# 东坪金矿地质地球化学特征 成矿规律及成因<sup>®</sup>

赵庆国<sup>2</sup> 蒋心明 (东坪金矿,河北崇礼, 076350) (冶金部天津地质研究院, 天津市, 300061)

**摘 要** 东坪金矿床是我国首次发现与碱性正长岩有密切联系的大型金矿床。本文主要论述了 该矿床的一般地质特征,分析了矿床地球化学特征,进而研究了成矿规律,并在此基础上探讨了矿 床成因。这对指导在同类地质背景条件下,寻找类似的金矿床,具有非常重大的理论和实践意义。 关键词 一般地质特征,地球化学特征,成矿规律,矿床成因,东坪金矿

# 1 区域地质和矿区地质概况

#### 1.1 区域地质

东坪金矿位于华北地台北缘, 燕辽沉降带与内蒙地轴交界部位南侧, 北距尚义-崇礼-赤城 深断裂 10 km。

区域内构造复杂,以东西向崇礼-赤城深断裂为主体,控制了本区地层、构造和岩浆岩的分 布。崇礼-赤城深断裂以北属下元古界红旗营子群,以南属上太古界桑干群;另外上元古界震 旦系、中生界侏罗系地层亦广为出露,新生界第四系分布于河谷、山麓边缘。沿该深断裂两侧, 岩浆岩广泛发育,岩性由超基性一中、酸性以及碱性者均有侵入或喷出,其中尤以碱性侵入岩 最为发育。

#### 1.2 矿区地质概况

1.2.1 地层 矿区内出露地层主要为太古界桑干群变质岩系地层,分布于矿区南侧。新生界 第四系沿河谷、山麓边缘分布堆积。

1.2.2 岩浆岩 水泉沟碱性正长岩体构成矿区主体,该岩体近东西向带状展布,东西长 60 km 以上,南北宽 7~9 km,在矿区南侧与桑干群地层呈侵入关系。岩体大致分五期侵入:辉石 闪长岩类、角闪正长岩类、(含霓辉)正长岩类、碱长正长岩类和石英正长岩类。据 K-Ar 同位

① 收稿日期 1997-08-25 改回日期 1998-03-05

② 第一作者简介:赵庆国, 男, 1965 年 3 月生, 助理工程师, 矿山地质专业。





第四系 2.太古界桑干群 3.花岗岩 4.(含霓辉)正长岩 5.正长岩 6.正长斑岩
7.断层 8.石英脉及编号

素测试年龄为216.50~173.91 Ma(武汉地质学院),说明该岩体为印支一燕山期。

1.2.3 构造 崇礼-赤城深断裂为本区一级控岩、控矿构造单元。产于水泉沟碱性正长杂岩体与桑干群变质岩系地层接触带附近的中山沟上水泉断裂(F2)为矿区二级控矿构造。矿区内三、四级构造非常发育,其中赋矿构造主要以北北东、北西向断裂为主,前者产状 0°~25°/NW<25°~55°,一般由数个左侧或右侧幕状排列的小断裂组成,后者产状 290°~340°/SW<35°~47°,由一系列右侧幕状排裂的断裂裂隙组成(如图 1)。

2 矿床地质特征

#### 2.1 矿床类型及围岩蚀变特征

东坪金矿床产于水泉沟碱性正长杂岩体与桑干群变质岩系地层内接触带 1~2 km 范围 内,矿脉成群成带分布。矿石类型以石英脉型和蚀变岩型为主,矿体赋存于霓辉正长岩中。

矿化围岩蚀变主要有钾长石化、硅化、黄铁矿化,其次还有碳酸盐化等,其中尤以钾长石化 最为强烈,规模巨大。如1号脉,钾长石化蚀变带南北长约1300m以上,带宽约10~100m, 呈大致平行排列,矿脉(体)赋存于蚀变带中。蚀变分带性不明显,基本以石英脉为中心向两侧 逐渐减弱。钾长石化分早、晚两期:早期为中粗粒砖红色,晚期为中细粒肉红色,早期钾长石化 规模较大,含金性极差,晚期钾长石化规模较小可构成工业矿体。可见强烈的钾长石化是该金 矿床独有的特点。

## 2.2 矿体形态、产状及规模

矿体多呈脉状、似脉状,有的呈胃状、扁豆状。矿脉(体)在平面、剖面上均具有尖灭侧现、 尖灭再现规律,产状严格受北北东、北西向赋矿构造控制。矿体数量众多、品位高、规模大,如 1号脉 1—1号矿体,最大延长> 600 m,延深> 650 m,矿体厚 0.32~12.40 m,平均 2.61 m,平 均品位 11.62×10<sup>-6</sup>。

## 2.3 矿石类型及结构构造特征

2.3.1 **矿石类型** 矿石按其成因可分为原生矿石和氧化矿石。原生矿石自然类型主要有黄铁矿石英脉型、多金属硫化物石英脉型和黄铁矿石英钾长石型,是构成矿体的主要矿石,其次还有黄铁矿钾长石型。

褐铁矿钾长石石英脉型由氧化淋滤作用形成,该类型矿石不发育,分布于原生矿石之上, 矿体出露地表附近,空间上二者没有明显界线。

2.3.2 结构构造 矿石构造主要以浸染状、条带状构造为主,其次还有角砾状、块状构造,晶 洞、蜂窝状构造等。

矿石结构主要有自形一半自形、他形晶粒结构,交代残余结构,固溶体分解结构,包含嵌晶结构,侵蚀结构,骸晶结构,压碎、充填结构,束状及放射状结构等。

### 2.4 矿石矿物成分及主要矿物特征

该金矿床属贫硫化物型,组成矿物成分比较简单。金属矿物以黄铁矿、褐铁矿为主,次要 矿物比较复杂,主要有方铅矿、黄铜矿、闪锌矿、自然金、碲金矿等,还见有微量镜铁矿、铜蓝、斑 铜矿、磁铁矿等。脉石矿物主要为石英和钾长石。矿石中金属矿物含量少,一般不超过 3%, 脉石矿物在 95% 以上。

黄铁矿和石英是金的主要载体。成矿早期石英为乳白色,颗粒中粗,黄铁矿呈粗粒立方体,浸染状分布于石英脉中,一般含金性不好。成矿中期石英则为灰白色,中细粒,黄铁矿呈较细粒立方体,与其他硫化物共生,浸染状或不规则团块状散布于钾长石蚀变岩和石英脉中,含金性最好。晚期成矿阶段石英、黄铁矿不发育,石英为烟灰色,黄铁矿呈微细立方体,含金性最差。

## 2.5 矿物生成顺序和成矿期次划分

根据矿石结构构造, 矿石矿物的共生组合, 镜下光、薄片鉴定结果等, 划分出矿物生成顺序 及成矿期次如下:

2.5.1 热液期 四阶段

(1) 钾长石化阶段 主要表现为钾长石交代围岩, 形成钾长石化蚀变带。该阶段为早期矿化阶段, 含金性较差。

(2) 黄铁矿-自然金-石英阶段 形成早期乳白色中粗粒石英, 黄铁矿晶粒粗大, 多呈立方体, 同时有金析出。

(3) 金 多 金属硫化物 石英阶段 石英以灰白一白色, 中细粒, 呈脉状或不规则脉状产于 早期石英中, 伴随有黄铁矿、方铅矿、黄铜矿、闪锌矿等金属硫化物的形成, 金沉淀富集。

(4) 黄铁矿-碳酸盐阶段 为热液期最后一次成矿阶段, 与矿化关系不大。

2.5.2 **表生期** 成矿期后,矿体顶部出露地表,遭受氧化、风化、淋滤作用,金属矿物被氧化成 褐铁矿,金发生次生富集。

2.6 金矿物特征、赋存状态及金的富集规律

2.6.1 金矿物特征 矿石中金矿物以自然金为主,其含量占金矿物的90%以上,可见金随处可见,形态多为不规则状,成色多在910~990之间。金成色较高,说明金为深源<sup>[1]</sup>。除此之外,矿石中还含有少量银金矿、碲金矿,以及罕见的碲铅金矿、硅金矿(暂定名,新的金矿物)<sup>[2]</sup>。

2.6.2 金矿物的赋存状态 金矿物的赋存状态有以下三种:

(1) **裂隙金**: 是金的主要存在形式。自然金、碲金矿沿黄铁矿、石英裂隙呈细脉状、串珠状分布。

(2) 包裹金: 自然金、银金矿、碲金矿等呈包裹体形式出现在伴生矿物石英、黄铁矿、褐铁矿 中。金矿物形态多样, 以不规则状和浑圆粒状为主。包裹金的分布仅次于裂隙金。

(3) **晶隙金**: 晶隙金的分布率较低。自然金、银金矿沿黄铁矿、石英等矿物的颗粒间隙充 填, 其形态呈长条状、不规则粒状、楔状等。

2.6.3 金的富集规律 在矿床勘探及矿体开采过程中,主要得到以下几点认识:

(1) 石英脉型矿体, 金品位较高, 一般为(15~20) × 10<sup>-6</sup>。

(2)含金石英脉发育地段、局部膨大部位,金相对富集,石英脉单个样品最高可达387.50×10<sup>-6</sup>。

(3) 北北东、北西构造交汇部位即为钾长石化、硅化、黄铁矿化发育部位, 往往形成厚大矿体、亦是金的主要富集区。

(4) 金含量与含金石英脉、硅钾化蚀变程度呈正相关关系。

(5)氧化物发育的空洞裂隙中常次生窝子金。

# 3 矿床地球化学特征

#### 3.1 成矿物理化学条件

3.1.1 **包裹体均一温度** 采取不同地段、不同深度、不同成矿阶段的石英进行包裹体均一法测试获得的温度数据,均在 240~305°C 之间,表明矿床成矿温度属中高温成矿。

3.1.2 包裹体成分 对包裹体液相、气相成分分析(表 1),结果表明:

表 1 石英包裹体气、液相成分分析结果 (w B/10<sup>-6</sup>)

序号	样品 编号	CO2	CH4	со	Н2	02	N <sub>2</sub>	H20	$\frac{\text{CH}_{4}\text{+ CO} \text{+ H}_{2}}{\text{CO}_{2}}$	к+	Na <sup>+</sup>	C a <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	$so_{4}^{2+}$	F <sup>-</sup>	а-	Na <sup>+</sup> / K <sup>+</sup>	F <sup>-</sup> / Cl <sup>-</sup>	备 注
1	90-179	22.39	0.36	0.00	0.12	0. 00	0. 00	883	0.021	1.01	1. 69	5. 53	1.88	1. 29	1. 75	8. 06	2.84	0.41	早 期石英脉
2	89-174	5.59	0.08	0.00	0.06	0. 00	0. 00	662	0.025	3. 01	0.69	5.13	0.31	1. 57	4.12	6. 64	0.39	1.18	晩 期石英脉
3	89-196									2.04	1. 23	3. 92	0.33	0.43	0. 50	2.95	0.60	0.32	晩 期石英脉

Table 1 Analysis of flulid inclusions in quarstz

液相成分中, 阳离子以 K<sup>+</sup>、Na<sup>+</sup>、Ca<sup>2+</sup>为主, 而且前两种离子在不同产状的石英包裹体中 浓度变化较大, 成矿早期 Na<sup>+</sup> / K<sup>+</sup> > 1, 成矿晚期 Na<sup>+</sup> / K<sup>+</sup> < 1, 阴离子以 Cl<sup>-</sup>和 SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>为主。 因此成矿热液流体为 Ca<sup>2+</sup>-Na<sup>+</sup>-K<sup>+</sup>-Cl<sup>-</sup>-SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>型水。

包裹体中除 H2O 外, CO2 为主要成分, 其含量较高, 氧化还原参数较低, 说明成矿环境属 于弱还原环境。

3.1.3 成**矿流体其他主要物理化学特征**根据地质地球化学热力学原理和方法对比和定量 计算,得到各项物理化学参数(表 2),结果显示:

#### 表 2 石英包裹体主要物理化学参数

Table 2 Physiochemical parameters of fluid inclusions in quartz

序号	样品号	盐度/ (w(NaCl) <sub>eq</sub> %)	矿化度/ g• L <sup>-1</sup>	pН	Eh	压力/ 10 <sup>5</sup> Pa	$\mathrm{logf}_{\mathrm{H}_2}$	$\mathrm{logf}_{\mathrm{GH}_4}$	$\log f_{\rm CO}$	$\log f_{CO_2}$	$\log f_{0_2}$	备注
1	90-179	0. 79	36.88	5. 26	- 0. 61	480	- 0.19	- 0.62	- 3.40	0. 66	- 32.65	成矿早期石英阶段
2	89-196	3. 29	61. 28	7.11	0. 70	600	0. 13	0.14	- 2.96	0. 21	- 33. 85	成矿晚期石英阶段

(1) 矿床主成矿阶段压力为(480~600) × 10<sup>5</sup> Pa, 对应成矿深度为 1.6~2.0 km, 属中深成 矿。

(2) 成矿流体盐度低, 成矿早期为 0.79 w (NaCl) eq%, 晚期为 3.29 w (NaCl) eq%。

(3) 成矿流体早期 pH 为 6.26, 晚期为 7.11, 表明成矿流体在成矿过程中由弱酸性向中性 或中一弱碱性演化。

(4) 成矿时氧逸度较高, fo<sub>2</sub>= 10<sup>-32 65</sup>×10<sup>5</sup>Pa~ 10<sup>-33 82</sup>×10<sup>5</sup>Pa, 这与矿床多发育镜铁矿、 磁铁矿等矿物相吻合。

#### 3.2 稀土元素地球化学

硅和稀土元素存在价态和半径的差异,稀土元素不能在石英中呈类质同象形式存在<sup>[3]</sup>。 由于石英无解理,钾长石抗风化能力强,其中的稀土元素能够保存较好的原生状态,因此稀土 元素的分布特征,可指示源区标态。

通过对岩石及矿石稀土元素分析(见表3,图2)获得以下认识和结论。

#### 表 3 正长岩、金矿石稀土元素含量及主要特征参数 $(w_{\rm B}/10^{-6})$

序号	样品号	岩性	La	Се	Pr	Nb	Sm	Eu	Gd	Тb	Dy	Ho	Er	Tm	Y
1	90-161	正长岩	6.90	18.00	2.00	13.00	2.50	0.86	2. 70	0. 61	1. 70	0.57	1. 20	0.30	11.00
2	90-162	钾化正长岩	1. 50	4. 50	0.50	3.20	1.00	0.27	1. 30	0. 03	0.86	0.39	0. 76	0.10	5. 20
3	90-163	钾长岩	0.86	2. 0	0.2	1.0	0.1	0. 03	0.1	0. 03	0.10	0.10	0.42	0.03	0. 64
4	90-164	含金石英脉	0. 52	1. 00	0.50	0.50	0.10	0. 01	0. 03	0. 03	0.05	0. 03	0. 10	0.03	0.18

Table 3 REE analysis of syenites and Au ore

$\mathbf{a}$	$\mathbf{a}$
<b>ر</b>	٦.
~	-

续表 3

序号	Yb	Lu	ΣREE	LREE HREE	La Yb	$\frac{Ce}{Yb}$	$\frac{Sm}{Nd}$	$\frac{Eu}{Sm}$	$\begin{pmatrix} \underline{La} \\ Lu & N \end{pmatrix}$	δEu	δCe
1	1. 20	0. 15	62. 69	5.07	5. 75	15.00	0.19	0.34	4.46	1. 11	1.00
2	0. 78	0.12	20. 51	2.47	1. 92		0.31			1. 08	0.80
3	0. 13	0. 02	5. 76	4. 47			0.10			0.46	0.67
4	0. 03	0. 02	3. 13	8.19	17.33	33. 33	0. 20	0.10	2. 52	0.46	0.37

注:由冶金工业部天津地质研究院测定



图 2 东坪金矿床围岩蚀变岩石稀土元素图谱

(据冶金部天津地质研究院资料)

Fig. 2 REE patterns of altered rocks in Dongping gold mine

(1)围岩正长岩、钾化蚀变岩、含金石英脉总趋势为轻稀土 LREE 较富集,将表现出曲线 右倾型<sup>[4]</sup>。矿石中略显 Eu 异常。

(2) 围岩与矿石稀土配分曲线形状大致相似说明金矿石与正长岩关系密切, 可为同源。

(3)围岩稀土总量高于金矿石。钾化蚀变岩的稀土元素对正长岩有较好继承性。石英脉型矿石由于含有黄铁矿、方铅矿等硫化物,而硫化物中稀土元素含量通常很低,因此,石英脉型矿石中稀土元素含量低于围岩正长岩、钾化蚀变岩是必然的。

3.3 同位素地球化学

3.3.1 硫同位素 近几年来,很多科研院所先后对东坪金矿矿石进行了硫同位素的研究测

试,均表现了一致结果,即 $\delta^{34}$ S值为偏离陨石值较大的负值。如宋官祥(1990) $\delta^{34}$ S= -7.63‰(16件样品),天津地质研究院(1992) $\delta^{34}$ S= -6.83‰(7件样品)。 $\delta^{34}$ S值偏离陨石硫较大负值,按同位素经典理论应为沉积硫来源,显然与矿床成矿地质环境不符。

根据 Ohmoto 和 Rye(1979) 研究认为<sup>[5]</sup>, 热液黄铁矿的 δ<sup>34</sup>S 值不仅取决于热液系统中总 硫的 δ<sup>34</sup>S<sub>2S</sub>值,而且也受含矿热液的物理化学条件的影响。只是在低 pH 值、低 fo<sub>2</sub> 中低温条件 下晶出的硫化物同位素组成与矿液的总硫同位素组成近似。而东坪金矿床包裹体的研究表 明,成矿热液为低盐度、高氧逸度、pH 值在 6~8之间。根据前文所述的热液物理化学参数,在 大本图解上圈出稳定矿物场。黄铁矿在不同的物理化学条件下晶出, δ<sup>34</sup>S‰值可为+3~-27 之间。因此可以推断原始成矿热液的总硫的 δ<sup>34</sup>S<sub>2S</sub>≈0‰ 应属幔源硫。

3.3.2 铅同位素 桑干群地层岩石铅、水泉沟偏碱性岩石铅与矿石铅对比(表 4)。结果表明:

(1) 桑干群地层铅中, 放射性成因铅含量极低, 与冀东太古界地层铅同位素结果(林尔为, 1985) 一致。

(2)水泉沟碱性正长岩及金矿石中均具有中等放射成因铅,与桑干群地层岩石铅截然不同,说明矿石铅与碱性正长岩岩浆活动铅源关系密切。

(3)碱性正长岩岩石铅、矿石铅在 w(<sup>206</sup>Pb)/w(<sup>204</sup>Pb)-w(<sup>207</sup>Pb)/w(<sup>204</sup>Pb) 图解(图3)上,其 投影点均落于地幔铅平均演化线两侧,铅的来源应为地幔、下地壳之间。

样品	统计数	w ( <sup>206</sup> Pb)/ w ( <sup>204</sup> Pb)	w ( <sup>207</sup> Pb)/ w ( <sup>204</sup> Pb)	w ( <sup>208</sup> Pb)/ w ( <sup>204</sup> Pb)	θ 值	μ值	
桑干群地层岩石铅(1)	2	14.480~ 14.320	14.790~ 14.810	34. 330~ 34. 090			
水泉沟岩体岩石铅(2)	3	16.457~ 17.390	15.270~ 15.470	36. 539~ 37. 390	0. 624 6~ 0. 696 0	8. 28~ 8. 55	
东坪金矿床方铅矿铅(2)	5	17.455~ 17.692	15.443~ 15.555	37. 415~ 37. 791	0. 627 4~ 0. 633 0	8.46~ 8.67	

表 4 桑干群地层、碱性正长岩及金矿床铅同位素

Table 4 Pb isotopic composition of strata of shangan Group, alklic syenite and Au ore

(1) 据胡小蝶, 1990; (2) 据冶金工业部天津地质研究院, 1992

(4)碱性正长岩、矿石特征值μ值分别为 8.28~ 8.55、8.46~ 8.67,低于正常铅演化曲线的μ值(μ= 9.58, B. R. Doe, 1974),这一事实充分表明了铅来自下地壳或上地幔。

3.3.3 氢、氧同位素 对矿物及正长岩中包裹体的氢、氧同位素测定(见表 5),结果可以说明:

(1) 正长岩的氧同位素与基性及超镁铁质岩(δ<sup>18</sup>0:基性岩为 6.6%,超镁铁质岩为 5.5‰<sup>[6]</sup>)相当,表明水泉沟正长岩体源于上地幔或下地壳。

(2)成矿石英中的氧同位素值为 9.66‰,与岩浆分异形成的石英氧同位素值(8.9‰~10.3‰<sup>[6]</sup>)相当,说明热液水主要为岩浆水。

(3) 石英中的δ<sup>18</sup>O<sub>H2</sub>0为 1.36‰,低于岩浆水正常值(5‰~10‰<sup>[6]</sup>),表明成矿热液在上侵 过程中有部分大气水加入。

(4) 与矿物共生平衡水的 δD 实测值为- 88.4 ‰ 同中生代该地域的大气水 δD 值- 88 ‰



图 3 碱性正长杂岩体及金矿床 w (<sup>207</sup>Pb) / w (<sup>204</sup>Pb)-w (<sup>206</sup>Pb) / w (<sup>204</sup>Pb) 图解 Fig. 3 Pb isotope plot of symite and Au ore

±<sup>[7]</sup>比较一致,也证实了热液在成矿过程中有大气水的加入。

(5)从图4可以看到,投影点在岩浆水范围的左下侧,距岩浆水有一定距离,并向大气降水线方向飘移,说明成矿过程中水主要来自岩浆水和大气水。

# 表 5 金矿床包裹体氢氧同位素组成及正长岩 $\delta^{18}$ O、基性岩、超镁铁质岩 $\delta^{18}$ O 对比

Table 5 H, O isotope composition of fluid inclusion of ore and comparison of  $\delta^{18}$ O values of synnite and

序号	样号	岩性	$\delta D_{\rm H_2O}/~\%$	$\delta^{18} {\rm O_{H_20}}/~\%$	δ <sup>18</sup> O <sub>石英</sub> /‰	
1	89-151-1	含金石英脉	- 89. 2	1. 23	6. 79	
2	89- 171	含金石英脉	- 91. 2	4. 02	11. 75	
3	89-178	含金石英脉	- 89. 3	1. 05	10.46	
4	89-187	含金石英脉	- 66. 5	- 1.70	6. 79	
5	89-196	含金石英脉	- 101. 3	2. 20	11. 20	
		含金石英脉	Σ- 83. 5	Σ1.36	Σ9. 66	(5个样平均值)
6		正长岩			6. 24	(11个样平均值)
7		基性岩			6. 6*	
8		超基性岩			5. 5 <sup>*</sup>	

ultramafic rock

测试单位:冶金工业部天津地质研究院

\* 据 G. 福尔(潘曙兰等译) 1983

4 成矿规律



Fig. 4  $\delta D \delta^{18} O_{H_2OP}$  lot of ore fluid

## 4.1 水泉沟碱性正长岩体对金矿床的控制作用

4.1.1 空间控制关系 自东坪金矿发现以来,在碱性正长杂岩体周围进行了大规模找金活动,先后发现了中山沟、下双台、转枝莲中小型金矿床以及下榆树林、下三道河、下两间房、五十家等众多金矿点,产出位置均在水泉沟碱性正长杂岩体南北两侧的内接触带或两种碱性岩的接触带上。这充分说明了水泉沟碱性正长岩体在空间上控制了东坪、中山沟等金矿床(点)的分布。

4.1.2 同源演化关系 根据前文所述的岩体和矿床的稀土元素、铅同位素等同位素的地球化 学特征,说明两者具有明显的同源性。

岩体、矿体 K-Ar 同位素年龄(见表 6) 与地质观察结果一致。岩体、脉岩及矿体形成先后 顺序为:(含霓辉)正长岩 → 钾长石脉 → 早期石英脉 → 细晶正长岩脉、正长岩脉 → 含金石英脉。

据上所述,水泉沟碱性正长岩体在空间和时间上控制了金矿床的产出,两者有密切的成因 关系。

## 4.2 构造控矿规律

矿区内构造控矿规律十分明显,中山沟上水泉断裂(F2)控制了东坪金矿床1号脉、70号脉、2号脉、3号脉、22号脉、24号脉以0.5~1.5 km间距产出,呈大致垂直该断裂的带状分布。成矿热液对其赋存构造具有明显选择性,矿脉(体)均赋存于北北东,北西向的低级断裂带中(见图1)。

#### 表6 岩体,矿体 K-Ar 同位素年龄

Table 6 K-Ar ages of syenite and ore body

编号	产出位置	岩类	测定对象	K-Ar 年龄/ Ma	平均年龄/Ma	备注
89-194 89 <sub>P</sub> -57 89 <sub>P</sub> -145	东坪 西坪 东坪	中细粒正长岩 含霓辉正长岩 中细粒正长岩	钾长石 钾长石 钾长石	157.37±3.61 171.89±3.99 161.99±4.14	165. 145	代表第三期 主要岩石
A-94 89-184	东坪1号脉 东坪1503坑	钾化正长岩 钾化正长岩	钾长石 全岩	169.35± 127.48±2.9	148. 41	代表成矿年龄蚀 变钾长石

冶金工业部天津地质研究院同位素室测定

# 5 矿床成因

印支一燕山期,太平洋板块向西、西北方向俯冲,华北地台东部及东北部台褶带发生了强烈的岩浆活动<sup>[8]</sup>。本区导致崇礼-赤城深断裂活化,在引张力作用下,上地幔物质上涌,形成水泉沟碱性正长岩体,在岩浆不断分异演化过程中,形成含金热流体并聚集于地壳深部的假想岩浆房内。偏碱性岩体固结后,板块挤压并未停止,反而加剧<sup>[8]</sup>,崇礼-赤城深断裂再度活化,派生中山沟上水泉断裂,控制矿床矿脉带分布和就位。假想岩浆房内的含金热流体在岩浆热力和构造动力驱使下上侵,随之天水的加入,矿液量大增,选择 NNE、NW 向有利的构造空间,金沉淀富集,形成金矿体。

#### 参考文献

- 1. 邵洁涟编著. 金矿找矿矿场学. 中国地质大学出版社, 1988
- 冶金工业部天津地质研究院国家黄金管理局地质科研项目.张宣地区与偏碱性杂岩体有关金矿床成矿规律及找矿方向.1992
- 3. 赵伦山, 等编著. 地球化学. 北京: 地质出版社, 1988
- 4. 陈德潜,等. 实用稀土元素地球化学. 北京: 冶金工业出版社, 1990
- 5. Ohmoto H and Rye R O. Isotopes of sulfur and carbon. In Barnes H L, Ed. : Geochemistry of hydrothermal ore deposits. 2nd, New York, John Wiley and Sons, 1979
- 6.魏菊英,等主编.同位素地球化学.北京:地质出版社,1991
- 7. 张理刚. 稳定同位素在地质科学中的应用. 陕西科学技术出版社, 1985
- 8. 杨森楠, 等主编. 中国区域大地构造学. 北京: 地质出版社, 1983

# GEOLOGLCAL AND GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS, MINERALIZATION AND ORIGIN OF DONGPING AU DEPOSIT

Zhao Qingguo Jiang Xinming

(Dongping A u Mine)(Tiaojin Geological A cademy)

#### Abstract

Dongping Au deposit is the first large size deposit discovered in close association with alkalic syncite in china. In the paper geological and geochemical characteristics, mineralization patterns and origin are described and discussed. It is theroretically and practically important to search for the similar type of Au deeposits under the same geological setting.

Key Words geological and geochemical characteristics, mineralization pattern, origin