文章编号: 1000-4734(2010) 04-0463-07

滇西北衙金矿方解石的碳氧同位素特征及其成因

吴开兴[1], 胡瑞忠[2], 毕献武[2], 彭建堂[2]

(1. 江西理工大学 资源与环境工程学院, 江西 赣州 341000; 2. 中国科学院 地球化学研究所 矿床地球化学重点实验室, 贵州 贵阳 550002)

摘要: 北衙金矿床是金沙江-哀牢山富碱侵入岩带上迄今发现的与富碱侵入岩有关的最重要的金矿床。方解石是北衙金矿体中的主要脉石矿物, 其形成与金矿化关系密切。本文在划分方解石期次基础上, 定量模拟了北衙金矿方解石的碳、氧同位素成因模式。该模式暗示: 北衙金矿方解石为碳酸盐蚀变(重结晶)成因, 与Ⅱ期方解石形成有关的主成矿期流体的 C、O同位素组成分别为 $\delta^{13}C = -5.5‰$, $\delta^{18}O = 10.5‰$, 具典型的岩浆流体特征; 而与Ⅱ期方解石形成有关的晚期流体的 C、O同位素组成相对较低, 分别为 $\delta^{13}C = -12‰$, $\delta^{18}O = 7‰$, 说明部分地加入了大气降水。

关键词: 北衙金矿; 碳氧同位素; 定量模拟; 成矿流体

中图分类号: P571; P618.5101; P597 文献标识码: A

作者简介: 吴开兴, 男, 1970年生, 博士, 副教授, 矿物、岩石、矿床专业, 矿床地球化学方向. E-mail: wukaixing2004@163.com

我国"三江"地区沿金沙江-哀牢山断裂产出的富碱侵入岩带, 与铜、金多金属矿产关系密切。在该带已发现以玉龙斑岩铜矿为代表的许多超大型、大型矿床, 引起国内外的广泛关注。北衙金矿床是金沙江-哀牢山富碱侵入岩带上迄今发现的与富碱侵入岩有关的最重要的金矿床[1,2]。截止 2004年已获得 D + E 级金储量 36 t以上, 远景储量达 100 t[3]。尽管自上世纪八、九十年代以来, 滇西与富碱侵入岩有关的金矿床吸引了众多的研究者, 但其成矿流体的来源这一基本问题迄今并未达成共识, 存在多种观点: ①来源于或主要来源于大气降水[4,5], 有机质在金矿床的形成过程中所起作用最大[6]; ②来自富碱岩浆源区, 即来自上地幔或壳幔混合层[7-10]; ③由富碱岩浆在成岩过程中分异而来[11-12]。方解石是北衙金矿体中的主要脉石矿物, 其形成与金矿化关系密切, 而方解石的 C、O同位素组成及其成因模型是示踪有关流体中 CO_2 来源的有效方法[13-20]。本文通过矿床中方解石期次划分和方解石成因模式的 C、O同位素研究, 估算相关流体的 C、O同位素组成, 从而示踪成矿流体来源。

1 矿床地质特征

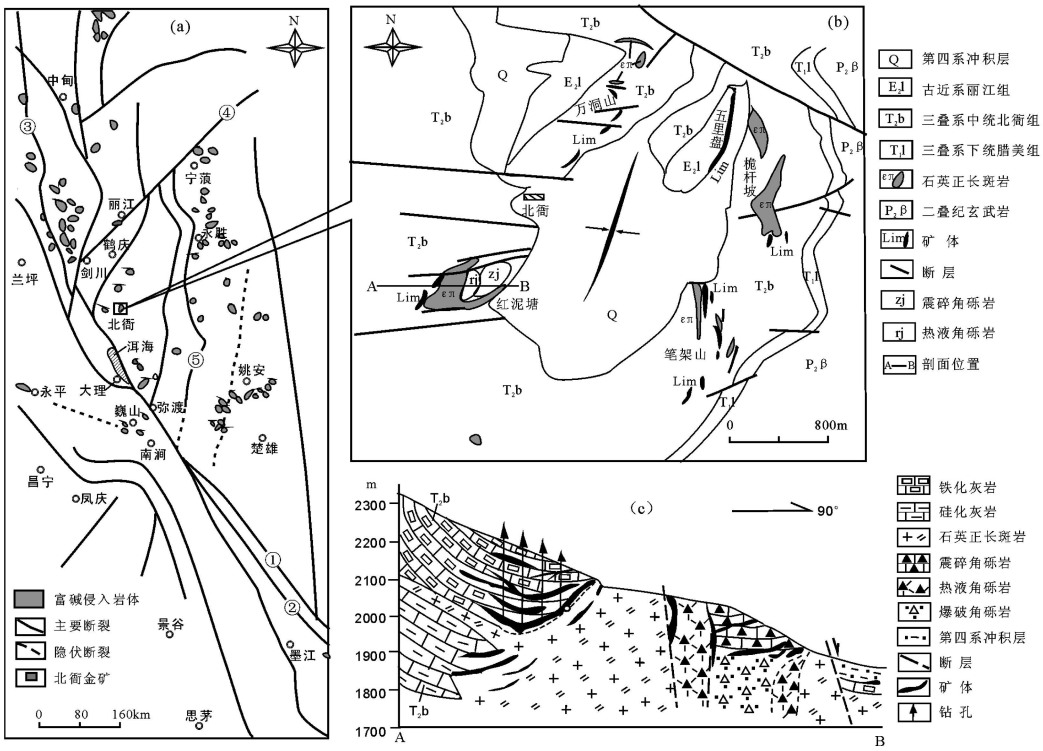
北衙金矿位于金沙江-哀牢山富碱侵入岩带中段(图 1a)。矿区总体为一 NNE向向斜构造, 向斜两翼断裂构造发育, 按其走向可以大致分为2组, 一组为近南北向, 另一组为近东西向。其中, 近南北向的断裂为矿区内主要控矿构造(图 1b)。矿区广泛出露三叠系中统北衙组灰岩(T_2b), 喜山期浅成-超浅成的富碱斑岩侵入其中(图 1c)。夕卡岩型铁(金)矿床是矿区的主要矿床类型, 其次是斑岩-隐爆角砾岩筒型金-铜矿床。北衙组灰岩是矿区主要赋矿围岩。近矿围岩发生强烈的硅化、铁矿化或呈砂糖状。

夕卡岩型铁(金)矿石的主要矿石矿物为褐铁矿(70% ~ 80%), 其次是赤铁矿、氧化锰等, 此外, 还有少量的硫化物(主要是黄铁矿、方铅矿等)作为氧化残余物存在。脉石矿物较少, 以方解石为主。方解石呈脉状、网脉状、团块状, 团斑状等产于其中。

本次研究样品采自红泥塘、万洞山和笔架山等主要矿段的夕卡岩型铁(金)矿体及其近矿围岩中的方解石脉。

收稿日期: 2010-04-15
基金项目: 国家自然科学基金项目(批准号: 41063001)

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net



①红河断裂 ②哀牢山断裂 ③金沙江断裂 ④木里-丽江断裂 ⑤程海-宾川断裂

图 1 金沙江-哀牢山富碱侵入岩带[21](a)与北衙金矿区地质简图[8](b, c)

Fig. 1. Geological sketch map of Jinshajiang-Ailaoshan alkali-rich intrusive rocks belt (a) and Beiya gold deposit (b and c).

2 北衙金矿方解石期次划分与特征

方解石是北衙金矿床中主要的脉石矿物,产状类型较多,主要有脉状、网脉状、团块状,团斑状等。根据其产状、晶形,包裹体形态学研究和测温资料,以及与成矿的关系大致划分为3个期次。

Ⅰ期(成矿前期):呈脉状产在斑岩体内[22]。

Ⅱ期(主成矿期):呈团块状或脉状产在隐爆角砾岩筒内或接触带附近灰岩中,与金成矿关系密切。晶体粗大、菱面体解理发育。流体包裹体发育,个体大(一般 5~25μm),形态较规则,以气-液和气体包裹体为主,并含大量的富 CO_2 包裹体。气液均一温度 t_h 为 269~406 ℃,集中区间 280~320 ℃(图 2a)。气-液包裹体盐度较高,分布区间为 6.67%~16.98%,平均 11.93%。但富 CO_2 包裹体显示较高的均一温度和较低的盐度。

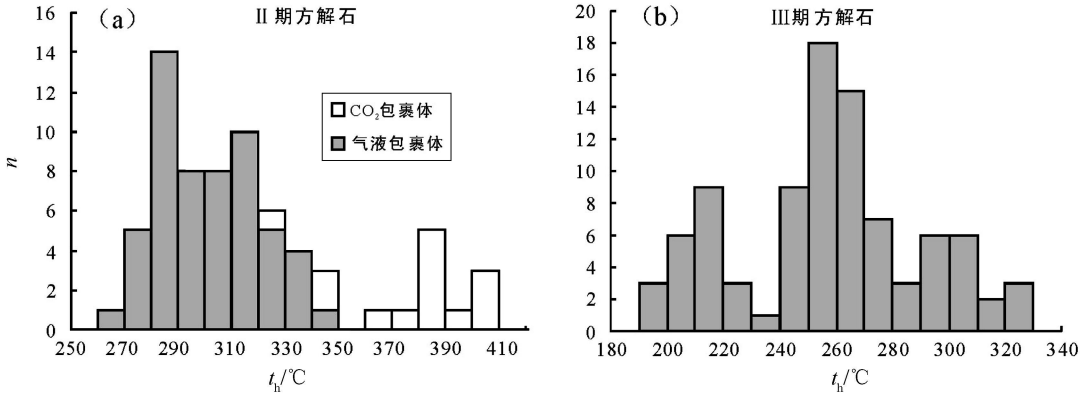


图 2 北衙金矿Ⅱ期和Ⅲ期方解石中流体包裹体均一温度柱状图

Fig. 2. Homogenization temperature of fluid inclusions in calcite of stage Ⅱ and Ⅲ in Beiya gold deposit

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

Ⅱ期(成矿晚期或后期)有多种产状类型, 主要包括: (1)呈脉状穿切接触带夕卡岩铁(金)矿体; (2)呈网脉状或团斑状充填在褐铁矿或赤铁矿矿石裂隙中; (3)呈网脉状产在砂糖状碳酸盐中, 这一产状类型在笔架山矿段特别发育, Au含量为外围未蚀变的北衙组灰岩的 30~ 50倍[8]。它们的共同点是菱面体解理不发育, 呈不规则到规则的粒状集合体。流体包裹体由不发育到发育均有, 但包裹体都较小(一般小于 5μm), 形态为圆形、椭圆形或不规则状, 以液体包裹体(气液比小于 15%)为主, 本研究没有发现富 CO_2 包裹体存在。气液均一温度 198~ 327 ℃, 集中区间为 240~ 280 ℃(图 2b)。由于包裹体较小, 准确测定其盐度较困难, 但仍可估计其上限为 10%, 多数小于 5%。

3　北衙金矿方解石的碳、氧同位素研究

3.1　北衙金矿方解石的 C、O 同位素测试

本次分析测试样品均为矿体和近矿围岩中的方解石或碳酸盐脉, 产状描述见表 1。C、O同位素测定由中国科学院地球化学研究所环境国家重点实验室完成, 样品制备和分析流程如下: 称取 30 mg试样置于反应管中, 并注入 4 mL 100% 正磷酸, 抽真空 2 h, 稳定在 1.0 Pa。试样与磷酸充分混合后, 将反应管置于恒温(25 ±1) ℃水浴中 5~ 6 h。用液氮吸收 CO_2 气体, 经纯化后的 CO_2 气体上 MAT252质谱仪测定碳、氧同位素, 校测标样为 GBW 04416和 GBW 04417。测定结果及误差(2σ)以及前人研究资料列于表 1。

表 1　北衙金矿床方解石及蚀变灰岩的 C、O同位素组成

Table 1. Isotopic compositions of C and O in calcite and altered limestone in Beiya gold deposit

样品(期次)	样号	产地	$\delta^{13}C_{PDB}$ /‰(2σ)	$\delta^{18}O_{SMOW}$ /‰(2σ)	产状描述	资料来源
方解石(Ⅰ)	Wd1	万洞山	-5.05(1)	11.57(1)	岩体内方解石脉	刘秉光等[22]
方解石(Ⅱ)	HN-29	红泥塘	0.051(7)	18.464(2)	团块状, 菱面体解理	本文
	BJ-2-4	笔架山	-1.020(8)	14.712(12)		本文
方解石(Ⅲ)	HN-19	红泥塘	-4.146(6)	15.858(8)	脉状, 穿插矿体, 粒状集合体	本文
	WD-20	万洞山	-4.809(13)	14.637(11)		本文
	WD-19	万洞山	-3.180(5)	14.400(3)		本文
	BJ-2-2	笔架山	-1.060(4)	18.706(12)	产在砂塘状碳酸盐中,	本文
	BJ-2-5	笔架山	-5.494(14)	14.218(27)	多呈网脉状, 为粒状集	本文
	BJ-2-7	笔架山	-3.777(5)	13.325(12)	合体。局部呈块状, 具	本文
	BJ-2-1	笔架山	-3.766(7)	13.011(14)	菱面体解理	本文
	BJ-13	笔架山	-5.268(5)	14.160(17)		本文
	BJ-3	笔架山	-2.872(12)	13.590(8)		本文
	WD-13	万洞山	-5.837(4)	13.964(22)	呈团斑状产在铁金矿石	本文
	WD-2	万洞山	-5.704(9)	14.370(12)	中, 粒状集合体	本文
	89w5	万洞山	-8.13(1)	15.23(2)	赤铁矿中碳酸盐脉	刘秉光等[22]
蚀变碳酸盐	Bywx0	万洞山	0.66(1)	27.16(5)	砂糖状碳酸盐岩	刘秉光等[22]
	Lw20	万洞山	0.72(1)	28.39(3)	砂糖状碳酸盐岩	刘秉光等[22]
	89w18	万洞山	-0.84(1)	23.76(3)	铁化灰岩	刘秉光等[22]
	Bys02	笔架山	0.49(1)	27.04(1)	硅化灰岩	刘秉光等[22]

3.2　北衙金矿床方解石成因模式及相关流体来源分析

3.2.1　方法原理

热液方解石的 C、O同位素组成除与物质来源有关外, 还与其形成过程直接相关。热液方解石可由以下地球化学过程形成或改变其同位素组成[14-16]: (1) CO_2 去气; (2)流体混合; (3)水-岩相互作用; (4)碳酸盐重结晶或热液方解石的次生蚀变。不同地球化学过程形成的方解石除 C、O同位素范围存在一定的差别外, 样品点在碳、氧同位素组成图中显示的分布趋势也明显不同。因此, 依据热液方解石碳、氧同位素组成范围和数据点的分布趋势, 可以判别方解石的成因, 并根据碳、氧同位素体系的理论模式[15-18], 通过假设合理的模式参数可以对方解石的碳、氧同位素组成

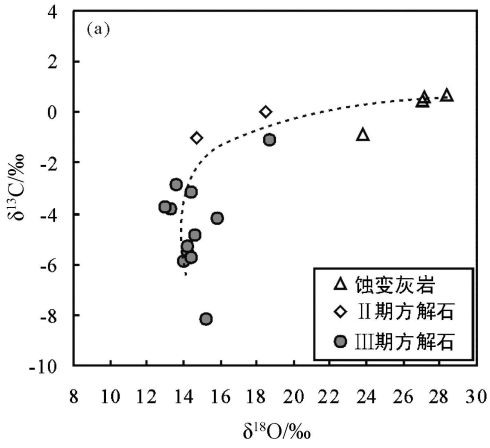
© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

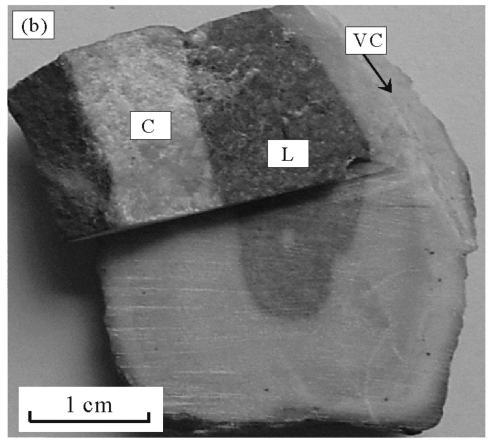
进行定量模拟,从而估算方解石的形成温度及相关流体的碳、氧同位素组成,判断流体的来源[13-20]。

3.2.2 北衙金矿方解石 C、O 同位素组成分布趋势及其成因诠释

北衙金矿Ⅰ期方解石 C、O 同位素组成为 $\delta^{13}C=-5.05‰$, $\delta^{18}O=11.57‰$,具岩浆流体的碳同位素($\delta^{13}C=-9‰\sim-4‰$)和氧同位素($\delta^{18}O=6‰\sim15‰$)组成特征[16],其形成可能与富碱岩浆热液去气(CO_2)作用有关[16,18,20];Ⅱ、Ⅲ期方解石与Ⅰ期方解石相比,具有较宽的碳同位素范围($\delta^{13}C=-8‰\sim0‰$)和较高的氧同位素组成($\delta^{18}O=13‰\sim19‰$),显示不同的形成过程。

北衙金矿Ⅱ、Ⅲ期方解石投影在碳、氧同位素组成图上,呈现以灰岩($\delta^{18}O_{SMOW}\approx+28‰$, $\delta^{13}C_{PDB}\approx0‰$)为初始点,沿碳、氧同位素比值降低的方向演化(图 3a),这是典型的碳酸盐蚀变(重结晶)成因的分布趋势[16-19]。图 3b 中手标本清楚地显示了灰岩蚀变形成粒状方解石(大理岩)和方解石细脉现象,是北衙金矿Ⅱ、Ⅲ期方解石成因过程的直接反映。





L. 灰岩 C. 粒状方解石(大理岩) VC. 方解石细脉

图 3 (a)北衙金矿方解石及蚀变灰岩 C、O 同位素组成图解;(b)北衙金矿手标本照片,示灰岩蚀变形成方解石

Fig. 3. (a) Isotopic composition of C and O in calcite and altered limestone in Beiya gold deposit; (b) Photo of altered limestone specimen from Beiya gold deposit showing formation of calcite by alteration of limestone.

3.2.3 方解石 C、O 同位素组成定量模拟

灰岩是北衙金矿床主要的赋矿围岩,而且Ⅱ、Ⅲ期方解石主要产在蚀变灰岩中或灰岩角砾周围,因此,Ⅱ、Ⅲ期方解石的形成可能主要与水-岩相互作用和灰岩蚀变(重结晶)有关。在这两种过程中的共同点是都发生流体和围岩(灰岩)相互作用。两个过程的不同之处在于:

在水-岩相互作用模式中方解石中的碳和氧主要来源于流体,因此方解石的 C、O 同位素组成主要与流体的初始同位素组成、方解石-流体之间的同位素分馏系数,流体-岩石的碳、氧含量比以及岩石的同位素变化量等因素有关,与围岩的初始同位素组成无直接关系,表示为:

$$\delta^{13}C_{方解石}=\delta^{13}C^{I}_{方解石}+\Delta^{13}C^{方解石}_{流体}+\frac{R^{C}}{W^{C}}(\delta^{13}C^{I}_{岩石}-\delta^{13}C^{F}_{岩石}) \quad (1)$$

$$\delta^{18}O_{方解石}=\delta^{18}O^{I}_{方解石}+\Delta^{18}O^{方解石}_{流体}+\frac{R^{O}}{W^{O}}(\delta^{18}O^{I}_{岩石}-\delta^{18}O^{F}_{岩石}) \quad (2)$$

式中:I 和 F 表示初始和最终,$\Delta^{13}C^{方解石}_{流体}$ 及 $\Delta^{18}O^{方解石}_{流体}$ 为方解石与流体之间的碳、氧同位素分馏值,Δ^{Y}_{X} 表示 X 和 Y 之间的同位素分馏,$\frac{R^{C}}{W^{C}}$和$\frac{R^{O}}{W^{O}}$分别代表流体-岩石的碳、氧含量比。

而在碳酸盐蚀变模式中方解石的物质基础为碳酸盐,在水-岩相互作用中发生同位素交换,使碳酸盐(方解石)的同位素组成发生变化,因此方解石的 C、O 同位素组成以碳酸盐的同位素组成为初始点,随着水-岩比增高而变化。假如在水-岩相互作用过程中有相同初始同位素组成的流体(如岩浆流体)不断补充,即体系开放,方解石的 C、O 同位素组成可表示为:

$$\delta^{13}C_{方解石}=(\delta^{13}C^{I}_{流体}+\Delta^{13}C^{方解石}_{流体})-(\delta^{13}C^{I}_{流体}$$

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

$$+\Delta^{13}C_{流体}^{方解石}-\delta^{13}C_{方解石}^{I})e^{-(W/R)}x_{流体}(C) \quad (3)$$

$$\delta^{18}O_{方解石}=(\delta^{18}O_{流体}^{I}+\Delta^{18}O_{流体}^{方解石})-(\delta^{18}O_{H_2O}^{I}+\Delta^{18}O_{流体}^{方解石}-\delta^{18}O_{方解石}^{I})e^{-(W/R)} \quad (4)$$

式中: $x_{流体}(C)$为流体中含碳组分的摩尔分数; $\delta^{13}C_{方解石}^{I}$及 $\delta^{18}O^{I}$方解石为蚀变前方解石(碳酸盐)的初始碳、氧同位素组成, W/R 为水岩比值。

在热液流体中, CH_4和 CO_3^{2-}的含量通常都很少[23, 24], 碳酸盐与流体之间的碳同位素分馏主要取决于 H_2CO_3(或 CO_2)和 HCO_3^-之比[14]。故:

$$1000\ln\alpha_{流体}^{碳酸盐}=\Delta^{13}C_{流体}^{碳酸盐}=\Delta^{13}C_{CO_2}^{碳酸盐}-x(HCO_3^-)\Delta^{13}C_{CO_2}^{HCO_3^-} \quad (5)$$

式中: $\Delta^{13}C_{流体}^{碳酸盐}$、$\Delta^{13}C_{CO_2}^{碳酸盐}$、$\Delta^{13}C_{CO_2}^{HCO_3^-}$分别表示碳酸盐-流体、碳酸盐-$CO_2$和 HCO_3^--CO_2体系中碳同位素的分馏值; $x(HCO_3^-)$表示 HCO_3^-在整个含碳组分中的摩尔分数。对于氧同位素, 由于流体组分以 H_2O为主, 故流体中水的同位素组成起主要作用。但考虑到碳酸盐与 CO_2之间的氧同位素分馏明显, 故溶解的 CO_2也不能忽略。因此, 碳酸盐与流体之间的氧同位素分馏可表示为[14]:

$$1000\ln\alpha_{流体}^{碳酸盐}=\Delta^{18}O_{流体}^{碳酸盐}=\Delta^{18}O_{H_2O}^{碳酸盐}-x(CO_2)\Delta^{18}O_{H_2O}^{CO_2} \quad (6)$$

式中的 $\Delta^{18}O_{流体}^{碳酸盐}$、$\Delta^{18}O_{H2O}^{碳酸盐}$、$\Delta^{18}O_{H_2O}^{CO_2}$分别表示碳酸盐-流体、碳酸盐-水和 CO_2-水体系中氧同位素的分馏值; $x(CO_2)$表示 H_2CO_3(包括 CO_2)在整个流体中的摩尔分数。

据公式(5)、(6), 利用有关同位素分馏方程[23-25]可计算出不同条件下流体-方解石体系的碳、氧同位素分馏值(表 2)。

表 2　不同温度条件下流体-方解石之间碳-氧同位素分馏值

Table 2. Fractionation value of C and O isotope between fluid and calcite under different temperatures

	t/℃	$\Delta^{13}C_{CO_2}^{碳酸盐}$	$\Delta^{13}C_{CO_2}^{HCO_3^-}$	$\Delta^{13}C_{流体}^{方解石}$	$\Delta^{18}O_{H_2O}^{碳酸盐}$	$\Delta^{18}O_{H_2O}^{CO_2}$	$\Delta^{18}O_{流体}^{方解石}$
Ⅱ阶段流体	350	-2.38	-8.91	3.85	3.77	10.10	3.17
	300	-2.01	-7.1	2.96	5.08	11.97	4.36
Ⅲ阶段流体	300	-2.01	-7.1	4.38	5.08	11.97	4.84
	250	-1.30	-5.05	3.24	6.77	14.39	6.48
	200	-0.19	-2.73	2.27	9.04	17.62	8.69
	150	1.50	-0.11	1.60	12.15	22.06	11.71

注: Ⅱ阶段流体(与Ⅱ期方解石形成有关): 含碳组分($HCO_3^-+CO_2$)在流体中占 20%, H_2O占 80%, HCO_3^-占含碳组分的 70%, CO_2占 30%; Ⅲ阶段流体(与Ⅲ期方解石形成有关): 含碳组分($HCO_3^-+CO_2$)在流体中占 20%, H_2O占 80%, HCO_3^-占含碳组分的 90%, CO_2占 10%; 方解石、CO_2和 HCO_3^-之间碳同位素分留系数据 Ohmoto和 Rye[24]; 方解石和 H_2O之间氧同位素分留据 O'Neil等[25], CO_2和 H_2O之间氧同位素分留系数据 Turesdell[26].

利用公式(3)、(4)和表中的碳、氧同位素分馏值, 可得到北衙金矿灰岩蚀变(重结晶)成因方解石的定量模拟曲线(图 4)。

定量模拟中假定: 灰岩的 $\delta^{13}C=0.75‰$, $\delta^{18}O=28.5‰$; Ⅱ期流体 $\delta^{13}C=-5.5‰$, $\delta^{18}O=10.5‰$, $x(C)=0.2$, 其中 $x(HCO_3^-)=0.14$, $x(CO_2)=0.06$; Ⅲ期流体 $\delta^{13}C=-12‰$, $\delta^{18}O=7‰$, $x(C)=0.2$, 其中 $x(HCO_3^-)=0.18$, $x(CO_2)=0.02$; 体系为开放, 热液蚀变过程中流体/岩石(W/R)比值递增。

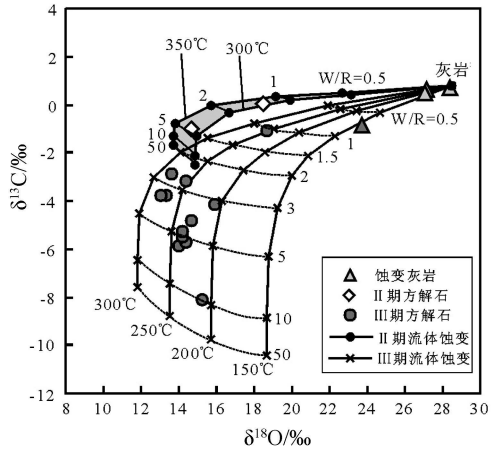


图 4　北衙金矿方解石 C、O 同位素组成定量模拟图解

Fig. 4. Quantitative simulation of isotopic compositions of C and O in calcite in Beiya gold deposit.

3.2.4　成矿流体来源讨论

在上述方解石的 C、O 同位素定量模式中, Ⅱ期方解石样品点落入 300~320 ℃温度范围, Ⅲ期方解石样品点落入 240~310 ℃温度范围, 与流体包裹体显微测温(图 2)相吻合, 定量模式曲线

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

与数据点的分布趋势线也十分一致。因此,定量模式中的各种假设是基本合理的。定量模式反映,与Ⅱ期方解石对应的主成矿期流体的 C、O 同位素组成分别为: $\delta^{13}C=-5.5‰$, $\delta^{18}O=10.5‰$;而与Ⅱ期方解石对应的成矿晚期流体的 C、O 同位素组成分别为: $\delta^{13}C=-12‰$, $\delta^{18}O=7‰$。

不同来源的热液流体其碳、氧同位素组成有明显区别[14-16]: ①岩浆或深部地壳流体,其 $\delta^{13}C$ 与正常地幔值相当(-9‰~-4‰), $\delta^{18}O$ 从 6‰到 15‰; ②大气降水或地下水,其 $\delta^{13}C$ 与沉积有机碳类似(-30‰~-20‰), $\delta^{18}O$ 值小于 0‰; ③海水,其 $\delta^{13}C$ 和 $\delta^{18}O$ 值都接近于 0‰。因此,可用流体的碳、氧同位素组成判断流体的来源。主成矿期流体的 C、O 同位素组成与成矿早期流体(与岩体内方解石脉对应)一致,明显为岩浆流体;而成矿晚期流体的 $\delta^{13}C$ 值和 $\delta^{18}O$ 值与主成矿期流体相比均有所降低,说明部分地加入了大气降水。

4 结 论

(1)根据方解石的产状、晶形,包裹体形态学和测温资料,以及与成矿的关系大致划分为 3个期次,即Ⅰ期(成矿前期), Ⅱ期(主成矿期)和Ⅲ期(成矿晚期或后期)。Ⅰ期方解石 C、O 同位素组成为 $\delta^{13}C=-5.05‰$, $\delta^{18}O=11.57‰$,具有幔源碳同位素和岩浆水的氧同位素组成特征,其形成可能与富碱岩浆热液去气(CO_2)作用有关; Ⅱ、Ⅲ期方解石与Ⅰ期方解石相比,具有较宽的碳同位素范围($\delta^{13}C=-8‰\sim 0‰$)和较高的氧同位素组成($\delta^{18}O=13‰\sim 19‰$),在碳氧同位素位组成图解中清楚的呈现出碳酸盐蚀变(重结晶)成因的分布型式,显示它们系灰岩蚀变(重结晶)的产物。

(2)根据北衙金矿方解石的 C、O 同位素组成,结合方解石中流体包裹体测温资料,应用碳酸盐蚀变(重结晶) C、O 同位素理论模式,定量模拟了北衙金矿方解石的碳、氧同位素成因模式。该模式暗示:与Ⅱ期方解石形成有关的主成矿期流体的 C、O 同位素组成分别为: $\delta^{13}C=-5.5‰$, $\delta^{18}O=10.5‰$;而与Ⅲ期方解石形成有关的成矿晚/后期流体的 C、O 同位素组成分别为: $\delta^{13}C=-12‰$, $\delta^{18}O=7‰$。主成矿期流体的 C、O 同位素组成与Ⅰ期方解石一致,明显为富碱岩浆有关的岩浆流体;而成矿晚/后期流体的 $\delta^{13}C$ 值和 $\delta^{18}O$ 值与主成矿期流体相比均有所降低,说明部分地加入了大气降水。

参 考 文 献:

[1] Hu R-Z, Burnard P G, Bi X W, et al. Helium and argon isotope geochemistry of alkaline intrusion-associated gold and copper deposits along the Red River-Jinshajiang fault belt, SW China [J]. *Chem Geol*, 2004, 203: 305-317.

[2] Hou Zengqian, Zeng Pusheng, Gao Yongfeng, et al. Himalayan Cu-Mo-Au mineralization in the eastern Indo-Asian collision zone: Constraints from Re-Os dating of molybdenite [J]. *Miner Deposita*, 2006, 41: 33-45.

[3] 郭远生, 曾普胜, 杨伟光, 张文洪. 北衙金多金属矿床地质特征与成因[J]. 中国工程科学, 2005, 7(增刊): 218-223.

[4] 何明勤, 杨世瑜, 刘家军, 等. 云南祥云金厂箐金(铜)矿床的成矿流体特征及流体来源[J]. 矿物岩石, 2004, 24(2): 35-40.

[5] 杨建昆, 唐志国. 云南省新生代浅成侵入斑岩型金矿成矿特征及找矿远景预测—以马厂箐金矿为例[J]. 北京地质, 1996, 3: 27-31.

[6] 何明勤, 杨世瑜, 刘家军. 云南祥云金厂箐金-铜矿床中的有机质及其与金成矿的关系[J]. 昆明理工大学学报, 2003, 28(1): 4-7.

[7] 葛良胜, 郭晓东, 邹依林, 等. 云南北衙金矿床地质特征及成因研究[J]. 地质找矿论丛, 2002, 17(1): 32-46.

[8] 蔡新平, 刘秉光, 李成云, 等. 滇西北衙金矿矿床特征及成因初探[J]. 黄金科技动态, 1991, (7): 7-19.

[9] 刘显凡, 刘家铎, 张成江, 阳正熙, 吴德超, 李佑国. 滇西富碱斑岩型矿床岩体和矿脉同位素地球化学研究[J]. 矿物岩石地球化学通报, 2004, 23(1): 32-39.

[10] 毕献武, 胡瑞忠, Connell D H. 富碱侵入岩与金成矿关系:云南省姚安金矿床成矿流体形成演化的微量元素和同位素证据[J]. 地球化学, 2001, 30(3): 264-272.

[11] Bi X-W, Hu R-Z, Connell D H. The alkaline porphyry associated Yao'an gold deposit, Yunnan, China: Rare-earth element and stable isotope evidence for magmatic-hydrothermal ore formation [J]. *Miner Deposita*, 2004, 39: 21-30.

[12] 钱祥贵, 李志伟. 滇中姚安金矿床地质地球化学特征[J]. 大地构造与成矿学, 2000, 24(增刊): 31-36.

[13] Zheng Y-F. Carbon-oxygen isotopeic covariation in hydrothermal calcite during degassing of CO_2: A quantitative evaluation and application to Kushikino gold mining area in Japan [J]. *Miner Deposita*, 1990, 25: 246-250.

[14] Zheng Y-F, Hoefs J. Carbon and oxygen isotopic covariations in hydrothermal calcite: Theoretical modeling on mixing processes and appli-

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

cation to Pb-Zn deposits the Harz Mountains, Germany [J]. *Mineral Deposita*, 1993, 28: 79-89.
[15] 郑永飞, 陈江峰. 稳定同位素地球化学 [M]. 北京: 科学出版社, 2000.
[16] 郑永飞. 稳定同位素体系理论模式及其矿床地球化学应用 [J]. 矿床地质, 2001, 20(1): 57-70.
[17] Santons R V, Clayton R N. Variations of oxygen and carbon isotopes in carbonatites: A study of Brazilian alkaline complexes [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1995, 59: 1339-1352.
[18] 彭建堂, 胡瑞忠. 湘中锡矿山超大型锑矿床的碳、氧同位素体系 [J]. 地质论评, 2001, 47(1): 34-41.
[19] Sverjensky D A. Isotopic alteration of carbonate host rocks as a function of water to rock ratio—An example from the upper Mississippi valley zinc-lead district [J]. Econ Geology, 1981, 76: 154-172.
[20] 石少华, 胡瑞忠, 温汉捷, 等. 桂北沙子江铀矿床碳、氧、硫同位素特征及其对成矿过程的指示 [J]. 矿物学报, 2009, (增刊): 326-327.
[21] 曾普胜, 莫宣学, 喻学惠. 滇西富碱斑岩带的 Nd, Sr, Pb同值素特征及其挤压走滑背景 [J]. 岩石矿物学杂志, 2002, 21(3): 231-241.
[22] 刘秉光, 陆德复, 蔡新平, 等. 滇川西部金矿床研究 [M]. 北京: 海洋出版社, 1999: 90-125.
[23] Ohmoto H. Systemmatics of sulfur and carbon isotope in hydrothermal ore deposits [J]. *Econ Geol*, 1972, 67: 551-578.
[24] Ohmoto H, Rye R O. Isotopes of sulfur and carbon. In Barnes H L. ed. *Geochemisty of Hydrothermal Ore Deposits* (2nd ed.) [M]. New York: Wiley, 1979: 509-567.
[25] O'Neil J R, Clayton R N, Mayeda T K. Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates [J]. *J Chen Phys*, 1969, 51: 5547-5558.
[26] Truesdell A H. Oxygen isotope activities and concentrations in aqueous salt solutions at elevated temperatures-consequence for isotope geochemistry [J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1974, 23: 387-396.

An Oxygen and Carbon Isotope Study on the Formation Mode of Calcite in Beiya Gold Deposit, West Yunnan Province, China

WU Kai-xing[1], HU Rui-zhong[2], BI Xian-wu[2], PENG Jian-tang[2]

(1. *School of Resource and Environmental Engineering, Jiangxi University of Science and Technology, Ganzhou* 341000, *China*;
2. *Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences. Guiyang* 550002, *China*)

Abstract Beiya gold deposit is the most important alkali-rich intrusions associated deposit found in the Jinshajiang-Ailaoshan Alkali-rich Intrusive Rocks Belt so far. Calcite is one of the major ganguem inerals, and the formation of which has a close relation with gold mineralization. A quantitative mode is simulated for the formation of calcite in Beiya gold deposit on the basis of the division of its formation period. The mode implies that the carbon and oxygen isotopic compositions of the main stage ore-forming fluid related to the stage II calcite are $\delta^{13}C = -5.5‰$ and $\delta^{18}O = 10.5‰$, respectively. They are peculiar values to magmatic fluid, while carbon and oxygen isotopic compositions of the late stage fluid related to stage III calcite are relatively low, $\delta^{13}C = -12‰$ and $\delta^{18}O = 7‰$, respectively, suggesting the late stage fluid being intermingled by some meteoric water.

Key words: Beiya gold deposit; carbon; oxygen; isotopic compositions; quantitative simulation; ore-forming fluid

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net