

文章编号: 0258-7106(2012)06-1163-08

湘南荷花坪锡多金属矿床稀有气体同位素特征及其地质意义*

蔡明海¹, 王显彬¹, 长尾敬介², 彭振安¹, 郭腾飞¹, 刘虎¹, 谭泽模¹

(1 广西大学资源与冶金学院, 广西南宁 530004; 2 东京大学大学院理学系地壳化学实验室, 东京 1130033)

摘要 荷花坪锡多金属矿床是南岭中段湘南地区新发现的一个大型矿床, 发育有印支期和燕山期 2 期成岩、成矿作用。文章对不同期矿石中的黄铁矿分别进行了稀有气体同位素研究。测试结果表明, 印支期矽卡岩型矿石中的黄铁矿: $^3\text{He}/^4\text{He} = 0.15 \sim 2.49 \text{ Ra}$, $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 0.18733 \sim 0.18902$, $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 310.45 \sim 523.98$, $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} = 9.727 \sim 9.830$, $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} = 0.0286 \sim 0.0310$; 燕山期蚀变碎裂岩型矿石中的黄铁矿: $^3\text{He}/^4\text{He} = 0.15 \sim 4.33 \text{ Ra}$, $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 0.18750 \sim 0.18843$, $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 331.78 \sim 602.62$, $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} = 9.736 \sim 9.858$, $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} = 0.0286 \sim 0.0305$, 显示区内两期成矿流体均为大气饱和水、地壳流体和地幔流体的混合流体。印支期矽卡岩型矿石中地幔 He 所占比例为 2.34% ~ 41.40%, 平均 18.16%; 燕山期蚀变碎裂岩型矿石中地幔 He 所占比例为 2.34% ~ 72.12%, 平均 27.41%。燕山期幔源流体的作用强度略高于印支期。湘南地区印支期基性岩浆活动及荷花坪矿床印支期成矿过程中有幔源物质的参与, 二者共同指示南岭地区中生代构造体制的转换或岩石圈伸展减薄可能始于印支主期(244 ~ 230 Ma)之后的 224 Ma 左右, 即晚三叠世。

关键词 地质学 稀有气体同位素 成矿流体 构造体制转换 荷花坪锡多金属矿床

中图分类号: 618.44

文献标志码: A

Noble gas isotopic characteristics of Hehuaping tin-polymetallic deposit, southern Hunan Province

CAI MingHai¹, WANG XianBin¹, Keisuke NAGAO², PENG ZhenAn¹, GUO TengFei¹,
LIU Hu¹ and TAN ZeMo¹

(1 College of Resources and Metallurgy, Guangxi University, Nanning, 530004, Guangxi, China; 2 Laboratory for Earthquake Chemistry, Graduate School of Science, University of Tokyo, Tokyo 1130033, Japan)

Abstract

The Hehuaping tin-polymetallic deposit is a large deposit newly discovered in southern Hunan Province. It consists of four main ore bodies located in the southeast portion of Wangxianling Indosinian granite pluton, and the ore-forming process underwent early Indosinian period and late Yanshanian period, forming skarn-type ores and altered cataclastic-type ores, respectively. Noble gas isotopic analyses of fluid inclusions in pyrite from different periods of ores indicate that, in the early skarn-type ores, $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios vary from 0.15 to 2.49 Ra ($\text{Ra} = 1.4 \times 10^{-6}$, modern atmospheric ratio), $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ratios from 0.18733 to 0.18902, $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ratios from 310.45 to 523.98, $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ ratios from 9.727 to 9.830, and $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ ratios from 0.0286 to 0.0310; and that, in the late altered cataclastic-type ores, $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios vary from 0.15 to 4.33 Ra, $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ratios from

* 本文得到国家自然科学基金(40972073)项目资助

第一作者简介 蔡明海, 男, 1965 年生, 博士, 研究员, 主要从事矿床学科研究和教学工作。Email: gxdxcmh@163.com

收稿日期 2012-02-15; 改回日期 2012-06-19。张绮玲编辑。

0.18750 to 0.18843, $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ratios from 331.78 to 602.62, $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ ratios from 9.736 to 9.858, and $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ ratios from 0.0286 to 0.0305. The data obtained suggest that the ore-forming fluid was a mixed solution of meteoric water, mantle fluid and crustal fluid. Basic igneous materials (between 224 Ma to 205 Ma) in southern Hunan and mantle fluids were involved in the early metallogenic process (224 Ma), suggesting that the Mesozoic tectonic regime transformation in Nanling region possibly took place in late Triassic (224 Ma $\pm$).

Key words: geology, noble gases isotope, ore-forming fluid, tectonic regime transform, Hehuaping Sn-polymetallic deposit

荷花坪锡多金属矿床是南岭中段湘南矿集区内的一个大型矿床,前人对其矿床特征(吴寿宁,2006;蔡明海等,2006)、岩体特征(柏道远等,2006;章荣清等,2010)和成岩、成矿时代(蔡明海等,2006;Wei et al.,2007;章荣清等,2010;郑佳浩等,2010)等进行了研究,表明区内存在印支期和燕山期2期成岩、成矿作用。近年来研究发现,湘南矿集区内的骑田岭锡矿床(李兆丽等,2006)、柿竹园钨锡矿床(赵振华等,2000)、新田岭钨矿床(蔡明海等,2008)等在成矿过程中有幔源物质的参与,这些矿床均为燕山期成矿,主成矿年龄集中在(160~150)Ma之间,与华南地区燕山期地壳伸展、减薄的动力学背景相对应(毛景文等,2007),但对于印支期成矿过程中是否也同样存在壳幔相互作用等问题尚未开展过研究。鉴于此,本文系统开展了荷花坪锡多金属矿床稀有气体的同位素研究,对锡多金属矿床的成矿流体来源和成矿动力学背景进行了讨论。

1 成矿地质背景

荷花坪锡多金属矿床位于NE向“十·杭”成矿带和EW向南岭成矿带的交汇部位,属华南古生代褶皱系湘南-桂东拗陷东部,向东毗邻赣南-粤北隆起(图1)。

矿区出露地层主要有中泥盆统跳马涧组(D_2t)石英砂岩、泥质砂岩,局部夹钙质粉砂岩;中泥盆统棋梓桥组(D_2q)碳泥质灰岩、灰岩、白云质灰岩、白云岩。其中,棋梓桥组是区内有利赋矿层位,特别是棋梓桥组与跳马涧组的界面附近对成矿较为有利。

矿区构造以NE向断裂为主,该组断裂倾向SE或NW,倾角陡立,一般 $60^\circ\sim 80^\circ$,断裂性质属张扭性。此外,在跳马涧组砂岩和棋梓桥组灰岩界面附近发育有缓倾斜顺层滑动破碎带,倾向SE,倾角 $20^\circ\sim 35^\circ$ 。陡倾斜NE向断裂和缓倾斜顺层滑动破碎带为区内主要容矿构造。

区内岩浆岩有王仙岭岩体及一系列NE向花岗斑岩脉(图1)。王仙岭岩体位于矿区西北侧,由浅灰色中粗粒含电气石黑云母花岗岩(主体岩性)和深灰色中细粒黑云母花岗岩组成。郑佳浩等(2010)利用LA-MC-ICP-MS法获得中粗粒含电气石黑云母花岗岩锆石U-Pb年龄为(235 ± 1.3)Ma,Wei等(2007)获得中细粒黑云母花岗岩锆石SHRMIP U-Pb年龄(212 ± 4)Ma,二者均属印支期岩浆活动的产物。NE向花岗斑岩脉在区内成群、成带分布。花岗斑岩脉分为早、晚2期,早期斑岩脉无矿化和蚀变现象,Wei等(2007)和章荣清等(2010)分别采用SHRMIP和LA-MC-ICP-MS法获得其锆石U-Pb年龄(159 ± 3)Ma和(154.7 ± 0.5)Ma,晚期斑岩脉叠加有锡多金属矿化,且脉岩边部发育有硅化、绿泥石化、绢云母化、萤石化和黄铁矿化等蚀变,SHRMIP 锆石U-Pb年龄为(142 ± 3)Ma(Wei et al.,2007)。

2 矿床地质特征

区内发现有4个主矿体及一些小规模的铍(铋)矿体,分别受NE向陡倾斜断裂(如I号、II号、III号矿体及锡铋矿体)和缓倾斜顺层破碎带(如IV号矿体)的控制。

I号矿体:位于矿区北部野鸡窝一带,产于王仙岭岩体内接触带,受NE向陡倾斜断裂控制,沿断裂带分布有大量矽卡岩化围岩捕虏体(或顶垂体),矿化多发育在围岩捕虏体内。矿体呈脉状、透镜状产出,长约1600 m,平均厚4.45 m,锡平均品位0.93%。矿石类型可分为矽卡岩型和蚀变碎裂岩型(花岗质碎裂岩型、碎裂砂岩-粉砂岩型)。

II号矿体:位于王仙岭岩体外接触带、I号矿体东南侧,二者平行产出,赋矿围岩为棋梓桥组下部的碳酸盐岩及跳马涧组上部的砂岩。矿体呈脉状、透镜状产出,长约1320 m,平均厚4.20 m,锡平均品位0.58%。矿石类型可分为矽卡岩型和蚀变碎裂岩型。

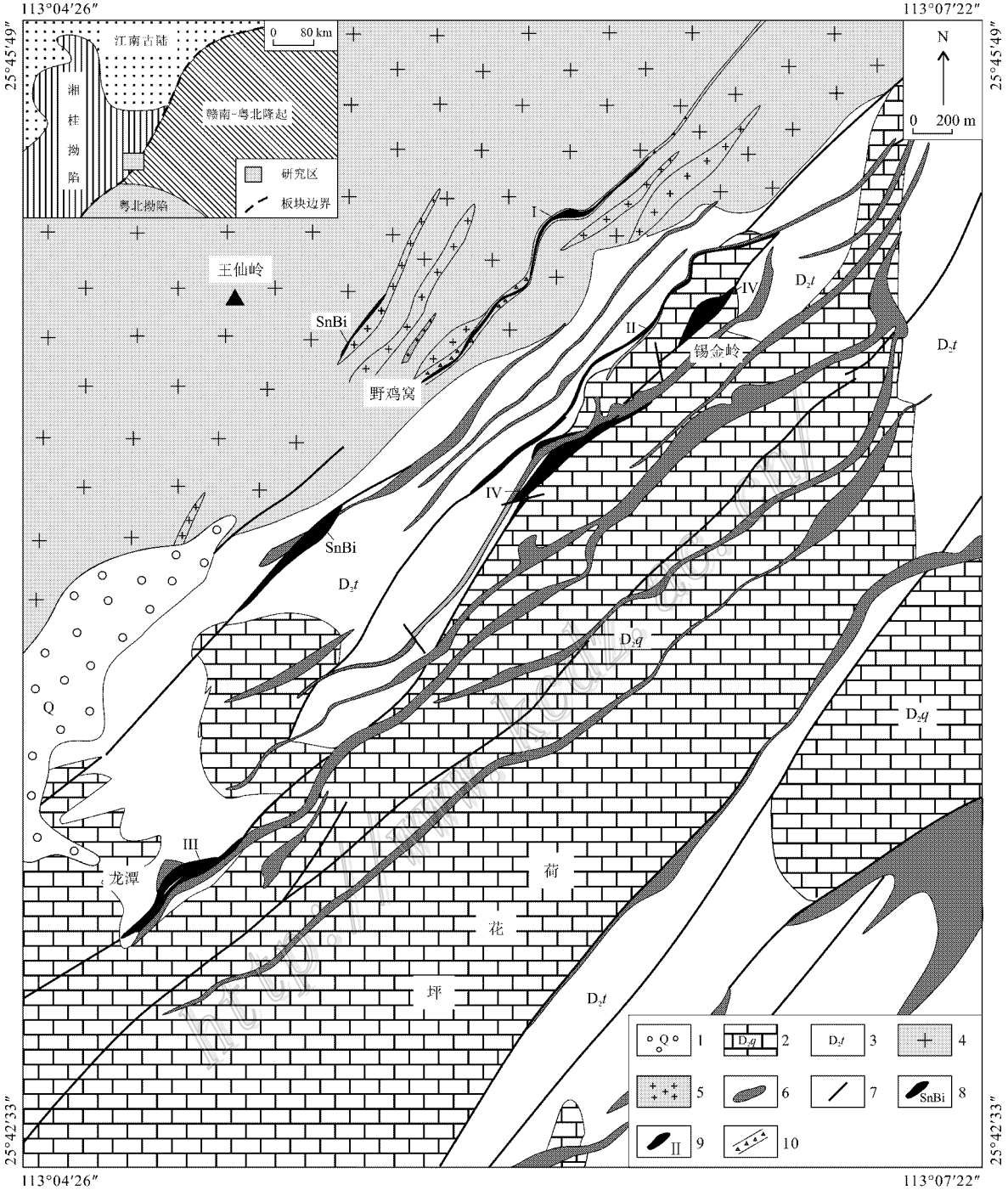


图 1 荷花坪锡多金属矿区地质图

1—第四系；2—中泥盆统棋梓桥组灰岩；3—中泥盆统跳马涧组砂岩；4—印支期中粗粒含电气石黑云母花岗岩；5—印支期中细粒黑云母花岗岩；6—燕山期花岗斑岩；7—断裂；8—锡铋矿体；9—锡矿体及编号；10—构造破碎带

Fig. 1 Geological map of the Huhuaping tin-polymetallic deposit

1—Quaternary ; 2—Limestone of middle Devonian Qiziqiao Formation ; 3—Sandstone of middle Devonian Tiaomajian Formation ; 4—Indosinian middle-coarse-grained tourmaline biotite granite ; 5—Indosinian middle-fine-grained biotite granite ; 6—Yanshanian granite porphyry dike ; 7—Fault ; 8—Sn-Bi ore body ; 9—Tin ore body and its serial number ; 10—Fracture zone

Ⅲ号矿体：位于Ⅰ号矿体西南侧，受NE向陡倾斜断裂控制。矿化产于燕山期花岗斑岩脉与跳马涧组砂岩接触带附近。部分地段斑岩脉矿化、蚀变强烈，整个岩脉均为矿体组成部分。Ⅲ号矿体由两个

锡矿体和一个独立的铋矿体组成,三者侧列产出。其中Ⅲ-1号锡矿体产在蚀变花岗斑岩中,长约370 m,平均厚16.51 m,呈脉状产出,锡平均品位0.506%;Ⅲ-2号锡矿体产在强硅化砂岩中,长约270 m,平均厚17.40 m,呈脉状产出,锡平均品位0.414%;Ⅲ-3号铋矿体产在蚀变砂岩中,长约220 m,平均厚4.90 m,铋平均品位0.87%。Ⅲ号矿体的矿石类型为蚀变碎裂岩型(碎裂花岗斑岩型、碎裂砂岩型)。

Ⅳ号矿体:位于矿区中部锡金岭一带,受棋梓桥组灰岩与跳马涧组砂岩界面附近的顺层破碎带控制,为区内规模最大矿体。矿体呈似层状产出,北东段出露地表,南西段隐伏于地下,矿体断续长约3400 m,平均厚7.94 m,锡平均品位0.61%。矿石类型可分为矽卡岩型和蚀变碎裂岩型,且以前者为主。

野外观察表明,区内锡多金属矿化可分为早期含锡矽卡岩型矿化和晚期蚀变碎裂岩型矿化,后者叠加在早期矽卡岩边部或呈细-网脉状不均匀叠加在早期矿化产物之上。其中,Ⅰ号、Ⅱ号和Ⅳ号矿体以矽卡岩型矿石为主,Ⅲ号矿体全部由蚀变碎裂岩型矿石组成。

矽卡岩型矿石的金属矿物以锡石、黄铁矿、磁黄铁矿、磁铁矿、毒砂为主,次为方铅矿、闪锌矿、辉钼矿、白钨矿、黄铜矿等。锡石粒径0.01~0.10 mm,呈他形浸染状嵌布在矽卡岩矿物之间,黄铁矿为半自形-他形,粒径0.1~1.0 mm,呈浸染状产出;非金属矿物主要有方解石、透辉石、透闪石、石榴子石、萤石、石英等。围岩蚀变有矽卡岩化、绿泥石化、大理岩化和角闪岩化等。蚀变碎裂岩型矿石的金属矿物主要有锡石、黄铁矿、方铅矿、闪锌矿、黄铜矿、辉铋矿等,锡石颗粒细小,粒径多<0.01 mm,黄铁矿为细

粒、粉末状,粒径多<0.5 mm,呈浸染状、细网脉状、块状产出;非金属矿物主要有石英、绢云母、长石、萤石等。围岩蚀变主要为硅化、绢云母化、绿泥石化等。

早期矽卡岩型矿化与王仙岭主体岩性中粗粒含电气石黑云母花岗岩侵位有关,矿石中辉钼矿 Re-Os 等时线年龄为 (224.0 ± 1.9) Ma(蔡明海等,2006),属印支期成矿;在晚期成矿作用过程中(以Ⅲ号矿体为代表)燕山期的花岗斑岩卷入其中,岩脉的成岩年龄值应代表了该期成矿作用的上限,因此,晚期成矿作用发生在 (142 ± 3) Ma 之后(蔡明海等,2006),可能与邻区柿竹园矿床的第二期成矿作用 (134.0 ± 1.6) Ma(毛景文等,2004)时代相近。

3 样品采集及分析

本次测试样品分别采自Ⅰ号、Ⅱ号、Ⅲ号、Ⅳ号主矿体以及锡铋小矿体。具体采样位置及样品特征见表1。

本次测试用样品均采自坑道内,然后从所采矿石样品中挑纯黄铁矿进行测试。黄铁矿矿物挑选在广西大学矿物加工实验室完成。稀有气体组分测试在日本东京大学大学院理学系化学实验室进行,采用压碎样品精制装置抽取气体,冷却分离稀有气体,在VG5400稀有气体静态质谱仪上精确检测,具体分析方法和流程详见Hirochika等(2001)。实验测试误差小于10%(1 σ)。其中, ^4He 、 ^{20}Ne 、 ^{40}Ar 、 ^{84}Kr 和 ^{132}Xe 的实验空白本底分别为 $(1.5 \sim 4.5) \times 10^{-11}$ 、 $(0.8 \sim 1.9) \times 10^{-12}$ 、 $(3.8 \sim 8.4) \times 10^{-10}$ 、 $(1.7 \sim 5.3) \times 10^{-14}$ 和 $(2.2 \sim 9.6) \times 10^{-15}$ cc STP; He 同位素标样的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 为 $(28.88 \pm 0.14) \times 10^{-5}$ (HESJ)。

表 1 稀有气体测试样品的采集位置及样品特征

Table 1 Characteristics and location of the samples of the noble gas analysis

样号	采样位置	样品特征	样号	采样位置	样品特征
HH2-1*	Ⅰ号矿体中段595 m 标高	矽卡岩型矿石	HH16-1	Ⅲ号矿体389 m 标高	碎裂岩型矿石
HH2-2*	Ⅰ号矿体中段595 m 标高	矽卡岩型矿石	HH17-1	Ⅲ号矿体418 m 标高	碎裂岩中的块状黄铁矿
HH3-8*	Ⅰ号矿体 SW 段583 m 标高	矽卡岩型矿石	HH18-1	Ⅲ号矿体412 m 标高	强硅化砂岩型矿石
HH3-14*	Ⅰ号矿体 SW 段583 m 标高	矽卡岩型矿石	HH12-1*	Ⅳ号矿体 NE 段370 m 标高	矽卡岩型矿石
HH5-4	Ⅰ号矿体中段640 m 标高	碎裂花岗岩型矿石	HH19-1*	Ⅳ号矿体中段407 m 标高	矽卡岩型矿石
HH8-6*	Ⅱ号矿体 NE 段489 m 标高	矽卡岩型矿石	HH20-1*	Ⅳ号矿体 SW 段370 m 标高	矽卡岩型矿石
HH8-8	Ⅱ号矿体 NE 段489 m 标高	碎裂岩中的块状黄铁矿	HH20-4*	Ⅳ号矿体 SW 段370 m 标高	矽卡岩型矿石
HH8-10	Ⅱ号矿体 NE 段489 m 标高	强硅化砂岩型矿石	HH1-1	Sn-Bi 矿体	碎裂蚀变岩型矿石
HH11-2	Ⅱ号矿体 SW 段466 m 标高	碎裂花岗岩型矿石	HH1-1	Sn-Bi 矿体	碎裂蚀变岩型矿石
HH11-7*	Ⅱ号矿体 SW 段466 m 标高	矽卡岩型矿石	HH9-1	Sn-Bi 矿体	碎裂蚀变岩型矿石

注:* 为印支期矿化产物,其余为燕山期矿化产物。

表 2 荷花坪矿区中黄铁矿稀有气体同位素组成

Table 2 Noble gases isotopic components of pyrite in the Hehuaping deposit

样品号	$\Sigma(B) \times 10^{-9} \text{ccSTP/g}$				$^3\text{He}/^4\text{He}$	$^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$	$^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$	$^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	R/Ra
	^4He	^{20}Ne	^{36}Ar	^{40}Ar	($\times 10^{-6}$)					
HH2-1	300	0.113	0.295	98	1.235 ± 0.026	9.806 ± 0.066	0.0294 ± 0.0012	0.18819 ± 0.00034	333.31 ± 0.43	0.88
HH2-2	205	0.157	0.358	133	2.115 ± 0.066	9.762 ± 0.071	0.0287 ± 0.0013	0.18833 ± 0.00049	370.93 ± 0.49	1.51
HH3-8	630	0.855	1.934	600	0.955 ± 0.017	9.758 ± 0.040	0.0295 ± 0.0007	0.18818 ± 0.00034	310.45 ± 0.69	0.68
HH3-14	260	0.216	0.488	159	2.350 ± 0.081	9.780 ± 0.067	0.0290 ± 0.0015	0.18794 ± 0.00052	325.84 ± 0.61	1.68
HH5-4	1240	0.409	0.930	319	0.365 ± 0.010	9.778 ± 0.062	0.0293 ± 0.0011	0.18832 ± 0.00041	342.57 ± 0.54	0.26
HH8-6	284	0.140	0.365	133	1.342 ± 0.042	9.791 ± 0.071	0.0286 ± 0.0011	0.18847 ± 0.00029	363.58 ± 0.42	0.96
HH8-8	275	0.147	0.338	135	6.059 ± 0.102	9.858 ± 0.063	0.0291 ± 0.0012	0.18838 ± 0.00057	399.74 ± 0.62	4.33
HH8-10	866	0.069	0.150	56	0.566 ± 0.014	9.736 ± 0.086	0.0305 ± 0.0017	0.18843 ± 0.00055	369.77 ± 0.63	0.40
HH11-2	1593	0.539	1.245	414	0.210 ± 0.009	9.769 ± 0.057	0.0293 ± 0.0010	0.18827 ± 0.00052	332.86 ± 0.39	0.15
HH11-7	1249	0.349	0.750	252	0.210 ± 0.009	9.727 ± 0.056	0.0297 ± 0.0010	0.18733 ± 0.00042	335.89 ± 0.77	0.15
HH16-1	264	0.137	0.324	149	5.421 ± 0.060	9.833 ± 0.065	0.0286 ± 0.0011	0.18824 ± 0.00058	460.33 ± 0.72	3.87
HH17-1	336	0.159	0.321	112	1.992 ± 0.036	9.755 ± 0.068	0.0289 ± 0.0011	0.18803 ± 0.00060	349.73 ± 0.64	1.42
HH18-1	502	0.217	0.562	202	1.899 ± 0.044	9.748 ± 0.076	0.0298 ± 0.0010	0.18823 ± 0.00043	359.22 ± 0.43	1.36
HH12-1	291	0.151	0.541	203	0.303 ± 0.014	9.742 ± 0.071	0.0286 ± 0.0012	0.18902 ± 0.00055	374.98 ± 0.50	0.22
HH19-1	859	0.470	1.271	434	1.972 ± 0.036	9.766 ± 0.064	0.0290 ± 0.0011	0.18871 ± 0.00058	341.51 ± 0.45	1.41
HH20-1	459	0.065	0.133	70	3.479 ± 0.037	9.730 ± 0.134	0.0302 ± 0.0013	0.18921 ± 0.00051	523.98 ± 1.10	2.49
HH20-4	1576	0.174	0.390	166	1.402 ± 0.027	9.830 ± 0.063	0.0310 ± 0.0011	0.18866 ± 0.00043	426.64 ± 0.81	1.00
HH1-1	608	0.165	0.360	122	0.749 ± 0.026	9.815 ± 0.053	0.0297 ± 0.0010	0.18804 ± 0.00055	339.40 ± 0.44	0.54
HH1-2	1004	0.507	1.060	352	0.898 ± 0.017	9.782 ± 0.053	0.0291 ± 0.0012	0.18750 ± 0.00060	331.78 ± 0.75	0.64
HH9-1	578	0.100	0.210	126	4.966 ± 0.057	9.845 ± 0.073	0.0302 ± 0.0014	0.18771 ± 0.00051	602.62 ± 0.90	3.55

注：样品编号同表 1。

4 分析结果及讨论

黄铁矿单矿物流体包裹体氦、氩、氖同位素测试结果见表 2。

4.1 He-Ar 同位素体系

稀有气体同位素中研究与应用最多的为 He、Ar 同位素,且以 He 同位素研究程度最高。研究表明 (Simmons et al., 1987; Stuart et al., 1995; Burnard et al., 1999) 热液流体中 He、Ar 同位素主要有大气饱和水、地幔流体和地壳流体 3 种来源,且不同来源 He、Ar 同位素组成及其特征比值具有明显差别:

- (1) 大气饱和水, $^3\text{He}/^4\text{He} = 1 \text{ Ra}$ ($\text{Ra} = 1.4 \times 10^{-6} \lambda^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 295.5$, $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 0.1880$;
- (2) 地幔流体,以高 ^3He 为特征, $^3\text{He}/^4\text{He}$ 一般为 $6 \sim 9 \text{ Ra}$, Ar 以放射性 ^{40}Ar 为主, $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} > 40\,000$;

(3) 地壳流体(包括建造水或盆地热卤水), $^3\text{He}/^4\text{He}$ 的特征值介于 $0.01 \sim 0.05 \text{ Ra}$ 之间, $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} \geq 45\,000$ 。

因此, He、Ar 同位素特征可以有效示踪成矿流体来源,以及不同来源流体之间的混合作用。

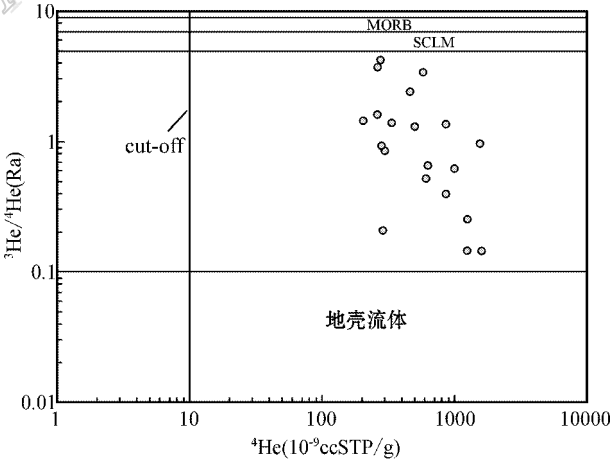


图 2 ^4He 与 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值关系图
(底图据 Gautheron et al., 2005)

Fig. 2 ^4He versus $^3\text{He}/^4\text{He}$ diagram
(base map after Gautheron et al., 2005)

从表 2 可以看出,早期矽卡岩型矿石黄铁矿 ^4He 为 $205 \sim 1576) \times 10^{-9} \text{ccSTP/g}$,平均 $611.3 \times 10^{-9} \text{ccSTP/g}$,晚期碎裂岩型矿石黄铁矿 ^4He 为 $(275 \sim 1593) \times 10^{-9} \text{ccSTP/g}$,平均 $726.6 \times 10^{-9} \text{ccSTP/g}$,在 ^4He 含量与 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值图上(图 2),成分点均落

在含量较高的 cut-off 线右侧(Gautheron et al. , 2005) ,显示矿物流体包裹体中普遍含有较高的放射性成因⁴He。黄铁矿³He/⁴He 比值介于 0.15~4.33 Ra 之间 ,其中 ,早期矽卡岩矿石³He/⁴He 比值为 0.15~2.49 Ra ,晚期碎裂岩型矿石为 0.15~4.33 Ra ,二者均明显低于地幔特征值 ,但大大高于地壳流体的³He/⁴He 比值 ,表明两期成矿流体中均有地幔 He 的混入。

⁴⁰Ar 含量在 (56~600)×10⁻⁹ccSTP/g 之间 ,早期矽卡岩型矿石黄铁矿³⁸Ar/³⁶Ar 比值为 0.18733~0.18902、平均 0.18840 ,⁴⁰Ar/³⁶Ar 比值 310.45~523.98 ,平均 370.71 ;晚期碎裂岩型矿石黄铁矿³⁸Ar/³⁶Ar 比值为 0.18750~0.18843、平均 0.18812 ,⁴⁰Ar/³⁶Ar 比值 331.78~602.62 ,平均 388.80。不同期矿石黄铁矿的³⁸Ar/³⁶Ar 比值与饱和大气水成分 (0.1880)基本相同 ,⁴⁰Ar/³⁶Ar 比值均高于大气饱和和水特征值 ,但远低于地幔流体比值。

在³He/⁴He-⁴⁰Ar/³⁶Ar 图解(图 3)和³He/⁴He-⁴⁰Ar*/⁴He图解(图 4)上 ,成矿流体 He-Ar 同位素组成具有大致正相关关系 ,其投影点均位于大气饱和和水、地幔流体和地壳流体限定的区间内 ,表明成矿流体为三者的混合流体。

由于氦在大气中的含量极低 ,不足以对流体中氦的丰度和同位素组成产生明显影响(Stuart et al. , 1995) ,成矿流体中的氦主要有两个可能的来源 ,即地幔和地壳。根据简单二元混合模式 ,应用下面公式计算成矿流体中幔源 He 所占比例。

地幔 He=(R - Rc)/(Rm - Rc)

其中 Rm、Rc、R 分别代表地幔流体、地壳流体以及样品的 ³He/⁴He 值 ,Rm、Rc 分别取 6 Ra 和 0.01

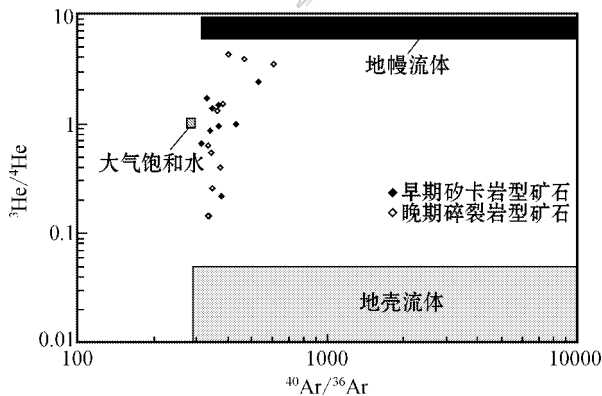


图 3 成矿流体³He/⁴He-⁴⁰Ar/³⁶Ar 图

Fig.3 ³He/⁴He versus ⁴⁰Ar/³⁶Ar of ore-forming fluid

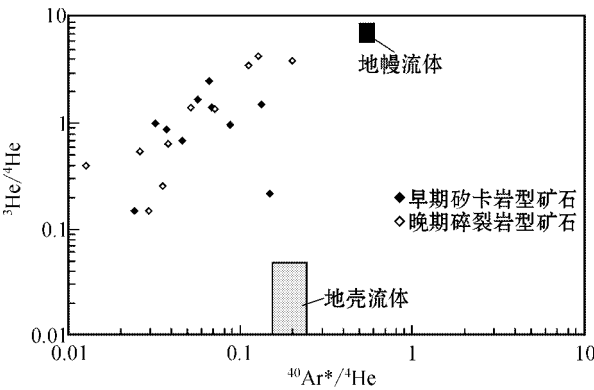


图 4 成矿流体³He/⁴He-⁴⁰Ar*/⁴He 图

Fig. 4 ³He/⁴He versus ⁴⁰Ar*/⁴He of ore-forming fluid

Ra 求得流体包裹体中地幔 He 的比例为 2.34%~72.12% ,其中 ,早期矽卡岩型矿石中地幔 He 比例为 2.34%~41.40% ,平均 18.16% ,晚期蚀变碎裂岩型矿石中地幔 He 比例为 2.34%~72.12% ,平均 27.41%。

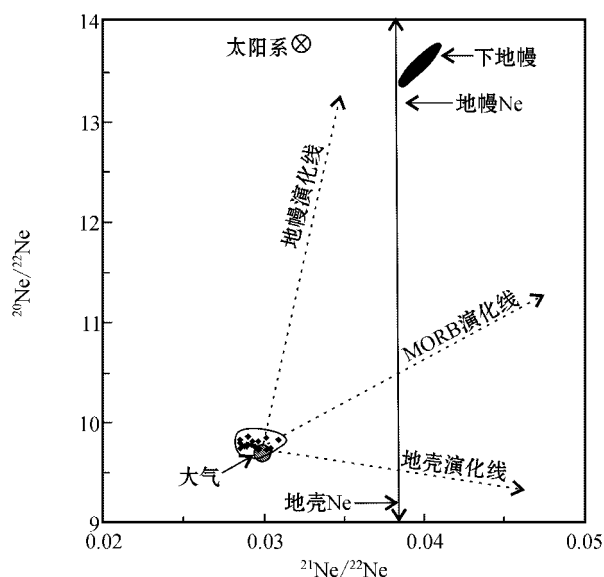
4.2 Ne 同位素体系

不同来源 Ne 具有不同的同位素组成 :大气中²⁰Ne/²²Ne 为 9.80、²¹Ne/²²Ne 为 0.029 ;原始(太阳风)²⁰Ne/²²Ne 和²¹Ne/²²Ne 分别为 13.5~14.0 和 0.0305~0.034 ,地幔 Ne 的同位素组成与原始 Ne 相似 ,地幔流体的²⁰Ne/²²Ne 和²¹Ne/²²Ne 分别为 9.80~13.2 和 0.058~0.068 ,地壳中²⁰Ne/²²Ne 和²¹Ne/²²Ne 分别为 0~0.3 和 0.1~0.47(Hilton et al. , 2002)。

研究区 20 个样品的²⁰Ne 含量在 (0.065~0.855)×10⁻⁹ ccSTP/g 之间 ,早期矽卡岩型矿石黄铁矿²⁰Ne/²²Ne = 9.727~9.830、平均 9.769 ,²¹Ne/²²Ne = 0.0286~0.0310、平均 0.0294 ;晚期蚀变碎裂岩型矿石黄铁矿²⁰Ne/²²Ne = 9.736~9.858 ,平均 9.792 ,²¹Ne/²²Ne = 0.0286~0.0305 ,平均 0.0294。不同期矿石黄铁矿²⁰Ne/²²Ne 和²¹Ne/²²Ne 均与相应的大气值 9.80 和 0.029 基本一致 ,低于地幔流体端元同位素组成 ,具有大气 Ne 同位素比值特征。在²⁰Ne/²²Ne-²¹Ne/²²Ne 图解上 ,所有样品均落在大气附近 ,但略偏向于地幔 Ne 演化曲线(图 5) ,且不具有地壳 Ne 的²⁰Ne/²²Ne 和²¹Ne/²²Ne 负相关性 ,显示 Ne 主要来自大气 ,但可能有少量地幔 Ne 的加入。

4.3 成矿流体来源及壳-幔作用动力学背景

由于两期矿化在野外易于识别 ,在采样过程中 ,

图 5 成矿流体 $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ — $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ 图

(底图据 Hilton et al., 2002)

Fig. 5 $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ versus $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$

diagram of ore-forming fluid (after Hilton et al., 2002)

印支期样品选取没有后期矿化叠加的矽卡岩矿石,镜下对所采样品观察也没有发现有后期构造裂隙和细-网脉状矿化穿插现象,可代表印支期矿化产物。晚期蚀变碎裂岩型矿石样品均采自晚期叠加的破碎带内,属燕山期产物。测试结果表明,早期矽卡岩型矿石中黄铁矿 $^3\text{He}/^4\text{He}=0.15\sim 2.49\text{ Ra}$, $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}=0.18733\sim 0.18921$, $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}=310.45\sim 523.98$, $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}=9.727\sim 9.830$, $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}=0.0286\sim 0.0310$;晚期蚀变碎裂岩型矿石黄铁矿 $^3\text{He}/^4\text{He}=0.15\sim 4.33\text{ Ra}$, $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}=0.18750\sim 0.18843$, $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}=341.40\sim 602.62$, $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}=9.736\sim 9.858$, $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}=0.0286\sim 0.0305$ 。显示区内两期成矿流体均为大气饱和水、地壳流体和地幔流体的混合流体。早期矽卡岩型矿石中地幔 He 所占比例为 $2.34\%\sim 41.40\%$,平均 18.16% ;晚期蚀变碎裂岩型矿石中地幔 He 所占比例为 $2.34\%\sim 72.12\%$,平均 27.41% ,表明两期成矿中均有地幔流体的混入,且燕山期幔源流体的作用强度略高于印支期。

Mao 等(1999)通过对比国内部分辉钼矿的 Re 含量后得出:从幔源、壳幔混源到壳源,辉钼矿的 $\omega(\text{Re})$ 递降一个数量级(从 $n\times 10^{-4}$ 到 $n\times 10^{-6}$)。荷花坪矿区印支期矽卡岩矿石中辉钼矿的 $\omega(\text{Re})$ 为 $(0.93\sim 8.67)\times 10^{-5}$,平均 4.0×10^{-5} (蔡明海等,

2006),高出柿竹园钨多金属矿 $[\omega(\text{Re}):0.46\sim 25.9\times 10^{-6}$,平均 $7.7\times 10^{-6}]$ 和黄沙坪铅锌矿 $[\omega(\text{Re}):1.04\sim 1.34\times 10^{-6}$,平均 $1.2\times 10^{-6}]$ 一个数量级(李红艳等,1996;姚军明等,2007),也显示区内成矿物质可能为壳幔混合来源。

南岭地区印支期花岗岩的形成时代集中在 $244\sim 230\text{ Ma}$ 之间,主要为一套高钾钙碱性过铝质花岗岩,其形成于区域挤压应变体制,与陆壳的叠置加厚导致的熔融作用有关(王岳军等,2005)。对南岭地区 A 型花岗岩类(陈培荣等,1998;范春方等,2000)、玄武质岩石(赵振华等,1998;陈培荣等,1999)、钾玄武质岩石(李献华等,1999)的研究表明,华南地区在燕山早期(侏罗纪)岩石圈发生了伸展和裂解。由此可以看出,前人对南岭中生代构造动力学背景的认识为印支期挤压,燕山早期开始拉张伸展。湘南道县辉长岩包体的形成时间为 224 Ma (郭锋等,1997),保安圩中心铺玄武岩 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 的加权平均年龄为 $(212.3\pm 1.7)\text{ Ma}$,李宅湘碱性玄武岩 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 $(205.5\pm 3.0)\text{ Ma}$ (刘勇等,2010),这些均指示印支期湘南地区存在基性岩浆的底侵作用。本次稀有气体研究表明,湘南地区印支期成矿 $[(224.0\pm 1.9)\text{ Ma}]$ 过程中存在幔源物质的参与。岩石学和矿床学研究结果共同指示,南岭地区中生代构造体制的转化,或者岩石圈的伸展作用可能始于印支主期之后的 224 Ma 左右,即晚三叠世。

5 结论和认识

(1) 荷花坪锡多金属矿床存在印支期和燕山期 2 期成矿作用,两期成矿流体均为大气饱和水、地幔流体和地壳流体的混合流体,成矿过程中均存在幔源流体的参与,且燕山期幔源流体的作用强度要大于印支期。

(2) 湘南地区发育有印支期基性岩浆活动,在荷花坪矿床印支期成矿过程中识别出有幔源物质的参与,二者共同指示,南岭地区中生代构造体制的转换或岩石圈伸展减薄可能始于印支主期($244\sim 230\text{ Ma}$)之后的 224 Ma 左右,即晚三叠世。

参考文献/References

柏道远,陈建成,马铁球,王先辉. 2006. 王仙岭岩体地质地球化学特征及其对湘东南印支期构造环境的制约[J]. 地球化学, 35

(2): 113-125.

- 蔡明海, 韩凤彬, 何龙清, 刘国庆, 陈开旭, 付建明. 2008. 湘南新田岭白钨矿床 He-Ar 同位素特征及 Rb-Sr 测年[J]. 地球学报 (3): 55-63.
- 蔡明海, 陈开旭, 屈文俊, 刘国庆, 付建明, 印建平. 2006. 湖南荷花坪锡多金属矿床地质特征及辉钨矿 Re-Os 测年[J]. 矿床地质 (23): 263-268.
- 陈培荣, 孔兴功, 王银喜, 倪琦生, 章邦桐, 凌洪飞. 1999. 赣南燕山早期双峰式火山-侵入杂岩的 Rb-Sr 同位素定年及意义[J]. 高校地质学报 (4): 378-383.
- 陈培荣, 章邦桐, 孔兴功, 蔡笔聪, 凌洪飞, 倪琦生. 1998. 赣南寨背 A 型花岗岩体的地球化学特征及其构造地质意义[J]. 岩石学报, 14(3): 289-298.
- 范春方, 陈培荣. 2000. 赣南陂头 A 型花岗岩的地质地球化学特征及其形成的构造背景[J]. 地球化学 (24): 358-366.
- 郭锋, 范蔚茗, 林舸, 林源贤. 1997. 湘南道县辉长岩包体的年代学研究及成因探讨[J]. 科学通报 (42): 1661-1664.
- 刘勇, 李廷栋, 肖庆辉, 耿树方, 王涛, 陈必河. 2010. 湘南宁远地区碱性玄武岩形成时代的新证据: 锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年[J]. 地质通报 (29): 833-841.
- 李红艳, 毛景文, 孙亚莉, 邹晓秋, 何红蓼, 杜安道. 1996. 柿竹园钨多金属矿床的 Re-Os 同位素等时线年龄研究[J]. 地质论评, 42(3): 261-267.
- 李兆丽, 胡瑞忠, 彭建堂, 毕献武, 李晓敏. 2006. 湖南芙蓉锡矿田流体包裹体的 He 同位素组成及成矿流体来源示踪[J]. 地球科学, 31(1): 129-135.
- 李献华, 周汉文, 刘颖, 李寄嶠, 孙敏, 陈正宏. 1999. 桂东南钾玄质侵入岩带及其岩石学和地球化学特征[J]. 科学通报 (44): 1992-1998.
- 毛景文, 李晓峰, Bernd Lehmann, 陈文, 蓝晓明, 魏绍六. 2004. 湖南芙蓉锡矿床锡矿石和有关花岗岩的 ^{40}Ar - ^{39}Ar 年龄及其地球学意义[J]. 矿床地质, 23(2): 164-175.
- 毛景文, 谢桂青, 郭春丽, 陈毓川. 2007. 南岭地区大规模钨锡多金属成矿作用成矿时限及地球动力学背景[J]. 岩石学报, 23(10): 2329-2338.
- 王岳军, 范蔚茗, 梁新权, 彭头平, 石玉若. 2005. 湖南印支期花岗岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄及其成因启示[J]. 科学通报 (50): 1259-1266.
- 吴寿宁. 2006. 湖南郴州荷花坪锡多金属矿床地质特征[J]. 矿产与地质, 20(1): 43-46.
- 姚军明, 华仁民, 屈文俊, 戚华文, 林锦富, 杜安道. 2007. 湘南黄沙坪

铅钨钨钼多金属矿床辉钨矿的 Re-Os 同位素定年及其意义[J]. 中国科学(D辑), 37(4): 471-477.

- 赵振华, 包志伟, 张伯友. 1998. 湘南中生代玄武岩类地球化学特征[J]. 中国科学(D辑) (28 增刊): 7-14.
- 赵振华, 包志伟, 张伯友, 熊小林. 2000. 柿竹园超大型钨多金属矿床形成的壳幔相互作用背景[J]. 中国科学(D辑), 30(增刊): 161-168.
- 章荣清, 陆建军, 朱金初, 姚远, 高剑峰, 陈卫锋, 招湛杰. 2010. 湘南荷花坪花岗岩斑岩锆石 LA-MC-ICP-MS U-Pb 年龄、Hf 同位素制约及地质意义[J]. 高校地质学报, 16(4): 436-447.
- 郑佳浩, 郭春丽. 2011. 华南王仙岭花岗岩体的研究进展[J]. 矿物学报 (增刊): 149-150.
- Burnard P G, Hu R Z, Turner G, et al. 1999. Mantle, crustal and atmospheric noble gases in Ailaoshan gold deposits, Yunnan Province, China[J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 63: 1595-1604.
- Gautheron C, Moreira M and Allegre C. 2005. He, Ne and Ar composition of the European lithospheric mantle[J]. Chem. Geol., 217: 97-112.
- Hilton D R, Fischer T P and Marty B. 2002. Noble gases and volatile recycling at subduction zones[A]. In: Porcelli, et al, ed. Noble gases in geochemistry and cosmochemistry, reviews in mineralogy & geochemistry[M]. Washington. 47: 319-370.
- Hirochika S, Keisuke N and Kenji N. 2001. Highly sensitive and precise measurement of helium isotopes using a mass spectrometer with double collector system[J]. Mass Spectrom. Soc. Jpn., 49(2): 61-68.
- Mao J W, Zhang Z C and Zhang Z H. 1999. Re-Os isotopic dating of molybdenites in the Xiaoliugou W (Mo) deposit in the northern Qilian mountains and its geological significance[J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 63(11-12): 1815-1818.
- Simmons S F, Sawkins F J and Schulter D J. 1987. Mantle-derived helium in two Peruvian hydrothermal ore deposits[J]. Nature, 329: 429-432.
- Stuart F M, Burnard P, Taylor R P, et al. 1995. Resolving mantle and crustal contributions to ancient hydrothermal fluid: He-Ar isotopes in fluid inclusions from Dae Hwa W-Mo mineralization, South Korea[J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 59: 4663-4673.
- Wei D F, Bao Z Y, Fu J M and Cai M H. 2007. Diagenetic and mineralization age of the Hehuaping tin-polymetallic orefield, Hunan Province[J]. Acta Geologica Sinica, 81(2): 244-252.