

粤北瑶岭-梅子窝钨矿 He-Ar 同位素地球化学: 对华南燕山期壳幔作用过程与成矿的制约

翟伟^{①②}, 孙晓明^{①②③}, 邬云山^③, 孙岩岩^④, 华仁民^⑤, 叶先仁^⑥

① 广东省海洋资源与近岸工程重点实验室, 广州 510006;

② 中山大学海洋学院, 广州 510006;

③ 中山大学地球科学系, 广州 510275;

④ 广东省有色金属地质勘查局地质勘查研究院, 广州 510080;

⑤ 南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室, 南京 210093;

⑥ 中国科学院地质与地球物理研究所, 油气资源研究重点实验室, 兰州 730000

E-mail: eeszw@mail.sysu.edu.cn

2011-09-26 收稿, 2011-12-19 接受

国家重点基础研究发展计划(2007CB411404)和国家自然科学基金(40873034)资助

摘要 粤北瑶岭-梅子窝钨矿成矿阶段形成的黄铁矿等矿物流体包裹体的 He 和 Ar 同位素丰度及比值分析表明, 其 ^4He 的含量变化大, 为 $(1.54\sim 2609)\times 10^{-7} \text{ cm}^3\text{STP/g}$, ^3He 的含量为 $(0.759\sim 3.463)\times 10^{-12} \text{ cm}^3\text{STP/g}$, $^3\text{He}/^4\text{He}$ 的比值为 0.0043~4.362 Ra, 介于幔源与壳源 He 之间; ^{40}Ar 含量为 $(0.624\sim 8.89)\times 10^{-7} \text{ cm}^3 \text{STP/g}$, $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比值变化大, 在 330~2952 之间, 介于大气氩与壳源或幔源放射性成因氩之间. 成矿流体中有幔源 He 的加入, 幔源 He 的平均含量为 22%, 最高可达 67%, 显示幔源流体在成矿过程中起了重要的作用; He 和 Ar 同位素分异说明除幔源流体参与成矿外, 富含 ^4He 的壳源改造型饱和大气水参与了成矿, 成矿流体为幔源流体、壳源岩浆流体和改造型饱和大气水以不同比例混合的流体. 幔源流体参与成矿表明, 华南燕山中期(约 150~160 Ma)包括瑶岭-梅子窝钨矿在内的大规模的 W, Sn 成矿作用是壳幔相互作用的结果.

关键词

瑶岭-梅子窝钨矿
He-Ar 同位素
幔源流体
壳幔作用

随着稀有气体同位素地球化学的发展, 稀有气体同位素示踪体系越来越多地应用于成矿流体来源的研究^[1~30], 发现许多金属矿床的形成过程中都有幔源 He 的加入^[1~5,7~10,12,15~23,25~29]. 幔源流体带来的 He 往往与壳-幔相互作用过程以及幔源岩浆的形成与演化密切相关, 幔源岩浆不仅为成矿作用提供了流体, 同时也为成矿流体的循环演化提供了热动力源. 华南是我国乃至全球重要的钨、锡成矿带, 分布有一系列大型、超大型的矿床, 如江西的西华山钨矿、大吉山钨矿、漂塘钨矿, 广东的锯板坑钨矿、瑶岭-梅子窝钨矿, 湖南的芙蓉锡矿、柿竹园钨锡多金属矿等. 自 20 世纪 80 年代以来大量研究认为这些矿床大多与

燕山期的陆壳重熔型或 S 型花岗岩密切相关^[31~36], 同时也意味着与成矿作用密切相关的成矿流体来自壳源. 那么这些矿床形成过程中是否存在地幔来源的流体、成矿作用与壳幔相互作用的关系如何? 本文对粤北瑶岭-梅子窝钨矿床中的黄铁矿等矿物进行了 He 和 Ar 同位素以及丰度分析, 并对其成矿流体的来源以及华南燕山期壳幔相互作用过程及其与大规模钨、锡成矿的关系进行了探讨.

1 区域成矿地质背景

瑶岭-梅子窝钨矿床位于粤北韶关市境内. 矿床产于北西向的瑶岭复背斜的核部, 西起瑶岭钨矿, 东

英文版见: Zhai W, Sun X M, Wu Y S, et al. He-Ar isotope geochemistry of the Yaoling-Meiziwo tungsten deposit, North Guangdong Province: Constraints on Yanshanian crust-mantle interaction and metallogenesis in SE China. *Chin Sci Bull*, 2012, 57: 1150~1159, doi: 10.1007/s11434-011-4952-7

到梅子窝钨矿,形成近东西向的瑶岭-梅子窝钨矿带(图 1). 在瑶岭复背斜核部钨矿资源丰富,为钨矿床(点)集中区. 自西向东分布有瑶岭、石人嶂、梅子窝 3 个中、大型石英脉(脉带)型钨矿床,以及师姑山、河口山等小型矿床、矿点. 矿带的北部、东南部、南部分别有江西西华山、大吉山、岢美山、广东锯板坑等著名的大型钨矿床.

瑶岭复背斜核部出露的地层为寒武系-奥陶系的浅变质石英岩、板岩、硅质岩、页岩等;泥盆系、石炭系地层分布于复背斜的南、北翼,与寒武系-奥陶系地层呈角度不整合接触. 泥盆系下部岩性为石英砂岩、砂砾岩,中部为灰岩、泥灰岩夹生物碎屑灰岩,上部为泥质粉砂岩;石炭系地层的主要组成岩性为石灰岩、泥质粉砂岩等. 白垩系陆相碎屑岩及火山岩地层主要分布于北部的南雄盆地.

区域上侵入岩发育,瑶岭-梅子窝钨矿带北部的南雄盆地出露有燕山期的九峰花岗岩体(γ_5^2),南部出露大面积分布的燕山期贵东花岗岩体(γ_5^2),瑶岭钨矿

的南部出露燕山期的白基寨二长花岗岩体(γ_5^2). 瑶岭-梅子窝复背斜的核部零星出露加里东期的花岗闪长岩(γ_{83})、石英斑岩($Q_{\pi 3}$)、英安斑岩($\epsilon_{\eta 3}$)以及燕山期的二云母花岗岩(γ_5^3)等.

矿区断裂构造发育,以 NWW 向、NE 以及 NNE 向 3 组为主,钨的成矿主要与 NWW 向断裂构造产生的张裂隙有关.

2 矿床地质特征

瑶岭、梅子窝钨矿区出露的地层为寒武系-奥陶系的浅变质陆源碎屑岩以及泥盆系的石英砂岩、砂砾岩、粉砂岩、灰岩、泥灰岩. 在瑶岭矿区的南部出露燕山期的白基寨花岗岩体,在矿体下部的 450 m 中段出现隐伏的黑云母二长花岗岩体,这两个岩体的锆石 SHRIMP 年龄为 158 Ma^[37]. 在梅子窝矿区的西北部出露加里东期的英安斑岩($\epsilon_{\eta 3}$),东南部出露加里东期的石英斑岩($Q_{\pi 3}$),在矿区的北部出露加里东期的嶂下花岗闪长岩体(γ_{83}),此岩体在矿体下部的 560 m

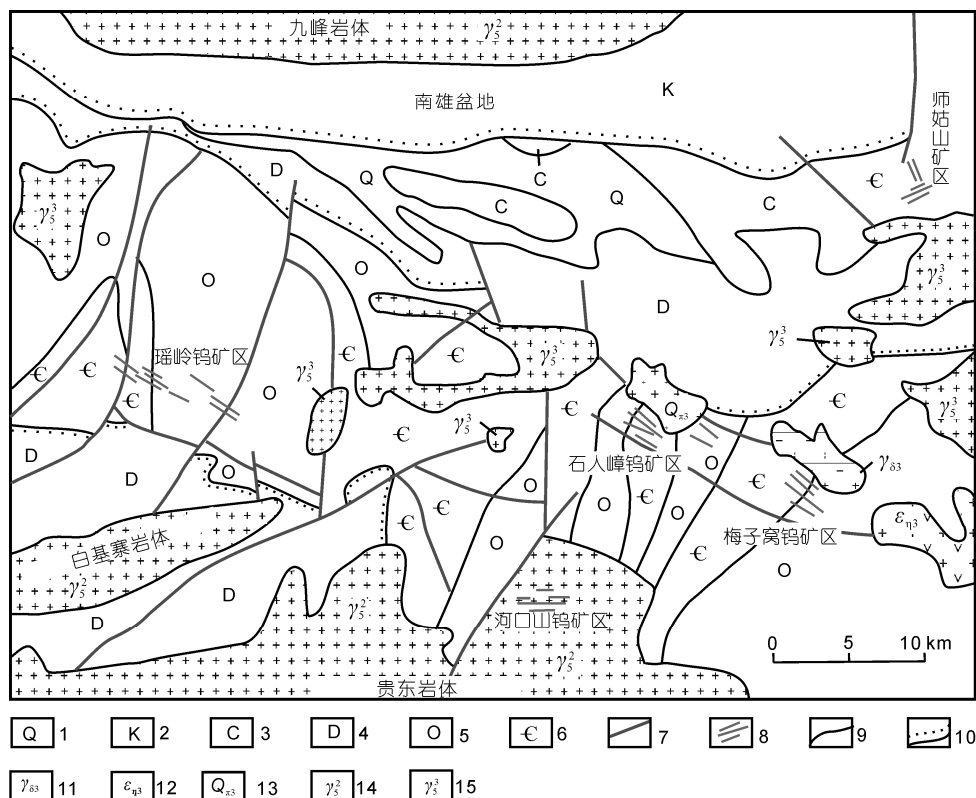


图 1 瑶岭-梅子窝钨矿地质图

1, 第四系; 2, 白垩系; 3, 石炭系; 4, 泥盆系; 5, 奥陶系; 6, 寒武系; 7, 断层; 8, 黑钨矿脉; 9, 地质界线; 10, 不整合界线; 11, 花岗闪长岩; 12, 英安斑岩; 13, 石英斑岩; 14, 花岗岩; 15, 二长花岗岩. 据文献[37, 38]修改

中段以下也有出露,其锆石 SHRIMP 年龄为 430 Ma^[38];矿区下部 290 m 中段出现隐伏的燕山期黑云母二长花岗岩^[38].

瑶岭-梅子窝钨矿的矿体主要以黑钨矿石英脉的形式沿 NWW 向的断裂裂隙产于寒武系-奥陶系的地层和隐伏的岩体中,脉体呈带状,单脉最长可达 1300 m,垂向延深超过 750 m(图 1).矿脉产状近于直立,倾向北东或南西,倾角 80°~90°.黑钨矿石英脉呈现出典型的“五层楼”成矿模式^[39,40],矿体(或矿化体)由地表(标高 1020~1100 m)至目前开采的 450 m 中段,依次出现微脉蚀变带(脉宽小于 0.3 cm)、稀疏平行细脉带(脉宽一般<几个厘米)、密集细脉-薄脉带(主脉宽>10 cm,次脉宽 3~7 cm)、薄脉带(主要有几条>10 cm 的脉组成)和大脉带(脉宽多>1 m).

矿石的主要组成矿物为黑钨矿、白钨矿、锡石、黄铜矿、黄铁矿、毒砂、辉钼矿、辉铋矿等,非金属矿物主要有石英、电气石、萤石、白云母等,围岩蚀变主要为云英岩化、硅化、绢云母化、萤石化等.

瑶岭钨矿黑钨矿石英脉的 ⁴⁰Ar/³⁹Ar 成矿年龄为 149 Ma^[37],梅子窝钨矿的 ⁴⁰Ar/³⁹Ar 成矿年龄为 156 Ma^[38],与华南燕山中期(约 150~160 Ma)大规模的 W 和 Sn 成矿作用的年龄一致.

3 样品特征与分析测试方法

瑶岭、梅子窝钨矿中的黄铁矿、毒砂、辉钼矿等硫化物含量较低,但结晶粒度较粗,粒径多在 1~5 mm,个别颗粒可达 10 mm,多呈半自形-自形,主要

呈不均匀的团块状分布于黑钨矿石英脉中.用于稀有气体同位素分析的 14 个样品中 12 个样品为黄铁矿,1 个为毒砂,1 个为黑钨矿.瑶岭钨矿的样品采自地下 450 m 中段的 19 号、21 号、26 号和 63 号主矿脉;梅子窝钨矿的样品采自地下 640 和 760 m 中段 12 号、57 号和 59 号主矿脉,样品详细特征如表 1.

将样品破碎到 0.5~2 mm,在双目显微镜下手工挑选至纯度大于 99%.He 和 Ar 同位素分析在中国科学院油气资源研究重点实验室完成,测试仪器为英国 Micromass 公司生产的 MM5400 型稀有气体同位素质谱仪,实验条件:发射电流 It4=800 μA, It40=200 μA,高压为 9.000 kV.实验流程:将样品称重(约 0.2 g)后用铝箔包好置于样品台中,随后密封抽真空,当压力达 1×10⁻⁵ Pa 时,加热样品到 130℃并烘烤 10 h 以上,以除去样品表面吸附和次生包裹体中的气体,后用电阻炉加热熔样坩锅中的样品至 1500℃,释放出的气体被扩散至超高真空气体净化系统.首先,样品释出气被送入高温海绵钛炉去除活性气体比如 O₂, N₂, CO₂, SO₂ 等,然后进入 ZrAl 吸气泵去除 H₂,随后用液氮温度下的活性炭冷阱将剩余的稀有气体分离为 He+Ne 和 Ar+Kr+Xe 两部分,并分别送进质谱计测定其同位素组成.分析标样为采自兰州市皋兰山顶的大气(AIRLZ2003).所有的分析结果均进行了标准校准和热本底校正.本次工作的热本底(1600℃)为 (cm³STP): ⁴He=2.46×10⁻¹⁰, ²⁰Ne=4.08×10⁻¹⁰, ⁴⁰Ar=1.39×10⁻⁸, ⁸⁴Kr=3.07×10⁻¹², ¹³²Xe=1.26×10⁻¹³.热本底中各种稀有气体的同位素组成接近于空气值.详细

表 1 稀有气体分析样品特征表

样品编号	采样位置	分析矿物	矿体编号	样品矿物组合
08YL-124-2	瑶岭 450 m 中段	黄铁矿	26 号脉	黄铁矿、黄铜矿、黑钨矿、石英
08YL-124-3	瑶岭 450 m 中段	黄铁矿	26 号脉	黄铁矿、黄铜矿、黑钨矿、石英、白云母
08YL-124-4	瑶岭 450 m 中段	黄铁矿	19 号脉	黄铁矿、黄铜矿、黑钨矿、石英
08YL-124-5	瑶岭 450 m 中段	黄铁矿	19 号脉	黄铁矿、黄铜矿、石英
08YL-124-7	瑶岭 450 m 中段	黑钨矿	26 号脉	黑钨矿、石英、白云母
08YL-128-1	瑶岭 450 m 中段	黄铁矿	21 号脉	黄铁矿、黄铜矿、辉铋矿、石英
08YL-128-4	瑶岭 450 m 中段	黄铁矿	21 号脉	黄铁矿、黄铜矿、石英
08YL-450-63/2	瑶岭 450 m 中段	黄铁矿	63 号脉	黄铁矿、黄铜矿、辉铋矿、石英
08YL-450-63/4	瑶岭 450 m 中段	黄铁矿	63 号脉	黄铁矿、黄铜矿、辉铋矿、辉钼矿、石英
08MZ-640-12/1	梅子窝 640 m 中段	黄铁矿	12 号脉	黄铁矿、黄铜矿、毒砂、石英、白云母
08MZ-640-12/2	梅子窝 640 m 中段	毒砂	12 号脉	黄铁矿、黄铜矿、毒砂、石英、白云母
08MZ-640-59	梅子窝 640 m 中段	黄铁矿	59 号脉	黄铁矿、方铅矿、辉钼矿、石英
08MZ-760-57	梅子窝 760 m 中段	黄铁矿	57 号脉	黄铁矿、黄铜矿、黑钨矿、石英
08MZ-760-57/1	梅子窝 760 m 中段	黄铁矿	57 号脉	黄铁矿、毒砂、黑钨矿、石英、白云母

的测定过程参见文献[41~43].

4 结果与讨论

14个样品的 He 和 Ar 同位分析结果如表 2, 其 ⁴He 的含量变化大, 为(1.54~2609) × 10⁻⁷ cm³ STP/g, ³He 的含量为(0.759~3.463) × 10⁻¹² cm³ STP/g; ³He/⁴He 的比值为 0.00433~4.362 Ra(Ra 为大气的 He 同位素比值, 为 1.399 × 10⁻⁶), 变化范围大, 介于幔源与壳源 He 之间. ⁴⁰Ar 含量为(0.624~8.89) × 10⁻⁷ cm³ STP/g, ⁴⁰Ar/³⁶Ar 比值变化大, 在 333~2952 之间, 介于大气氩与壳源或幔源放射性成因氩之间.

4.1 稀有气体的存在形式及捕获后的变化

稀有气体 He 和 Ar 在矿物中的存在形式主要有 3 种: 一是存在于矿物的流体包裹体中, 二是矿物晶格或固体包裹体中存在的 Th, U, K 等元素衰变产生的 ⁴He 和 ⁴⁰Ar, 三是矿物表面吸附的来自大气的组分. 已有的大量研究实例证实热液矿床形成的硫化物等矿物中的稀有气体主要存在于其中的流体包裹体中^[2,3,7,10,18]. 矿物形成以后其稀有气体同位素和丰度也可能改变, 如扩散丢失或加入、放射性成因稀有气体的累积增加以及核反应或宇宙射线成因 ³He 加入等.

由于宇宙射线成因的 ³He 只产生在近地表 1.5 m 的范围内, 本文的研究样品采自矿区距地表 400 m 以

下不同中段的坑道中, 因此可以排除宇宙射线成因的 He. 核反应 ⁶Li(n,α)³H(β)³He 也可以产生的 ³He, 反应所需的 α 粒子来自 Th 和 U 的衰变反应以及由此产生的子同位素的衰变反应, 而 Th 和 U 的衰变反应是 ⁴He 的主要来源, 因此矿物或岩石形成后其中 ³He/⁴He 的比值的变化主要取决于 Li 及 Th, U 的含量^[44]. 根据 Tolstikhin 等人^[45]对古生代的片麻岩(年龄 320 Ma)中含 Li 的矿物绿泥石(Li 含量 160 ppm)和黑云母(Li 含量 320 ppm)中累积形成的核成因 He 同位素比值的计算, 其 ³He/⁴He 比值为 0.09 和 0.13 Ra, 近似于地壳值(≤0.1 Ra)^[46]的上限值, 远低于地幔值(6~9 Ra)^[47~50] (1 ppm=1 μg/g, 下同). 虽然本文的样品没有 Li 的测试数据, 但黄铁矿等硫化物为不含 Li 的矿物, 其矿物中呈包体形式存在的 Li 含量远低于含 Li 的矿物, 且瑶岭-梅子窝钨矿的形成年龄相对较年轻为燕山期^[37,38], 因此样品中由核反应形成的 ³He 可以忽略不计.

黄铁矿等硫化物对 He 具有较低的扩散系数和良好的 He 保存能力^[7,18,51], 如形成于晚古生代的新疆萨吾尔金矿带中的金矿床和葡萄牙的 Panasqueira 钨铜矿床的硫化物保存了其形成时的 He 同位素特征, 矿物形成后基本上没有 He 的丢失^[18,19]. 瑶岭、梅子窝钨矿床形成时代为燕山期, 其形成后样品晶格或流体包裹体中的 Th 和 U 产生的 ⁴He 必然影响流体包

表 2 He-Ar 同位素分析结果表^{a)}

样品编号	矿物	质量 (g)	⁴ He × 10 ⁻⁷ (cm ³ STP/g)	⁴⁰ Ar × 10 ⁻⁷ (cm ³ STP/g)	³ He/ ⁴ He (Ra)	³⁸ Ar/ ³⁶ Ar	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	幔源 He (%)	⁴⁰ Ar* (%)	⁴⁰ Ar*/ ⁴ He	³ He × 10 ⁻¹² (cm ³ STP/g)	F ⁴ He
08YL-124-2	黄铁矿	0.291	14.23±0.96	2.72±0.18	1.023±0.011	0.159±0.016	445.4±31.0	15.61	33.66	0.0643	2.037	14122
08YL-124-3	黄铁矿	0.290	2609±175	3.47±0.24	0.0043±0.0006	0.1792±0.0095	603.7±34.8	-0.09	51.05	0.0007	1.580	2750945
08YL-124-4	黄铁矿	0.291	4.26±0.29	0.624±0.043	1.325±0.055	0.135±0.026	1368.5±190.1	20.26	78.41	0.1148	0.790	56622
08YL-124-5	黄铁矿	0.410	68.2±4.6	7.99±0.54	0.363±0.033	0.1880±0.0069	551.9±23.4	5.44	46.46	0.0544	3.463	28551
08YL-124-7	黑钨矿	0.292	418±28	2.51±0.17	0.0304±0.0013	0.147±0.015	717.1±37.6	0.31	58.79	0.0035	1.778	1289
08YL-128-1	黄铁矿	0.293	1.54±0.11	2.39±0.16	4.362±0.062	0.173±0.022	330.1±30.8	67.06	10.48	0.1627	0.940	3383
08YL-128-4	黄铁矿	0.411	6.51±0.44	4.20±0.29	1.598±0.034	0.170±0.016	360.1±27.0	24.47	17.94	0.1157	1.455	686
08YL-450-63/2	黄铁矿	0.295	3.02±0.21	8.89±0.61	2.623±0.081	0.181±0.016	333.2±9.1	40.26	11.31	0.3331	1.108	6101
08YL-450-63/4	黄铁矿	0.294	6.60±0.45	2.57±0.18	1.629±0.032	0.200±0.012	392.0±21.2	24.95	24.62	0.0959	1.504	5255
08MZ-640-12/1	黄铁矿	0.293	17.5±1.2	8.11±0.60	0.737±0.013	0.196±0.016	401.8±12.9	11.20	26.46	0.1226	1.804	10052
08MZ-640-59	黄铁矿	0.293	31.6±2.1	8.53±0.57	0.6290±0.0098	0.190±0.012	447.7±30.7	9.54	34.00	0.0918	2.781	31396
08MZ-760-57	黄铁矿	0.412	18.9±1.3	2.93±0.20	1.229±0.016	0.182±0.021	803.1±41.4	18.78	63.21	0.0980	3.250	60241
08MZ-760-57/1	黄铁矿	0.296	8.08±0.55	2.40±0.16	1.335±0.031	0.110±0.012	2952.4±178.3	20.42	89.99	0.2673	1.509	10224
08MZ-640-12/2	毒砂	0.292	1.56±0.11	0.84±0.057	3.477±0.069	0.1842±0.0098	908.4±71.5	53.42	67.47	0.3633	0.759	723766

a) 误差为 1σ; ⁴⁰Ar* = (⁴⁰Ar)_{样品} × [1 - (⁴⁰Ar / ³⁶Ar)_{大气} / (⁴⁰Ar / ³⁶Ar)_{样品}]; ⁴⁰Ar* % = ((⁴⁰Ar / ³⁶Ar)_{样品} - 295.5) / (⁴⁰Ar / ³⁶Ar)_{样品} × 100; F⁴He = (⁴He/³⁶Ar)_{样品} / (⁴He/³⁶Ar)_{大气}

裹体捕获时流体的同位素比值, 如 Panasqueira 钨铜锡矿床^[18]以及韩国的 Dae Hwa 钨钼矿^[3]. 虽然 Th 一般不溶于水, 其在水溶液中的含量可认为 0, 但本文用熔融法测定 He 和 Ar 同位素含量和比值, 样品晶格或样品中固体包裹体以及流体包裹体中的 He 同时释放出来. 根据计算原位放射性 ⁴He 的公式(⁴He atoms/g a = (3.115 × 10⁶+1.272 × 10⁵)[U]+7.71 × [Th]^[51]), 假定样品中各种形式存在的 Th/U 为地壳的平均值 (Th/U=3.6)^[52], 以成矿年龄 149 Ma 计算, 由瑶岭-梅子窝钨矿所测样品 ³He/⁴He 的最高值 4.362 Ra 降到最低的 3 个值 0.00433, 0.0304 和 0.363 Ra, 所需的原位产生放射性成因 ⁴He 量的样品中 U 和 Th 的含量分别为 11.16, 3.1, 0.29 和 1.03, 0.024, 0.09 ppm. 而根据已有的研究结果, 硫化物及含钨矿物中 Th 和 U 的总含量也与此值相近^[3,21,30,53,54], 因而表 2 中所测得的 ³He/⁴He 比值有可能已经不同程度受到捕获后放射性成因 ⁴He 的影响, 代表矿物形成时的最小 ³He/⁴He 比值. 在 ⁴He-³He/⁴He 图上, 二者呈现明示的线性负相关性(图 2), 而 ³He 的含量则变化不大, 也说明黄铁矿等矿物形成后原位放射性成因的 ⁴He 是 ³He/⁴He 比值减小的主要原因之一.

与流体包裹体中捕获的大量 Ar 相比, 黄铁矿中原位放射性同位素产生的 ⁴⁰Ar 很少, 且黄铁矿中 Ar 的扩散系数更低^[18,55,56], 其形成后原位产生和扩散丢失的 Ar 可以忽略不计, 因而表 2 中 ⁴⁰Ar/³⁶Ar 比值变化很可能是由于不同量的大气 Ar 混入的结果.

4.2 He 和 Ar 同位素对成矿流体来源的示踪

热液流体中稀有气体的来源一般有 3 个: (1) 大气或大气饱和水(如天水、海水、沉积建造水): 由于

其在一定的温、压条件下与大气处于平衡, 因而与大气有相似的同位素组成, 其 ³He/⁴He=1.399×10⁻⁶, ⁴⁰Ar/³⁶Ar=295.5. 由于稀有气体在低温水溶液中的溶解度随质量数的减小而降低^[1,10], He 在水溶液中的溶解度最低, 且在空气中的含量也低, 所以饱和大气水中 He 的含量更低, He/Ar ≈ 1×10⁻⁴. 而由于 Ar 的封闭温度远高于 He^[56,57], 在大气中的含量相对也高, 所以浅层地下水中几乎不含放射性成因的 Ar, 具有大气 Ar 的组成特征; 而含水层岩石中 U, Th 等衰变产生放射性成因的 ⁴He 扩散进入地下水或地热流体, 来源于天水或海水的地质流体其 ³He/⁴He 低于大气值, 其 ⁴He 含量高于大气饱和水, 所以浅层地下水或近地表低温流体具有比大气值低的 ³He/⁴He 和大气 ⁴⁰Ar/³⁶Ar 比值, 显示改造型大气饱和水特征^[10,51]. (2) 幔源流体: 来自大洋岩石圈上地幔流体 ³He/⁴He 为 7~9 Ra, 大陆岩石圈地幔 ³He/⁴He 为 6~8 Ra, 幔源成因的 Ar 以放射性成因的 ⁴⁰Ar* 为主, ⁴⁰Ar/³⁶Ar>40000^[47-50]. (3) 壳源流体: 由于地壳岩石具高含量的亲石元素产生放射成因和核成因的 He 和 Ar, 其 ⁴⁰Ar/³⁶Ar ≥ 45000^[58], ³He/⁴He ≤ 0.1 Ra^[46], 所以壳源成因的变质流体或岩浆流体具有与地壳岩石相似 He 和 Ar 同位素组成.

(i) 高 ³He 含量及 ³He/⁴He 比值. 瑶岭、梅子窝钨矿成矿流体具有高的 ³He 含量, 为(0.759~3.463) × 10⁻¹² cm³ STP/g, 表 2, 高于玄武岩斑晶或幔源捕虏体中 ³He 含量, 与葡萄牙 Panasqueira 钨铜锡矿中幔源 He 的含量相似^[18], 而这种高含量的 ³He 一般认为来自地幔. 所测样品中成矿流体的 ³He/⁴He 比值为 0.00433~4.362 Ra, 在 R/Ra-⁴⁰Ar/³⁶Ar 图上(图 3)显示幔源流体与壳源流体两端元混合的特征, 成矿流体

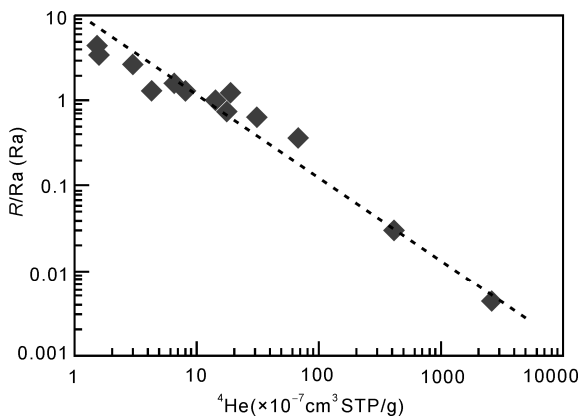


图 2 ⁴He-R/Ra 关系图

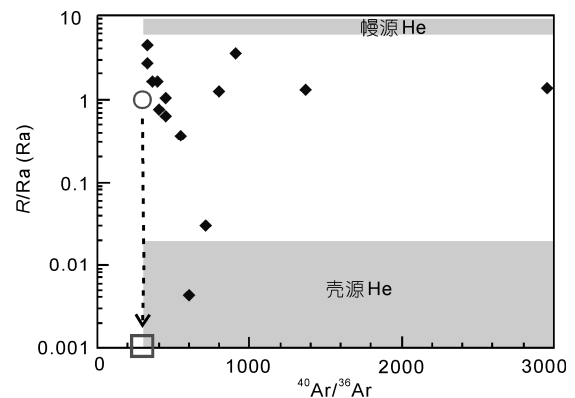


图 3 ⁴⁰Ar/³⁶Ar-R/Ra 关系图

○为大气值; □为改造型饱和大气水^[3]

中 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值高, 最高可达 4.362 Ra, 也显示幔源 He 的特征; 而壳源端元中除与成矿相关的花岗岩浆流体外, 显示有改造的饱和大气水参与成矿的特征. 在 $^3\text{He}/^{36}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 和 $^{40}\text{Ar}^*/^4\text{He}$ - R/Ra 图上存在明显的线性相关关系(图 4 和 5), 显示存在含高 ^3He 、高 ^{40}Ar 的幔源流体和低 $^3\text{He}/^{36}\text{Ar}$ 、大气 Ar 特征的改造型饱和大气水. 由于 He 在水中的溶解度较低且其在大气中的含量很低, 所以改造型饱和大气水的 $^3\text{He}/^{36}\text{Ar}$ 一般低于 1×10^{-7} [18], 对成矿流体的 He 同位素比值影响较小, 可以认为成矿流体中的 He 主要来自地壳和地幔. 瑶岭-梅子窝钨矿成矿流体的 $F^4\text{He}$ 值 ($F^4\text{He} = (^4\text{He}/^{36}\text{Ar})_{\text{样品}} / (^4\text{He}/^{36}\text{Ar})_{\text{大气}}$) 为 $686 \sim 2.7 \times 10^6$, 说明样品中的 He 至少是大气值的 686 倍, 成矿流体中大气 He 可以忽略不计.

瑶岭-梅子窝钨矿成矿流体中的高 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值的 He, 一般认为其来自下部的地幔(岩石圈或软流圈地幔), 大陆岩石圈地幔的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值为 6~7 Ra[49,50]. 根据壳幔二元体系的 He 含量[51]公式计算:

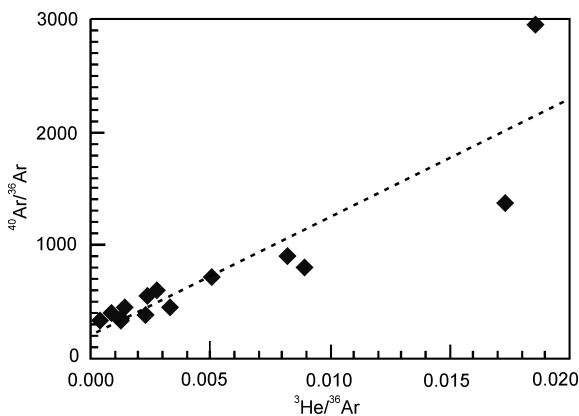


图 4 $^3\text{He}/^{36}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}^*/^{36}\text{Ar}$ 关系图

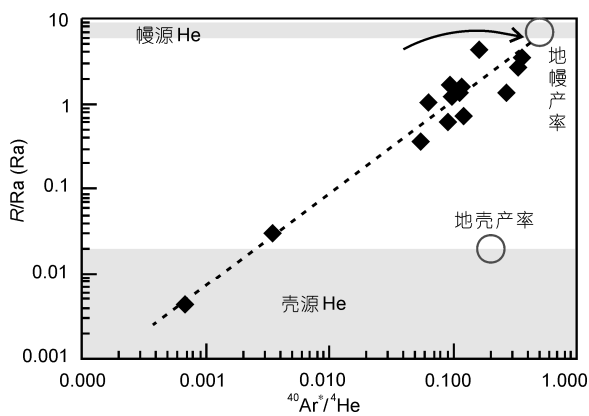


图 5 $^{40}\text{Ar}^*/^4\text{He}$ - R/Ra 关系图

$$\text{He}_{\text{地幔}}(\%) = \frac{(^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{样品}} - (^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{地壳}}}{(^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{地幔}} - (^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{地壳}}} \times 100, (1)$$

$(^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{地幔}}$ 值取大陆岩石圈的平均值 6.5 Ra, $(^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{地壳}}$ 值取地壳岩石的平均产率 0.02 Ra[3], 计算得幔源 He 的含量平均为 22%, 最高可达 67%. 其中一个样品中 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 低于地壳岩石的平均产率, 计算结果为负值. 由于样品中 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值受到后期放射性成因 ^4He 的影响, 所测结果为可能的最低值, 因而矿床形成时幔源 He 的含量可能还要高.

(ii) Ar 同位素与 He 和 Ar 分异. 瑶岭-梅子窝钨矿床成矿流体的 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比值变化大, 在 333~2952 之间, 介于大气氩与壳源或幔源放射性成因氩之间. 放射性成因 $^{40}\text{Ar}^*$ 的含量可由公式[51]确定:

$$^{40}\text{Ar}^*(\%) = \frac{(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{样品}} - 295.5}{(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{样品}}} \times 100. (2)$$

计算得样品中放射性成因 $^{40}\text{Ar}^*$ 的含量为 10.5%~90%, 平均为 44.9%, 相应大气 Ar 的含量为 10%~89.5%.

瑶岭-梅子窝钨矿床成矿流体的 $^{40}\text{Ar}^*/^4\text{He}$ 值为 0.0007~0.363, $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值为 0.00433~4.362 Ra, 而岩石圈地幔的 $^{40}\text{Ar}^*/^4\text{He}=0.5$, $^3\text{He}/^4\text{He}=6\sim9$ Ra, 地壳岩石 $^{40}\text{Ar}^*/^4\text{He}=0.2$, $^3\text{He}/^4\text{He} < 0.02$ Ra[3], 在 $^{40}\text{Ar}^*/^4\text{He}$ - $^3\text{He}/^4\text{He}$ 图上(图 5), 样品投影点位于幔源区与壳源区之间, 且呈现明显的负相关关系, 也显示壳幔二元混合的特征. 其幔源端元显示岩石圈地幔的特征, 而壳源端元的 $^{40}\text{Ar}^*/^4\text{He}$ 比值为 0.0007, 远低于地壳岩石产率的比值 0.2, 说明除壳源成因的花岗岩浆流体之外, 还有改造型饱和大气水的加入. 其主要原因是地壳岩石中矿物对 Ar 的封闭温度高于 He, 低温下优先扩散丢失 He, 地下水将优先从含水层岩石中获得 He; 而 Ar 主要赋存于含钾的矿物云母及钾长石中, 在温度低于 200℃ 条件下, Ar 将保存于钾长石中, 黑云母对 Ar 的封闭温度约为 300℃, 白云母为 350℃[56], 在低于此温度条件下含钾矿物对 Ar 基本是封闭的, 而 He 则是活动的; 此外 He 在大气中的丰度远低于 Ar, 且在饱和大气水中的含量更低, 因而循环的大气降水在含水层岩石中优先获的 He[3], 其 He 同位素显示为壳源特征, 而 Ar 则基本继承了大气 Ar 的特征. 根据瑶岭-梅子窝钨矿床石英脉中流体包裹体与白云母的氢、氧同位素分析资料, 其成矿流体的 δD 为 $-47.8\text{‰} \sim -66.7\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}$ 为 $2.42\text{‰} \sim 4.24\text{‰}$ (翟伟等

未发表数据),也显示岩浆流体中有大气降水的加入,因此瑶岭-梅子窝钨矿成矿流体很可能为幔源流体、壳源岩浆热液和改造型饱和大气水三者的混合流体。

4.3 华南燕山期壳幔相互作用与 W 和 Sn 成矿

我国华南是重要的钨、锡成矿带,分布有一系列大型、超大型的矿床,如江西的西华山钨矿、大吉山钨矿、漂塘钨矿,广东的锯板坑钨矿、瑶岭-梅子窝钨矿,湖南的芙蓉锡矿、骑田岭锡矿、柿竹园钨锡多金属矿等。自 20 世纪 80 年代以来大量的研究认为与钨、锡成矿相关的花岗岩具有较高的 Sr 同位素初始比值、高的 $\delta^{18}\text{O}$ 值、较低的 $\varepsilon\text{Nd}(t)$ 值,这些花岗岩的原岩主要为该地区的基底岩石,为典型的陆壳重熔型或 S 型花岗岩^[31-36],这也意味着与成矿作用密切相关的大规模的成矿流体来自壳源。

而本文对瑶岭-梅子窝钨矿稀有气体同位素分析显示成矿流体具有高 ^3He 含量,为 $(0.759\sim 3.463) \times 10^{-12} \text{ cm}^3 \text{ STP/g}$, $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值变化大,最高可达 4.362 Ra,显示出幔源流体参与成矿的特征,幔源 He 的含量平均为 22%,最高可达 67%,幔源流体在成矿作用中起了重要的作用。南岭中段与花岗岩成矿相关的骑田岭、天门嶂、锡田、丹池带、香花岭锡矿成矿流体 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值主要集中在 0.75~5.32 Ra,为幔源流体参与成矿的特征,且姑婆山锡矿成矿流体 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 为 14.74~28.58 Ra,显示出地幔柱流体参与成矿的特征^[22];江西漂塘钨矿成矿流体的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 为 0.17~0.86 Ra^[28],也显示有幔源流体的参与。韩国 Dae Hwa 钨钼矿床成矿流体的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 为 0.71~1.43 Ra^[3];与海西期造山型花岗岩有关的葡萄牙 Panasqueira 钨铜锡矿毒砂中流体包裹体的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 为 4.6~5.4 Ra,黑钨矿中流体包裹体 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 为 1.8 Ra^[18],都证实有幔源流体参与成矿。我国著名的西华山钨矿中脉石矿物层解石的 $\delta^{13}\text{C}$ 为 $-4.51\text{‰}\sim -7.53\text{‰}$,平均值为 -6.47‰ (6 个样品),也显示幔源 CO_2 参与了成矿^[59]。

在地幔中稀有气体及挥发分一般存在于地幔矿物中,如果没有地幔岩浆的产生和运移,地幔中的稀有气体和挥发分很难通过扩散作用到达地表,即使在地幔温度下挥发分的扩散距离也很有限,地壳中幔源稀有气体与挥发分往往是地幔发生部分熔融和幔源岩浆侵入地表的反映^[51,60]。Stuart 等人^[3]认为韩国 Dae Hwa 钨钼矿床成矿流体的高 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值是侏罗纪太平洋板块俯冲产生的幔源岩浆挥发分加入地

壳熔融形成的花岗岩浆热液流体中而成矿的结果;Burnard 和 Polya^[18]认为葡萄牙 Panasqueira 钨铜锡矿床成矿流体的高 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值(4.6~5.4 Ra)是 Panasqueira 花岗岩冷凝固晶后深部的幔源岩浆结晶释放的流体成矿的结果,地壳熔融形成的花岗岩浆热液不可能有如此高的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值。

瑶岭-梅子窝钨矿位于华南钨锡成矿带的南部,其成矿流体显示出高的 ^3He 含量和高 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值,其西北部的湖南骑田岭、锡田、香花岭、姑婆山锡矿以及北部的江西漂塘、西华山钨矿的成矿流体中均显示有高 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值幔源流体或挥发分参与成矿的特征^[22,28,59],且与这些钨、锡矿床成矿相关的花岗岩及成矿作用的年龄主要集中在燕山中期约 150~160 Ma,成矿作用具有集中大爆发的特征^[37,38,61-64]。瑶岭-梅子窝钨矿以及华南其他一些钨、锡矿床成矿流体具有高的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值,成矿流体中有幔源组分参与成矿,反映了燕山中期大规模的与花岗岩有关的钨、锡成矿作用过程中,同时存在地幔熔融作用与幔源岩浆的侵入,如湘南、赣南、粤北地区形成于燕山中期的碱性玄武岩、正长岩、闪长岩、辉长岩以及 A 型花岗岩等^[65-69]。根据目前已有的岩石地球化学和大地构造学的研究资料,华南燕山期与钨、锡成矿相关花岗岩的成因与幔源岩浆相互作用的模式主要有二种。Zhou 和 Li^[70]认为古太平洋板块在燕山中期以低角度向欧亚板块下俯冲,由于俯冲板块的脱水作用使地幔楔发生部分熔融形成玄武岩浆,在玄武岩浆的底侵作用下产生壳源成因的花岗岩浆,花岗岩浆的结晶分异产生的岩浆流体形成华南大规模的 W 和 Sn 成矿。而 Li 和 Li^[71]用平板俯冲造模型来解释华南中生代的大地构造演化,认为二叠纪末期由于古太平洋板块向华南的平板俯冲,引起印支期的造山作用向华南内陆延伸,大约 190 Ma 开始造山作用基本结束,进入非造山作用阶段直至 150 Ma,俯冲板块破裂下沉,软流圈上涌并发生部分熔融形成玄武岩浆的底侵或侵入地壳岩石,幔源岩浆作用引起地壳岩石的熔融形成花岗岩。

从华南燕山期与花岗岩相关的钨、锡矿床的时空分布特征来看,这些钨、锡矿床主要分布于江西、湖南的南部和广东、广西的北部,成矿相关的花岗岩及成矿作用的年龄主要集中在燕山中期约 150~160 Ma,显示出集中大爆发的特点^[61-64],因此如果平板俯冲、俯冲板块破裂下沉的模型是正确的话,用它来

解释华南燕山中期钨锡集中大规模爆发成矿的特征可能会更合理. 根据平板俯冲模型^[71], 俯冲板块的破裂下沉作用开始于约 190 Ma, 结束于约 150 Ma, 大规模的俯冲板块破裂下沉作用发生于 180~155 Ma, 软流圈地幔上涌, 使华南地壳处于拉张的构造背景, 上涌的软流圈地幔发生部分熔融作用, 形成大规模的玄武岩浆底侵或侵入地壳岩石, 由于地幔岩浆和热量的注入使地壳岩石发生熔融形成华南燕山中期(约 150~160 Ma)大规模的 S 型花岗岩浆, 花岗岩浆结晶析出的大量含 W 和 Sn 的岩浆热液与幔源岩浆结晶析出的高 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值的幔源流体以及地壳岩石中循环的改造型饱和大气水注入张性构造裂隙中以不同比例混合而产生华南大规模的 W 和 Sn 成矿.

幔源流体的加入并不能说明成矿物质一定来自地幔, W 和 Sn 可能主要还是来自壳源的花岗岩浆, 幔源流体参与成矿反映出华南大规模的 W 和 Sn 成矿是燕山中期壳幔相互作用过程的大地构造演化结果, 华南燕山中期(约 150~160 Ma)大规模的 S 型花岗岩以及同期的 A 型花岗岩、正长岩、闪长岩和基性侵入岩是这一构造过程的有力证据^[65-69].

致谢 本项目野外工作中得到瑶岭-梅子窝钨矿地质技术人员的大力支持与帮助, 中国科学院广州地球化学研究所李文铅研究员和广东省有色金属地质勘查局地质勘查研究院李社宏博士在采样工作中给予了协助, 在此一并致谢.

参考文献

- 1 Simmons S F, Sawkins F J, Schultter D J. Mantle-derived helium in two Peruvian hydrothermal ore deposits. *Nature*, 1987, 329: 429-432
- 2 Turner G, Stuart F M. Helium/heat ratios and deposition temperatures of sulphides from the ocean floor. *Nature*, 1992, 357: 581-583
- 3 Stuart F M, Burnard P, Taylor R P, et al. Resolving mantle and crustal contributions to ancient hydrothermal fluid: He-Ar isotopes in fluid inclusions from Dae Hwa W-Mo mineralization, South Korea. *Geochim Cosmochim Acta*, 1995, 59: 4663-4673
- 4 Pettke T, Frei R, Kramers J D, et al. Isotope systematics in vein gold from Brusson, Val d'Ayas (NW Italy) 2. (U+Th)/He and K/Ar in native Au and its fluid inclusions. *Chem Geol*, 1997, 135: 173-187
- 5 胡瑞忠, 毕献武, Turner G, 等. 马厂箐铜矿床黄铁矿流体包裹体 He-Ar 同位素体系. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 1997, 27: 503-508
- 6 胡瑞忠, 钟宏, 叶造军, 等. 金顶超大型铅-锌矿床氦、氩同位素地球化学. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 1998, 28: 208-213
- 7 Hu R, Burnard P G, Turner G, et al. Helium and Argon isotope systematics in fluid inclusions of Machangqing copper deposit in west Yunnan Province, China. *Chem Geol*, 1998, 146: 55-63
- 8 侯增谦, 李延河, 艾永德, 等. 冲绳海槽活动热水成矿系统的氦同位素组成: 幔源氦证据. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 1999, 29: 155-162
- 9 胡瑞忠, 毕献武, Turner G, 等. 哀牢山金矿带成矿流体 He 和 Ar 同位素地球化学. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 1999, 29: 321-330
- 10 Burnard P G, Hu R, Turner G, et al. Mantle, crustal and atmospheric noble gases in Ailaoshan gold deposits, Yunnan Province, China. *Geochim Cosmochim Acta*, 1999, 63: 1595-1604
- 11 孙晓明, Norman D I, 孙凯, 等. 粤中坑金矿成矿流体 N-Ar-He 示踪体系及来源. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 1999, 29: 240-246
- 12 Kendrick M A, Burgess R, Patrick R A D, et al. Fluid inclusion noble gas and halogen evidence on the origin of Cu-porphry mineralizing fluids. *Geochim Cosmochim Acta*, 2001, 65: 2651-2668

5 结论

(1) 瑶岭-梅子窝钨矿成矿流体的 He 和 Ar 同位素丰度及同位素比值分析显示, 成矿流体中有幔源 He 的加入, 幔源 He 的平均含量为 22%, 最高可达 67%; 幔源流体在成矿作用过程中起了重要的作用.

(2) He 和 Ar 同位素分异说明除幔源流体参与成矿外, 富含 ^4He 的壳源改造型饱和大气水参与了成矿, 幔源流体参与成矿并不能说明 W 和 Sn 等成矿物质来自幔源, 成矿流体为幔源流体、壳源岩浆流体和改造型饱和大气水的混合流体.

(3) 幔源流体参与成矿表明, 燕山中期(约 150~160 Ma)包括瑶岭-梅子窝钨矿在内的大规模的 W 和 Sn 成矿作用是华南壳幔相互作用的结果. 燕山中期水俯冲的古太平洋板块拆沉, 使华南地壳处于拉张的构造背景, 上涌的软流圈地幔发生部分熔融作用, 形成大规模的玄武岩浆底侵或侵入地壳岩石, 引起大规模的 S 型壳源花岗岩浆产生, 壳源岩浆热液与幔源岩浆结晶析出的高 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值的幔源流体以及地壳岩石中循环的改造型饱和大气水注入张性构造裂隙中以不同比例混合而产生华南大规模的 W 和 Sn 成矿.

- 13 Kendrick M A, Burgess R, Leach D, et al. Hydrothermal fluid origins in Mississippi valley-type ore districts: Combined noble gas (He, Ar, Kr) and halogen (Cl, Br, I) analysis of fluid inclusions from the Illinois-Kentucky fluorspar district, Viburnum Trend and Tri-State districts, Midcontinent United States. *Econ Geol*, 2002, 97: 453–469
- 14 Kendrick M A, Burgess R, Patrick R A D, et al. Hydrothermal fluid origins in a fluorite-rich Mississippi valley-type district: Combined noble gas (He, Ar, Kr) and halogen (Cl, Br, I) analysis of fluid inclusions from the South Pennine ore field, United Kingdom. *Econ Geol*, 2002, 97: 435–451
- 15 赵葵东, 蒋少涌, 肖红权, 等. 大厂锡-多金属矿床成矿流体来源的 He 同位素证据. *科学通报*, 2002, 47: 632–635
- 16 Mao J W, Li Y Q, Goldfarb R J, et al. Fluid inclusion and noble gas studies of the Dongping gold deposit, Hebei province, China: A mantle connection for mineralization? *Econ Geol*, 2003, 98: 517–534
- 17 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. *Chem Geol*, 2004, 203: 305–317
- 18 Burnard P G, Polva D A. Importance of mantle derived fluids during granite associated hydrothermal circulation: He and Ar isotopes of ore minerals from Panasqueira. *Geochim Cosmochim Acta*, 2004, 68: 1607–1615
- 19 申萍, 沈远超, 曾庆栋, 等. 新疆萨吾尔金矿带成矿流体氦氩同位素示踪. *科学通报*, 2004, 49: 1199–1204
- 20 Sun X M, Wang M, Xue T, et al. He-Ar isotopic systematics of fluid inclusions in pyrites from PGE-polymetallic deposits in Lower Cambrian black rock series, South China. *Acta Geol Sin*, 2004, 78: 471–475
- 21 Graupner T, Niedermann S, Kempe U, et al. Origin of ore fluids in the Muruntau gold system: Constraints from noble gas, carbon isotope and halogen data. *Geochim Cosmochim Acta*, 2006, 70: 5356–5370
- 22 刘云华, 付建明, 龙宝林, 等. 南岭中段主要锡矿床 He、Ar 同位素组成及其意义. *吉林大学学报(地球科学版)*, 2006, 36: 774–786
- 23 孙晓明, 熊德信, 王生伟, 等. 云南大坪金矿白钨矿惰性气体同位素组成及其成矿意义. *岩石学报*, 2006, 22: 725–732
- 24 翟伟, 孙晓明, 贺小平, 等. 新疆阿希低硫型金矿稀有气体同位素地球化学及其成矿意义. *岩石学报*, 2006, 22: 2590–2596
- 25 Li X F, Mao J W, Wang C Z, et al. The Daduhe gold field at the eastern margin of the Tibetan Plateau: He, Ar, S, O, and H isotopic data and their metallogenic implications. *Ore Geol Rev*, 2007, 30: 244–256
- 26 Sun X M, Xue T, He G W, et al. Noble gas isotopic compositions of cobalt-rich ferromanganese crusts from the western Pacific ocean and their geological implications. *Acta Geol Sin*, 2007, 81: 90–98
- 27 Hu R, Burnard P G, Bi X, et al. Mantle-derived gaseous components in ore-forming fluids of the Xiangshan uranium deposit, Jiangxi province, China: Evidence from He, Ar and C isotopes. *Chem Geol*, 2009, 266: 86–95
- 28 王旭东, 倪培, 蒋少涌, 等. 江西漂塘钨矿成矿流体的 He 和 Ar 同位素证据. *科学通报*, 2009, 54: 3338–3344
- 29 朱赖民, 张国伟, 郭波, 等. 华北地块南缘铅矿床黄铁矿流体包裹体氦、氩同位素体系及其对成矿动力学背景的示踪. *科学通报*, 2009, 54: 1725–1735
- 30 Graupner T, Niedermann S, Rhede D, et al. Multiple sources for mineralizing fluids in the Charmitan gold (-tungsten) mineralization (Uzbekistan). *Miner Deposits*, 2010, 45: 667–682
- 31 徐克勤, 孙籍, 王德滋, 等. 华南花岗岩成因与成矿. 见: 徐克勤, 涂光炽, 编. 花岗岩地质和成矿关系国际学术会议论文集. 南京: 江苏科学技术出版社, 1984. 1–20
- 32 莫柱孙. 试论南岭花岗岩的地质环境分类. *大地构造与成矿学*, 1985, 9: 1–8
- 33 王联魁, 黄智龙. Li-F 花岗岩液态分离与实验. 北京: 科学出版社, 2000. 280
- 34 Wang D, Ren Q. The Mesozoic volcanic-intrusive complexes and their metallogenic relations in east China. Beijing: Science Press, 1996. 159
- 35 华仁民, 陈培荣, 张文兰, 等. 华南中、新生代与花岗岩类有关的成矿系统. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2003, 33: 335–342
- 36 华仁民, 陈培荣, 张文兰, 等. 南岭与中生代花岗岩类有关的成矿作用及其大地构造背景. *高校地质学报*, 2005, 11: 291–304
- 37 翟伟, 孙晓明, 邬云山, 等. 粤北瑶岭钨矿成矿相关花岗岩的锆石 SHRIMP 年龄与 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 成矿年龄及其地质意义. *矿床地质*, 2011, 30: 21–32
- 38 翟伟, 孙晓明, 邬云山, 等. 粤北梅子窝钨矿区隐伏花岗闪长岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄与 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 成矿年龄及其地质意义. *高校地质学报*, 2010, 16: 177–185
- 39 李社宏, 李文铅, 王核, 等. 粤北梅子窝钨矿二长花岗岩的发现及意义. *矿物学报*, 2009, 29(增刊): 57–59
- 40 古菊云. 华南脉钨矿床的形态分带. 见: 余鸿彰, 编. 钨矿地质讨论会论文集. 北京: 地质出版社, 1984. 35–45
- 41 叶先仁, 吴茂炳, 孙明良. 岩矿样品中稀有气体同位素组成的质谱分析. *岩矿测试*, 2001, 20: 174–178
- 42 叶先仁, 陶明信, 余传鳌, 等. 用分段加热法测定的雅鲁藏布江蛇绿岩的 He, Ne 同位素组成: 来自深部地幔的信息. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2007, 37: 573–583
- 43 Ye X R, Tao M X, Yu C A, et al. Helium and neon isotopic compositions in the ophiolites from the Yarlung Zangbo River, Southwestern China: The information from deep mantle. *Sci China Ser D: Earth Sci*, 2007, 50: 801–812

- 44 Mamyrin B A, Tolstikhin I N. Helium Isotopes in Nature. Amsterdam: Elsevier, 1984. 273
- 45 Tolstikhin I, Lehmann B E, Loosli H H, et al. Helium and argon isotopes in rocks, minerals, and related groundwaters: A case study in northern Switzerland. *Geochim Cosmochim Acta*, 1996, 60: 1497–1514
- 46 Andrews J N. The isotopic composition of radiogenic helium and its use to study groundwater movement in confined aquifers. *Chem Geol*, 1985, 49: 339–351
- 47 Porcelli D R, O’Nions R K, Galer S G, et al. Isotopic relationships of volatile and lithophile trace elements in continental ultramafic xenoliths. *Contrib Mineral Petrol*, 1992, 110: 528–538
- 48 Patterson D B, Honda M, McDougall I. Noble gases in mafic phenocrysts and xenoliths from New Zealand. *Geochim Cosmochim Acta*, 1994, 58: 4411–4428
- 49 Dunai T J, Baur H. Helium, neon and argon systematics of the European subcontinental mantle: implications for its geochemical evolution. *Geochim Cosmochim Acta*, 1995, 59: 2767–2784
- 50 Reid M R, Graham D W. Resolving lithospheric and sub-lithospheric contributions to helium isotope variations in basalts. *Earth Planet Sci Lett*, 1996, 144: 213–222
- 51 Ballentine C J, Burnard P G. Production, release and transport of noble gases in the continental crust. *Rev Mineral Geochem*, 2002, 47: 481–538
- 52 Taylor S R, McLennan S M. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Oxford: Blackwell, 1985. 312
- 53 Lalou C, Brichet E. Ages and implications of East Pacific Rise sulphide deposit at 21°N. *Nature*, 1982, 300: 169–171
- 54 Lalou C, Brichet E. On the isotopic chronology of submarine hydrothermal deposits. *Chem Geol*, 1987, 65: 197–207
- 55 York D, Masliwec A, Kuybida P, et al. ^{40}Ar - ^{39}Ar dating of pyrite. *Nature*, 1982, 300: 52–53
- 56 McDougall I, Harrison T M. *Geochronology and Thermochronology by the ^{40}Ar - ^{39}Ar Method*. Oxford: Oxford University Press, 1988. 269
- 57 Elliot T, Ballentine C J, O’Nions R K, et al. Carbon, helium, neon and argon isotopes in a Po basin natural gas field. *Chem Geol*, 1993, 106: 429–440
- 58 Fontes J C, Andrews J N, Walgenwitz F. Evaluation of natural in situ production of argon-36 via chlorine-36; Geochemical and geochronological implications. *Comptes Rendus Acad Sci, Ser 2, Mecan, Phys, Chim, Sci Univer, Sci Terre*, 1991, 313: 649–654
- 59 穆治国, 黄福生, 陈成业, 等. 漂塘-西华山石英脉型钨矿床碳、氢和氧稳定同位素研究. 见: 余鸿彰, 编. 钨矿地质讨论会论文集. 北京: 地质出版社, 1984. 153–169
- 60 Ballentine C J, Burgess R, Marty B. Tracing fluid origin, transport and interaction in the crust. *Rev Mineral Geochem*, 2002, 47: 539–614
- 61 华仁民, 毛景文. 试论中国东部中生代成矿大爆发. *矿床地质*, 1999, 18: 300–307
- 62 华仁民, 陈培荣, 张文兰, 等. 论华南地区中生代3次大规模成矿作用. *矿床地质*, 2005, 24: 99–107
- 63 毛景文, 谢桂青, 郭春丽, 等. 华南地区中生代主要金属矿床时空分布规律和成矿环境. *高校地质学报*, 2008, 14: 510–526
- 64 毛景文, 谢桂青, 程彦博, 等. 华南地区中生代主要金属矿床模型. *地质论评*, 2009, 55: 347–354
- 65 赵振华, 包志伟, 张伯友, 等. 柿竹园超大型钨多金属矿床形成的壳幔相互作用背景. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2000, 30(增刊): 161–168
- 66 Li X H, Chen Z, Liu D Y, et al. Jurassic gabbro-granite-syenite suites from southern Jiangxi province, SE China: Age, origin, and tectonic significance. *Int Geol Rev*, 2003, 45: 898–921
- 67 Li X H, Li Z X, Li W X, et al. U-Pb zircon, geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic constraints on age and origin of Jurassic I- and A-type granites from central Guangdong, SE China: A major igneous event in respond to foundering of a subducted flat-slab? *Lithos*, 2007, 96: 186–204
- 68 徐夕生, 鲁为敏, 贺振宇. 佛冈花岗岩基及乌石闪长岩-角闪辉长岩体的形成年龄和起源. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2007, 37: 27–38
- 69 李献华, 李武显, 王选策, 等. 幔源岩浆在南岭燕山早期花岗岩形成中的作用: 锆石原位 HF-O 同位素制约. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2009, 39: 872–887
- 70 Zhou X M, Li W X. Origin of late Mesozoic igneous rocks in Southeastern China: Implications for lithosphere subduction and underplating of mafic magmas. *Tectonophysics*, 2000, 326: 269–287
- 71 Li Z X, Li X H. Formation of the 1300 km-wide intra-continental orogen and post-orogenic magmatic province in Mesozoic South China: A flat-slab subduction model. *Geology*, 2007, 35: 179–182