰,而与黄铁矿共生的晚期细粒黄铁矿 $\delta^{34}S$ 值为 -2.5‰。据此,可以认为晚期同位素组成向富集 $^{34}S$ 方向演化。

表 2.4.3 硫同位素组成*

| 采样位置 | | 编号 | 测定矿物 | $\delta^{34}S$(‰) | $\delta^{34}S$(‰) | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | 变化范围 | 均 值 |
| 南矿带 | Ⅱ矿段 | 4552－1 | 黄铁矿 | －5.99 | －5.99～－2.50 | －4.10 |
| | | 4552－2 | 黄铜矿 | 4.67 | | |
| | Ⅴ矿段 | 4536－1 | 黄铁矿 | －3.69 | | |
| | | 4545－1 | 黄铁矿 | －3.60 | | |
| | Ⅵ矿段 | 4414－3 | 黄铁矿 | －4.44 | | |
| | | 4423－A | 黄铁矿 | －3.83 | | |
| | | 4423－B | 黄铁矿 | －2.50 | | |
| 北矿带 | ⅩⅡ矿段 | 4465－1 | 黄铁矿 | 4.11 | －6.48～－3.82 | －4.63 |
| | | 4468－1 | 黄铁矿 | －3.82 | | |
| | ⅩⅢ矿段 | 4576－1 | 黄铁矿 | －6.48 | | |
| | | 4583－1 | 黄铁矿 | －4.10 | | |

* 长春地质学院稳定同位素实验室测定

表 2.4.4 矿体及其上、下盘围岩中的硫同位素组成

| 产出部位 | 矿 带 | 测定矿物 | 样品数 | $\delta^{34}S$(‰)均值 | $\delta^{34}S$(‰)值变化范围 |
|---|---|---|---|---|---|
| 铜矿体上盘围岩 | 北矿带 | 黄铁矿 | 9 | －3.1 | －4.4～－0.5 |
| | 南矿带 | 黄铁矿 | 2 | －1.8 | －2.1～－1.5 |
| 铜矿体 | 北矿带 | 黄铁矿 | 10 | －4.13 | －6.48～－3.1 |
| | 南矿带 | 黄铁矿 | 14 | －3.75 | －5.99～－1.2 |
| 铜矿体下盘围岩 | 北矿带 | 黄铁矿 | 3 | －2.8 | －3.1～－2.4 |
| | 南矿带 | 黄铁矿 | 5 | －2.1 | －2.6～－1.9 |

表 2.4.5 铜矿床不同深度的硫同位素组成*

| 深 度(m) | 样 品 数 | $\delta^{34}S$(‰)均值 | $\delta^{34}S$(‰)值变化范围 |
|---|---|---|---|
| 50～150 | 7 | －2.6 | －4.41～－0.8 |
| 150～200 | 7 | －2.9 | －4.0～－1.5 |
| 200～300 | 9 | －3.2 | －4.5～－1.2 |
| 350～500 | 2 | －1.8 | －2.4～－1.2 |

* 据赵仑山等,1985

2.4.1.4 氢、氧同位素组成

矿床形成于石英硫化物阶段,因此研究该阶段氢、氧同位素组成,也就是研究成矿热液的组成,这是判断热液来源的主要依据。

在南、北两矿带分别采集2件石英样品,测定其中的氧同位素组成及其原生包裹体内氢同位素组成(表2.4.6)。

南矿带 $\delta^{18}O$ 均值为＋10.02‰,$\delta D$ 均值为－114.41‰,$\delta^{18}O_{水}$ 为＋2.69‰;北矿带 $\delta^{18}O$ 均

值为 9.72‰，δD 均值为 −102.52‰，$\delta^{18}O_{水}$ 均值为 +2.41‰。南、北矿带有着相似的氢、氧同位素组成，表明成矿热液为同一来源。

在矿区采集地下水样品 2 件(表 2.4.7)，该区地下水的 $\delta^{18}O$ 均值为 −12.41‰，δD 均值为 −103.5‰。

**表 2.4.6 矿床氢、氧同位素组成***

| 样 号 | | 采样位置 | 测定矿物 | $\delta^{18}O$(‰) | $\delta^{18}O_{水}^{**}$(‰) | δD(‰) | 温度(℃) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 4465−2 | 北矿带 | XⅡ矿段 1207 孔 | 石英 | +10.4 | +3.09 | −90.93 | 290 |
| 4576−3 | | XⅢ矿段 1325 孔 | 石英 | +9.04 | +1.74 | −114.10 | 290 |
| 4545−3 | 南矿带 | Ⅴ矿段 505 孔 | 石英 | +10.95 | +3.63 | −111.11 | 290 |
| 4414−1 | | Ⅵ矿段 634 孔 | 石英 | +9.05 | +1.75 | −117.70 | 290 |

* 长春地质学院稳定同位素实验室测定

** $1000\ln\alpha_{方解石-水} = 3.42\times10^{6}T^{-2} - 2.57$

**表 2.4.7 地下水氢、氧同位素组成***

| 编号 | 采 集 地 点 | $\delta^{18}O$(‰) | δD(‰) |
|---|---|---|---|
| 4721 | 金矿北井水 | −12.35 | −105.4 |
| 4713 | 铜矿供销社前 150 m 处地表泉水 | −12.47 | −101.6 |

* 长春地质学院稳定同位素实验室测定

上述成矿热液的氧同位素组成与小泰勒提出的 +5.5‰～+10‰岩浆水值是接近的，而与该矿区地下水值 −12.40‰则相距甚远，从而表明，矿床形成过程中岩浆水是主要的，只有少量地下水参与(图 2.4.2)。

至于成矿热液氢同位素，它属异常氢同位素组成，4 件样品中竟有 3 件 δD 值低于地下水，其原因有待进一步工作。

### 2.4.1 小结

(1) 南、北矿带具有相似的碳、氢、氧、硫和铅同位素组成，说明它们具有一致的成因，为斑岩型矿床。

(2) 铅和硫的同位素组成表明，南、北矿带的同位素组成相似，其成矿物质来自岩浆。

(3) 从氧和碳的同位素组成可以看出，南、北矿带的同位素组成近似，成矿热液主要来自岩浆水。

### 2.4.2 矿物包裹体研究

石英中以气、液包裹体为主，只见少量液相包裹体或气相包裹体，气液比一般为 3%～15%。包裹体细小，以 3 μm 左右为主，多呈不规则状及椭圆状。铜矿床形成温度为 260℃～320℃(赵仑山，1985)，取其中间值则为 290℃。

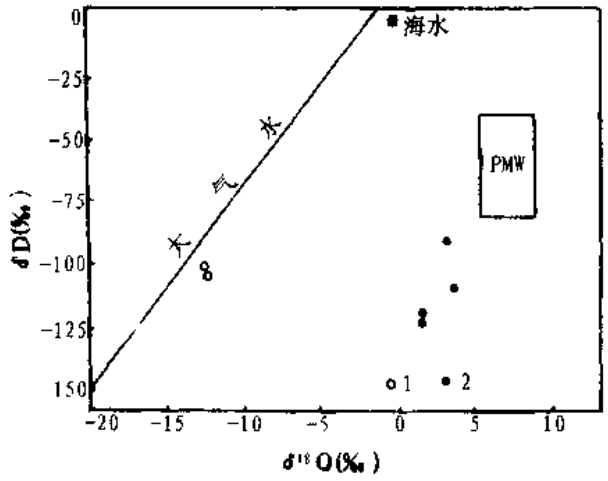



图 2.4.2　氢、氧同位素组成图

1. 地下水；　2. 成矿热液；　3. PMW 原生岩浆水

石英包裹体成分(表 2.4.8, 赵仑山, 1985), 南、北矿带具有相似成分, 成矿热液中阳离子以钙和钠为主, 且钙的含量大于钠, 挥发组成以富氯为特征。矿区典型矿物共生组合为黄铁矿、黄铜矿、辉钼矿和石英。综上所述, 成矿热液以富钙、硅、挥发组分氯及铜、钼矿质等为特征。

**表 2.4.8　白乃庙铜矿区石英气液包裹体成分***

| 采样位置 | 样号 | 岩矿类型 | 分析结果($\times10^{-3}$) | | | | | | | | | | 比值 | | 爆裂温度(℃) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | $K^+$ | $Na^+$ | $Ca^{2+}$ | $Mg^{2+}$ | $HCO_3$ | Cl | $SO_4^{2-}$ | $F^-$ | $H_2O$ | $CH_4$ | $CO_2$ | $K^+/Na^+$ | $H_2O/CO_2$ | |
| 北矿带 | $K_{zl}-1$ | 斑岩中的石英脉 | 2.9 | 4.3 | 37 | 2.4 | 136 | 9.6 | 43.4 | | 611 | 0.5 | 157 | 0.67 | 3.89 | 260℃ |
| 南矿带 | 81　$D_4$ | 矿石中的石英脉 | 2.1 | 5.6 | 21.4 | 2.5 | 77.7 | 10.7 | 12.2 | | 838 | 1.0 | 166 | 0.38 | 5.32 | 345℃ |
| 南矿带 | $81-D_1$ | 矿石中的石英脉 | 2.1 | 5.6 | 14.3 | 5.1 | 83.7 | 6.6 | 11.2 | | 420 | 2 | 205 | 0.38 | 2.05 | 310℃ |
| 南矿带 | $81-D_8$ | 矿石中的石英脉 | 2.5 | 3.7 | 25 | 1.2 | 107.6 | 7.8 | 18.7 | 0.1 | 545 | 5.3 | 180 | 0.68 | 2.95 | 335℃ |

*　据赵仑山等, 1985

### 2.4.3　黄铁矿中微量元素研究

测定黄铁矿中微量元素含量, 前人都用简项分析、化学分析、原子吸收光谱等常规方法进

行，本次用这些方法重复分析证明，由于黄铁矿样品中可以存在微细黄铜矿包裹体以及选矿不纯，可混入少量黄铜矿，致使分析结果对铜、钴、硒、碲等微量元素，特别是对铜，可出现较大差异（>1个数量级）。现用电子探针直接测定黄铁矿中呈类质同象的铜、铅、锌等微量元素含量（表2.4.9），可归纳出以下特征：

（1）不同粒级黄铁矿中铜的含量有较大差别，粗粒黄铁矿中，铜的均值为$215\times10^{-6}$，而与黄铜矿共生的细粒黄铁矿，均值为$2570\times10^{-6}$，两者的均值为$1393\times10^{-6}$。细粒黄铁矿中铜含量远高于粗粒黄铁矿，其原因可能是细粒黄铁矿与黄铜矿同时形成时有较多铜参与类质同象所致。

（2）南、北矿带黄铁矿中不仅铜的含量近似，且铅、锌含量也相似。

与国内几个典型斑岩矿床对比，黄铁矿中微量元素含量相似，其Co/Ni值都大于1，白乃庙铜矿黄铁矿的Co/Ni值为9.8。

**表2.4.9　黄铁矿中铜、铅、锌含量***

| 样品产状 | | Cu ($\times10^{-6}$) | Pb ($\times10^{-6}$) | Zn ($\times10^{-6}$) | S (%) | Fe (%) |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 细粒 | 南矿带 | 3070 | 14.36 | 0.00 | 50.435 | 47.613 |
| | 北矿带 | 2070 | 16.76 | 2.89 | 53.679 | 46.488 |
| 粗粒 | 北矿带 | 300 | 23.94 | 8.68 | 53.160 | 47.518 |
| | | 418 | 19.15 | 2.89 | 51.916 | 47.847 |
| | | 361 | 19.15 | 2.89 | 52.314 | 46.906 |
| | | 0.00 | 19.15 | 0.96 | 51.769 | 46.101 |
| | 南矿带 | 185 | 23.94 | 0.96 | 53.210 | 46.581 |
| | | 245 | 16.76 | 0.00 | 52.942 | 46.338 |
| | | 0.00 | 9.57 | 0.00 | 54.097 | 46.344 |
| 南矿带均值 | | 1603 | 16 | 0.16 | | |
| 北矿带均值 | | 1170 | 19 | 2.26 | | |

* 长春地质学院电子探针实验室测定

## 2.5　成矿作用

与花岗闪长斑岩有关的含矿热液，对岩体及绿片岩进行一系列的交代，形成斑岩型铜矿床。依据野外地质观察，室内光片、薄片鉴定，并结合有关测试数据，矿床成矿作用可划分成以下三个阶段：

（1）钾长石黑云母阶段：高温富钾含矿热液交代花岗闪长斑岩和绿片岩，主要形成钾长石和黑云母。前者主要分布于岩体的中下部位，后者在绿片岩中主要分布于矿液通道附近。

（2）石英硫化物阶段：含矿热液进一步交代，并有少量地下水参与，形成石英及金属硫化物的矿物共生组合。该阶段是矿区内最为发育的阶段，也是最主要的成矿阶段。此阶段可进一步分为三个亚阶段：

1）辉钼矿亚阶段：主要由石英、辉钼矿及粗粒黄铁矿组成。钼矿化与该亚阶段有关，叠加在钾长石阶段之上，分布于岩体的中、下部或矿体的中、下部。

2）黄铜矿亚阶段：这一亚阶段形成的矿物主要为石英、黄铜矿及细粒黄铁矿。铜矿化与该亚阶段有关，分布于岩体上部、边部或钼矿体周围。

3）方铅矿闪锌矿亚阶段：由石英、方铅矿及闪锌矿等组成，分布于铜、钼矿体外围，此亚阶段不很发育。

（3）绿泥石、绿帘石阶段：含矿热液继续交代，形成绿泥石、绿帘石，分布于岩体边部或矿体周围。该阶段晚期产生碳酸盐化，形成方解石，以浸染状，细脉状及网脉状等形式交代上述阶段产物，从而结束与花岗闪长斑岩有关的成矿作用。

## 2.6 成矿模式

成矿模式是反映了现阶段人们对矿床形成的认识水平。

### 2.6.1 对比南、北矿带

随着对白乃庙铜矿床研究的不断深化，对北矿带认识大体趋向一致，认为属斑岩矿床，而对南矿带则有种种不同认识，为此进行南、北矿带对比：

（1）南、北矿带蚀变类型、蚀变分带有着极为相似的特征；

（2）南、北矿带主要金属矿物都是黄铁矿和黄铜矿，并且黄铁矿按粒径皆可分为粗粒及细粒两种，它们的晶形特征、粒径及生成顺序完全一致，它们的成矿作用也完全一样；

（3）南、北矿带黄铁矿中铜含量近似，且铅、锌含量也相似；

（4）南、北矿带矿化特征相同，矿化无例外地都与硅化有关，黄铜矿皆与细粒黄铁矿、石英共生，矿体都赋存于硅化蚀变带内；

（5）南、北矿带有着相似的碳、氢、氧、硫及铅同位素组成，说明它们的成矿物质和热液具有同一来源；

（6）南、北矿带成矿温度相近，包裹体成分一致。

由上所述，南、北矿带为统一整体，成矿热液与花岗闪长斑岩有关，属斑岩矿床。

### 2.6.2 成矿模式

含矿花岗闪长斑岩岩浆，由于温度、压力下降，硅酸盐矿物大量晶出，导致含矿热液分出。含矿热液以富钙、硅、氯及成矿物质铜、钼等为特征，在320℃～400℃温度区间，岩体内部首先发生钾长石化，在岩体外接触带绿片岩中则产生黑云母化，随着交代作用进行，在250℃～310℃之间，热液中碱质减少，使pH值明显降低，显示酸性，并有地下水参与，结果发生硅化。热液中具有丰富的二氧化硅，再加上原铝硅酸盐矿物在蚀变时被离解出来，因而硅化广泛发育，以石英细脉、网脉及浸染状形式产出。铜、钼矿化的形成与硅化有关，在硅化进行过程中，随着含矿热液的pH值逐渐升高，温度及氧逸度降低，铜、钼等成矿元素与氯、碳酸根等阴离子组成的配合物，先后发生分解，形成以黄铜矿、辉钼矿为主的铜、钼硫化物。硅化之后，形成较为广泛的绿泥石和绿帘石化，后者与矿化关系不密切，应为成矿后蚀变，其分布范围超过前期

蚀变，此阶段温度在200℃～250℃之间。热液作用晚期，发生碳酸盐化，以细脉及网脉状等形式交代上述阶段产物，由此结束与花岗闪长斑岩有关的成矿作用。从12个矿段地表出露情况，Ⅸ矿段花岗闪长斑岩体面积最大，表示其相对侵位最高，其次为Ⅷ矿段，然后依次为Ⅻ矿段及Ⅻ矿段，而Ⅱ、Ⅲ矿段侵位最低。由12个个别矿段的水平分带，可组成一个综合的垂直分带，即是白乃庙铜矿床成矿模式(图2.6.1)

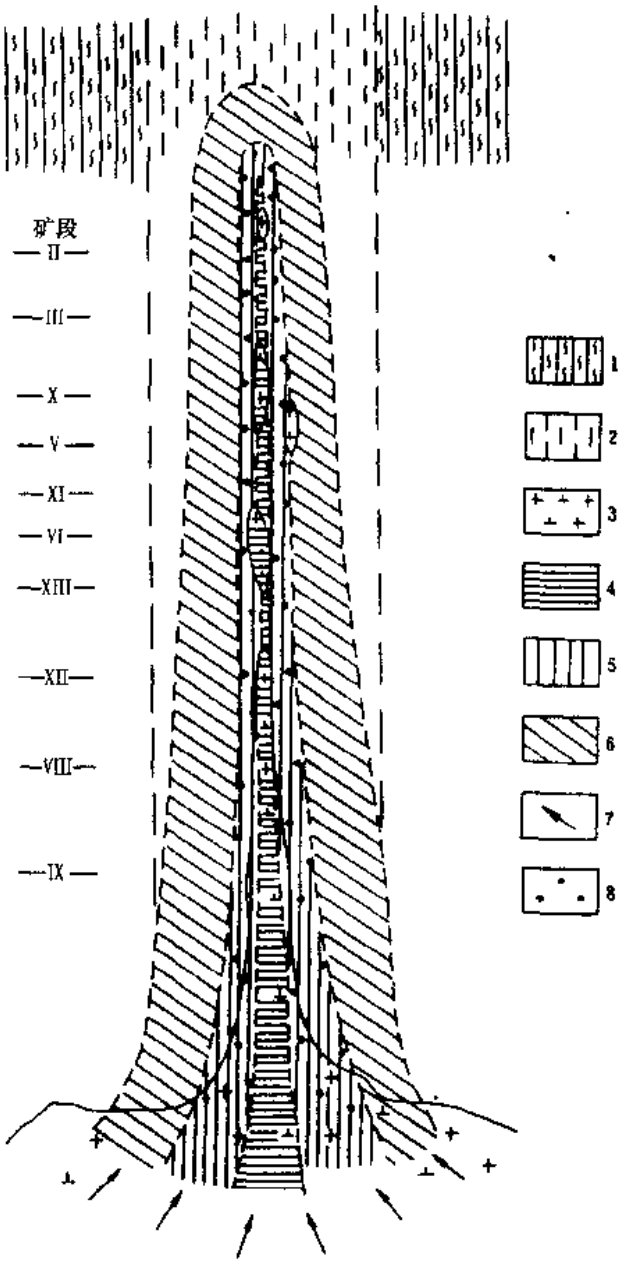



图2.6.1 白乃庙斑岩铜矿床成矿模式

1. 绿片岩； 2. 绿片岩中层间构造带； 3. 花岗闪长斑岩； 4. 钾化带； 5. 硅化带；
6. 青盘岩化带； 7. 矿液流动方向； 8. 铜矿化

### 2.6.3 斑岩铜钼(金)矿床的成矿模式

综合白乃庙斑岩矿床、城门山斑岩铜钼矿床、多宝山斑岩铜钼矿床及吉林小西南岔斑岩铜金矿床的研究,它们在空间上、成因上皆与花岗岩有关,以下讨论其成矿模式。

#### 2.6.3.1 含铜钼(金)深部矿源层的形成

花岗岩在空间分布是很不均匀的,在陆壳部分分布广泛,而在洋壳部分无论是在洋中脊,还是远离洋中脊的海底、岛屿都不存在花岗岩。这种空间分布上的特征,说明花岗岩的形成与陆壳物质有关,是在陆壳物质部分熔融的基础上形成的。花岗岩依据地壳物质部分熔融所处的不同深度(也就是按部分熔融物质成分的不同)可分成:(1) 地壳深部型花岗岩;(2) 地壳浅部型花岗岩。斑岩铜钼(金)矿床与地壳深部型花岗岩有关。花岗岩在我国广泛分布,但与铜钼(金)矿床有关的花岗岩却分布很少,且非常不均匀,主要分布在江西、西藏和安徽等局部铜钼(金)矿床集中区。此种现象应是上述地区地壳深部有初步富集铜钼(金)矿源层存在的有力证明。

含铜钼(金)矿源层是如何形成的?原始的基性地壳物质,经过风化、剥蚀、搬运,且在生物作用参与下,导致成岩、成矿元素发生沉积分异,各种不同的成矿元素在地表不同地区轻微富集,于是在地表形成矿源层。由于各种成矿元素的富集条件很不一样,因而在一个矿源层形成过程中只能轻微富集有数的几种,具体地说,在轻微富集铜钼(金)形成矿源层时,其他成矿元素皆处于分散状态。含铜钼(金)矿源层形成之后,在后续巨厚地层覆盖下或经过构造运动,使其埋藏于地壳深部,成为含铜钼(金)深部矿源层。

#### 2.6.3.2 含铜钼(金)深部矿源层的部分熔融

含铜钼(金)深部矿源层在一定的温度、压力和挥发分参与下可以部分熔融形成含铜钼(金)花岗岩浆。部分熔融所需温度,可能是由于局部地区存在较多的放射性元素、挥发分或构造运动所引起。部分熔融具有选择性,易熔组分熔融,难熔组分残留,从而产生了成岩、成矿元素的选择性分异,促使与花岗岩浆有关的铜钼(金)再次富集。因而,在易熔组分聚集形成花岗岩浆的过程中,进一步富集了铜钼(金)成矿元素。

#### 2.6.3.3 含铜钼(金)花岗岩浆的浅部分异作用

含铜钼(金)深部矿源层部分熔融形成的含矿花岗岩浆,由于密度差产生的浮力或随着构造运动向上侵入到地壳中上部位,在相当于花岗岩基的空间位置逐渐聚积,形成规模不大的浅部岩浆房。在浅部岩浆房中的含铜钼(金)花岗岩浆进行着液态分异作用,即含矿花岗岩浆的浅部分异作用。因为岩浆中不同成岩元素与不同成矿元素在地球化学性质上的相似性,致使岩浆中成岩元素的分异也控制着成矿元素的分异,导致铜钼(金)成矿元素在浅部岩浆分异过程中得到再一次富集。含铜钼(金)花岗岩浆伴随着构造运动从浅部岩浆房中分出,形成以铜钼(金)成矿元素为主的斑岩体。

#### 2.6.3.4 热液中铜钼(金)成矿元素的最终富集

含铜钼(金)花岗岩浆,随着温度、压力的下降开始冷凝结晶形成斑岩,并分出含铜钼(金)热液。热液成矿作用从高温到低温。氢、氧同位素资料表明,高温热液以岩浆水为主,中低温热液中有地下水参与。斑岩矿床的蚀变有钾化(包括钾长石化和黑云母化)、绢云母化、硅化、粘土化及青盘岩化,上述蚀变之间主要为先后交代叠加的关系,即先形成钾化,然后为绢云母

化，之后为硅化、粘土化，最后为青盘岩化。钾化、绢云母化为成矿前蚀变，而粘土化及青盘岩化为成矿后蚀变，只有硅化为成矿时蚀变，与铜钼(金)矿化紧密共生。对硅化蚀变来说，它的交代作用时间很长，从高温到低温，可进一步分为早期硅化、中期硅化及中晚期硅化。早期高温硅化与钼矿化有关，在空间上一般都分布在岩体内部或岩体中下部位，中期中温硅化与铜矿化有关，一般分布在岩体中上部位，中晚期中低温硅化与金矿化有关，分布在岩体边部或外接触带。总之，钼、铜及金矿化是由岩体内部向外呈明显的带状分布。究其原因，主要与钼、铜、金配合物的稳定性有关，也就是说钼配合物在热液中的稳定性最低，依次为铜和金，从而在空间上围绕含矿岩体中心形成钼、铜及金矿床的带状分布(图 2.6.2)。因此，不同成矿元素配合物的不同稳定性是导致各种成矿元素的分离和最终富集成矿的主要原因。至于为什么高温、中温和低温阶段都有硅化，这可能是硅元素与不同阴离子，如氟、氯、碳酸根及硫等离子组成的配合物具有不同稳定性有关，从而有可能使同一成岩元素(硅)在成矿作用的不同阶段析出。最后讨论钼、铜、金等矿化与硅化有关的原因，这也与造岩元素(硅)、成矿元素(钼、铜、金等)组成的配合物有关。硅与氟、氯、硫酸根及硫等不同阴离子组成的配合物同钼、铜、金等成矿元素组成的配合物具有相似稳定性，因而，在热液中一起进行运移，一起从热液中析出，使钼、铜、金等矿化与石英紧密共生。

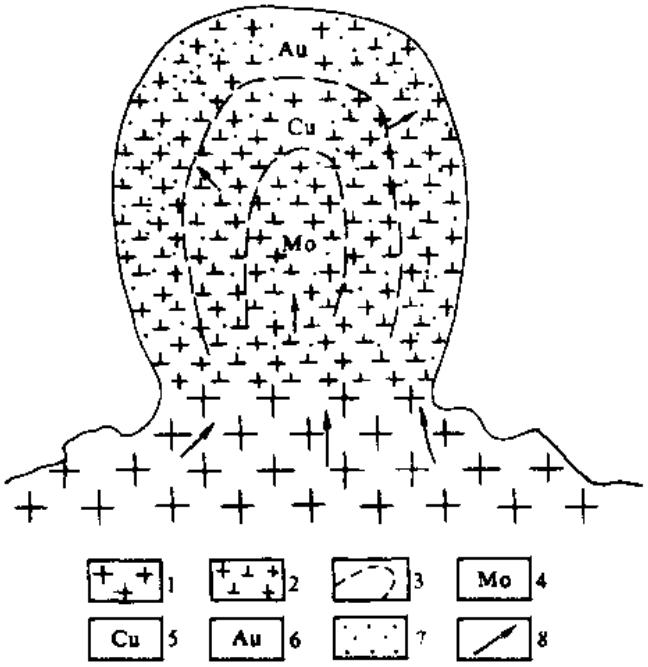



图 2.6.2　斑岩铜钼(金)矿床成矿模式

1. 花岗闪长岩；2. 花岗闪长斑岩；3. 矿化带界线；4. 钼矿化；5 铜矿化；6. 金矿化；7. 硅化；8 矿液流动方向

斑岩铜钼(金)矿床在空间上、成因上皆与花岗岩有关，演化机理是从岩浆结晶作用，形成斑岩，到热液交代作用，形成矿床。该矿床既不同于岩浆矿床，又不同于一般的热液矿床，而是介于岩浆矿床和热液矿床之间的过渡类型，即岩浆－热液矿床。

# 第三章　石英脉金矿床的成矿信息

## 3.1　矿床地质特征

白乃庙金矿床由石英脉型矿体和蚀变岩型矿体组成，并以石英型矿体为主。蚀变岩型矿体常围绕石英脉两侧产出。

在矿区范围内，出露有一定规模的石英脉共 36 条，它们分别赋存于白乃庙群的绿片岩、长英质片岩、石英闪长岩和斜长花岗岩中。石英脉的产出明显地受断裂控制，主要是北东向和北北东向，其次为近东西向，再次为北西向断裂。

石英脉规模变化较大，脉的宽度由 0.1～10.5 m 不等，长度短者 15 m，最长可达 800 m 以上，但延伸均较浅，一般在 100 m 以内。

在矿区 36 条脉中，可按工业指标圈定矿体的含金石英脉不多，主要有 26 号、17 号、20 号、21 号和 10 号脉，这些含金石英脉大多是由一条主脉和多条近于平行的支脉或分枝复合斜交脉组成的复合脉，少数为单脉体。因此，脉体形态复杂，经常有膨胀收缩、分枝复合现象。

石英脉两侧的围岩经常遭受不同程度的蚀变，形成蚀变岩。研究发现，石英脉向下相对变窄，而蚀变岩向下相对变宽(图 3.1.1)。

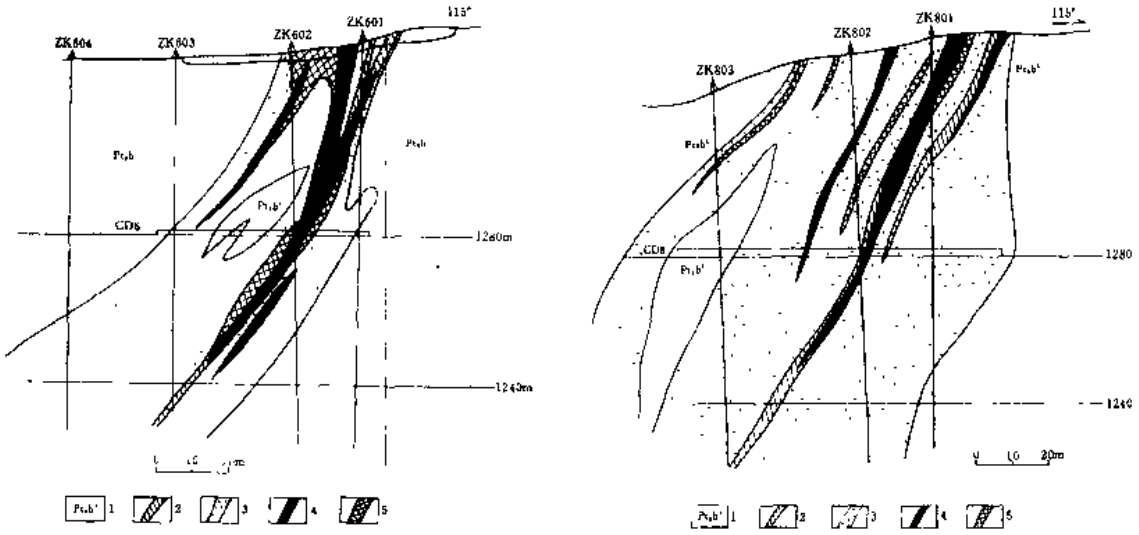



图 3.1.1　26 号脉第 6(A)、8(B)勘探线剖面图

1. 绿泥片岩；2. 石英脉；3. 蚀变岩；4. 石英脉型矿体；5. 蚀变岩型矿体

金可以在石英脉中富集形成石英脉型矿体，也可伴随硅化在蚀变岩中富集形成蚀变岩型矿体。两者密切共生于同一构造破碎带内，产状均与构造破碎带一致。

无论石英脉型或蚀变岩型，矿体连续性均较差。总的来说，具有规模小，数目多的特点。金沿脉体倾向、走向变化很大，分布很不均匀(图 3.1.2)。

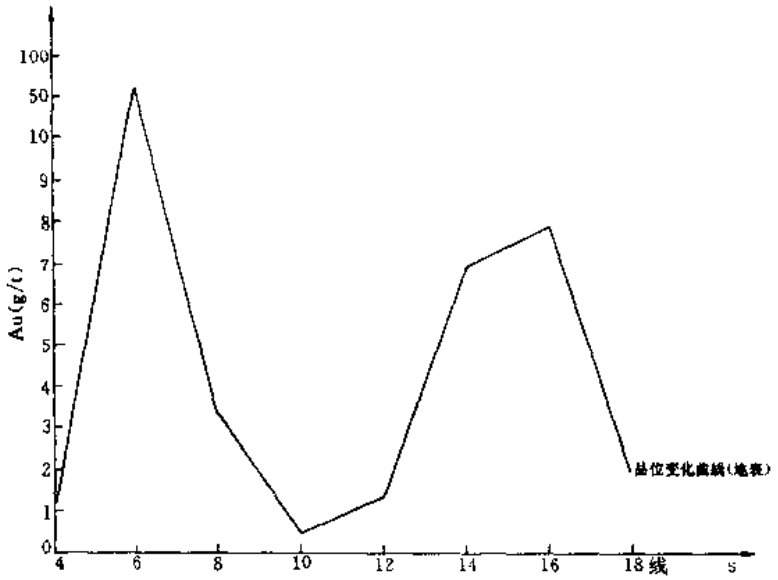



图 3.1.2　26 号脉 1 号矿化带金的品位变化曲线

根据工作结果，确定白乃庙金矿区 36 条石英脉中具工业意义的主要有 6 条，它们是 26 号、21 号、10 号、17 号、20 号及 42 号脉，现将其地质特征简述如下。

### 3.1.1　26 号脉

26 号脉是以含金石英脉为主体，加上蚀变岩，并由一条主脉和几条平行的支脉复合组成的复脉带，脉体走向北东 25°～35°，倾向北西，倾角一般在 55°～80°之间，平均 62°，并由北向南倾角逐渐变陡。

石英脉全长 800 m，宽度一般 2～5 m，最宽 8 m，主要工业矿体集中于北段 4 线至 18 线之间，向南石英脉变窄，主脉分枝并逐渐尖灭。由图 3.1.1 可以看出，自地表向下石英脉逐渐变窄，而蚀变带逐渐变宽。

该脉是矿区最主要的成矿脉体，也是矿山产金的主要矿脉。矿体具有规模小、数目多的特点，尤其是蚀变岩型矿体。多数矿体呈脉状、透镜状、扁豆状。矿体中金品位自地表向下有明显降低趋势。

该脉目前正在进行地表到第一中段(1280 m)以上的露天开采，而第一中段以下的矿化情况不很清楚，所以要对其深部进行评价及预测。

### 3.1.2　17 号及 20 号脉

17 号、20 号脉位于 26 号脉北端西侧，是两条近于平行的复脉带。两条脉间距 40～60 m，分别由一条主脉和几条枝脉复合而成，向下两复脉带趋于一体。

17 号脉全长约 400 m，宽 1.0～3.0 m，向西撒开，向东收敛，走向为北东 80°～85°，倾向北

北西，倾角 50°～70°，下部逐渐变缓。

20 号脉全长 360 m，宽 0.5～2.5 m，分枝复合现象明显，向南西撒开，向北东收敛。总体走向北东 60°～80°，倾向北北西，倾角 55°～70°。

17 号、20 号脉蚀变带较宽，总宽度可达 10～30 m，相比之下，上盘蚀变尤为发育。矿体形态多数是透镜状，少数为似脉状。

地表很少见矿，都赋存于地表埋深 50 m 以下，为隐伏矿体。矿体与石英脉产状一致。

### 3.1.3 21 号及 10 号脉

21 号脉是矿区内较长的一条石英脉，总体走向北东 60°～70°，局部地段 25°～35°，倾向北西，倾角 45°～75°，向下变缓为 50°～65°。该脉西南段倾向相反，倾向南东，倾角 55°～65°。

该脉是由 3 条以上的细脉加上蚀变岩组成的复脉带，仅局部地段表现为石英单脉体。总体延长 500 m 以上，脉带宽 2～10 m，单脉宽 0.2～2.6 m 不等。

10 号脉总体走向北东 55°～75°，倾向南东，倾角 70°～83°，沿走向石英脉具明显的波状起伏、分枝复合现象。总长度约 350 m，宽度 0.2～5 m，向下延伸较浅。

### 3.1.4 42 号脉

42 号脉位于矿区西侧，总体走向北东 65°～75°，倾向南东，倾角 50°～70°，断续延长 180 m，宽 0.1～0.34 m，石英脉厚度小，但蚀变岩发育，石英细脉常呈网脉状穿插交代围岩。

## 3.2 矿石的矿物成分及结构、构造

白乃庙金矿床的矿体分为石英脉型和蚀变岩型两种，相应地矿石类型也可分成石英脉型矿石和蚀变岩型矿石两种，其中蚀变岩型矿石又可细分为蚀变石英闪长岩型矿石、蚀变斜长花岗岩型矿石和蚀变绿片岩型矿石。

### 3.2.1 矿石矿物成分

#### 3.2.1.1 石英脉型矿石

石英是石英脉型矿石的主要脉石矿物，按其颜色、粒径、结晶程度及穿插胶结关系可分为早、中、晚三个阶段(图 3.2.1～图 3.2.4)。

1. 第一阶段石英(早期阶段石英)

乳白色、白色，质纯，强油脂光泽，断面平直光滑，粒径 1.0～2.5 mm，有时也能见到大于 5 mm 的粗大晶粒，部分石英具压碎及波状消光现象。石英中金的含量低于 $1.77\times10^{-9}$，只有早期石英组成的石英脉无工业意义。

2. 第二阶段石英(中期阶段石英)

灰色、灰白色、黄褐色、灰黄色等杂色，内含围岩及早期阶段石英角砾。它也可呈角砾被晚期阶段石英胶结。粒径介于 0.07～0.15 mm 之间，不规则细粒状。石英颗粒之间常有绢云母、高岭石和绿泥石等矿物充填。当伴有黄铁矿晶体产出时，常可构成金矿化。

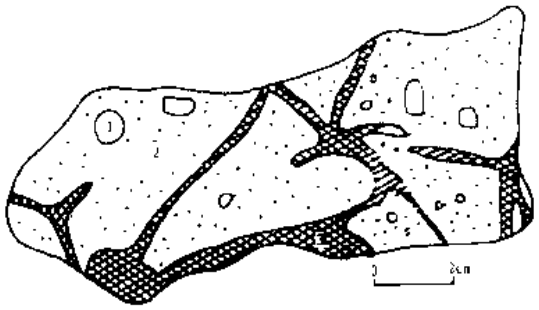


图 3.2.1　三阶段石英的穿插关系
1　早期阶段石英；　2. 中期阶段石英；
3. 晚期阶段石英

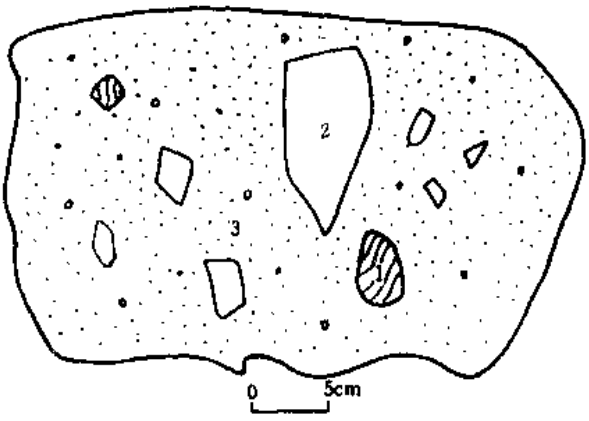



图 3.2.2　中期石英胶结早期石英
1. 围岩角砾；　2. 早期阶段石英角砾；
3. 中期阶段石英

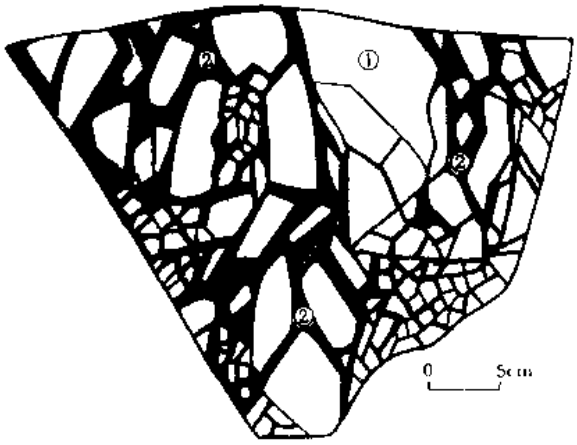



图 3.2.3　中期石英胶结早期石英
1. 早期阶段石英；　2　中期阶段石英；

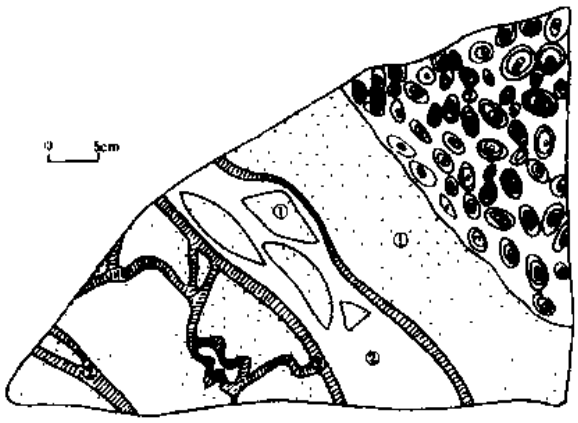



图 3.2.4　晚期石英穿切、胶结中期石英
1　中期阶段石英；　2. 晚期玉髓、蛋白石和梳状石英

3. 第三阶段石英(晚期阶段石英)

以两种形式产出，其一呈淡青色、棕褐色—杂色，隐晶质—半晶质玉髓、蛋白石，结核状、皮壳状集合体及网脉状产出；其二呈梳状石英产出，它的粒径变化大，由细粒(0.2 mm×0.5 mm)到粗粒(0.1 mm×1 mm)不等。该阶段石英穿切、胶结中期阶段石英现象普遍。

石英脉型矿石中，第二阶段细粒石英和第三阶段梳状石英含金性最佳，而第一阶段粗粒石英和第三阶段玉髓、蛋白石不含金或含金量很低。

组成石英脉型矿石的脉石矿物，除石英外，还有微量绿泥石、粘土矿物、绢云母、方解石等。矿石矿物主要有黄铁矿及其氧化产物褐铁矿、金矿物，其次还有微量黄铜矿、斑铜矿、方铅矿、闪锌矿、辉银矿等，为贫硫化物矿石，矿物含量列于表 3.2.1。

黄铁矿在石英脉型矿石或蚀变岩型矿石中，呈浸染状、不规则细脉状及团块状产出。主要存在于中期阶段石英中，晚期阶段梳状石英中也较发育，而在早期阶段石英和晚期阶段玉髓、

蛋白石中较少见到。无论是中期阶段细粒石英中的黄铁矿或是晚期阶段梳状石英中的黄铁矿均以两种不同粒径产出，为两个不同的世代。

(1) 第一世代黄铁矿：粗粒，粒径>0.1 mm，自形、半自形，以五角十二面体、立方体及其聚形为主，但很少出现八面体为主的聚形。晶体内含有较多的包体金。

(2)第二世代黄铁矿：细粒，粒径<0.1 mm，以立方体及立方体为主的聚形为主，在石英脉两侧的蚀变绿片岩中也很发育。该世代黄铁矿中很少见到金矿物。

由此来看，金矿化与第一世代黄铁矿紧密相关。矿石中第一世代黄铁矿愈多，矿石金品位愈高。

表 3.2.1 白乃庙金矿石英脉型矿石的矿物含量

| 矿物名称 | 含量(%) | 矿物名称 | 含量(%) |
|---|---|---|---|
| 石　英 | 93 | 黄铁矿 | 1.6 |
| 绢云母 | 2.5 | 方铅矿 | 微量 |
| 绿泥石 | 1.4 | 斑铜矿 | 微量 |
| 方解石 | 0.5 | 自然金 | 微量 |
| 褐铁矿 | 0.4 | 辉银矿 | 微量 |
| 粘土矿物 | 0.5 | 银金矿 | 微量 |

3.2.1.2 蚀变岩型矿石

脉石矿物主要为强烈绢云母化和粘土化的长石类矿物和石英，其次为云母类矿物、方解石、绿泥石等，也含少量磷灰石及锆石。矿石矿物主要为黄铁矿及褐铁矿，其次为银金矿、自然金，矿物含量列于表 3.2.2。

表 3.2.2 白乃庙金矿蚀变岩型矿石的矿物含量

| 矿物名称 | 含量 (%) | 矿物名称 | 含量 (%) |
|---|---|---|---|
| 长石、粘土矿物 | 40 | 锆　石 | 微量 |
| 石　英 | 25 | 阳起石 | 微量 |
| 黑云母、白云母 | 5 | 黄铁矿及褐铁矿 | 2～5 |
| 绢云母 | 12 | | |
| 方解石 | 10 | 自然金 | 微量 |
| 绿泥石 | 3 | 银金矿 | 微量 |
| 磷灰石 | 微量 | 自然银 | 微量 |

当蚀变岩型矿石的蚀变程度较弱时，仍可辨认原岩面貌，此时可加上原岩命名称为蚀变绿片岩型矿石、蚀变石英闪长岩型矿石和蚀变斜长花岗岩型矿石。这些蚀变岩型矿石中金属矿

物种类和含量基本一致，只是脉石矿物略有差异。如蚀变绿片岩型矿石中绿泥石含量有所增加，云母类矿物降低，而蚀变石英闪长岩型矿石和蚀变斜长花岗岩型矿石中长石类矿物和云母类矿物增多，并出现一些副矿物等。

上述各种蚀变岩型矿石的矿化都与硅化有关，即含矿的硅质热液充填、交代围岩形成的。因此，确切地说，蚀变岩型矿石应为硅化蚀变岩型矿石。

### 3.2.2 矿石结构、构造

#### 3.2.2.1 矿石结构

1. 自形—半自形结构

矿石中主要金属矿物黄铁矿呈自形—半自形晶体产出，其氧化产物褐铁矿仍保留黄铁矿的假象。

2. 他形粒状结构

自然金、银金矿呈不规则粒状、蠕虫状或树枝状等他形粒状产于石英、黄铁矿或褐铁矿晶体之中。

3. 碎裂结构

由黄铁矿或褐铁矿破碎而形成。

#### 3.2.2.2 矿石构造

1. 浸染状构造

自形—半自形黄铁矿、褐铁矿呈星散状分布于矿石中。

2. 脉状、网脉状构造

黄铁矿、褐铁矿呈细脉状、网脉状沿矿物解理或粒间裂隙进行充填形成。

3. 团块状构造

黄铁矿、褐铁矿呈团块状集合体产出。

4. 条带状构造

自形—半自形黄铁矿彼此不连续地与石英相同呈条带状分布。

5. 角砾状构造

早、中期阶段石英呈角砾状为晚期阶段石英胶结，或中期阶段石英胶结早期阶段石英角砾。

## 3.3 围岩蚀变

含金石英脉两侧的围岩都遭受了不同程度的热液蚀变，由于围岩性质的不同，蚀变类型略有差异。

主要蚀变类型有：硅化、绢云母化、高岭石化、绿泥石化及碳酸盐化等。

### 3.3.1 硅化

以两种形式作用于围岩，其一是细脉状、网脉状及团块状石英集合体，充填、交代围岩(图3.3.1)；其二是以浸染状细粒石英对围岩进行交代。金矿的形成与硅化有关。

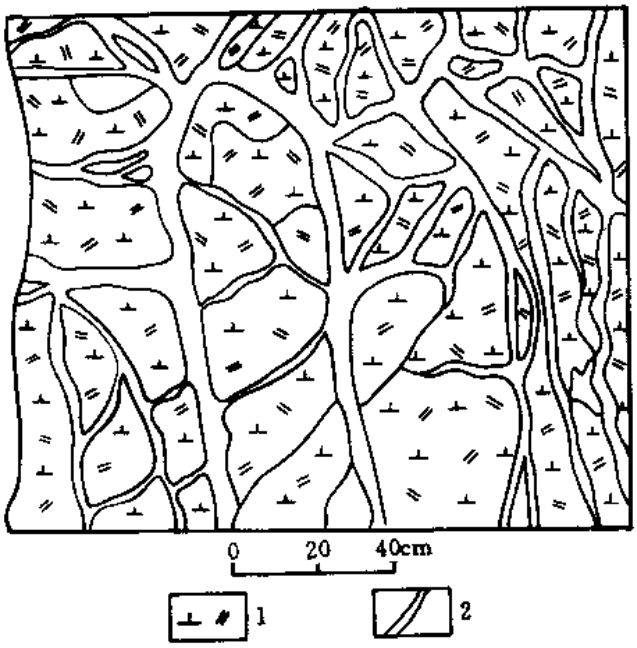



图 3.3.1 石英闪长岩中网脉状石英素描

1. 石英闪长岩,2. 石英细脉

### 3.3.2 绢云母化及高岭石化

两者密切伴生,但以绢云母化为主。主要是岩石中硅酸盐矿物(如长石等)经受热液交代作用所致,尤其是网脉状石英分布区段,此种蚀变更为发育。岩石表现为松散状及退色现象。

### 3.3.3 绿泥石化

由石英闪长岩、绿片岩中暗色矿物蚀变所致。常呈他形集合体,分布于被交代矿物的周围,或呈被交代矿物的假象出现。

### 3.3.4 碳酸盐化

主要由方解石、白云石和铁白云石等组成,一种是交代原岩中的斜长石等矿物;另一种是呈细脉状、网脉状充填、交代于围岩裂隙之中。

上述各种蚀变主要分布于石英脉上下盘的围岩中,尤其是上盘更发育。无明显的蚀变分带现象,常是几种蚀变叠加一起,一般不单独出现。围岩蚀变的宽度由几十厘米到几十米不等,这与石英脉的规模、围岩中裂隙发育程度及围岩性质有关。

各类蚀变中,硅化与金矿化关系最密切。

## 3.4 金的赋存状态

### 3.4.1 金的赋存状态

通过野外观察和室内矿相显微镜、电子探针及电镜等手段，查明白乃庙金矿矿石中存在明金、显微金和超(次)显微金。前两者肉眼或显微镜可辨认，后者通过电镜扫描确定。金矿物以下列几种方式产出。

3.4.1.1 包体金

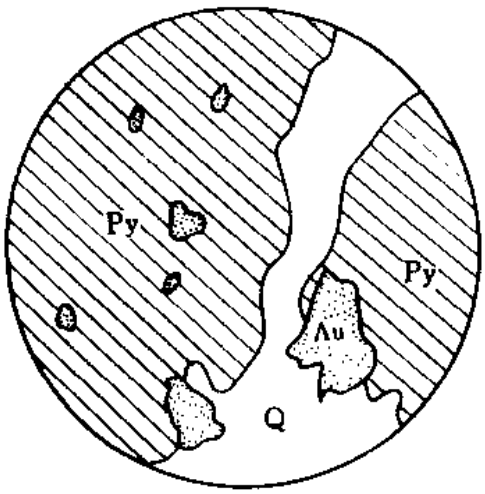
在黄铁矿、褐铁矿和石英的内部，尤其是黄铁矿及褐铁矿晶体内部，金矿物以不规则粒状、水滴状、蠕虫状及丝状等产出，说明此类金矿物的形成早于包裹它们的矿物(图 3.4.1～图 3.4.3)。

3.4.1.2 晶隙金

产于黄铁矿、褐铁矿及石英颗粒之间，金矿物沿矿物晶体间隙形成(图 3.4.1)。

3.4.1.3 裂隙金

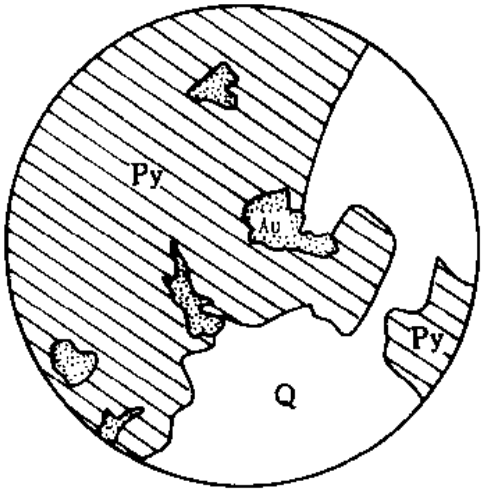
金矿物呈长条状或粒状沿一定方向排列，分布于黄铁矿(褐铁矿)及石英颗粒内的裂隙之中，其形成晚于寄主矿物(图 3.4.3)。




10×10 4169(17)

图 3.4.1 包体金和晶隙金

Q. 石英，Py. 黄铁矿，Au. 金矿物(下同)




10×10 4169(16)

图 3.4.2 包 体 金

3.1.1.4 离子金(?)

电镜初步查明，黄铁矿按 1 μm 间距扫描仍见金的分散质点，表明可能存在一种分散的离子金，以类质同象产出。

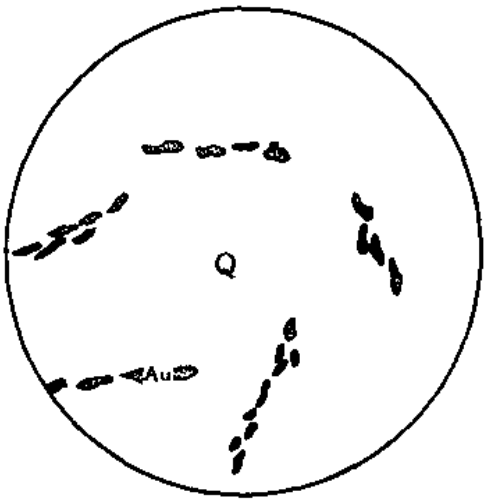
3.4.1.5 薄膜金

在石英或褐铁矿表面见树枝状及叶片状产出的明金，称为薄膜金。

对 20 块光片的研究统计，金矿物主要产于黄铁矿、褐铁矿中，其次是石英中。在黄铁矿

(褐铁矿)中主要是包体金,在石英中主要是裂隙金。其他赋存状态的金少见(表 3.4.1)。

从表 3.4.1 可看出,金矿物粒径主要集中于 0.01～0.1 mm 之间,其次为<0.01 mm,而>0.1 mm 者很少。



10×10 M9

图 3.4.3 裂 隙 金

### 3.4.2 金的成色

由金矿物的电子探针分析结果(表 3.4.2)可知,金的成色较低,介于 623－751 之间者为银金矿;部分成色较高,达 995 者为自然金。

同时,金的成色有随着深度而增加的趋势,如地表成色为 626,地下 1280 m 中段为 751,而 1240 m 中段则为 873。

表 3.4.1 金的赋存状态统计一览表

| 粒数(个) / 嵌布特征 / 粒级(mm) | 包体金 | | | 晶隙金 | | 裂隙金 | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Q | Py | lim | Q－Py | Q－lim | Q | Py | lim |
| <0.01 | | 2 | 36 | | 1 | | 2 | |
| 0.01－0.05 | 1 | 16 | 25 | 2 | 2 | 11 | 4 | 1 |
| 0.05－0.1 | 2 | 6 | 14 | 2 | | 9 | | |
| >0.1 | 1 | 1 | 1 | 1 | | 4 | | 1 |
| 总计 | | 105 | | 8 | | 32 | | |

表 3.4.2 白乃庙金矿区金矿物电子探针分析结果($\times 10^{-6}$)*

| 样号 | 采样位置 | 矿物名称 | Au | Ag | Hg | Pb | Mo | Co | As | Bi | Ni | Sb | Cu | Au/(Au+Ag)×100% | Σ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| K11 | 26 号脉地表 | 银金矿 | 62.79 | 37.45 | 0.08 | 0.19 | 0.11 | 0.10 | 0.05 | 0.26 | 0.13 | 0.14 | 0.18 | 62.6 | 101.46 |
| K10 | 26 号脉地表 | 银金矿 | 66.30 | 33.14 | 0.09 | 0.24 | 0.13 | 0.13 | 0.06 | 0.32 | 0.17 | 0.18 | 0.24 | 66.7 | 101.00 |
| K9 | 26 号脉地表 | 银金矿 | 61.56 | 37.21 | 0.10 | 0.30 | 0.15 | 0.17 | 0.09 | 0.42 | 0.22 | 0.23 | 0.30 | 62.3 | 100.75 |
| M9 | 42 号脉地表 | 银金矿 | 69.80 | 30.33 | 0.08 | 0.20 | 0.11 | 0.12 | 0.06 | 0.31 | 0.17 | 0.18 | 0.21 | 69.7 | 101.57 |
| 13 | 26 号脉地表 | 银金矿 | 62.24 | 36.47 | 0.10 | 0.30 | 0.17 | 0.17 | 0.08 | 0.36 | 0.23 | 0.21 | 0.32 | 63.1 | 100.65 |

续表

| 样号 | 采样位置 | 矿物名称 | Au | Ag | Hg | Pb | Mo | Co | As | Bi | Ni | Sb | Cu | Au/(Au+Ag)×100% | Σ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| M42 | 21号脉地表 | 银金矿 | 70.97 | 27.55 | 0.10 | 0.27 | 0.15 | 0.14 | 0.07 | 0.34 | 0.21 | 0.19 | 0.28 | 72.0 | 100.27 |
| 21 | 26号脉地表 | 银金矿 | 65.60 | 33.63 | 0.08 | 0.21 | 0.13 | 0.10 | 0.05 | 0.26 | 0.14 | 0.16 | 0.20 | 66.2 | 100.56 |
| 22 | 26号脉地表 | 银金矿 | 64.98 | 34.33 | 0.08 | 0.24 | 0.11 | 0.13 | 0.07 | 0.33 | 0.17 | 0.19 | 0.25 | 65.4 | 100.88 |
| 4169 | 26号脉地表 | 自然金 | 98.61 | 0.41 | 0.19 | 0.32 | 0.26 | 0.11 | 0.08 | 0.33 | 0.14 | 0.24 | 0.17 | 99.5 | 99.5 |
| Cb 26 | 26号1280m中段 | 银金矿 | 74.82 | 24.86 | | | | | | | | | | 75.1 | 99.68 |
| Cb 1506 | 26号1240m中段 | 自然金 | 86.24 | 12.5 | | | | | | | | | | 87.3 | 98.74 |

* 长春地质学院电子探针室测定

## 3.5 矿床地球化学

### 3.5.1 黄铁矿的微量元素

黄铁矿的微量元素特征将在找矿矿物学一节中详细阐述，在此仅概要说明。

对26号脉矿体、近矿围岩、远矿围岩中的黄铁矿做了微量元素分析(表3.5.1～表3.5.2)。

从表可知，矿石和围岩中黄铁矿的微量元素具有如下明显的变化规律。

3.4.2.1 金、银紧密相关

随着黄铁矿中金含量的增加，银的含量也相应增高，表现出正相关关系。

从远矿围岩到近矿围岩到矿体，黄铁矿的金含量明显增加，说明黄铁矿应为载金矿物。

3.4.2.2 砷与金呈正相关关系

矿石中黄铁矿的砷含量为 $590\times10^{-6}$～$2640\times10^{-6}$，均值 $1380\times10^{-6}$，金含量为 $2094\times10^{-6}$～$3700\times10^{-6}$，均值为 $2779\times10^{-6}$。

近矿围岩中黄铁矿的砷含量为 $690\times10^{-6}$，金含量为 $131\times10^{-6}$。

远矿围岩中黄铁矿的砷含量变化范围为 $420\times10^{-6}$～$510\times10^{-6}$，均值 $456\times10^{-6}$；金含量变化范围为 $12\times10^{-6}$～$13\times10^{-6}$，均值 $12.5\times10^{-6}$。

由此，从远矿围岩到近矿围岩到矿体黄铁矿的金、砷含量均增高，表现出明显的正相关关系。

表 3.5.1 白乃庙金矿区黄铁矿微量元素分析结果($\times 10^{-6}$)*

| 样号 | 采样位置 | Mo | Bi | S | $TF_e$ | Sb | Zn | Cu | Pb | Ag | Au | Te |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 4169－1 | 26 号脉地表矿体 | 5.9 | 4.1 | 486 700 | 444 400 | 51.7 | 16.7 | 105.7 | 4413 | 52.3 | 1648 | 35.3 |
| 4198 | 1280m 中段远矿围岩 | 1.7 | 4.9 | 483 100 | 449 700 | 43.4 | 43.2 | 197.3 | 134.3 | 8.2 | <3 | 4.3 |
| 4200 | 1280m 中段远矿围岩 | 16.1 | 5.2 | 466 700 | 422 700 | 42.3 | 55.6 | 369.8 | 231.1 | 11.0 | <3 | <5 |
| 4201 | 1240m 中段矿体 | 1.4 | 3.5 | 483 600 | 422 900 | 41.2 | 51.1 | 82.6 | 912.4 | 180.4 | 626.6 | <5 |
| 4202 | 1240m 中段近矿围岩 | | | 454 500 | 440 200 | 47.4 | 50.0 | 160.0 | 1674 | 217.4 | 21.7 | |
| 均值 | | 6.3 | 4.7 | 474 920 | 435 980 | 45.2 | 43.72 | 183.1 | 1431 | 93.9 | 460.1 | 12.4 |

* 中国地质科学院测试研究所测定

表 3.5.2 白乃庙金矿区黄铁矿多元素分析结果(%)*

| 样号 | 采样位置 | S | TFe | As | Au | Ag |
|---|---|---|---|---|---|---|
| ZK067 | 远矿围岩 | 49.12 | 44.22 | 0.051 | 0.001 2 | 0.004 2 |
| ZK024 | 远矿围岩 | 49.71 | 43.17 | 0.042 | 0.001 3 | 0.002 0 |
| CD12 | 近矿围岩 | 43.10 | 45.67 | 0.069 | 0.013 1 | 0.008 1 |
| CD6 | 金 矿 体 | 47.49 | 46.04 | 0.083 | 0.209 4 | 0.078 2 |
| Pd1 | 金 矿 体 | 47.22 | 46.04 | 0.264 | 0.314 2 | 0.058 9 |

* 据内蒙古地质矿产局 103 地质队白乃庙金矿 26 号脉勘探地质报告,1981

3.4.2.3 锑与金呈弱正相关关系

锑在矿体黄铁矿中的含量略高于围岩中含量,与金呈弱正相关关系。

3.4.2.4 钼、铋与金呈负相关关系

从围岩到矿体,黄铁矿中 Mo、Bi 含量均有所降低,与金呈现出不同程度的负相关性。

总之,从远矿围岩—近矿围岩—矿体,黄铁矿中 As、Sb 随着 An、Ag 含量的增高而增高,为正相关关系;Mo、Bi 随 Au、Ag 含量的增高而有所降低,为负相关关系,这一变化特征可作为金矿评价的重要指标。

### 3.5.2 稳定同位素组成

3.5.2.1 硫同位素组成

对矿区的石英脉型矿石和蚀变岩型矿石的黄铁矿分别进行了硫同位素组成的测定(表 3.5.3)。

表 3.5.3 硫同位素组成

| 样号 | 标高 | 测定矿物 | $\delta^{34}S$(‰) | 样号 | 标高 | 测定矿物 | $\delta^{34}S$(‰) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 4169-1 | 地表 | 黄铁矿 | +2.38 | 4200 | 1280m 中段 | 黄铁矿 | -2.9 |
| 4197 | 1280m 中段 | 黄铁矿 | -1.59 | 4201 | 1240m 中段 | 黄铁矿 | -4.26 |
| 4198 | 1280m 中段 | 黄铁矿 | -2.7 | 4202 | 1240m 中段 | 黄铁矿 | -2 |

由表 3.8.3 可以看出,6 件黄铁矿样品的 $\delta^{34}S$ 变化范围为 -4.26‰ ~ +2.38‰,均值为 -1.85‰,接近陨石硫,表明硫来自地壳深部,与斜长花岗岩有关。由于硫与金可组成配合物在热液中一起运移,金又以银金矿等产出于黄铁矿内,既然硫源自岩浆,则金也可推断来自岩浆,与斜长花岗岩有关。

3.5.2.2 碳、氢、氧同位素组成

白乃庙金矿床石英的氢、氧同位素组成见表 3.5.4。在所测定的 10 件样品中,早期石英 2 件,中期石英 7 件,晚期石英 1 件。

表 3.5.4 石英的氢、氧同位素组成*

| 样号 | 测定矿物 | $\delta^{18}O$(‰) | $\delta^{18}O_{水}$(‰)** | $\delta D$(‰) | 温度(℃) |
|---|---|---|---|---|---|
| 4170 | 中期石英 | -2.17 | -9.20 | -175.04 | 285 |
| 4179 | 中期石英 | -0.34 | -7.27 | -119.24 | 285 |
| 4202 | 中期石英 | -2.68 | -9.70 | -154.05 | 285 |
| 4271 | 中期石英 | -3.27 | 10 30 | -158.49 | 285 |
| 4294 | 中期石英 | +5.14 | 1.89 | -137.45 | 285 |
| 4275 | 中期石英 | +7.69 | +0.66 | 129.07 | 285 |
| 4196 | 晚期石英 | +3.02 | 4.00 | -137.78 | 285 |
| 4270 | 中期石英 | +2.69 | -4.34 | -128.84 | 285 |
| 4286 | 中期石英 | +1.76 | 5.30 | -126.39 | 285 |
| 4159 | 中期石英 | -0.98 | -8.00 | -117.44 | 285 |

* 长春地质学院稳定同位素实验室测定

** $1000\ln\alpha_{方解石-水}=3.55\times10^{6}T^{-2}-2.57$,温度由均一法和爆裂法测温结果确定

1. 氧同位素组成

由表 3.5.4 可知,整个矿床的 $\delta^{18}O$ 值变化范围较大,在 -3.27‰ ~ +7.69‰之间,均值为 -0.99‰,相应地,矿床的 $\delta^{18}O_{水}$ 值变化于 -10.30‰ ~ +0.66‰之间,均值为 -6.04‰(图 3.5.1)。

不同期次石英的氧同位素组成有一定差异，其组成如下：

早期阶段石英：$\delta^{18}O$ 值变化于 +7.69‰～+5.14‰之间，均值为 +6.42‰，相应 $\delta^{18}O_{水}$ 值变化于 -1.89‰～+0.66‰，均值为 -0.62‰；

中期阶段石英：$\delta^{18}O$ 值变化于 -3.27‰～+2.69‰之间，均值为 -0.71‰，相应地，$\delta^{18}O_{水}$ 变化范围是 -10.30‰～-4.34‰，均值为 -8.13‰；

晚期阶段石英：$\delta^{18}O$ 值为 +3.02，相应地，$\delta^{18}O_{水}$ 为 -4.00‰。

矿区地下水的 $\delta^{18}O_{水}$ 值为 -12.35‰（表 3.5.5）。泰勒给出的岩浆水的 $\delta^{18}O_{水}$ 值为 +6‰～+9‰之间。据此，含矿热液应是岩浆水与地下水的混合热液，早期阶段岩浆水较多，而中、晚期阶段则地下水增多。

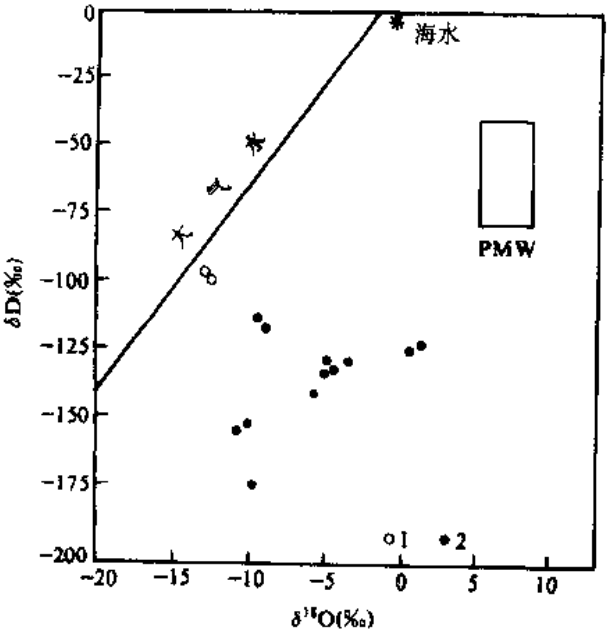



图 3.5.1 氢氧同位素组成图

1. 地下水；2. 成矿热液，PMW. 原生岩浆水

**表 3.5.5 地下水的氢、氧同位素组成**

| 样号 | 采集位置 | $\delta^{18}O$(‰) | δD(‰) |
|---|---|---|---|
| 4721 | 金矿北井水 | -12.35 | -105.4 |
| 4713 | 铜矿供销社前 150m 处地表泉水 | -12.47 | -101.6 |

* 长春地质学院稳定同位素实验室测定

2. 氢同位素组成

由表 3.5.4 看出，各阶段石英中氢同位素变化较大。总体来说，其变化介于 -117.44‰～-175.04‰之间，均值为 -138.38‰，明显低于矿区地下水的 δD 值（-103.5‰），为异常氢的同位素组成。这种情况并非白乃庙所特有，与其位于同一槽区的多宝山斑岩矿床及华北地台张家口金矿等也具有异常氢同位素组成特征，国内外都有异常氢同位素的报道，究其原因，尚不清楚，有待进一步探讨。

3. 碳、氧同位素组成

矿区方解石的碳、氧同位素组成（表 3.5.6）表明，方解石的 $\delta^{18}O$ 值变化于 +17.03‰～+17.36‰之间，均值为 +17.2‰；相应地，$\delta^{18}O_{水}$ 值变化于 +5.01‰～+5.08‰之间，均值为 +5.05‰，接近岩浆水值。

计算时假定方解石的形成温度为 150℃。

$\delta^{13}C$ 变化于 -6.78‰～-4.61‰之间，均值为 -5.695‰，与阿迪得出的岩浆碳同位素组成一致，说明含矿热液来自岩浆。

表 3.5.6　方解石的碳、氧同位素组成

| 样号 | 测定矿物 | $\delta^{13}C$ (‰) | $\delta^{18}O$ (‰) | $\delta^{18}O_{水}^{*}$ (‰) | 温　度 (℃) |
|---|---|---|---|---|---|
| 4109 | 方解石 | −6.78 | +17.03 | +5.01 | 150 |
| 4203 | 方解石 | −4.61 | +17.36 | +5.08 | 150 |

*　$1000\ln\alpha_{方解石-水}=2.78\times10^{6}T^{-2}-3.39$,

3.5.2.3　铅同位素组成

白乃庙金矿床自然金、黄铁矿及斜长花岗岩中钾长石的铅同位素组成(表 3.5.7)表明:它们的铅同位素组成变化范围小,较均一稳定,且$^{207}Pb/^{204}Pb$值又较低,这些都是矿床形成与岩浆活动有关的证据。此外,斜长花岗岩中钾长石的铅同位素组成与自然金、黄铁矿的铅同位素组成相似(图 3.5.2)说明,斜长花岗岩与金矿床来源于同一岩浆。

表 3.5.7　铅同位素组成*

| 样号 | 岩(矿)石类型 | 测定矿物 | $^{206}Pb/^{204}Pb$ | $^{207}Pb/^{204}Pb$ | $^{208}Pb/^{204}Pb$ |
|---|---|---|---|---|---|
| 4197 | 含金石英脉 | 黄铁矿 | 18.799 | 15.676 | 39.063 |
| 4200 | 蚀变岩 | 黄铁矿 | 18.593 | 15.700 | 38.656 |
| 4201 | 蚀变岩 | 黄铁矿 | 18.882 | 15.630 | 38.766 |
| 4202 | 含金石英脉 | 黄铁矿 | 18.776 | 15.627 | 38.978 |
| 4169 | 含金石英脉 | 自然金 | 18.700 | 15.775 | 38.913 |
| 4272 | 斜长花岗岩 | 钾长石 | 18.462 | 15.508 | 38.094 |

*　长春地质学院放射性同位素实验室测定

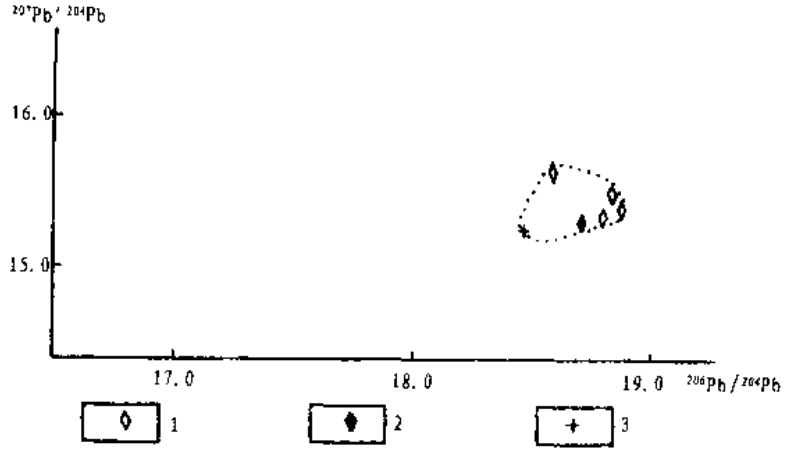



图 3.5.2　岩石铅和矿石铅同位素组成图

1. 黄铁矿中铅;　2. 自然金中铅;　3. 岩石铅

以上铅和硫同位素组成表明,金矿成矿物质来自斜长花岗岩。氧同位素组成显示,含矿热液为岩浆水和地下水混合热液。方解石的碳、氧同位素组成说明,成矿后热液也以岩浆水为主

(孟良义等,1990)。

总之,白乃庙金矿床的稳定同位素组成表明,矿床的形成与斜长花岗岩有关,在形成过程中有地下水参与。

### 3.5.3 石英气液包裹体研究

石英脉中不同阶段的石英气液包裹体代表其形成时的矿液特征及其变化。研究包裹体特征的目的在于了解矿物形成时的温度、压力及成矿流体的性质。

#### 3.5.3.1 包裹体的一般特征

石英中包裹体为气液包裹体,气液比在15%~20%之间,呈椭圆形、圆形和不规则形,无色,大小3~29.6μm,最大37μm,一般在5~10μm之间,主要点群分布,少量零星分布,晚期石英包裹体少见(表3.5.8、表3.5.9)。上述特征表明,它们为原生包裹体。

#### 3.5.3.2 包裹体的成分

成矿热液中,阳离子以K和Na为主,挥发组分以Cl为主(表3.5.10)。需要指出的是,与金矿、铜矿有关的成矿热液,其挥发组分都以富Cl为特征,这与钨矿、锡矿有关的成矿热液相反,后者挥发分以富含F为特征。

对比研究发现,白乃庙金矿包裹体成分与国内外典型岩浆热液型金矿的包裹体成分基本一致。

**表3.5.8 石英包裹体特征及测温结果**

| 样 号 | 样品名称 | 包裹体形态 | 包裹体大小(μm) | 爆裂温度(℃) | 均一温度(℃) |
|---|---|---|---|---|---|
| JS-1 | 含金石英脉 | | | 未见包裹体 | 未见包裹体 |
| JS-2 | 含金石英脉 | | | 未见包裹体 | 未见包裹体 |
| JS-3 | 含金石英脉 | 不规则 | 5.5~7.4 | 290 | 247.5 |
| JS-4 | 含金石英脉 | 基 规 | 7.4~37 | 320 | 242.25 |
| JS-5 | 含金石英脉 | | | 335 | 未见包裹体 |
| JS-6 | 蛋白石英脉 | | | 未见峰值 | 未见包裹体 |
| JS-7 | 含金石英脉 | 不规则 | 18.5~26 | 300 | 219.5 |
| JS-8 | 含金石英脉 | | | 未见明显峰值 | 未见包裹体 |
| JS-9 | 含金石英脉 | 基 规 | 5.6~13 | 290 | 276.67 |
| JS-10 | 含金石英脉 | | | 未见峰值 | 未见包裹体 |
| JS-11 | 含金石英脉 | 基 规 | 9.3~18.5 | 330 | 232 |
| JS-12 | 含金石英脉 | 近浑圆 | 7.4~25.9 | 290 | 260 |
| JS-13 | 含金石英脉 | | | 325 | 未见包裹体 |
| JS-14 | 石 英 脉 | 基 规 | 5.6~16.7 | 310 | 259.5 |
| JS-15 | 石 英 脉 | 基 规 | 7.4~29.6 | 295 | 249.12 |
| JS-16 | 蛋 白 石 | | | | 未见包裹体 |
| JS-17 | 含金石英脉 | | | 305 | |

* 内蒙古地质矿产局地研队测试

3.5.3.3 *石英的形成温度*

据样品的均一法测温和爆裂法测温结果(表 3.5.8～3.5.11)可知,按均一法测石英形成温度变化于 210℃～276℃之间,爆裂法测得石英形成温度变化于 290℃～335℃之间。取均一法最高值,爆烈法最低值,则为 285℃左右。

不同阶段石英的形成温度有一定差异。

**表 3.5.9 石英包裹体特征***

| 样号 | 采样位置 | 矿物名称 | 包裹体形态 | 包裹体大小(μm) | 包裹体颜色 | 气液比(%) | 包裹体类型 | 分布特征 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 4196 | 20 号脉 | 石英 | 未见包裹体 | | | | | |
| 4197 | 26 号脉 | 石英 | 椭圆－不规则形 | 3～12 | 无色 | 15 | 气液 | 零星分布 |
| 4275 | 51 号脉 | 石英 | 未见包裹体 | | | | | |
| 4271 | 10 号脉 | 石英 | 不规则形 | 3～9 | 无色 | 15 | 气液 | 零星分布 |
| 4202 | 26 号脉 | 石英 | 未见包裹体 | | | | | |
| 4294 | 26 号脉 | 石英 | 不规则形 | 3～9 | 无色 | 20 | 气液 | 零星分布 |

* 吉林省地质矿产局矿产地质研究所测试

**表 3.5.10 石英包裹体的成分***

| 样号 | 测定矿物 | 分析结果($\times 10^{-3}$) | | | | | | | | | | pH 值 | 元素比值 | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | $CO_2$ | $H_2O$ | $F^-$ | $Cl^-$ | $K^+$ | $Na^+$ | Ca | Mg | $CH_4$ | $O_2$ | | $K^+/Na^+$ | $F^-/Cl^-$ |
| 4271 | 石英(Ⅱ) | 2361 | 18734 | 86 | 1183 | 3088 | 1241 | 270 | 624 | 1 | 1 | 6.8 | 2.49 | 0.073 |
| 4196 | 石英(Ⅲ) | 1084 | 9829 | 49 | 940 | 2180 | 1087 | 118 | 267 | 1 | 1 | 6.8 | 2.01 | 0.052 |
| 4275 | 石英(Ⅰ) | 4050 | 15599 | 59 | 1306 | 1901 | 732 | 194 | 479 | 1 | 1 | 6.5 | 2.6 | 0.045 |

* 长春地质学院岩矿分析实验室测定

早期阶段石英:均一温度为 250℃～300℃,均值为 277.6℃,爆裂温度在 290℃～310℃之间,均值为 296℃。因此,该阶段石英的形成温度在 270℃～300℃之间,代表早期阶段的矿化温度;同理,中期阶段石英的形成温度为 240℃～300℃,代表主矿化阶段的成矿温度;晚期阶段石英中包裹体少见,其形成温度＜200℃。

**表 3.5.11 白乃庙金矿石英气液包裹体测温结果**

| 石英期次 | 样品个数(个) | 包裹体大小(μm) | 均一温度(℃)* | | 爆裂温度(℃)** | | 备注 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | 变化范围 | 均值 | 变化范围 | 均值 | |
| 早期 | 18 | 3～9 | 250～300 | 277.6 | 290～310 | 296 | 爆裂样品 3 个 |
| 中期 | 8 | 3～12 | 210～250 | 232 | 290～330 | 303 | 爆裂样品 4 个 |
| 晚期 | 3 | 未见包裹体 | | | 无明显峰值 | | |

* 均一法测温由吉林省地质矿产局矿产地质研究所岩矿室完成

** 爆裂温度据内蒙古地质矿产局 103 队资料

由上可知,白乃庙金矿主成矿温度在240℃～300℃之间,属中温热液矿床。

## 3.6 成矿作用

### 3.6.1 成矿作用

据野外石英脉的产出特征、不同期次石英穿切关系,结合矿物生成顺序,将白乃庙金矿成矿作用划分为四个成矿阶段。

3.6.1.1 第一成矿阶段

由第一阶段粗粒石英(1.0～2.5 mm)和微量黄铁矿组成,矿化微弱。

3.6.1.2 第二成矿阶段

由第二阶段细粒石英(0.07～0.15 mm)和少量黄铁矿组成,含微量方铅矿、闪锌矿、斑铜矿、辉银矿、黄铜矿、自然金和银金矿,它是主要成矿阶段。

3.6.1.3 第三成矿阶段

由第三阶段玉髓、蛋白石和梳状石英组成,其中梳状石英中常伴有少量黄铁矿和自然金、银金矿产出,它是次要成矿阶段。

3.6.1.4 第四成矿阶段

由碳酸盐矿物如方解石、白云石或铁白云石组成,此阶段金矿化极其微弱,标志着成矿作用的结束。

### 3.6.2 关于成矿时代

目前多数人持海西期成矿观点,其依据是与成矿有关的斜长花岗岩的K－Ar同位素年龄为$369\times10^6$a、$287\times10^6$a。

依据矿石中$^{206}Pb/^{204}Pb$值,本次工作认为燕山期成矿的可能性更大。据金荣龙、陈毓蔚等人的资料,分布在我国(除华北地台)各地已确定为燕山期的矿床,如湖南柿竹园钨矿、黄沙坪铅锌矿、广东大宝山多金属矿,广西大厂锡矿,云南个旧锡矿,江西的武山、城门山铜矿,陕西银硐子铅锌矿及黑龙江团结沟金矿,它们的$^{206}Pb/^{204}Pb$值都具有惊人的一致性,分别为18.50、18.52、18.68、18.41、18.55、18.38、18.40、18.50及18.40,其比值都是介于18.25～18.75之间,即18.50±0.25。为此,本文认为应把18.50±0.25作为燕山期成矿的重要判别标志。用这一标准衡量$^{206}Pb/^{204}Pb$值为18.70的白乃庙金矿,燕山期成矿的可能性更大。同理,可将18.00±0.25作为海西期成矿的重要判别标志。

需指出的是,在我国,这两个判别标志不适用于华北地台的矿床,因该地台基底亏损铀,由其基底部分熔融形成的花岗岩及其有关的矿床,它们的$^{206}Pb/^{204}Pb$值要比正常值低。

白乃庙金矿物的形态、成色也支持矿床形成时代为中生代的认识。

据以上理由作者认为,中国东部与花岗岩有关的金矿,当然也包括内蒙古地区的金矿,其形成时代应主要是中生代。

## 3.7 成矿模式

建立反映成矿作用的成矿模式，是进行成矿预测的基础。

白乃庙金矿为岩浆热液成因，在成矿过程中有地下水参与，其依据有：

1. 石英脉产出特征

如前所述，石英脉可赋存于绿片岩、长英质片岩中，也可产于斜长花岗岩及石英闪长岩中，不受岩性控制，它的分布未受区域变质作用及韧性剪切作用的影响，而只受区域变质作用、韧性剪切作用之后的脆性断裂控制。因而，排除了变质成因和韧性剪切成因的可能，也不具"层控"特点。

2. 矿化与斜长花岗岩的关系

含金石英脉广泛分布于斜长花岗岩与围岩的内外接触带，两者有着紧密的空间关系，且矿石中铅同位素与斜长花岗岩中钾长石的铅同位素组成相似，说明两者来源于同一岩浆。野外和室内显微镜下还发现，在斜长花岗岩中分布有大量团块状、小透镜状及细脉状早期阶段石英，说明金矿热液从斜长花岗岩中分出。

3. 稳定同位素组成

硫、氧及碳同位素组成表明，成矿热液为岩浆水，在成矿过程中有地下水参与。

4. 包裹体成分特征

包裹体成分以富氯为特征，这与国内主要脉状金矿都以富氯为特征是一致的，而且它们的形成都与花岗岩有关。

5. 微量元素及成矿温度

黄铁矿中 Co/Ni 值介于 1.0～1.43 之间，表明金矿为岩浆热液成因。主矿化阶段的成矿温度介于 240℃～300℃之间，也显示了岩浆热液成因。

6. 矿物组合中的特征矿物

矿物组合中出现了具有成因意义的板状磷灰石，说明矿床为岩浆热液成因。

7. 成矿作用的多阶段性

成矿作用具有典型岩浆热液矿床多阶段性特征，国内脉状金矿也都具此特征。

综上所述，白乃庙金矿的形成与斜长花岗岩有关，形成过程中有地下水参与，其成矿过程概括如下：

地壳深部的含矿斜长花岗岩岩浆上侵，促使矿区成矿前东西向和北东向断裂及北北东向分支断裂都处于张开状态。然后，由于温度、压力的下降，上侵的含矿岩浆冷凝结晶形成岩体，在此过程中，分异出含矿热液。含矿热液以富钾、钠、挥发组分氯为特征。运移过程中，金与硫、氯等阴离子组成配合物。从已有的配合物资料可以了解到，当一种金属离子形成配合物后，可以显著提高该金属在热液中的溶解度和稳定性，从而显著地提高了它在热液中的运移能力。含矿热液在压力梯度作用下，沿上述各方向构造断裂进行运移。氢、氧同位素资料表明，地下水也参与了热液的组成。

在上述的各种物理化学条件中，温度的降低和 pH 值的升高，是各种配合物离解的重要原因。因为含金配合物的不稳定性随温度的降低而增大，而硫化物的溶解度则相应降低，致使配

合物发生离解。热液 pH 值的升高，可使热液中简单阴离子的活度增大，也可导致配合物的离解，从而导致金矿物和硫化物的沉淀。

随着温度、压力的降低，pH 值的变化，含矿热液中的各类配合物要先后发生分解，在浓度梯度作用下，与围岩发生充填和交代作用，形成矿区内较为发育的由早期阶段石英和少量黄铁矿组成的规模不等的早期阶段石英脉，该成矿阶段金矿化弱，成矿温度为 270℃～300℃。在此基础上，含矿热液进一步充填、交代早期阶段石英脉及其围岩，围岩中 $Al^{3+}$、$Ca^{2+}$、$Fe^{2+}$、$Mg^{2+}$、$K^{+}$及 $Na^{+}$等离子逐渐转入热液，使热液变成弱酸性，pH 值为 6.8，含金配合物的不稳定性增大，于是金矿物及黄铁矿在此中期阶段大量沉淀，形成石英脉型和蚀变岩型金矿体，该阶段为主成矿阶段，成矿温度为 230℃～300℃。其后，含矿热液再次充填、交代早、中期阶段石英及其围岩，形成晚期阶段的蛋白石、玉髓和梳状石英脉。在梳状石英脉中也有金矿化。最后，伴随二氧化硅的析出，金的沉淀，残余热液以富钙、镁和二氧化碳为特征，发生弱碳酸盐化，以细脉状及网脉状形式充填、交代上述阶段产物，从而结束了白乃庙金矿的成矿作用(图 3.7.1)。

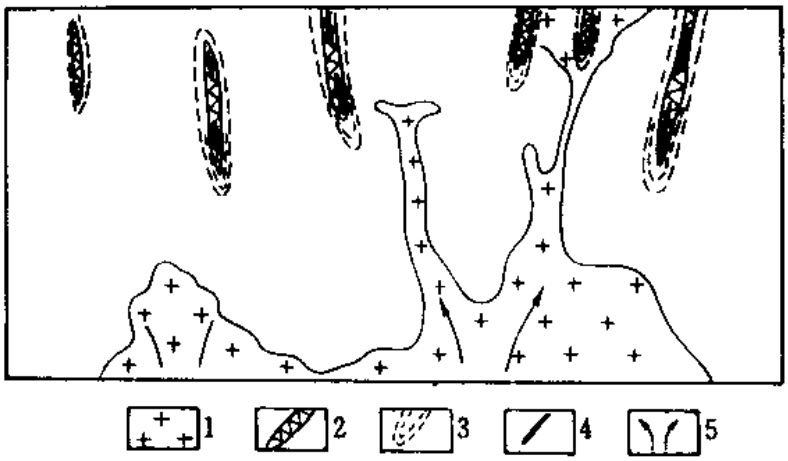



图 3.7.1　白乃庙金矿成矿模式

1. 斜长花岗岩；2. 石英脉；3. 蚀变岩；4. 金矿床；5. 矿液流动方向

## 3.8　成矿信息

为了对白乃庙金矿区 36 条石英脉进行含金性评价。我们从矿床学、构造学、找矿矿物学和勘查地球化学等四个方面分析研究，从而对矿区石英脉做出评价和深部预测。

### 3.8.1　矿床学信息

#### 3.8.1.1　石英脉组成特征与找矿

白乃庙金矿成矿作用可分四个成矿阶段，已如上节所述。

由此，可将矿区石英脉划分为以下几种类型：

A 类石英脉：由第一成矿阶段石英组成，不含或含极少量第二、三成矿阶段石英，为不含矿

石英脉；

B类石英脉：由第二成矿阶段石英组成，含有极少量早期石英角砾或少量第三成矿阶段石英细脉，是矿区含矿较好的石英脉。尤其是在含黄铁矿的第二成矿阶段石英基础上，再次叠加含黄铁矿的梳状石英时，则常常是富矿地段，将其称为B*类；

C类石英脉：由第二成矿阶段石英组成，不含或含有少量第二成矿阶段的石英角砾，此类石英脉矿区分布广泛，矿化较弱。但当梳状石英中含有黄铁矿或有含黄铁矿的第二成矿阶段石英时，其矿化较好，称为C*类。

从上述分类看出，B*、C*类石英脉含矿性最佳，其次为B、C类，而A类石英脉最差。

3.8.1.2 蚀变岩特征与找矿

石英脉上、下盘的围岩均受到不同程度的热液蚀变。蚀变的类型、宽度、强度除与围岩性质有一定关系之外，还与石英脉的组成、规模和矿化强度有明显的对应关系。一般说来，石英脉规模愈大，矿化愈好，其两侧的蚀变岩愈发育，矿化也愈好。

蚀变类型主要有硅化、粘土化、绢云母化、绿泥石化和碳酸盐化。只有硅化与金矿有着紧密联系。硅化有两种：其一是硅质网脉充填、交代围岩；其二是硅质呈浸染状均匀交代围岩，以前者为主。

当蚀变岩中硅质网脉含有黄铁矿时，常可构成蚀变岩型矿体，称为D类。

3.8.1.3 矿床地球化学特征与找矿

1.石英及黄铁矿成分特征

研究发现，不同成矿阶段的石英中，$SiO_2$、$Al_2O_3$及Sr、Ba、Cu、Pb、Fe、Ti等微量元素含量有一定差异。早期阶段石英以高$SiO_2$、低$Al_2O_3$和低Sr、Ba、Cu、Pb等、中、晚期阶段石英以低$SiO_2$、富$Al_2O_3$和高Sr、Ba、Cu、Pb等为特征。前者不含矿，后者含矿。

黄铁矿中S/Fe值及微量元素特征与矿化有明显对应关系。富矿地段黄铁矿富As，亏损S，而贫矿及无矿地段黄铁矿贫As，盈余S。含金高的黄铁矿中微量元素总量也高；反之，则较低。黄铁矿中Co/Ni值具有成因意义，白乃庙金矿黄铁矿中Co/Ni值介于1.0～1.43之间，为岩浆热液成因。金矿成因的确立对找矿方向将起重要作用。

关于石英、黄铁矿的上述特征与矿化的关系将在找矿矿物学信息一节中详细阐述。

2.同位素组成特征

硫同位素组成：黄铁矿中硫同位素从地表到1280 m中段到1240 m中段，随着矿化强度的降低$\delta^{34}S$值有降低趋势。

氧同位素组成：不同成矿阶段的石英，其$\delta^{18}O$值有差异。早期阶段的石英，$\delta^{18}O$值>0；中期阶段的石英，$\delta^{18}O$值<0；晚期阶段的石英(玉髓)$\delta^{18}O$值>0。

3.矿物包裹体特征

不同成矿阶段石英中包裹体成分有差别。中期阶段石英中气液($H_2O+CO_2$)含量高，早期阶段石英次之，而晚期阶段石英(玉髓)最少，说明主成矿阶段石英中富含流体。

综合上述矿床地球化学特征，可以得出以下几点找矿信息：

(1) 富矿石英具有低$SiO_2$高$Al_2O_3$及富Sr、Ba、Cu、Pb、Fe、Ti等杂质元素的特征；富矿地段黄铁矿中富As，亏S。

(2) 含矿的石英，其$\delta^{18}O$值<0；相反$\delta^{18}O$值>0的石英不含矿。

(3) 富矿石英中包裹体成分气液含量($H_2O+CO_2$)高,贫矿石英中气液含量较低。

上述特征可以作为石英脉含矿性评价的指标。

### 3.8.2 构造学信息

#### 3.8.2.1 石英脉的空间展布

根据走向,可将矿区内石英脉分为近东西向、北东向、北北东向以及北北西向和近南北向共五组。其中,以近东西向、北东向和北北东向石英脉为主。

近东西向石英脉就位于前述近东西向共轭逆断层中,但部分石英脉的走向为北东东。野外研究表明,控制这些北东东向石英脉的主体断层性质与近东西向断层一致,应同属东西向石英脉。

北东向石英脉就位的断裂是北东向左滑移的平移断层。

从矿脉分布来看,北北东向石英脉就位的断裂均为北东向断裂的北北东向分支,北北西、近南北向石英脉也主要是就位于北东向断裂的分支断裂。

因此可以认为,石英脉就位的断裂是东西向断裂、北东向断裂及北东向断裂的分支断裂。在石英脉形成时,这些断裂的活动方式与断裂形成时的活动方式完全不同,野外研究表明,石英脉形成时所有断裂均处于张开状态。也就是说,东西向、北东向及北北东向的分支断裂均为成矿前断裂,在成矿期构造应力场作用下张开,并控制了石英脉的就位。

#### 3.8.2.2 岩浆上隆与成矿期构造

能使成矿前不同方向断裂张开的唯一可能是岩浆上隆作用,证明曾发生这种作用的间接依据如下:

(1)不同方向的石英脉中均广泛发育梳状石英,这表明成矿作用过程中所有控矿断裂均有充分的张开空间。显然,如果在长期的成矿作用过程中不断发生挤压和松弛,也会出现这种现象。但矿床研究表明,这些梳状石英脉均形成于同一成矿阶段。因此,排除了挤压与松弛重复作用的可能性,也就是说不同方向断裂的张开作用是在同一方式和方向的外力作用下发生的,这只能是深部岩浆的上侵作用。

(2)石英脉在平面上呈成矿前断裂的性质,在剖面上呈成矿时断裂再活动的性质。例如,东西向石英脉在平面上表现为膨胀、收缩、尖灭和再现;北东向石英脉表现为平直、稳定或尖灭和侧现。前者说明东西向断裂的平面压性特征,后者说明北东向断裂的平面剪切性质。但所有石英脉均呈现不同程度的上宽下窄的楔形,这表明成矿前断裂在成矿过程中均有不同程度张开,并且张开程度为上强下弱。这种张开作用与岩浆深部隆起有关。

(3) 控矿断裂在成矿期有正断层活动的趋势。例如,26 号脉的上盘和下盘有时可见到被石英脉充填的张性节理及张性小断层(图 3.8.1),表明控制 26 号脉的断层在成矿时有正滑移趋势。

(4)个别东西向石英脉是以东西向断层为主体,并利用北东向断层发育起来的。这也表明成矿期构造应力场与东西向及北东向断层形成时的构造应力场均不相同,后者是成矿前构造应力场。

#### 3.8.2.3 有利成矿的构造部位

(1) 矿区内不同方向石英脉汇聚的中心,该处石英脉厚度大、延伸深,但向外迅速变窄、分

叉或尖灭。因此认为该处是深部岩浆上隆的中心，是成矿最有利部位。

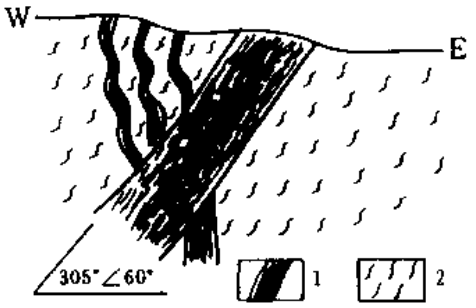


图3.8.1 26号脉两侧的张性节理及小断层
1. 石英脉，2. 变质岩

(2) 矿区内规模较大的成矿前断裂，它自矿区北东向南西方向延伸，经矿区内矿化中心区，向南西延伸进入铜矿区，并有继续向两侧延伸的趋势。该断层成矿前为左滑移平移断层，延长、延深及断裂带宽度均很稳定。它是矿区内规模较大的成矿前断裂，并通过矿化中心，因此对岩浆上隆作用、热液活动及成矿作用均有重要引导作用。矿区内含金石英脉均位于其两侧，它本身也控制了含金石英脉，因而是主控矿构造。

(3) 主控矿构造旁侧的分支断裂是赋存矿体的有利部位，特别是分支断裂发生在矿化集中区附近时更是如此。

(4) 由于含矿热液被认为是来自深部的岩浆热液，所以主控矿构造与其他方向具一定规模的成矿前构造的交汇处可构成矿液上升的垂向通道。沿此通道上升的含矿热液在达到一定高度后向断裂运移，从而造成构造交汇处石英脉的延伸远远大于两侧。断裂交汇有几种情况：1) 主控矿构造与其他各方向成矿前构造交汇；2) 主成矿构造与其北北东向低序次构造交汇；3) 主成矿构造与近东西向断裂交汇。这三种交汇处均是成矿有利部位，但以第一种最为有利。

(5) 处于不同断裂系统中的石英脉，因断裂性质不同而产出状态不同。近东西向石英脉沿走向出现膨胀、收缩、尖灭和再现现象；北东向石英脉有尖灭和侧现现象；部分石英脉沿走向发生突然转折。石英脉的膨胀、尖灭和转折部位是矿体赋存的部位。在剖面上，断层倾角由陡变缓的部位是矿体赋存的场所。

3.8.2.4 *26号脉1号矿化带构造趋势面研究与找矿*

26号脉是白乃庙金矿区最主要的含金石英脉，而其中的1号矿化带又是主要的赋矿部位，已查明的1号矿体、4号矿体及8号矿体等均赋存于该矿化带中。因此，研究该矿化带的构造变化趋势，对深部矿体预测将起重要的指导作用。

以勘探线剖面图和中段平面图为基础，将1号矿化带中石英脉及其相对应的蚀变带(选择其底板)作为构造面标志，选择经过网格座标点(467700、500200)且与石英脉走向一致的铅垂面作为参考面 $(x, y)$，测定构造面到参考面的距离($z$ 值)，通过计算机处理，可得出如下成果图(拟合度均大于80%)：

研究表明，图3.8.2与已知矿体极为吻合，$z_{(6)} < -8$ 地段为富矿体地段。图3.8.3与矿体对照后发现，$z_{(6)} - z_{(1)} < 0$ 时为富矿地段，$z_{(6)} - z_{(1)} > 0$ 时为贫矿或无矿地段，2线到6线和12线到16线下部均出现构造负异常区即 $z_{(6)} - z_{(1)} < 0$，说明两处深部均存在构造有利场所。

分析图3.8.4和图3.8.5并结合矿化情况研究表明，凹陷区有利成矿，隆起区不利于成矿。由这两个图都可看出，从2线到18线，1号矿化带存在两个凹陷区和一个隆起区。两个凹陷区是：①4线到8线，向下渐变为2线到6线；②14线到18线，向下渐变为16线到18线。由此指出，两个凹陷区向下是矿化富集的有利场所，只是自地表向下4到8线处有向北东方向偏移的趋势，盲矿体可能向北东侧伏，而14线到18线处向南西方向偏移，盲矿体可能向南西

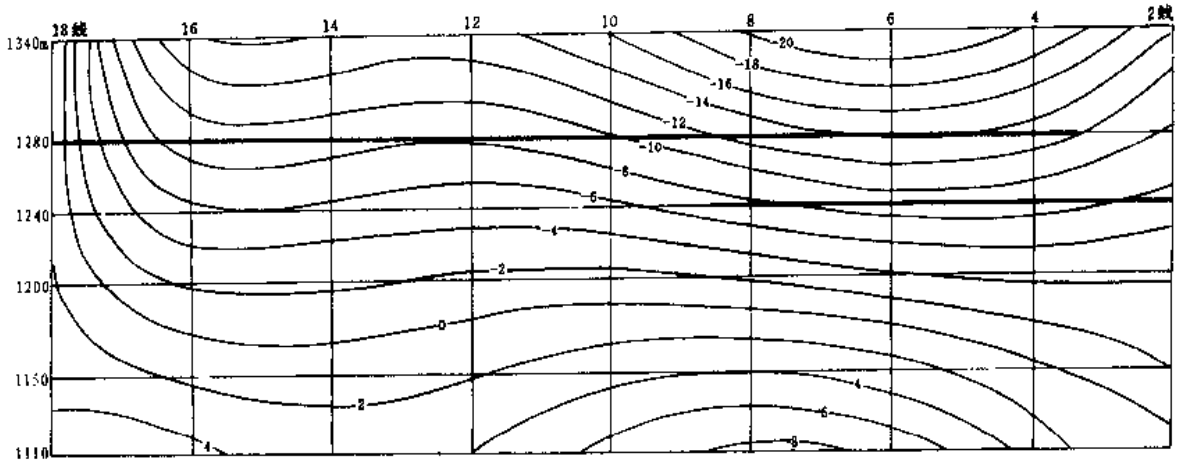



图 3.8.2　六次趋势值（$z_{(6)}$）等值线

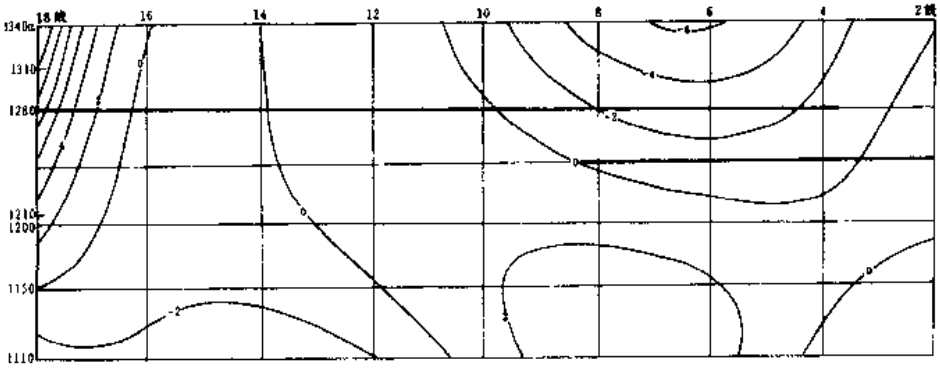



图 3.8.3　六次剩余趋势值（$z_{(6)} - z_{(1)}$）等值线

方向侧伏。

### 3.8.3　找矿矿物学信息

石英和黄铁矿是金矿床的主要组成矿物，也是重要的载金矿物，它们的矿物学特征与金矿化有着极为密切的关系。研究石英和黄铁矿的各种标型特征，对白乃庙金矿预测起着重要作用。

利用矿物学特征进行矿床评价及预测有着一定的理论基础。众所周知，金矿化总是伴有多种元素的异常，如 As、Sb、Cu、Pb、Co、Ni 等，这些元素的异常会导致石英和黄铁矿中微量元素的变化，而矿物中的微量元素对矿物的各种物理性质有极其重要的影响，如黄铁矿中 As 含量较高时，易形成八面体或五角十二面体，并且黄铁矿的热电系数值也相应增高。因此，可以根据矿物的物理性质变化来进行成矿预测。

#### 3.8.3.1　黄铁矿标型特征信息

白乃庙金矿区黄铁矿有两种产状：一种是产于石英脉中；另一种是产于蚀变岩中。

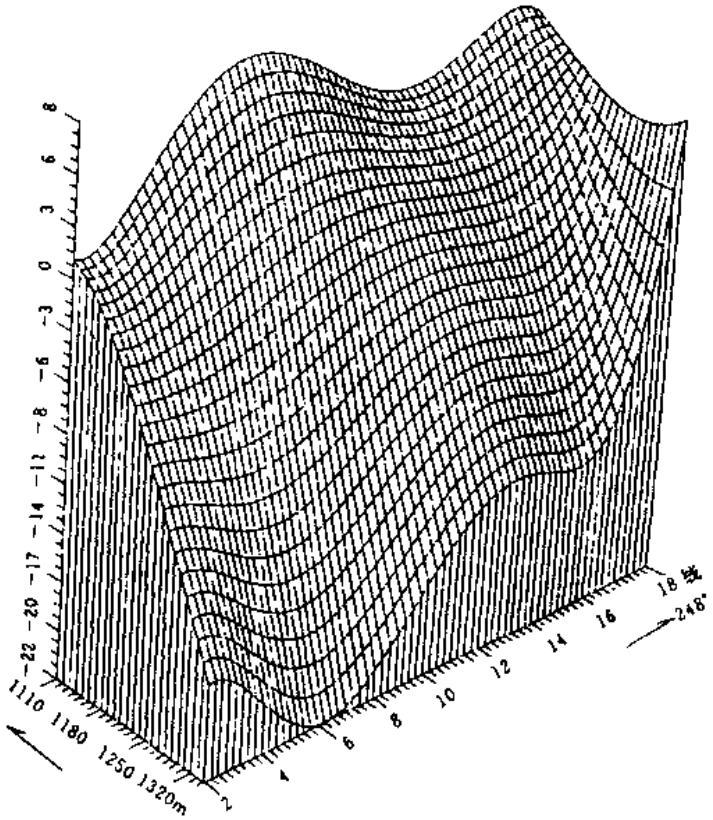



图 3.8.4　六次趋势值（$z_{(6)}$）立体图

1. 黄铁矿晶体形态标型特征与找矿

我们对白乃庙金矿黄铁矿晶体形态进行了系统的研究，尤其是对晶体形态与成矿阶段关系、晶体形态在矿体及蚀变围岩中的分布规律、不同形态的晶体含金性及晶体形态分布与矿化关系等作为重点进行了详细研究，在此基础上提出了如下晶体形态标型的找矿信息。

（1）晶体形态总体特征

对白乃庙金矿 91 件黄铁矿样品近 7000 个颗粒进行了研究表明，白乃庙金矿立方体黄铁矿的{100}和五角十二面体黄铁矿的{210}是常见的单晶，未见八面体黄铁矿的{111}晶体出现。{100}+{210}即以立方体为主与五角十二面体的聚形晶黄铁矿和{210}+{100}即五角十二面体为主与立方体晶体的聚形晶黄铁矿是常见的聚形晶，其次为{100}+{210}+{111}，再次是{100}+{111}，偶尔出现{210}+{111}等其他聚形晶。

前人研究表明，一个完整的矿体，黄铁矿晶体形态自上而下的演化趋势是浅部{111}习性晶占优势，矿体中部{210}习性晶为主，而矿体根部{100}习性晶占绝对优势。由此推测，白乃庙金矿目前开采水平为中等深度，矿体向下还有一定延伸。

（2）晶体形态与成矿阶段

白乃庙金矿黄铁矿随着成矿阶段的演化，晶体形态习性会出现一定规律性的变化。

各阶段石英中黄铁矿晶体形态的变化规律是：第一成矿阶段石英中黄铁矿以{100}、{100}+{210}+{111}为主，第二成矿阶段石英中黄铁矿以{210}、{210}+{100}为主，第三成矿阶段

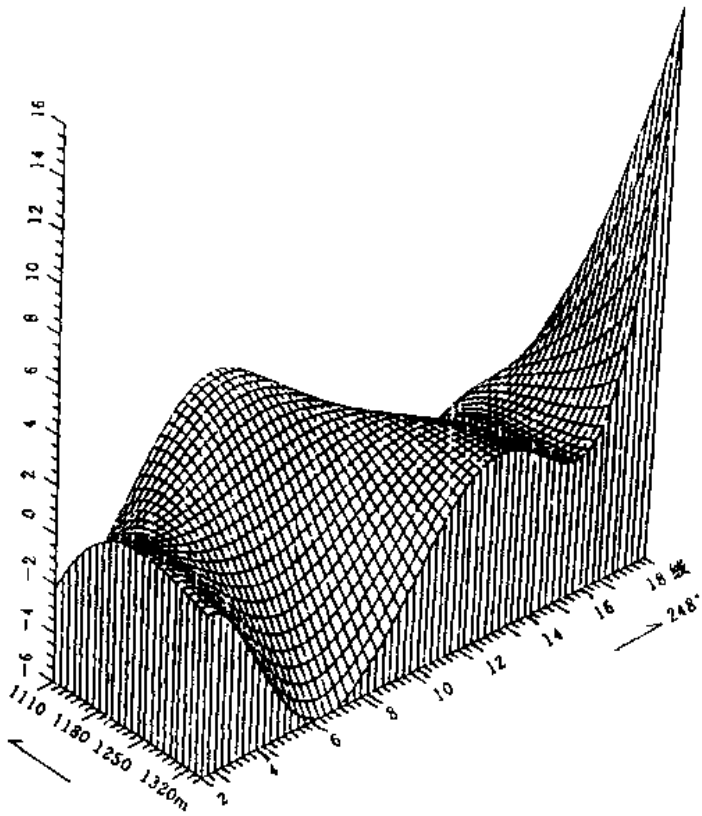



图 3.8.5　六次趋势剩余值（$\varepsilon_{(6)}$ - $\varepsilon_{(1)}$）立体图

石英中黄铁矿的{100}、{100}+{210}占优势。各阶段常见晶形见图 3.8.6。

导致这种差异的原因，可能是{100}易于在较高温或较低温度、温度梯度变化大、过饱和度低(S逸度低)等条件下生长。所以{100}在成矿早期阶段和晚期阶段出现。{210}习性晶在中期成矿阶段即主成矿阶段最发育。

(3) 黄铁矿晶体形态与金矿化

不同晶体形态的黄铁矿含金性有明显差异。研究表明，{210}及{210}为主的聚形晶中金含量大于{100}及{100}为主的聚形晶中的金含量、{210}及{210}为主的聚形晶在主成矿阶段最发育，{210}及{210}为主的聚形晶在富矿地段最发育，而{100}及{100}为主的聚形晶在贫矿或无矿地段最发育。由此推测，{210}习性的晶体与金矿化关系最紧密，其增多地段有利成矿。因此，可以把白乃庙金矿区黄铁矿晶形变化规律作为找矿的理论基础。

(4) 黄铁矿的粒度与金矿化

白乃庙金矿区所见黄铁矿主要有两个粒级，即粒径>0.1 mm 的粗粒和粒径<0.1 mm 的细粒。两者在中期阶段石英和晚期阶段梳状石英中均有分布。细粒黄铁矿在早期阶段有少量分布。

据矿床地质特征研究可知，粗粒黄铁矿含金好，常有包体金、裂隙金出现，而细粒黄铁矿晶形完整，含金性差。

(5) 黄铁矿晶体形态分带性与找矿

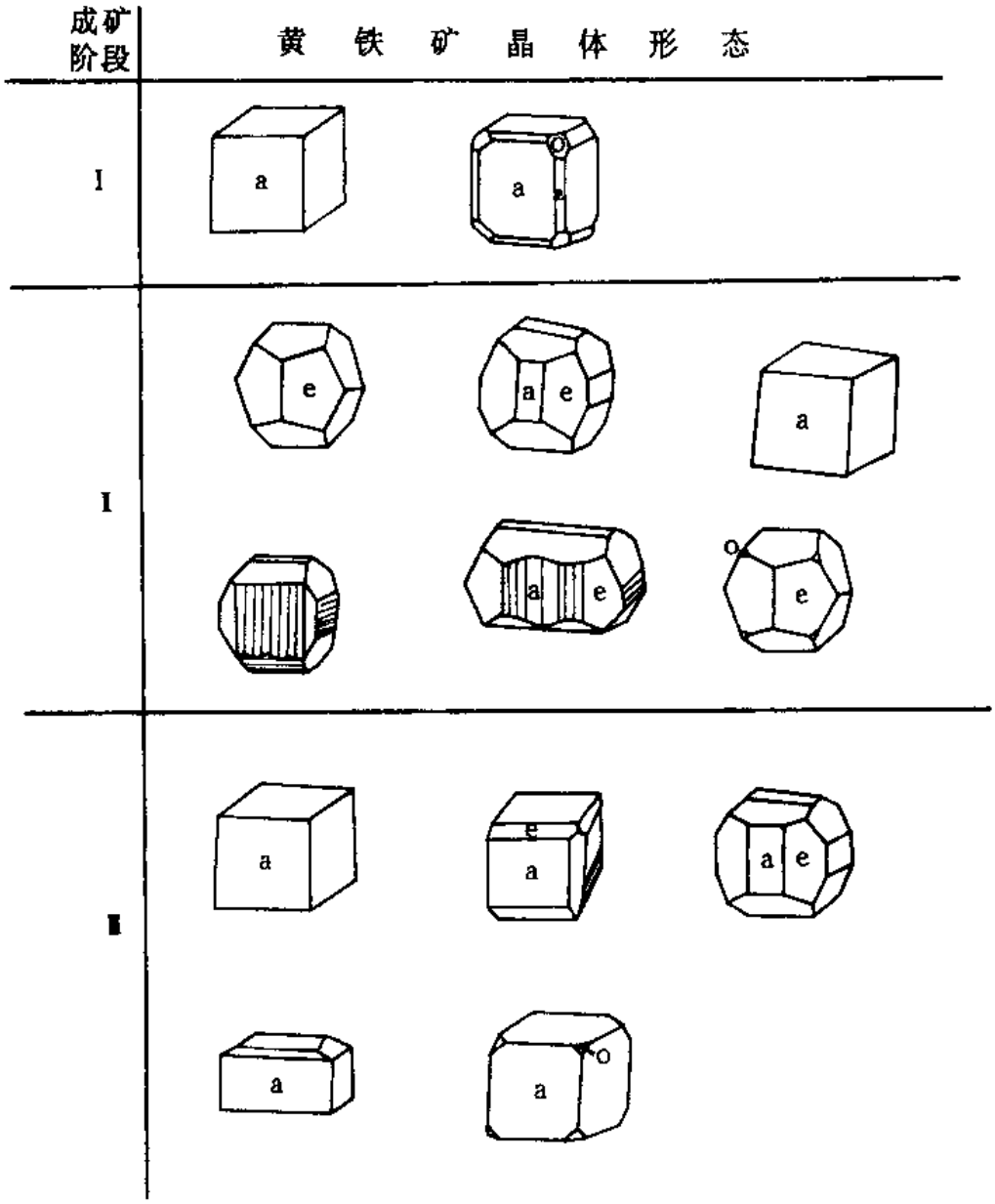



图 3.8.6 各成矿阶段黄铁矿主要晶体形态

白乃庙金矿黄铁矿无论是在侧向上或是在垂向上均存在晶体形态明显分带。为了确切地反映这种分带性,特引入两个晶体形态参数:

Евзикова(1984)提出的晶体形态参数值

$$X\ FeS_2 = (2C_V + C_{IV}) - (C_{II} + 2C_I)$$

式中 $C_I$—{100}

$C_{II}$—{100} + {hko}

$C_{IV}$—{111}{hko}

$C_V$—{111}

由于公式中缺少五角十二面体习性晶，且 $C_{\mathrm{IV}}$、$C_{\mathrm{V}}$ 在白乃庙金矿不出现或很少出现，所以该公式受到一定局限，只能参考使用。因此，结合白乃庙金矿晶形与矿化的对应关系，我们提出如下新的晶体形态参数值公式：

$$f' = \frac{a + ae}{e + ea}$$

式中　$a$、$e$ ——分别是{100}和{210}晶形的颗粒数

$ae$、$ea$ ——分别是{100} + {210}和{210} + {100}晶形的颗粒数

1）水平分带

从 26 号脉 6 线、14 线剖面 $f'$ 等值线和 1 号矿化带 $f'$ 等值线图(图 3.8.7～图 3.8.9)上可以看出，晶体形态具有明显的分带性。结合矿体分布特征，得出 $f' > 5$ 时，为无矿围岩；$1 < f' < 5$ 时，为矿化地段；$0.5 < f' < 1$ 时，为贫矿地段；$f' < 0.5$ 时，为富矿地段。从富矿地段—贫矿地段—矿化地段—无矿围岩，$f'$ 由小增大，即以{210}习性晶为主变为{100}习性晶为主，存在明显的水平分带。

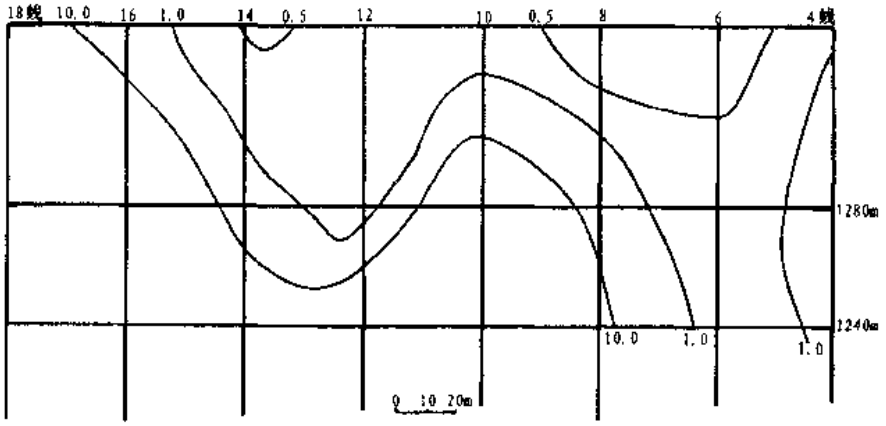



图 3.8.7　26 号脉 1 号矿化带 $f'$ 等值线

同理，从 26 号脉 1 号矿化带、14 线剖面和 6 线剖面 $X\,FeS_2$ 等值线图(图 3.8.10～图 3.8.12)上得出，$X\,FeS_2 < -100$ 时，为无矿围岩；$-100 < X\,FeS_2 < 50$ 为矿化地段；$-50 < X\,FeS_2 < -20$ 为贫矿地段；$X\,FeS_2 > -20$ 时，为富矿地段。从富矿地段—贫矿地段—矿化地段—无矿围岩，$X\,FeS_2$ 迅速降低，即{100}及{100} + {hko}的数量明显增大，存在明显的水平分带。

出现上述水平分带的原因可能在于，围岩中冷却速度快(温度梯度大)，硫逸度低，物质供应不充分，出现{100}习性晶的机会多；而矿体内部，冷却缓慢，硫逸度大，物质供应充分，则{210}习性晶出现的机会多。此外，围岩成分对晶形的生长也有一定的影响，围岩(绿片岩)中富含 Co、Ni，有利于{100}习性晶的生长。

2）垂向分带

同样，从图 3.8.8、图 3.8.9、图 3.8.11 及图 3.8.12 中也可看出，白乃庙金矿黄铁矿晶体形态具有明显的垂向分带。

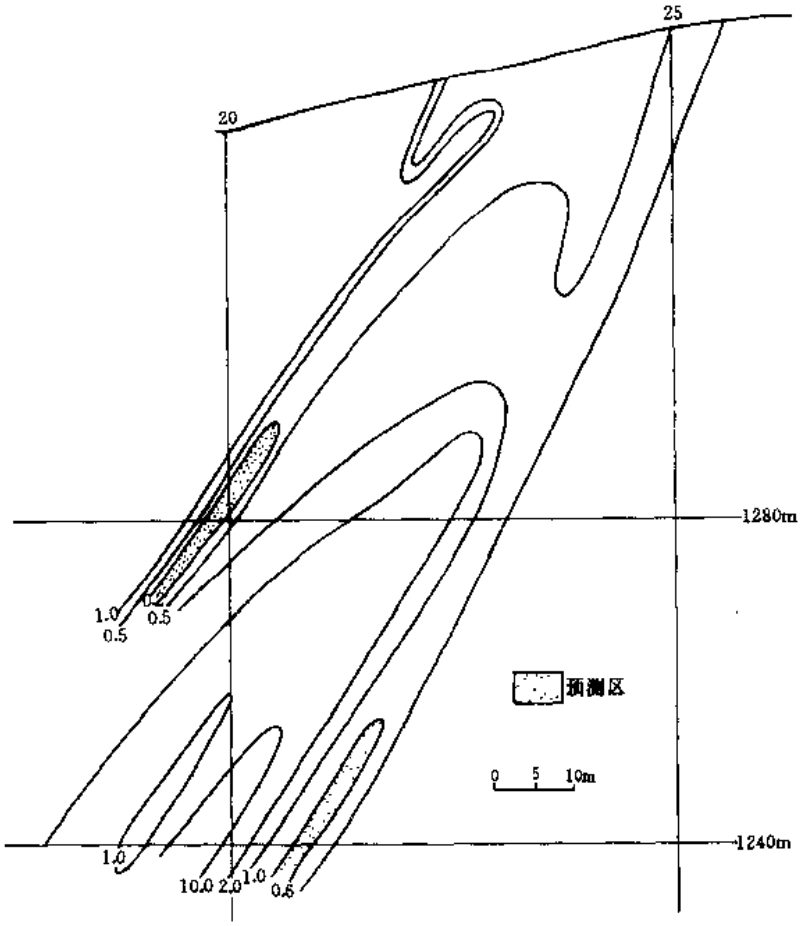



图 3.8.8　26 号脉 6 线剖面 $f'$ 等值线

这种垂向分带性表明，从矿体上部到矿体下部，$f'$ 值逐渐增大、$X$ $FeS_2$ 值逐渐减小，即黄铁矿由以{210}和{210}+{100}晶形为主演变为以{100}和{100}+{210}晶形为主。当矿体下部出现 $f'$ 低值、$X$ $FeS_2$ 值增大现象时，预示向下可能存在盲矿体。

2. 黄铁矿成分标型特征与找矿

本区黄铁矿化学成分具有重要的成因及找矿意义。对矿床的剥蚀程度、矿化强度判定、矿床成因研究以及盲矿体预测都起着重要作用。

(1) 主要化学成分特征

本区黄铁矿主要化学成分 S/Fe 值都略偏离黄铁矿的理论值，即 S/Fe(离子比)>2 或<2。根据区内 31 件黄铁矿电子探针分析结果，S/Fe 值的变化范围在 1.985～2.036 之间，其中 S 亏损者占 29%。

对比研究发现，S/Fe 值、As/Co+Ni 值与矿化有明显对应关系。由表 3.8.1～表 3.8.3 可以看出，随着矿化强度的降低，As/(Co+Ni)值相应降低，而 S/Fe 值却相应增大，由 S 亏损型变为 S 盈余型。这可能是由于 As 易代替 S 进入黄铁矿的缘故。由此说明，强矿化地段黄铁矿富 As、亏损 S，而弱矿化地段贫 As、S 盈余。

黄铁矿中富 As、亏损 S 可作为找矿标志。

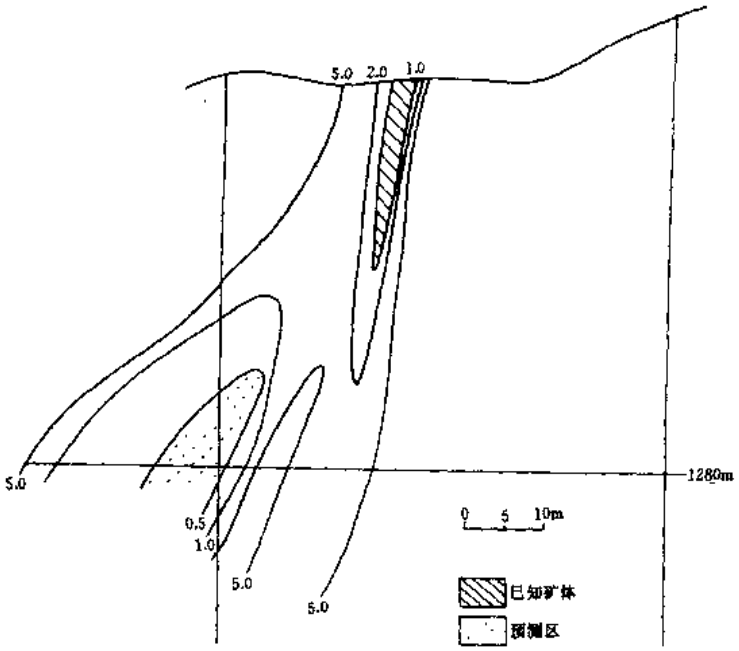



图 3.8.9　26 号脉 14 线剖面 $f$ 等值线

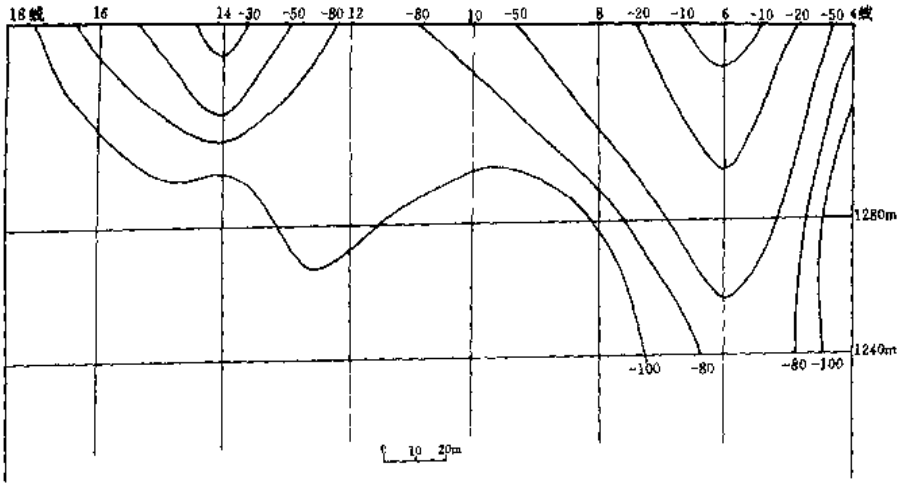



图 3.8.10　26 号脉 1 号矿化带 $X$ $FeS_2$ 等值线

**表 3.8.1　黄铁矿的 S/Fe 值沿 26 号脉走向变化**

| 勘探线号 | 4 | 6 | 8 | 10 | 14 | 16 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| S/Fe | 2.006 | 1.995 | 2.01 | 2.01 | 1.985 | 2.00 |
| As/(Co+Ni) | 1.26 | 1.87 | 1.23 | 1.65 | 1.63 | 1.22 |
| 矿化强度 | 弱 | 强 | 弱 | 弱 | 强 | 弱 |

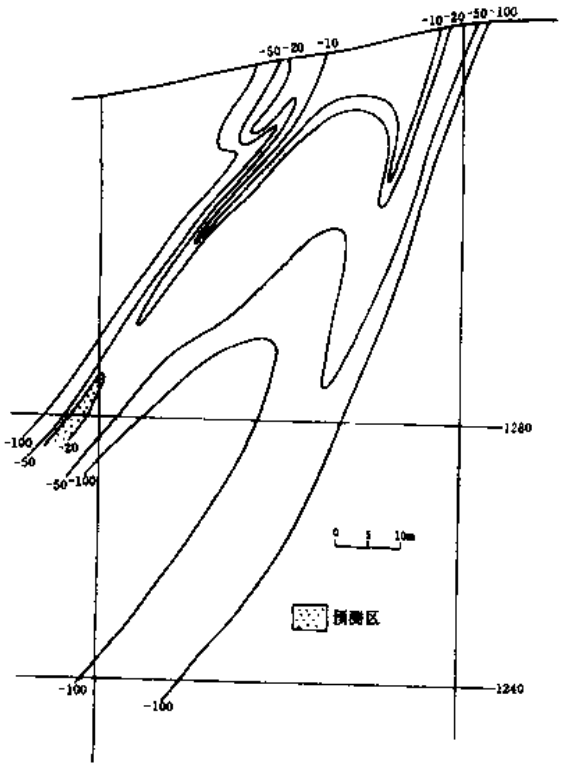



图 3.8.11　26 号脉 6 线 $X$ $FeS_2$ 等值线

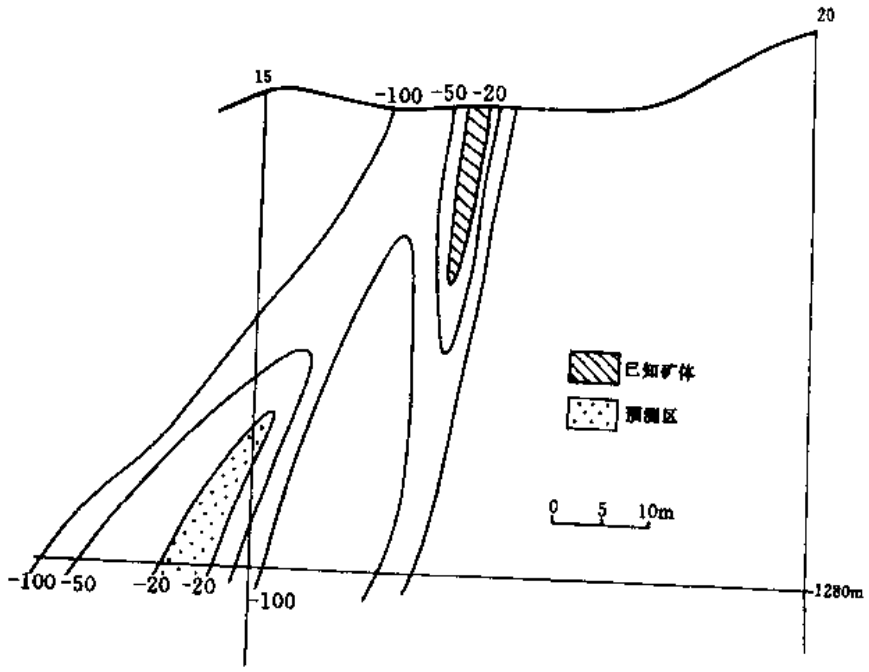



图 3.8.12　26 号脉 14 线 $X$ $FeS_2$ 等值线

表 3.8.2　黄铁矿的 S/Fe 值沿 26 号脉倾向变化

| 标　高 | 1340 m(地表) | 1280 m | 1240 m |
|---|---|---|---|
| S/Fe | 1.974 | 2.025 | 2.01 |
| As/(Co+Ni) | 1.29 | 1.10 | 0.08 |
| 矿化强度 | 向下有所降低 → | | |

表 3.8.3　黄铁矿的 S/Fe 值沿 26 号脉倾向变化

| 标　高 | 1340 m(地表) | 1280 m | 1240 m |
|---|---|---|---|
| S/Fe* | 1.919 | 1.968 | 2.041 |
| 矿化强度 | 向下有所降低 → | | |

*　数据引自薛君治等(1990)

(2) 微量元素特征

1) 不同形态的黄铁矿含金性有明显差异

同一成矿阶段、同一样品中的不同形态的黄铁矿含金性不同。由表 3.8.4 看出，单形晶{210}中金含量高于{100}，聚形晶{210}+{100}中金含量高于{100}+{210}，聚形晶中金含量高于单形晶。

表 3.8.4　不同晶形黄铁矿的含金量($\times 10^{-6}$)

| 样　号 | 矿物名称 | {100} | {210} | {100}+{210} | {210}+{100} |
|---|---|---|---|---|---|
| K36 | 中期石英中黄铁矿 | 2900 | 2900 | 3500 | 4000 |
| K65 | 中期石英中黄铁矿 | 2500 | 3700 | 3500 | 3400 |
| K66 | 绿片岩中黄铁矿 | 2700 | 3200 | 3200 | 3500 |

前已述及，{210}、{210}+{100}与矿化强度有明显对应关系，即{210}、{210}+{100}为主的地段富矿，反之为贫矿，这与{210}、{210}+{100}中含金性相一致。由此，进一步断定，{210}及{210}+{100}为主的地段是富矿地段或盲矿体可能存在的地段。

2) 微量元素总量与金含量关系

黄铁矿的微量元素含量较高时，其金含量也高(表 3.8.5)。本区黄铁矿当微量元素总含量大于 2%时，黄铁矿的金含量高于 $3000\times10^{-6}$。当微量元素总量低于 2%时，黄铁矿的金含量低于 $3000\times10^{-6}$。富矿地段黄铁矿的微量元素达到了最大富集。黄铁矿的微量元素总量可以作为一个找矿标志。

表 3.8.5 黄铁矿的微量元素与含金性

| 样 号 | K24 | K31 | K36 | K36 | K36 | K65 | K65 | K65 | K66 | K66 | K34 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 晶 形 | (a) | (e) | (a) | (ae) | (ea) | (ae) | (a) | (e) | (ea) | (a) | (e) |
| Au($\times10^{-6}$) | 2800 | 3700 | 2900 | 3500 | 3700 | 3500 | 2600 | 3700 | 3500 | 2900 | 3300 |
| 微量元素总和(%) | 1.77 | 2.02 | 1.90 | 2.09 | 2.17 | 2.17 | 1.65 | 2.17 | 2.16 | 1.94 | 2.04 |

3)黄铁矿的 Au、Ag 含量

无论是矿体或非矿体地段,黄铁矿中 Au、Ag 均有明显的异常,即 Au>2500×$10^{-6}$,Ag > 900×$10^{-6}$,并且黄铁矿的 Au + Ag 及 Au/Ag 值在矿体和非矿体中有明显差别(表 3.8.6、表 3.8.7)。

表 3.8.6 石英脉中黄铁矿的 Au、Ag 含量及 Au/Ag 值

| 矿化强度 | 矿 体 | | | | 非矿体 | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 样 号 | K31 | K48 | K36 | K34 | K65 | K28 |
| Au($\times10^{-6}$) | 3700 | 3700 | 4000 | 3300 | 2500 | 2600 |
| Ag($\times10^{-6}$) | 1000 | 1000 | 1300 | 1100 | 1000 | 1100 |
| Au + Ag($\times10^{-6}$) | 4700 | 4700 | 5300 | 4400 | 3500 | 3700 |
| Au/Ag | 3.7 | 3.7 | 3.1 | 3.0 | 2.5 | 2.4 |

表 3.8.7 蚀变岩中黄铁矿的 Au、Ag 含量及 Au/Ag 值

| 矿化强度 | 矿 体 | | 非矿体 | |
|---|---|---|---|---|
| 样 号 | K37 | K34 | K56 | K57 |
| Au($\times10^{-6}$) | 3600 | 3300 | 2900 | 2800 |
| Ag($\times10^{-6}$) | 1000 | 1100 | 900 | 1100 |
| Au + Ag($\times10^{-6}$) | 4600 | 4400 | 3800 | 3900 |
| Au/Ag | 3.6 | 3.0 | 3.2 | 2.5 |

表 3.8.6～表 3.8.7 表明,无论是石英脉型矿体或是蚀变岩型矿体,黄铁矿的 Au、Ag 含量均较高,Au + Ag>4000×$10^{-6}$,Au/Ag>3.0。而非矿体地段,黄铁矿的 Au、Ag 含量相对较低,Au + Ag<4000×$10^{-6}$、Au/Ag<3.0。所以黄铁矿的 Au + Ag 以及 Au/Ag 值也可以用来区分矿体和非矿体。

4) 黄铁矿的 As、Sb、Hg、Mo、Bi、Cu、Pb 元素含量与找矿

不同标高黄铁矿的微量元素含量有明显变化。表 3.8.8 显示,26 号脉黄铁矿中 As、Sb、Hg、Mo、Bi 及 Cu + Pb 由地表—1280 m 中段—1240 m 中段,呈现低～高～低的变化规律。在 1280 m 中段矿体上部元素 As、Sb、Hg 与尾部元素 Mo、Bi 同时增高,这说明 1280 m 中段正是矿体首尾相接的地段,预示着 26 号脉 6 线、14 线在 1280 m 中段以下可能存在盲矿体。

表 3.8.8　26 号脉中黄铁矿的微量元素含量

| 勘探线号 | 6 | | | 14 | |
|---|---|---|---|---|---|
| 标　高 | 地　表 | 1280 m | 1240 m | 地　表 | 1280 m |
| | (2)* | (1)* | (2)* | (1)* | (1)* |
| Hg | 2600 | 2800 | 2450 | 2940 | 3000 |
| As | 2500 | 2800 | 2270 | 2400 | 2700 |
| Sb | 1450 | 1300 | 1340 | 1500 | 1700 |
| Mo | 2350 | 2400 | 1960 | 2220 | 2400 |
| Bi | 2650 | 2700 | 2640 | 2940 | 3200 |
| Cu + Pb | 2100 | 2200 | 2080 | 2380 | 2600 |

*　括号内数值为样品的数量

5) 黄铁矿的 Co/Ni 值的成因意义

一般认为 Co/Ni<1 为沉积成因，Co/Ni>1 为热液成因。白乃庙金矿黄铁矿 Co/Ni 比值为 1.0～1.43。

3. 黄铁矿热电性标型特征与找矿

黄铁矿的热电性用于找金，在胶东金矿研究中已得到广泛应用(陈光远等，1989)。它在判定矿床剥蚀程度、矿床规模以及寻找隐伏矿体等方面均起到了重要作用。

黄铁矿作为一种半导体，当被置于冷、热两个电极之间时，会产生温差电动势。热电系数为单位温差时的热电动势，以 $\alpha$ 表示，单位是 $\mu V/℃$。

$$\alpha = \frac{E}{\triangle T} \times 1000$$

式中　$E$ – 温差电动势，单位 mV

$\triangle T = T_{热} - T_{冷}$　热、冷电极的温度差

我们选用的热电仪是辽宁省地质矿产局测试中心研制的，活化温度为 140℃。由于白乃庙金矿的金矿物主要赋存在粗粒黄铁矿中，所以选择粗粒(>60 目)黄铁矿作为测试对象。

(1) 黄铁矿的热电性总体特征与矿床剥蚀程度判定

对白乃庙金矿共测试 264 件、近 5000 个颗粒黄铁矿，测试结果表明，白乃庙金矿黄铁矿为以 P 型为主的混合型。在 264 种样品中，P 型者占 32.9%，混合型占 47.3%，而 N 型者占 19.8%。总体热电系数变化范围介于 – 177.1～328.6$\mu V/℃$之间。

国内外金矿床的黄铁矿热电性研究指出，金矿床从矿体上部、中部到下部黄铁矿热电性具有明显的变化(邵伟等，1990)。矿体上部 P 型或以 P 型为主(>80%)，中部混合型(P 型占 30% ～40%)，下部 N 型占优势(P 型<20%)。据此推测白乃庙金矿目前开采水平为中等深度。

另外，利用导型变化梯度可以大致推算剥蚀深度。我们提出公式：

$$H = \frac{N_2\% - N_1\%}{N\text{ 型变化梯度}}$$

式中　$N_2\%$ – 地表 N 型所占百分数

$N_1\%$ – 矿体头部 N 型所占百分数

白乃庙金矿 26 号脉地表黄铁矿 N 型所占百分数即 $N_2\% = 44.4$，N 型变化梯度为 0.24 (m)，假定其头部 N 型所占百分数即 $N_1\% = 20$，则求得：

$$H = \frac{44.4 - 20}{0.24} = 101.7(\text{m})$$

因此，可大致推测出白乃庙金矿 26 号脉已被剥蚀 100 m 左右。

(2) 黄铁矿的导型与标高

白乃庙金矿 26 号脉黄铁矿 N 型样品所占比率，自地表向下逐渐增大，但 N 型变化梯度有降低趋势(表 3.8.9)。由地表—1280 m 中段 N 型变化梯度为 0.32(m)，而 1280 m 中段—1240 m 中段 N 型变化梯度为 0.16(m)，变化梯度的降低可能预示着 1240 m 中段以下有盲矿体。

(3)黄铁矿晶体形态、热电性与找矿

白乃庙金矿床同一成矿阶段同一样品中不同晶形的黄铁矿，其热电性略有差异，五角十二面体和以五角十二面体为主的聚形晶的热电系数略高于立方体和以立方体为主的聚形晶，但整个样品导型不变。

我们发现，当某一矿体之下还存在深部矿体或盲矿体时，则该矿体根部黄铁矿的热电性会发生明显的变化，就是同一晶形也有很大差异；如果由同一晶形的黄铁矿测得两组截然不同的数值，即一组较大的正值与另一组较小的负值，则前者可能是由深部矿体(或盲矿体)引起，后者说明其下可能为无矿围岩(或根部矿体)。

表 3.8.10 列出具有已知深部矿体的矿脉及矿段中黄铁矿两组热电动势值，表 3.8.11 为推断具有盲矿体的矿脉及矿段中黄铁矿两组热电动势值。由表 3.8.11 可知，白乃庙金矿区具有盲矿体的矿脉及矿段。

(4)黄铁矿的热电系数分带性研究

从 26 号脉地表—1280 m 中段及 1240 m 中段热电系数平面分布图(图 3.8.13～图 3.8.15)和 26 号脉 4 线、6 线、8 线、14 线及 16 线热电系数剖面分布图(图 3.8.16～图 3.8.20)明显看出，无论是平面上或是剖面上，黄铁矿的热电性均具有明显分带。从矿体向围岩，黄铁矿的热电系数由正值迅速变为负值。

**表 3.8.9　26 号脉中黄铁矿的导型变化**

| 标高(m) | 样品数 | N 型样品数 | P 型样品数 | $N/(N+P)\times 100\%$ | N 型变化梯度(m) |
|---|---|---|---|---|---|
| 1340 | 18 | 10 | 8 | 44.4 | |
| | | | | | 0.32 |
| 1280 | 33 | 21 | 12 | 63.6 | |
| | | | | | 0.16 |
| 1240 | 10 | 7 | 3 | 70 | |

表 3.8.10　已知深部有矿体时黄铁矿的 2 组热电动势值(mV)

| 样品 | 采样位置 | 已知深部矿体 | \|100\| | \|210\| | \|100\| + \|210\| | \|210\| + \|100\| |
|---|---|---|---|---|---|---|
| K47 | 26 号脉 - 1280 - CD6—27 m | 8 号 | 16.7 | 7.3 | 16.8 | 17.8 |
| | | | -9.5 | -10.9 | -11.1 | -12.1 |
| K49 | 26 号脉 - 1280 - CD7—25 m | 30 号 | 16.3 | — | 16.5 | 22.8 |
| | | | -14.2 | — | -11.3 | -10.1 |
| K56 | 26 号脉 - 1280 - CD14—46 m | 28 号 | 14.9 | 22.4 | 17.1 | 13.6 |
| | | | -13.5 | -8.7 | -12.7 | -8.9 |
| K87 | 21 号脉 - 1280 - CD - 5 m | 6 号 | 16.4 | — | 34.8 | |
| | | | -16.5 | — | -14.3 | |

表 3.8.11　预测地段黄铁矿的 2 组热电动势值(mV)

| 样品 | 采样位置 | \|100\| | \|210\| | \|100\| + \|210\| | \|210\| + \|100\| |
|---|---|---|---|---|---|
| K62 | 26 号脉 - 1280 - CD—18 m 与沿 | — | 23.4 | 20.85 | 19.2 |
| | 脉坑道交汇处 | — | -10.1 | -5.65 | -7.4 |
| K88 | 26 号脉 - 1240 - CD2—6 m | 14.9 | — | 12.4 | 26.9 |
| | | -10.5 | — | -16.1 | -10.0 |
| K67 | 26 号脉 - 1240 - CD4—25 m | 16.2 | — | 14.7 | 16.7 |
| | | -2.7 | — | -12.9 | -11.8 |
| K71 | 17 号脉 8 线地表 | 14.5 | — | 26.7 | 24.7 |
| | | -11.8 | — | -9.2 | -7.0 |
| K86 | 21 号脉 - 1280 - CD—10 m | 20.0 | — | 45.0 | 45.4 |
| | | -17.7 | — | -21.2 | |
| K73 | 20 号脉 6 线地表 | — | — | — | 37.2 |
| | | — | — | — | -21.4 |
| K74 | 10 号脉 1 线地表 | — | — | — | 39.2 |
| | | — | — | — | -15.2 |
| K80 | 21 号脉 26 线 | — | — | — | 20.8 |
| | | — | — | — | -12.2 |
| K81 | 21 号脉 28 线 | — | 34.4 | 36.0 | 24.8 |
| | | -19.9 | -10.1 | -12.8 | -16.4 |
| K82 | 21 号脉 - 1280 - CD12—25 m | — | 29.95 | 36.1 | 32.2 |
| | | — | 27.1 | -18.3 | -7.8 |

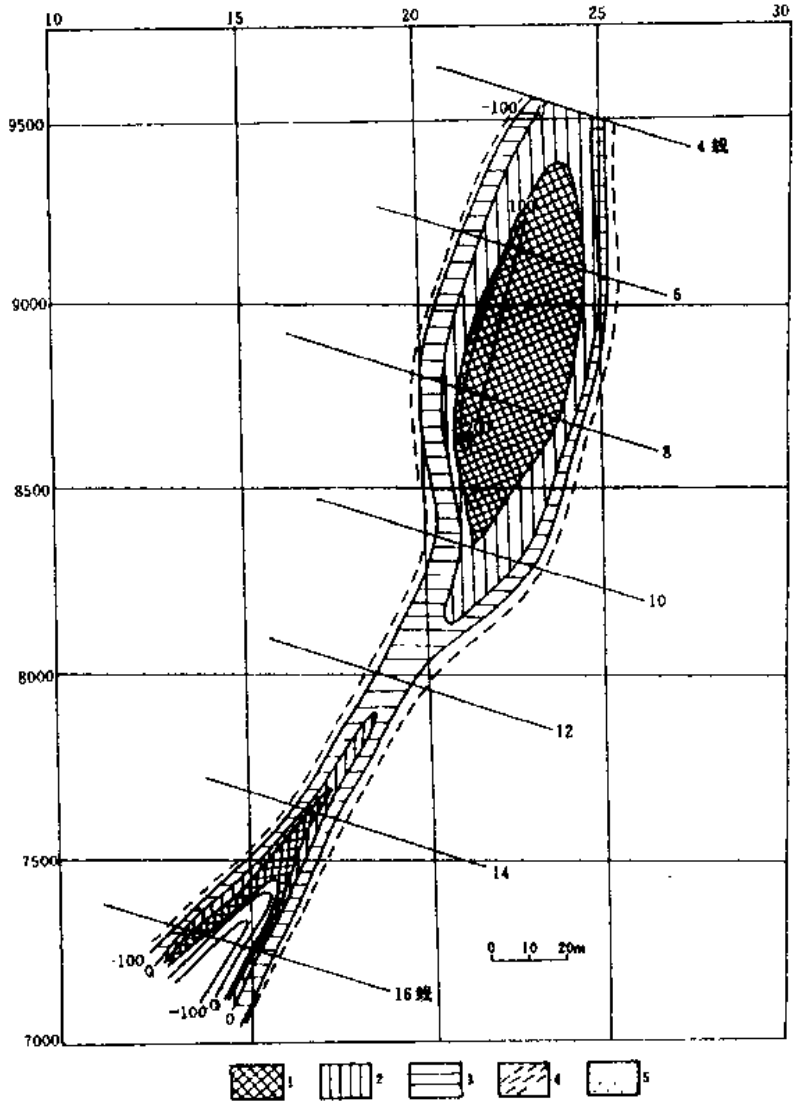



图 3.8.13　26 号脉地表黄铁矿的热电系数平面分布

1. 富矿地段($\alpha>100\mu V/℃$)；2. 贫矿地段($0<\alpha<100\mu V/℃$)；3 矿化地段($0>\alpha>-100\mu V/℃$)；4. 无矿地段($\alpha<-100\mu V/℃$)；5. 预测区

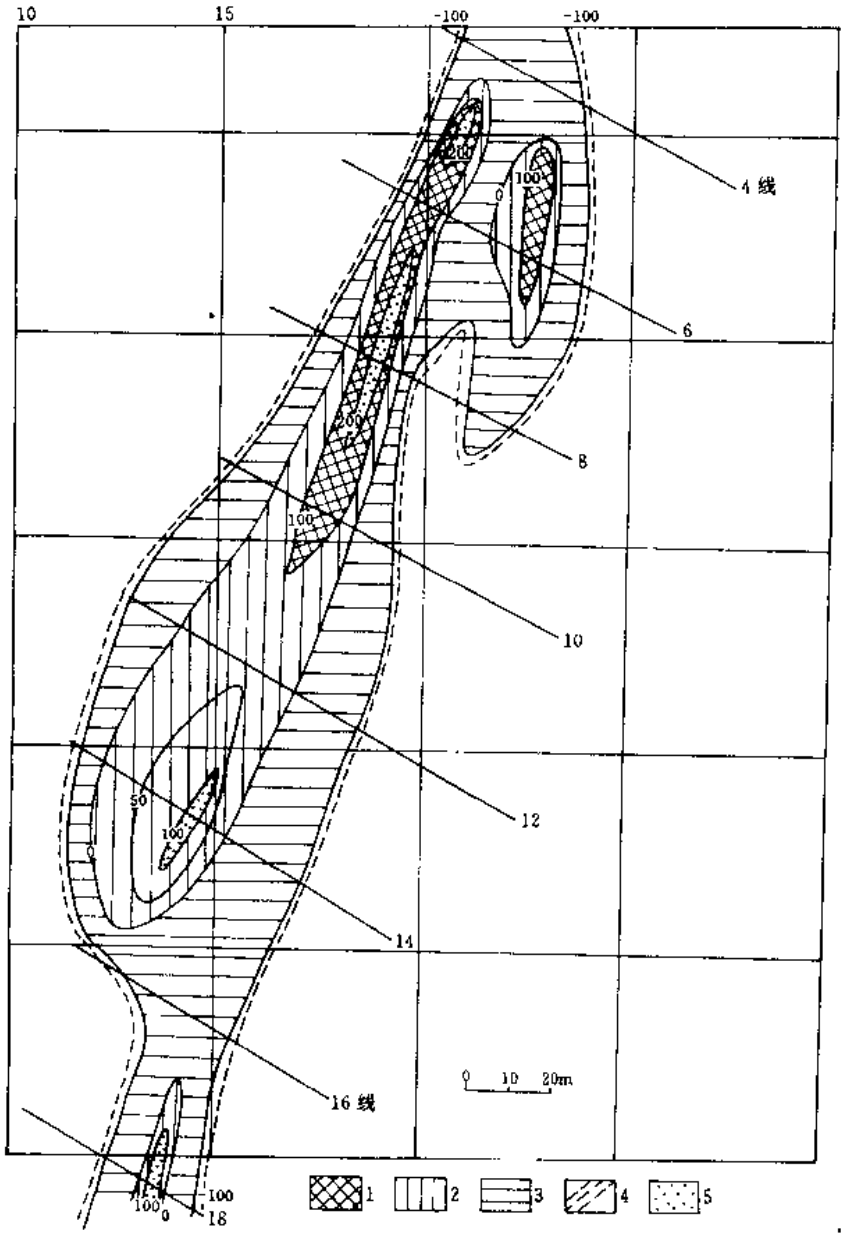



图 3.8.14　26 号脉 1280 m 中段黄铁矿的热电系数平面分布

1. 富矿地段($\alpha>100\mu V/℃$)；2. 贫矿地段($0<\alpha<100\mu V/℃$)；3. 矿化地段($0>\alpha>100\mu V/℃$)；4 无矿地段($\alpha<-100\mu V/℃$)；5 预测区

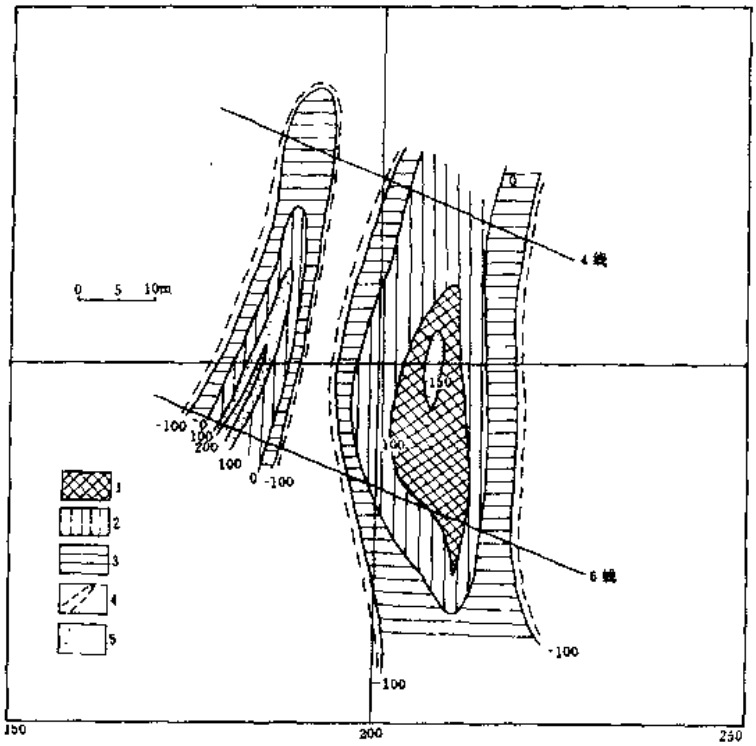



图 3.8.15　26 号脉 1240 m 中段黄铁矿的热电系数平面分布

1. 富矿地段($\alpha>100\mu V/℃$)；2. 贫矿地段($0<\alpha<100\mu V/℃$)；3. 矿化地段($0>\alpha>-100\mu V/℃$)；4. 无矿地段($\alpha<-100\mu V/℃$)；5. 预测区

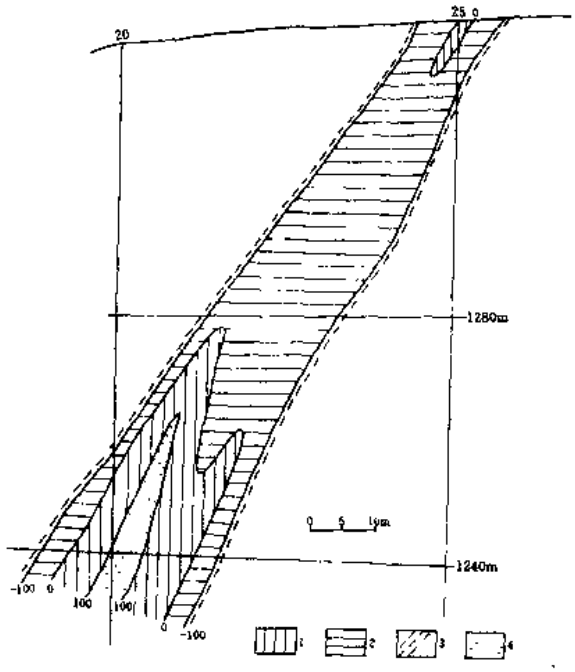



图 3.8.16　26 号脉 4 线黄铁矿的热电系数剖面分布

1. 贫矿地段($0<\alpha<100\mu V/℃$)；2. 矿化地段($0>\alpha>-100\mu V/℃$)；3. 无矿地段($\alpha<-100\mu V/℃$)；4. 预测区

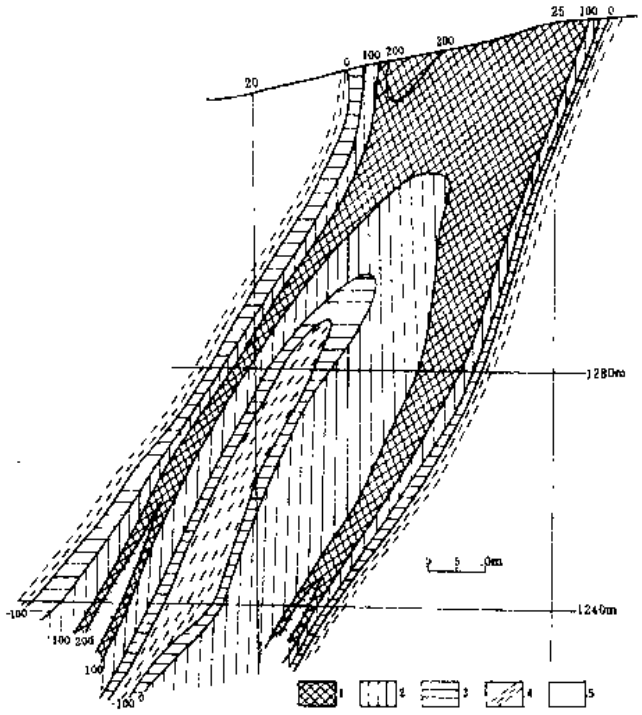



图 3.8.17　26 号脉 6 线黄铁矿的热电系数剖面分布

1. 富矿地段($\alpha>100\mu V/℃$)；2. 贫矿地段($0<\alpha<100\mu V/℃$)；3. 矿化地段($0>\alpha>-100\mu V/℃$)；4. 无矿地段($\alpha<100\mu V/℃$)，5. 预测区

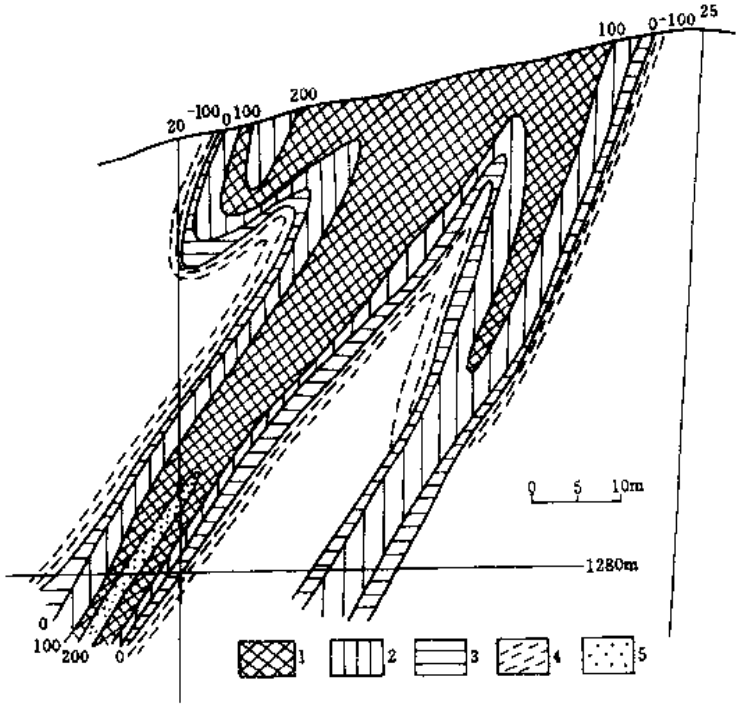



图 3.8.18　26 号脉 8 线黄铁矿的热电系数剖面分布

1. 富矿地段($\alpha>100\mu V/℃$)；2. 贫矿地段($0<\alpha<100\mu V/℃$)；3. 矿化地段($0>\alpha>-100\mu V/℃$)；4. 无矿地段($\alpha<-100\mu V/℃$)；5. 预测区

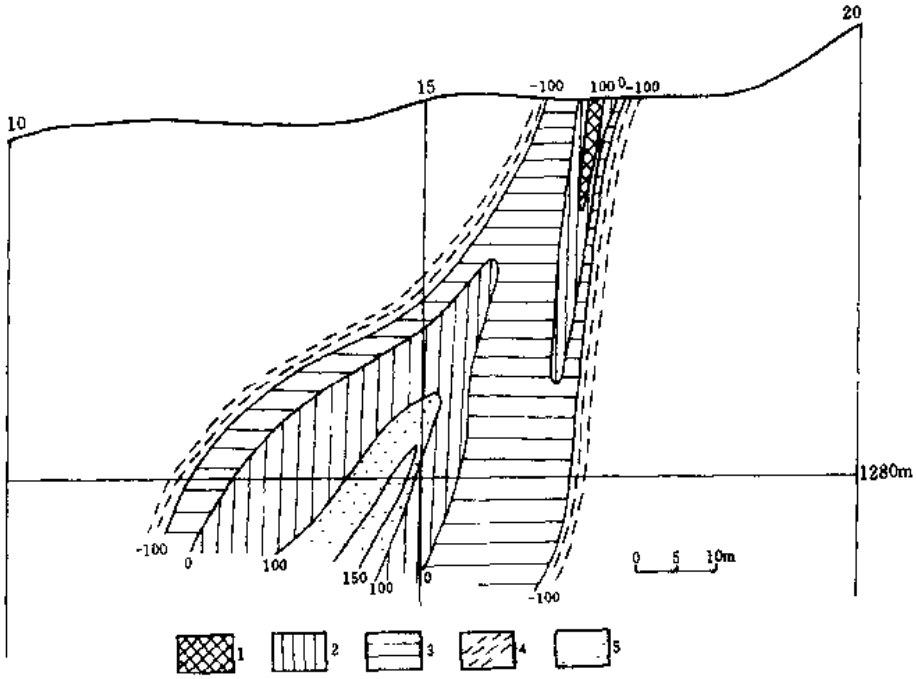



图 3.8.19　26 号脉 14 线黄铁矿的热电系数剖面分布

1　富矿地段($\alpha>100\mu V/℃$)；　2. 贫矿地段($0<\alpha<100\mu V/℃$)；　3. 矿化地段($0>\alpha>-100\mu V/℃$)；　4. 无矿地段($\alpha<-100\mu V/℃$)；　5. 预测区

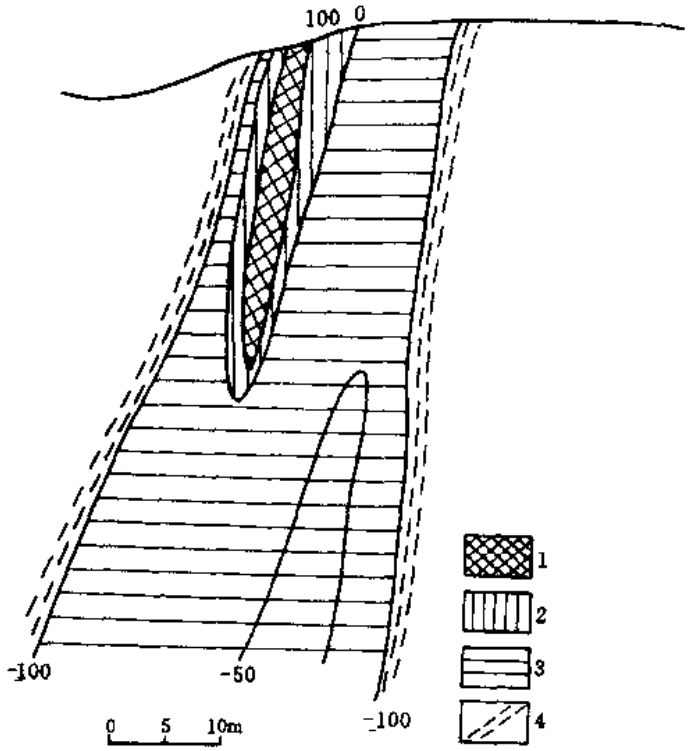



图 3.8.20　26 号脉 16 线黄铁矿的热电系数剖面分布

1. 富矿地段($\alpha>100\mu V/℃$)；　2. 贫矿地段($0<\alpha<100\mu V/℃$)；　3. 矿化地段($0>\alpha>-100\mu V/℃$)；　4. 无矿地段($\alpha<-100\mu V/℃$)；　5. 预测区

黄铁矿热电性的这种分带性是由于围岩成分引起的。白乃庙金矿围岩主要是绿片岩，该类岩石富 Co、Ni，而贫 As(表 3.8.12)，从而使围岩中黄铁矿相对于石英脉中黄铁矿表现为富 Co、Ni 贫 As 的特点。贫 As，富 Co、Ni 是导致黄铁矿热电系数降低的重要因素。由此说明，黄铁矿成分上的分带性、引起了黄铁矿热电性的分带。

**表 3.8.12　黄铁矿与寄主岩中 As/(Co+Ni)值对比**

| 样　号 | 寄主岩类型 | As/(Co+Ni) | |
|---|---|---|---|
| | | 黄铁矿 | 寄主岩石 |
| K36 | 石英脉 | 1.63 | 0.78 |
| K48 | 石英脉 | 1.65 | 0.77 |
| K66 | 石英脉 | 2.06 | 4.5 |
| K34 | 石英脉 | 1.82 | |
| K37 | 绿片石 | 1.44 | 0.28 |
| K56 | 绿片石 | 1.35 | |
| K55 | 绿片岩 | 1.26 | 0.48 |

(5)黄铁矿的热电系数值与找矿

研究表明，黄铁矿的热电系数值与金品位虽无线性关系(因为黄铁矿并非唯一载金矿物)，但具有很好的相关趋势。

把 26 号脉地表、1280 m 中段及 1240 m 中段黄铁矿热电系数分布(图 3.8.13～图 3.8.15)与矿体中段平面图对照，以及 26 号脉 1 号矿化带、2 号矿化带黄铁矿热电系数分布图(图 3.8.21、图 3.8.22)与 1 号矿体、2 号矿体纵投形图对比发现，黄铁矿热电系数分布与矿体分布非常相似。即热电系数值 $\alpha > 100\ \mu V/℃$ 时，为富矿地段，矿体向下有一定延伸；$0 < \alpha < 100\mu V/℃$ 时，为贫矿地段或矿体下部；$-100\mu V/℃ < \alpha < 0$ 时，为矿化地段或矿体尾部；$\alpha < -100\mu V/℃$ 时，为无矿地段。

当一个矿体下部或尾部，黄铁矿的热电系数又再次增高时，预示其深部存在盲矿体。

4. 小结

综合黄铁矿标型特征信息，得出以下三点：

(1) 黄铁矿 Co/Ni 值、As、Co、Ni 值特征说明，白乃庙金矿为岩浆热液形成，与斜长花岗岩有关；

(2) 黄铁矿晶形特征、热电性特征表明，白乃庙金矿目前开采水平为中等深度，已被剥蚀 100 m 左右；

(3) 据黄铁矿成分、晶形及热电性特征，提出了白乃庙金矿具有成矿远景地段。

3.8.3.2　石英标型特征信息

白乃庙金矿床主要是由石英脉型金矿体组成。石英的各种标型特征与金矿化有着紧密的联系。由此，研究石英的各项标型对金矿评价有着重要意义。

1. 产状

石英产于石英脉、蚀变岩和斜长花岗岩中，与金矿化有关的是具有前两种产状的石英，尤其是产于石英脉中的石英与金矿化关系更紧密。产于斜长花岗岩中的石英与金矿化只具成因意义。

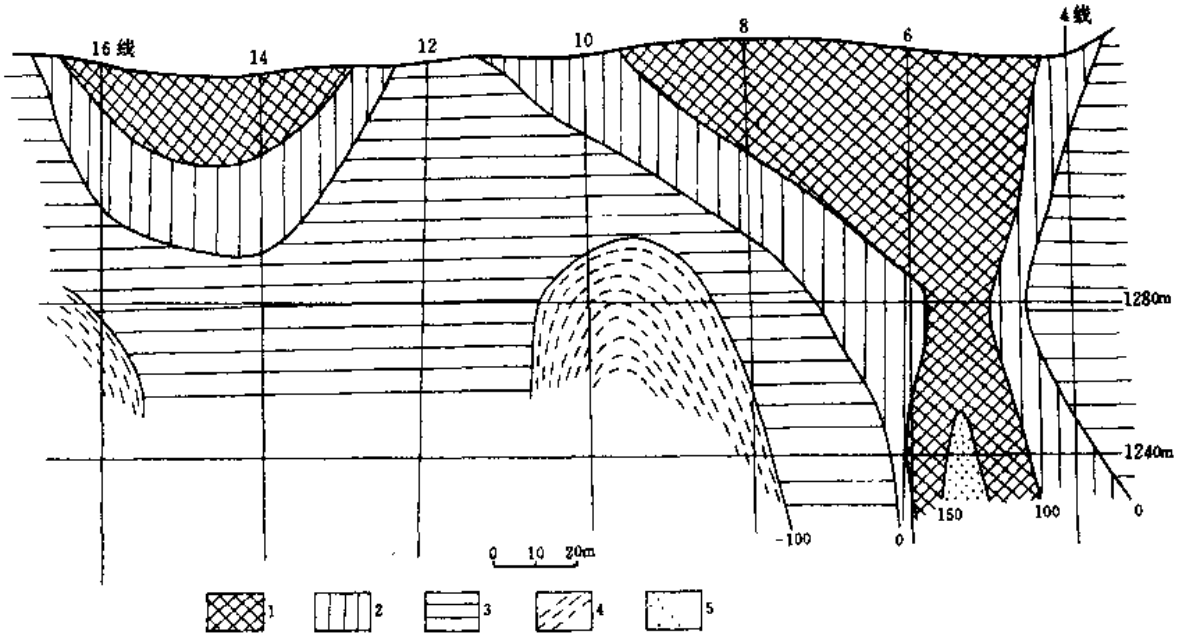



图 3.8.21　26 号脉 1 号矿化带的热电系数分布

1. 富矿地段($\alpha>100\mu V/℃$)；2. 贫矿地段($0<\alpha<100\mu V/℃$)；3. 矿化地段($0>\alpha>-100\mu V/℃$)；4. 无矿地段($\alpha<-100\mu V/℃$)；5. 预测区

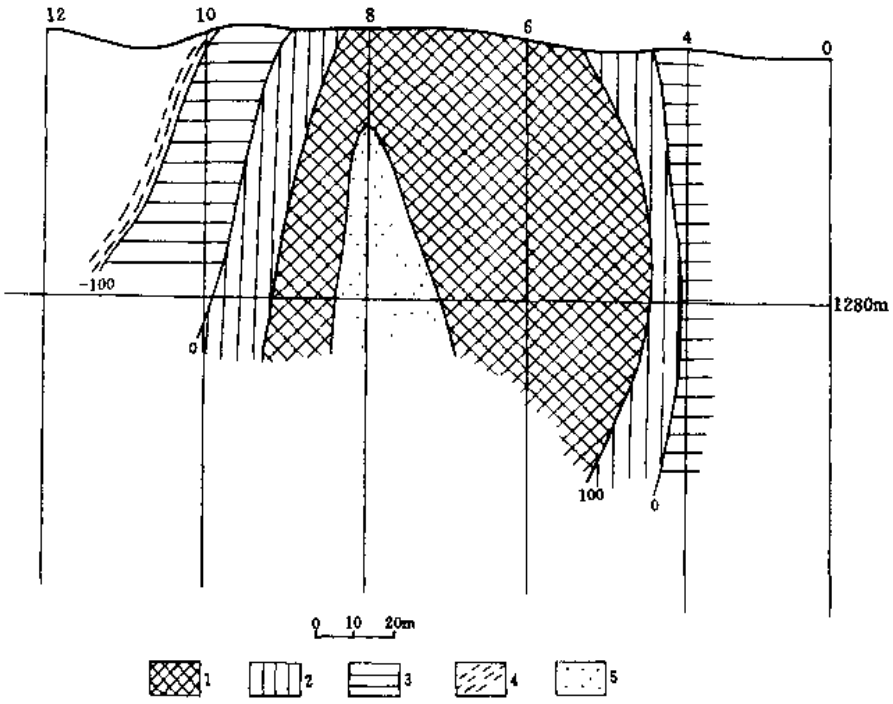



图 3.8.22　26 号脉 2 号矿化带的热电系数分布

1. 富矿地段($\alpha>100\mu V/℃$)；2. 贫矿地段($0<\alpha<100\mu V/℃$)；3. 矿化地段($0>\alpha>-100\mu V/℃$)；4. 无矿地段($\alpha<-100\mu V/℃$)；5. 预测区

2.形态、颜色、粒度与金矿化

白乃庙金矿的石英既有粗粒、又有细粒、隐晶质以及非晶质;有不规则粒状,也有较规则的晶形。颜色比较复杂,有乳白色、灰白色、灰黑色、棕褐色以及微带浅绿色色调者。据上述特征将石英分成四种类型(表3.8.13)。

表3.8.13表明,第Ⅱ成矿阶段细粒石英和第Ⅲ成矿阶段梳状石英与金矿化紧密相关,进一步研究发现,当两者含黄铁矿时,含矿性最佳。

**表3.8.13 四类石英特征对比**

| 种类 | | 粗粒石英 | 细粒石英 | 玉髓、蛋白石 | 梳状石英 |
|---|---|---|---|---|---|
| 颜色 | | 乳白色,白色,部分呈肉红色,强油脂光泽,断口平直光滑 | 灰白色、灰褐色、黄褐色或棕褐色 | 淡青色或灰黑色 | 无色秀明及乳白色 |
| 镜下特征 | 粒度(mm) | 1.0~2.5 | 0.07~0.15 | <0.02<br>非晶质 | 0.1~10 |
| | 形态 | 不规则粒状 | 不规则粒状 | | 柱状、板条状、竹叶状 |
| | 其他 | 不等粒状,镶嵌结构,多具缝合线边界,部分具压碎现象及波状消光明显 | 等粒状结构,无波状消光 | 隐晶质结构,非晶质结构 | 不等粒结构,梳状构造 |
| 成矿阶段 | | Ⅰ | Ⅱ | Ⅲ | Ⅲ |
| 矿化强度 | | 无矿比 | 主要矿化 | 微弱矿化 | 次要矿化 |
| 产状 | | 产于石英脉中,可独立构造石英脉及呈团块状产于斜长花岗岩中 | 产于石英脉中,不单独构成石英脉 | 产于石英脉中,可在石英脉的局部地段独立出现 | 产于石英脉及蚀变围岩中,可独立构成石英脉,尤其在蚀变岩内 |

3.成分特征与金矿化

石英中的成分如$SiO_2$、$Al_2O_3$以及SrO、BaO、Pb、Ti、Cu、Zn、Fe等含量与金矿化有一定关系。

表3.8.14显示,早期阶段粗粒石英不含矿,$SiO_2$含量高(>99%),$Al_2O_3$含量低,Sr、Ba、Cu、Pb、Ti、Fe、Zn等微量元素含量也较低。中期阶段细粒石英及晚期阶段梳状石英含矿,$SiO_2$含量低,而$Al_2O_3$含量高,Sr、Ba、Cu、Pb等微量元素含量也高。玉髓虽不含矿,但$SiO_2$含量最低,$Al_2O_3$及Sr、Ba、Cu、Pb等元素含量较高。由此来看,杂质元素含量的高低不能直接判定石英的含矿性,只能区别不含矿的早期阶段石英与中晚期阶段石英。玉髓呈浅绿色、淡青色也与其含杂质元素有关。

薛君治等(1990)据42个石英样品的电子探针分析结果,发现石英中杂质元素总量与寄主岩石金的品位之间相关性很差,相关系数为-0.30302,这与我们的上述认识基本一致。

表 3.8.14　各阶段石英成分电子探针分析结果(%)

| 样品号 | 样品名称 | $SO_2$ | $Al_2O_3$ | BaO | SrO | Pb | Ti | Fe | Cu | Zn |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| M11 | Ⅰ阶段石英 | 99.06 | 0.067 | 0.001 | 0.0004 | 0.13 | 0.05 | 0.08 | 0.10 | 0.11 |
| M12 | Ⅱ阶段石英 | 99.01 | 0.432 | 0.000 | 0.203 | 0.13 | 0.06 | 0.08 | 0.12 | 0.12 |
| M16 | Ⅱ阶段石英 | 98.89 | 0.939 | 0.001 | 0.102 | 0.16 | 0.04 | 0.09 | 0.13 | 0.13 |
| K2 | Ⅲ－2阶段石英 | 99.57 | 0.682 | 0.001 | 0.102 | 0.15 | 0.06 | 0.07 | 0.12 | 0.11 |
| 4169 | Ⅲ－2阶段石英 | 97.92 | 0.424 | 0.109 | 0.0008 | 0.13 | 0.06 | 0.06 | 0.12 | 0.12 |
| M6 | Ⅲ－2阶段石英 | 100.85 | 0.616 | 0.109 | 0.002 | 0.13 | 0.06 | 0.07 | 0.12 | 0.12 |
| M42 | Ⅲ－1阶段石英 | 97.57 | 0.831 | 0.000 | 0.102 | 0.20 | 0.06 | 0.07 | 0.12 | 0.13 |

4. 热发光特征与金矿化

对白乃庙金矿各种产状石英进行了热发光实验，测试条件是：样重 30 mg，升温速率 5℃/S，温度区间 160℃～400℃。测试结果列表 3.8.15。

表 3.8.15　石英的热发光基本参数

| 样号＼参数 / 矿阶段 | 热发光峰类型 | 峰位(℃) | 峰强度(INT%) | 半高宽(cm) | 隐伏峰位(℃) | 隐伏峰强(INT%) | 含金性 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| M1 | Ⅰ | 单向曲线 | | | | | 不含 |
| M11 | Ⅰ | 单向曲线 | | | | | 不含 |
| M41 | Ⅰ | 单向曲线 | | | | | 不含 |
| M12 | Ⅱ | 双峰 | 280<br>220 | 38<br>27 | 4.5 | 310<br>330 | 31<br>25 | 含金 |
| M34 | Ⅱ | 单峰 | 275 | 40 | 3.6 | 205<br>240<br>260<br>385 | 18<br>35<br>41<br>20 | 含金 |
| M43 | Ⅱ | 单峰 | 270 | 47 | 3.2 | 215<br>230<br>285<br>300<br>310 | 26<br>34<br>45<br>36<br>25 | 含金 |
| M48 | Ⅲ－2 | 双峰 | 295<br>165 | 51<br>15 | 3.7 | 353 | 28 | 含金 |
| M9 | Ⅲ－2 | 单峰 | 285 | 55 | 3.2 | 278<br>370 | 55<br>23 | 含金 |
| M10 | Ⅲ－2 | 双峰 | 263<br>278 | 50<br>48 | 3.5 | 350 | 29 | 含金 |
| M6 | Ⅲ－2 | 单峰 | 285 | 26 | | | | 含金 |
| M2 | Ⅲ－2 | 单峰 | 290 | 42 | 3.8 | | | 不含 |
| M27 | Ⅲ－1 | 单峰 | 280 | 49 | 2.7 | 220<br>335 | 17<br>25 | 不含 |

续表

| 样号 \ 成矿阶段 \ 参数 | 热发光峰类型 | 峰位（℃） | 峰强度（INT%） | 半高宽（cm） | 隐伏峰位（℃） | 隐伏峰强（INT%） | 含金性 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| M42 | Ⅲ-1 | 单峰 | 278 | 70 | 220 | 215 | 20 |
| | | | | | | 28 | 不含 |
| | | | | | | 335 | 45 |
| | | | | | | 385 | 53 |
| M31 | Ⅲ-1 | 单峰 | 280 | 37 | 230 | 17 | 不含 |
| | | | | | | 330 | 26 |

(1) 不同成矿阶段石英热发光曲线

图 3.8.23～图 3.8.27 显示，不同成矿阶段石英热发光曲线明显不同。

1) 早期阶段石英的热发光曲线

图 3.8.23～图 3.8.27 显示，早期阶段粗粒石英的热发光曲线非常特殊，与中期、晚期阶段明显不同，呈单向曲线，无明显的发光峰，而且发光强度很弱，小于 20INT(%)。

M41 是来自斜长花岗岩中的团块状粗粒石英，其曲线特征与石英脉中的早期阶段石英曲线特征极为相似，说明二者成因完全一致，白乃庙金矿成矿作用与斜长花岗岩有关。

2) 中期阶段细粒石英的热发光曲线

该阶段石英表现为含多个隐伏峰的单峰型曲线(M34、M43)，有时出现含多个隐伏峰的双峰型曲线(M12)。低温 200℃～230℃、高温＞340℃表现为隐伏峰，中温 260℃～280℃为主峰位，峰强中等，一般不超过 50INT(%)，半高宽 3.2～4.5 cm。

3) 晚期阶段梳状石英的热发光曲线

梳状石英热发光曲线有两种，一种是含多个隐伏峰的单峰或双峰型曲线(M48、M9、M10)；另一种是不含隐伏峰的单峰型曲线(M2、M6)。前者为含矿的梳状石英，后者为不含矿的梳状石英。

对于含矿的梳状石英来说，曲线特征与中期阶段细粒石英热发光曲线很相似，但隐伏峰数目较中期阶段石英偏少。

4) 晚期阶段玉髓的热发光曲线

玉髓的热发光曲线与中期阶段石英和晚期阶段含矿的梳状石英曲线相似，为含多个隐伏峰的单峰型或双峰型曲线，只是发光强度较后两者更强一些。

(2) 不同类型的石英热发光曲线与石英含金性

总结上述不同阶段石英发光曲线特征得出，白乃庙金矿石英的热发光曲线主要有两种类型，一种是无明显发光峰的单向曲线，发光强度弱；另一种为含多个隐伏峰的单峰型或双峰型曲线。前者代表明显不含金的早期阶段石英，而后者可能含金也可能不含金。

研究表明，石英的热发光曲线特征与石英中的杂质元素的种类、含量有关。杂质元素愈多，含量愈高，则曲线发光峰愈多，峰强愈大。由于石英中的杂质元素总量与寄主岩金品位的相关性较差，曲线特征与含金性的关系也就不十分密切。我们认为，不能简单地根据石英的热发光曲线类型来评价石英的含金性，但若排除晚期阶段玉髓(肉眼可明显区别细粒石英、梳状

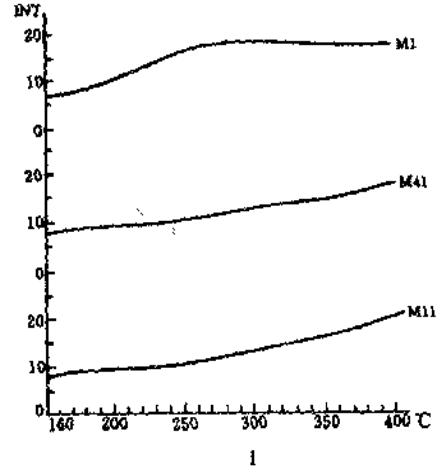



图 3.8.23　早期阶段石英(Ⅰ)的热发光曲线

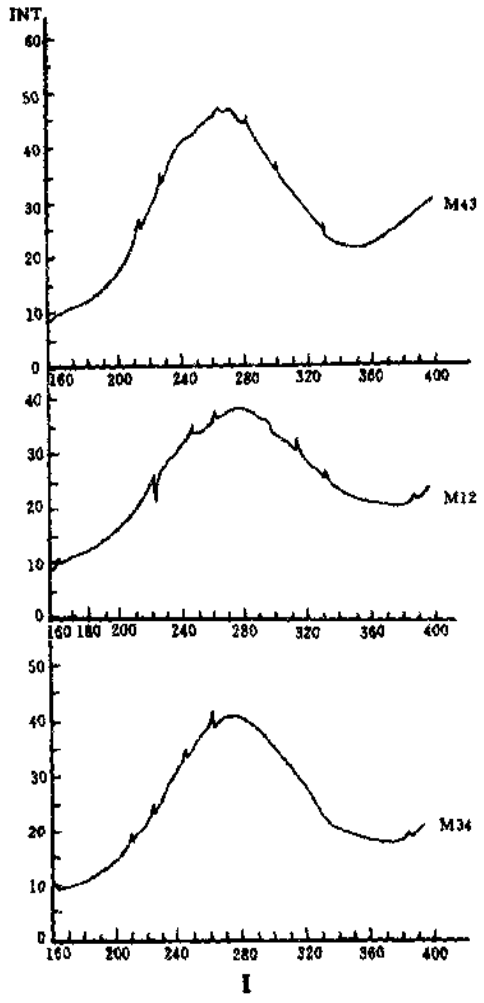



图 3.8.24　中期阶段石英(Ⅱ)的热发光曲线

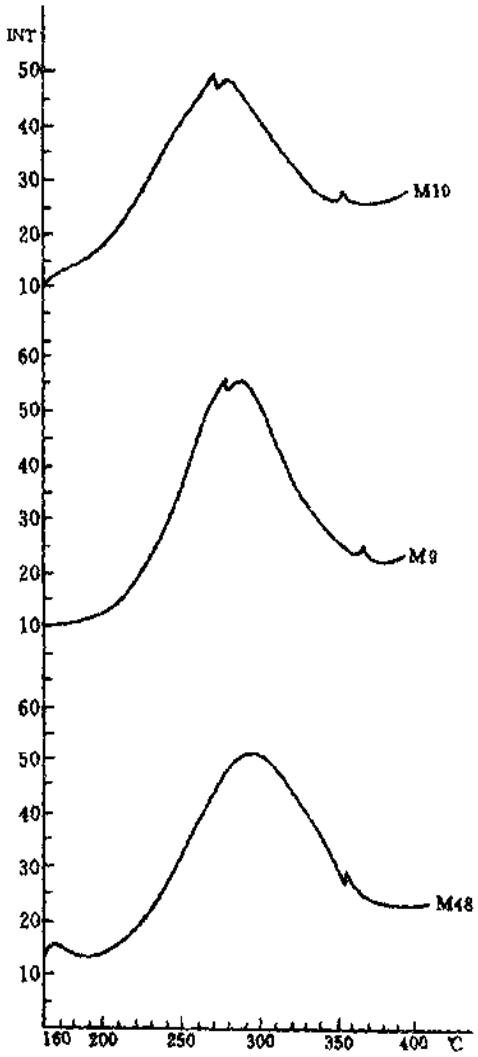



图 3.8.25　晚期阶段(含矿)梳状石英(Ⅲ)的热发光曲线

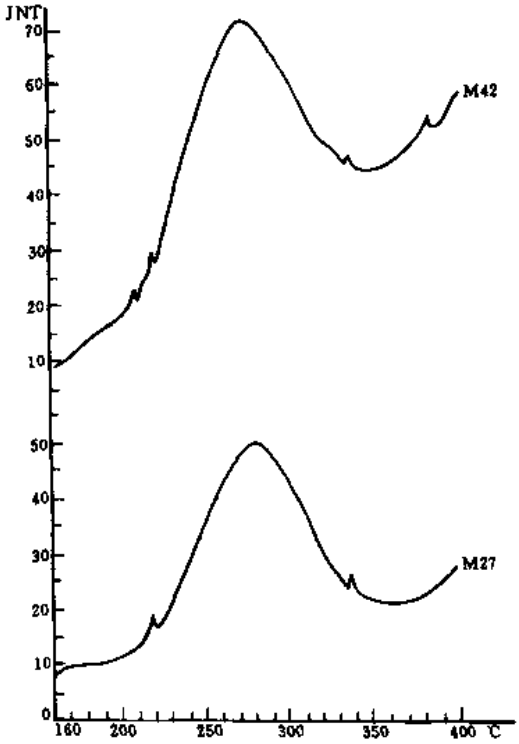



图 3.8.26 晚期阶段(不含矿)梳状石英(Ⅲ-2)的热发光曲线

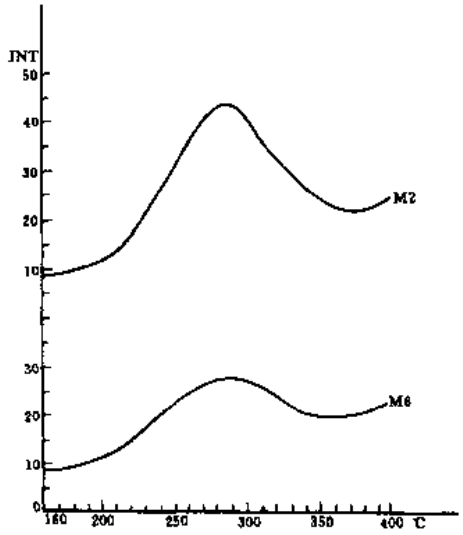



图 3.8.27 晚期阶段玉髓(Ⅲ-1)的热发光曲线

石英和玉髓)的干扰,则可以得出这样的结论:呈现多个隐伏峰的单峰型或双峰曲线的石英含矿性较佳。

由此看来,石英用于含金性评价的最直接信息是石英的颜色、粒度,而石英的成分特征及热发光曲线特征只能供参考。

3.8.3.3 金矿物标型特征信息

白乃庙金矿金矿物以银金矿为主,其次为自然金,两者赋存于石英脉及蚀变岩中。大部分金矿物呈包体金、裂隙金等形式分布于石英和黄铁矿(褐铁矿)中,部分赋存于黄铁矿、石英晶体颗粒间隙中。此外,可能有离子金的存在。

1. 金矿物形态特征

本区金矿物的形态复杂,有树枝状、片状、粒状、薄膜状及不规则状等。

据张振儒等(1988)研究,金矿物的形态与其形成深度和时代有一定关系。现从这两个方面分析白乃庙金矿物形态特征的意义。

(1) 金矿物形态与形成深度

从深成到浅成,金的形态由简单到复杂。深成时,金以八面体或者八面体{100}与立方体{100}的聚形晶为主,其他晶形很少见;中深成时,呈{111}、{100}及菱形十二面体{110}的聚形晶;浅成时,形态最复杂,除{110}及{111}外,还有四角三八面体{311}及四六面体{210}等形态,且片状、树枝状金矿物较多。结合白乃庙金矿物晶形特征,它的聚形晶较发育,且{111}、{100}及{110}三者的聚形晶最常见,表现了中等深度形成物的结晶特点,预示着白乃庙金矿床

形成时处于中等深度，这与黄铁矿的矿物学、勘查地球化学等的结论相一致。

(2) 金矿物形态与金的形成时代

金的形成时代对其形态有一定影响，形成时代新的金矿物其晶形复杂且成色低；而形成时代老的金矿物其晶形简单，成色偏高(表 3.8.16)。这可能是由于金的八面体{111}晶面网密度最大，表面能最小，故最稳定，而其他晶形面网密度小，表面能大，稳定性差。因此，形成时代较老的金矿物在漫长的地质作用过程中，会放出多余能量，有从复杂的多个单形晶的聚形晶向八面体单形晶过渡的趋势。结合白乃庙金矿物形态及成色特征提出，白乃庙金矿的形成时代为中生代，这与矿床学得出的燕山期结论趋于一致。

表 3.8.16 金矿物形态与形成时代*

| 形成时代($\times 10^6$a) | 金成色 | 晶形特征 |
|---|---|---|
| 2000～1700 | 900 | {111} |
| 330～245 | 800 | {110} |
| 15～10 | 700 | 以{100}及{111}的聚形为主 |

* 据张振儒等，1988

2. 金矿物化学成分特征

含金石英脉地表样品的电子探针分析(表 3.4.2)表明，白乃庙金矿金矿物成色偏低，一般介于 600～750 之间，以银金矿为主，有少量自然金。

据有关资料报道，内生成因自然金的成色与形成深度具有以下关系：成色大于 850 的金矿物一般为深部产物；成色为 750～850 者属中等深度部位的产物；成色为 660～750 的金矿物是浅部产物。白乃庙金矿物与上述情况对比，则为浅部产物，部分为深部产物。由于所采金矿物均为地表样品，所以目前开采中段(1280m 中段到 1240m 中段)应为矿床中等深度，预示矿体还可向下延伸。

### 3.8.4 勘查地球化学信息

国内外学者认为，勘查地球化学对找金而言是快速、简便、经济及准确的找矿方法。鉴于白乃庙金矿地表出露较好，因而可在地表直接进行岩石地球化学测量。在白乃庙金矿区，对 36 条石英脉进行矿床学研究的基础上，选出 20 条脉进行了岩石地球化学测量，其中 26 号脉还进行了 1280m 中段和 1240m 中段的坑内岩石地球化学测量。

岩石地球化学测量工作中，一般沿勘探线布置测线，考虑到 Au、Ag 等成矿元素在岩石中分布极不均匀的特点，采样点的间距在围岩中一般为 2～5m，在矿体部位、蚀变带或破碎带中加密取样(1～2m 或更密)。为了使所采样品有代表性，在采样点 1～2m 范围内面积性取样，每一样品由 10 块左右的碎块组成，重量为 400～500g。

从不同剖面中选择矿体不同部位的几条剖面，确定不同部位的元素组合、特征元素及分带序列后，建立白乃庙金矿勘查地球化学异常模式。建立模式后，先用四条已知深部矿体的剖面作对照，判定该模式的有效性及准确性，结果十分理想。为此，利用该异常模式，并综合运用矿床学、构造学、找矿矿物学和勘查地球化学等研究成果，对白乃庙金矿资源进行预测。

3.8.4.1 指示元素的选择

本次研究工作共选取 1200 件样品。为了达到深部预测的目的，在指示元素的选择过程中尽量包括国内外金矿垂直分带序列中共识的远程指示元素、矿体前缘元素、矿体上、中、下的特征元素及主要成矿元素和伴生元素(李惠，1991，1993)，从而选定 Au、Ag、As、Sb、Bi、Hg、Cu、Pb、Co、Ni、Mo 及 F 等 12 种元素进行分析测试。上述元素的测试方法及灵敏度如表 3.8.17 所示。

**表 3.8.17 指示元素的测试方法及灵敏度**

| 指示元素 | 测试方法 | 灵 敏 度 |
|---|---|---|
| Au | 原子吸收 | $0.1\times10^{-9}$ |
| Ag | 发射光谱 | $3\times10^{-9}$ |
| As | 原子荧光法 | $1\times10^{-6}$ |
| Sb | 原子荧光法 | $0.2\times10^{-6}$ |
| Bi | 原子荧光法 | $0.1\times10^{-6}$ |
| Hg | 原子荧光法 | $0.05\times10^{-6}$ |
| Cu、Pb | 原子吸收 | $1\times10^{-6}$ |
| Co、Ni | 发射光谱 | $1\times10^{-6}$ |
| Mo | 发射光谱 | $0.05\times10^{-6}$ |
| F | 离子选择性电极 | $100\times10^{-6}$ |

3.8.4.2 矿区微量元素的背景值及其异常下限

为了评价白乃庙金矿岩石地球化学测量中发现的异常，首先要确定白乃庙金矿区微量元素的背景值及其异常下限。

经检验，白乃庙矿区内岩石中微量元素含量服从正态分布，用计算机对 1200 件样品的 14400 个数据进行概率统计，并绘制出 12 种元素 1200 个样品的概率统计直方图(图 3.8.28～图 3.8.39)。

经白乃庙金矿 1200 件样品分析后确定的该矿区 12 种微量元素的背景值及其异常下限如表 3.8.18 所示。由于所采集的样品均在矿区范围内，故这次统计的数据只能算是矿区的背景值及其异常下限，不能作为地区性或区域性数据。

**表 3.8.18 白乃庙矿区 12 种元素的背景值及其异常下限**

| 元素 | Au* | Ag | As | Sb | Bi | Hg | Cu | Pb | Co | Ni | Mo | F |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 背景值 | 16.3 | 0.301 | 14.2 | 1.32 | 0.22 | 0.034 | 20.20 | 11.10 | 7.33 | 12.01 | 3.00 | 543 |
| 异常下限 | 20.9 | 0.790 | 67.63 | 4.57 | 0.375 | 0.071 | 43.31 | 19.82 | 14.0 | 24.83 | 6.24 | 750 |
| 地壳含量(据泰勒) | 4 | 0.07 | 1.8 | 0.2 | 0.17 | 0.08 | 55 | 12.5 | 25 | 75 | 2 | 620 |

* Au 的单位为 $\times10^{-9}$，其余元素均为 $\times10^{-6}$

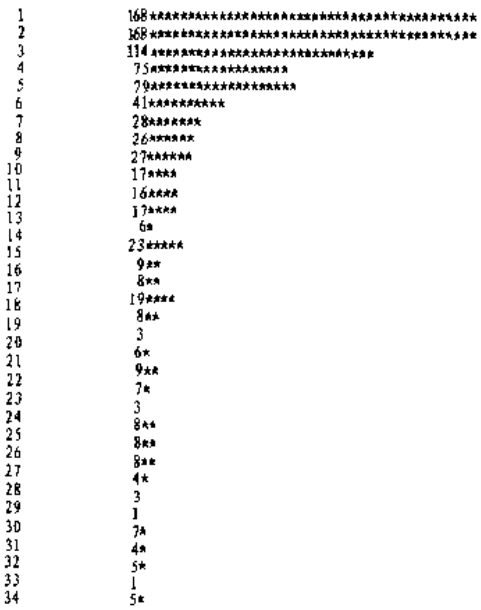


图 3.8.28　Au 的概率统计直方图

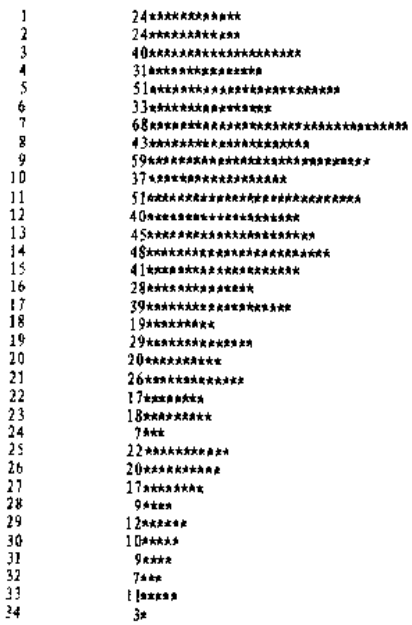


图 3.8.29　Ag 的概率统计直方图

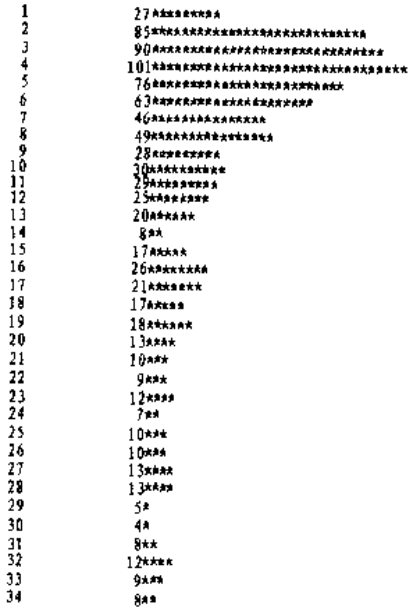


图 3.8.30　As 的概率统计直方图

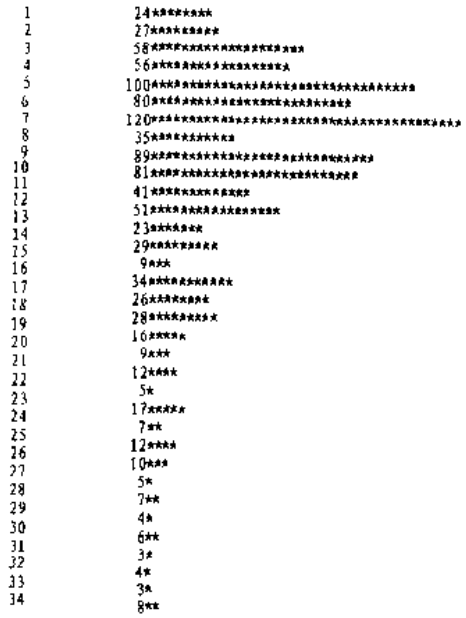


图 3.8.31　Sb 的概率统计直方图

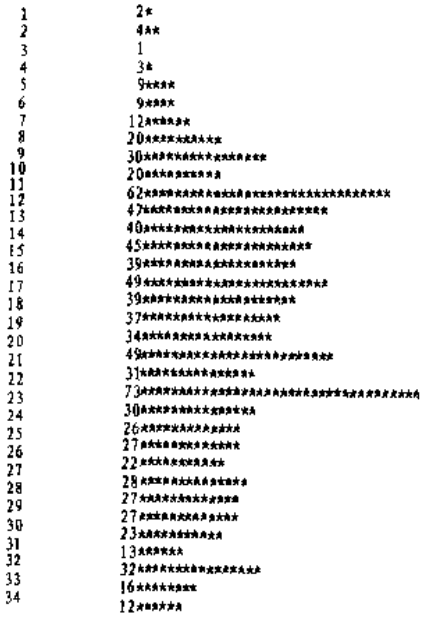


图 3.8.32　Bi 的概率统计直方图

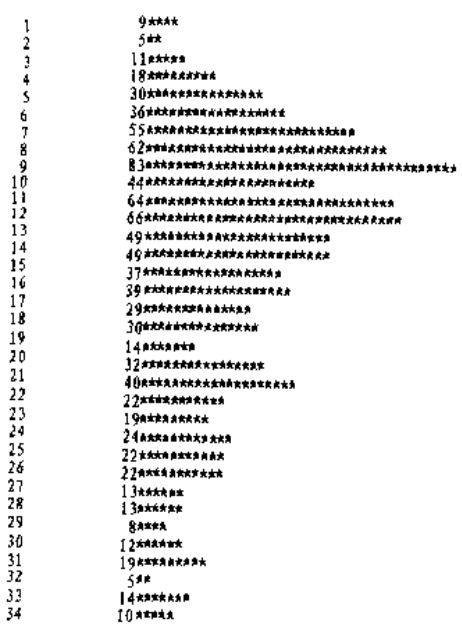


图 3.8.33　Hg 的概率统计直方图

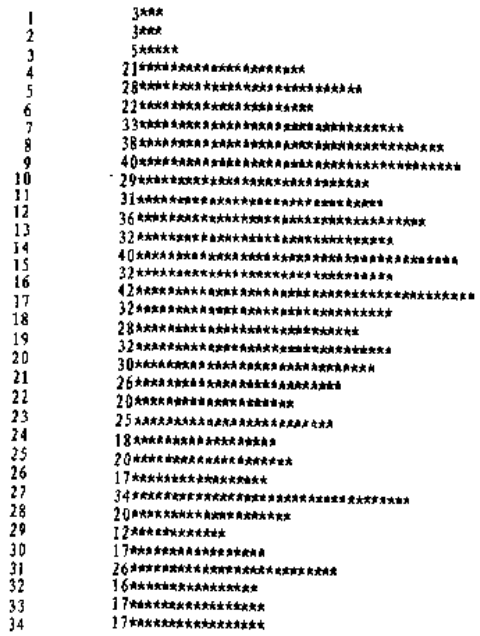


图 3.8.34　Cu 的概率统计直方图

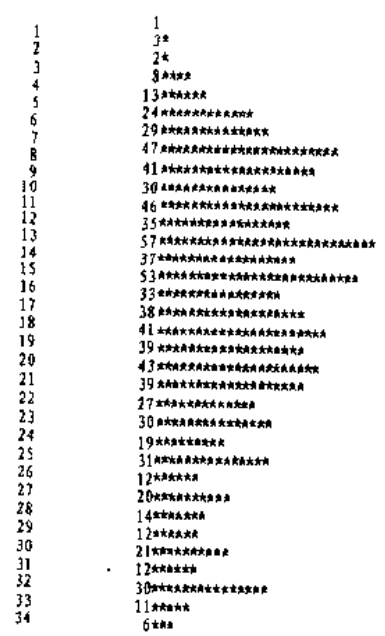


图 3.8.35　Sb 的概率统计直方图

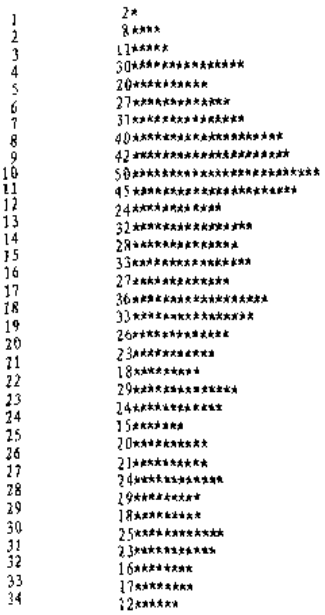


图 3.8.36　Co 的概率统计直方图

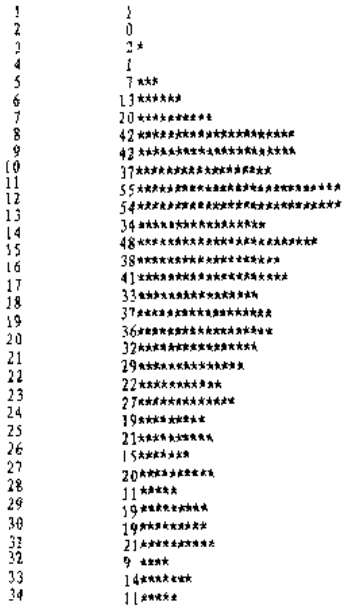


图 3.8.37　Ni 的概率统计直方图

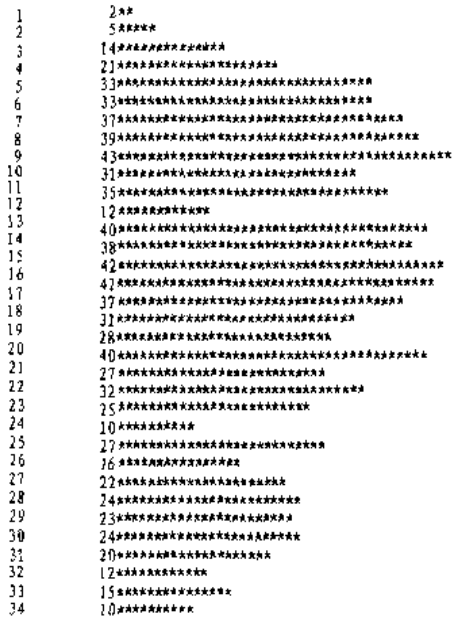


图 3.8.38　Mo 的概率统计直方图

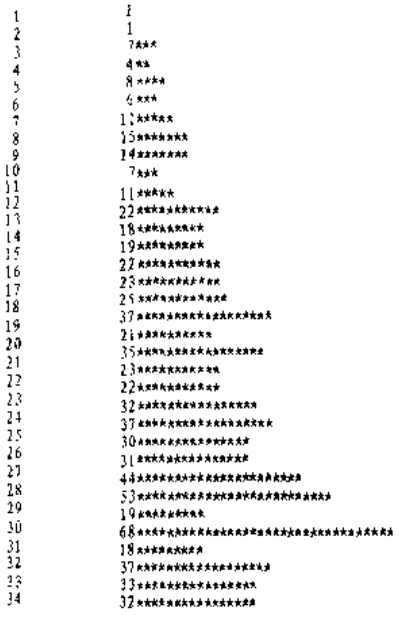


图 3.8.39　F 的概率统计直方图

由表 3.8.18 可见，白乃庙矿区 Au、Ag、As、Sb、Mo 等成矿元素及其伴生元素的丰度值均高出克拉克值的几倍，而 F、Hg、Co、Ni 等元素及 Cu、Pb 的丰度值却比克拉克值低，说明该矿区成矿活动明显，而且有一定的剥蚀深度。

3.8.4.3 矿区微量元素的分布特征

在确定白乃庙矿区上述12种微量元素含量的基础上，可了解它们在不同岩石中的分布特征。

白乃庙金矿区出露的岩石类型有绿泥片岩、长英片岩、石英闪长岩及斜长花岗岩。对绿泥片岩、长英片岩、石英闪长岩等样品较多的岩石类型用概率统计法确定不同岩石中的背景值及其异常下限，斜长花岗岩仅有20件样品，因此，用算术平均法求出平均值作为背景值，再求出均方差，以 $Ca=Co+2\delta$ 求出其异常下限。不同岩石类型中参加元素含量统计的样品都是肉眼观察未见矿化和蚀变的，但统计结果说明，样品未能远离矿体和含矿系统，因此，元素含量要比正常值偏高。以下仅列出绿泥片岩118件样品概率统计各元素的直方图（图3.8.40～图3.8.51）。

经概率统计确定的白乃庙矿区不同岩石中12种元素的背景值及其异常下限见表3.8.19。

**表3.8.19 白乃庙金矿区不同类型岩石中微量元素的背景值及其异常下限**

| 岩石类型 \ 微量元素 | | Au* | Ag | As | Sb | Bi | Hg | Cu | Pb | Co | Ni | Mo | F |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 绿泥片岩 (118)** | 背景值 | 7.8 | 0.266 | 9.3 | 1.05 | 0.237 | 0.034 | 30.5 | 10.50 | 9.88 | 14.5 | 1.89 | 520 |
| | 异常下限 | 16.9 | 0.464 | 55.3 | 4.45 | 0.361 | 0.065 | 76.6 | 18.35 | 16.20 | 34.3 | 4.88 | 730 |
| 长英片岩 (54) | 背景值 | 14.1 | 0.18 | 6.3 | 1.00 | 0.61 | 0.028 | 16.5 | 8.20 | 8.01 | 9.40 | 3.50 | 597 |
| | 异常下限 | 20.9 | 0.33 | 12.0 | 2.00 | 0.263 | 0.051 | 30.43 | 17.10 | 13.50 | 22.6 | 6.00 | 800 |
| 斜长花岗岩 (20) | 背景值 | 15.0 | 0.21 | 16.6 | 1.3 | 0.27 | 0.036 | 15.80 | 17.30 | | | 1.80 | 388.5 |
| | 异常下限 | 31.4 | 0.47 | 30.2 | 2.5 | 0.51 | 0.070 | 30.40 | 31.10 | | | 3.80 | 595.5 |
| 石英闪长岩 (43) | 背景值 | 7.3 | 0.13 | 7.66 | 0.70 | 0.20 | 0.027 | 20.2 | 12.20 | 10.5 | 14.0 | 1.8 | 600 |
| | 异常下限 | 12.3 | 0.27 | 17.01 | 1.25 | 0.33 | 0.039 | 40.0 | 19.80 | 15.0 | 26.3 | 3.0 | 800 |
| 地壳含量(据泰勒) | | 4 | 0.07 | 1.8 | 0.2 | 0.17 | 0.08 | 55 | 12.5 | 25 | 75 | 2 | 620 |

* Au的单位为 $\times 10^{-9}$，其余均为 $\times 10^{-6}$，** 括号内数值为样品的数量

由表3.8.19可知，矿区不同类型岩石中微量元素的含量是极不均匀的，与地壳丰度值相比，Au、As和Sb明显富集，其背景值比克拉克值高出2～5倍，Hg、Cu、Co和Ni的背景值低于克拉克值，而Bi、Pb、Mo和F的背景值则与克拉克值相近。各类岩石中，以斜长花岗岩中的成矿元素最富集，与石英闪长岩相比，含量高出很多，可见，燕山期斜长花岗岩浆活动为白乃庙金矿床提供了矿源。

3.8.4.4 矿区的元素组合特征及成因分数

为了确定白乃庙矿区微量元素之间亲疏关系及其在空间上的变化规律，对最具工业意义的26号脉地表、1240m中段做了R型点群分析和因子分析。

Au

tp= 146 max= 691.000 min= 1.100 m= 96.688 s= 169.104
tpl= 113

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| 1 | 1.100 | 9.157 | .52212 | .52212 |
| 2 | 9.157 | 17.215 | .18584 | .70796 |
| 3 | 17.215 | 25.272 | .06195 | .76991 |
| 4 | 25.272 | 33.329 | .06195 | .83186 |
| 5 | 33.329 | 41.387 | .07080 | .90265 |
| 6 | 41.387 | 49.444 | .01770 | .92035 |
| 7 | 49.444 | 57.502 | .01770 | .93805 |
| 8 | 57.502 | 65.559 | .02655 | .96460 |
| 9 | 65.559 | 73.616 | .00885 | .97345 |
| 10 | 73.616 | 81.674 | .01770 | .99115 |
| 11 | 81.674 | 89.731 | .00885 | 1.00000 |
| 12 | 89.731 | 97.788 | .00000 | 1.00000 |

```
 1  59**************************
 2  21**********
 3   7***
 4   7***
 5   8****
 6   2*
 7   2*
 8   3*
 9   1
10   2*
11   1
```

图 3.8.40 绿泥片岩中 Au 的概率统计直方图

Ag

tp= 146 max= 2.600 min= .030 m= .473 s= .528
tpl= 113

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| 1 | .030 | .069 | .05310 | .05310 |
| 2 | .069 | .109 | .08850 | .14159 |
| 3 | .109 | .148 | .09735 | .23894 |
| 4 | .148 | .188 | .11504 | .35398 |
| 5 | .188 | .227 | .07965 | .43363 |
| 6 | .227 | .266 | .07080 | .50442 |
| 7 | .266 | .306 | .13274 | .63717 |
| 8 | .306 | .345 | .10619 | .74336 |
| 9 | .345 | .385 | .12389 | .86726 |
| 10 | .385 | .424 | .06195 | .92920 |
| 11 | .424 | .464 | .04425 | .97345 |
| 12 | .464 | .503 | .02655 | 1.00000 |

```
 1   6******
 2  10**********
 3  11***********
 4  13*************
 5   9*********
 6   8********
 7  15***************
 8  12************
 9  14**************
10   7*******
11   5*****
12   3***
```

图 3.8.41 绿泥片岩中 Ag 的概率统计直方图

```
As
 tp=  146   max=  2326.000   min=     1.300   m=    63.293   s=   216.437
 tpl=    122
  1            1.300        6.574        .29508    .29508
  2            6.574       11.849        .31967    .61475
  3           11.849       17.123        .12295    .73770
  4           17.123       22.398        .07377    .81148
  5           22.398       27.672        .03279    .84426
  6           27.672       32.947        .01639    .86066
  7           32.947       38.221        .04918    .90984
  8           38.221       43.495        .03279    .94262
  9           43.495       48.770        .01639    .95902
 10           48.770       54.044        .00820    .96721
 11           54.044       59.319        .01639    .98361
 12           59.319       64.593        .01639   1.00000
  1      36*************************************
  2      39****************************************
  3      15***************
  4       9*********
  5       4****
  6       2**
  7       6******
  8       4****
  9       2**
 10       1*
 11       2**
 12       2**
```

图 3.8.42　绿泥片岩中 As 的概率统计直方图

```
Sb
 tp=  146   max=   632.000   min=      .090   m=     6.552   s=    52.303
 tpl=    137
  1             .090         .636        .18248    .18248
  2             .636        1.182        .41606    .59854
  3            1.182        1.728        .13869    .73723
  4            1.728        2.274        .07299    .81022
  5            2.274        2.820        .06569    .87591
  6            2.820        3.366        .04380    .91971
  7            3.366        3.912        .02920    .94891
  8            3.912        4.458        .02920    .97810
  9            4.458        5.004        .00000    .97810
 10            5.004        5.550        .00730    .98540
 11            5.550        6.096        .01460   1.00000
 12            6.096        6.642        .00000   1.00000

  1      25************
  2      57****************************
  3      19*********
  4      10*****
  5       9****
  6       6***
  7       4**
  8       4**
  9       0
 10       1
 11       2*
 12       0
```

图 3.8.43　绿泥片岩中 Sb 的概率统计直方图

```
                Bi
tp=  146   max=      8.500   min=       .020   m=       .312   s=       .709
tpl=    108
  1              .020          .051         .01852     .01852
  2              .051          .082         .03704     .05556
  3              .082          .113         .05556     .11111
  4              .113          .144         .11111     .22222
  5              .144          .175         .06481     .28704
  6              .175          .206         .12037     .40741
  7              .206          .237         .11111     .51852
  8              .237          .268         .11111     .62963
  9              .268          .299         .14815     .77778
 10              .299          .330         .13889     .91667
 11              .330          .361         .04630     .96296
 12              .361          .392         .03704    1.00000

  1       2**
  2       4****
  3       6******
  4      12************
  5       7*******
  6      13*************
  7      12************
  8      12************
  9      16****************
 10      15***************
 11       5*****
 12       4****
```

图 3.8.44　绿泥片岩中 Bi 的概率统计直方图

```
Hg

tp=  146   max=       .910   min=       .015   m=       .054   s=       .076
tpl=    117
  1              .015          .019         .05128     .05128
  2              .019          .024         .06838     .11966
  3              .024          .028         .15385     .27350
  4              .028          .033         .15385     .42735
  5              .033          .037         .12821     .55556
  6              .037          .042         .05128     .60684
  7              .042          .046         .10256     .70940
  8              .046          .051         .04274     .75214
  9              .051          .055         .07692     .82906
 10              .055          .060         .05983     .88889
 11              .060          .064         .07692     .96581
 12              .064          .069         .03419    1.00000

  1       6 ******
  2       8 ********
  3      18 ******************
  4      18 ******************
  5      15 ***************
  6       6 ******
  7      12 ************
  8       5 *****
  9       9 *********
 10       7 *******
 11       9 *********
 12       4 ****
```

图 3.8.45　绿泥片岩中 Hg 的概率统计直方图

```
Cu
 tp=  146   max=  2120.000   min=      .600   m=    80.385   s=   244.705
 tpl=    125
  1            .600         7.299        .04800      .04800
  2           7.299        13.997        .11200      .16000
  3          13.997        20.696        .14400      .30400
  4          20.696        27.395        .12000      .42400
  5          27.395        34.094        .09600      .52000
  6          34.094        40.792        .11200      .63200
  7          40.792        47.791        .05600      .68800
  8          47.491        54.190        .04800      .73600
  9          54.190        60.889        .07200      .80800
 10          60.889        67.587        .06400      .87200
 11          67.587        74.286        .06400      .93600
 12          74.286        80.985        .06400     1.00000

  1       6******
  2      14**************
  3      18******************
  4      15***************
  5      12************
  6      14**************
  7       7*******
  8       6******
  9       9*********
 10       8********
 11       8********
 12       8********
```

图 3.8.46　绿泥片岩中 Cu 的概率统计直方图

```
Pb
 tp=  1.46  max=     72.200   min=     2.200   m=    17.068   s=    11.747
 tpl=     97
  1            2.200         3.622        .02062      .02062
  2            3.622         5.045        .07216      .09278
  3            5.045         6.467        .07216      .16495
  4            6.467         7.889        .10309      .26804
  5            7.889         9.312        .16495      .43299
  6            9.312        10.734        .09278      .52577
  7           10.734        12.156        .12371      .64948
  8           12.156        13.579        .08247      .73196
  9           13.579        15.001        .10309      .83505
 10           15.001        16.423        .05155      .88660
 11           16.423        17.845        .05155      .93814
 12           17.815        19.268        .06186     1.00000

  1       2 **
  2       7 *******
  3       7 *******
  4      10 **********
  5      16 ****************
  6       9 *********
  7      12 ************
  8       8 ********
  9      10 **********
 10       5 *****
 11       5 *****
 12       6 ******
```

图 3.8.47　绿泥片岩中 Pb 的概率统计直方图

Co

tp= 146 max= 68.900 min= 1.300 m= 15.747 s= 11.005
tpl= 96

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| 1 | 1.300 | 2.612 | .02083 | .02083 |
| 2 | 2.612 | 3.924 | .05208 | .07292 |
| 3 | 3.924 | 5.237 | .09375 | .16667 |
| 4 | 5.237 | 6.549 | .15625 | .32292 |
| 5 | 6.549 | 7.861 | .09375 | .41667 |
| 6 | 7.861 | 9.173 | .04167 | .45833 |
| 7 | 9.173 | 10.486 | .08333 | .54167 |
| 8 | 10.486 | 11.798 | .06250 | .60417 |
| 9 | 11.798 | 13.110 | .10417 | .70833 |
| 10 | 13.110 | 14.422 | .09375 | .80208 |
| 11 | 14.422 | 15.734 | .09375 | .89583 |
| 12 | 15.734 | 17.047 | .10417 | 1.00000 |

```
 1      2**
 2      5*****
 3      9*********
 4     15***************
 5      9*********
 6      4****
 7      8********
 8      6******
 9     10**********
10      9*********
11      9*********
12     10**********
```

图 3.8.48 绿泥片岩中 Co 的概率统计直方图

Ni

tp= 146 max= 608.00 min= .300 m= 35.382 s= 60.596
tpl= 106

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| 1 | .300 | 3.249 | .01887 | .01887 |
| 2 | 3.249 | 6.197 | .05660 | .07547 |
| 3 | 6.197 | 9.146 | .16981 | .24528 |
| 4 | 9.146 | 12.094 | .14151 | .38679 |
| 5 | 12.094 | 15.043 | .13208 | .51887 |
| 6 | 15.043 | 17.991 | .09434 | .61321 |
| 7 | 17.991 | 20.940 | .07547 | .68868 |
| 8 | 20.940 | 23.888 | .06604 | .75472 |
| 9 | 23.888 | 26.837 | .04717 | .80189 |
| 10 | 26.837 | 29.785 | .06604 | .86792 |
| 11 | 29.785 | 32.734 | .07547 | .94340 |
| 12 | 32.734 | 35.682 | .05660 | 1.00000 |

```
 1      2**
 2      6******
 3     18******************
 4     15***************
 5     14**************
 6     10**********
 7      8********
 8      7*******
 9      5*****
10      7*******
11      8********
12      6******
```

图 3.8.49 绿泥片岩中 Ni 的概率统计直方图

```
Mo
 tp=  146   max=    75.400   min=      .520   m=     4.600   s=     8.005
 tpl=    112
  1            .520        .903        .16071    .16071
  2            .903       1.287        .11607    .27679
  3           1.287       1.670        .10714    .38393
  4           1.670       2.053        .14286    .52679
  5           2.053       2.437        .08036    .60714
  6           2.437       2.820        .08929    .69643
  7           2.820       3.203        .08929    .78571
  8           3.203       3.587        .05357    .83929
  9           3.587       3.970        .05357    .89286
 10           3.970       4.353        .03571    .92857
 11           4.353       4.737        .02679    .95536
 12           4.737       5.120        .04464   1.00000

  1      18******************
  2      13*************
  3      12************
  4      16****************
  5       9*********
  6      10**********
  7      10**********
  8       6******
  9       6******
 10       4****
 11       3***
 12       5*****
```

图 3.8.50　绿泥片岩中 Mo 的概率统计直方图

```
F
 tp=  146   max=  1325.000   min=   108.000   m=   652.932   s=   235.157
 tpl=     95
  1          108.000      162.411        01053    .01053
  2          162.411      216.822        .04211    .05263
  3          216.822      271.233        .03158    .08421
  4          271.233      325.644        .03158    .11579
  5          325.644      380.055        .07368    .18947
  6          380.055      434.466        .06316    .25263
  7          434.466      488.877        .13684    .38947
  8          488.877      543.288        .14737    .53684
  9          543.288      597.699        .04211    .57895
 10          597.699      652.110        .17895    .75789
 11          652.110      706.521        .17895    .93684
 12          706.521      760.932        06316   1.00000

  1       1*
  2       4****
  3       3***
  4       3***
  5       7*******
  6       6******
  7      13*************
  8      14**************
  9       4****
 10      17*****************
 11      17*****************
 12       6******
```

图 3.8.51　绿泥片岩中 F 的概率统计直方图

点群分析可用数学方法将变量归并为若干点群，使每一点群内的所有个体之间具有较密切的关系，而各点群之间的相互关系相对疏远。点群分析的特点是，无需事先知道分类对象的分类结构，而只需要未知其分类归属的观测资料。这一特点使点群分析在应用中不受分类对象现有研究程度的限制。点群分析最后得到一个反映个体之间亲疏关系的谱系图，比较自然和客观地描述了分类对象的各个体之间的差异和联系。

因子分析研究相关矩阵的内部依赖结构，它将多变量综合成少量"因子"，以再现原始变量之间的相关关系，并进一步探索产生这些相关关系的内在原因，因为因子分析是根据现象的内在联系将变量进行综合，因此，可以利用因子分析构成在各种地质作用下化学元素的自然共生组合，从而对地质或地球化学现象进行成因分析。

表 3.8.20 为 26 号脉地表 12 种元素的相关矩阵。与 Au 相关的元素(括号内数值为金的相关系数)有 Mo(0.440)、Pb(0.336)、Ag(0.294)；与 Ag 相关的元素只有 Pb(0.820)；与 As 相关的元素为 Sb(0.838)、Bi(0.599)、Mo(0.419)；与 Sb 相关的元素为 As(0.838)、Bi(0.815)；与 Pb 相关的元素为 Ag(0.820)；与 Mo 相关的元素为 Au(0.440)、As(0.419)。

**表 3.8.20　白乃庙矿区 28 号脉地表 12 种元素的相关矩阵**

| | Au | Ag | As | Sb | Bi | Hg | Cu | Pb | Co | Ni | Mo | F |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Au | 1.000 | | | | | | | | | | | |
| Ag | .294 | 1.000 | | | | | | | | | | |
| As | .175 | .062 | 1.000 | | | | | | | | | |
| Sb | .020 | .020 | .838 | 1.000 | | | | | | | | |
| Bi | -.009 | .055 | .599 | .815 | 1.000 | | | | | | | |
| Hg | .022 | .039 | -.033 | -.052 | -.106 | 1.000 | | | | | | |
| Cu | -.017 | .052 | .092 | -.010 | .116 | -.082 | 1.000 | | | | | |
| Pb | .336 | .820 | .044 | -.055 | .069 | .073 | .096 | 1.000 | | | | |
| Co | .068 | -.019 | .000 | -.016 | .195 | -.043 | .385 | -.040 | 1.000 | | | |
| Ni | -.042 | -.065 | -.040 | -.045 | -.116 | -.015 | .342 | -.116 | .030 | 1.000 | | |
| Mo | .440 | .107 | .419 | .116 | .061 | .006 | -.007 | .165 | .161 | -.078 | 1.00 | |
| F | -.006 | -.072 | -.103 | -.121 | -.062 | -.117 | .420 | -.129 | .321 | .168 | .046 | 1.000 |

图 3.8.52 为白乃庙矿区 26 号脉地表的 R 型点群分析谱系图，如按 0.4 的相似水平划分，可以划分出该矿体地表元素共生组合：As、Sb、Bi、Ag、Pb。

因子分析结果表明，主成分因子矩阵和最大方差因子矩阵中获得的六个因子(表 3.8.21)有：$F_1$(As、Sb、Bi)；$F_2$(－Ag、－Pb)；$F_3$(Cu、Co、F)；$F_4$(Au、Mo)；$F_5$(Cu、Ni)；$F_6$(－Hg)。

R 型点群分析和因子分析结果都表明，26 号脉地表对该矿体而言，处于矿体中上部或中部的位置。

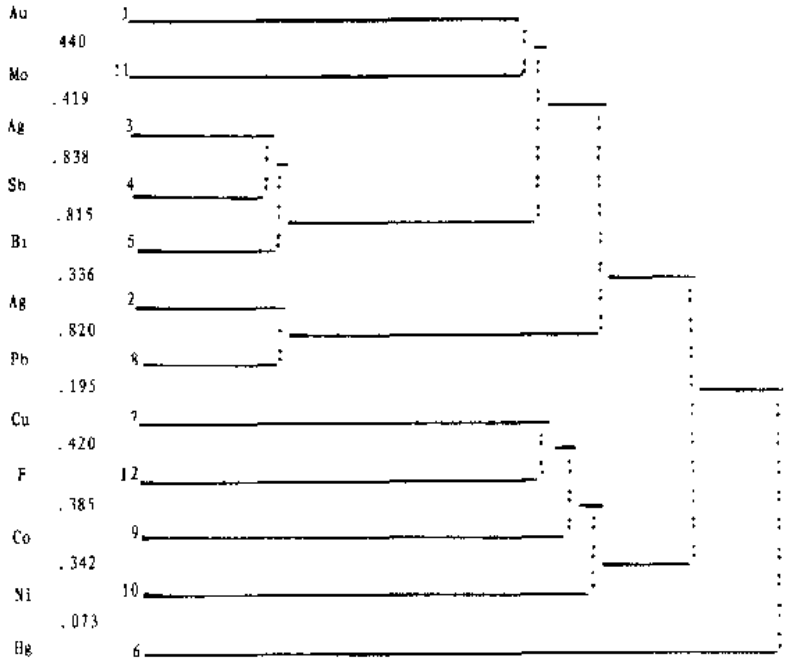



图 3.8.52　白乃庙矿区 26 号脉地表的 R 型点群分析谱系图

**表 3.8.21　白乃庙矿区 26 号脉地表的最大方差因子矩阵**

| 因子 / 元素 | $F_1$ | $F_2$ | $F_3$ | $F_4$ | $F_5$ | $F_6$ |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Au | −.022058 | −.293086 | −.006978 | .773867 | .008470 | .011607 |
| Ag | .027642 | −.933414 | −.024163 | .097938 | −.011178 | −.001201 |
| As | .864989 | .011897 | −.061850 | .342415 | .084203 | −.005508 |
| Sb | .966062 | .040429 | −.091310 | .020080 | .011571 | .017500 |
| Bi | .889405 | −.085245 | .148563 | −.109793 | −.143201 | .055051 |
| Hg | −.054522 | −.033568 | −.068054 | .011391 | .006927 | −.986093 |
| Cu | .104299 | −.162205 | .698430 | −.088713 | .461522 | .031005 |
| Pb | .003092 | −.940037 | −.026520 | .148648 | −.046828 | −.041934 |
| Co | .070425 | .032731 | .833722 | .091486 | −.199279 | −.077678 |
| Ni | −.051621 | .074476 | .090027 | −.032744 | .925788 | −.010994 |
| Mo | .153780 | .005817 | .092766 | .872612 | −.064450 | −.023634 |
| F | −.143751 | .118806 | .703316 | .052298 | .177233 | .157723 |
| 主成分 | As, Sb, Bi | −Ag, −Pb | Cu, Co, F | Au, Mo | Cu, Ni | −Hg |

表 3.8.22 为 26 号脉 1240m 中段 12 种微量元素的相关矩阵。由表 3.8.22 可见，与 Au 相关的元素有 Ag(0.385)和 Mo(0.248)；与 Ag 相关的元素有 Mo(0.615)、Pb(0.596)、As

(0.545)、Bi(0.452)和 Sb(0.425)；与 As 相关的元素有 Mo(0.832)、Sb(0.683)、Bi(0.667)和 Ag(0.545)；与 Sb 相关的元素有 Bi(0.900)和 Mo(0.646)；与 Bi 相关的元素有 Mo(0.703)；与 Hg 相关的元素有 Cu(0.440)和 Mo(0.362)；与 Cu 相关的元素有 Co(0.359)和 Ni(0.209)；与 Pb 相关的元素有 Ag(0.596)；与 Co 相关的元素有 Ni(0.536)；与 Ni 相关的元素有 Co(0.536)；与 Mo 相关的元素有 As(0.832)、Bi(0.703)、Sb(0.646)和 Ag(0.615)。图 3.8.53 为 26 号脉 1240m 中段的 R 型点群分析谱系图，若按 0.4 相似水平划分，则 Sb, Bi, As 和 Mo 划为该中段的元素共生组合。该中段的元素共生组合中矿体上部的指示元素与矿体下部的指示元素混在一起，说明该中段处于上、下矿体头尾相接的部位。

**表 3.8.22　白乃庙金矿区 26 号脉 1240m 中段 12 种微量元素的相关矩阵**

| | Au | Ag | As | Sb | Bi | Hg | Cu | Pb | Co | Ni | Mo | F |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Au | 1.000 | | | | | | | | | | | |
| Ag | 0.385 | 1.000 | | | | | | | | | | |
| As | 0.164 | 0.545 | 1.000 | | | | | | | | | |
| Sb | -0.009 | 0.425 | 0.683 | 1.000 | | | | | | | | |
| Bi | -0.026 | 0.452 | 0.667 | 0.900 | 1.000 | | | | | | | |
| Hg | 0.147 | 0.200 | 0.230 | 0.158 | 0.185 | 1.000 | | | | | | |
| Cu | 0.046 | 0.098 | 0.091 | -0.022 | 0.040 | 0.440 | 1.000 | | | | | |
| Pb | 0.220 | 0.596 | 0.101 | 0.068 | 0.052 | 0.061 | 0.028 | 1.000 | | | | |
| Co | -0.034 | 0.102 | 0.299 | 0.033 | 0.131 | 0.109 | 0.359 | -0.079 | 1.000 | | | |
| Ni | 0.129 | 0.188 | 0.267 | 0.085 | 0.149 | 0.069 | 0.209 | 0.047 | 0.536 | 1.000 | | |
| Mo | 0.248 | 0.615 | 0.832 | 0.646 | 0.703 | 0.362 | 0.117 | 0.261 | 0.256 | 0.309 | 1.000 | |
| F | -0.132 | -0.226 | -0.181 | -0.140 | -0.127 | -0.122 | 0.245 | -0.100 | 0.184 | 0.044 | -0.195 | 1.000 |

表 3.8.23 列出 26 号脉 1240m 中段的最大方差因子矩阵。从表 3.8.23 可以看出，主成矿因子的主成分为 Sb, Bi, As, Mo 和 Ag，与 R 型点群分析结果基本一致，说明该中段处于上下矿体头尾相接的部位，因此出现矿体上部的指示元素与矿体下部的指示元素混在一起的共生组合。

从 26 号脉地表和 1240m 中段的 R 型点群分析和因子分析结果获得了该脉深部预测的重要信息。

#### 3.8.4.5　元素垂向分带序列的建立

元素垂向分带序列研究是勘查地球化学找矿的重要方法之一，它不仅可以评价矿体的剥蚀程度，而且还可以提供盲矿体信息。

由于受采样条件的限制，仅对 26 号脉 4 线、6 线的 1 号矿化带进行研究。

26 号脉 4 线、6 线各有三个标高可进行采样，即地表(1340m)、1280m 和 1240m。沿地表勘探线在探槽内或基岩露头采样，地下 1280m 中段和 1240m 中段则在穿脉中采样。根据测试结果计算元素的分带指标，并在此基础上编排分带序列。具体步骤如下：

表 3.8.23　白乃庙金矿区 26 号脉 1240m 中段的最大方差因子矩阵

| 因子 / 微量元素 | $F_1$ | $F_2$ | $F_3$ | $F_4$ | $F_5$ | $F_6$ |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Au | 0.028587 | 0.022259 | −0.154222 | −0.060541 | −0.047835 | −0.968787 |
| Ag | 0.486544 | 0.105854 | −0.696645 | −0.083869 | −0.111963 | −0.286264 |
| As | 0.828557 | 0.263737 | −0.087141 | −0.085580 | −0.111078 | −0.151197 |
| Sb | 0.937540 | −0.074321 | −0.028735 | 0.011229 | −0.006733 | 0.074055 |
| Bi | 0.936215 | 0.020959 | −0.033666 | 0.035535 | −0.001399 | 0.098015 |
| Hg | 0.182112 | −0.029624 | −0.005678 | −0.874270 | −0.207664 | −0.099697 |
| Cu | −0.023721 | 0.264524 | −0.069517 | −0.784805 | 0.327008 | 0.025229 |
| Pb | 0.018891 | −0.038432 | −0.963604 | −0.013501 | −0.027539 | −0.049910 |
| Co | 0.108727 | 0.846234 | 0.050629 | −0.177115 | 0.147914 | 0.087991 |
| Ni | 0.107521 | 0.864329 | −0.058037 | 0.001845 | −0.036121 | −0.113815 |
| Mo | 0.798969 | 0.237609 | −0.234672 | −0.187257 | −0.139212 | −0.202626 |
| F | −0.112269 | 0.075478 | 0.078626 | −0.019493 | 0.954171 | 0.049206 |
| 主成分 | Sb, Bi, As, Mo, Ag | Ni, Co | −Pb, −Ag | −Hg, −Cu | F | −Au |

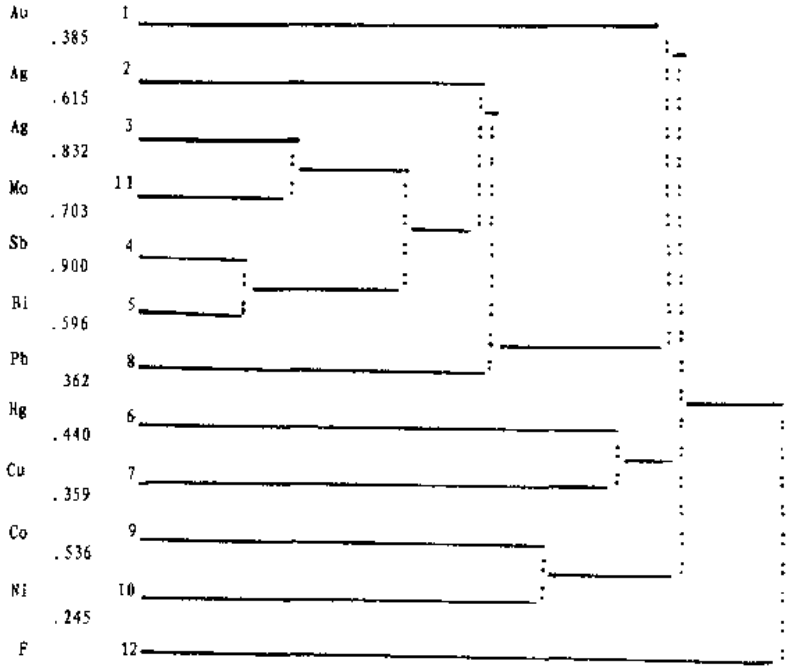



图 3.8.53　白乃庙矿区 26 号脉 1240m 中段的 R 型点群分析谱系图

1. 确立成晕元素的地球化学背景值 $C_0$

2. 将成晕元素的异常含量换成衬度

$$C_i' = \overline{C}_i / C_0$$

式中　$C_i'$——元素的衬度值

$\overline{C_i}$——元素的异常平均含量

$C_0$——元素的背景值

3. 计算不同深度水平成晕元素标准化线金属量

$$M_i = \Delta X \cdot C_i'$$

式中 $M_i$——元素的标准化线金属量

$\Delta X$——元素的异常宽度

4. 计算各元素在不同深度的分带指标值

$$Id_i = \frac{M_i}{\sum_{i=1}^{n} M_i}$$

$$(i = 1, 2, 3, \cdots\cdots, n)$$

式中 $Id_i$——分带指标值

5. 初步编排成晕元素的分带序列

6. 对同位元素计算分带指标变化率

$$G = \sum_{j=1}^{m} \frac{M_{max}}{M_j}$$

$$(j = 1, 2, 3, \cdots, n)$$

式中 $G$——分带指标变化率

$M_{max}$——某元素最大分带指标值

$M_j$——该元素在 j 深度水平上的分带指标值

7. 最后确立元素垂向分带序列

按上述方法步骤求出 26 号脉 4 线、6 线的各元素异常基本参数和分带指标值(表 3.8.24～表 3.8.27),最后得出 26 号脉 4 线、6 线的元素垂向分带序列。

**表 3.8.24 26 号脉 4 线的元素异常基本数据**

| 标高(m) | 元素 / 参数 | Au* | Ag | As | Sb | Mo | Bi | Cu | Pb | Hg | F |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1340(地表) | 异常平均含量 | 505 | 2.28 | 58.1 | 1.4 | 3.8 | 1.3 | 95.2 | 52.3 | 0.091 | 1353.3 |
| | 衬度 | 74.2 | 8.4 | 5.4 | 1.3 | 2.7 | 4.2 | 2.65 | 3.3 | 2.11 | 2.35 |
| | 异常宽度(m) | 27 | 8 | 0.015 | 4 | 6 | 4 | 9 | 4 | 11 | 6 |
| | 线金属量(m%) | 2005 | 67.2 | 32.4 | 5.2 | 16.3 | 16.8 | 23.9 | 13.2 | 23.3 | 14.1 |
| 1280 | 异常平均含量 | 508.9 | 1.3 | 183.3 | 7.6 | 11.23 | 1.3 | 82.7 | 31.5 | 0.103 | 892 |
| | 衬度 | 73.5 | 4.9 | 16.9 | 6.9 | 8.0 | 4.1 | 2.3 | 2.0 | 2.4 | 1.55 |
| | 异常宽度(m) | 33.1 | 25 | 32 | 27 | 41 | 28 | 27 | 21 | 22 | 33 |
| | 线金属量(m%) | 2444.5 | 122.5 | 540.8 | 186.3 | 328 | 114.8 | 62.1 | 42.0 | 52.6 | 51.2 |
| 1240 | 异常平均含量 | 796.8 | 1.46 | 151.4 | 15.3 | 9.6 | 0.71 | 55.6 | 34 | 0.28 | 1097 |
| | 衬度 | 115.9 | 5.4 | 14 | 13.9 | 6.9 | 2.3 | 1.55 | 2.2 | 6.5 | 1.9 |
| | 异常宽度(m) | 9 | 30 | 17 | 17 | 30 | 0.5 | 2 | 2 | 33 | 30 |
| | 线金属量(m%) | 1043.1 | 162 | 238 | 260.1 | 207 | 14.95 | 3.1 | 4.4 | 214.5 | 57 |

* Au 的单位为 $\times 10^{-9}$,其余元素均为 $\times 10^{-6}$

4 线的元素垂向分带序列：

Cu—Pb—Au—Bi—Ag—F—As—Mo—Hg—Sb

6 线的元素垂向分带序列：

Sb—Bi—Ag—Au—Cu—Pb—Mo—F—Hg—As

**表 3.8.25　26 号脉 4 线的元素分带指标值**

| 分带指标值 Idi / 标高 / 元素 | 1340m（地　表） | 1280m | 1240m |
|---|---|---|---|
| Au | 0.904 | 0.674 | 0.508 |
| Ag | 0.03 | 0.027 | 0.067 |
| As | 0.015 | 0.112 | 0.114 |
| Sb | 0.0023 | 0.048 | 0.106 |
| Mo | 0.0074 | 0.081 | 0.085 |
| Bi | 0.0075 | 0.032 | 0.006 |
| Cu | 0.011 | 0.0071 | 0.0013 |
| Pb | 0.006 | 0.0031 | 0.0018 |
| Hg | 0.011 | 0.0073 | 0.088 |
| F | 0.0064 | 0.0086 | 0.021 |
| ∑Idi | 1.0006 | 0.9941 | 0.9981 |

**表 3.8.26　26 号脉 6 线的元素异常基本数据**

| 标高(m) | 参数 / 元素 | Au* | Ag | As | Sb | Mo | Bi | Cu | Pb | Hg | F |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1340（地表） | 异常平均含量 | 358 | 0.95 | 90 | 15.4 | 6.3 | 1.67 | 60.9 | 31.7 | 0.059 | 887 |
| | 衬度 | 52.6 | 3.52 | 8.3 | 14.0 | 4.5 | 5.4 | 1.69 | 2.0 | 1.37 | 1.54 |
| | 异常宽度(m) | 40 | 40 | 40 | 40 | 30 | 40 | 30 | 30 | 10 | 25 |
| | 线金属量(m%) | 2104 | 140.8 | 333.3 | 561.0 | 135 | 215.9 | 50 | 60 | 13.7 | 38.5 |
| 1280 | 异常平均含量 | 390.9 | 1.35 | 74.9 | 1.86 | 5.9 | 0.54 | 67.4 | 109.2 | 0.06 | 835 |
| | 衬度 | 56.9 | 5.02 | 6.74 | 1.69 | 5.36 | 1.74 | 1.92 | 6.95 | 1.4 | 1.45 |
| | 异常宽度(m) | 40 | 16 | 28 | 26 | 33 | 18 | 24 | 11 | 30 | 37 |
| | 线金属量(m%) | 2276 | 80.3 | 194.3 | 43.9 | 177 | 31.3 | 46.0 | 76.15 | 42 | 53.8 |
| 1240 | 异常平均含量 | 365.8 | 0.78 | 212.7 | 3.8 | 7.94 | 0.49 | 87.3 | 40.3 | 0.085 | 1345 |
| | 衬度 | 53.2 | 2.9 | 19.7 | 3.45 | 5.7 | 1.58 | 2.4 | 2.56 | 1.98 | 2.34 |
| | 异常宽度(m) | 35 | 36 | 40 | 30 | 40 | 14 | 11 | 3 | 30 | 37 |
| | 线金属量(m%) | 1876 | 104.4 | 788 | 103.5 | 226.7 | 22.1 | 26.7 | 7.71 | 59.4 | 86.4 |

* Au 的单位为 $\times 10^{-9}$，其余元素均为 $\times 10^{-6}$

表 3.8.27　26 号脉 6 线的元素分带指标值

| 分带指标值 Idi / 元素 ＼ 标高 | 1340m（地　表） | 1280m | 1240m |
|---|---|---|---|
| Au | 0.576 | 0.756 | 0.568 |
| Ag | 0.039 | 0.027 | 0.032 |
| As | 0.091 | 0.064 | 0.239 |
| Sb | 0.154 | 0.015 | 0.031 |
| Mo | 0.037 | 0.059 | 0.069 |
| Bi | 0.059 | 0.01 | 0.0067 |
| Cu | 0.014 | 0.015 | 0.0081 |
| Pb | 0.016 | 0.025 | 0.0023 |
| Hg | 0.004 | 0.014 | 0.018 |
| F | 0.01 | 0.018 | 0.026 |
| ∑Idi | 1.0 | 1.003 | 1.001 |

3.8.4.6　勘查地球化学异常模式

1. 元素的理向垂向分带序列

上述经过计算建立的元素分带序列，仅反映头尾相接部位的特征，同时应考虑不同元素的成矿地球化学特征，例如，Hg、F 等远程指示元素在成矿过程中作为气体成分在矿体顶部聚集。因此，对一个单独矿体而言，Hg、F 等远程指示元素应排在垂向分带序列的前列（朱泰天，1990，1992）。据此可建立一个单独矿体的元素理想垂直分带序列。经过理想化的元素垂向分带序列如下：

Hg — F — As — Sb — Ag — Pb — Au — Cu — Bi — Mo

|←矿体顶部→|←矿体上部——→| |←矿体中部→|←下部→|

2. 矿体元素共生组合的垂向分带

通过矿体不同部位的剖面，确定白乃庙金矿床元素共生组合的垂向分带规律如下：

矿体顶部元素共生组合为 Hg、F、As、Sb、Au、Ag、Cu 和 Pb，其特征元素组合为 Hg、F、As 和 Sb；

矿体上部元素共生组合为 Hg、F、As、Sb、Au、Ag、Cu 和 Pb，其特征元素组合为 As、Sb、Au、Ag 和 Pb；

矿体中部元素共生组合为 Au、Ag、Cu、Pb、Bi、Hg、As、Sb、F 和 Mo。其特征元素组合为 Au、Ag、Cu 和 Bi；

矿体下部元素共生组合为 Mo、Bi、Au 和 Ag，其特征元素组合为 Mo(Bi)。

当出现 Hg、F 或 As、Sb 等前缘晕元素的强或较强异常，并叠加 Au 和 Ag 等成矿元素的弱

异常(元素强异常、较强异常和弱异常的标准分别是其异常下限的 4 倍、1～4 倍和 1 倍)时,预示有盲矿体的存在。

3. 勘查地球化学异常模式

依据上述元素理想垂向分带序列及矿体元素共生组合的垂向分带,建立白乃庙金矿床的勘查地球化学异常模式(图 3.8.54)。

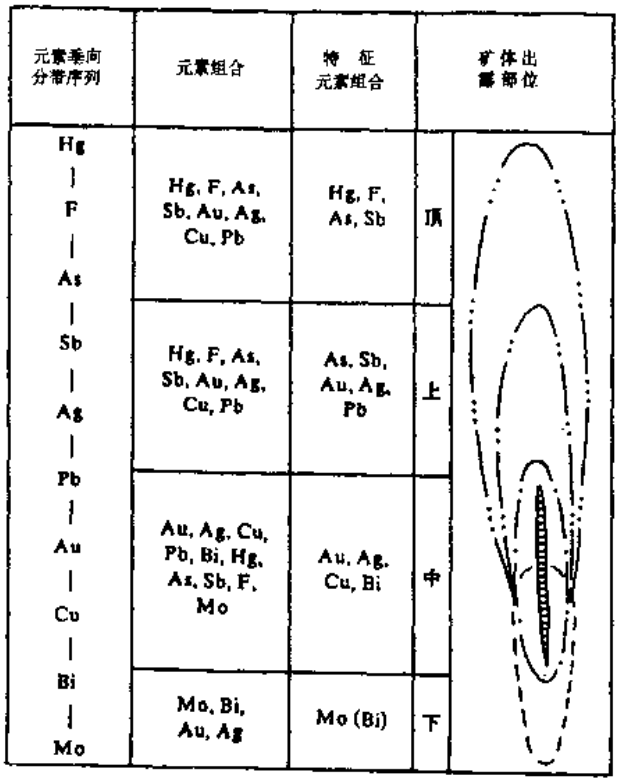



图 3.8.54 白乃庙金矿床的勘查地球化学异常模式

4. 与已知深部矿体剖面对照

为验证上述勘查地球化学异常理想模式的可靠性和有效性,选择工作程度较高的 17 号脉、20 号脉中已知深部有矿体或矿体首尾相接的剖面作对照。

(1) 20 号脉 4 线的原生分散晕特征

图 3.8.55 显示,该线具有 F、As、Sb、Au 及 Cu 等元素组合异常,其中 F、As、及 Sb 为较强异常,Au、Cu 为弱异常。勘探资料表明,斜深 85m 处有深部矿体(表 3.8.28)。这就是说,上述元素异常是由该矿体引起的。

(2) 17 号脉 1 线的原生分散晕特征

岩石地球化学剖面图(图 3.8.56)显示,该线具有 F、Hg、As、Sb、Au 和 Mo 元素组合异常,其中 F、Hg、As 及 Sb 等为较强异常,Au 为强异常,Mo 为弱异常。勘探结果证实,该处斜深 72m 处有深部矿体(表 3.8.28)。上述异常是由此矿体引起的。

(3) 17 号脉 2 线的原生分散晕特征

由该线岩石地球化学剖面图(图 3.8.57)看出,元素组合异常是 As、Sb、F 及 Au 等,其中顶部特征元素 F 为弱异常,As、Sb 及 Au 为强异常。勘探结果表明,斜深 62m 处有深部矿体(表

3.8.28)。该深部矿体引起上述元素异常。

表 3.8.28 已知深部有矿体时的元素组合异常特征

| 脉号 | 线号 | 已知深部矿体 | 元素组合异常特征 |
|---|---|---|---|
| 20 | 4 | 地表向下斜深 85m 处有矿体 | F, As 和 Sb 等较强异常, Au 和 Cu 弱异常 |
| 17 | 2 | 地表向下斜深 62m 处有矿体 | F 弱异常, As, Sb 和 Au 强异常 |
| 17 | 6 | 上部矿体已趋于根部, 其下斜深 20m 处有矿体 | F, Hg, As, Sb, Au 和 Ag 较强异常, Mo 和 Bi 强异常 |
| 17 | 1 | 自地表向下斜深 72m 处有矿体 | Hg, F, As 和 Sb 较强异常, Au 强异常, Mo 弱异常 |

(4) 17 号脉 6 线的原生分散晕特征

由勘探资料得知, 矿体已被剥蚀到下部或根部, 地表向下斜深 20m 处有矿体(表 3.8.28)。图 3.8.58 显示的元素组合异常是:Hg、F、As、Sb、Au、Ag、Bi 和 Mo, 其中前六种元素为较强异常, Mo、Bi 则为强异常。由此来看, Mo、Bi 异常表示为矿体根部, 而 F、Hg、As 及 Sb 异常是由地下 20m 深处矿体引起的, 具有矿体首尾相接的特征。

与已知深部矿体剖面对比可以看出, 前述模式是可靠的、有效的, 因而可以用于白乃庙金矿成矿预测。

### 3.8.5 成矿预测

#### 3.8.5.1 成矿信息汇总

以上已对白乃庙金矿区 36 条石英脉, 从矿床学、构造学、找矿矿物学和勘查地球化学等四个方面进行了详细研究(孟良义等, 1994), 现将这四个方面的成矿信息汇总如下。

1. 矿床地质

(1) 白乃庙金矿成矿作用分四个成矿阶段, 其中含黄铁矿、中期石英的第二成矿阶段为主成矿阶段, 而含黄铁矿、晚期梳状石英的第三成矿阶段为次要成矿阶段, 当这两个阶段叠加一起时, 常构成富矿地段, 称之为 B* 类石英脉或地段;

(2) 含黄铁矿、梳状石英的晚期阶段为次要成矿阶段, 在矿区内分布较广, 含矿性也较佳, 称之为 C* 类石英脉或地段;

(3) 当蚀变岩中含黄铁矿时, 常可构成蚀变岩型矿体, 称为 D 类。

2. 控矿构造

(1) 研究 26 号脉 1 号矿化带构造趋势面后指出, 26 号脉 4 线～8 线, 14 线～18 线深部为有利成矿地段;

(2) 不同方向石英脉交汇中心, 是成矿的最有利部位。

3. 找矿矿物学

(1) 富矿地段或有盲矿体存在地段, 黄铁矿具富 As 亏 S 的特点;

(2) 黄铁矿晶体形态以{210}习性为主的地段为富矿地段或预示存在盲矿体;

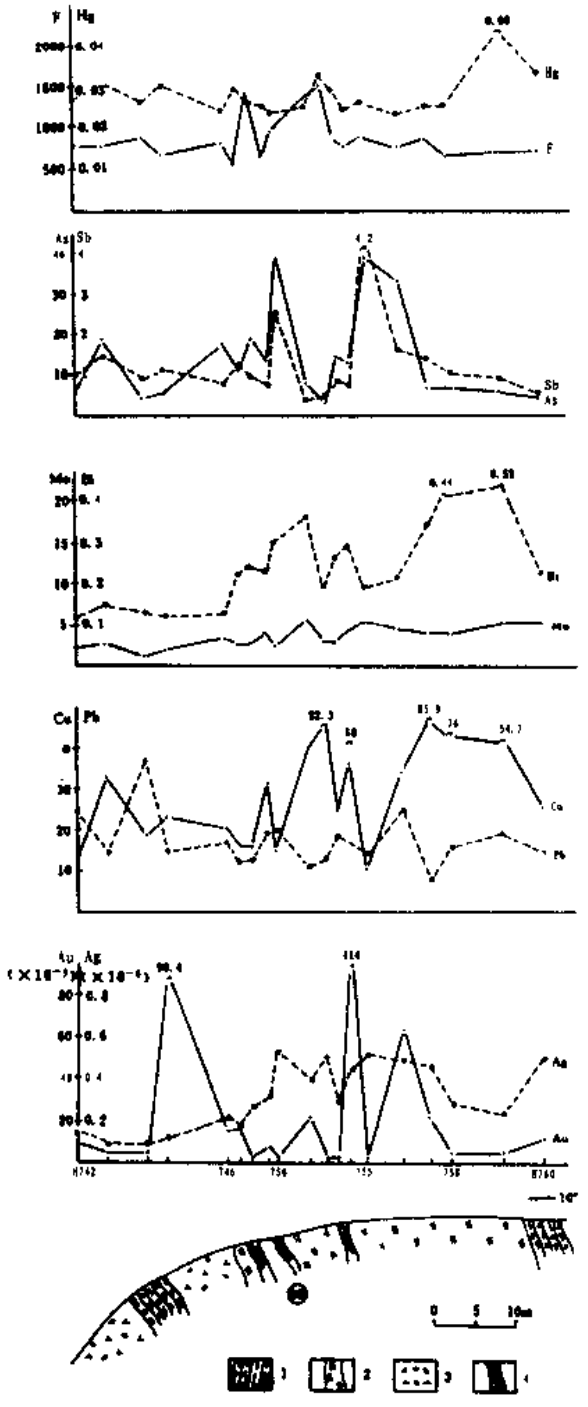


图 3.8.55　20 号脉 4 线的岩石地球化学剖面

1. 绿泥片岩;2. 蚀变岩;3. 石英闪长岩;4. 石英脉

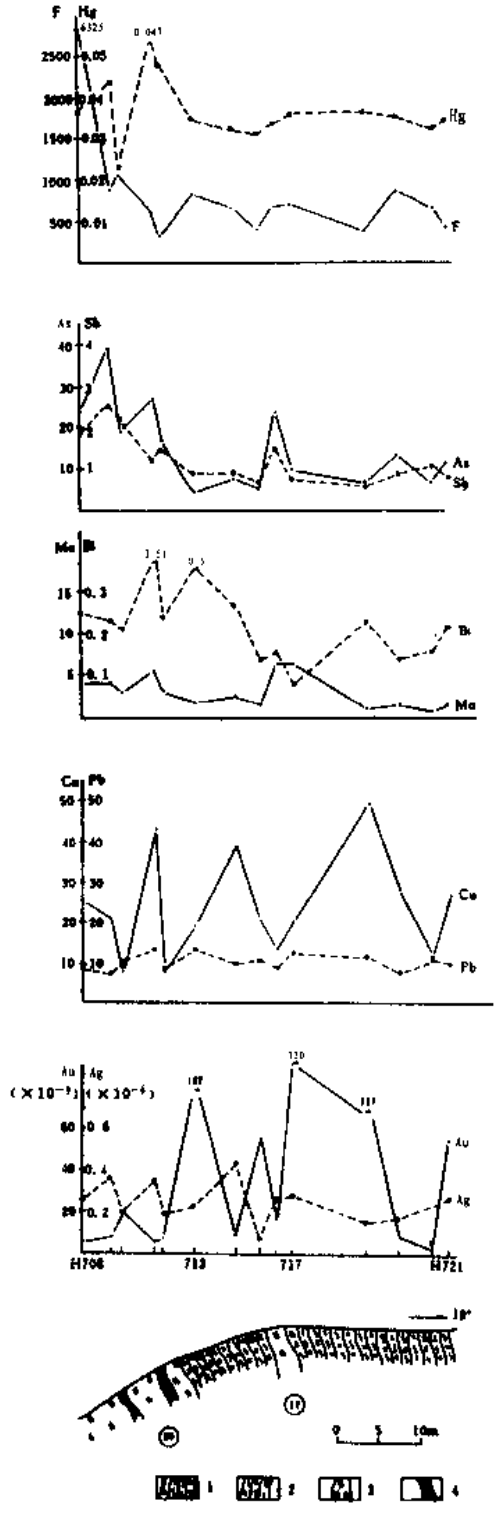



图 3.8.56　17 号脉 1 线的岩石地球化学剖面

1. 绿泥片岩；　2. 蚀变绿泥片岩；　3. 蚀变岩；　4. 石英脉

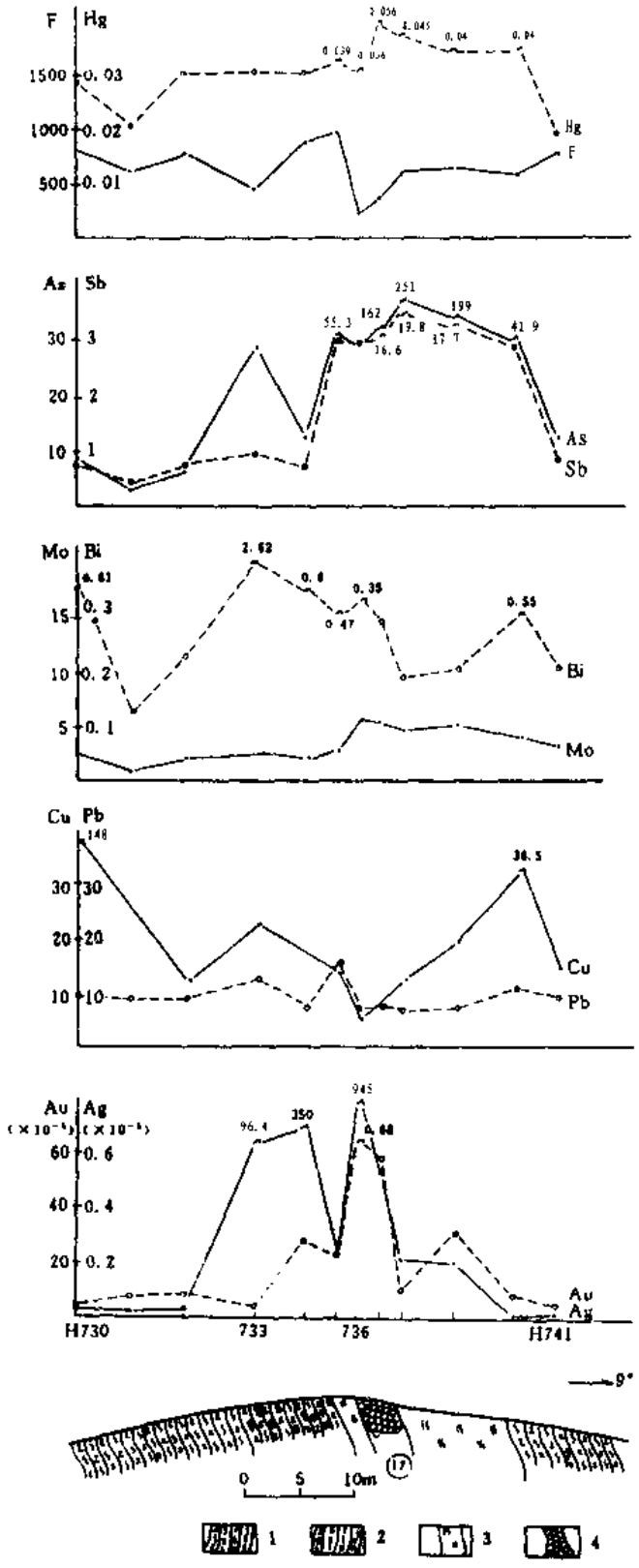



图 3.8.57　17 号脉 2 线的岩石地球化学剖面

1. 绿泥片岩；　2. 蚀变绿泥片岩；　3. 蚀变岩；　4. 石英脉

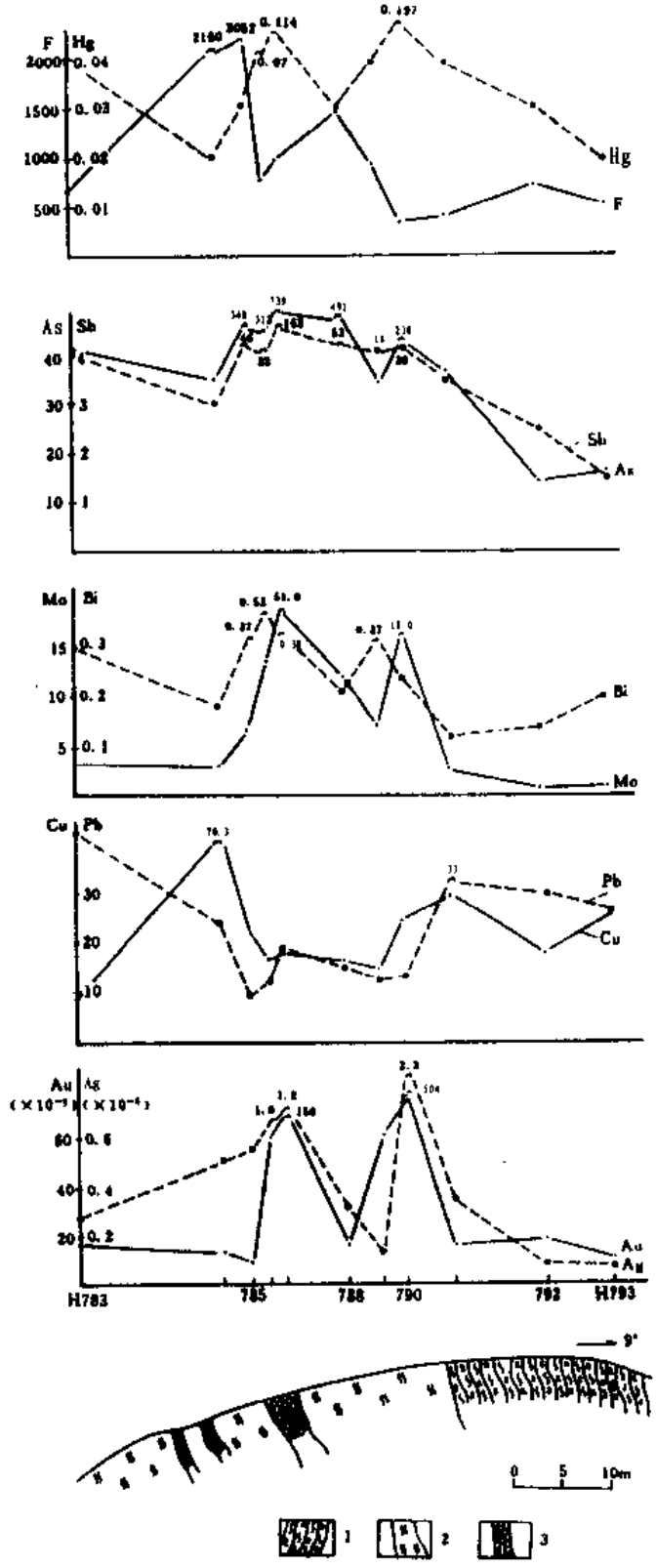



图 3.8.58　17 号脉 6 线的岩石地球化学剖面

1. 绿泥片岩；　2. 蚀变岩；　3. 石英脉

(3) 已知根部矿体黄铁矿中微量元素 As、Sb 及 Hg 出现强异常时，预示其下有盲矿体；

(4) 黄铁矿的热电系数值 $\alpha>100\mu V/℃$ 为富矿地段，$0<\alpha<100\mu V/℃$ 为贫矿地段，$-100\mu V/℃<\alpha<0$ 为矿化区，$\alpha<-100\mu V/℃$ 为无矿地段或弱矿化地段；

(5) 黄铁矿导型以 P 型为主的混合型，说明白乃庙金矿尚处于中等剥蚀程度，矿体向下仍有一定延伸且存在盲矿体，黄铁矿的晶形特征研究也支持这种认识；

(6) 当同一样品内同一晶形的黄铁矿具有两组截然不同的热电动势值(一组为正值，另一组为负值)时，表明其中一组正值由盲矿体引起，而另一组负值为根部矿体所致，由此来判断存在盲矿体；

(7) 石英的热发光曲线显示，无明显发光峰、发光强度弱的石英不含金，而呈现多个隐伏峰的单峰型或双峰型曲线、发光强度中等的石英含矿性较佳；

(8) 富 $SiO_2$、贫 $Al_2O_3$ 及 Cu、Pb、Zn、Fe、Ti、Sr 及 Ba 等元素的石英不含金，而含金石英具低 $SiO_2$、富 $Al_2O_3$ 及 Cu、Pb、Zn、Fe、Ti、Sr 及 Ba 等元素特征。

4. 勘查地球化学

(1) 矿体根部特征元素 Mo 与矿体前缘晕特征元素 F、Hg、As 及 Sb 等叠加时，说明根部矿体之下还有盲矿体；

(2) 元素垂向分带序列中，前缘晕元素 Hg、F、As 及 Sb 等排在最后，这是分带序列中的异常现象，是由空间上矿体首尾相接引起的，预示有盲矿体；

(3) 出现明显的前缘晕元素 Hg、F、As 及 Sb 等组合异常，指示深部有盲矿体；

(4) 具有较强的 Au、Ag、As 及 Sb 等元素组合异常且 Ag 异常强度大于 Au 异常强度的地段，存在较浅的盲矿体。

3.8.5.2 深部预测

通过上述四个方面找矿信息的综合，对白乃庙金矿床进行深部预测，认为深部存在盲矿体。

# 结 束 语

白乃庙两类矿床的围岩主要是经历了韧性剪切作用的绿片岩，然而其中却赋存着两种截然不同的矿床，即与花岗闪长斑岩有关的斑岩型铜矿床以及与斜长花岗岩有关的石英脉型金矿床。以上两类矿床都赋存于绿片岩中的事实说明，矿床的形成与围岩无关，而与岩浆岩有关，从而排除了地下水成矿、变质热液成矿和韧性剪切作用成矿的可能。

铜矿床的形成与花岗闪长斑岩有关，属斑岩型矿床。斑岩铜矿床的蚀变类型主要有钾长石化、黑云母化、硅化和青盘岩化，蚀变分带主要为钾化带、硅化带和青盘岩化带。铜(钼)矿化与硅化有关，矿体赋存于硅化带内。

斑岩铜、钼(金)矿床既不同于岩浆矿床，又不同于一般的热液矿床，而是介于岩浆矿床和热液矿床之间的过渡类型，即岩浆－热液矿床。钼、铜及金矿化由岩体内部向外呈明显带状分布。钾化、绢云母化为成矿前蚀变，粘土化和青盘岩化为成矿后蚀变，而硅化为成矿时蚀变。

金矿床的形成与斜长花岗岩有关，属石英脉型矿床。石英脉金矿床的成矿信息可归结为：

(1) 其成矿作用分为四个成矿阶段，其中含黄铁矿、中期细粒石英的第二成矿阶段与含黄铁矿、晚期梳状石英的第三成矿阶段叠加出现的地段，常是石英脉中的富矿地段；

(2) 构造趋势面的凹陷区是金矿富集的有利场所；

(3) 当同一样品内同一晶形的黄铁矿具有两组截然不同的热电动势(一组为正值，另一组为负值)时，前者由盲矿体引起，而后者则表明为已有金矿体的根部或无矿围岩；

(4) 白乃庙金矿床勘查地球化学模式指出：矿体顶部的特征元素组合是 Hg、F、As、Sb，矿体上部是 As、Sb、Ag、Pb，矿体中部是 Au、Ag、Cu、Bi，而矿体根部是 Mo(Bi)。

# 主 要 参 考 文 献


丁矢勇.化探异常评价的几个准则.地质与勘探,1992,28(2):41～46

马文念.中国东部前寒武纪地体活化与金的成矿作用.地质与勘探,1992,28(1):16～19

马宪,左大华.小秦岭金矿田黄铁矿热电性特征及其找矿意义.地质与勘探,1995,31(4):33

马配学,陈安国.金家庄金矿床流体包裹体特征及成矿物理化学条件研究.地质与勘探,1994,30(3):34～38

王义文.夹皮沟金矿带硫同位素地球化学及找矿评价意义.地质找矿论丛,1988,3(1):58～68

王义文.中国金矿床稳定同位素地球化学研究.见:关广岳主编.国际金矿与勘探学术会议论文集,沈阳:东北工学院出版社,1989,548～551

王义文.金矿活化成矿论(以华北地台北缘为例).地质找矿论丛,1992,7(1):81～91

王之田,秦克章.乌奴格吐山下壳源斑岩铜钼矿床地质地球化学特征与成矿物质来源.矿床地质,1988,7(4):3～4

王文斌,周汉民.长江中下游地区金矿类型及找矿前景探讨.黄金科技动态,1990,(4):1～6

王可勇,王燕,卢作祥.石英的热发光特征在金矿勘查与评价中的某些应用.黄金,1994,15(1):12～15

王正坤,蒋心明,王郁等.张宣地区与偏碱性杂岩体有关金矿床地质特征及成矿规律.地质找矿论丛,1993,8(4):31～39

王亨治.小秦岭金矿田地质特征及矿床成因.矿床地质,1987,6(1):57～66

王宇明,张宝华,屈奋雄等.与韧－脆性剪切带有关的五龙金矿成矿分析.地质与勘探,1993,29(8):23～26

王时麒,穆治国,陈成业.河北张家口金矿床氢、氧同位素组成与矿床成因.矿床地质,1985,4(1):84～89

王茵,黄锐华.乌奴格吐山斑岩铜钼矿床地质特征及成矿模式.地质找矿论丛,1988,3(2):47～57

王建国,刘辉.红花沟金矿床石英的流体包裹体成分特征.黄金科技动态,1992,(12):15～18

王植,闻广.中条山式斑岩铜矿.地质学报,1957,37(4):401～405

王鹤年,张景荣,陆建军等.粤西金矿床地球化学.南京:南京大学出版社,1991,70～177

韦永福,吕英杰.中国金矿床.北京:地震出版社,1994,215～254

韦永福,孙培基.中国金矿区域成矿地质背景.黄金地质,1995,1(3):1～7

仇甘霖,邹新民,樊建廷等.白乃庙—温都尔庙地区基岩地质图的编制及区域构造格架.长春地质学院学报(内蒙古白乃庙地质专辑),1992,22:11～16

中条山铜矿地质编写组中条山铜矿地质.北京:地质出版社,1978,47～50

邓琼,刘庆建.广东新洲式金矿床特征与成矿作用机理.见:关广岳主编,国际金矿地质与勘探学术会议论文集.沈阳:东北工学院出版社,1989,208～210

方耀奎,叶荣,李福春.广西凤山金牙金矿床中黄铁矿的标型特征及其实际意义.矿物岩石,1992,12(2):7～14

申少华,娄元生.辽南限子金矿床石英脉含金性的红外光谱评价及找矿前景分析.地质找矿论丛,1995,10(1):76～83

田农,戚长谋,吕以明等.山东招掖金矿带花岗岩成因及与金矿床的关系.矿床地质,1989,8(2):41～48

北京大学地质系.斑岩铜矿及其找矿.北京:冶金工业出版社,1978,28～65

宁奇生,李永森,刘兰笙等.中国斑岩铜(钼)矿的主要特征及分布规律.地质论评,1979,25(2):36～46

母瑞身.论述金的成矿背景——含金地质建造.地质找矿论丛,1987,2(4):62～68

孙丰月,石准立,冯本智.胶东金矿地质及幔源C－H～O流体分异成岩成矿.长春:吉林人民出版社,1995,112～121

孙海田.江西德兴铜厂斑岩铜矿床岩石学特征及岩浆演化与成矿的关系.矿床地质,1984,3(4):34～43

孙超.吉林小西南岔金铜矿床的成因探讨.黄金,1995,16(4):2～7
朱训,黄崇轲,芮宗瑶等.德兴斑岩铜矿.北京:地质出版社,1983,76～78
刘平,邱朝霞.某些金矿床中黄铁矿热电系数值的分布特点及其意义.矿物学报,1991,11(1):60～69
刘孝善,吴澄宇,黄标.河南栾川南泥湖—三道庄钼(钨)矿床热液系统的成因与演化.地球化学,1987,16(3):199～207
刘英俊,马东升.金的地球化学.北京:科学出版社,1991,233～257
刘英俊,李扬,李峻峰等.赣西北地体 Au 分布及其成矿地球化学研究.地质找矿论丛,1992,7(4):1～11
刘星.金成色成因探讨.地质与勘探,1991,27(2):34～39
刘星.玲珑金矿床黄铁矿成因矿物学研究及找矿远景的确定.地质找矿论丛,1991,6(3):76～86
刘埃平,金景福.陕西小秦岭金矿床中金的赋存状态及分布规律.矿床地质,1996,15(1):71～78
朱永峰,艾永富,赵永超.关于岩浆热液矿床形成的几个问题——以斑岩型矿床为例.矿床地质,1995,14(4):380～384
朱作山,任英忱.应用数理统计方法研究玲珑、焦家两种类型金矿床的成因.地质找矿论丛,1988,3(3):72～77
朱炳球,徐外生.斑岩铜(钼)矿成矿作用的地球化学特征.地球化学,1984,13(2):107～117
朱泰天.金矿床的深部预测.见:中国科学院矿床地球化学开放研究实验室主编,矿床地质与矿床地球化学研究新进展.兰州:兰州大学出版社,1990,336～338
朱泰天.氟和汞异常在金矿床深部预测中的应用.地质与勘探,1992,28(6):51～54
朱雅林.黄马金矿床中黄铁矿的标型及其意义.地质与勘探,1993,29(3):29～32
朱韶华,董永观.阿尔泰源生金矿成矿物质来源探讨.地质找矿论丛,1994,9(1):8～16
吕古贤,孔庆存.胶东玲珑—焦家式金矿地质.北京:科学出版社,1993,223～231
江西省地质科学研究所.初论与斑岩有关的"多位一体"铜矿床的成因模式.地质论评,1980,26(3):252～259
曲以秀,杨翼,林金木等.冀东三家子金矿区岩浆岩特征及成因探讨.地质找矿论丛,1994,9(2):52～56
曲光福.白乃庙 Au 与 Cu,Mo 矿床成因及成矿模式探讨.黄金科技动态,1990,(8):5～7
任启江,邱检生,徐兆文等.安徽沙溪斑岩铜(金)矿床矿化小岩体的形成条件.矿床地质,1991,10(3):232～241
任启江,杨荣勇,王实等.安徽庐枞地区脉状铜(金)矿床成矿远景的地质预测.地质找矿论丛,1992,7(2):15～22
任英忱,王铁军,王存晶.山东招远—掖县地区金矿床的矿物分带.地质找矿论丛,1988,3(4):42～52
任炳龙.我国内生金矿床成矿模式探讨.地质与勘探,1991,27(3):9～14
关康,罗镇宽.华北地台太古代绿岩型金矿床铅同位素特征及其在构造分区和矿床成因上的意义.地质找矿论丛,1992,7(4):75～83
李九玲,冯大明,方锋等.金在硫化物矿物中呈负价态存在及其形成机理初探.地质学报,1995,69(1):67～76
李扬,邱德同,季峻峰.确定金矿床元素分带序列的新方法.地质与勘探,1993,29(12):47～48
李兆龙,许文斗,秦敏琪等.辽宁五龙金矿地质特征及矿床成因.地质找矿论丛,1987,2(3):31～38
李兆麟,黄兰英.山东三山岛金银矿床地质特征及成因讨论.矿床地质,1985,4(4):35～44
李宏臣,王守伦.华北陆台北缘金矿床的地球化学特征.地质找矿论丛,1995,10(4):8～18
李秉伦,谢奕汉,李若梅等.我国东部中生代斑岩型矿床的基本特征.矿床地质,1989,8(3):3～12
李胜荣,陈光远,邵伟等.胶东乳山金矿黄铁矿形态研究.地质找矿论丛,1994,9(1):79～85
李晓明.山东三山岛金矿床氧、氢、碳稳定同位素的研究及其应用.地质找矿论丛,1988,3(3):62～70
李荫清,芮宗瑶,程莱仙.玉龙斑岩铜(钼)矿床的流体包裹体及成矿作用研究.地质学报,1981,55(3):216～230
李荫清.我国几个主要斑岩铜(钼)矿床的包裹体演化机制及成矿 pH 条件.矿床地质,1985,4(3):51～59

李荫清.吉林海沟金矿床成矿流体的地球化学特征.地质学报,1994,68(1):48～60
李富国,任密礼,王军芳等.胶北隆起区金矿岩石地球化学评价预测系列.地质与勘探,1991,27(11):44～48
李惠,马久菊,郑涛等.山东牟平—乳山金矿带石英脉深部含(金)矿性的地球化学预测标志.地质找矿论丛,1988,3(4):62～78
李惠.石英脉和蚀变岩型金矿床地球化学异常模式.北京:科学出版社,1991,16～55
李惠.金矿床深部预测的地球化学标志.黄金,1993,14(3):6～8
李惠.热液金矿床原生叠加晕的理想模式.地质与勘探,1993,29(4):46～51
李惠.金矿床地球化学异常模式研究的新进展.地质与勘探,1997,33(2),43～47
何文武.广东河台金矿金的迁移形式及沉淀机制的研究.地质找矿论丛,1991,6(3):40～45
何文武,张文准.广东河台金矿成矿物理—化学条件及找矿方向.矿床地质,1993,12(2):120～128
杨世义,刘娇群,张秀兰等.福建钟腾斑岩铜(钼)矿床根部带的蚀变矿化特征.矿床地质,1984,3(1):11～17
杨敏之,黄国君.胶东乳山钠长浅粒岩型金矿床地质地球化学研究.地质找矿论丛,1992,7(2):1～13
邵世才,何绍勋,彭恩生.太古宙含金石英脉金矿床的构造定位机制.地质与勘探,1991,27(7):66
邵世才,何绍勋,奚小双.小秦岭脉型金矿床容矿断裂及石英脉形成机制的探讨.地质找矿论丛,1993,8(2):26－33
邵世才.容矿断裂和含金石英脉的成因机制.地质与勘探,1994,30(5):18～20
邵伟,陈光远,孙岱生.黄铁矿热电性研究方法及其在胶东金矿的应用.现代地质,1990,4(1):46～56
邵克忠,朱贤甲,封益城.某地花岗闪长斑岩.地质学报,1959,39(3):248～276
邵克忠.论德兴斑岩铜矿床热液蚀变分带模式.河北地质学院学报,1979,(2):1～8
邵洁涟,梅建明.浙江火山岩区金矿床黄铁矿的找矿矿物学研究.地质找矿论丛,1987,2(1):55～64
邵洁涟.金矿找矿矿物学在评价矿床深部远景及挽救危机矿山上的应用.矿产与勘查,1990,(6):36～40
邵跃,沈时全.岩石地球化学方法寻找隐伏热液矿床几个技术问题的讨论.地质与勘探,1992,28(7):45～48
杜玉申,仇甘霖,周和平.白乃庙群的褶皱序列及叠加褶皱的研究方法.长春地质学院学报(内蒙古白乃庙地质专辑),1992,22:47～57
杜玉申,仇甘霖,陈琦.白乃庙—温都尔庙晚元古—早古生代陆缘增生带的构造序列及古构造应力场.长春地质学院学报(内蒙古白乃庙地质专辑),1992,22:58～70
杜琦.多宝山斑岩铜矿床蚀变与矿化特征.地质学报,1980,54(4):310～322
杜琦,陈明秀.多宝山斑岩铜矿床成矿模式.矿床地质,1983,2(2):42～48
杜琦.以我国一些斑岩铜矿为例试论斑岩矿床成矿与地层(围岩)的关系.矿床地质,1984,3(2):21～27
杜琦.多宝山斑岩铜矿床.北京:科学出版杜,1988,125～151
吴礼道,周维康,王占宇.新疆阿克希克金矿地球化学异常的研究.地质找矿论丛,1993,8(1):73～82
吴尚全.吉林小西南岔铜、金矿床的主要地质特征及其成因.矿床地质,1986,5(2):75～84
张均.山东招掖地区金矿床的矿化分带性研究.地质找矿论丛,1989,4(3):14～22
张华成.缓冲体系与金的成矿作用.地质与勘探,1991,27(12):13～15
张志兰,张树发,袁海华.广东河台金矿硫铅同位素特征.广东地质,1989,(1):29～39
张明贤,徐九华.河南出岔—乱石沟金矿成矿流体地球化学和矿床成因研究.地质找矿论丛,1995,10(4):60～69
张洪涛.封三洞铜矿床成因探讨.矿床地质,1984,3(3):57～64
张洪涛,芮宗瑶.论中国斑岩铜矿系列的地质背景.地质学报,1991,65(3):250～260
张振儒,杨思学,易闻.某些矿物中次显微金及晶格金的研究.地质找矿论丛,1987,2(4):70～76
张振儒,朱恩静,陈伟.谱学找金矿的新方法.地质找矿论丛,1988,3(2):59～66
张振儒,陈梦熊,李和平等.几种新型找金和评价金矿床的方法.黄金科技动态,1992,(7):21～26

陈光远，邵伟，孙岱生.胶东金矿成因矿物学与找矿.重庆：重庆出版社，1989，271～344
陈世桢，张竹如.胶莱盆地含矿系与金矿关系初探.地质科学，1997，32(2)：193～198
陈好寿，徐步台.浙江主要金、银矿同位素示踪与找矿评价研究.地质学报，1997，71(1)：54～63
陈纪明.中国金矿成矿与分布的若干特征.长春地质学院学报，1993，23(2)：121～127
陈琦，仇甘霖，杜玉申等.白乃庙—温都尔庙区域构造及华北北缘古板块构造演化.长春地质学院学报(内蒙古白乃庙地质专辑)，1992，22：119～128
陈锦荣、王玉华，高剑锋等.辽东半岛金矿床稳定同位素特征.黄金地质，1995，1(4)：43～49
陈毓川，朱裕生.中国矿床成矿模式.北京：地质出版社，1993，8～32
沈忠民，任启江，方长泉.中国东部斑岩铜矿床模式数据库处理系统及设计中几个问题的处理.地质找矿论丛，1991，6(2)：83～90
沈忠民，冯祖钧，任启江.不同矿化类型斑岩铜(钼)矿床的分类定量判别模型.地质找矿论丛，1993，8(3)：95～103
沈渭州，王德滋，刘昌实.华南含锡斑岩的同位素地球化学特征与物质来源.地质学报，1995，69(4)：349～357
芮宗瑶，黄崇轲，齐国民等.中国斑岩铜(钼)矿床.北京：地质出版社，1984，150～298
芮宗瑶，张洪涛，王龙生等.吉林延边地区斑岩型—浅成热液型金铜矿床.矿床地质，1991，10(2)：103－110
陆松年，李惠民，李怀坤等.成矿过程多元同位素体系的时代信息.地质找矿论丛，1995，10(3)：14～22
冶金工业部地质研究所.中国斑岩铜矿.北京：科学出版社，1984，144～179
岳石.粤西河台金矿床构造控矿规律研究.地质找矿论丛，1989，4(4)：22～33
金成洙，刘辉，张万奎等.辽宁猫岭金矿床石英标型特征及形成条件研究.地质与勘探，1991，27(5)：24～28
孟良义.论金属矿床的带状分布.长春地质学院学报，1980，19(1)：36～44
孟良义，鲁守柱.白乃庙石英脉型金矿床稳定同位素组成.见：中国科学院矿床地球化学开放研究实验室主编，矿床地质与矿床地球化学研究新进展.兰州：兰州大学出版社，1990，146～147
孟良义，鲁守柱.白乃庙斑岩铜矿床稳定同位素组成特征.见：中国科学院矿床地球化学开放研究实验室主编，矿床地质与矿床地球化学研究新进展.兰州：兰州大学出版社，1990，148～149
孟良义，李德伦，鲁守柱.白乃庙铜矿成矿模式.长春地质学院学报(内蒙古白乃庙地质专辑)，1992，22：99～106
孟良义，李德伦，鲁守柱.白乃庙金矿床成矿作用.长春地区学院学报(内蒙古白乃庙地质专辑)，1992，22：111～118
孟良义.含矿花岗岩浆浅部分异作用模式.中国科学(B辑)，1992，22(11)：1196～1200
孟良义.斑岩铜钼矿床的蚀变与矿化.科学通报，1992，37(23)：2162～2164
孟良义.花岗岩与成矿.北京：科学出版社，1993，1～132
孟良义，朱泰天，周立宏.石英脉型金矿床的成矿信息——以白乃庙金矿床为例.中国科学(B辑)，1994，24(10)：1085～1092
孟良义.花岗岩与有关矿床的关系.中国科学(B辑)，1995，25(9)：963～967
孟良义.石英脉型、蚀变岩型金矿床的成矿模式.科学通报，1995，40(17)：1588～1589
周和平，杜玉申，陈琦.白乃庙群中的韧性剪切带及其与铜矿床形成的关系.长春地质学院学报(内蒙古白乃庙地质专辑)，1992，22：71～78
周宜吉.玉龙矿带中斑岩铜矿的控矿因素及其成因探讨.地质论评，1980，26(4)：357～361
周宜吉.试论玉龙斑岩铜矿带内矿床的蚀变与矿化.矿床地质，1985，4(2)：23～30
周美付.新疆托里萨Ⅰ金矿床的地质特征及成因研究.地质找矿论丛，1987，2(3)：20～29
周德海.辽宁义县红石火山岩型金矿床地质特征及找矿意义.地质找矿论丛，1989，4(3)：37～46
周耀华.江西某地斑岩铜(钼)矿田地质成矿特征.见：地质科学研究院地质矿产所编，铁铜矿产专辑(第5辑)，

北京：地质出版社，1975，42～55
胡大千，贺义兴，姚杰．新疆齐求Ⅰ金矿床蚀变矿物与金矿化．地质找矿论丛，1992，7(3)：91～95
胡大骧，金生今．河北赤城金家庄金矿田稳定同位素地质研究．矿床地质，1992，11(4)：341～349
胡瑞忠．华南铀矿床热液$\Sigma CO_2$来源讨论．中国科学(B辑)，1993，23(2)：189～194
赵仑山，陈德兴，陈守余等．白乃庙斑岩铜矿田地质地球化学特征及化探找矿研究．见：张本仁主编，金属矿床勘查地球化学研究专集(第2集)．北京：地质出版社，1985，217～229
赵凤桐，徐光荣，梁宜林等．桦甸—和龙北西向金矿密集带基本地质特征及资源远景．地质与勘探，1995，31(6)：1～7
赵宇达，邢玉屏．黄铁矿热电性与矿石含金量初步探讨．矿物学报，1988，8(1)：39～45
赵利青，玉小华，李自杰等．胶东望儿山断裂带陈家—付家金矿床黄铁矿标型特征研究．矿床地质，1997，16(1)：71～77
赵斌，邢凤鸣，朱成明等．长江中下游—中酸性岩浆岩的母岩浆来源及铜的成矿作用—实验研究．地球化学，1996，25(4)：387～398
姚凤良，刘连登，孔庆存等．胶东西北部脉状金矿．长春：吉林科学技术出版社，1990，69～125
姜开君，周永昶．吉林珲春东北部中生代内生成矿作用探讨—以小西南岔铜金矿床为例．地质与勘探，1992，28(10)：8～12
钟良水．江西九瑞铜金矿床控矿条件及成矿预测．地质与勘探，1991，27(9)：1～8
凌井生，裘有守，陈楚廷等．云开大山及其外围金矿远景区成矿条件．北京：地质出版社，1992，73～93
聂凤军，裴荣富，吴良士等．内蒙古白乃庙地区铜(金)和金矿床铋、锡和铅同位素研究．矿床地质，1994，13(4)：331～343
唐仁鲲，罗怀松．西藏玉龙斑岩铜(钼)矿带地质．北京：地质出版社，1995，99～121
郭文魁．我国主要矿产成矿条件的基本特征．科学通报，1965，9(3)：189～201
郭文魁，常印佛，黄崇轲．我国主要类型铜矿成矿和分布的某些问题．地质学报，1978，52(3)：169～180
郭光裕，林卓虹，张俊岭等．山东招掖金矿带原生金矿化地球化学特征的数学地质研究．地质找矿论丛，1989，4(1)：67～88
郭光裕，林卓虹，张俊岭．招掖金矿化带金矿成矿模式及资源总量估计．地质找矿论丛，1991，6(1)：87～90
涂光炽．一些金矿床地质问题的讨论．地质找矿论丛，1988，3(1)：1～8
涂光炽．关于$CO_2$若干问题的讨论．地学前缘，1996，3(3)：53～61
涂绍雄，高艳君．海南岛西南几个金矿床成矿流体与稳定同位素地球化学．矿床地质，1993，12(4)：338～347
涂绍雄．海南二甲多因复成金矿床时序分析与成矿模式研究．地质找矿论丛，1994，9(3)：17～22
涂勤．河北涞源大湾钼矿床的蚀变矿化研究．矿床地质，1986，5(4)：49～59
姬金生，杨兴科，苏生瑞．东天山康古尔塔格金矿带成矿条件分析．地质找矿论丛，1994，9(4)：49～55
徐步台．浙江绍兴—龙泉成矿带金矿床稳定同位素地球化学特征．地质找矿论丛，1988，3(4)：53～60
徐九华．玲珑金矿床成矿流体的物理化学．矿床地质，1992，11(3)：221～231
徐九华，何知礼，申世亮等．小秦岭文峪—东闯金矿床稳定同位素地球化学及矿液矿质来源．地质找矿论丛，1993，8(2)：87～97
徐九华，谢玉玲，申世亮．小秦岭与胶东金矿床的成矿流体特征对比．矿床地质，1997，16(2)：151～161
袁奎荣．华南花岗岩断裂带热液银金矿的几个地质问题．桂林冶金地质学院学报，1983，(3)：1～8
秦朴．中国金矿主要类型区域成矿条件．北京：地质出版社，1988，88～92
盛中烈，罗铭玖，李良骏．豫西斑岩钼矿带的基本特征及主要成矿控制因素．地质学报，1980，54(4)：300～309
曾庆栋，李德伦．白乃庙—谷那乌苏韧性剪切带特征．长春地质学院学报(内蒙古白乃庙地质专辑)，1992，22：95～98

黄标,刘孝善.河北小寺沟斑岩钼(铜)矿床稳定同位素研究.地质找矿论丛,1989,4(4):55～61
黄德业.胶东金矿成矿系列硫同位素研究.矿床地质,1994,13(1):75～86
银剑钊,史红云.河北省张全庄金矿黄铁矿的标型特征及其成因意义.黄金,1994,15(1):6～11
蒋少涌.我国金矿床同位素地质研究的新进展.矿床地质,1986,7(2):92～96
鲁守柱,孟良义.从稳定同位素组成讨论白乃庙铜矿床成因.长春地质学院学报(内蒙古白乃庙地质专辑),1992,22:107～110
程金柱,孙信诚.利用原生晕找盲矿的研究.物探与化探,1988,12(6):460～467
舒航,孙中庆.河北宽城牛心山、峪耳崖金矿床成矿作用对比.地质找矿论丛,1989,4(2):67～76
蔡长金,陆荣军,宋湘荣等.中国金矿物志.北京:冶金工业出版社,1994,10～18
谭作林,谭红.河北省赤城县金家庄金矿地质特征及找矿方向.地质找矿论丛,1988,3(1):47～57
翟建平,胡凯,陆建军.栖霞金矿床成矿流体地球化学研究.地球化学,1996,25(6):568～574
黎兼符,袁叔容.山东邹平斑岩铜(钼)矿床地质特征.地质与勘探,1991,27(1):7～12
薛君治,陆正敏,张英等.内蒙古白乃庙金矿矿物学找矿标志.北京:地质出版社,1990,20～40
Ames D E, J M Franklin, E Froese. Zonation of hydrothermal alteration at the San Autonio gold mine, Bissett, Manitoba, Canada, Economic Geology, 1991,86(3):600～619
Ansdell K M, T K Kyser. Mesothermal gold mineralization in a proterozoic greenstone belt: Western Flin Flon Domain, Saskatchewan Canada, Economic Geolcgy, 1992,87(6):1496～1524
Arnold G O, R H Sillitoe. Mount morgan gold-copper deposit, Queensland, Australia: Evidence for an intrusion-related replacement origin, Economic Geolo
Bache J J. World Gold Deposits, London: North Oxford Academic Publishers Ltd, 1987, 140～147
Boyle R W. Gold History and Genesis of Deposits, New York: Van Nostrand Reinhold Company, 1987,197～306
Dill H G, T. Weiser, I R Bernhardt. *et al*., The Composite gold-antimony vein deposit at kharma (Bolivia), Economic Geloogy, 1995, 90(1):51～64
Dilles J H, G C Solomon, H P Jr Taylor. *et al*., Oxygen and hydrogen isotope characteristics of hydrothermal alteration at the Ann-Mason porphyry copper deposit, Yerington, Nevada, Economic Geology, 1992, 87(1): 44～63
Edwards R, K Atkinson. Ore Deposit Geology, London, New York: Chapman and Hall, 1986,69～174
Elder D, S. M Cashman. Tectonic control and fluid evolution in the quartz hill, California, lode gold deposits, Economic Geology, 1992, 87(7): 1795～1812
Etther D C, S Lindblom, D. Karlsen. Identification and implications of light hydrocarbon fluid inclusions from the Proterozoic Bidjovagge gold-copper deposit, Finnmark, Norway. Applied Geochemistry, 1996, 11:745～755
Frei R, Evolution of mineralizing fluid in the porphyry copper system of the Skouries deposit, Northeast Chalkidiki (Greece): Evidence from combined Pb-Sr and stable isotope data, Economic Geology, 1995, 90(4):746～761
German J M. Geologic setting and genesis of gold deposits of the Dahlonega and Carroll County gold belts, Georgia, Economic Geology, 1989, 84(4):903～923
Gustafson L B, G J Quiroga. Patterns of mineralization and alteration below the porphyry copper orebody at El Salvador, Chile, Economic Geology, 1995, 90(1):2～16
Hagemann S G, D I Groves, J R Ridley *et al*. The archean lode gold deposits at Wiluna, Western Anstralia: High-level brittle-style mineralization in a strike-slip regime, Economic Geology, 1992, 87(1):1022～1053
Hayward N. Controls of syntectonic replacement mineralization in parasitic antiforms, Haile gold mine, Carolina slate belt, Economic Geology, 1992, 87(1):91～112

Ibrahim M S, T K Kyser. Fluid inclusion and isotope systematics of the high－temperature proterozoic star lake lode gold deposit, Northern Saskatchewan, Canada, Economic Geology, 1991, 86(7):1468～1490

Leitch C H, C I Godwin, T H Brown *et al*. Geochemistry of mineralizing fluids in the Bralorne－Pioneer mesothermal gold vein deposit, British Columbia, Canada, Economic Geology, 1991, 86(2):318～353

Lowell J D, J M Guilbert. Lateral and vertical alteration mineralization zoning in porphyry ore deposits, Economic Geology, 1970, 65(3):373～408

Matthäi S K, R W Henley, C A Heinrich. Gold precipitation by fluid mixing in bedding－parallel fractures near carbonaceons slates at the cosmopolitan Howley gold deposit, Northern Australia, Economic Geology, 1995, 90(8):2123～2138

McQueen K G, C Perkins. The nature and origin of a granitoid-related gold deposit at Dague's reef, Major's Creek, New South Wales, Economic Geology, 1995, 90(6):1646～1661

Mumm A S, U Vetter, T Oberthür *et al*. Gold mineralization in the Ashanti belt of China: Genetic constraints of the stable isotope geochemistry, Economic Geology, 1996, 91(2):289～300

Presnell R D, W T Parry, Geology and geochemistry of the Barneys Canyon gold deposit, Utah, Economic Geology, 1996, 91(2):273～287

Richards J P, I Ledlie. Alkalic intrusive rocks associated with the Mount Kare gold deposit, papua New Guinea: Comparison with the porgera intrusive complex, Economic Geology, 1993, 88(4): 755～781

Rushton R W, B E Nesbitt. Muehlenbachs, K *et al*., A fluid inclusion and stable isotope study of Au quartz veins in the Klondike District, Yukon Territory Canada: A Section through a mesothermal vein system, Economic Geology, 1993, 88(3):647～678

Sander M, M. T. Einandi Epithermal deposition of gold during transition from propylitic to potassic alteration at Round Mountain, Nevada, Economic Geology, 1990, 85(2):285～311

Schreiber D W, L Fontbote, D Lochmann. Geologic setting, paragenesis, and physicochemistry of gold quartz veins hosted by plutonic rock in the Pataz region, Economic Geology, 1990, 85(7):1328～1347

Shaw R P, R D Morton. A fluid inclusion study of quartzite－hosted lode gold mineralization at Athabasca, Central Rocky mountains, Canada, Economic Geology, 1990, 85(8):1881～1893

Siddaiah N S, V. Rajamani. The geologic setting mineralogy, geochemistry, and genesis of gold deposits of the archean kolar schist belt, India, Economic Geology, 1989, 84(8):2155～2172

Sillitoe R H. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits, Economic Geology, 1972, 67(1): 184～197

Sillitoe R H. The tops and bottoms of porphyry copper deposits, Economic Geology, 1973, 68(6):799～815

Sillitoe R H, E H McKee. Age of supergene oxidation and enrichment in the Chilean porphyry copper province, Economic gelogy, 1996, 91(1):164～176

Stefanini. B, A E Williams－Jones. Hydrothermal evolution in the Calabona porphyry copper system (Sardinia, Italy): The path to an uneconomic deposit, Economic Geology, 1996, 91(4):774～790

Teixeira J B G, A Kishida, M P C Marimon *et al*. The Fazenda Brasilciro gold deposit, Bahia: Geology, hydrotherma alteration, and fluid inclusion studies, Economic Geology, 1990, 85(5):990～1008

Trumbull R B, Liu Hua, G Lehrberger *et al*. Granitoid－hosted gold deposits in the Anjiayingzi district of Inner Mongolia, People's Republic of China, Economic Geology, 1996, 91(50):875～895

Vila T, R H Sillitoe, J Retzhold *et al*. The porphyry gold deposit at Marte, Northern Chile, Economic Geology, 1991, 86(6):1238～1260

Wallace A R. The relief canyon gold deposit, Nevada: A mineralized solution breccia, Economic Geology, 1989, 84

(2):279～290

Wilkin R T, H L Barnes. Fromation processes of framboidal pyrite, Geochimica et Cosmochimica Acta, 1997, 61 (2):323～336

Willis G F, R M Tosdal. Formation of gold veins and breccias during dextral strike－slip faulting in the Mesquite mining district, Southeastern California, Economic geology, 1992, 87(8):2002～2022

Woodward L A. Structural control of lode gold deposits in the Pony mining district, Tobacco Root Mountains, Montana, Economic Geology, 1993, 88(7):1850～1861

БорТников Н С, Прокофьев в Ю, раздолина Н В. Генезис золото-кварцевого месторождения Чармитан (Узбекистан) Геология Рудных Месторождений, 1996, 38(3):238～256

Волков А В. Золоторудные Месторождения Центральной Чукотки (Россия), Геолотия Рудных Месторождений, 1995, 37(6):482～498

Евзикова Н З. Поисковая Кристалломорфология., Москва:Недра, 1984, 46～75

Спиридонов Э М. Инверсионная плутоногенная золото-кварцевая формация каледония Северного Казахстана, Геология Рудных Месторождений, 1995, 37(3):179～206

Страшимиров С, Серафимовски Е, Ковачев В. Температуры рудообразующих процессов на медно-порфировом медном месторождении Буцим(Македония) по данным изучения рудных включений, Геология Рудных Месторождений, 1996, 38(4):373～380