



论文

东天山沙泉子铜铁矿床磁铁矿 Re-Os 定年初探

黄小文^{①②}, 漆亮^{①*}, 王怡昌^{①②}, 刘莹莹^{①②}

① 中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室, 贵阳 550002;

② 中国科学院大学地球科学学院, 北京 100049

* 联系人, E-mail: qilianghku@hotmail.com

收稿日期: 2013-06-16; 接受日期: 2013-11-28; 网络版发表日期: 2014-02-28

国家重点基础研究发展计划(编号: 2012CB416804)和中国科学院“百人计划”项目(编号: KZCX2-YW-BR-09)资助

摘要 对东天山沙泉子铜铁矿的矿石矿物磁铁矿进行了 Re-Os 同位素研究, 结果表明磁铁矿具有变化的 Re 含量(0.7~50.9 ppb)和普通 Os 含量(16~63 ppt), 8 个磁铁矿样品构建的模式 3 等时线年龄为(303±12) Ma(2σ), 与共生的黄铁矿获得的 Re-Os 等时线年龄((295±7) Ma)在误差范围内是一致的. 构造演化表明, 阿齐山-雅满苏构造带在晚石炭世末期为弧后伸展环境, ~300 Ma 的年龄表明该矿床的形成可能与伸展过程中幔源岩浆活动的侵入有关. 沙泉子铜铁矿床磁铁矿 Re-Os 同位素定年的成功使用表明, 在保证磁铁矿的纯度以及 Re-Os 体系封闭的情况下, 具有较高且变化较大的 Re 和 Os 含量的磁铁矿能够获得可靠的等时线年龄, 拓展了 Re-Os 同位素体系的应用.

关键词Re-Os 同位素
磁铁矿
铜铁矿床
沙泉子
东天山

新疆吐-哈盆地以南的东天山阿齐山-雅满苏构造带内分布着一系列磁铁矿床和矿点, 如雅满苏铁矿床、沙泉子铜铁矿床、黑峰山铁矿床以及双峰山南、北的铁矿点等. 虽然前人对这些矿床(点)做了大量的工作, 但是在矿床成因方面还存在很大的争议. 20 世纪 50~60 年代, 这些矿床被认为是与闪长岩有关的矽卡岩矿床(宋治杰, 1985; 徐晓彤等, 2010). 20 世纪 70 年代以后这些矿床被认为是火山热液-充填交代矿床(宋治杰等, 1983)、矿浆喷溢-贯入型矿床(何大伦等, 1994)、接触变质火山-沉积矿床(姜福芝等, 2002)以及喷流沉积矿床(王京彬等, 2006)等. 沙泉子铜铁矿床属于中型铁矿床, 并伴随着重要的铜矿化, 前人对该矿床的地质特征, 成矿构造背景以及成矿过程做了一些研究(阎文元, 1977; 李福东等, 1978; 宋治杰等, 1983; 宋治杰, 1985; 姜福芝等, 2002; 方维萱等,

2006), 但是由于很难找到合适的矿物进行同位素定年, 该矿床的成矿时代至今仍未确定, 从而阻碍了对该矿床的成因研究.

由于 Re 和 Os 独特的地球化学性质, Re-Os 同位素体系可以直接对矿床进行定年, 为矿床的年代学研究提供了新的途径. 各种硫化物(如辉钼矿、毒砂、黄铁矿和黄铜矿等)的 Re-Os 定年已得到广泛的应用(Stein 等, 1997, 2000; Arne 等, 2001; Morelli 等, 2004; Selby 等, 2009), 但是关于磁铁矿 Re-Os 定年的报道较少(Davies, 2010). 磁铁矿作为一些铁氧化物矿床中的主要矿石矿物, 磁铁矿的形成时代相对硫化物来说似乎能够更好的代表矿床的形成时代. 沙泉子铜铁矿床的主要金属矿物为磁铁矿、黄铁矿及少量黄铜矿, 本文尝试运用磁铁矿进行 Re-Os 定年, 并与共生的黄铁矿 Re-Os 年龄进行了对比, 进而探讨矿床的

中文引用格式: 黄小文, 漆亮, 王怡昌, 等. 2014. 东天山沙泉子铜铁矿床磁铁矿 Re-Os 定年初探. 中国科学: 地球科学, 44: 605-616

英文引用格式: Huang X W, Qi L, Wang Y C, et al. 2014. Re-Os dating of magnetite from the Shaquanzi Fe-Cu deposit, eastern Tianshan, NW China. Science China: Earth Sciences, 57: 267-277, doi: 10.1007/s11430-013-4660-z

成因以及成矿背景, 并对磁铁矿 Re-Os 定年的进一步应用做了一些思考。

1 区域地质背景

东天山位于新疆东部, 西起小热泉子, 东至甘新交界, 面积约 60000 km², 是中国重要的铜、镍、金、铁和铅锌等大型矿床集中区(王京彬等, 2006)。东天山从北到南被区域上近东西向的断裂分成大南湖-头苏泉岛弧带、康古尔构造带、阿齐山-雅满苏构造带以及中天山地块(图 1)。

大南湖-头苏泉岛弧带位于吐-哈盆地南缘, 从小热泉子向东经康古尔塔格、大南湖、喀尔力克到头苏泉, 分布着泥盆-石炭系火山-沉积岩系(杨兴科等, 1996)。康古尔构造带是早期伸展性断裂经历变形和变质作用形成的, 主要由糜棱岩, 构造碎屑岩, 构造透镜体和角砾岩组成(秦克章等, 2002)。阿齐山-雅满苏构造带位于苦水断裂和沙泉子断裂之间, 由石炭纪的火山-沉积岩系及互层的二叠纪的海相和陆相碎屑岩组成(杨兴科等, 1996)。沙泉子断裂以南为中天山地块, 主要由中元古界的长城系星星峡群和蓟县系卡瓦布拉克群的片岩、片麻岩、混合岩和大理岩等组成。

阿齐山-雅满苏构造带是东天山重要的铁、铜矿

床成矿带。研究区(图 2)位于阿齐山-雅满苏构造带的东段, 出露地层主要有元古代中天山群、早石炭世雅满苏组、早石炭世底坎儿组、早二叠世阿其克布拉克组以及新生代地层。早石炭世雅满苏组主要为熔结安山质凝灰岩类、玄武安山岩、安山岩、火山集块岩、晶屑岩屑凝灰岩、流纹岩、英安岩和凝灰质砂岩等。早石炭世底坎儿组为一套滨海-浅海相的中基性火山岩-碎屑沉积岩-碳酸盐岩组合, 其形成时代为 320 Ma 左右(李源等, 2011)。早二叠世阿其克布拉克组为基性-酸性火山岩-陆源碎屑岩组合, 主要为灰绿色块状玄武岩、安山岩、英安岩、流纹岩, 杂砂岩、细砂岩和粉砂岩等。研究区石炭纪岩浆侵入活动最为强烈, 以花岗岩、闪长岩和花岗闪长岩为主。研究区发育大量的铁矿床(点)、铜矿床(点)及铜铁矿床, 比如黑峰山铁矿、沙泉子铜铁矿等(图 2)。

2 矿床地质

沙泉子铜铁矿床位于哈密市南东约 180 km 处, 沙泉子深大断裂北侧约 500 m 处。沙泉子矿床为一以铁为主的铜铁矿床, 铜、铁伴生, 以不同形态产于含矿蚀变带中。含矿蚀变带长 5.5 km, 宽 15~50 m, 由矿体和蚀变岩组成, 走向近东西, 倾向及倾角与地层基本一致, 其底部为安山岩, 顶部为细-极细凝灰岩

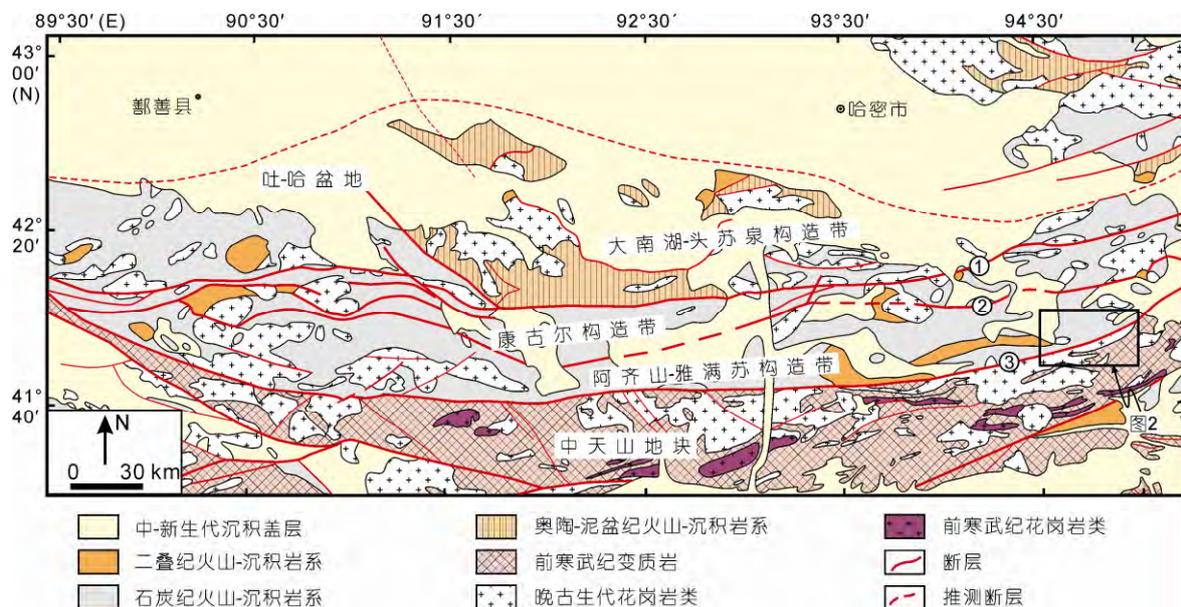


图 1 东天山地质简图

① 康古尔断裂; ② 苦水断裂; ③ 沙泉子断裂。据 1:100 万新疆东天山地区区域地质矿产图修改

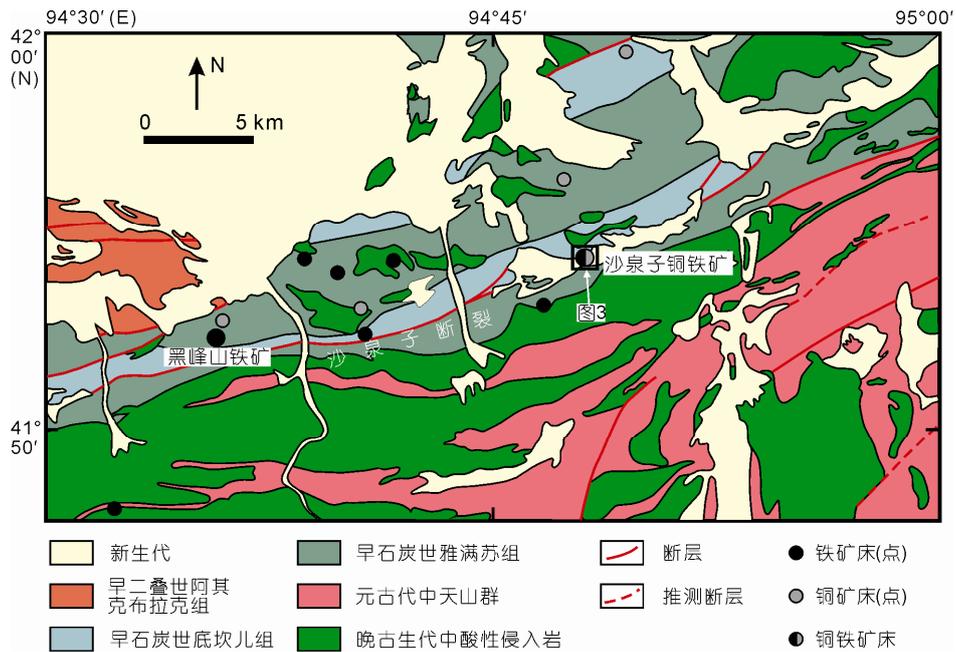


图2 沙泉子地区地质简图

据 1:20 万沙泉子幅 K-46-23 修改

(杨建明等, 2008).

矿区地表仅出露铁矿体, 未见原生铜矿, 但在铁矿体中见有零星的孔雀石, 有价值的原生铜矿呈盲矿与铁矿构成铜铁矿体. 矿体数量较多, 其中规模较大的有 8 个. (含铜)铁矿体以似层状、透镜状及扁豆体状产在早石炭世底坎儿组的凝灰岩夹石英角斑岩带中(图 3). (含铜)铁矿体一般长 50~500 m, 宽 2~6 m, 最宽达 11.3 m, 全铁品位为 25%~36%, Cu 品位为 0.2%~1.39%. 主要铜矿体埋深在 20~40 m 以下, 延伸达 165 m, 长约 230 m, 厚度为 2~5 m, 最大厚度达 6.13 m, 累计厚度为 12.42 m, 铜品位为 0.5%~1%, 最高达 2.32%(马瑞士等, 1997). 矿体受后期闪长岩墙岩脉群以及石英钠长岩脉侵入穿插而发生矽卡岩化蚀变, 形成石榴子石绿帘石矽卡岩. 围岩蚀变有绿泥石化、碳酸盐化、黄铁矿化和钠长石化. 矿石矿物为磁铁矿和镜铁矿, 次为黄铁矿和黄铜矿等; 脉石矿物有钾长石、绿泥石、绿帘石和方解石等.

3 样品描述

磁铁矿石样品均采自沙泉子矿区, 矿石类型有浸染状和块状两种(图 4). 浸染状和块状矿石的矿物

组成基本相同, 主要为磁铁矿、黄铁矿、黄铜矿及方解石组合(图 4). 磁铁矿单矿物在廊坊市地质服务公司采用磁法分选. 为了保证磁铁矿的纯度, 对分选后的磁铁矿单矿物进行了电子探针的能谱分析及微量元素分析.

4 分析方法

Re-Os 同位素分析在中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室进行. 实验参照 Qi 等(2010)的方法, 分析步骤简述如下: 准确称取 3~5 g 的磁铁矿粉末于卡洛斯管中, 在冰水浴中加入适量的 ^{185}Re , ^{190}Os 稀释剂及逆王水, 于 200℃ 分解 24 h. 开管后采用原位蒸馏法进行 Os 的蒸馏, 为了克服克劳斯效应(Frei 等, 1998), 在蒸馏过程中在线加入约 5 mL H_2O_2 以提高 Os 的蒸馏效率. 蒸出的 OsO_4 用 1.6 mL 5% HCl 吸收, 吸收液直接用于质谱测试. 将蒸馏后的残余溶液转移至 50 mL 烧杯中蒸干, 转化为 2 mol L^{-1} HCl 介质后用阴离子交换树脂(Bio-Rad AG 1-X8, 200~400 目)进行 Re 的分离(Qi 等, 2007). 由于溶液中大量的 Fe^{3+} 严重影响过柱效率, 将溶液稀释到足够大的体积将降低此影响(黄小文等, 2012). 最后含 Re 溶液

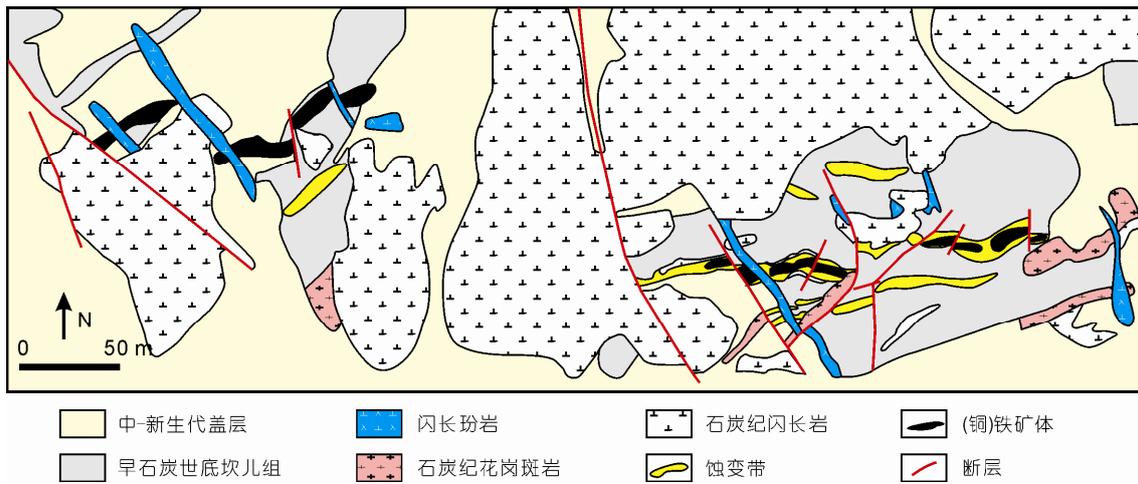


图3 沙泉子铜铁矿床地质图

据徐晓彤等(2010)修改

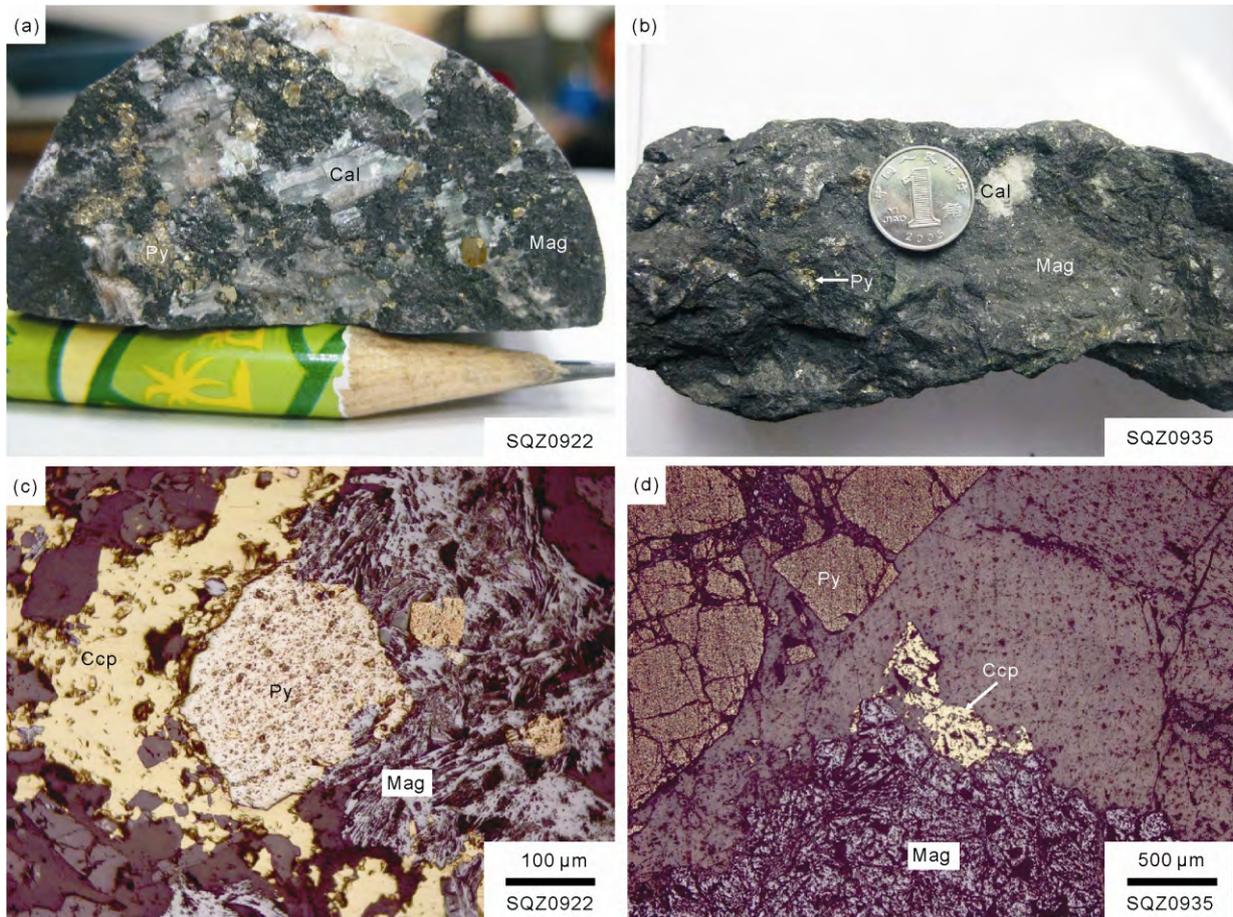


图4 沙泉子铜铁矿床浸染状矿石(SQZ0922)和块状矿石(SQZ0935)手标本及镜下照片

Mag, 磁铁矿; Py, 黄铁矿; Ccp, 黄铜矿; Cal, 方解石

用 5% HNO₃ 定容至 2~3 mL, 待测。

Re 和 Os 采用 PE ELAN DRC-e ICP-MS 进行测试, Re 和 Os 全流程空白分别为 6.4×10^{-12} 和 2×10^{-12} g。在含 Re 和 Os 待测溶液中加入适量的 Ir 溶液, 按照 Schoenberg 等(2000)的方法进行质量歧视校正。分析结果的绝对不确定度(2σ)为分析过程中的所有误差传递所得, 包括称量误差、质谱测定的误差, 空白校正的误差及稀释剂校正误差等。分析结果由辉钼矿标样 HLP 和 JDC 监控, 测定结果与推荐值基本一致(Qi 等, 2010)。

5 分析结果

沙泉子铜铁矿床磁铁矿的 Re 和 Os 分析结果列于表 1。磁铁矿的 Re 含量和 Os 含量变化较大, 分别为 0.7~50.9 和 0.016~0.063 ppb。采用 ISOPLOT 程序(Ludwig, 2003)对 8 个磁铁矿样品的 ¹⁸⁷Re/¹⁸⁸Os 及

¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os 比值进行等时线投图, 并考虑误差相关系数(rho; Ludwig, 1980), 得到的模式 3 等时线年龄为 (303±12) Ma(2σ, MSWD=2.3; 图 5(a))。等时线的加权平均方差 MSWD 值与期望值 2.26(即 $1+2(2/f)^{1/2}$, 其中 $f=n-2$, n 为点数)(Wendt 和 Carl, 1991)非常相近, 而且低 Re/Os 比值样品也落在等时线上(图 5(b)), 说明等时线年龄是可信的。

6 讨论

6.1 磁铁矿的纯度

由于磁铁矿与黄铁矿、黄铜矿等硫化物密切共生, 分选后的磁铁矿仍可能混有硫化物颗粒, 从而导致矿物的不纯。通常磁铁矿中 Re 的含量低于 1 ppb (Morgan 等, 2000; Mathur 等, 2002, 2005), 而此次研究的磁铁矿 Re 含量最高达到 50 ppb, 且与此共生的黄铁矿具有较高的 Re 含量(71.9~116 ppb)(表 2), 为

表 1 沙泉子铜铁矿床磁铁矿的 Re 和 Os 分析结果^{a)}

样品编号	称样量 (g)	Re (ppb)	2σ	¹⁸⁷ Os (ppb)	2σ	普通 Os (ppb)	2σ	¹⁸⁷ Re/ ¹⁸⁸ Os	2σ	¹⁸⁷ Os/ ¹⁸⁸ Os	2σ	rho
SQZ0927	4.9949	0.70	0.07	0.007	0.005	0.063	0.047	53	40	0.9	0.7	0.66
SQZ0925	4.9481	1.33	0.08	0.005	0.001	0.024	0.006	270	74	1.6	0.4	0.68
SQZ0922	2.9970	3.51	0.14	0.013	0.001	0.038	0.007	447	90	2.5	0.5	0.85
SQZ0924	3.0000	3.39	0.10	0.012	0.001	0.037	0.006	445	77	2.4	0.4	0.82
SQZ0933	2.9830	8.52	0.39	0.027	0.002	0.017	0.002	2397	243	11.7	1.1	0.64
SQZ0932	2.9756	10.24	0.29	0.031	0.001	0.016	0.002	3000	344	14.4	1.6	0.92
SQZ0936	2.9821	34.53	2.22	0.114	0.004	0.020	0.001	8298	780	42.9	3.1	0.63
SQZ0935	3.0313	50.87	0.92	0.168	0.003	0.032	0.001	7726	354	39.9	2.0	0.84

a) SQZ0927, 25, 22, 24 为浸染状矿石; SQZ0933, 32, 36, 35 为块状矿石

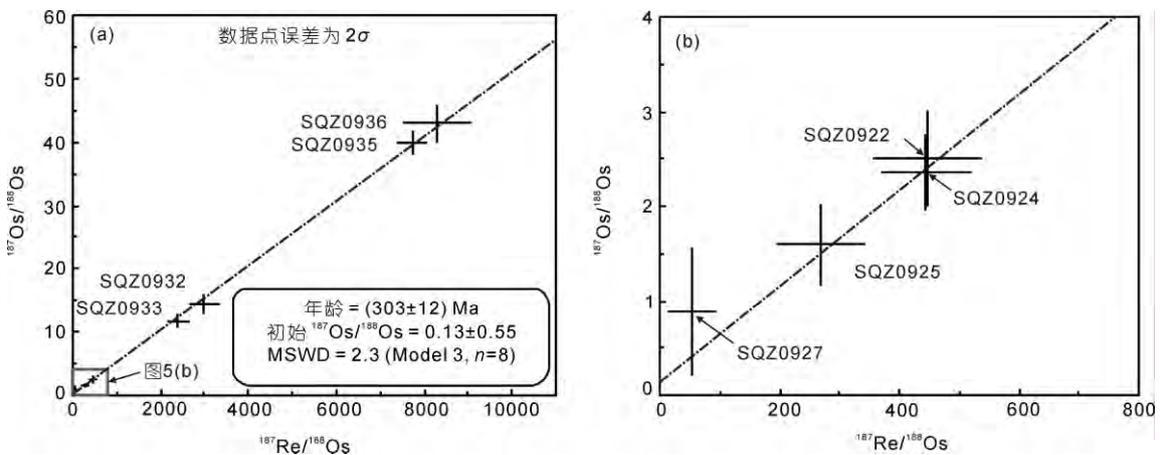


图 5 8 个磁铁矿样品的 Re-Os 等时线年龄图(a)和等时线局部放大图(b)

表 2 磁铁矿与共生的黄铁矿微量元素含量(ppm)及 Re 和普 Os 含量(ppb)对比

	SQZ0922	SQZ0924	SQZ0925	SQZ0927	SQZ0932	SQZ0933	SQZ0935	SQZ0936
Co(磁铁矿)	4.40	2.97	3.47	5.55	2.09	6.63	17.8	11.5
Co(黄铁矿)		894	2875		3693	1037		
Ni(磁铁矿)	3.30	3.14	4.64	5.50	8.20	7.69	7.10	1.30
Ni(黄铁矿)		188	175		309	334		
Cu(磁铁矿)	14.1	28.5	15.6	15.8	13.0	33.9	106	53.3
Cu(黄铁矿)		644	2222		720	1194		
Zn(磁铁矿)	29.1	48.8	52.8	36.4	35.7	21.5	63.1	33.2
Zn(黄铁矿)		12.0	10.3		12.1	10.1		
Mo(磁铁矿)	0.56	0.72	0.53	0.99	3.81	2.08	1.17	3.22
Mo(黄铁矿)		0.49	0.26		2.17	11.2		
Pb(磁铁矿)	2.40	2.44	2.50	2.82	2.03	2.13	12.5	2.56
Pb(黄铁矿)		17.3	19.4		9.46	3.75		
Re(磁铁矿)	3.51	3.39	1.33	0.70	10.2	8.52	50.9	34.5
Re(黄铁矿)		116	79.4		71.9	111		
普 Os(磁铁矿)	0.038	0.037	0.024	0.063	0.016	0.017	0.032	0.020
普 Os(黄铁矿)		0.019	0.024		0.024	0.023		

了保证所分析的 Re 和 Os 含量全部来自于磁铁矿, 而不是混入的硫化物所致, 样品纯度的判别是非常必要的。

选取 Re 含量最高的两个磁铁矿粉末样品 (SQZ0935 和 SQZ0936), 粘于导电带上, 在 EPMA-1600 型电子探针上用 100 μm 束斑进行能谱分析, 实验在中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室进行, 分析结果见图 6。从图 6 上可以看出, 磁铁矿主要由 Fe 和 O 组成, 含有少量 Mg, Al, Si 及 Ca, 未检测出 S, 说明磁铁矿中没有明显的硫化物混入。

磁铁矿及黄铁矿的微量元素含量(表 2)对比表明, 黄铁矿具有非常高的 Co, Ni 和 Cu 含量, 若有少量黄铁矿混入磁铁矿的话, 将造成磁铁矿中这些元素的含量明显升高。假设磁铁矿的纯度为 99%, 有 1% 的黄铁矿混入, 以样品 SQZ0932 为例, 磁铁矿中的 Co, Ni 和 Cu 含量将分别增高 36.9, 3.09 和 7.02 ppm, 而磁铁矿的 Co 含量仅为 2.09 ppm, 明显低于 36.9 ppm, 说明这种假设是不成立的。而且若 Re 含量从 71.9 ppb(黄铁矿)变化到 10.2 ppb(磁铁矿), 则至少有 14% 的黄铁矿混入, 而从微量元素来看这是不可能的。磁铁矿及黄铁矿中非常低的 Pb, Zn 和 Mo 含量也说明了磁铁矿及黄铁矿中并没有混入方铅矿、闪锌矿及辉钼矿等硫化物。以上讨论表明, 磁铁矿中并未混入硫化物, 测定的 Re 和 Os 含量均来自磁铁矿。

6.2 Re 和 Os 含量及意义

沙泉子铜铁矿床磁铁矿具有变化较大的 Re 和 Os 含量, 部分样品 Re 含量明显高于已报道的磁铁矿 (0.04~17 ppb, 大多数 < 1 ppb)(表 3)。Morgan 等(2000) 获得波兰 Suwałki 斜长岩杂岩体中 Fe-Ti-V 和 Fe-Cu-Ni 矿床中的磁铁矿的 Re 和 Os 含量分别为 0.4~1.5 和 0.036~0.144 ppb, 并将 Re 含量的变化解释为磁铁矿中可能存在微米级的硫化物颗粒。但是沙泉子铜铁矿床磁铁矿中 Re 含量的变化不能解释为硫化物的混入, 二者微量元素的巨大差异表明无明显的硫化物混入, Re 含量的变化可能反应了成矿流体的不均一性。磁铁矿的 Re 含量明显低于共生的黄铁矿(表 2 和图 7), 说明热液体系中 Re 在磁铁矿中表现出更强的不相容性, 这与岩浆体系中 Re 在磁铁矿中表现出的性质是一致的(Morgan 等, 2000)。沙泉子铜铁矿床磁铁矿中的 Os 含量与世界上其他的铁氧化矿床是非常相似的(表 3)。磁铁矿和共生黄铁矿的普通 Os 含量没有明显差别(图 7), 但明显低于 Re 含量, 磁铁矿和共生黄铁矿都具有低含量的普通 Os, 说明 Os 在磁铁矿和黄铁矿中均表现出不相容性。由于无法获得成矿流体中的初始 Re 和 Os 含量以及磁铁矿和黄铁矿的矿物生成比例, 因此无法估算 Re 和 Os 在磁铁矿和黄铁矿中的分配系数。

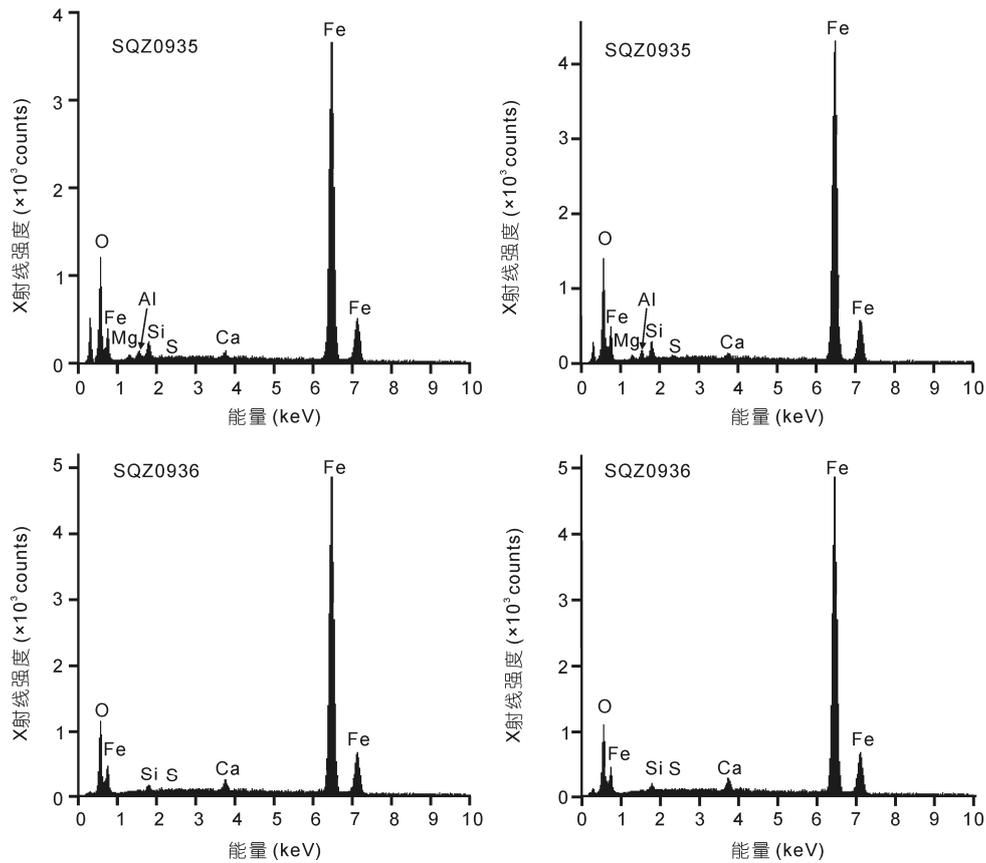


图6 磁铁矿粉末样品电子探针能谱图

表3 不同产出环境磁铁矿 Re 和 Os 含量

产出环境	Re (ppb)	Os (ppt)	等时线年龄(Ma)	参考文献
溢流玄武岩	0.8~17	8~313	177.3	Brauns 等(2000)
溢流玄武岩	0.9~7	47~690	175.4	Zhou 等(2005)
溢流玄武岩	0.5~3	39~670		Chesley 等(1999)
火山岩	0.1~1	7~169		Hart 等(2002)
火山岩	0.3~1	2.6~44		Hart 等(2003)
金伯利岩	0.1~0.8	35~8000	2025	Graham 等(2004)
撞击熔岩	3.2~3.6	30~33	215	Davies(2010)
条带状铁建造(BIF)	0.1~3.4	10~48000		Ripley 等(2008)
Fe-Ti-V 氧化矿床和 Fe-Cu-Ni 硫化物矿床	0.3~1.5	36~114	1559	Morgan 等(2000)
铁氧化物铜金矿床	0.3~6	6~76	110	Mathur 等(2002)
铜金矿床	1.5~2	6~51		Mathur 等(2005)
Fe-Ti 氧化矿床	0.04~0.7	1.8~24		Davies(2010)
铜铁矿床	0.7~51	16~63	303	本次研究

在岩浆体系中,磁铁矿中 Re 和 Os 含量的高低取决于初始熔体中 Re 和 Os 含量以及它们的分配系数 (Righter 等, 1998), 在热液体系中似乎也适用, 即磁铁矿中 Re 和 Os 含量取决于初始流体中 Re 和 Os 含量以及它们的分配系数. 磁铁矿的微量元素表明, 不

同 Re 含量的磁铁矿表现出不尽相同的微量元素球粒陨石标准化(Sun 和 McDonough, 1989)分配型式(图 8), 反应了成矿流体的不均一性和成矿物理化学环境的差异. 具有最低 Re 含量的浸染状磁铁矿样品 SQZ0922, SQZ0924 和 SQZ0925 表现出 Pb 的相对亏

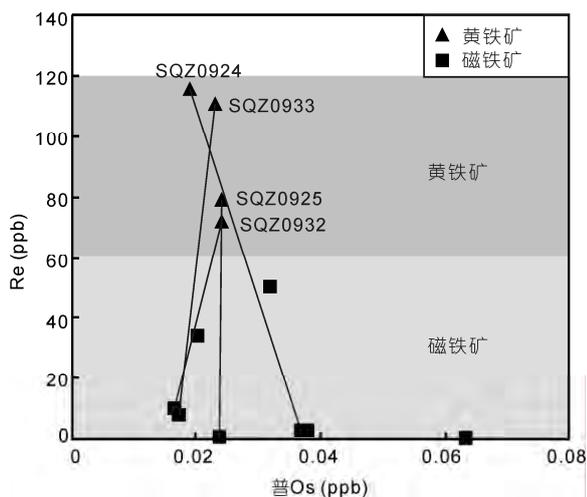


图7 Re 含量与普通 Os 的相关关系(连线代表共生矿物对)

损, 而具有较高 Re 含量的块状磁铁矿样品 SQZ0932, SQZ0933, SQZ0935 和 SQZ0936 表现出 Pb 的相对富集. Pb 具有亲硫性, 在热液矿床中主要以方铅矿的形式存在, 一般在热液的晚期阶段形成, Pb 的相对富集说明这些磁铁矿形成相对较早, 这与手标本也是吻合的. 因此, 磁铁矿中 Re 含量的变化可能是流体不断演化的结果, 在成矿流体演化的早期阶段, 磁铁矿

捕获较多的 Re, 在晚期阶段, 由于 Re 的强烈亲硫性, Re 主要进入硫化物比如黄铁矿中, 造成了晚期磁铁矿中 Re 含量明显低于早期磁铁矿.

6.3 成矿时代及地质意义

8 个磁铁矿样品构成的 Re-Os 等时线年龄为 303 ± 12 Ma, 初始 Os 同位素组成 ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$)_i 为 0.13 ± 0.55 . 尽管初始 Os 同位素组成有较大的误差, 但是 Re 和普 Os 的相关性表明 Re 和普 Os 无相关关系 (图 7), 说明 ^{187}Os 全部来自 Re 的放射性衰变, 在磁铁矿形成之后并没有外来 Os 的加入. 尽管磁铁矿的 Re-Os 等时线年龄的误差较大(4%), 但是与共生黄铁矿的 Re-Os 等时线年龄((295 ± 7) Ma)(Huang 等, 2013)在误差范围内是非常一致的, 证明了 Re-Os 年龄的可靠性. 因此, 磁铁矿的等时线年龄表明沙泉子铜铁矿床形成于 300 Ma 左右, 即形成于晚石炭世.

磁铁矿的 Re-Os 年龄为沙泉子铜铁矿床提供了直接的年代学证据, 对矿床成因的探讨具有重要的意义. 该矿床被认为是与闪长岩有关的矽卡岩矿床 (宋治杰, 1985; 徐晓彤等, 2010), 火山热液-充填交代矿床(宋治杰等, 1983)、矿浆喷溢-贯入型矿床(何大伦等, 1994)、接触变质火山-沉积矿床(姜福芝等, 2002)

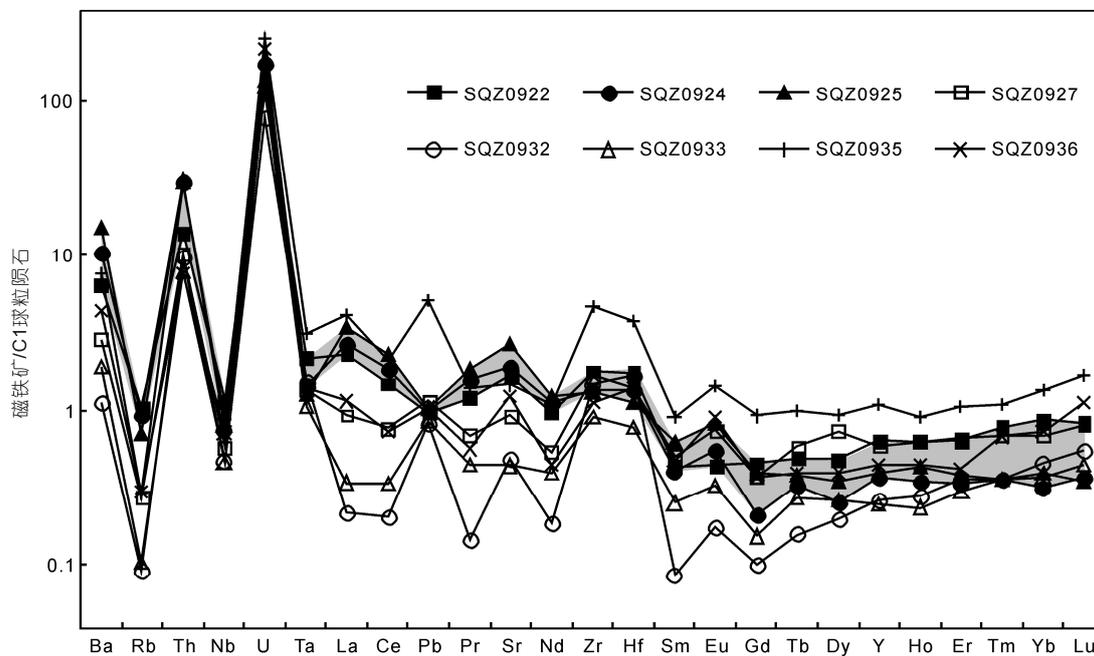


图8 磁铁矿球粒陨石标准化微量元素分配型式

灰色阴影代表磁铁矿 SQZ0922, SQZ0924 及 SQZ0925 的微量元素标准化值范围; C1 球粒陨石值据 Sun 等(1989)

以及喷流沉积矿床(王京彬等, 2006)等. 磁铁矿的 Re-Os 年龄在误差范围内要明显晚于赋矿地层底坎儿组的锆石 U-Pb 年龄((320±1.2) Ma)(李源等, 2011), 且硫化物以黄铁矿、黄铜矿为主而缺少铅锌硫化物, 排除了喷流沉积的可能. 黄铁矿的硫同位素组成 $\delta^{34}\text{S}$ 为 1.2‰~4.7‰(Huang 等, 2013), 平均为 2.8‰, 表明硫为深源成因. 因此, 沙泉子铜铁矿床是一个可能与幔源岩浆作用有关的热液矿床, 由于侵入岩的时限尚未确定, 具体的类型还需进一步的证据.

关于东天山晚古生代的区域成矿与构造演化前人提出了不同的模式(冯益民等, 2002; 毛景文等, 2002; Mao 等, 2005; 王京彬等, 2006; Zhang 等, 2008), 但大致可以分为以下几个阶段: 从泥盆纪到早石炭世, 北天山洋向大南湖-头苏泉岛弧(奥陶纪-志留纪)俯冲, 产生大量泥盆纪火山岩并形成了康古尔增生楔; 从早石炭世到晚石炭世早期, 位于大南湖-头苏泉岛弧之下的北向俯冲可能产生弧后扩张, 导致了阿齐山-雅满苏裂谷的形成. 大量的板内裂谷火山岩(大约 354~319 Ma)发育于该带(肖序常等, 1992; 秦克章等, 2002; 夏林圻等, 2003; Xia 等, 2008). 在岛弧岩浆系统演化的末期, 形成了土屋、延东等斑岩型铜矿床(芮宗瑶和刘玉琳, 2002; 陈富文等, 2005; Zhang 等, 2006); 在晚石炭世期间, 陆-陆碰撞以及弧-陆碰撞导致了康古尔构造带的韧性变形及挤压, 形成了一系列造山带金矿床. 晚石炭世末期, 阿齐山-雅满苏构造带及中天山地块的弧后伸展作用导致了大量的火山岩的侵入, 岩浆活动伴随的热液作用交代了广泛存在的石炭纪火山岩和火山碎屑岩, 从而形成了一系列的(铜)铁矿床, 包括雅满苏铁矿、沙泉子铜铁矿等; 从晚石炭世末期到二叠纪, 主要以碰撞后伸展作用为主, 沿着康古尔断裂发育了大量的基性-超基性侵入体(大约 300~270 Ma)(Qin 等, 2003; Zhou 等, 2004; 韩宝福等, 2004; 吴华等, 2005), 并形成了相应的 Cu-Ni 硫化物矿床和 Fe-V-Ti 氧化物矿床.

因此, 磁铁矿的 Re-Os 年龄表明沙泉子铜铁矿床形成于晚石炭世末期, 构造环境属于弧后伸展环境.

6.4 磁铁矿 Re-Os 同位素体系的进一步应用

沙泉子铜铁矿床的 8 个磁铁矿样品构成了一条很好的等时线, 说明磁铁矿的 Re-Os 体系是保持封闭的. 到目前为止, 关于磁铁矿 Re-Os 定年的研究是非

常有限的, 主要是受磁铁矿中极低的 Re 和 Os 含量的限制, 成功获得等时线年龄的实例较少(表 3). 磁铁矿 Re-Os 等时线年龄的成功测定可能主要受三方面的影响: (1) 磁铁矿的纯度; (2) 磁铁矿中 Re 和 Os 含量; (3) 磁铁矿形成后 Re-Os 体系是否保持封闭. Morgan 等(2000)在研究波兰 Suwałki 斜长岩体赋存的 Fe-Ti-V 氧化矿床和 Fe-Cu-Ni 硫化物矿床时, 获得磁铁矿与其他硫化物的 Re-Os 混合等时线年龄, 并将磁铁矿中的 Re 含量变化解释为有微米级的硫化物颗粒存在, 因此磁铁矿中 Re 的含量代表了最高的含量因为 Re 含量主要受所包裹的硫化物控制, 而等时线年龄也不由磁铁矿控制. 同样的问题也出现在 Mathur 等(2002)及 Yang 等(2008)的研究中, 这些研究默认磁铁矿与其他硫化物的 Re-Os 体系是一致的, 而事实可能并非如此. 因此, 磁铁矿的纯度保证是精确 Re-Os 定年的首要条件.

磁铁矿中 Re 和 Os 含量的高低是能否成功定年的决定性因素, 而 Re 和 Os 含量很大程度上取决于热液流体的成分和性质. Xiong 等(1999)发现在热液体系中, 硬碱离子(F^- , OH^- , O^{2-} , Cl^-)在搬运 Re^{4+} 中起着重要作用, 因为 Re^{4+} 有很高的电离能, 属于硬酸离子, 容易和硬碱离子形成配合物, 而二硫化物、碘化物、溴化物的作用则不大. 当含 Re^{4+} 相以固态形式存在时(如磁铁矿中的 Re), 氧逸度的变化将不会导致含 Re 相的沉淀或溶解. 当含 Re 相为硫化物(如固溶体形式的 ReS_2 存在于辉钼矿中)时, 与 S 有关的氧化还原反应对 Re 的溶解度有很大影响. Xiong 等(2002)研究了超临界状态下热液体系中 ReS_2 和 Re-ReO_2 缓冲对的溶解度以及 Re 的运移体制, 发现 ReS_2 的溶解度比 ReO_2 的溶解度低 2 个数量级, 在含硫的还原性环境下, ReS_2 是主要的溶解度控制相, 且富含 Re 的氧化性溶液与含硫的还原性溶液的混合是 Re 富集的主要机制.

磁铁矿形成之后 Re-Os 体系保持封闭对于成功定年也是非常重要的. Mathur 等(2002)在研究智利铁矿带矿床时, 认为未获得 Re-Os 等时线年龄的磁铁矿样品可能是由于成矿流体从围岩中萃取了 Os, 导致了磁铁矿的 Re-Os 体系发生重置. 但是, Naslund 等(2003)认为所分析的磁铁矿可能并不是同一期次形成的. Peucker-Ehrenbrink 等(1998)的研究发现磁铁矿的氧化性风化会使磁铁矿中的 Os 发生迁移, 但是并

未讨论热液流体对磁铁矿 Re-Os 体系的影响。Yang 等(2008)认为磁铁矿 Re-Os 体系的封闭温度非常低(大约为 400℃), 在矿物结晶后 Os 会发生扩散而重新平衡。Lambert 等(2000)也发现了磁铁矿 Re-Os 体系重置的现象, 但对重置所需要的温度, 压力条件尚未讨论。Davies(2010)认为磁铁矿 Re-Os 体系的封闭温度大约为 250℃, Os 即使在低温环境下也容易发生扩散。

在保证磁铁矿纯度及磁铁矿形成之后未受后期地质事件影响的情况下, 具有较高且变化较大的 Re 和 Os 含量的磁铁矿适用于 Re-Os 同位素定年, 沙泉子铜铁矿床磁铁矿 Re-Os 定年的成功应用为该技术

的推广提供了依据。

7 结论

运用磁铁矿 Re-Os 定年方法成功地对沙泉子铜铁矿床进行了初步的年代学研究。磁铁矿的 Re-Os 等时线年龄在误差范围与共生的黄铁矿 Re-Os 等时线年龄是一致的, 均指示沙泉子铜铁矿床形成于晚石炭世。结合区域构造演化, 该矿床可能形成于弧后伸展环境。磁铁矿 Re-Os 定年方法在该矿床的成功使用指示了良好的应用前景。

致谢 野外工作得到新疆地矿局第六地质大队邓刚总工程师、香港大学高剑峰博士的帮助, 电子探针分析得到中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室郑文勤老师的指导和帮助, 审稿专家提出了建设性的修改意见, 在此表示感谢。

参考文献

- 陈富文, 李华芹, 陈毓川, 等. 2005. 东天山土屋-延东斑岩铜矿田成岩时代精确测定及其地质意义. 地质学报, 79: 256-261
- 方维萱, 高珍权, 贾润辛, 等. 2006. 东疆沙泉子铜和铜铁矿床岩(矿)石地球化学研究与地质找矿前景. 岩石学报, 22: 1413-1424
- 冯益民, 朱宝清, 杨军录, 等. 2002. 东天山大地构造及演化——1:50 万东天山大地构造图简要说明. 新疆地质, 20: 309-314
- 韩宝福, 季建清, 宋彪, 等. 2004. 新疆喀拉通克和黄山东含铜镍矿镁铁-超镁铁杂岩体的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄及其地质意义. 科学通报, 49: 2324-2328
- 何大伦, 周济元, 茅燕石. 1994. 东天山火山型铁矿床的产出特征及成矿机制. 新疆地质科学第五辑. 北京: 地质出版社. 41-53
- 黄小文, 漆亮, 刘莹莹, 等. 2012. 黄铁矿 Re-Os 同位素定年化学前处理若干条件初探. 地球化学, 41: 380-386
- 姜福芝, 秦克章, 方同辉, 等. 2002. 东天山铁矿床类型、地质特征成矿规律与找矿方向. 新疆地质, 20: 379-383
- 李福东, 杨锐楷, 韦贵玉, 等. 1978. 新疆库姆塔格-沙泉子火山-侵入岩区地质特征与富铁矿成矿作用的探讨. 西北地质, (1): 19-25
- 李源, 杨经绥, 张健, 等. 2011. 新疆东天山石炭纪火山岩及其构造意义. 岩石学报, 27: 193-209
- 马瑞士, 舒良树, 孙家齐. 1997. 东天山构造演化与成矿. 北京: 科学出版社. 152-170
- 毛景文, 杨建民, 韩春明, 等. 2002. 东天山铜金多金属矿床成矿系统和成矿地球动力学模型. 地球科学: 中国地质大学学报, 27: 413-424
- 秦克章, 方同辉, 王书来, 等. 2002. 东天山板块构造分区、演化与成矿地质背景研究. 新疆地质, 20: 302-308
- 芮宗瑶, 刘玉琳. 2002. 东天山土屋和延东斑岩铜矿床时代讨论. 矿床地质, 21: 16-22
- 宋治杰. 1985. 新疆哈密火山-杂岩地区一组磁铁矿床的形成条件与成矿作用. 中国地质科学院西安地质矿产研究所文集, 9: 58-73
- 宋治杰, 任秉琛, 王心泉, 等. 1983. 新疆北天山东段南缘火山-侵入杂岩地区雅满苏、黑峰山、沙泉子铁矿床形成条件的研究. 中国地质科学院年报(增刊): 114-115
- 王京彬, 王玉往, 何志军. 2006. 东天山大地构造演化的成矿示踪. 中国地质, 33: 461-469
- 吴华, 李华芹, 莫新华, 等. 2005. 新疆哈密白石泉铜镍矿区基性-超基性岩的形成时代及其地质意义. 地质学报, 79: 498-502
- 夏林圻, 徐学义, 夏祖春, 等. 2003. 天山石炭纪碰撞后裂谷火山作用. 地质学报, 77: 338-360
- 肖序常, 唐延龄, 冯益民, 等. 1992. 新疆北部及其邻区大地构造. 北京: 地质出版社. 169-171
- 徐晓彤, 袁万明, 龚庆杰, 等. 2010. 利用裂变径迹定年分析新疆沙泉子铜铁矿成矿时代. 中国矿业, 19: 105-108
- 阎文元. 1977. 哈密沙泉子地区火山岩及铜铁矿床成矿特征. 西北地质, 10-18
- 杨建明, 张玉君, 邓刚, 等. 2008. 中国天山铜矿带找矿靶区优选. 北京: 地质出版社
- 杨兴科, 陶洪祥, 罗桂昌, 等. 1996. 东天山板块构造基本特征. 新疆地质, 14: 221-227
- Arne D C, Bierlin F P, Morgan J W, et al. 2001. Re-Os dating of sulfides associated with gold mineralization in central Victoria, Australia. Econ Geol, 96: 1455-1459
- Brauns C M, Hergt J M, Woodhead J D, et al. 2000. Os isotopes and the origin of the Tasmanian Dolerites. J Petrol, 41: 905-918
- Chesley J T, Rudnick R L, Lee C T. 1999. Re-Os systematics of mantle xenoliths from the East African Rift: Age, structure, and history of the

- Tanzanian craton. *Geochim Cosmochim Acta*, 63: 1203–1217
- Davies J. 2010. Re-Os geochronology of Oxide Minerals. Master Thesis. Edmonton: University of Alberta. 1–155
- Frei R, Nagler T F, Schonberg R, et al. 1998. Re-Os, Sm-Nd, U-Pb, and stepwise lead leaching isotope systematics in shear-zone hosted gold mineralization: Genetic tracing and age constraints of crustal hydrothermal activity. *Geochim Cosmochim Acta*, 62: 1925–1936
- Graham S, Lambert D, Shee S. 2004. The petrogenesis of carbonatite, melnoite and kimberlite from the Eastern Goldfields Province, Yilgarn Craton. *Lithos*, 76: 519–533
- Hart G L, Johnson C M, Hildreth W, et al. 2003. New osmium isotope evidence for intracrustal recycling of crustal domains with discrete ages. *Geology*, 31: 427–430
- Hart G L, Johnson C M, Shirey S B, et al. 2002. Osmium isotope constraints on lower crustal recycling and pluton preservation at Lassen volcanic center, CA. *Earth Planet Sci Lett*, 199: 269–285
- Huang X W, Qi L, Gao, J F, et al. 2013. First reliable Re-Os ages of pyrite and stable isotope compositions of Fe(-Cu) deposits in the Hami region, Eastern Tianshan Orogenic Belt, NW China. *Resour Geol*, 63, 166–187
- Lambert D D, Frick L R, Foster J G, et al. 2000. Re-Os isotope systematics of the Voisey's Bay Ni-Cu-Co magmatic sulfide system, Labrador, Canada: II. Implications for parental magma chemistry, ore genesis, and metal redistribution. *Econ Geol*, 95: 867–888
- Ludwig K R. 1980. Calculation of uncertainties of U-Pb isotope data. *Earth Planet Sci Lett*, 46: 212–220
- Ludwig K R. 2003. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 4: 1–70
- Mao J W, Goldfarb R J, Wang Y T, et al. 2005. Late Paleozoic base and precious metal deposits, East Tianshan, Xinjiang, China: Characteristics and geodynamic setting. *Episodes*, 28: 23–30
- Mathur R, Marschik R, Ruiz J, et al. 2002. Age of mineralization of the Candelaria Fe oxide Cu-Au deposit and the origin of the Chilean iron belt, based on Re-Os isotopes. *Econ Geol*, 97: 59–71
- Mathur R, Tittley S, Ruiz J, et al. 2005. A Re-Os isotope study of sedimentary rocks and copper-gold ores from the Ertzberg District, West Papua, Indonesia. *Ore Geol Rev*, 26: 207–226
- Morelli R M, Creaser R A, Selby D, et al. 2004. Re-Os Sulfide geochronology of the Red Dog Sediment-Hosted Zn-Pb-Ag deposit, Brooks Range, Alaska. *Econ Geol*, 99: 1569–1576
- Morgan J W, Stein H J, Hannah J L, et al. 2000. Re-Os study of Fe-Ti-V oxide and Fe-Cu-Ni sulfide deposits, Suwalki anorthosite massif, northeast Poland. *Miner Depos*, 35: 391–401
- Naslund H R, Lledo H, Henriquez F. 2003. Age of mineralization of the Candelaria Fe oxide Cu-Au deposit and the origin of the Chilean iron belt, based on Re-Os isotopes—A discussion. *Econ Geol*, 98: 1047–1052
- Peucker-Ehrenbrink B, Blum J D. 1998. Re-Os isotope systematics and weathering of Precambrian crustal rocks: Implications for the marine osmium isotope record. *Geochim Cosmochim Acta*, 62: 3193–3203
- Qi L, Zhou M F, Gao J, et al. 2010. An improved Carius tube technique for determination of low concentrations of Re and Os in pyrites. *J Anal At Spectrom*, 25: 585–589
- Qi L, Zhou M F, Wang C Y, et al. 2007. Evaluation of a technique for determining Re and PGEs in geological samples by ICP-MS coupled with a modified Carius tube digestion. *Geochem J*, 41: 407–414
- Qin K Z, Zhang L C, Xiao W J, et al. 2003. Overview of major Au, Cu, Ni and Fe deposits and metallogenic evolution of the eastern Tianshan Mountains, Northwestern China. In: Mao J W, Goldfarb R J, Seltmann R, et al, eds. *Tectonic Evolution and Metallogeny of the Chinese Altay and Tianshan*. London: IAGOD Guidebook Series 10, CERCAMS/NHM. 227–248
- Righter K, Chesley J T, Geist D, et al. 1998. Behavior of Re during magma fractionation: An example from Volcan Alcedo, Galapagos. *J Petrol*, 39: 785–795
- Ripley E M, Shafer P, Li C, et al. 2008. Re-Os and O isotopic variations in magnetite from the contact zone of the Duluth Complex and the Biwabik Iron Formation, northeastern Minnesota. *Chem Geol*, 249: 213–226
- Schoenberg R, Nagler T F, Kramers J D. 2000. Precise Os isotope ratio and Re-Os isotope dilution measurements down to the picogram level using multicollector inductively coupled plasma mass spectrometry. *Int J Mass spectrom*, 197: 85–94
- Selby D, Kelley K D, Hitzman M W, et al. 2009. Re-Os sulfide (bornite, chalcopyrite, and pyrite) systematics of the carbonate-hosted copper deposits at Ruby Creek, southern Brooks range, Alaska. *Econ Geol*, 104: 437–444
- Stein H J, Markey R J, Morgan J W, et al. 1997. Highly precise and accurate Re-Os ages for molybdenite from the East Qinling molybdenum belt, Shaanxi Province, China. *Econ Geol*, 92: 827–835
- Stein H J, Morgan J W, Schersten A. 2000. Re-Os dating of low-level highly radiogenic (LLHR) sulfides: The Harnas gold deposit, southwest Sweden, records continental-scale tectonic events. *Econ Geol*, 95: 1657–1671

- Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. *Geol Soc London Spec Publ*, 42: 313–345
- Wendt I, Carl C. 1991. The statistical distribution of the mean squared weighted deviation. *Chem Geol*, 86: 275–285
- Xia L Q, Xia Z C, Xu X Y, et al. 2008. Relative contributions of crust and mantle to the generation of the Tianshan Carboniferous rift-related basic lavas, northwestern China. *J Asian Earth Sci*, 31: 357–378
- Xiong Y, Wood S A. 2002. Experimental determination of the hydrothermal solubility of ReS_2 and the Re- ReO_2 buffer assemblage and transport of rhenium under supercritical conditions. *Geochem Trans*, 3: 1–10
- Xiong Y, Wood S A. 1999. Experimental determination of the solubility of ReO_2 and the dominant oxidation state of rhenium in hydrothermal solutions. *Chem Geol*, 158: 245–256
- Yang S, Qu W, Tian Y, et al. 2008. Origin of the inconsistent apparent Re-Os ages of the Jinchuan Ni-Cu sulfide ore deposit, China: Post-segregation diffusion of Os. *Chem Geol*, 247: 401–418
- Zhang L C, Qin K Z, Xiao W J. 2008. Multiple mineralization events in the eastern Tianshan district, NW China: Isotopic geochronology and geological significance. *J Asian Earth Sci*, 32: 236–246
- Zhang L C, Xiao W J, Qin K Z, et al. 2006. The adakite connection of the Tuwu-Yandong copper porphyry belt, eastern Tianshan, NW China: Trace element and Sr-Nd-Pb isotope geochemistry. *Miner Depos*, 41: 188–200
- Zhou J, Jiang S, Wang X, et al. 2005. Re-Os isochron age of Fankeng basalts from Fujian of SE China and its geological significance. *Geochem J*, 39: 497–502
- Zhou M F, Michael Leshner C, Yang Z, et al. 2004. Geochemistry and petrogenesis of 270 Ma Ni-Cu-(PGE) sulfide-bearing mafic intrusions in the Huangshan district, Eastern Xinjiang, Northwest China: Implications for the tectonic evolution of the Central Asian orogenic belt. *Chem Geol*, 209: 233–257