

密级： \_\_\_\_\_

河北地质大学硕士学位论文

# 河北省彭庄铍矿地质特征及成矿作用研究

论文作者：	王云静	学生类别：	全日制
一级学科：	地质学	学科专业：	构造地质学
指导教师：	陈超	职 称：	副教授

Dissertation Submitted to  
Hebei GEO University  
for  
The Master Degree of  
Structural Geology

**Study on Geological Characteristics and Metallogenesis of  
Pengzhuang Beryllium Deposit in Hebei Province**

by  
Wang Yunjing

Supervisor: A/Prof. Chen Chao

October, 2022



## 摘 要

冀东彭庄铍矿床位于河北省迁西县城北~12 km 处,大地构造位置位于冀东幔枝构造核部区域。通过野外地质调研和岩矿分析,本文系统分析了矿床地质特征,开展了岩石(相)学(光薄片鉴定、扫描电镜)、年代学(LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年)、成矿热液(流体包裹体、碳氢氧同位素组成)和成矿物质来源(硫同位素组成)等方面研究,在此基础上,以幔枝构造成矿理论的视角建立其成因模式。本次研究取得的成果及认识如下:

(1) 矿区中部存在一处隐爆角砾岩筒,铍、铷、钨、银、钛等矿(化)体均产于隐爆角砾岩筒内且受其控制。其中,铍矿(化)体呈透镜状产出,整体走向近 SN,铍赋存在隐爆角砾岩内的绿柱石中。角砾岩筒具有明显的垂向分带性,分带特征表现在矿化蚀变方面,上部以黄铁绢英岩化为主,过渡到中部为黄铁绢英岩化带、绿泥石化带和钠长石化带,到深部又叠加了碳酸盐化带。

(2) LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年结果显示,采自矿区附近的流纹斑岩成岩年龄为  $157 \pm 1$  Ma,矿区内的煌斑岩和强硅化蚀变岩年龄分别为  $203 \pm 2$  Ma 和  $2516 \pm 9$  Ma。由于并未直接测得成矿年龄,故以同为角砾成分的煌斑岩的成岩年龄作为成矿年龄的上限,矿区附近非角砾成分的流纹斑岩年龄作为下限。

(3) 流体包裹体均一温度总体位于  $190\text{ }^{\circ}\text{C} \sim 305\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,盐度总体集中位于  $5.05\text{wt.}\%\text{NaCl} \sim 7.31\text{wt.}\%\text{NaCl}$  和  $10.11\text{wt.}\%\text{NaCl} \sim 12.62\text{wt.}\%\text{NaCl}$  两个数值之间。这些证据指示了成矿流体为中低温、中低盐度热液。

(4) 氢氧同位素测试结果显示,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  值的变化范围在  $0.3\text{‰} \sim 1.8\text{‰}$ ,平均值  $1.0\text{‰} \pm$ ,表明成矿流体主要为岩浆水,混有少量的大气降水;碳氧同位素测试结果显示,  $\delta^{13}\text{C}$  值的变化范围在  $-8.6\text{‰} \sim -8.7\text{‰}$ ,表明成矿流体来源于地壳深处。

(5) 硫同位素测试结果显示,  $\delta^{34}\text{S}$  值的变化范围在  $0.1\text{‰} \sim 1.3\text{‰}$ ,平均值为  $0.6\text{‰}$ ,说明成矿物质中的硫主要来自岩浆热液。

综上表明,彭庄铍矿床属于隐爆角砾岩筒型铍矿床。从幔枝构造理论分析,认为彭庄铍矿床的形成受幔枝构造的控制。冀东幔枝构造形成演化过程中,地幔热物质与成矿热液反重力上升至位于彭庄铍矿床下方区域的地壳深处,形成岩浆房。在岩浆强烈活动下,岩浆房中的气液物质压力不断增大最终发生爆破,在浅部形成隐爆角砾岩筒,成矿流体在角砾岩的有利部位富集成矿。

关键词: 铍矿 幔枝构造 地质特征 成矿作用 冀东彭庄

## ABSTRACT

The Pengzhuang beryllium deposit of Jidong is located about 12km north of Qianxi County, Hebei Province. Its tectonic location is in the core area of Jidong mantle branch structure. Through field geological survey and rock and mineral analysis, we systematically analyzes the geological characteristics of the deposit, and carries out petrology (petrography) (thin and polished section identification ,scanning electron microscope), geochronology (LA-ICP-MS zircon U-Pb dating), ore-forming hydrothermal fluids (fluid inclusions, carbon, hydrogen and oxygen isotopic compositions) and ore-forming material sources (sulfur isotopic compositions). Through field geological survey and rock and mineral analysis, this paper systematically analyzes the geological characteristics of the deposit, and carries out rock (phase) (scanning electron microscope), chronology (LA-ICP-MS zircon U-Pb dating), ore-forming hydrothermal solution (fluid inclusions, carbon, hydrogen and oxygen isotope composition) and ore-forming material source (sulfur isotope composition). On this basis, the genetic model is established from the perspective of mantle branch structure mineralization theory. The results and understandings of this study are as follows:

(1)There is a crypto explosive breccia pipe in the middle of the mining area. The ore bodies or mineralized bodies of beryllium, rubidium, tungsten, silver and titanium are produced in the crypto explosive breccia pipe and controlled by the cryptoexplosive breccia pipe. Beryllium ore bodies and beryllium mineralization bodies are lenticular output, the overall trend of nearly north-south, Be occurs in the cryptoexplosive breccia in the beryl. The cryptoexplosive breccia pipe has obvious vertical zonation, which is characterized by mineralization and alteration. The upper part is dominated by beresitization, and the transition to the middle part is beresitization, chloritization and albitization. To the deep, superimposing the above alteration characteristics increases the carbonation.

(2)LA-ICP-MS zircon U-Pb dating results show that the age of rhyolite porphyry near the mining area is  $157 \pm 1\text{Ma}$ , and the ages of lamprophyre and strong silicified altered rock in the mining area are  $203 \pm 2\text{Ma}$  and  $2516 \pm 9\text{Ma}$ , respectively. Since the ore-forming age has not been measured directly, the diagenetic age of the lamprophyre with breccia is taken as the upper limit of the ore-forming age, and the age of rhyolite porphyry without breccia near the mining area is taken as the lower limit.

(3)The homogenization temperature of fluid inclusions ranges from  $190\text{ }^{\circ}\text{C}$  to  $305\text{ }^{\circ}\text{C}$ , with an average of  $233\text{ }^{\circ}\text{C}$ ; the salinity range is concentrated between 5.05wt.% NaCl to 7.31wt.% NaCl and 10.11wt.% NaCl to 12.62wt.% NaCl, with an average value of about 10.54wt.% NaCl. These evidences indicate that the ore-forming fluid is low-medium

temperature and low-medium salinity hydrothermal fluid.

(4) The results of hydrogen and oxygen isotope test show that the value of  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  varies from 0.3‰ to 1.8‰, with an average of about 1.0‰, indicating that the ore-forming fluid is mainly magmatic water mixed with a small amount of atmospheric precipitation. The carbon and oxygen isotope test results show that the  $\delta^{13}\text{C}$  value varies from -8.6‰ to -8.7‰, indicating that the ore-forming fluid comes from the deep crust.

(5) The sulfur isotope test results show that the  $\delta^{34}\text{S}$  value varies from 0.1‰ to 1.3‰, with an average of 0.6‰, indicating that the S in the ore-forming materials mainly comes from magmatic hydrothermal fluid.

In summary, the Pengzhuang beryllium deposit belongs to the detonating breccia barrel beryllium deposit. From the theoretical analysis of mantle branch structure, it is considered that the formation of Pengzhuang beryllium deposit is controlled by mantle branch structure. During the formation and evolution of the mantle branch structure in Jidong region, the mantle thermal material and the ore-forming hydrothermal anti-gravity rose to the deep crust in the area below the Pengzhuang beryllium deposit, forming a magma chamber. Under the strong activity of magma, the gas-liquid material pressure in the magma chamber continues to increase and eventually explodes, and is sprayed out to form a detonating breccia pipe. The ore-forming fluid is enriched in the favorable parts of the breccia.

KEYWORDS: beryllium deposit, mantle branch structure, geological characteristics, fluid inclusions, metallogenesis

# 目 录

摘 要.....	I
ABSTRACT.....	II
第一章 绪论.....	4
1.1 研究背景.....	4
1.1.1 研究目的及意义.....	4
1.1.2 研究区地理位置.....	4
1.2 研究现状.....	5
1.2.1 铍矿研究现状.....	5
1.2.2 区域 Be 稀有金属研究现状.....	6
1.3 研究内容及方法.....	8
1.3.1 研究内容.....	8
1.3.2 研究方法.....	8
1.4 完成工作量.....	9
第二章 区域地质概况.....	10
2.1 大地构造位置.....	10
2.2 区域地层.....	11
2.2.1 太古宇.....	11
2.2.2 元古宇.....	12
2.2.3 新生界.....	13
2.3 区域构造.....	13
2.3.1 褶皱.....	13
2.3.2 断裂.....	13
2.3.2.1 区域大断裂.....	13
2.3.2.2 韧性剪切带.....	14
2.3.2.3 遥感环形构造特征.....	14
2.4 岩浆岩.....	15
2.5 区域主要金属矿产特征.....	15
第三章 矿区地质特征.....	17

3.1 矿区地层 .....	17
3.2 矿区构造 .....	18
3.3 矿区岩浆岩 .....	18
3.4 矿体特征 .....	19
3.5 矿石特征 .....	21
第四章 彭庄铍矿成矿年代学研究 .....	26
4.1 同位素测年方法 .....	26
4.2 样品的采集与测试 .....	26
4.3 锆石 U-Pb 测年结果 .....	27
第五章 矿床地球化学特征 .....	31
5.1 流体包裹体研究 .....	31
5.1.1 样品采集 .....	31
5.1.2 流体包裹体岩相学特征 .....	31
5.1.3 流体包裹体显微测温 .....	33
5.2 碳氢氧同位素地球化学研究 .....	34
5.2.1 氢氧同位素特征 .....	36
5.2.2 碳氧同位素特征 .....	36
5.3 硫同位素地球化学研究 .....	37
第六章 成因机制和成矿模式 .....	39
6.1 成岩（矿）年龄 .....	39
6.2 成矿热液来源 .....	40
6.3 成矿物质来源 .....	40
6.4 矿床类型及成因 .....	40
6.4.1 控矿因素 .....	40
6.4.2 成矿类型 .....	41
6.4.3 成矿动力机制 .....	42
6.4.3.1 幔枝构造理论 .....	42
6.4.3.2 冀东幔枝构造 .....	42
6.4.4 成因模式 .....	43
第七章 结论 .....	45
7.1 主要成果与认识 .....	45
7.2 存在问题 .....	45
攻读硕士学位期间发表的论文和科研成果 .....	47
作者简介 .....	47



致 谢 .....	48
参考文献 .....	49

## 第一章 绪论

### 1.1 研究背景

#### 1.1.1 研究目的及意义

铍作为碱土金属的第一个成员，属于稀有轻金属，具有密度低、熔点高、弹性模量大、拉伸强度大、热性能优异、尺寸稳定性好等特点，且在所有金属中铍透过 X 射线的的能力最强。因其具有的优良特质，铍的用途极为广泛，例如航空航天工业、核工业、电子工业、武器系统等高端领域，甚至其某些性能是其它任何金属材料所不可替代的，因此具有“超级金属”等称号。除此之外，铍也是制备合金所不可或缺的材料。譬如，青铜加入铍后提升了硬度和抗腐蚀性，形成铍青铜合金，从根本上改变了青铜本身的弱点，常被用来制作海底探测器和海底电缆。由此可见，拥有更多的铍资源就意味着能够在军事领域中占据更大的优势。然而，虽然我国铍矿产资源丰富，但矿石品位低、储备量小，仍对外依存度高。

2011 年 4 月，财政部和国土资源部联合发布的《2011 年矿产资源节约与综合利用专项资金申报指南的通知》中提出，将三稀矿产资源作为国家专项资金支持的重点对象。基于目前形势，加强寻找新矿产乃当务之急。河北省“三稀”矿产资源相对贫乏，但近年在冀东发现了花市铷矿、彭庄铍矿等，取得了一些新进展。前人对于彭庄铍矿床的研究主要集中于区域地层、构造、赋矿围岩特征等方面，尚未解释铍矿产出特征、成矿物质来源、矿床成因类型、控矿因素等信息。本论文依托河北省地矿局地质科技项目《冀东彭庄铍矿地质特征及成矿远景》(项目编号:13000021LCCGAV50ZDGAS)，聚焦迁西彭庄铍矿床的成因机制问题，重点剖析彭庄铍矿的矿床地质特征，结合实验分析对矿床成因展开详细研究，并以幔枝构造理论建立成矿模型，为本区开展铍多金属矿的深部、外围找矿勘查提供科学依据，为今后冀东地区寻找金、银等多金属矿床及稀有金属矿床提供理论依据。

#### 1.1.2 研究区地理位置

研究区位于河北省迁西县城北~12 km 处，行政隶属迁西县三屯营镇管辖，总面积

~1.31 km<sup>2</sup>。研究区东侧 0.5 km 处为大黑汀水库，区内有县级公路通过，交通便利（如图 1.1）。

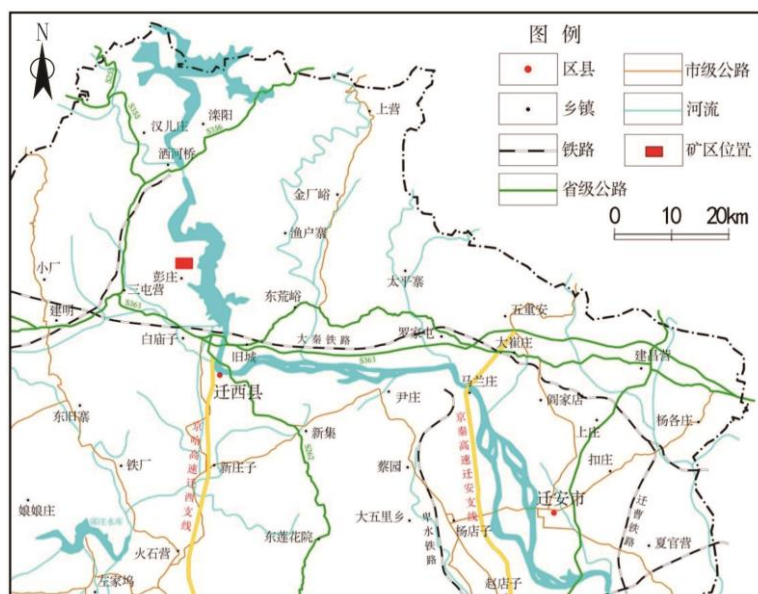


图 1.1 研究区交通位置图

## 1.2 研究现状

### 1.2.1 铍矿研究现状

稀有金属铍是一种表面呈灰白色的碱土元素，以赋存在硅酸盐类和磷酸盐类矿物中较为常见，绿柱石是最常见的铍矿物<sup>[1]</sup>。因其格外稀少且在多个领域发挥着重要作用，因此被列为国家战略性金属矿产资源<sup>[2]</sup>。世界铍矿产资源丰富，主要分布在巴西、俄罗斯、印度、中国、美国等国家，我国铍矿资源主要分布在新疆、内蒙古、云南、四川 4 省(区)<sup>[3]</sup>。铍矿常与其他矿物伴生存在，我国已探明的铍储量就以伴生矿产为主。其中，与锂、钽铌矿伴生的铍储量占 48%，与稀土矿伴生的占 27%，与钨矿伴生的占 20%<sup>[4]</sup>。

铍首次进入人类视野是在 1798 年，法国化学家沃克兰发现了铍的氧化物，并将其命名为“铍土”<sup>[5]</sup>。1828 年，德国化学家沃勒提取出了铍元素，并将其命名为“Beryllium”（Be）<sup>[6]</sup>。但此次仅制得出少量纯度较低的单质铍，直至 1898 年纯金属铍才被真正提取<sup>[7]</sup>。铍在被发现后的一段时间内，由于人们对铍的相关性能认识较为狭窄，再加上铍本身具有较大的毒性，所以使得对铍的需求量较小，相关方面研究也较少。二战时期，人们对金属铍的需求较战前大幅度增加<sup>[8]</sup>，全球铍资源的研究也有所高涨。近年来，铍矿在高新技术产业领域展现了其不可或缺的地位，围绕铍矿开展的研究也越

来越多,主要集中于矿物成因机制方面<sup>[9-12]</sup>,部分为铍的提取<sup>[13-15]</sup>、应用<sup>[16-19]</sup>等方向。

### (1) 铍矿成因类型

铍矿床的分类最早始于苏联,袁忠信(1958)<sup>[20]</sup>结合了苏联学者的相关经验最早对我国的铍矿床进行综合分类,依据成因将铍矿床分为四大类:伟晶岩型铍矿床、矽卡岩型铍矿床、气成-热液型铍矿床和坡积-残积型绿柱石砂矿床,又在此基础上将伟晶岩型和气成-热液型铍矿床分别展开分出第二级亚类。此后,不少学者对铍矿床进行综合分类<sup>[21-22]</sup>。2002年,Barton等<sup>[23]</sup>提出,应根据铍矿的成矿岩浆系统的铝饱和指数对内生铍矿床进行分类,这样可以更加有效的反映出不同类型的铍矿床的地质条件。李建康等(2017)<sup>[24]</sup>采用Barton的分类方法,在原有的内生型和外生型两大类铍矿床的基础上,将内生岩浆系统分为过铝性成矿系统(如新疆可可托海矿床等)、偏铝性成矿系统(如新疆白杨河特大型铍矿床等)和碱性成矿系统(如内蒙古巴尔哲特大型铍矿床等);再依据流体演化阶段,分为岩浆型、伟晶岩型和岩浆热液型这3个类型;最后根据赋矿环境再将岩浆热液型进一步分为伟晶岩型、花岗岩型、石英脉型、矽卡岩型和云英岩型等多个矿化形式。外生型铍矿床依据成因可分为与变质作用有关的铍矿床和与风化作用有关的铍矿床这两类,但外生型铍矿床在我国较为少见,我国铍矿床主要为伟晶岩型和岩浆热液型。彭庄铍矿床属过铝性成矿系统中的岩浆热液型矿床。

### (2) 成因机制研究

岩浆热液型铍矿床属过铝性成矿系统中较为常见的一类。这类矿床多发育于长英质火成岩或硅质碎屑沉积岩围岩中,通常富集F,并伴有白云母蚀变以及W、Mo、等元素矿化现象,成矿温度多在300℃以下<sup>[23]</sup>。典型矿床以湖南香花岭锡铍多金属矿床<sup>[25]</sup>为例。区内条纹岩型铍矿体产于花岗岩与灰岩接触带,含铍矿物主要为塔菲石、金绿宝石、硅铍石等。矿化蚀变种类较多,存在矽卡岩化、含铍条纹岩型锡铍矿化、含铍条纹岩磁铁矿矿化等多种矿化形式。条纹岩型铍矿床的形成与区内富含F等挥发分及Be等元素、广泛发育的断裂构造、碳酸盐岩有关。

## 1.2.2 区域Be稀有金属研究现状

1965年河北物探队在兴隆县大茂峪村发现铍矿点,1969年原河北十一队进行普查评价。截至2018年底,累计查明铍金属(BeO)资源储量11t,矿石平均品位0.735%。勘查发现,该矿床为中高温岩浆热液型矿床。铍赋存在绿柱石中,矿石类型主要为含绿柱石石英脉,次为石英绿柱石和含绿柱石伟晶岩。矿化不均匀,伴生矿物主要为黄铁矿、辉钼矿、方铅矿等,少量为褐铁矿和孔雀石。

1986年10月,原河北区调大队二分队在开展东荒峪幅1/5万区调时发现彭庄铍矿点,并提交《迁西县彭庄乡上毛家峪黄花山铍矿点、化探异常检查简报》。该检查

工作圈定了 Mo、As、La、Be、Cd、Bi、Ti、Cu 8 种元素异常围绕隐爆角砾岩筒分布，并圈定了一条低品位铍矿体，得出隐爆角砾岩筒引起化探异常且为成矿有利部位的结论。该检查工作受当时条件限制，探槽取样仅对铍挑选了 30 件样品做了基本分析。

2019 年河北省第二地质大队开展了《河北省迁西县彭庄隐爆角砾岩筒含矿性调查评价》工作，完成了 1/2 千地质填图(草测)1.48 km<sup>2</sup>等工作。采用物、化探等手段，初步探明了隐爆角砾岩体在地表的产出形态、产状以及矿物赋存形式、位置等基本情况，圈定了铍低品位矿体、铍矿体和铍、钨矿化体。该检查工作钻孔仅打在隐爆角砾岩体旁侧，未能有效查明隐爆角砾岩体的含矿性。

2020 年河北地矿局第二地质大队开展了《河北省迁西县彭庄铍、铷等稀有及多金属矿预查》工作，崔伟等（2021）<sup>[26]</sup>初步查明隐爆角砾岩体深部形态、矿化蚀变特征等问题。该检查工作尚未查明矿体赋存状态、成矿规律等情况。

河北省现有铍矿区 4 处：康保县兴隆村铍矿、丰宁县窟窿山乡帽山铍矿、兴隆县大茂峪铍矿以及迁西彭庄铍矿（如图 1.2），但前三处均为铍矿点<sup>[27-28]</sup>。这些矿床总体表现出可供研究程度较低、成因机制不够系统、找矿规律性不够强等不足，因此急需加强对河北省铍矿的研究。近年，幔枝构造理论在指导地质找矿方面成果显著，本论文将该理论应用于彭庄铍矿床研究，以期取得较好的成果。



图 1.2 河北省铍矿点分布图

## 1.3 研究内容及方法

### 1.3.1 研究内容

在前人研究成果的基础上,结合野外地质调查及物、化探分析,重点对彭庄铍矿床的矿体特征、成矿构造、含矿流体特征等进行研究。主要研究内容包括以下几个方面:

(1) 基础地质研究:开展区域地质和彭庄铍矿矿区地质调研,系统掌握本区地层、构造、岩浆岩等基本地质情况以及矿区角砾岩体的产出特征、角砾成分、矿化蚀变特征等详细地质情况。通过遥感资料解译、野外构造调研的方法对区内构造进行分析,初步总结出矿区构造与隐爆角砾岩的关系。

(2) 岩石(相)学研究:通过显微镜下观察等方法,对彭庄铍矿床岩体进行详细鉴定,查明岩(矿)石结构、成分、矿化蚀变特征、赋存状态等要素。

(3) 成岩(矿)年代学研究:通过对岩(矿)体进行锆石 U-Pb 测年,分析成岩、成矿期次,确定成矿时代。

(4) 成因机制研究:采用流体包裹体测试确定成矿流体特征,示踪成矿物质来源。

(5) 基于幔枝构造理论探讨成矿规律,建立成矿模型。

### 1.3.2 研究方法

在充分收集以往资料的基础上,基于幔枝构造理论,拟采用野外地质调研、矿床学、岩石学、地球化学等方法开展综合研究,研究方法如下:

(1) 以野外地表露头和钻孔岩芯为研究对象,重点调查地层、构造、岩体之间的接触关系,并对需要测试的岩矿样品系统采样。

(2) 对前期收集的遥感图像进行解译,对区内构造进行详细分析。

(3) 通过岩矿样品光薄片鉴定及扫描电镜分析,查明岩(矿)体成分、大小、胶结特征、微观矿化蚀变特征、成分之间的交切关系等。

(4) 采用锆石 U-Pb 测年方法确定岩、矿体年龄以及成矿时代,分析二者的相互关系。

(5) 对矿区样品进行流体包裹体测试及同位素地球化学研究,查明石英、方解石中包裹体的类型,弄清原生包裹体的物质成分及温度、盐度等地球化学条件;利用氢氧同位素、碳氧同位素分析查明成矿流体来源,黄铁矿硫同位素分析确定成矿物质来源。

## 1.4 完成工作量

对于河北省彭庄铍矿所开展的研究工作中待解决的问题，本论文由河北地矿局地质科技项目《冀东彭庄铍矿地质特征及成矿远景研究》（项目编码：13000021LCCGA V5OZDGAS）所资助，论文的开展综合野外地质踏勘、资料整合、室内地化实验及其数据等资料。完成的工作量见下表 1.1。

表 1.1 完成工作量一览表

工作内容	已完成工作量	工作内容	已完成工作量
野外踏勘	10 天	锆石 U-Pb 测年	69 点
样本采集	38 件	包裹体测温	4 件
野外照片	109 张	电子探针和扫描电镜	14 件
光薄片	29 件	C-H-O 同位素	10 件
遥感解译	1 幅	S 同位素	6 件

## 第二章 区域地质概况

### 2.1 大地构造位置

彭庄铍矿床位于华北克拉通北缘东段，所属冀东地区（如图 2.1（a））。区域经历了长期而复杂的构造-岩浆演化。前寒武纪，早期陆核开始形成。中、新太古代，陆壳不断增生，可能与下部超级地幔柱有关。在陆核周围形成了微陆块，并在新太古代晚期实现微陆块拼合<sup>[30]</sup>。自此，研究区开始了长期克拉通化。自显生宙以来，区域经历了古生代古亚洲洋碰撞、闭合和中生代以来古太平洋的向北西-北东向俯冲。在此基础上，区域形成了基本的构造、地层构架。

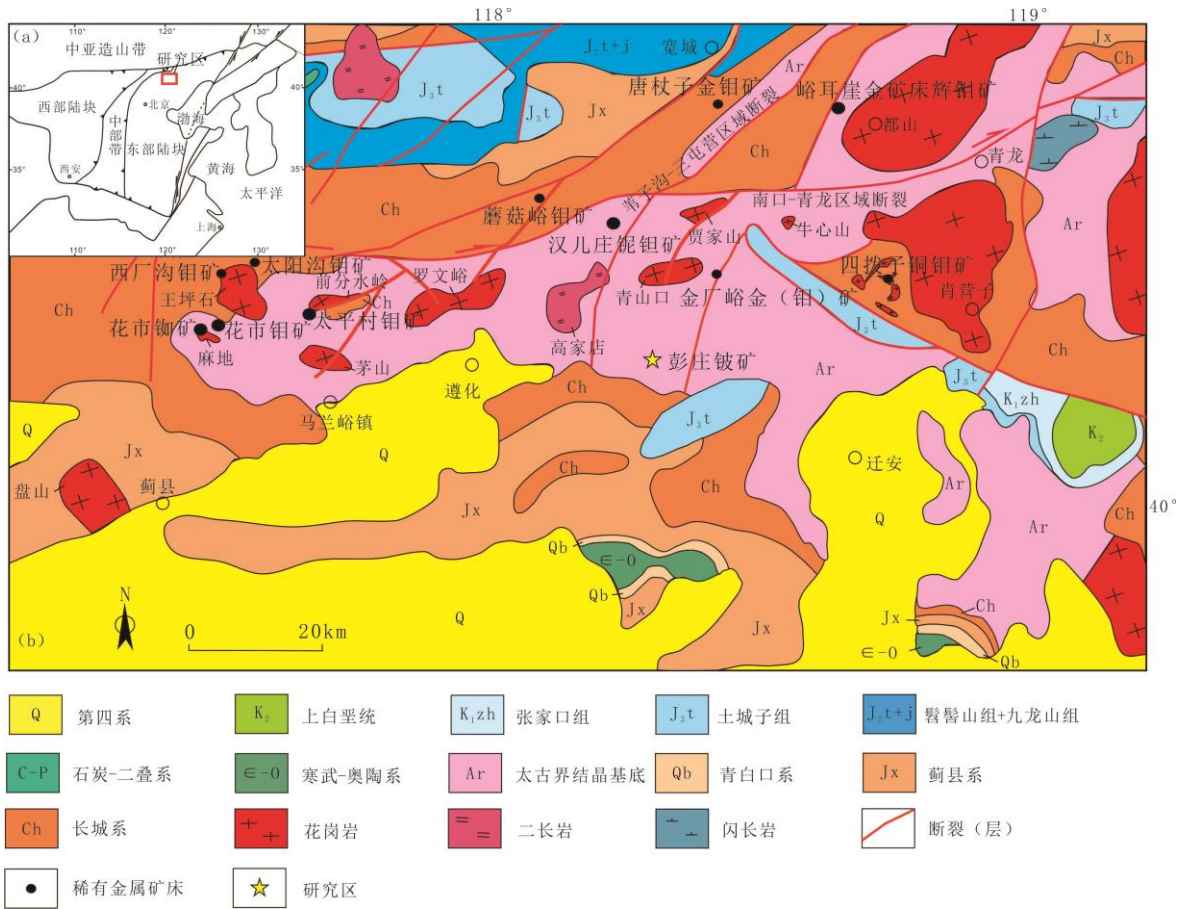


图 2.1 彭庄铍矿区域地质简图<sup>[29,31-33]</sup>



从幔枝构造的视角出发,研究区处于冀东幔枝构造的轴部(如图 2.1 (b))。马兰峪复背斜为 EW 向的古隆起区,其中心是太古宇变质岩结晶基底,盖层岩石为中新元古代-古生代的沉积岩。区域从太古代到中生代构造运动剧烈,经历了印支期和燕山期多期强构造运动并产生了剧烈的岩浆活动。尤以燕山期为主,成矿控矿作用明显。

## 2.2 区域地层

### 2.2.1 太古宇

#### (1) 太古界迁西岩群 ( $Ar_3^1Q.$ )

迁西岩群主要分布于迁安水厂-平林镇-娄子山一带,在迁西三屯营、东荒峪,滦平两间房以及密云水库等地也有分布,总体呈 NNE 走向。由于经历了长期而复杂的变质变形改造及岩浆活动,原岩的结构构造已消失,所以对于迁西岩群的定义、地层划分等至今仍存在很大分歧。本文认为河北省区域地质矿产调查研究所(2017)<sup>[34]</sup>将迁西岩群自下而上划分为水厂岩组和平林镇岩组更符合冀东地层的展布规律。目前地层总体表现为一套麻粒岩相岩石组合,区域内迁西岩群自西向东重复出露水厂岩组和平林镇岩组,其分布规律及岩石特征如下:

#### ① 水厂岩组 ( $Ar_3^1S.$ )

主要分布于迁安水厂-松汀-木厂口一带,在迁西三屯营、东荒峪,滦平两间房,密云古北口、水库、高岭等地也有分布,主要为暗色麻粒岩、含辉石黑云斜长片麻岩(变粒岩)、浅色麻粒岩、紫苏斜长片麻岩等所构成的互层带。含辉石斜长变粒岩是该岩组的主要岩石组合,并夹有二辉麻粒岩、浅粒岩、辉石岩以及大量的磁铁石英岩。变粒岩类可进一步分为紫苏黑云斜长变粒岩和石榴矽线斜长变粒岩这两类。紫苏黑云斜长变粒岩的分布范围很广,常夹有透镜状含角闪二辉斜长麻粒岩、二辉麻粒岩和磁铁石英岩。二辉麻粒岩在本区常呈透镜状或似层状产出,厚几米至几十米不等且往往与变粒岩类共生,其岩石类型主要为角闪二辉麻粒岩和黑云二辉麻粒岩。

#### ② 平林镇岩组 ( $Ar_3^1P.$ )

主要分布于平林镇-娄子山一带和东南侧的夏官营-彭店子一带。在迁安隔滦河周围,该岩组以大型的韧性变形带为界与水厂岩组相互接触。主要岩石类型以紫苏黑云斜长变粒岩为主。麻粒岩主要出露黑云紫苏斜长麻粒岩和角闪紫苏斜长麻粒岩这两类,常与浅粒岩、石榴石一起组成厚几十至几百厘米的夹层。平林镇岩组的产出形式有两种,一种是呈不规则面状产出,分布面积可达  $30\text{ km}^2\sim 40\text{ km}^2$ ,围岩为麻粒岩相深成片麻岩且与围岩呈过渡接触关系;另一种是以透镜状、扁豆状等形态的捕虏体分布于

深成片麻岩中。由于该岩组经历了多期变质改造，混合岩化强烈。

## (2) 太古界遵化岩群 ( $Ar_3^2Z.$ )

遵化岩群主要分布在遵化-迁西-兴隆-究城-青龙以及承德南部一带，在三屯营一带以断层为界与水厂岩组相互接触，系一套由斜长角闪岩、角闪岩、斜长变粒岩夹硅铁质岩等岩石所组成的高级变质岩层。曾有过多次地层划分命名，如迁西群上亚群或单塔子群<sup>[35]</sup>、八道河群<sup>[36]</sup>、遵化群<sup>[37]</sup>等。遵化岩群分布在研究区北部、西部，总体呈NNE走向。该岩组自西向东依次出露滦阳岩组和马兰峪岩组，其分布规律及岩石特征如下：

①滦阳岩组 ( $Ar_3^2ly.$ )：主要分布于迁西龙湾-滦阳一带，为滦阳组所演变而来。该岩组系原滦阳组的表壳岩组合所构成<sup>[38]</sup>，黑云斜长变粒岩、角闪斜长变粒岩、黑云斜长片麻岩是该岩组的主要岩石组合，并夹有紫苏斜长片麻岩、二辉麻粒岩、斜长角闪岩、磁铁石英岩等，局部可见少量含红柱矽线石榴二长变粒岩。滦阳岩组常以包体形态产出，规模不等，最大出露面积可达几百至几千平方米，其围岩为新太古代的变质深成岩。该岩组的变质程度较高，混合岩化较强。

②马兰峪岩组 ( $Ar_3^2m.$ )：主要分布于遵化马兰峪、琉璃厂、梨树山以及兴隆大土岭-挂兰峪一带，与滦阳岩组呈构造片理平行接触或为韧性变形带接触。该岩组以斜长角闪岩或角闪斜长片麻岩为主，并夹有角闪斜长变粒岩、黑云斜长变粒岩和磁铁石英岩。斜长角闪岩以似层状、条带状或透镜状等形式产出，常与斜长变粒岩所共生。该岩组以高角闪岩相变质为主，混合岩化强烈。

## 2.2.2 元古宇

元古界长城系地层在研究区南部呈楔状局部出露，包括常州沟组、串岭沟组、团山子组、大红峪组和高于庄组，各岩组间整合接触，地层岩性自下而上由碎屑岩过渡到高镁碳酸盐岩。总体为NE走向，倾向SW，倾角 $30^\circ \sim 50^\circ$ 。

(1) 常州沟组：区域内的常州沟组分布在迁安杏山、迁西一带，其下部为紫苏斜长片麻岩，主要由石英岩、磁铁石英岩、片麻岩等所构成，粒径 $\sim 10\text{ cm}$ ，其间夹有页岩或砂岩的薄层和透镜体。中部由紫红色、灰白色长石石英砂岩和石英岩状砂岩所构成，并夹有粉砂岩。上部主要为黄色石英砂岩。该岩组在区域内的厚度在 $556\text{ m} \sim 454\text{ m}$ 。

(2) 串岭沟组：区域内的串岭沟组主要由黑色、黑灰色页岩所构成，并夹有黄绿色粉砂岩，迁西一带主要由粉砂岩夹石英细砂岩所构成。该岩组在区域内的厚度在 $15\text{ m} \sim 97\text{ m}$ 且自西向东变薄。

(3) 团山子组：区域内的团山子组下部主要由紫红色长石石英砂岩、角砾状白

云岩等组成，上部主要由灰色、灰白色燧石条带叠层白云岩和绿色页岩等组成。该岩组在区域内的厚度在 20 m~67 m。

(4) 大红峪组：区域内的大红峪组主要为砾岩、砂岩以及白云岩。大红峪组一段以灰白色砾岩、紫红色长石砂岩、钙质砂岩为主，砾石主要为石英岩和磁铁石英岩，主要胶结物为泥质和铁质。二段主要为紫红色长石石英砂岩、粉砂岩及石英岩状砂岩等。三段以灰白色、黄褐色长石石英砂岩和灰色藻叠层白云岩为主。该岩组在区域内的厚度在 232 m~362 m。

(5) 高于庄组：区域内的大红峪组分为四个岩性段。一段以灰色含砂泥晶白云岩为主并夹有页岩；二段下部由褐色白云岩所组成，并夹有砂质白云岩、粉砂质页岩；三段主要为灰色粉细晶白云岩并在局部夹有钙质页岩；四段以灰色细晶、粉晶白云岩，燧石条带白云岩等为主，并夹有硅质岩或燧石岩。该岩组在区域内的厚度在 264 m~1963 m。

### 2.2.3 新生界

第四系地层分布在沟谷中，主要为全新统冲洪积、残坡积成因的粉土、粉质粘土、砂砾石等，局部为上更新统的风积黄土。

## 2.3 区域构造

### 2.3.1 褶皱

(1) 迁西岩群：迁西岩群主要经历了两期褶皱变形。在新太古代阜平运动晚期形成了近 EW 向开阔的背向斜褶皱，五台运动在叠加了早期褶皱的同时还产生了强烈的韧性剪切变形，致使前期大部分褶皱变形成为平卧褶皱和同斜褶皱并形成部分开阔褶皱。在这个过程中，伴随着岩浆作用初步形成了两个穹窿状复式背斜构造，吕梁运动中后期该构造进一步隆起，后期由于风化剥蚀在地表出露穹窿构造。

(2) 遵化岩群：遵化岩群经历了两期褶皱变形。在新太古代阜平运动晚期形成了近 EW 向的复向斜构造，总体呈 NNE 向展布。五台运动叠加了早期褶皱并将前期大部分褶皱改造成紧闭同斜褶皱。

### 2.3.2 断裂

#### 2.3.2.1 区域大断裂

区内断裂构造较发育，主要存在两组区域大断裂（如图 2.1）。

(1)南口-青龙区域断裂:该断裂位于蔚县-南口-密云-兴隆-喜峰口-青龙一带,总体走向近 EW 向,全长~430 km,宽~30 m,最宽可达 8 km。断裂形成于吕梁运动晚期,活动周期性长且频率高,倾向、倾角多变,构造变形较为复杂。带内糜棱岩、断层泥、构造透镜体等构造岩类较为发育。

(2)苇子沟-三屯营区域断裂:该断裂分布在宽城苇子沟-东大地北西-迁西童家口-洒河桥-三屯营 SW 一带,总体走向近 NNE 向。区内露头由多条断裂组成,总长~110 km,断裂带宽~2 km,最宽可达 7 km。断裂带最早活动于阜平期晚期,经历了多期构造活动且活动性强,倾向、倾角多变,系一条脆韧性变形带。带内发育以糜棱岩为主的构造岩。

### 2.3.2.2 韧性剪切带

区内较大的韧性剪切带为 NE 走向的金厂峪断裂。金厂峪断裂呈带状分布,由北往南呈扇形散开。总体延伸~24 km,宽~2 km。总体倾向为北西或南东,倾角在 70~90° 之间。该剪切带发育于太古界变质岩中,活动于近 EW 向的挤压构造环境中,是经历了多期构造置换和叠加所形成的。带内常发育绿片岩相变质糜棱岩类。

### 2.3.2.3 遥感环形构造特征

对研究区进行遥感解译(如图 2.2),环形构造内地层岩性以紫苏斜长片麻岩、二辉斜长麻粒岩、云角闪斜长片麻岩为主。图像显示,区域内存在多处环形构造,主要集中于大黑汀水库两侧。环形构造呈圆形、椭圆形,规模多为中型环(直径在 5~15km)和小型环(直径<5km),类型以单环为主,少数为交切套环和子母套环<sup>[62]</sup>。环形构造沿断裂带成群成带分布,矿点位于环形构造内部。根据区域环形构造的特征,认为其属与侵入岩有关的构造。

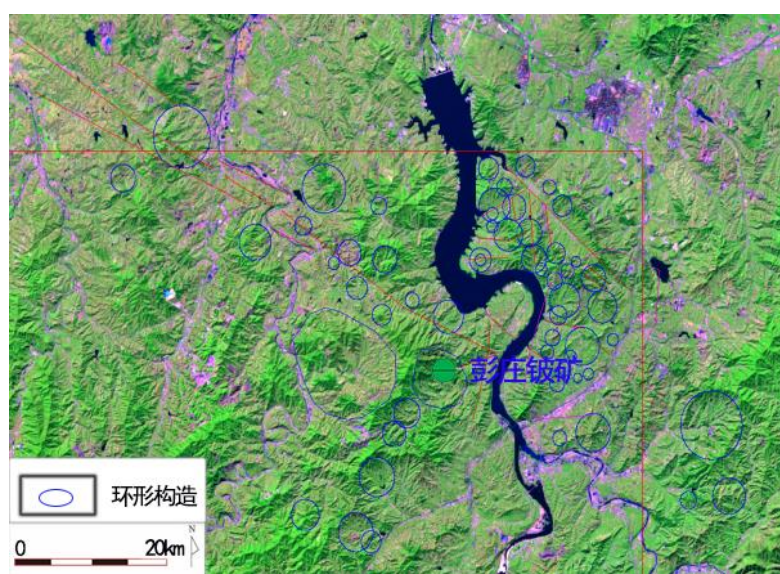


图 2.2 研究区遥感解译图

通过以上分析,可发现研究区的环形构造受到了 NNE 向和 NW 向断裂构造的控制。构造不仅为成矿流体提供了运输通道,还是储矿的有利部位,特别是环环交切部位及环形构造的外围。由此可见,研究区具有较好的成矿前景。

## 2.4 岩浆岩

冀东地区岩浆活动具多旋回、多阶段性的特征,岩石种类繁多且成因复杂<sup>[39]</sup>。印支期及燕山期的花岗岩出露较广泛,印支期花岗岩体沿走向呈 NW-SE 向展布,主要集中于 NE 方向的都山一带;燕山期花岗岩体整个研究区都有分布,但以中部、彭庄铍矿床附近露头为甚。研究区中部主要有以高家店、青山口为主的岩株侵入,岩性以花岗岩、二长花岗岩、石英闪长岩和花岗闪长岩为主,围岩岩性以斜长角闪岩、角闪斜长片麻岩、辉石角闪岩、磁铁石英岩为主。区域内岩浆活动大致可划分为太古代和中生代两个活动时期。

(1) 太古代岩浆活动:区域内的超基性-基性岩体较多,但规模一般都比较小,长几米到百米不等,宽在 1 m~10 m 之间,长宽比多为 5:1。岩体展布方向常与围岩的构造线方向一致。岩石类型主要为蛇纹岩、橄榄辉石岩、紫苏辉石角闪岩等,年龄主要集中在 2500Ma~2600Ma<sup>[40-43]</sup>。脉岩表现不明显。

(2) 中生代岩浆活动:区域内燕山期岩浆活动总体较微弱,岩体主要为高家店岩体和青山口岩体。

①高家店岩体:平面呈葫芦形,出露面积~45 km<sup>2</sup>。岩体与围岩的接触面均向外倾,倾角 70°~85°。岩体内部有太古界变质岩、长城系白云岩的捕虏体或顶垂体,白云岩已蚀变为大理岩;岩体与顶垂体之间的接触面近于水平。高家店岩体为多期次侵入的中酸性杂岩体,岩性复杂,可归纳为三个岩石类型,即闪长岩类、花岗质岩类和正长质岩类。高家店岩体的成岩时间集中在 170Ma~200Ma<sup>[44-45]</sup>。

②青山口岩体:平面呈东西向矩形,面积~28 km<sup>2</sup>。与围岩的接触面多向外陡倾。侵入阶段分两期,第一期为闪长岩类,第二期为斜长花岗岩和二长花岗岩。青山口岩体成岩年龄为 200Ma 左右<sup>[46-49]</sup>。

区域内这一时期的脉岩较多,多呈 NW 向、NE 向展布。岩石类型主要为辉绿岩、闪长岩、煌斑岩、花岗细晶岩、石英脉和正长斑岩等。

## 2.5 区域主要金属矿产特征

冀东地区强烈的构造运动与岩浆活动,孕育了丰富的铁矿、金矿,还形成了钼、铌钽、铷等稀有金属矿床,其中以钼矿床为主。

冀东铁矿主要为沉积变质型铁矿，主要分布在遵化、迁西、迁安、滦县等地，这类铁矿产于早前寒武纪变质岩中，矿物成分主要为石英和铁氧化物，多为 BIF 铁矿，如司家营铁矿<sup>[50]</sup>、王寺峪铁矿<sup>[51]</sup>、杏山铁矿<sup>[52]</sup>等。

冀东金矿呈近 EW 向展布于遵化-青龙一带，赋矿围岩主要为太古界迁西岩群、遵化岩群以及中元古界长城系地层，矿区范围广泛出露中酸性或碱性侵入岩，成矿时代集中在三叠-侏罗世，如峪耳崖金矿<sup>[53]</sup>、唐杖子金矿<sup>[54]</sup>、下营坊金矿<sup>[55]</sup>等。

冀东钼矿主要分布在马兰峪复背斜西段，均为岩浆-热液型矿床，成矿时代集中在侏罗世，如太平村钼矿（斑岩型）<sup>[56]</sup>、太阳沟钼矿（斑岩型）<sup>[33]</sup>、花市钼矿（热液脉型）<sup>[57]</sup>等。还存在少量与铜、金等金属伴生的钼矿，如四拨子铜钼矿（矽卡岩型）<sup>[58]</sup>、金厂峪金矿辉钼矿（热液脉型）<sup>[59]</sup>、峪耳崖金矿辉钼矿（热液脉型）等<sup>[60]</sup>。

冀东铌钽、铷等稀有金属矿床代表性的为汉儿庄铌钽矿和花市铷矿，这两处矿床同为碱性花岗岩型矿床，在我省较为少见<sup>[32,61]</sup>。

### 第三章 矿区地质特征

矿区出露地层简单，主要为太古界迁西岩群水厂岩组和新生界第四系地层。铍矿床位于矿区角砾岩筒中，迁西岩群为赋矿围岩（如图 3.1（a））。

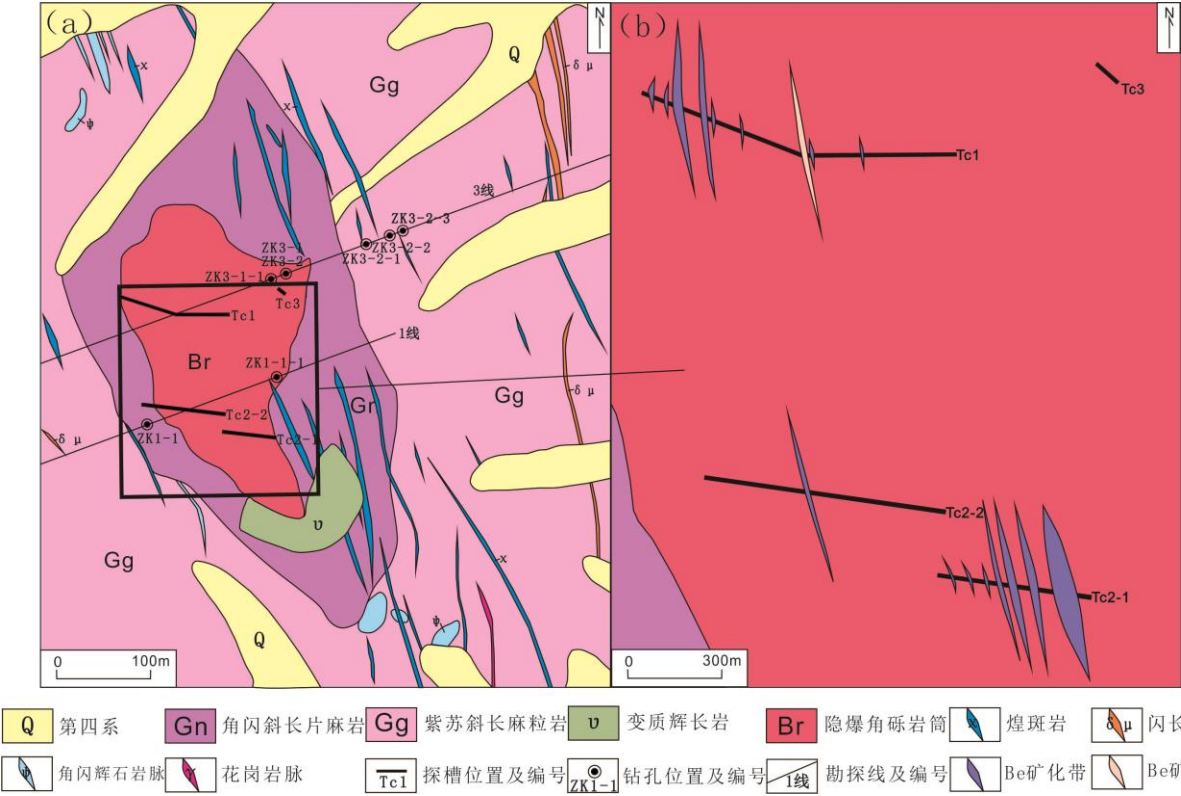


图 3.1 彭庄铍矿矿区地质图

#### 3.1 矿区地层

迁西岩群水厂岩组地层遍布矿区的各个方向，岩石类型主要为紫苏斜长麻粒岩，其次为角闪斜长片麻岩：

（1）紫苏斜长麻粒岩：岩石呈灰白色，中-粗粒变晶结构，块状构造，局部为弱片麻状构造，矿物成分主要为斜长石、石英和紫苏辉石。斜长石为半自形-它形粒状，含量~70%；石英多为它形粒状，含量在 5%~15%；紫苏辉石多为它形粒状，含量在 15%~25%。



(2) 角闪斜长片麻岩: 分布在隐爆角砾岩筒周围。颜色为灰-灰白色, 中粒变晶结构, 片麻状构造, 矿物成分主要为斜长石、石英、角闪石。局部片麻理发育, 风化较强烈。

第四系地层出露在矿区沟谷中, 主要为残坡积和冲洪积物。

## 3.2 矿区构造

矿区受断裂和褶皱的联合控制。总体而言, 矿体赋存在近 SN 向的高家庄-松岭倒转向斜的核部。区内的断裂构造主要为 NNW 向和 NNE 向断裂, NNW 向断裂被后期基性、中酸性岩脉充填。区内存在一处隐爆角砾岩筒, 多组构造控制其产出, 同时角砾岩筒也对围岩产生放射状断裂<sup>[26]</sup>。隐爆角砾岩筒既为含矿构造, 同时也为控矿构造。角砾岩筒周边张性裂隙发育, 充填有基性、中酸性岩脉, 张性裂隙走向多为 NNW 向, 少量为 NNE 向, 极少量为近 NW 向。

## 3.3 矿区岩浆岩

高家店岩体位于研究区 NE 向~8 km 处, 青山口岩体位于研究区 NW 向~6 km 处。以研究区为中心, 分布有 5 个距其 NE 向~5 km 的侏罗系次流纹斑岩岩株, 这些岩株呈圆弧状由北向南的展开: 1 个侏罗系东岭台组火山岩体, 位于其正东方向; 4 个燕山期闪长岩岩株, 位于其 SE 方向。矿区附近存在的多处岩浆岩岩体, 使得区内岩浆活动较为强烈, 岩浆岩主要呈岩株、岩脉形式产出。其中, 区内出露的岩株仅存在变质辉长岩, 岩脉以煌斑岩脉、闪长玢岩脉、角闪辉石岩脉为主还包含少量的花岗岩脉、伟晶岩脉等。

矿区岩浆岩发育, 代表性岩体有:

(1) 太古宙基性-超基性岩: 变质辉长岩: 呈月牙状产于矿区中段的隐爆角砾岩体南部, 出露面积可达 6000 m<sup>2</sup>。矿石呈灰色, 变余辉长结构, 似片麻状构造。矿物成分主要为斜长石、石英、辉石和角闪石, 含少量黑云母等。斜长石为半自形-它形粒状结构, 粒度多在 2 mm~4 mm, 高岭土化、绢云母化较为发育; 石英呈它形粒状充填于斜长石颗粒间; 辉石多呈半自形柱状, 少数呈它形粒状, 杂乱分布, 粒径为 2 mm~3.5 mm; 黑云母呈片状分布。

(2) 显生宙中酸性-酸性岩: ①煌斑岩: 总体呈 NNW 向分布, 出露面积可达 900 m<sup>2</sup>。岩石呈灰黑色, 具斑状结构, 块状构造。斑晶主要为发生绿泥石化的角闪石, 粒径在 2 mm~3.5 mm, 蚀变强烈, 分布均匀, 含量~10%; 基质成分主要为褐色呈针柱状角闪石, 柱长在 0.05 mm~0.5 mm。在长柱状角闪石颗粒间充填有蚀变形成的绿泥



石、绢云母和微晶长石，针柱状角闪石占基质含量的 70%。

②闪长玢岩：总体走向近 NNW 向，出露面积可达 900 m<sup>2</sup>。新鲜面呈灰绿色，斑状结构，块状构造。斑晶为角闪石，呈半自形柱粒状，含量为 5%~10%；基质成分主要为斜长石、暗色矿物和钾长石，含少量石英。含量为 90%~95%。

③角闪辉石岩：总体走向近 NNW 向，少数呈 NNE 向分布。宽 2 m~6 m，长几十 m 不等。岩脉多为透镜状、椭圆状，颜色为黑色，变余半自形粒状结构，块状构造。矿物成分主要为辉石和角闪石，含少量的橄榄石等。辉石呈半自形柱状-它形粒状结构，粒径在 1 mm~2 mm，含量~60%；角闪石呈半自形柱状-它形粒状结构，含量在 35%~40%。

④花岗岩：呈 NNW 向零星少量分布，个别走向近 EW 向。出露面积~200 m<sup>2</sup>。颜色为浅肉红色-肉红色，中粗粒花岗结构，块状构造。矿物成分主要为钾长石、斜长石和石英，含少量暗色矿物。

### 3.4 矿体特征

角砾岩筒地表出露于矿区中部的黄花山山顶处，呈不规则椭圆状，长~360 m，宽 60 m~200 m，面积~41000 m<sup>2</sup>。空间形态呈漏斗状，上宽下窄，深部 1 线收缩明显，3 线向下延深较远，控制延深>700m。岩筒倾向总体为 NEE 向，倾角 55~65°。角砾岩与围岩呈突变关系，接触面较陡。

岩石经强烈风化呈黄褐色、棕黑色，新鲜面为灰白-灰绿色。角砾状构造明显，呈棱角-次棱角状，粒度多>100 mm，角砾成分主要为片麻岩、麻粒岩、混合岩，其次为少量的花岗岩、煌斑岩等。胶结物主要为石英、碳酸盐等气成热液型矿物。石英多以细脉状或不规则网状充填于角砾间，部分石英以团块状集中（如图 3.2a、b）。位于地表处的角砾岩，偶见少量绿柱石零星分布其中（如图 3.2c、d）。角砾岩蚀变矿化较为强烈，黄铁绢英岩化在岩体中极为发育（如图 3.2e），深部还可见明显的绿泥石化、碳酸盐化、钠长石化的岩石，可见少量磁铁矿化、黄铁矿化、黄铜矿化等矿化现象，并含有少量的金红石、天青石（如图 3.2f）。

通过野外踏勘，结合后期岩相学研究等工作，认为彭庄铍矿区隐爆角砾岩筒具有明显的垂向分带性，其分带特征主要表现在矿化蚀变这一方面。随着深度的增加，矿化蚀变逐步增强：上部以黄铁绢英岩化为主，过渡到中部为黄铁绢英岩化带、绿泥石化带和钠长石化带，到深部又叠加了碳酸盐化带。

研究区铍、铷、钨等矿（化）体均受隐爆角砾岩筒控制且赋存于隐爆角砾岩筒中（如图 3.1（b）、3.3）。具体特征如下：

（1）铷矿化体：在隐爆角砾岩筒中呈面状较均匀分布，具分支复合现象。其产

状与隐爆角砾岩体一致。工程控制矿化体走向长 235 m~345 m，沿倾斜延深 >700 m。图中可见，其剖面形态呈筒状，宽~110 m，基本上呈等宽状自上而下产出。



图 3.2 彭庄铍矿隐爆角砾岩照片

a、b-隐爆角砾岩地表风化照片；c、d-隐爆角砾岩中的绿柱石；e-角砾岩发生黄铁绢英岩化；f-深部角砾岩发生碳酸盐化，含有天青石

(2) 铍矿(化)体：矿区内主要产出一条达到工业品位的铍矿体以及 18 条铍矿化体，区内隐爆角砾岩筒控制着铍矿(化)体的产出。

铍矿体：产于隐爆角砾岩体中，由探槽 TC1 中的 H56、H57 号样品控制。矿体呈透镜状，走向近南北，倾向 NEE，倾角  $60^{\circ}$ 。推测矿体整体长~90 m，沿倾斜延深~40 m，控制矿体厚度为 1.7 m。BeO 平均品位 0.102%。

铍矿化体：18 条铍矿化体全部产于隐爆角砾岩体内且均呈透镜状产出，除两条为隐伏盲矿化体外，其余均出露地表。其中，有 15 条铍矿化体受地表探槽单工程控制，平均宽~2.5 m，最宽可达 8.8 m。一条受地表探槽 TC1 和 ZK3-1 的共同控制，宽

0.5m~1.2m, 沿倾斜延伸 240m; 两条隐伏盲矿化体均受 ZK3-2 控制, 宽 0.3 m~0.5 m, 沿倾斜延伸 20 m。铍矿化体的走向近 SN, 倾向 NEE, 倾角  $65^{\circ}$  ~ $80^{\circ}$ 。BeO 平均品位 0.014%。

(3) 钨矿化体: 隐爆角砾岩体 TC1 西段圈定了 2 条钨矿化体, 宽度~1 m 且均呈透镜状产出, 矿化体走向近 SN, 倾向 NEE, 倾角~ $65^{\circ}$ 。

(4) 银矿化体: 地表处的银矿化大多发生于角砾岩中, 少数赋存在角闪斜长片麻岩中; 钻孔中的银矿化大多发生在角砾岩或蚀变岩中。

(5) 钛矿(化)体: 钛矿化主要赋存在矿区隐爆角砾岩筒中、围岩及基性岩脉中的弱蚀变煌斑岩和弱蚀变闪长辉长岩脉中。

钛矿体: 钛矿体赋存于勘探 3 线隐爆角砾岩筒底部的闪长辉长岩中, 呈板状产出。

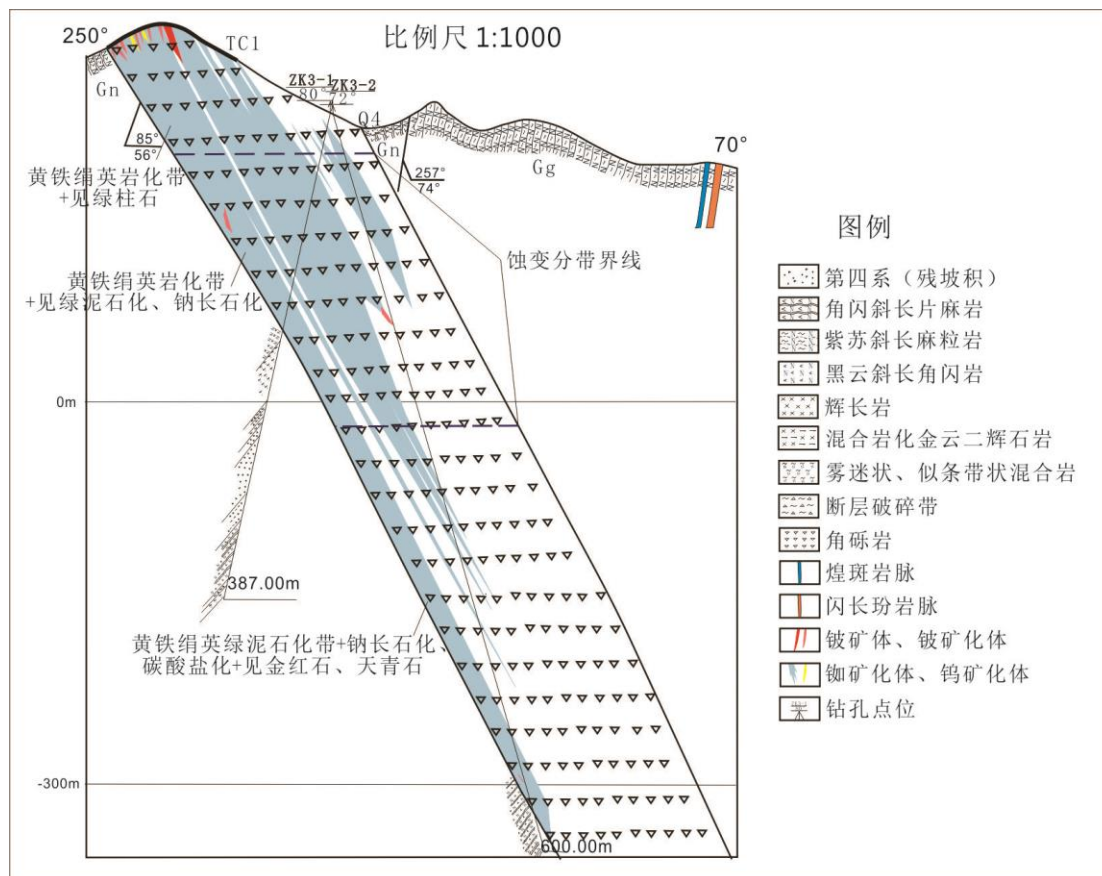


图 3.3 彭庄铍矿床勘探 3 线剖面图

### 3.5 矿石特征

(1) 隐爆角砾岩型铍、钨矿(化)体: 矿石主要为含矿隐爆角砾岩(如图 3.4a、b), 结构多为他形粒状结构、碎裂结构, 少数为斑状结构、隐晶质结构等, 构造多为角砾状构造。矿石的角砾含量随深度而增加, 地表探槽中的矿石角砾含量在 60%~80%,



深部钻孔中的矿石角砾含量则为 70%~90%。矿石粒度多 > 100 mm，甚至有的 > 1000 mm。其中，脉石矿物主要为石英、长石、蚀变矿物、白云母、黑云母等，矿石矿物以赤褐铁矿、磁铁矿、黄铁矿、锆石、绿柱石、金红石、白钛石等为主。主要矿物特征如下：

①绿柱石：铍元素赋存于其中。手标本为六方长柱状的晶体，颜色为淡绿色，具玻璃光泽。其长度多为 10 mm~20 mm，宽度为 2 mm~4 mm 左右。区内绿柱石赋存于隐爆角砾岩的胶结物中，主要以脉状、透镜状的形式产出并与石英、黄铁矿等矿物共生。显微镜下观察到的绿柱石为无色透明，自形程度较好，不完全解理，切面有六边形和长方形，粒度~1mm（如图 3.4c）。

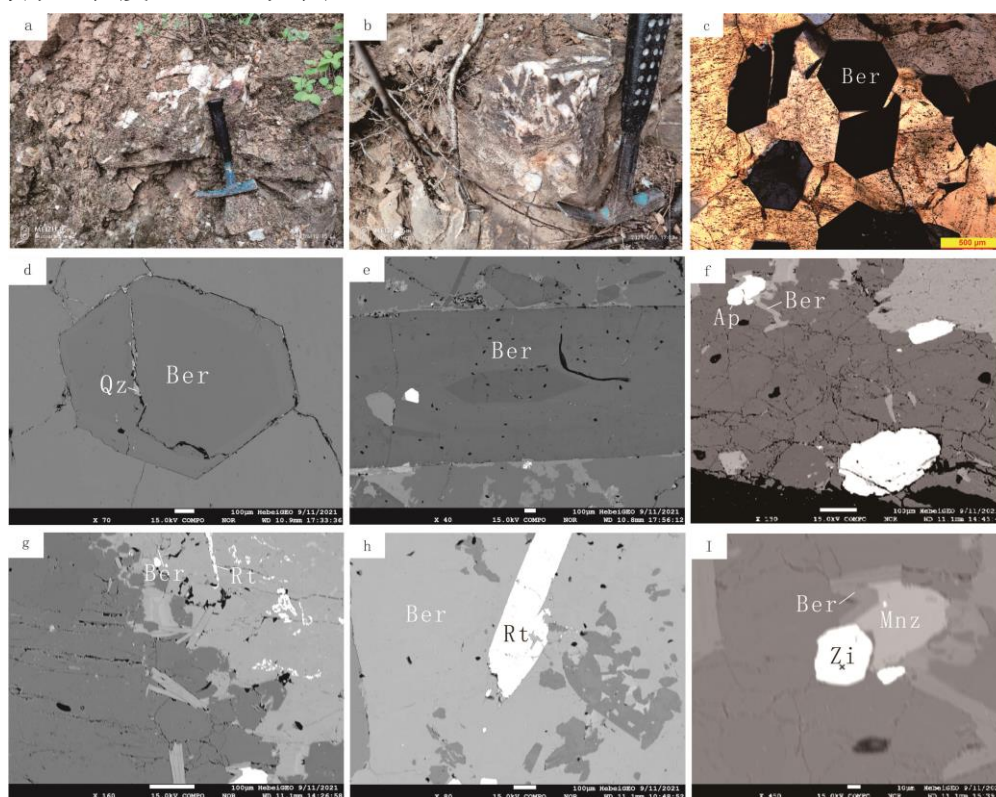


图 3.4 彭庄铍矿绿柱石矿相学特征图

a、b-隐爆角砾岩；c-正交偏光下正六边形绿柱石；d-呈六边形面状形态、具核边结构的绿柱石，裂隙被石英充填；e-长柱状、具核边结构且内部有生长环带的绿柱石；f-绿柱石与磷灰石共生；g-绿柱石与针状金红石共生；h-绿柱石与柱状金红石共生；i-绿柱石与独居石、锆石共生。绿柱石-Brl；石英-Qz；磷灰石-Ap；金红石-Rt；独居石-Mnz；锆石-Zi

对绿柱石进行扫描电镜观察，可看到呈六边形面状、柱状形态的绿柱石具有明显的核边结构，内部成分具有均一性（如图 3.4d）<sup>[63]</sup>。部分呈短-长柱状、具有核边结构的绿柱石内部还存在生长环带（如图 3.4e），少部分绿柱石构成细长柱状集合体（如图 3.4f）。可见绿柱石裂隙中被石英所充填（如图 3.4d），绿柱石与磷灰石（如图 3.4f）、

金红石（如图 3.4g、h）、独居石（如图 3.4i）等矿物共生。

②黄铁矿：手标本为浅黄色，不透明，无解理。不同成矿时期黄铁矿具有不同的特征。成矿早期，黄铁矿多为粗粒的四面体、多面体晶型，自形程度较好，以粒状单晶和致密块状集合体的形式零星分布（如图 3.5a、b）。部分黄铁矿以半自形-他形的团块状分布（如图 3.5c）。成矿中期，黄铁矿多为半自形-他形的细粒、微粒结构，常呈浸染状产出（如图 3.5c）。成矿晚期，黄铁矿以他形细微粒呈点状或稀疏浸染状分布（如图 3.5d）。部分黄铁矿经氧化后成为了褐铁矿。

显微镜下观察到黄铁矿为浅黄色、铜黄色，多为自形-半自形粒状结构，中高硬度，具有均质性。粒度较小，分布于石英脉中，含量多为 1%（如图 3.5e、f）。

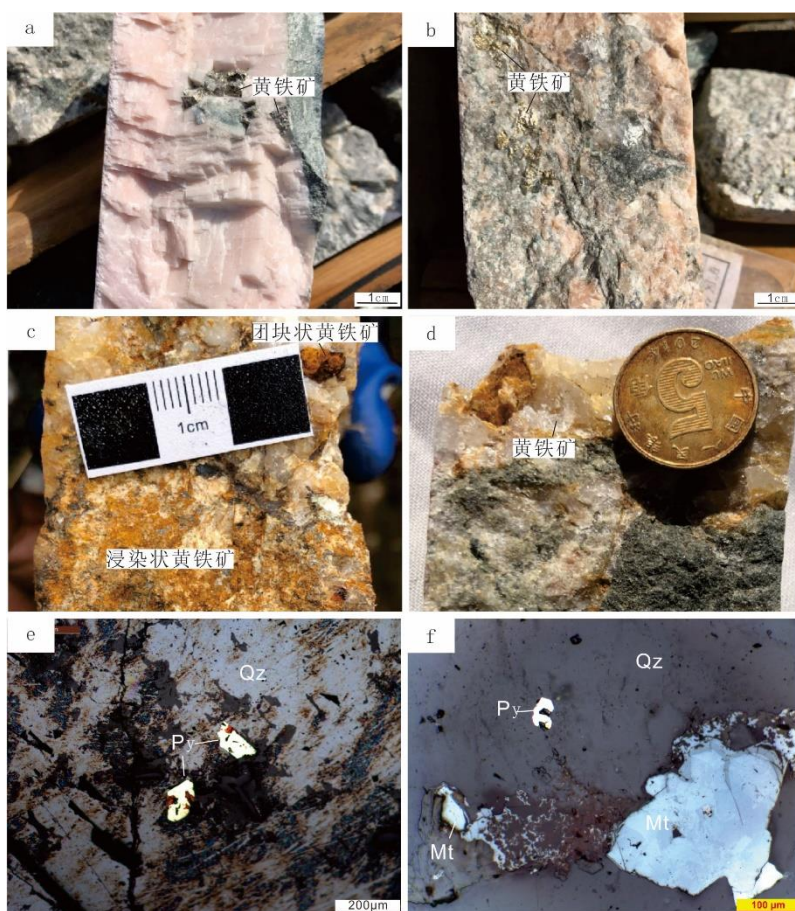


图 3.5 彭庄钼矿黄铁矿矿相学特征图

a-粗粒立方体状黄铁矿；b-致密块状黄铁矿集合体；c-团块状黄铁矿、细粒浸染状黄铁矿；d-细微粒稀疏浸染状黄铁矿；e、f-显微镜下石英脉中细粒自形-半自形黄铁矿。Py-黄铁矿；Qz-石英；Mt-磁铁矿

③磁铁矿：手标本为黑色，半自形粒状结构，无解理，具有强磁性。

显微镜下看到不透明矿物多成不规则的团块状、微晶集合体（如图 3.6a），个别呈不规则的半自形-他形粒状（如图 3.6b），偶见四方体晶型。磁铁矿粒度多在 0.1 mm ~1 mm 间，最大粒径可达 2 mm。磁铁矿多填充在在石英及碱性长石中，含量多为



5%~10%左右。

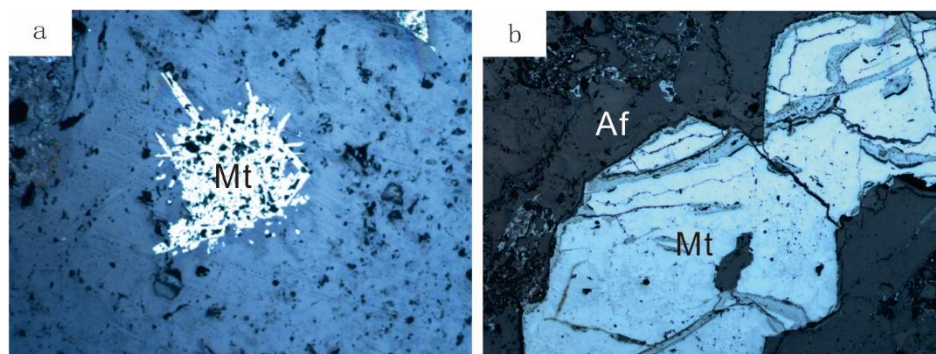


图 3.6 彭庄铍矿磁铁矿矿相学特征图

a-磁铁矿呈不规则微晶集合体；b-磁铁矿呈半自形粒状.Mt-磁铁矿；Af-碱性长石

④石英：手标本为白色、灰白色，半自形结构粒状结构，颗粒大小不一，多以细脉状（如图 3.7a）、团块状（如图 3.7b）等形态存在于角砾间且分布不均匀。

显微镜下石英多为不等粒他形粒状结构，粒度一般在 0.5 mm ~1 mm，最小粒度 ~0.1 mm，最大粒度可达 5 mm 以上。部分呈不规则团块状以及粒状、条带状集合体，可看到石英脉充填于裂隙中（如图 3.7c、d）。石英含量平均为 10%左右。

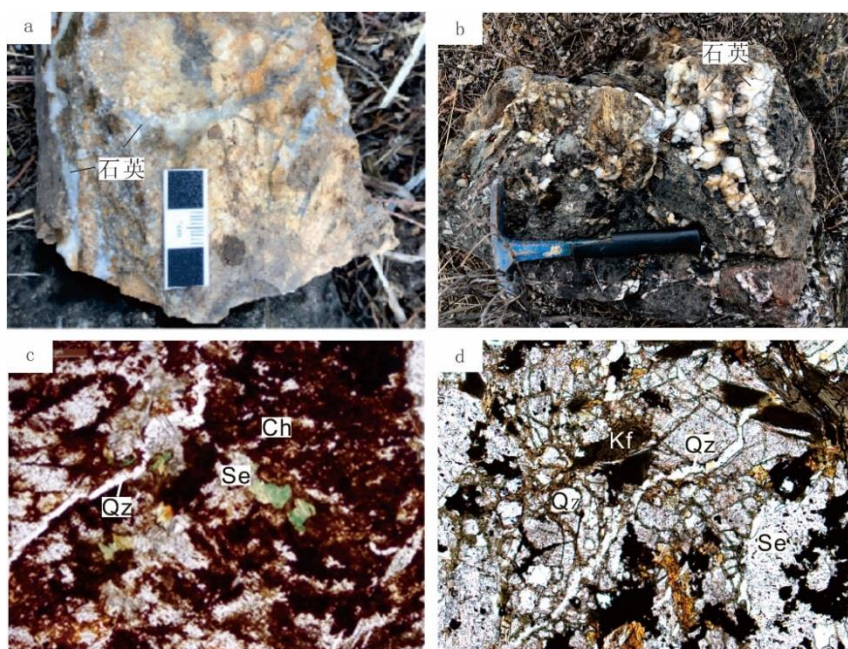


图 3.7 彭庄铍矿石英矿矿相学特征图

a-细脉状石英；b-团块状石英集合体；c、d-石英脉充填于裂隙中.Qz-石英；Ch-绿泥石；Se-绢云母；Kf-钾长石

（2）钛矿体：含矿矿石主要为弱蚀变煌斑岩和弱蚀变闪长辉长岩。

①弱蚀变煌斑岩：手标本为灰色，煌斑结构，块状构造。岩石由斑晶和基质两部分组成。斑晶成分主要为角闪石，半自形结构，几乎已全部被次闪石及少量绿泥石、

黑云母、绿帘石交代；基质成分为斜长石和角闪石，斜长石为半自形板状结构，高岭土化、绢云母化、黝帘石化明显。角闪石呈自形-半自形晶。钻孔所见煌斑岩蚀变矿物含量占到 60%。

②弱蚀变闪长辉长岩：手标本为灰绿色，细粒半自形粒状结构，块状构造。主要由斜长石、角闪石、辉石、黑云母组成。斜长石中高岭土化、绢云母化明显，局部可见绿帘石化、碳酸盐化、绿泥石化等矿化现象；角闪石局部可见褐铁矿化、绿帘石化、次闪石化等矿化现象；辉石局部可见次闪石化、绿泥石化；黑云母局部可见绿泥石化、褐铁矿化、绿帘石化等矿化现象。

## 第四章 彭庄铍矿成矿年代学研究

### 4.1 同位素测年方法

地质年龄的测定，在地质学领域中占据着重要地位。每一个岩（矿）体都记录着历史所发生的地质事件。通过对岩体年龄进行测定，可以推算出区域地质事件发生的时代，从而了解当时的地质活动；通过对矿体年龄进行测定，可以厘定成矿时代，对于进一步总结成矿规律、指出找矿方向有着实际意义。

目前，同位素测年主要为 U-Pb 法、Ar-Ar 法、Rb-Sr 法、Sm-Nd 法、Re-Os 法以及 (U-Th) He 法等六种方法<sup>[63]</sup>。其中，U-Pb 法同位素定年的主要方法又包括三种：ID-TIMS 法、SIMS 法和 LA-MC-ICP-MS 法。这些测年方法各有其优点和局限性。ID-TIMS U-Pb 法测出的年龄数据精度较高，但成本高，分析周期较长；SIMS U-Pb 法测得年龄数据准确度较好，但对测试样品要求较多且成本高<sup>[64]</sup>；LA-MC-ICP-MS U-Pb 法具有可以直接测年、成本低、方便快捷等优点，但其局限性在于，如果样品的普通铅含量高且 U、Th 含量过低会影响测试结果的准确性；Ar-Ar 法测出的数据精度高且测试对象可选性更广，但同样具有成本高、分析周期过长的缺点。对于经历过多期变质变形的样品，很难测定其年龄；Rb-Sr 法较为常用，不过 Rb 元素具有流动性所以很容易形成开放系统导致测得数据偏差较大；Sm-Nd 法能够反映成岩物质来源，但 Sm 和 Nd 元素很难将其分开，所以其比值变化范围小，影响年龄数据的精度；Re-Os 法更适用于辉钼矿的研究且测得数据有时不准确；(U-Th) He 法中 He 元素的封闭温度较低，可获取较低温度时的时代信息。但也正是由于 He 的特殊性所以使得实验过程中要常常关注其温度变化。

因此，综合分析，本次测试选用 LA-MC-ICP-MS U-Pb 法进行测年。

### 4.2 样品的采集与测试

为厘定铍矿成矿年代，查明角砾岩体形成年龄及之间的年龄关系。分别对矿区周边的流纹斑岩，矿区内的煌斑岩及含矿角砾岩中的强硅化蚀变岩部分进行取样，样品位置如下：



流纹斑岩(PZ19-1): 采自矿区 NE 方向 1 km 处的晚侏罗岩体; 煌斑岩(PZ14-1): 采自 ZK1-1 南边 47 m 处的煌斑岩脉; 强硅化蚀变岩(PZ08-1): 采自 TC1 中部。

用于锆石年代学测试的样品在廊坊市地智科技有限公司进行单矿物挑选、制靶。锆石样品的加工首先要进行碎样、淘洗, 经强磁选、电磁选等步骤后在双目体视镜下挑选晶型完好、透明度较好的锆石颗粒, 再将挑选好的锆石颗粒固定在环氧树脂靶上, 待其干燥后对其表面进行抛光处理, 直至内部清晰可见。具体制靶方法参考北京离子探针中心实验室提供的方法<sup>[65]</sup>。完成制靶后需拍摄显微镜下的透反射图以及扫描电镜的阴极发光图(CL 图像), 结合两种图像选择晶形较好、无裂纹、生长环带较好、透明度较好的锆石进行标记测年, 以保证最终数据反映出岩浆锆石的年龄。

本次锆石的 LA-ICP-MS U-Pb 测年在河北地质大学区域地质与成矿作用重点实验室完成, 所用仪器为美国赛默飞 iCAP RQ 型等离子体质谱仪和 GeoStar $\mu$ GISTM 软件的澳大利亚高能量 ArF<sub>2</sub> 准分子激光剥蚀系统<sup>[66]</sup>。实验分析开始前先用锆石 GJ-1 进行调试, 实验中以锆石 91500、SRM 600 为外部标样进行校正, 每测定 5 个左右的样品需进行一次校正, 以确保实验数据的准确性。测试数据经过 ICPMSDataCal 软件进行数据处理<sup>[67]</sup>, 采用 Isoplot4.15 版软件对测试数据进行普通铅校正、年龄加权平均值计算及 U-Pb 年龄谐和图绘制。具体测试和分析过程, 请参考侯可军(2007) 文章<sup>[68]</sup>。

### 4.3 锆石 U-Pb 测年结果

#### (1) 流纹斑岩(PZ19-1)

从 PZ19-1 样品中共挑选出 200 颗锆石颗粒, 选择测试点位时为确保实验测试结果的准确性, 忽略掉晶型过小、有明显裂痕等不太好的锆石颗粒, 最终在 21 颗锆石中圈定了 21 个测试点来进行 U-Pb 测年(如图 4.1(a))。

通过观察样品的锆石阴极发光图像(CL 图像), 可以看出锆石颗粒多为浅灰色, 自形程度较好, 主要为半自形-自形结构。形态多为长柱状或短柱状, 个别锆石颗粒呈次圆状, 长度在 40  $\mu\text{m}$ ~100  $\mu\text{m}$  之间, 长宽比在 1.2:1~3:1 之间, 部分锆石颗粒有裂痕。从阴极发光图像所显示的锆石内部结构来看, 图像整体较亮, 多数锆石具有明显的震荡环带, 部分锆石具有扇形分带结构, 显示为典型的岩浆成因锆石。从样品的 21 个分析点中可看出(如表 4.1), Th 含量为  $90.16 \times 10^{-6}$ ~ $637.06 \times 10^{-6}$ , 主要集中在  $207.92 \times 10^{-6}$ ~ $299.74 \times 10^{-6}$ ; U 含量为  $200.74 \times 10^{-6}$ ~ $810.78 \times 10^{-6}$ , 主要集中在  $290.30 \times 10^{-6}$ ~ $454.89 \times 10^{-6}$ 。Th/U 的比值为 0.41~1.17, 多在 0.46~0.77 之间, 平均数值~0.72, 显示出岩浆成因特征<sup>[69-71]</sup>。

对 PZ19-1 样品中 21 个分析点进行同位素测年, 具体分析结果如表 4.1。除去 2 个谐和度较低(<90%) 的实验数据, 其余数据经普通铅校正后分别生成锆石 U-Pb

谐和年龄及加权平均年龄图（如图 4.3（1））。由图可看出，年龄数据在谐和图中主要位于谐和曲线上，部分位于谐和曲线附近，分布十分集中。筛选后的数据中， $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  加权平均年龄为  $157\pm 1\text{Ma}$ （ $\text{MSWD}=0.57$ ），为晚侏罗世，认为该年龄代表了彭庄铍矿区流纹斑岩的结晶年龄。

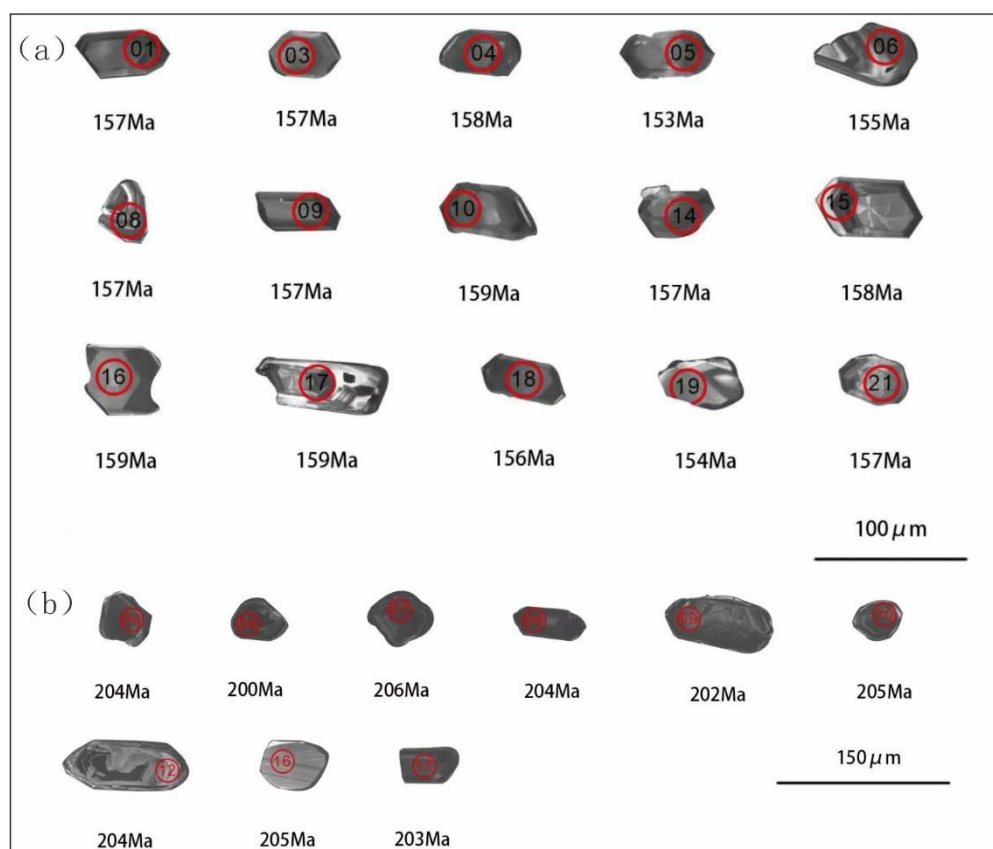


图 4.1 流纹斑岩 (a) 和煌斑岩 (b) 中锆石阴极发光图像 (部分)

## (2) 煌斑岩 (PZ14-1)

从 PZ14-1 样品中共挑选出 108 颗锆石颗粒，选择测试点位时为了确保实验测试结果的准确性，忽略掉晶型过小、有明显裂痕等不太好的锆石颗粒，最终在 18 颗锆石中圈定了 18 个测试点来进行 U-Pb 测年（如图 4.1（b））。

通过观察样品的锆石阴极发光图像（CL 图像），可以看出锆石颗粒多为浅灰色-灰色，自形程度较好，多为半自形-自形结构。形态多为浑圆状或次浑圆状，少数为长柱状。锆石颗粒大小不一，长度在  $50\text{ }\mu\text{m}$ ~ $110\text{ }\mu\text{m}$  之间，长宽比在 1:0.7~2.8:1 之间，个别锆石颗粒有裂痕。从阴极发光图像所显示的锆石内部结构来看，多数锆石具有明显的震荡环带，个别锆石具有核边结构，显示为典型的岩浆成因锆石。从样品的 18 个分析点中可看出(如表 4.2)，Th 含量为  $13.09\times 10^{-6}$ ~ $2703.00\times 10^{-6}$ ，主要集中在  $838.46\times 10^{-6}$ ~ $1457.80\times 10^{-6}$ ；U 含量为  $211.27\times 10^{-6}$ ~ $3339.29\times 10^{-6}$ ，主要集中在  $1034.46\times 10^{-6}$ ~ $1525.75\times 10^{-6}$ 。Th/U 的比值为 0.04~1.06，多在 0.67~0.99 之间，平均数值~0.75，

显示出岩浆成因特征。

对 PZ14-1 样品中 18 个分析点进行同位素测年，具体分析结果如表 4.2。将所有分析点进行普通铅校正，除去校正后谐和度仍较低（ $<90\%$ ）的点以及与整体数据误差较大的点（共计 7 个），其余校正后的数据分别生成锆石 U-Pb 谐和年龄及加权平均年龄图（如图 4.3（2））。从图中可以观察到，年龄数据在谐和图中部分位于谐和曲线之上且几乎重叠，多数位于谐和曲线附近，整体分布较为集中。筛选后的数据中， $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  加权平均年龄  $203\pm 2\text{Ma}$ （ $\text{MSWD}=0.27$ ），为早侏罗世，可得出彭庄铍矿区煌斑岩的成岩年龄为  $203\pm 2\text{Ma}$  的结论。

### （3）强硅化蚀变岩（PZ08-1）

从 PZ08-1 样品中共挑选出 200 颗锆石颗粒，选择测试点位时为了确保实验测试结果的准确性，忽略掉晶型过小、有明显裂痕等不太好的锆石颗粒，最终在 28 颗锆石中圈定了 30 个测试点来进行 U-Pb 测年（如图 4.2）。

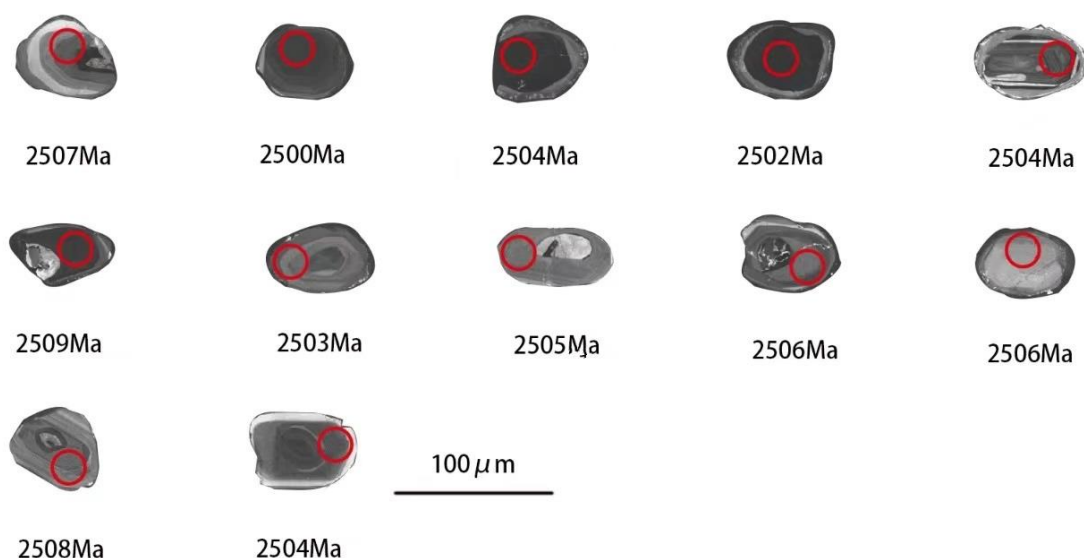


图 4.2 强硅化蚀变岩中锆石阴极发光图像（部分）

从锆石的阴极发光图像（CL 图像），可以看出锆石颗粒多为浅灰色，部分为深灰色，半自形-自形结构。锆石形态多为它形浑圆状或次浑圆状，少数呈短柱状。颗粒长轴长度在  $60\mu\text{m}\sim 110\mu\text{m}$  之间，长宽比在  $1:1\sim 2:1$  之间，部分锆石无裂纹。从阴极发光图像所显示的锆石内部结构来看，多数锆石具有明显的震荡环带，少数锆石颗粒具有核边结构，显示为弱分带，深灰色部分为核部，浅灰色或呈亮白色部分为其边带。核部核部与边部界限清晰且部分锆石中有溶蚀现象，推测为继承锆石。初步推断整体多为岩浆成因锆石。从样品的 30 个分析点中可看出（如表 4.3），Th 含量为  $18.48\times 10^{-6}\sim 438.83\times 10^{-6}$ ，主要集中在  $60.12\times 10^{-6}\sim 130.64\times 10^{-6}$ ；U 含量为  $12.82\times 10^{-6}\sim 1141.02\times 10^{-6}$ ，主要集中在  $100.49\times 10^{-6}\sim 596.43\times 10^{-6}$ 。个别分析点的 Th、U 含量偏低从而导

致 Th、U 含量变化范围较大,这可能是由于后期构造热事件所造成的丢失。Th/U 的比值在 0.05~1.44 之间,多在 0.14~0.48 之间,平均值~0.52,显示出岩浆成因特征。

对 PZ08-1 样品中 30 个测试点进行同位素测年,具体分析结果如表 4.3。所有分析点经普通铅校正后,除去 5 个谐和度较低(<90%)、年龄误差偏大的实验数据,其余数据分别生成锆石 U-Pb 谐和年龄及加权平均年龄图(如图 4.3 (3))。筛选后的数据中, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  年龄在  $2477\pm 13\sim 2532\pm 13\text{Ma}$ ,主要集中在  $2502\pm 9\sim 2512\pm 19\text{Ma}$ 。从图中可以观察到,年龄数据在谐和图中大多位于谐和曲线的下方,这说明测试点经历了明显的放射性铅丢失。由年龄数据总体构成的一条不一致线与谐和曲线相交得到了一个上交点,上交点的年龄  $2516\pm 9\text{Ma}$ ,代表了强硅化蚀变岩的形成时代。除此之外,该组年龄表明了原岩形成于新太古代晚期,并在  $2500\text{Ma}$  左右经历了一次强烈的变质作用,侧面佐证了迁西岩群形成于这一时期<sup>[72-75]</sup>。

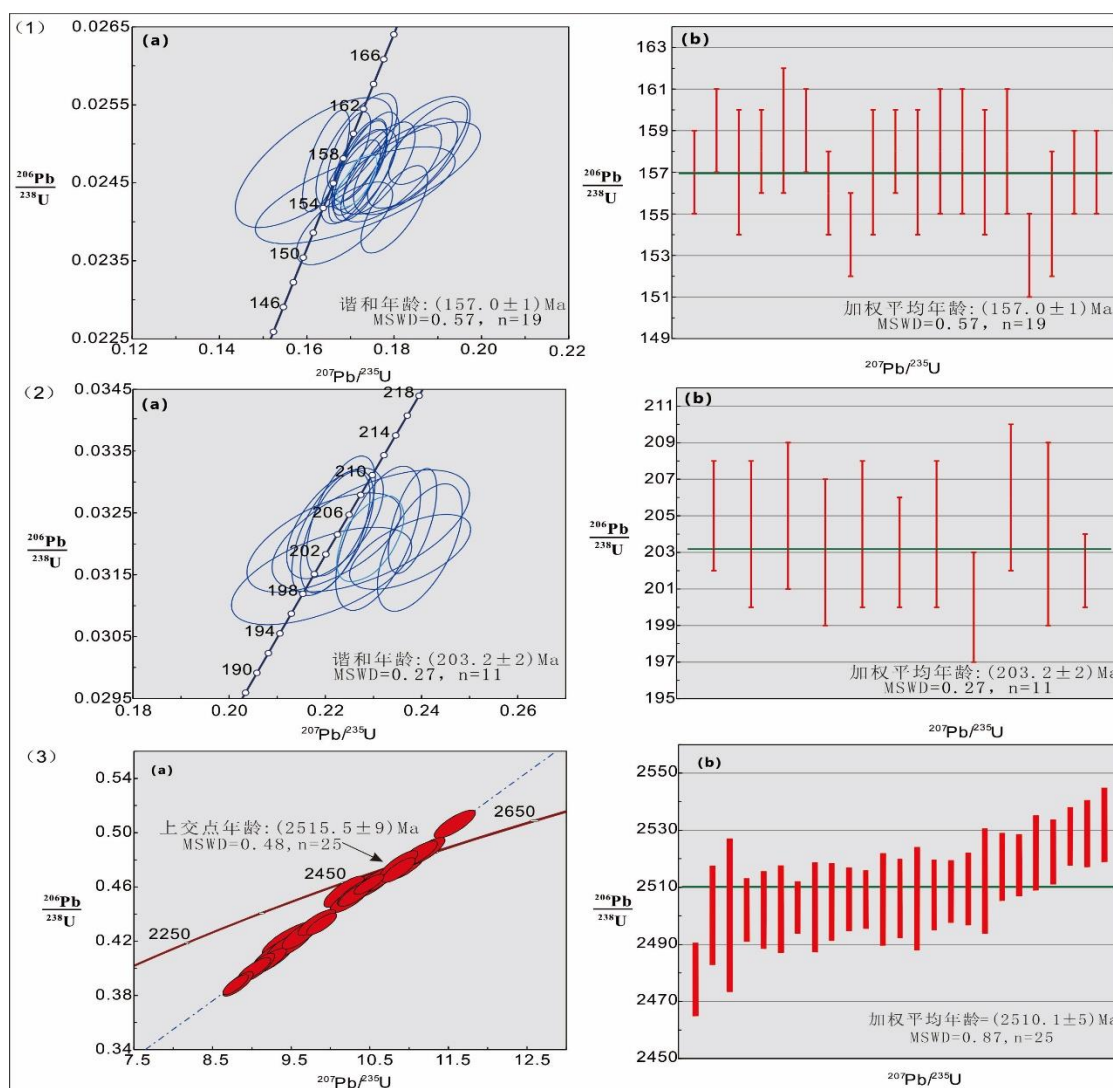


图 4.3 锆石 U-Pb 谐和年龄 (a) 及加权平均年龄图 (b)

表 4.1 流纹斑岩 (PZ19-1) 中锆石 LA-ICP-MS U-Pb 分析结果表

样品 编号	Th 10 <sup>-6</sup>	U 10 <sup>-6</sup>	Th /U	同位素比值						同位素年龄/Ma			
				<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	1 $\sigma$	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1 $\sigma$	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1 $\sigma$	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	1 $\sigma$	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1 $\sigma$
PZ19-1-1	505.65	669.28	0.76	0.0516	0.0011	0.1766	0.0054	0.0247	0.0004	333	48	157	2
PZ19-1-2	241.71	505.88	0.48	0.0508	0.0009	0.1737	0.0050	0.0247	0.0005	228	43	157	3
PZ19-1-3	164.93	374.64	0.44	0.0482	0.0008	0.1644	0.0035	0.0248	0.0004	106	34	158	3
PZ19-1-4	565.87	810.78	0.70	0.0539	0.0008	0.1791	0.0036	0.0241	0.0003	365	33	153	2
PZ19-1-5	128.59	200.74	0.64	0.0606	0.0035	0.2065	0.0124	0.0246	0.0004	633	124	157	3
PZ19-1-6	406.33	682.64	0.60	0.0539	0.0014	0.1656	0.0040	0.0223	0.0003	369	61	142	2
PZ19-1-7	347.28	290.30	1.20	0.0597	0.0014	0.2032	0.0040	0.0249	0.0004	594	50	158	2
PZ19-1-8	207.92	375.95	0.55	0.0506	0.0011	0.1721	0.0042	0.0247	0.0003	233	52	157	2
PZ19-1-9	317.94	454.89	0.70	0.0494	0.0008	0.1697	0.0033	0.0249	0.0003	169	37	159	2
PZ19-1-10	408.36	528.82	0.77	0.0569	0.0022	0.2621	0.0061	0.0341	0.0008	500	51	216	5
PZ19-1-11	220.46	481.44	0.46	0.0575	0.0012	0.1962	0.0046	0.0248	0.0004	509	53	158	3
PZ19-1-12	637.06	654.10	0.97	0.0535	0.0015	0.1842	0.0068	0.0247	0.0004	350	63	158	2
PZ19-1-13	90.16	219.37	0.41	0.0498	0.0015	0.1714	0.0061	0.0249	0.0005	187	66	159	3
PZ19-1-14	287.71	426.03	0.68	0.0541	0.0013	0.1878	0.0059	0.0250	0.0003	376	56	159	2
PZ19-1-15	197.56	402.12	0.49	0.0505	0.0010	0.1709	0.0039	0.0245	0.0003	220	43	156	2
PZ19-1-16	252.49	216.71	1.17	0.0541	0.0015	0.1800	0.0050	0.0242	0.0004	376	56	154	2
PZ19-1-17	381.10	520.69	0.73	0.0504	0.0008	0.1720	0.0042	0.0247	0.0004	213	42	157	3
PZ19-1-18	258.79	375.49	0.69	0.0503	0.0011	0.1721	0.0041	0.0248	0.0003	209	50	158	2
PZ19-1-19	299.74	399.36	0.75	0.0506	0.0013	0.1719	0.0057	0.0246	0.0004	220	56	157	3
PZ19-1-20	215.28	231.22	0.93	0.0531	0.0019	0.1840	0.0088	0.0248	0.0005	332	79	158	3
PZ19-1-21	409.13	422.23	0.97	0.0543	0.0012	0.1878	0.0063	0.0250	0.0005	383	44	159	3

表 4.2 煌斑岩 (PZ14-1) 中锆石 LA-ICP-MS U-Pb 分析结果表

样品 编号	Th 10-6	U 10-6	Th /U	同位素比值						同位素年龄/Ma			
				$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 $\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 $\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 $\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 $\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 $\sigma$
PZ14-1-1	838.46	1234.23	0.68	0.0500	0.0006	0.2221	0.0048	0.0322	0.0006	195	32	204	4
PZ14-1-2	601.96	737.44	0.82	0.0477	0.0013	0.1069	0.0023	0.0163	0.0003	87	63	104	2
PZ14-1-3	2429.6	2465.39	0.99	0.0589	0.0006	0.2588	0.0046	0.0318	0.0005	565	22	202	3
PZ14-1-4	862.11	1034.46	0.83	0.0499	0.0006	0.2233	0.0047	0.0325	0.0006	191	26	206	4
PZ14-1-5	2703.0	3339.29	0.81	0.0522	0.0005	0.2310	0.0058	0.0321	0.0008	295	25	204	5
PZ14-1-6	736.88	1702.03	0.43	0.0601	0.0008	0.2678	0.0058	0.0321	0.0004	609	31	204	2
PZ14-1-7	1457.8	1482.70	0.98	0.0537	0.0007	0.2381	0.0033	0.0324	0.0006	367	31	205	3
PZ14-1-8	1404.0	1525.75	0.92	0.0567	0.0008	0.2548	0.0062	0.0328	0.0009	480	27	208	6
PZ14-1-9	123.91	412.59	0.30	0.0500	0.0009	0.2215	0.0056	0.0322	0.0007	195	44	204	4
PZ14-1-10	999.37	964.86	1.04	0.0485	0.0008	0.1083	0.0025	0.0162	0.0003	124	37	104	2
PZ14-1-11	994.48	1057.97	0.94	0.0520	0.0012	0.1081	0.0033	0.0150	0.0002	283	56	96	1
PZ14-1-12	885.86	898.33	0.99	0.0640	0.0023	0.2808	0.0049	0.0326	0.0009	743	75	207	5
PZ14-1-13	67.37	211.27	0.32	0.0498	0.0012	0.2220	0.0066	0.0323	0.0006	187	56	205	4
PZ14-1-14	1218.4	1223.16	1.00	0.0544	0.0006	0.2396	0.0058	0.0319	0.0007	387	23	203	4
PZ14-1-15	1434.5	2138.78	0.67	0.0564	0.0007	0.2524	0.0059	0.0324	0.0006	478	28	206	4
PZ14-1-16	13.09	303.26	0.04	0.0615	0.0011	0.5733	0.0198	0.0673	0.0017	654	39	420	10
PZ14-1-17	1300.4	1230.08	1.06	0.0604	0.0008	0.2656	0.0070	0.0316	0.0005	617	32	200	3
PZ14-1-18	1049.6	1564.45	0.67	0.0535	0.0006	0.2384	0.0053	0.0322	0.0005	350	26	204	3

表 4.3 强硅化蚀变岩 (PZ08-1) 中锆石 LA-ICP-MS U-Pb 分析结果表

样品 编号	Th 10 <sup>-6</sup>	U 10 <sup>-6</sup>	Th /U	同位素比值						同位素年龄/Ma			
				<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	1σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	1σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1σ
PZ08-1-1	51.92	81.22	0.64	0.1621	0.0013	10.1719	0.1710	0.4559	0.0076	2477	13	2421	34
PZ08-1-2	173.11	360.98	0.48	0.1660	0.0011	11.5820	0.1727	0.5059	0.0070	2518	11	2639	30
PZ08-1-3	116.32	676.61	0.17	0.1586	0.0012	8.8257	0.1312	0.4029	0.0047	2440	12	2183	21
PZ08-1-4	23.89	30.46	0.78	0.1633	0.0017	10.3439	0.1994	0.4587	0.0071	2500	17	2434	31
PZ08-1-5	43.58	101.84	0.43	0.1650	0.0012	10.4890	0.1263	0.4613	0.0049	2507	12	2445	22
PZ08-1-6	326.35	596.43	0.55	0.1643	0.0011	9.0260	0.1380	0.3982	0.0057	2502	11	2161	26
PZ08-1-7	149.01	359.74	0.41	0.1645	0.0010	10.3328	0.1610	0.4552	0.0066	2503	9	2419	29
PZ08-1-8	223.60	1141.02	0.20	0.1647	0.0011	8.7899	0.1080	0.3869	0.0049	2506	11	2108	23
PZ08-1-9	128.32	948.82	0.14	0.1645	0.0010	9.6252	0.1628	0.4243	0.0074	2502	15	2280	34
PZ08-1-10	116.63	200.07	0.58	0.1647	0.0010	10.3238	0.1479	0.4542	0.0061	2506	10	2414	27
PZ08-1-11	18.48	12.82	1.44	0.1647	0.0180	6.7558	0.3425	0.3125	0.0125	2506	186	1753	61
PZ08-1-12	438.83	568.67	0.77	0.1650	0.0133	4.7535	0.1245	0.2302	0.0048	2509	137	1335	25
PZ08-1-13	114.52	587.95	0.19	0.1651	0.0011	9.2141	0.1479	0.4043	0.0063	2508	11	2189	29
PZ08-1-14	70.42	100.49	0.70	0.1645	0.0015	9.4680	0.1892	0.4165	0.0073	2503	16	2245	33
PZ08-1-15	61.16	138.93	0.44	0.1674	0.0012	10.9750	0.1592	0.4754	0.0070	2532	13	2507	31
PZ08-1-16	56.98	48.01	1.19	0.1647	0.0013	10.2428	0.1668	0.4504	0.0068	2505	14	2397	30
PZ08-1-17	27.84	47.07	0.59	0.1655	0.0018	10.5925	0.1733	0.4645	0.0069	2512	19	2460	30
PZ08-1-18	64.83	77.09	0.84	0.1643	0.0013	9.8255	0.1588	0.4331	0.0063	2502	14	2320	28
PZ08-1-19	49.30	294.68	0.17	0.1669	0.0010	10.8670	0.1399	0.4718	0.0061	2528	10	2492	27
PZ08-1-20	60.12	266.55	0.23	0.1649	0.0014	8.8196	0.1290	0.3875	0.0060	2506	14	2111	28
PZ08-1-21	71.40	506.52	0.14	0.1654	0.0010	10.8744	0.1558	0.4762	0.0067	2522	11	2511	29
PZ08-1-22	64.01	50.01	1.28	0.1648	0.0017	9.2766	0.1895	0.4085	0.0087	2506	18	2208	40
PZ08-1-23	130.64	925.68	0.14	0.1653	0.0018	6.8733	0.0931	0.3011	0.0039	2510	19	1697	19
PZ08-1-24	18.69	395.73	0.05	0.1659	0.0013	9.8850	0.1259	0.4318	0.0053	2517	12	2314	24
PZ08-1-25	66.79	105.68	0.63	0.1650	0.0013	10.5144	0.1751	0.4611	0.0071	2509	13	2445	31
PZ08-1-26	72.84	191.57	0.38	0.1671	0.0012	11.2096	0.1640	0.4859	0.0067	2529	12	2553	29
PZ08-1-27	90.52	953.70	0.09	0.1646	0.0017	8.1249	0.1204	0.3573	0.0051	2506	17	1969	24
PZ08-1-28	70.93	279.37	0.25	0.1646	0.0015	9.0871	0.1313	0.4001	0.0067	2506	16	2169	31
PZ08-1-29	23.43	38.41	0.61	0.1664	0.0013	11.1151	0.1634	0.4837	0.0065	2522	13	2543	28
PZ08-1-30	31.15	28.05	1.11	0.1633	0.0026	9.4846	0.2367	0.4208	0.0086	2500	27	2264	39

## 第五章 矿床地球化学特征

### 5.1 流体包裹体研究

流体包裹体研究是一种通过获取成矿流体的温度、压力等信息来查明矿床成因类型、探究成矿物质来源、阐明成矿机制等内容的有效手段，在地球科学领域中有着重要的意义。流体包裹体是指矿物生长过程中，被捕获在矿物晶格内的缺陷处且至今仍然存在其中并与外界保持封闭状态的成矿液体<sup>[76]</sup>。因其独特的封闭性，所以包裹体内的成矿流体可作为研究矿物形成环境的直接证据。

#### 5.1.1 样品采集

本次挑选涵盖石英、方解石两个主成矿阶段的 2 件角砾岩的包裹体进行液相、气相群体成分分析。具体样品信息如下：

(1) 伟晶状方解石石英脉 (ZK3-1-2)：位于钻孔 3-1 深部 80.8 m 处。

伟晶结构，主体成分为方解石和石英脉体，局部方解石脉体中存在大量绢云母和部分褐色半透明矿物。主要矿物成分为方解石，还含有少量白云母。边缘存在部分铁质胶结物。方解石：菱形，颗粒较大，单偏光下无色，闪突起明显；正交偏光下为高级白干涉色。发育菱形解理纹，对称消光。白云母：片状，单偏光下无色，具闪突起，正交偏光下最高干涉色达Ⅲ级以上，近平行消光。

(2) 碎裂蚀变岩 (ZK3-2-24)：位于钻孔 3-2 深部 184.1 m 处。

具不等粒他形粒状结构，矿物成分主要为石英，含部分方解石。方解石反射色为深灰色，五级反射率。中硬度，强非均质性。内反射色为乳白色，发育解理。

#### 5.1.2 流体包裹体岩相学特征

通过对 2 件角砾岩的包裹体进行显微镜下观察，综合结果表明：样品中方解石矿物中的包裹体极为发育，主要为均匀密集分布，部分为成群、成带分布，其中以呈透明无色的纯液相包裹体为主，其次为呈透明无色-浅灰色的富液相包裹体与呈灰色、深灰色的纯气相包裹体；石英矿物中包裹体极为发育，主要为带状分布，其次为成群



分布。其中以呈透明无色-浅灰色的富液相包裹体为主，其次为呈透明无色的纯液相包裹体与呈灰色、深灰色的纯气相包裹体，部分视域发育呈透明无色-浅灰色的 $H_2O-CO_2$ 三相包裹体，局部视域发育呈透明无色-浅灰色的富气相包裹体。

各类型流体包裹体特征（如图 5.1）分述如下：

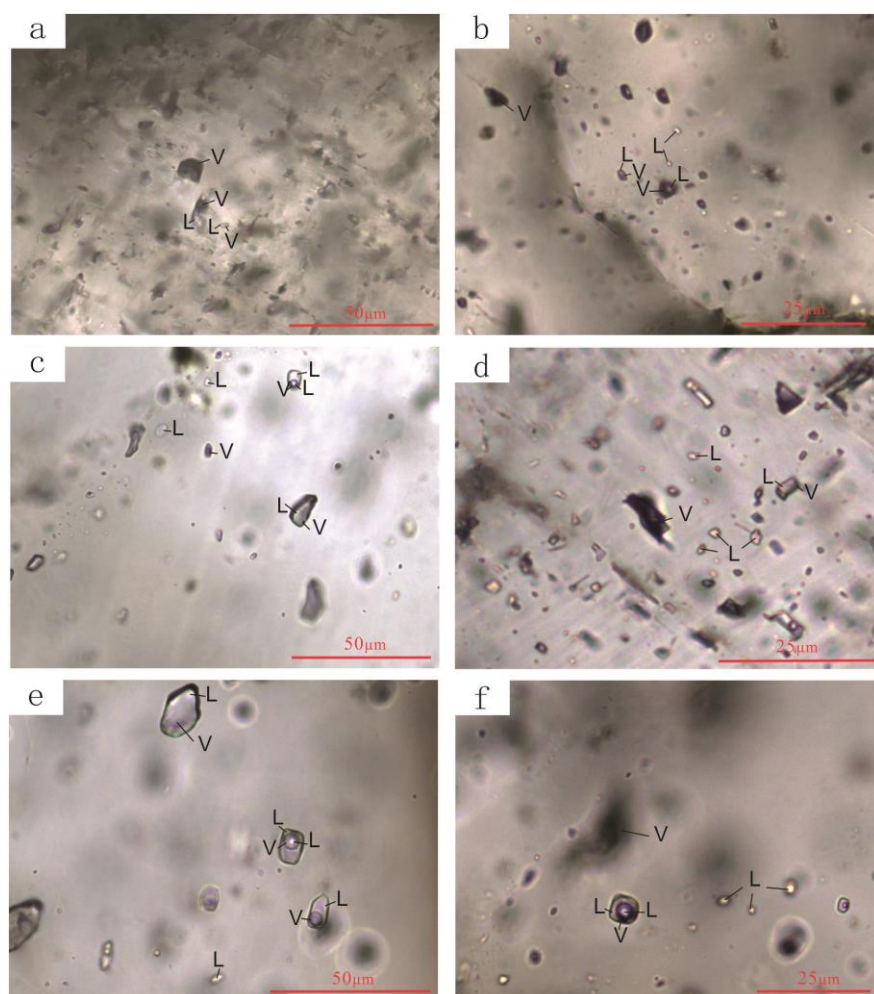


图 5.1 彭庄铍矿区流体包裹体镜下特征照片

a-不规则状 V 型包裹体、椭圆形、不规则状 (L+V)<sub>L</sub> 型包裹体；b-椭圆形 L 型包裹体、椭圆形 (L+V)<sub>V</sub> 型包裹体；c-带状分布的椭圆形 L 型包裹体、椭圆形 V 型包裹体、椭圆形 V<sub>CO2-L CO2-L H2O</sub> 型包裹体；d-成片分布的椭圆形 L 型包裹体；e-不规则状 (L+V)<sub>L</sub> 型包裹体、长方形 V<sub>CO2-L CO2-L H2O</sub> 型包裹体；f-不规则状 V 型包裹体、短方形 V<sub>CO2-L CO2-L H2O</sub> 型包裹体

(1) 纯液相包裹体 (L 型)：这种类型的包裹体一般较小，长度约为  $1\ \mu m \sim 6\ \mu m$ ，成群出现，形状多为圆形、椭圆形及不规则状，液体含量  $>50\%$ ；

(2) 纯气相包裹体 (V 型)：大小不一，约为  $2\ \mu m \sim 14\ \mu m$ ，形状多为不规则状，气体含量  $>50\%$ ；

(3) 富液相包裹体 ((L+V)<sub>L</sub> 型)：由气体和液体两部分组成且液体含量占比大，

长度约为  $5\mu\text{m}$ ~ $15\mu\text{m}$ ，形状多为长条形、椭圆形及不规则状；

(4) 富气相包裹体  $((L+V)_V)$  型：由气体和液体两部分组成且气体含量占比大，粒度较大，约为  $7\mu\text{m}$ ~ $19\mu\text{m}$ ，形状多为椭圆形、不规则状；

(5)  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$  三相包裹体  $((V_{\text{CO}_2}-L_{\text{CO}_2}-L_{\text{H}_2\text{O}}))$  型：由气相  $\text{CO}_2$  和液相  $\text{CO}_2$ 、液相水三部分组成，长度约为  $6\mu\text{m}$ ~ $10\mu\text{m}$ ，单个存在，形状多为椭圆形、不规则状。

### 5.1.3 流体包裹体显微测温

对样品伟晶状方解石石英脉 (ZK3-1-2) 中 35 个流体包裹体和样品碎裂蚀变岩 (ZK3-2-24) 中 44 个流体包裹体进行显微测温，结果如下 (如表 5.1、图 5.2、图 5.3)：

表 5.1 彭庄铍矿区流体包裹体显微测温数据表

样品编号	所测矿物	包裹体类型	数量 /个	均一温度/ $^{\circ}\text{C}$	盐度/%
ZK3-1-2 (伟晶状 方解石石英脉)	方解石	$(L+V)_L$ 型	18	190~268	5.41~16.53
	石英	$(V_{\text{CO}_2}-L_{\text{CO}_2}-L_{\text{H}_2\text{O}})$ 型	6	249~305	4.87~7.12
	石英	$(L+V)_V$ 型	1	268	6.88
	石英	$(L+V)_L$ 型	10	190~288	9.98~11.81
ZK3-2-24 (碎裂 蚀变岩)	方解石	$(L+V)_L$ 型	18	192~230	11.34~12.62
	石英	$(V_{\text{CO}_2}-L_{\text{CO}_2}-L_{\text{H}_2\text{O}})$ 型	4	248~279	5.76~5.93
	石英	$(L+V)_L$ 型	22	190~241	10.24~12.62

(1) 伟晶状方解石石英脉的流体包裹体主要有  $(L+V)_L$  型、 $(V_{\text{CO}_2}-L_{\text{CO}_2}-L_{\text{H}_2\text{O}})$  型和  $(L+V)_V$  型，均一温度数值在  $190^{\circ}\text{C}$ ~ $305^{\circ}\text{C}$ ，主要集中于  $230^{\circ}\text{C}$ ~ $270^{\circ}\text{C}$ ，平均温度在  $245^{\circ}\text{C}$  左右；盐度数值在  $4.87\text{wt.}\%\text{NaCl}$ ~ $16.53\text{wt.}\%\text{NaCl}$ ，主要集中于  $5.41\text{wt.}\%\text{NaCl}$ ~ $7.31\text{wt.}\%\text{NaCl}$  和  $11.70\text{wt.}\%\text{NaCl}$ ~ $16.53\text{wt.}\%\text{NaCl}$  这两个分段，平均盐度~ $9.85\text{wt.}\%\text{NaCl}$ 。

伟晶状方解石石英脉中方解石矿物的流体包裹体类型主要为  $(L+V)_L$  型，均一温度数值在  $190^{\circ}\text{C}$ ~ $268^{\circ}\text{C}$  之间，盐度数值在  $5.41\text{wt.}\%\text{NaCl}$ ~ $16.53\text{wt.}\%\text{NaCl}$  之间。石英矿物中的流体包裹体中包含  $(L+V)_L$  型、 $(V_{\text{CO}_2}-L_{\text{CO}_2}-L_{\text{H}_2\text{O}})$  型和  $(L+V)_V$  型 3 种类型， $(L+V)_L$  型温度数值在  $190^{\circ}\text{C}$ ~ $288^{\circ}\text{C}$  之间，盐度数值在  $9.98\text{wt.}\%\text{NaCl}$ ~ $11.81\text{wt.}\%\text{NaCl}$  之间； $(V_{\text{CO}_2}-L_{\text{CO}_2}-L_{\text{H}_2\text{O}})$  型温度数值在  $249^{\circ}\text{C}$ ~ $305^{\circ}\text{C}$  之间，盐度数值在  $4.87\text{wt.}\%\text{NaCl}$ ~ $7.12\text{wt.}\%\text{NaCl}$  之间； $(L+V)_V$  型包裹体显微测温数量仅有一个，均一温度为  $268^{\circ}\text{C}$ ，盐度为  $6.88\text{wt.}\%\text{NaCl}$ 。

(2) 碎裂蚀变岩的流体包裹体主要有  $(L+V)_L$  型和  $(V_{\text{CO}_2}-L_{\text{CO}_2}-L_{\text{H}_2\text{O}})$  型这两种类型，均一温度数值在  $190^{\circ}\text{C}$ ~ $279^{\circ}\text{C}$ ，主要集中于  $210^{\circ}\text{C}$ ~ $240^{\circ}\text{C}$  之间，平均温度~ $224^{\circ}\text{C}$ ；盐度数值在  $5.76\text{wt.}\%\text{NaCl}$ ~ $12.62\text{wt.}\%\text{NaCl}$ ，主要集中于  $10.24\text{wt.}\%\text{NaCl}$ ~ $12.$

62wt.%NaCl 这两个分段, 平均盐度~11.20wt.%NaCl。

碎裂蚀变岩中方解石矿物的流体包裹体类型主要为  $(L+V)_L$  型, 均一温度数值在 192℃~230℃ 之间, 盐度数值在 11.34wt.%NaCl~12.62wt.%NaCl 之间。石英矿物中的流体包裹体中包含  $(L+V)_L$  型、 $(V_{CO_2}-L_{CO_2}-L_{H_2O})$  型两种类型,  $(L+V)_L$  型温度数值在 190℃~241℃ 之间, 盐度数值在 10.24wt.%NaCl~12.62wt.%NaCl 之间;  $(V_{CO_2}-L_{CO_2}-L_{H_2O})$  型温度数值在 248℃~279℃ 之间, 盐度数值在 5.76wt.%NaCl~5.93wt.%NaCl 之间。

整合所有数据来看, 方解石和石英矿物中流体包裹体的整体均一温度较为接近, 流体温度总体位于 190℃~305℃, 属于中低温; 盐度总体集中位于 5.05wt.%NaCl~7.31wt.%NaCl 和 10.11wt.%NaCl~12.62wt.%NaCl 两个数值之间, 属于中低盐度。其中,  $(V_{CO_2}-L_{CO_2}-L_{H_2O})$  型流体包裹体的均一温度相对较高, 盐度相对较低。

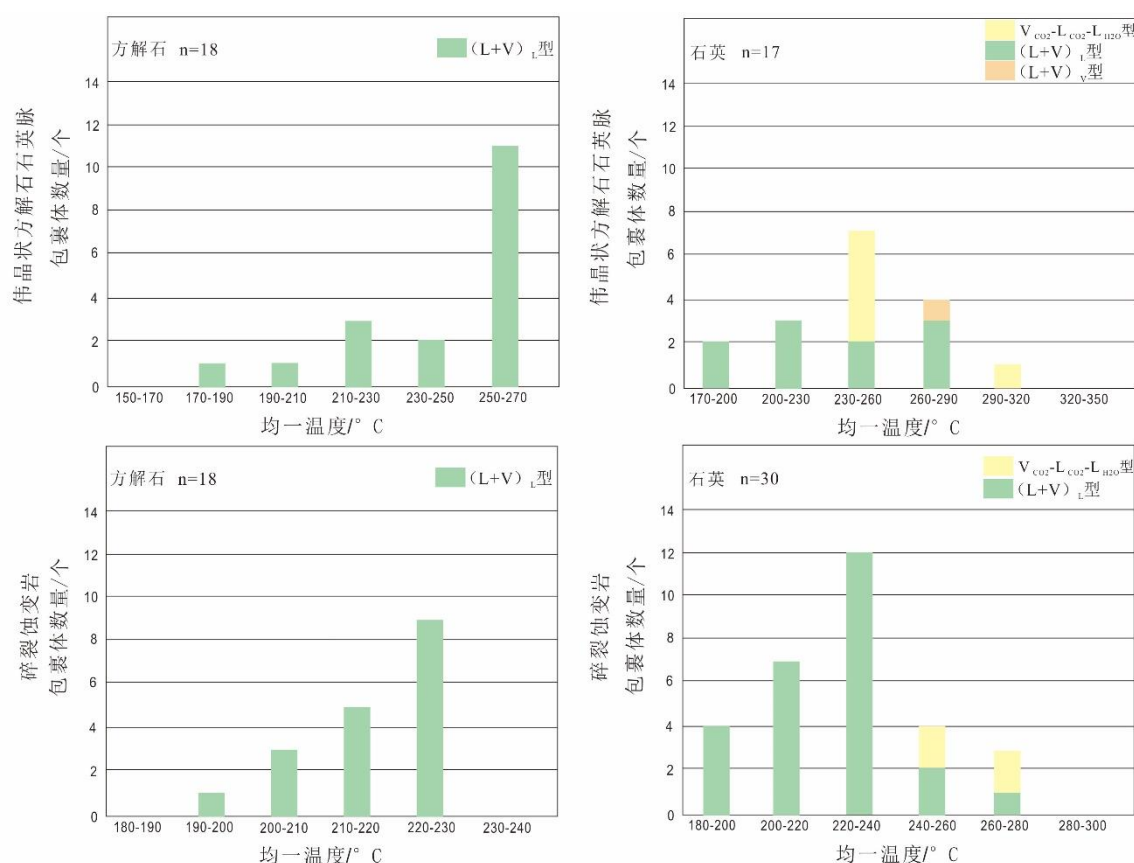


图 5.2 彭庄铍矿区流体包裹体均一温度直方图

## 5.2 碳氢氧同位素地球化学研究

成矿物质来源的研究是判断矿床成因类型的基础, 是进一步建立成矿模型的关键。目前对于成矿物质来源的研究, 通常采用的是同位素地球化学分析的手段, 分析对象

主要为碳、氢、氧等稳定同位素。其中，以氢、氧同位素体系最为常用<sup>[77]</sup>。

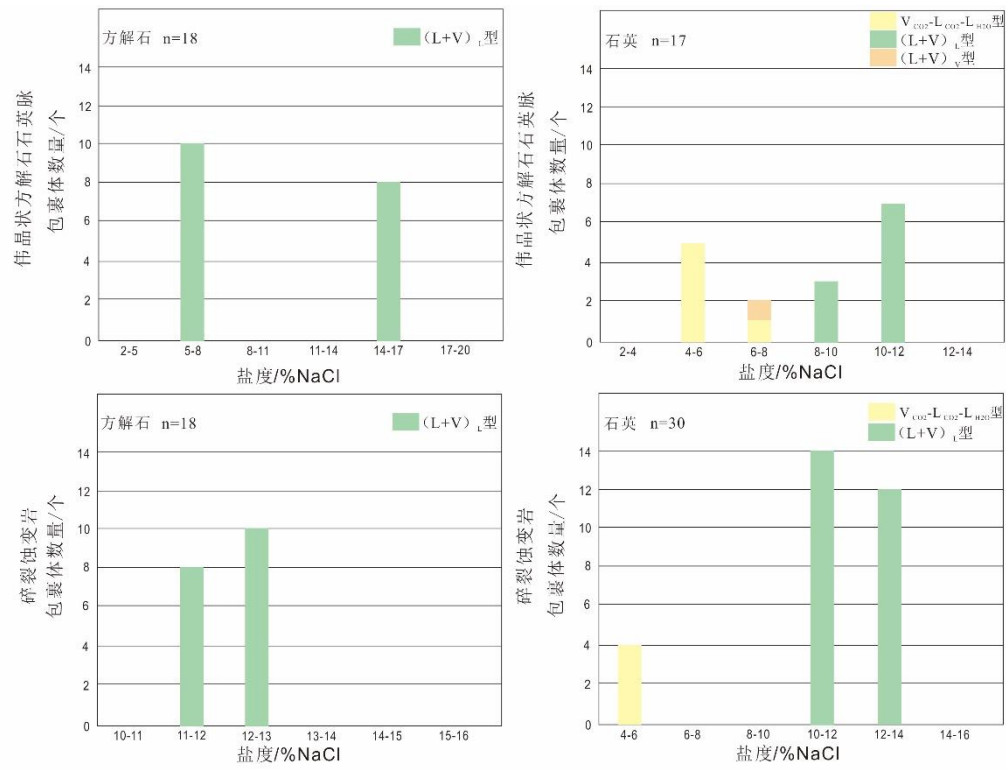


图 5.3 彭庄钼矿区流体包裹体盐度直方图

为探讨成矿流体来源，本次共取 10 件样品来进行同位素分析测试。其中，8 件石英矿物样品用于氢氧同位素测试，2 件方解石矿物样品用于碳氧同位素测试。具体样品信息详如表 5.2、5.3。

在开始实验前，首先对挑选好的 10 件样品进行粉碎，再对粉碎后的样品进行粗选、清洗等步骤。操作完毕后，将粗选后留下的样品放在显微镜下进行进一步的精选，保证单矿物的粒度在 40-60 目、重量在 5g 左右且纯度在 99% 以上。最后将挑选好的样品送至核工业北京地质研究院地质分析测试研究中心。

石英矿物的氢同位素测试先采用热爆法<sup>[78]</sup>，将矿物包裹体真空状态放于装置中加热，先低温加热 6 小时以上排去次生包体和吸附水，后高温加热至爆裂状态提取包裹体中的水分等物质。再采用金属锌法<sup>[79]</sup>，使金属锌作为还原剂与提取的水中的氢在真空状态下反应生成氢气，将置换出的氢气用 MAT-25 气体同位素质谱计进行氢同位素测试，测试精度为±0.2‰。石英矿物的氧同位素测试采用五氟化溴法测定<sup>[80]</sup>，将矿物包裹体与 BrF<sub>5</sub>（纯五氟化溴）在真空环境下反应，反应生成的氧气采用冷冻法分离获得纯净的氧气，再将纯净的氧气与石墨在 700℃ 下发生反应，将反应生成的 CO<sub>2</sub> 气体在冷冻状态下收集，后用 Delta v advantage 气体同位素质谱计进行氧同位素测试，测试精度为±0.2‰。

方解石矿物的碳氧同位素测试采用磷酸法<sup>[81]</sup>进行测定。真空环境下，将方解石矿

物与 100%浓度的正磷酸在恒温条件下发生反应,收集反应生成的  $\text{CO}_2$  气体,对其进行提纯后用 MAT-25 气体同位素质谱计进行碳氧同位素测试,测试精度为 $\pm 0.2\text{‰}$ 。

### 5.2.1 氢氧同位素特征

8 件石英矿物取自矿区内 PZ13-1 样品中和 ZK3-2 的不同深度处,测试结果如表 5.2。

表 5.2 彭庄铍矿床石英氢氧同位素组成

样品 原号	岩性	测试 矿物	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ ‰	$\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}$ ‰	均一温度 ℃	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ ‰
PZ-13-1	碎裂绢云母化、绿泥石化的花岗岩	石英	11.1	-45.4	240	1.7
ZK3-2-5	含黄铁矿碎裂蚀变岩	石英	11.2	-46.2	240	1.8
ZK3-2-18	硅化蚀变岩	石英	9.7	-42.6	240	0.3
ZK3-2-19	蚀变石英脉	石英	9.8	-43.7	240	0.4
ZK3-2-20	伟晶状石英方解石脉	石英	10.4	-49.1	240	1.0
ZK3-2-23	硅化蚀变岩	石英	10.6	-54	240	1.2
ZK3-2-28	石英脉	石英	9.9	-47.4	240	0.5
ZK3-2-30	绢云母绿泥石化蚀变岩	石英	10.2	-47.7	240	0.8

结果显示,  $\delta^{18}\text{O}$  值的变化范围在 9.7‰~11.2‰, 极差为 1.5‰, 平均值~10.4‰, 整体数值较为集中, 变化范围较小, 显示了氧同位素具有较高的均一化, 与冀东地区金厂峪金矿区内石英的氢氧同位素测试结果较为一致<sup>[82]</sup>。 $\delta\text{D}$  值的变化范围在 -59.0‰~-42.6‰, 极差为-16.4‰, 平均值~-47.0‰。根据石英矿物的流体包裹体的测试结果, 氢氧同位素的均一温度~240℃, 氧同位素按照公式<sup>[83]</sup>:  $1000\ln\alpha_{\text{石英-水}} = 3.38 (10^6\text{T}^{-2}) - 3.4$ ,  $1000\ln\alpha_{\text{石英-水}} = \delta^{18}\text{O}_{\text{石英}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{水}}$  进行计算 (T 为开氏温度)。 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  值的变化范围在 0.3‰~1.8‰, 极差为 1.5‰, 平均值~1.0‰。将所测  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  值与  $\delta^{18}\text{D}$  值投到  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}-\delta\text{D}$  的投影图中 (如图 5.4), 观察图可发现, 投影点落在原生岩浆水区域与雨水线之间, 并且更偏向于原生岩浆水区域。

### 5.2.2 碳氧同位素特征

$\text{CO}_2$  是热液矿床成矿的重要矿化剂, 对其起源的探讨是矿床成因研究的重要环节。目前国内外地质学家普遍认为, 碳主要有三种可能来源: 第一种可能源自地幔射气或岩浆, 地幔射气和岩浆来源的碳同位素组成特征具有一致性, 其  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  变化范围在 -9‰~-3‰<sup>[86]</sup>; 第二种碳同位素来自碳酸盐岩的脱气或含盐卤水发生与泥质岩相互作用

的现象, 这种情况的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  值一般较高,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  变化范围在  $-2\text{‰} \sim 2\text{‰}$ , 海相碳酸盐的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  值则一般约为  $0^{[87]}$ ; 最后一种碳同位素来源于各种岩石中的有机碳, 这种情况的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  值一般较低,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  变化范围在  $-30\text{‰} \sim -15\text{‰}^{[88]}$ 。

用来进行碳氧同位素测试的方解石矿物样品共 2 件, 分别取自 ZK3-2 的不同深度处, 为角砾岩中的热液方解石, 测试结果如表 5.3。结果显示,  $\delta^{13}\text{C}$  值的变化范围在  $-8.6\text{‰} \sim -8.7\text{‰}$ , 极差为  $-0.1\text{‰}$ 。 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$  值的变化范围在  $-8.6\text{‰} \sim -8.7\text{‰}$ , 极差为  $-0.2\text{‰}$ ;  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  值的变化范围在  $9.5\text{‰} \sim 9.6\text{‰}$ , 极差为  $0.1\text{‰}$ 。将数据投到  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}-\delta^{13}\text{C}$  组成关系图解中 (如图 5.5), 同位素数值的投点落在花岗岩类源区, 靠近地幔多相体系区域, 表明成矿热液中的碳源为深部地壳岩浆释放  $\text{CO}_2$  的结果。

表 5.3 彭庄铍矿床方解石碳氧同位素组成

样品 原号	岩性	测试 矿物	$\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ ‰	$\delta^{13}\text{D}_{\text{V-SMOW}}$ ‰	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}}$ ‰	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ ‰
ZK3-2-28	碎裂蚀变岩	方解石	-8.6	-61.1	-20.6	9.6
ZK3-2-30	伟晶状石英方解石脉	方解石	-8.7	-64.3	-20.8	9.5

### 5.3 硫同位素地球化学研究

本次研究共测试了 6 件位于隐爆角砾岩筒内 ZK3-2 不同深度处的角砾岩中黄铁矿的硫同位素样品, 测试结果如表 5.4。

表 5.4 彭庄铍矿床角砾岩硫氧同位素组成

样品原号	岩性	矿物	$\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}/\text{‰}$
ZK3-2-4	硅化角砾岩	黄铁矿	1.0
ZK3-2-15	硅化角砾岩	黄铁矿	0.1
ZK3-2-23	硅化角砾岩	黄铁矿	1.0
ZK3-2-24	硅化角砾岩	黄铁矿	1.2
ZK3-2-34	硅化蚀变角砾岩	黄铁矿	0.3
ZK3-2-35	硅化蚀变角砾岩	黄铁矿	1.3

测试前先将被测矿物样品与氧化亚铜放入真空环境中发生氧化反应, 再收集反应生成的  $\text{SO}_2$ , 用 Delta v advantage 气体同位素质谱计进行硫同位素测试, 测试精度为  $\pm 0.2\text{‰}$ 。

结果显示,  $\delta^{34}\text{S}$  值的变化范围在  $0.1\text{‰} \sim 1.3\text{‰}$ , 极差为  $1.2\text{‰}$ , 平均值为  $0.6\text{‰}$ 。这表明  $\delta^{34}\text{S}$  值的变化范围较小, 可能与硫同位素的来源较为单一有关。将结果数据制成硫同位素组成直方图 (如图 5.6), 位于深源硫  $-5\text{‰} \sim 5\text{‰}$  数值间。

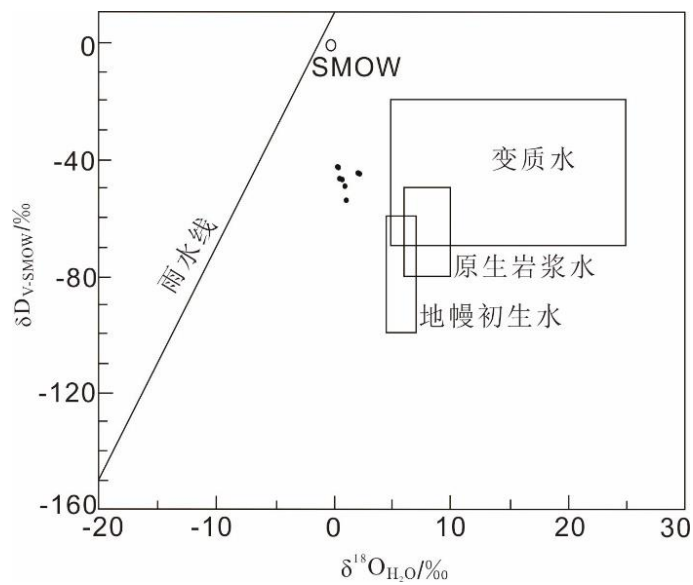


图 5.4 彭庄铍矿区石英中流体包裹体  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}-\delta\text{D}$  投影图<sup>[84-85]</sup>

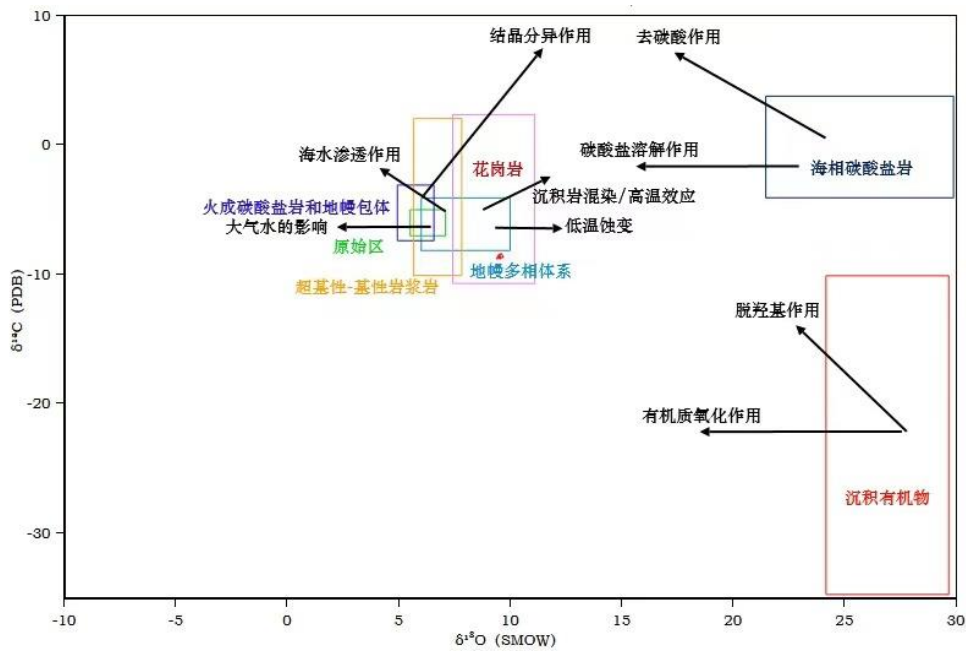


图 5.5 彭庄铍矿区方解石中流体包裹体  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}-\delta^{13}\text{C}$  投影图<sup>[89]</sup>

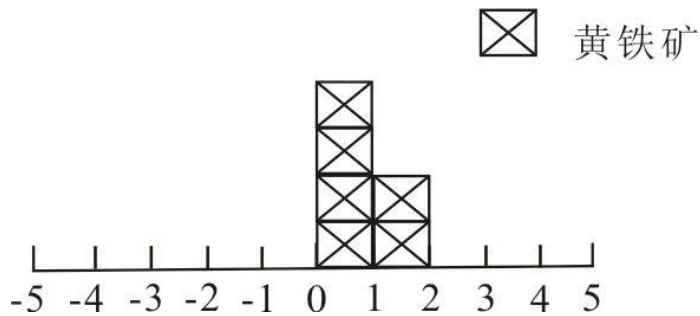


图 5.6 彭庄铍矿区硫同位素组成直方图



## 第六章 成因机制和成矿模式

### 6.1 成岩（矿）年龄

本文对矿区外的流纹斑岩、区内的煌斑岩和强硅化蚀变岩分别进行了锆石 U-Pb 测年,根据测年结果并结合所取样品的基本地质情况、锆石形态特征等信息认为:(1)  $157\pm 1\text{Ma}$  代表了流纹斑岩的结晶年龄,其形成于晚侏罗世;(2)  $203\pm 2\text{Ma}$  代表了区内煌斑岩的结晶年龄,其形成于早侏罗世;(3)  $2516\pm 9\text{Ma}$  不仅代表了区内角砾岩的形成时代为新太古代晚期,还代表了迁西岩群形成于这一时期。

综合三件样品的分析结果,由于角砾岩中角砾及胶结物成分含有煌斑岩和硅化物而不含流纹斑岩,且样品强硅化蚀变岩(PZ08-1)的测试结果反映的是变质基底的年龄。结合区域地质情况,可将煌斑岩的年龄数据作为上限,流纹斑岩的年龄数据作为下限,以此来确定彭庄铍矿床形成的大致时间范围。测试结果显示,煌斑岩、流纹斑岩的成岩年龄分别为  $203\pm 2\text{Ma}$ 、 $157\pm 1\text{Ma}$ ,所以可得出铍矿成矿时间在  $157\sim 203\text{Ma}$  这一结论。

通过查阅资料发现,冀东地区多数矿床都形成于  $150\text{Ma}\sim 200\text{Ma}$  左右(如表 6.1)。例如,陈绍聪等(2019)<sup>[53]</sup>采用 Re-Os 同位素测年法,测得峪耳崖金矿床中辉钼矿的成矿年龄为  $169.84\pm 0.95\text{Ma}$ ;李正远等(2014)<sup>[54]</sup>测得的唐杖子金(钼)矿床中辉钼矿的 Re-Os 同位素年龄为  $170\pm 1\text{Ma}$ ;齐云飞等(2021)<sup>[92]</sup>采用 LA-MC-ICP-MS U-Pb 法,厘定花市铀矿的成矿年龄为  $160\text{Ma}\pm$ ;李强等(2012)<sup>[58]</sup>利用 Re-Os 同位素法对四拨子-六拨子矿区的辉钼矿进行测年,结果显示矿区辉钼矿存在两组成矿年龄,多数样品主成矿年龄为  $194\pm 1\text{Ma}$ ,个别样品的成矿年龄在  $124\text{Ma}\pm$ 。包括本次测得的流纹斑岩、煌斑岩的成岩年龄,说明在侏罗世曾发生过大型的地质构造事件,促使冀东地区矿床的集中诞生。

### 6.2 成矿热液来源

矿石中方解石和石英中流体包裹体的均一温度总体位于  $190\text{ }^{\circ}\text{C}\sim 305\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,显示为中低温;盐度总体集中位于  $5.05\text{wt.}\%\text{NaCl}\sim 7.31\text{wt.}\%\text{NaCl}$  和  $10.11\text{wt.}\%\text{NaCl}\sim 12.62\text{wt.}\%\text{NaCl}$



aCl 两组数值之间, 第一组数值显示为低盐度, 第二组数值显示为中盐度。综合来看, 成矿流体表现为中低温、中低盐度热液, 推测成矿过程中发生了流体沸腾作用, 使得本来温度较高、盐度较大的成矿热液经多次沸腾后演化为温度较低和盐度较小的成矿热液, 由此引起了温度、盐度等数值的改变。

矿石的氢氧同位素分析结果表明, 成矿流体主要由原生岩浆水和大气降水所构成, 成分以原生岩浆水居多, 为混合流体; 碳氧同位素分析结果显示,  $\delta^{13}\text{C}$  值的变化范围在  $-8.6\text{‰} \sim -8.7\text{‰}$ , 极差为  $-0.1\text{‰}$ , 与柳少波等 (1994) [94] 测出的冀东地区金厂峪金矿区内碳酸盐岩与石英中碳氧同位素  $\delta^{13}\text{C}$  值 ( $-2.27\text{‰} \sim -8.44\text{‰}$ ) 相似, 表明成矿流体主要源自深源岩浆热液。

表 6.1 冀东地区矿床成矿 (岩) 主要年龄数据

序号	矿床名称	所测岩体/矿物	测年方法	年龄 (Ma)	数据来源
1	峪耳崖金矿	花岗岩中的辉钼矿化石英脉	Re-Os 法	$169.84 \pm 0.95$	文献[53]
2	唐杖子金 (钼) 矿	辉钼矿	Re-Os 法	$170.1 \pm 1.6$	文献[54]
3	下营坊金矿	花岗斑岩 (赋矿岩体)	U-Pb 法 &Re-Os 法	$164.2 \pm 2.3$	文献[55]
4	四拨子-六拨子钼铜矿	辉钼矿石英脉	Re-Os 法	( $194.0 \pm 1.0$ )、123.5	文献[58]
5	金厂峪金矿	辉钼矿	Re-Os 法	$242.6 \pm 6.8$	文献[90]
6	太阳沟钼矿	花岗斑岩 黑云母二长花岗岩	U-Pb 法	$154.8 \pm 1.5$ $156.5 \pm 1.2$	文献[33]
7	太平村钼矿	辉钼矿	Re-Os 法	$164.4 \pm 3.9$	文献[91]
8	花市铷矿	碱长花岗岩	U-Pb 法	$156 \pm 2$ 、 $165 \pm 2$	文献[92]
9	东梁金矿	石英二长斑岩 辉钼矿	U-Pb 法 Re-Os 法	$162.3 \pm 1.3$ $164.5 \pm 2$	文献[93]

## 6.3 成矿物质来源

对位于不同深度的角砾岩中的黄铁矿进行了硫同位素分析, 数据显示  $\delta^{34}\text{S}$  值的变化范围在  $0.1\text{‰} \sim 1.3\text{‰}$ , 极差为  $1.2\text{‰}$ , 平均值为  $0.6\text{‰}$ 。本次测得的硫同位素  $\delta^{34}\text{S}$  值, 与区域金厂峪金矿区测得的  $\delta^{34}\text{S}$  值 ( $-4.2\text{‰} \sim 5.2\text{‰}$ ) 以及峪耳崖金矿区测得的  $\delta^{34}\text{S}$  值 ( $-5.0\text{‰} \sim 6.0\text{‰}$ ) 较为接近<sup>[95-96]</sup>。表明成矿热液中的硫主要来自于岩浆热液。

## 6.4 矿床类型及成因

### 6.4.1 控矿因素

根据区域遥感解译, 发现存在多处环形构造, 多分布在大黑汀水库的两侧。环形

构造规模为中小型,以中型环居多。构造沿断裂带成群成带分布,矿区位于一中型环形构造中,认为隐爆角砾岩筒主要受环形构造及区域断裂带的控制。

隐爆角砾岩存在多种划分方法,目前还没有统一的分类。例如,周家志(1996)<sup>[97]</sup>根据岩体结构将其分为爆破细碎岩、爆破角砾岩、爆裂角砾岩及爆裂岩4大类,又根据胶结物类型(熔岩型、碎屑型、气热型)将前3大类细分为9个亚类;李生元(1999)<sup>[98]</sup>认为,隐爆角砾岩根据其生成方式可分为震碎角砾岩、崩坍角砾岩、熔浆角砾岩、热液贯入角砾岩、热液混杂角砾岩5类;宋保昌等(2002)<sup>[99]</sup>提出,将隐爆角砾岩按火成岩侵入深度及岩相特征划分为与浅成侵入体有关的、与斑岩及次火山岩有关的以及与火山通道相有关的。综合本区隐爆角砾岩体的实际地质情况,认为采用周家志(1996)提出的分类方法更为合理:彭庄铍矿床角砾岩胶结物多为石英、碳酸盐类等气成热液物质,且含矿角砾岩位于隐爆角砾岩筒核部,判断彭庄铍矿床隐爆角砾岩属气热型爆破角砾岩。

矿区角砾岩筒控制着矿(化)体产出,且隐爆角砾岩对围岩产生的放射状断裂及其伴生的其他形式断裂构造与成矿也有着密切关系<sup>[100]</sup>。

#### 6.4.2 成矿类型

在对彭庄铍矿床开展一系列野外勘查及室内实验分析等研究的基础上,综合李建康<sup>[24]</sup>的铍矿分类命名,认为彭庄铍矿床属于陆相次火山隐爆作用有关的中低温隐爆角砾岩型热液矿床。对其矿床类型厘定问题探讨如下:

①矿石流体包裹体测温:流体包裹体的均一温度区间在190°C~305°C,成矿盐度集中在5.05wt.%NaCl~7.31wt.%NaCl和10.11wt.%NaCl~12.62wt.%NaCl两个区间,显示为中低温、中低盐度热液。

②彭庄铍矿床围岩蚀变:矿区角砾岩蚀变矿化较为强烈,主要发育黄铁绢英岩化、绿泥石化、碳酸盐化、钠长石化等矿化现象,也见少量的磁铁矿、黄铁矿、黄铜矿等,并含有少量的金红石、天青石,这种矿化现象与中低温岩浆热液型铍矿床的特征相吻合。

③彭庄铍矿区隐爆角砾岩筒:彭庄铍矿区隐爆角砾岩筒赋存于马兰峪复背斜核部,西与高家店岩体相距~8km,北与青山口岩体相距~6km,其周围还分布有多种岩浆岩体。这些现象表明彭庄铍矿床隐爆角砾岩筒外围燕山期岩浆活动剧烈而频繁,且每个矿(化)体受控于隐爆角砾岩筒而产于其中。因此,该矿床为隐爆角砾岩筒型铍矿床。

### 6.4.3 成矿动力机制

#### 6.4.3.1 幔枝构造理论

幔枝构造理论最初起源于热点学说,由地幔热柱多级演化模式引伸而来。该理论认为,源自地球深处的金、银等成矿物质会以气-液态形式与其它地幔物质在地幔热柱多级演化(地幔柱-地幔亚柱-幔枝构造)下,在其柱状通道中一起做反重力迁移。当地幔热柱上升至岩石圈底部时会明显受阻使其无法继续向上,这时“伞状”柱头会不断累积能量形成“更大的伞面”从而出现穹隆现象。当向上的动力与阻力达到平衡时,“更大的伞面”会向外围拆离滑脱下去。当拆离滑脱的地幔物质遭遇了上部的韧性剪切带时,部分地幔物质会被其上的韧性剪切带所切割,从而沿着韧性剪切带突破岩石圈继续向上至地壳浅部,形成幔枝构造,成矿物质也会在幔枝构造有利扩容带处富集成矿。在活动的中后期,原先的穹隆可能会由于热减薄作用而最终塌陷,形成断陷盆地。由此可见,幔枝构造是地幔热柱多级演化在岩石圈浅处的投影。通常包括核部岩浆-变质杂岩、外围盖层拆离滑脱带和上叠构造断陷-火山盆地这3个部分,某些情况下会存在部分单元缺失的现象。

幔枝构造可以导致地壳上隆、岩浆活动、变形变质、含矿流体的活化迁移和成矿作用一系列地质过程的发生<sup>[101]</sup>。华北东部地区自中生代开始进入了强烈构造-岩浆活动阶段,特别是燕山期,在华北地幔热柱多级演化过程中,发育了冀东、阜平、赞皇、张宣、丰承、鲁西、辽西、胶东、小秦岭等一系列的幔枝构造。近年来,随着勘查工作不断深入,发现了许多与幔枝构造有关的中大型金(银)多金属矿床<sup>[102]</sup>。

#### 6.4.3.2 冀东幔枝构造

冀东幔枝构造分布在燕山台褶带以南——唐山、秦皇岛一带,为河北省金、银等多金属矿产的重要集中分布区,构造单元发育齐全,彭庄铍矿床处于幔枝构造核部位置。

(1) 核部岩浆-变质杂岩区:分布在马兰峪-青龙一带,主要由迁西群、单塔子群、双山子群以及朱杖子群等深-中深变质岩系组成。区内存在多处燕山期岩体(青山口岩体、花市岩体等)以及中基性-酸性岩脉。燕山期岩体沿幔枝构造轴部断续分布,规模较大,形状大小不一,推断出露的较小的岩株与地下深处较大的岩基相连<sup>[103]</sup>。区内存在NNE和EW向的韧性剪切带,EW向的韧性剪切带贯穿整个区域,西起茅山,东至青龙县的龙王庙一带。受轴部韧性剪切带深切的影响,幔枝构造轴部通常被视为成矿的有利部位,在此部位形成了金厂峪、田家村、沙坡峪等一系列的矿床<sup>[104]</sup>。

(2) 外围盖层拆离滑脱区:外围盖层是以核部岩浆-变质杂岩区为中心向外拆离滑脱,北至喜峰口-汤道河一带,南至迁西-滦县一带。区内主拆离带较为发育,分为

北缘主拆离带和南缘主拆离带。北缘主拆离带为密云-青龙拆离带，露头出露较为完整；南缘主拆离带相比于北缘的发育较差，部分区域被第四系地层所覆盖。次级拆离带主要呈平行状发育于主拆离带上、下盘，通常成群出现。成矿流体聚集成矿通常发生在该区的主拆离带部位和主拆离带上盘的盖层裂隙处，这是由于向上运移的成矿流体流至此处时遭到盖层岩石的阻拦，使其无法继续上移，不得不迫使就近有利部位富集成矿，在此区域形成诸如峪耳崖金矿、“长城式”金矿、花市铀矿等矿床。

(3) 上叠火山断陷盆地区：该区域分布在冀东幔枝构造的外围，盆地规模大小不一，大可达几百平方公里，小仅为数平方公里，断裂走向控制着盆地的展布方向。

#### 6.4.4 成因模式

中生代以来，华北地区岩浆活动十分频繁，尤其是燕山期，进入了强烈的地幔热柱多级演化阶段。华北地幔热柱上升至上地幔之后生成了河淮地幔亚热柱，河淮地幔亚热柱上升至岩石圈底部时受阻而无法继续向上，积聚能量后向外围拆离滑脱。在冀东地区受到了来自茅山-肖营子 EW 向韧性剪切带和迁安-青龙 NNE 向两条韧性剪切带的深切作用，原本无法继续反重力迁移的地幔热物质在两条韧性剪切带的交汇部位（肖营子一带）找到突破口继续上涌，使得以肖营子为中心的区域快速隆升，并形成高家店、青山口等中酸性岩体，同时其上的中、元古界盖层岩石迅速向外围拆离滑脱。到后期，原先隆升的部分地块由于热减薄作用发生塌陷，在盖层中发育火山断陷盆地。隆起区的物质经风化剥蚀成为了盆地的重要物质来源，而盆地深部物质以蠕变方式向山区底部流动，成为深部岩浆源区的物质来源之一（如图 6.1 I、II）。

岩浆的性质往往取决于作用的时间长短。在地幔柱多级演化过程中，通常构造连通性较好、岩浆上升至地表较快时，会形成基性岩浆；构造连通性较差、岩浆上升至地表较慢时，会同化混染更多的壳幔物质而形成中-酸性岩浆。在本区域内冀东幔枝构造演化过程中，由于彭庄位于 EW 向和 NNE 向韧性剪切带的交汇部位，岩浆活动相较于其他区域更为剧烈，使得早期构造-岩浆活动在区域内形成了深源辉长岩、煌斑岩脉。后深源地幔热物质上升至冀东地壳深处时形成了中基性岩浆房，在岩浆不断同化熔融上覆地壳物质下，中基性岩浆房形成富含 Be、Rb 等元素的中酸性岩浆房。强烈的岩浆活动使中酸性岩浆房内大量气液流体压力不断增大，最终因压力过大在断裂交汇部位发生隐爆作用，形成隐爆角砾岩筒。岩浆的隐爆作用的同时生成了放射性断裂及其他形式的断裂，围绕在角砾岩筒周围。富含铍的岩浆热液因温压因素迁移至角砾岩筒的有利部位聚集成矿。中酸性岩浆房一段时间后在隐爆角砾岩附近形成流纹斑岩，促进了成矿流体逸出和富集成矿的步伐（如图 6.1 III）。

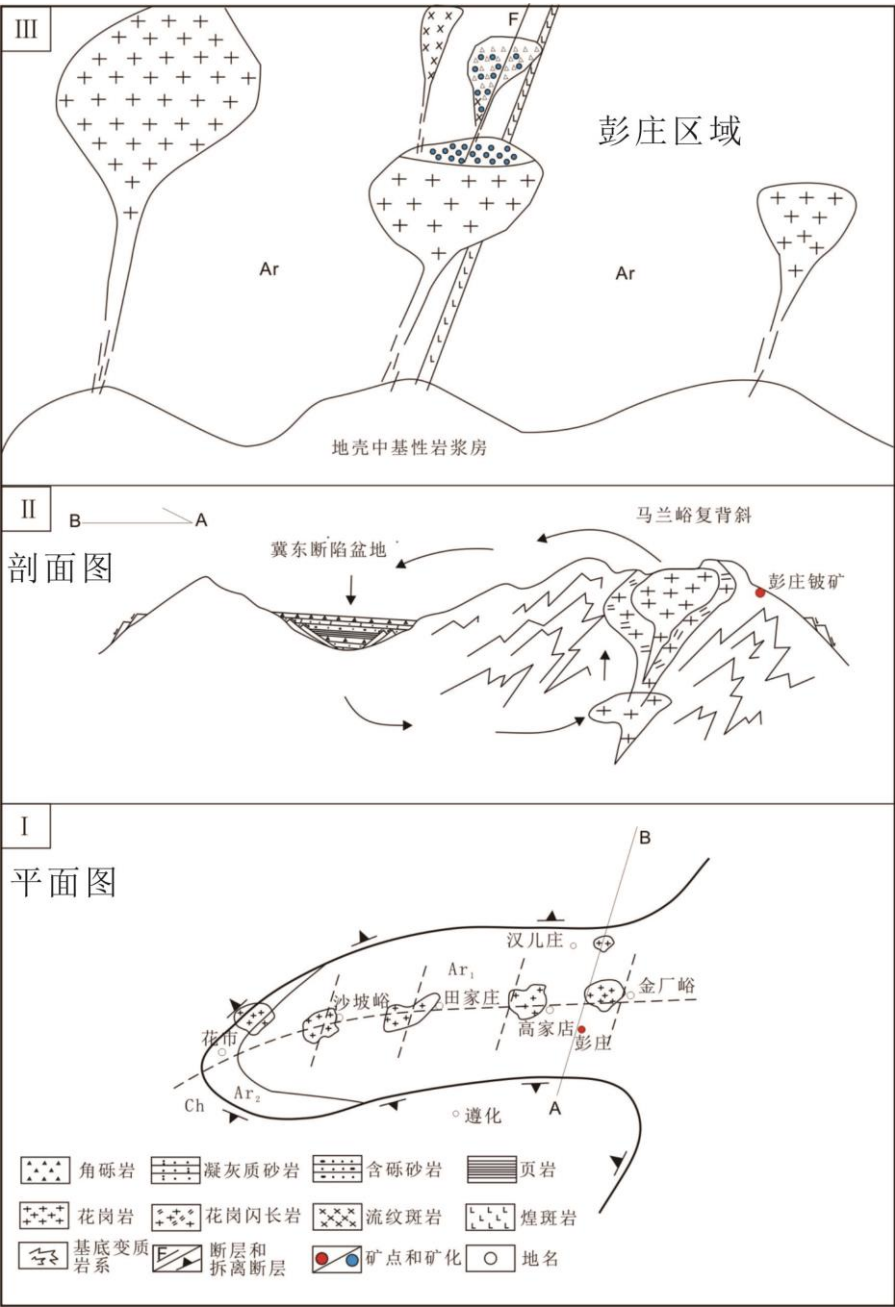


图 6.1 彭庄铍矿床成矿模式图

## 第七章 结论

### 7.1 主要成果与认识

通过对彭庄铍矿床区域地质背景、矿体特征、成矿流体和成矿物质来源等方面的分析研究,得到了以下几点认识:

(1) 彭庄铍矿床位于冀东幔枝构造的核部。矿区内存在一处隐爆角砾岩筒,隐爆角砾岩筒既为含矿构造又为控矿构造,铍、铷、钨等矿(化)体赋存在隐爆角砾岩筒中。角砾岩筒蚀变较为强烈且具有明显的垂向分带性,综合判断本区角砾岩为气热型爆破角砾岩。

(2) LA-MC-ICP-MS U-Pb 测年结果显示,矿区附近的流纹斑岩年龄为  $157 \pm 1\text{Ma}$ ,区内煌斑岩、强硅化蚀变岩年龄分别为  $203 \pm 2\text{Ma}$ 、 $2516 \pm 9\text{Ma}$ 。由于角砾岩中角砾及胶结物成分存在煌斑岩和硅化物而未发现流纹斑岩,结合区域地质特征,推测成矿时间在  $157 \sim 203\text{Ma}$  之间。

(3) 角砾岩中石英、方解石中的流体包裹体主要为纯气相、纯液相和富液相三类,为中低温、中低盐度的  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$  体系,推测沸腾作用造成了流体温度、盐度的变化。

(4) 氢氧同位素组成和碳氧同位素组成表明,成矿流体主要来自地壳深处的岩浆;硫同位素组成表明,矿物主要源自岩浆热液。

以幔枝构造视角分析,认为彭庄铍矿床属于隐爆角砾岩筒型铍矿床,受冀东幔枝构造控制。冀东幔枝构造形成过程中,彭庄铍矿床区域的深源地幔热物质与成矿热液反重力迁移至地壳深处形成岩浆房。由于岩浆强烈活动,岩浆房中的气液流体因压力增大发生引爆,形成隐爆角砾岩筒,成矿流体在角砾岩筒有利部位富集成矿。

### 7.2 存在问题

(1) 通过野外调研,对本区的含矿地质体隐爆岩筒浅部产状得到了较好控制,但是深部的形态仍不明晰,很大程度影响了深部找矿工作的开展。

(2) 本次测年并未获得铍矿成矿的精确年龄,如条件允许,建议采用更高精度

的仪器进行测年。

(3) 铍矿的形成机制一直是矿床学领域的难题。对于本区来说, 铍矿的形成与岩浆作用的成因关系、铍与 Rb、Ti、W 等元素的组合规律, 以及与区域金银多金属关系等问题还需要进一步深入系统研究。





## 致 谢

行文至此，意味着我的研究生生涯即将结束。回首这两年半的光阴，虽有遗憾、有挫折，但最多的还是感激，感激周围人给予的善意与帮助。

首先，我要感谢我的导师陈超老师，从论文选题、开展实验、论文开题到论文修改，老师都对我进行了耐心反复的指导，给我提供了很大的帮助。陈超老师治学严谨、认真负责的工作态度也让我受益匪浅，是我今后学习的榜样。

同时，非常感谢牛树银教授、张建珍教授、王丰翔老师、张福祥老师等人对我科研工作及论文编写方面的热情指导。此外，资料收集和野外调研得到了河北省地矿局第二地质大队的大力支持，特别感谢崔伟高级工程师的指导。

还要感谢我的家人，感谢他们多年来的鼓励与支持、包容与照顾，家人给了我前进的最大动力。感谢我的朋友们，不管是否在身边，都在陪伴着我一起前进。感谢我的研究生室友，让我收获了丰富多彩的研究生生活。

最后，感谢遇到的所有，让我成为了今天的自己。愿疫情早日退去，愿所爱之人皆平安喜乐，梦想成真。

## 参考文献

- [1]Edward S. Grew,Robert M. Hazen. Beryllium mineral evolution[J]. American Mineralogist,2014,99(5-6).
- [2]王登红,孙艳,代鸿章,等.我国“三稀矿产”的资源特征及开发利用研究[J].中国工程科学,2019,21(01):119-127.
- [3]许秀婷,教镇渤,海国泉,等.铍矿产业发展现状[J].新疆有色金属,2021,44(01):4-8.
- [4]王登红,孙艳,代鸿章,等.我国“三稀矿产”的资源特征及开发利用研究[J].中国工程科学,2019,21(01):119-127.
- [5]宁夏有色金属研究所编.铍的应用[M].北京:冶金工业出版社.1973.1-2.
- [6]钟景明主编.中国铍业[M].北京:冶金工业出版社.2015. 1-3.
- [7]《稀有金属知识》编写组编.铍[M].北京:冶金工业出版社.1975. 1-7.
- [8](苏)别乌斯(A.A.Бейс)著;王耀增等译.铍[M].北京:地质出版社.1957.
- [9]K. B. Bulnaev. Fluorine-Beryllium Deposits of the Vitim Highland,Western Transbaikial Region: Mineral Types,Localization Conditions,Magmatism,and Age[J]. Geology of Ore Deposits: A Journal of Theoretical and Applied Papers on All Aspects of Ore Genesis,2006,48(4).
- [10]D. A. Lykhin,V. I. Kovalenko,V. V. Yarmolyuk,et al. The Yermakovsky Deposit, Western Transbaikial Region, Russia: Isotopic and Geochemical Parameters and Sources of Beryllium-Bearing Granitoids and Other Rocks[J]. Geology of Ore Deposits: A Journal of Theoretical and Applied Papers on All Aspects of Ore Genesis,2010,52(4).
- [11]R.A.Ayuso,N.K.Foley,J.A.Vazquez,et al.SHRIMP U-Pb zircon geochronology of volcanic rocks hosting world class Be-U mineralization at Spor mountain,Utah,U.S.A.[J].Journal of Geochemical Exploration,2020,209(C).
- [12]Adam Zachař,Milan Novák,Radek Škoda. Beryllium minerals as monitors of geochemical evolution from magmatic to hydrothermal stage; examples from NYF pegmatites of the Třebíč Pluton, Czech Republic[J]. Journal of Geosciences,2020,65(3).
- [13]符剑刚,蒋进光,李爱民,等.从含铍矿石中提取铍的研究现状[J].稀有金属与硬质合金,2009,37(01):40-44.
- [14]D.D. Thorat,B.M. Tripathi,D. Sathiyamoorthy. Extraction of beryllium from Indian beryl by ammonium hydrofluoride[J]. Hydrometallurgy,2011,109(1).
- [15]B.M. Tripathi,Prakash Jyoti,D.D. Thorat,et al. Statistical Evaluation of Ammonium Hydrofluor

- ide Process for Beryllium Extraction from Indian Beryl Ore[J]. Journal of Powder Metallurgy and Mining, 2013, 02(04).
- [16]季新标,秦才会,丁元皓,等.铍青铜在随钻测井中的应用研究[J].化工设计通讯, 2021, 47(12): 58-60.
- [17]Metzner E., Bäumer C., Behrends C., et al. Spectral fiber dosimetry with beryllium oxide for quality assurance in hadron radiation therapy[J]. Journal of Instrumentation, 2022, 17(02).
- [18]张建福,于一鹏.铍在金属材料中的应用[J].现代交通与冶金材料, 2021, 1(06): 76-85.
- [19]Cao Yan, El-Shorbagy M.A., Sharma Kamal, et al. Role of beryllium oxide on the thermal efficiency of microchannel heat exchanger with an optimum fin structure[J]. Ceramics International, 2022, 48(7).
- [20]袁忠信.中国铍矿床的成因类型及工业类型[J].地质科学, 1958(03): 14-19.
- [21]Beus, A.A. Geochemistry of beryllium and genetic types of beryllium deposits[M]. Freeman. 1966.
- [22]N. Grigor'yev. DISTRIBUTION OF BERYLLIUM AT THE SURFACE OF THE EARTH[J]. International Geology Review, 1986, 28(3).
- [23]Barton M D and Young S. Non-pegmatitic deposits of beryllium: Mineralogy, geology, phase equilibria and origin[J]. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 2002, 50: 591-691.
- [24]李建康,邹天人,王登红,等.中国铍矿成矿规律[J].矿床地质, 2017, 36(04): 951-978.
- [25]赵一鸣,丰成友,李大新,等.湖南香花岭锡铍多金属矿区的含 Li、Be 条纹岩和有关交代岩[J].矿床地质, 2017, 36(06): 1245-1262.
- [26]崔伟,刘春来,陈超,等.冀东彭庄铍、钼矿隐爆角砾岩特征及找矿方向分析[J].河北地质大学学报, 2021, 44(04): 26-34.
- [27]徐颖,孟万涛.河北省稀有、稀土矿床类型分析[J].矿产勘查, 2019, 10(02): 249-252.
- [28]崔丙志,韩锐仙.河北省战略性新兴矿产资源现状[J].世界有色金属, 2019(23): 110-111.
- [29]张连昌,白阳,朱明田,等.华北克拉通金矿床区域成矿差异性分析[J].地球科学与环境学报, 2018, 40(04): 363-380.
- [30]翟明国.华北克拉通构造演化[J].地质力学学报, 2019, 25(05): 722-745.
- [31]杨付领,牛宝贵,任纪舜,等.马兰峪背斜核部中生代侵入岩体锆石 U-Pb 年龄、地球化学特征及其构造意义[J].地球学报, 2015, 36(04): 455-465.
- [32]龚传伟,张勃,王博杰,等.迁西县汉儿庄铌钽稀有金属矿床地质特征[J].资源信息与工程, 2021, 36(01): 1-4.
- [33]徐国新,李玉静,孙金龙,等.冀东地区太阳沟钼矿床成因探讨: 来自年代学、地球化学及 S、Pb 同位素的证据[J].地质学报, 2020, 94(11): 3343-3360.
- [34]河北省区域地质矿产调查研究所编著. 中国区域地质志 河北志[M]. 北京: 地质出版社, 2017. 06.1-21.

- [35]河北省地质矿产局编. 中华人民共和国地质矿产部地质专报 1 区域地质 第 15 号 河北省北京市天津市区域地质志[M]. 北京: 地质出版社, 1989.06.
- [36]天津地质矿产研究所孙大中主编. 冀东早前寒武地质[M]. 天津: 天津科学技术出版社, 1984.06.6-13.
- [37]谭应佳,李舜贤,赵温霞.冀东遵化群的构造及其演化特征[J].地球科学,1983(03):103-115.
- [38]马寅生,崔盛芹,赵越,等.华北北部中生代构造体制的转换过程[J].地质力学学报,2002(01):15-25.
- [39]陈昌勇.华北地块北缘金、多金属成矿地质背景[J].辽宁地质,1998(04):2-11.
- [40]常青松,王惠初,荣桂林,等.冀东青龙-双山子地区新太古代高镁安山岩-镁闪长岩锆石 U-Pb 年代学、地球化学及大地构造意义[J].地球科学,2019,44(01):23-36.
- [41]董春艳,王晨,颀颀强,等.冀东新太古代晚期界岭口闪长岩成因:U-Pb-Nd-Hf-O 同位素研究[J].岩石学报,2018,34(09):2793-2810.
- [42]孙荣圭,RICHARD LEE ARMSTRONG,KRISTA L.SCOTT.Rb-Sr ISOTOPIC GEOCHRONOLOGY OF ARCHEAN ROCKS OF EASTERN HEBEI PROVINCE[J].Science Bulletin,1988(03):221-226.
- [43]Yuansheng GENG,Fulai LIU,Chonghui YANG. Magmatic Event at the End of the Archean in Eastern Hebei Province and Its Geological Implication[J]. Acta Geologica Sinica - English Edition,2010,80(6).
- [44]尹业长,郝立波,赵玉岩,等.冀东高家店和蛇盘兔花岗岩体:年代学、地球化学及地质意义[J].吉林大学学报(地球科学版),2018,48(02):574-586.
- [45]杨付领,牛宝贵,任纪舜,等.马兰峪背斜核部中生代侵入岩体锆石 U-Pb 年龄、地球化学特征及其构造意义[J].地球学报,2015,36(04):455-465.
- [46]罗镇宽,关康,裘有守,等.冀东金厂峪金矿区钠长岩脉及青山口花岗岩体 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年及其意义[J].地质找矿论丛,2001(04):226-231.
- [47]王保存,刘春雨,等.河北青山口岩体锆石 U-Pb 年龄及其地质意义[J].中国矿业,2021,30(S1):266-269.
- [48]GUAN Kang,LUO Zhenkuan,QIU Youshou,et al. Geochronology and Significance of Granites Associated with Gold Deposits in the Jidong Area, China[J]. Acta Geologica Sinic-English Edition,2000,74(2).
- [49]Laicheng Miao,Yumin Qiu,Weiming Fan,et al. Mesozoic Multi-phase Magmatism and Gold Mineralization in the Early Precambrian North China Craton, Eastern Hebei Province, China: SHRIMP Zircon U-Pb Evidence[J]. International Geology Review,2019,50(9).
- [50]陈靖. 冀东司家营铁矿床地质地球化学特征与成矿作用[D].中国地质科学院,2014.

- [51]曲军峰,李锦轶,刘建峰.冀东地区王寺峪条带状铁矿的形成时代及意义[J].地质通报,2013,32(Z1):260-266.
- [52]郑梦天,张连昌,王长乐,等.冀东杏山 BIF 铁矿形成时代及成因探讨[J].岩石学报,2015,31(06):1636-1652.
- [53]陈绍聪,叶会寿,王义天,等.冀东峪耳崖金矿床蚀变绢云母 $^{40}\text{Ar}\sim^{39}\text{Ar}$  年龄及其地质意义[J].矿床地质,2019,38(03):557-570.DOI:10.16111/j.0258-7106.2019.03.007.
- [54]李正远,叶会寿,贺文,等.冀东唐杖子金(钼)矿床地质特征及辉钼矿 Re-Os 同位素年龄[J].矿床地质,2014,33(06):1366-1378.
- [55]邹滔,王玉往,王京彬,等.冀东下营坊金矿成矿年代学研究[J].地质与勘探,2016,52(01):84-97.
- [56]赵迪,和越,孙金龙,等.河北兴隆县太平村钼矿床地质特征及找矿潜力研究[J].世界有色金属,2021(05):83-84.
- [57]蔡永红,苗群峰.河北省兴隆县花市钼矿地质特征及成因探讨[J].有色金属(矿山部分),2020,72(04):93-98.
- [58]李强,孟祥元,杨富全,等.河北省青龙满族自治县四拨子—六拨子钼铜矿床的辉钼矿 Re-Os 年龄及意义[J].中国地质,2012,39(06):1622-1634.
- [59]孙豪,宋扬,李超,等.河北金厂峪金矿床辉钼矿与金矿化关系研究及意义[J].地球学报,2022,43(02):157-171.
- [60]陈绍聪,叶会寿,王义天,等.冀东峪耳崖金矿床辉钼矿 Re-Os 年龄及其地质意义[J].中国地质,2014,41(05):1565-1576.
- [61]谢吾,苗群峰,齐云飞,等.河北省花市钼矿成因探讨[J].冶金管理,2019(05):88+110.
- [62]段洪芳,李长江,李小永.沽源盆地遥感地质构造特征与找矿远景[J].矿产勘查,2014,5(04):623-629.
- [63]陈文,万渝生,李华芹,等.同位素地质年龄测定技术及应用[J].地质学报,2011,85(11):1917-1947.
- [64]周红英,李怀坤,崔玉荣,耿建珍,张健,李惠民.金红石 U-Pb 同位素定年技术研究[J].地质学报,2013,87(09):1439-1446.
- [65]宋彪.用 SHRIMP 测定锆石 U-Pb 年龄的工作方法[J].地质通报,2015,34(10):1777-1788.
- [66]郑义. 冀东迁西东荒峪流纹岩年代学、地球化学特征及地质意义[D].河北地质大学,2022.
- [67]Liu YongSheng,Hu ZhaoChu,Zong KeQing,et al. Reappraisal and refinement of zircon U-Pb isotope and trace element analyses by LA-ICP-MS[J]. Chinese Science Bulletin,2010,55(15).
- [68]侯可军,李延河,田有荣.LA-MC-ICP-MS 锆石微区原位 U-Pb 定年技术[J].矿床地质,2009,28(04):481-492.
- [69]李长民.锆石成因矿物学与锆石微区定年综述[J].地质调查与研究,2009,32(03):161-174.
- [70] Vavra VAVRA G,Schmid SCHMID R,Gebauer GEBAUER D.Internal morphology,habit and UThPb microanalysis of amphibole to granulite facies zircon:Geochronology of the Ivren Zone

- (Southern Alps)[J].Contrib MineralPetro,1999,134:380404.
- [71]胡彩霞,袁万明.不同成因类型的锆石特征及年代学意义[J].中国矿业,2021,30(S1):204-207.
- [72]韩鑫,裴磊,郑媛媛,等.华北克拉通北部迁安紫苏花岗岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年、地球化学及地质意义[J].岩石学报,2016,32(09):2823-2838.
- [73]耿元生,杨崇辉,杜利林,等.冀东地区新太古代晚期的岩浆事件与地壳增生:来自岩石地球化学和锆石年龄及 Hf 同位素的制约[J].岩石学报,2018,34(04):1058-1082+1233-1241.
- [74]孙家树,崔承玉.冀东迁西地区同位素年龄测定结果及其地质意义[J].地质论评,1982(03):228-234.
- [75]Liu LIU D Y,Shen SHEN Q H,Zhang ZHANG Z Q,et al.Archean crustal evolution in China: U-Pb geochronology of Qianxi complex[J].Precambrian Research,1990,48(3):223-244.
- [76]刘文斌,姚素平,胡文鑫,等.流相包裹体的研究方法及应用[J].新疆石油地质,2003(03):264-267+180.
- [77]郭春影,张文钊,葛良胜,等.氢氧同位素体系成矿流体示踪若干问题[J].矿物岩石,2011,31(03):41-47.
- [78]虞福基.热爆法和击碎法在矿物包裹体水中的氢和氧同位素分析对比[J].地质实验室,1990,6(6):4.
- [79]周亚敏.金属锌法测定天然水,矿物包裹体及含氢矿物氢同位素方法研究[J].矿产与地质,1995,9(5):6.
- [80]张建锋,刘汉彬,石晓,等.高反应温度对五氟化溴法氧同位素组成测定的影响[J].地球科学,2021,46(12):4470-4479.
- [81]黄耀生,黄志诚,沈渭洲,等.碳酸盐的碳、氧同位素分析及其在地质上的应用[J].南京大学学报(自然科学版),1985(02):361-370.
- [82]牛树银,李凤友,陈华山,等.冀东金厂峪金矿深部和外围找矿预测[J].中国地质,2012,39(04):999-1006.
- [83]Robert N.Clayton,James R.O'Neil,Toshiko K.Mayeda.Oxygen isotope exchange between quartz and water[J].Journal of Geophysical Research,1972,77(17).
- [84]H. P. Taylor. The Application of Oxygen and Hydrogen Isotope Studies to Problems of Hydrothermal Alteration and Ore Deposition[J]. Economic Geology,1974,69(6).
- [85]梁辉,韩作振,王立功,等.胶东辽上金矿床的流体包裹体、氢-氧-碳-硫-铅同位素特征及矿床成因[J].地质通报,2022,41(06):1053-1067.
- [86] Taylor B E.Magmatic volatiles;isotopic variation of C,H,and S[J].Rev Mineral,1986,16:185-225.
- [87] Veizer J,Holser W T,Wilgus C K.Correlation of  $^{13}\text{C}$   $^{12}\text{C}$  and  $^{34}\text{S}$   $^{32}\text{S}$  secular variatio



- ns[J].*Geochimica et Cosmochimica Acta*,1980,44( 4):579-587.
- [88] Ohmoto H . Systematics of Sulfur and Carbon Isotopes in Hydrothermal Ore Deposits[J]. *Economic Geology*, 1972, 67(5):551-578.
- [89]刘建明,刘家军,顾雪祥.沉积盆地中的流体活动及其成矿作用[J].*岩石矿物学杂志*,1997(04):54-65.
- [90]宋扬,王瑞江,聂凤军,等.冀东金厂峪金矿区印支期成矿作用的发现及地质意义[J].*地球学报*,2011,32(01):125-128.
- [91]孙金龙,任云生,杨玉山,等.冀东太平村钼矿床辉钼矿 Re-Os 同位素测年及其地质意义[J].*世界地质*,2016,35(03):738-751.
- [92]齐云飞,苗群峰,孙金龙,等.河北省花市铀矿床麻地岩体中锆石特征及其年代学意义[J].*有色金属(矿山部分)*,2021,73(04):87-91.
- [93]王宁宇. 冀东地区东梁金矿床年代学和成矿物质来源研究[D].中国地质大学(北京),2020.
- [94]柳少波,刘连登.金厂峪金矿床的地球化学特征及成矿物质来源[J].*贵金属地质*,1994(03):186-193.
- [95]宋扬,王瑞江,胡建中,等.河北金厂峪金矿控矿构造特征与成矿物质来源[J].*地质学报*,2011,85(01):78-87.
- [96]贾三石,王恩德,付建飞,等.冀东峪耳崖金矿床成矿地质特征、矿床地球化学及其成因机制探析[J].*吉林大学学报(地球科学版)*,2014,44(03):774-785.
- [97]周家志.浙西火山岩区隐爆岩与铀矿化[J].*华东地质学院学报*,1996(03):211-217.
- [98]李生元,马小兵.晋东北隐爆岩及其对金银的控矿意义[J].*地质找矿论丛*,1999(04):8-14.
- [99]宋保昌,张宝林,王杰,等.隐爆角砾岩型金矿的成矿机理探讨[J].*矿床地质*,2002,21(S1):662-665.
- [100]刘家远.岩浆隐蔽爆破构造与贵重、有色金属成矿[J].*新疆地质*,1996(03):238-246.
- [101]牛树银,陈超,张福祥,等.幔枝构造成矿理论及其找矿实践[J].*河北地质大学学报*,2022,45(02):1-22.
- [102]王云静,陈超,王健,等.幔枝构造理论及其应用推广进展[J].*河北地质大学学报*,2021,44(05):39-45.
- [103]王宝德,牛树银,李红阳,等.幔枝构造与冀北金银多金属矿产的成矿控矿作用[J].*地质与勘探*,2005(01):7-12.
- [104]牛树银,李红阳,孙爱群,等.幔枝构造理论与找矿实践[M]. 北京: 地震出版社,2002.P362.