

东天山觉罗塔格构造带火山岩的 铅同位素组成及意义

侯广顺^{1,2} 唐红峰¹ 刘丛强³ 赵志琦³

(1. 中国科学院地球化学研究所地球深部物质与流体作用地球化学研究室, 贵州 贵阳 550002;

2. 中国科学院研究生院, 北京 100049; 3. 中国科学院地球化学研究所环境地球化学国家重点实验室, 贵州 贵阳 550002)

摘要: 笔者报道了东天山觉罗塔格构造带中企鹅山群、雅满苏组火山岩和土屋铜矿的斜长花岗斑岩及铜矿石的铅同位素组成, 进一步讨论了该成矿带的构造演化。企鹅山群火山岩的铅同位素位于地球演化线的右侧, 与北半球铅同位素演化线相比, 具有弱富集的特征。斜长花岗斑岩及铜矿石的铅同位素分布在企鹅山群范围之内, 与之相似。雅满苏组比企鹅山群富放射成因铅, 也具有弱富集的特征。在铅构造模式图解中, 企鹅山群位于地幔演化线上, 雅满苏组位于造山带演化线附近。雅满苏组的铅同位素具有线性排列特征, 位于企鹅山群和中天山花岗岩之间, 指示两端混合的趋势。企鹅山群和雅满苏组火山岩都随着流体交代作用的加强, 越来越贫放射成因铅, 指示交代地幔楔的流体应主要来自蚀变洋壳, 而没有泥质沉积物的参与。雅满苏组比企鹅山群富放射成因铅主要是由于其陆壳基底厚度较大, 较强的陆壳混染造成的。

关键词: Pb 同位素组成; 火山岩; 企鹅山群; 雅满苏组; 土屋铜矿; 东天山; 觉罗塔格

中图分类号: P597+.2 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-3657(2006)03-0509-07

土屋—延东大型斑岩铜矿的发现是近年来东天山地区地质工作的一大突破, 对觉罗塔格构造带的找矿具有重要意义^[1-4]。由于研究基础薄弱, 前人尽管对觉罗塔格构造带提出了不同构造背景、归属的认识^[2-5], 但还缺乏系统的地球化学研究。

笔者通过觉罗塔格构造带石炭纪火山岩元素地球化学和 Sr、Nd 同位素地球化学研究, 支持康古尔塔格洋在早石炭纪双向俯冲, 南北两侧分别形成雅满苏岛弧和企鹅山岛弧的认识^[6-9]; 并认为由于准噶尔板块的陆壳较薄, 企鹅山群火山岩没有遭受明显的陆壳混染, 而中天山陆壳基底较厚, 使雅满苏组火山岩遭受明显的陆壳混染^[9]。对于具有重要示踪意义的铅同位素, 除少量花岗岩的资料外^[7], 尚缺乏火山岩的资料。笔者在前面研究的基础上, 报道了企鹅山群和雅满苏组火山岩、土屋斑岩铜矿矿石和赋矿斜长花岗斑岩的 Pb 同位素组成, 对区域构造演化做进一步的讨论。

1 地质概况

觉罗塔格构造带南以阿其克库都克—尾亚断裂为界, 北

界在吐哈盆地南缘, 西起托克逊以东, 东至甘肃—新疆交界, 是中国东天山重要的构造—成矿带。研究区位于塔里木板块与准噶尔板块的结合部位, 中天山古隆起带东北缘, 主要出露有企鹅山群、雅满苏组、干墩组和梧桐窝子组(图 1)。

企鹅山群包括 3 个岩组: 第一组紧邻康古尔塔格断裂分布, 主要由碎屑岩类组成; 第二组构成企鹅山群的主体部分, 主要由中基性熔岩组成, 岩性为玄武岩、玄武安山岩和安山岩等; 第三组紧邻大草滩断裂分布, 主要由碎屑岩及中酸性火山岩组成。土屋斜长花岗斑岩侵入位于铜矿床分布于第二、三组的分界处^[1]。企鹅山群形成于 334 Ma 左右^[10], 与斜长花岗斑岩的成岩年龄相同^[10]。

干墩组分布在康古尔塔格断裂与雅满苏断裂之间, 分为上、下两个亚组, 时代为早石炭世晚期^[7]。下亚组原岩由粉砂岩、细砂岩、硅质岩和细碧岩组成; 上亚组由未变质的层纹状灰岩、砂岩、凝灰岩组成。梧桐窝子组分布在康古尔塔格断裂与雅满苏断裂之间, 与干墩组呈断裂接触关系。梧桐窝子组为一套海相基性火山岩—细碧岩—硅质岩—碳酸盐岩建造, 时代可能为晚石炭世^[11]。

收稿日期: 2006-02-08; 改回日期: 2006-04-12

基金项目: 国家重点基础研究发展规划项目(2001CB409805)及 2002 年度中国科学院西部之光计划项目共同资助。

作者简介: 侯广顺, 男, 1979 年生, 博士生, 地球化学专业; E-mail: hougguangshun666@163.com。

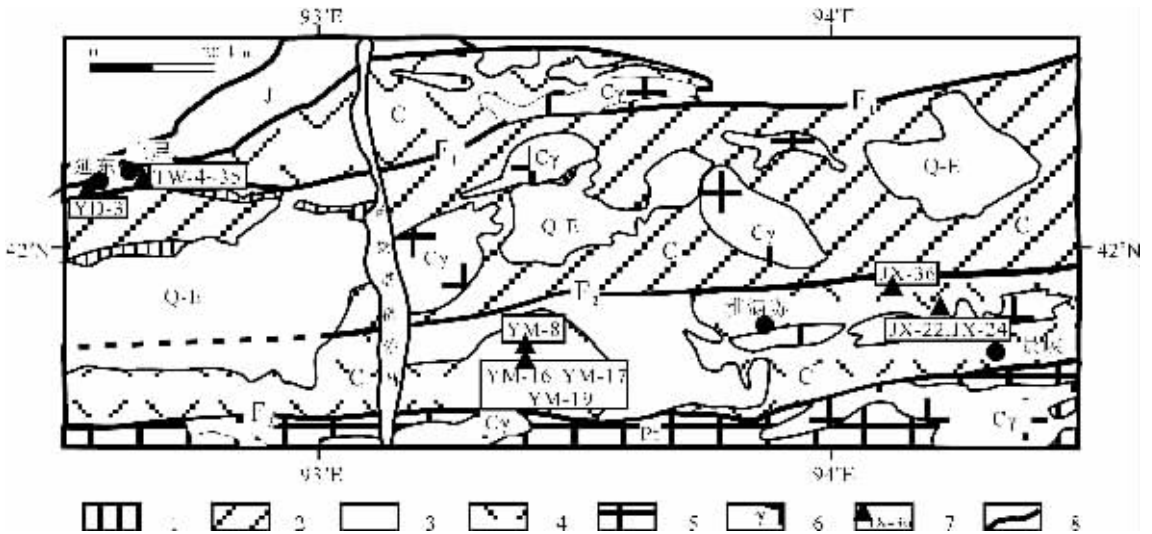


图 1 觉罗塔格构造带区域地质及采样位置简图

Q-E—新生界;J—侏罗系;C—石炭系;Pt—元古界;1—梧桐窝子组;2—干墩组;3—企鹅山群;4—雅满苏组;5—星星峡群;
6—花岗岩;7—样品位置及编号;8—断裂;F₁—康古尔塔格断裂;F₂—雅满苏断裂;F₃—阿齐克库都克—尾亚断裂

Fig. 1 Simplified map showing the regional geology of the Qoltag ore belt and the sampling location

Q-E—Quaternary; J—Jurassic; C—Carboniferous; Pt—Proterozoic; 1—Wutongwozi Formation; 2—Gandun Formation; 3—Qi'eshan Group;
4—Yanmansu Formation; 5—Xingxingxia Group; 6—Granite; 7—Sampling location and number; 8—Fault;
F₁—Kanguertag Fault; F₂—Yanmansu Fault; F₃—Aqqik Kuduk—Weiya fault

表 1 企鹅山群和雅满苏组火山岩、土屋铜矿斜长花岗斑岩和矿石的铅同位素组成

Table 1 Pb isotopic composition for volcanic rocks in the Qi'eshan Group and Yamansu Formation and plagiogranite porphyries and ores in the Tuwu copper deposit

来源	样品	岩性	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb _i	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb _i	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb _i	U	Th	Pb	Ce
企鹅山群	TW-4	玄武岩	18.0065±5	15.4966±4	37.7288±11	17.838	15.488	37.439	0.24	1.30	4.76	34.7
	TW-4-1	玄武岩	18.0510±6	15.5021±4	37.7737±15	17.816	15.490	37.458	0.24	1.00	3.36	36.6
	TW-6-1	安山岩	18.6227±4	15.5064±4	38.1529±9	17.733	15.459	37.367	1.41	3.84	5.26	22.7
	TW-7	玄武岩	18.0716±5	15.4799±8	37.8663±11	17.830	15.467	37.659	0.26	0.68	3.51	18.0
	TW-8	玄武岩	18.0064±4	15.4763±9	37.7241±11	17.768	15.464	37.469	0.44	1.45	6.02	42.0
	TW-9	玄武安山岩	17.9973±4	15.4791±18	37.7748±7	17.795	15.468	37.587	0.31	0.90	5.10	19.3
	TW-10	玄武岩	17.9888±5	15.4683±3	37.6465±9	17.775	15.457	37.474	0.40	1.00	6.14	21.1
	TW-12	玄武岩	17.9176±4	15.4571±4	37.6016±10	17.767	15.449	37.460	0.18	0.53	3.98	14.1
	TW-12	玄武岩	17.9176±4	15.4571±4	37.6016±10	17.767	15.449	37.460	0.18	0.53	3.98	14.1
	YD-3	玄武安山岩	17.8721±4	15.4665±3	37.5248±9	17.771	15.461	37.458	0.24	0.48	7.64	16.4
雅满苏组	YM-8	细碧岩	18.2256±5	15.5273±5	38.0279±12	17.841	15.507	37.704	0.57	0.87	2.86	37.6
	YM-16	辉绿岩	18.0834±3	15.5363±4	37.9462±8	17.990	15.531	37.867	1.31	0.86	11.6	32.3
	YM-17	玄武岩	18.3281±3	15.5826±3	38.1978±7	18.105	15.571	38.010	1.11	1.66	9.49	88.4
	YM-19	粒玄武岩	18.1636±4	15.5498±4	38.0396±15	17.992	15.541	37.895	0.75	1.47	10.9	49.8
	JX-22	细碧岩	18.4538±5	15.6046±5	38.4005±13	18.090	15.585	38.095	1.95	6.99	24.7	107
	JX-24	细碧岩	18.5967±4	15.6110±4	38.4666±9	17.998	15.579	37.963	1.14	3.30	7.11	138
花岗岩和矿石	JX-36	玄武岩	18.2208±2	15.5666±3	38.2283±6	17.939	15.552	37.991	0.32	0.96	4.32	27.2
	TW-33	花岗斑岩	17.9134±7	15.4728±6	37.6570±16	17.797	15.467	37.434	0.20	1.18	5.60	
	TW-35	花岗斑岩	18.0591±3	15.4800±3	37.7492±7	17.831	15.468	37.461	0.36	1.41	5.19	
	TW-19	黄铜矿	17.8170±4	15.4730±4	37.5222±11							
	TW-20	黄铜矿	17.8199±4	15.4733±4	37.5180±10							
	TW-21	黄铜矿	17.8059±4	15.4641±4	37.4779±10							
TW-22	黄铜矿	17.8112±4	15.4672±4	37.4988±10								

注:铅同位素比值 ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb 和 ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb 的误差为 2σ, 数字与比值的末位对齐; ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb_i, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb_i 和 ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb_i 表示校正到 334 Ma 的初始值, 校正方法见正文; 样品的微量元素(U, Th, Pb, Ce)由溶液 ICP-MS 法分析, 单位 μg/g。

雅满苏组火山岩南侧以阿齐克库都克—尾亚断裂为界与中天山古隆起带的星星峡群相隔,北侧以雅满苏断裂为界。据区域资料^[20,22],雅满苏组属于早石炭世,与企鹅山群时代相当。雅满苏组主要由中酸性火山岩组成,包括玄武岩、安山岩、英安岩和流纹岩等岩类。

2 样品及分析方法

笔者采集了企鹅山群和雅满苏组的中基性火山岩样品,野外路线斜向穿越了觉罗塔格构造带。在土屋矿区,还采集了赋矿斜长花岗斑岩样品,并从矿石样品中分离出了黄铜矿和黄铁矿单矿物进行铅同位素分析。采样位置见图 1。

企鹅山群样品采自土屋铜矿南大约 3 km,垂直企鹅山群走向由南向北采集。玄武岩样品较新鲜,为深绿色、紫红色等,块状构造,少数为杏仁状构造。经薄片鉴定,玄武岩样品为斑状结构,斑晶为斜长石和辉石,部分辉石蚀变成绿泥石,斜长石也有部分绢云母化,基质以隐晶质和玻璃质为主。安山岩样品较新鲜,为灰白色,块状构造。

雅满苏组火山岩采自景峡矿区和雅满苏铁矿区的外围。样品呈深绿色、紫红色等,斑状结构,块状构造。斑晶主要为斜长石、辉石,基质为隐晶质。部分辉石已绿泥石化,但保留辉石假象。斜长石呈板状、长条状。

斜长花岗斑岩采自矿区内有代表性岩体。斜长花岗斑岩为斑状结构,块状构造。斑晶主要为钠长石,石英及少量黑云母。矿石为典型的细脉浸染型、细脉状和斑点状结构。金属矿物的组成主要是黄铜矿、黄铁矿,还有少量辉钼矿、辉铜矿和蓝辉铜矿等。黄铜矿和黄铁矿等从矿石样品用常规方法选出,纯度超过 95%。

样品的前处理在超净实验室进行,铅同位素比值在中国科学院地球化学研究所环境地球化学国家重点实验室的 Nu Plasma 多接受等离子质谱(MC-ICP-MS)上测试。NBS981 标样测定结果为: $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{Pb}=16.9373\pm 0.0013$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{Pb}=15.4918\pm 0.0007$ 、 $^{208}\text{Pb}/^{238}\text{Pb}=36.7008\pm 0.0031$ ($n=34$)。结果见表 1。

3 Pb 同位素初始组成的校正

对于古生代的火成岩样品,如何合理的扣除放射成因铅的积累是一个重要问题。

Zartman and Doe^[23]在其铅构造模式中,估算现今地壳的 $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ 比值在 3.5 左右。根据模拟计算结果认为地壳岩石的 $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ 在 8.5 左右^[24]。按照上述 μ 、 κ 参数,对于 334 Ma 的火山岩, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 的后期积累相对于初始值大致分别在 2.5%、0.15%和 1%。由于不同样品具有不同的母子体同位素比值,若都按照上述参数,可能出现偏差。

第二种校正方法,按样品 U、Th 和 Pb 含量及 Pb 同位素比值,计算出 μ 、 κ 值,进行校正。ICP-MS 测试的 U、Th 和 Pb 含量的相对误差一般在 10%左右。以企鹅山群样品为例,

经 334 Ma 的衰变积累,由此导致的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 的误差传递分别小于 1%、0.1%和 0.1%。除 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 的误差传递相对偏大, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 都与测试误差接近,表明该校正方法是可行的。对于岛弧火山岩,样品往往遭受后期蚀变,对于活动性很强的 U 来说,很可能发生后期调整。相对而言,Th 不易受后期蚀变的影响。U 和 Th 在地幔部分熔融情况下,都是强不相容元素。同一套火山岩在没有遭受蚀变的情况下,U、Th 一般具有明显的线性关系。本文企鹅山群火山岩样品的 U、Th 含量就具有明显的线性关系(表 1),表明没有发生较明显的后期调整^[25]。雅满苏组的火山岩样品整体上也具有较明显的线性关系,但部分样品的 U 含量明显偏高,可能指示了后期蚀变。

综合上述两种校正的特点,笔者对雅满苏组火山岩样品采用如下方法:以样品的 Th 含量为准,根据企鹅山群火山岩和雅满苏组弱蚀变样品的 Th-U 线性拟合关系,计算出雅满苏组的 U 含量,然后按照第二种方法进行校正,结果见表 1。因为黄铜矿和黄铁矿中的 U、Th 含量很低,而 Pb 含量很高,可以不考虑成矿后的积累效应。

4 Pb 同位素组成

从表 1 可以看出,企鹅山群火山岩、斜长花岗斑岩的铅同位素组成变化范围非常小。企鹅山群火山岩的初始 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 组成分别为 17.733~17.838、15.449~15.490 和 37.367~37.659。矿石样品的铅同位素组成变化也很小, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 分别为 17.8059~17.8199、15.4641~15.4733 和 37.4779~37.5222,两个斜长花岗斑岩也全部落在围岩和矿石的变化范围之内。

相对而言,雅满苏组火山岩的铅同位素组成具有较大的变化范围, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 组成为 18.083 4~18.596 7、15.527 3~15.610 0 和 37.946 2~38.466 6。其中,除样品 YM-8 外,其他 6 件样品的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 表现出明显的线性关系,可以获得 2533 ± 200 Ma 的 Pb-Pb 全岩等时线年龄(Isoplot 程序计算,图略)。考虑到俯冲带环境下普遍的壳-幔物质交换^[26],笔者认为该等时线是由混合作用形成的假等时线,不具有明确的年代学意义。雅满苏组火山岩的铅同位素经校正后,初始值仍具有较大的变化范围, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 分别为 17.841~18.105、15.507~15.585 和 37.704~38.095。

在 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 初始组成图解(图 2)中,企鹅山群火山岩、斜长花岗斑岩和矿石的铅同位素组成落在很小的范围内。它们都位于地球演化线的右侧(334 Ma 地球演化线),说明经历了两阶段以上的演化历史。与北半球参考线相比,样品具有偏高的 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 组成,具有类似 EM II 型地幔的铅同位素组成特征^[27]。按照 Hart^[27]提出的 $\Delta 7/4\text{Pb}$ 和 $\Delta 8/4\text{Pb}$ 指标, $\Delta 7/4\text{Pb}$ 为 3.2~6.7, $\Delta 8/4\text{Pb}$ 为 22~47,说明铅同位素组成具有弱的富集特征。与企鹅山群火山岩相比,

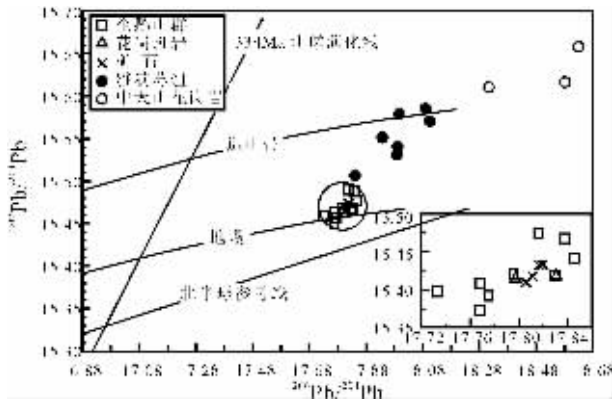


图2 企鹅山群、雅满苏组和矿区样品 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图解(中天山花岗岩资料据参考文献[17])

Fig. 2 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagram for samples from the Qi'eshan Group, Yamansu Formation and ore district (the granite data of the Central Tianshan from reference [17])

雅满苏组整体上具有偏高的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值,显示富放射成因铅同位素组成。雅满苏组火山岩的铅同位素组成也都落在地球演化线的右侧,具有比北半球参考线偏高的 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 组成, $\Delta 7/4\text{Pb}$ 和 $\Delta 8/4\text{Pb}$ 分别为 9.3~15.4 和 47.5~84.1,也具有 EM II 型地幔的铅同位素组成特征。根据铅构造模式,企鹅山群火山岩、斜长花岗岩和矿石样品在 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图解中(图2)都落在地幔演化线附近,这指示它们具有幔源的铅同位素组成特征,没有明显的陆壳物质加入。而雅满苏组火山岩更靠近造山带演化线,指示有陆壳物质参与^[23]。

在 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图解中(图3),雅满苏组火山岩呈明显的线性排列趋势,位于企鹅山群火山岩和中天山花岗岩之间,表现出两端员混合的趋势。与 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图解结果相联系,表明雅满苏组比企鹅山群富放射成因的铅同位素组成,并且显示两端员混合的趋势。中天山花岗岩形成于泥盆纪末期,具有较老的钨同位素模式年龄,是中天山陆壳部分熔融的产物,其铅同位素应能代表中天山陆壳基底^[7]。这表明雅满苏组很可能受到了中天山陆壳物质的混染。

5 铅同位素的示踪

参与岛弧火山岩的物质源区包括地幔楔、俯冲洋壳、泥质沉积物及析出流体等^[24]。在某些情况下,俯冲板片也会发生熔融,对上覆地幔楔进行交代^[25]。对于在陆壳基底上发育的岛弧,还可能会有陆壳物质的混染等,使火山岩的源区更为复杂。

Pb 是非常活泼的流体活动性元素,在俯冲板片的脱水过程中会进入地幔楔,使岛弧火山岩明显富集 Pb^[30]。在地幔部分熔融的情况下,Pb 和 Ce 具有相似的分配系数,但是在流体中,Ce 的分配系数比 Pb 偏小,从而使岛弧火山岩具有比

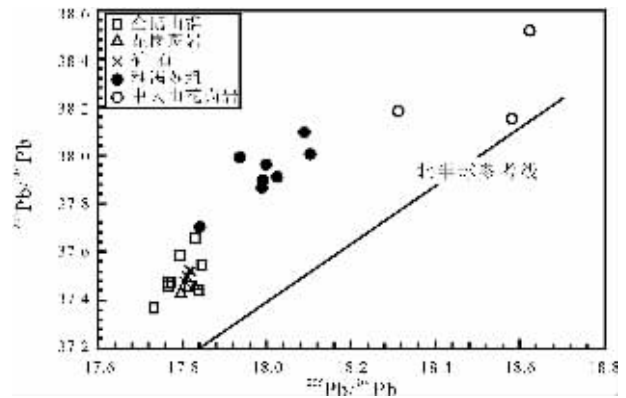


图3 企鹅山群、雅满苏组和矿区样品 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图解(中天山花岗岩资料据文献[17])

Fig. 3 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagram for samples from the Qi'eshan Group, Yamansu Formation and ore district (the granite data of the Central Tianshan from reference [17])

洋中脊玄武岩明显偏高的 Pb/Ce 值^[30~32]。因此,Pb/Ce 比值可以作为地幔楔遭受流体交代强度的指标。由于不同来源的 Pb 具有不同的同位素组成,岛弧火山岩的初始铅同位素组成能够对其来源进行示踪。

在 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - Pb/Ce 图解中(图4),随着 Pb/Ce 比值的增大,企鹅山群火山岩的铅同位素初始组成呈缓慢下降趋势。这说明随着流体交代的增强,铅同位素组成越来越贫放射成因铅,指示交代流体的铅同位素组成比地幔源区还贫放射成因铅。这说明流体不太可能来自于泥质沉积物的脱水,因为泥质沉积物富放射成因铅,会出现随交代程度增强而逐渐富放射成因铅同位素组成的特征。雅满苏组火山岩样品的 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - Pb/Ce 变异特征整体上与企鹅山群相似,随着 Pb/Ce 比值的增大,出现逐渐下降的趋势。说明交代流体也比雅满苏组初始岩浆具有贫放射成因铅的特征,交代流体应主要来自蚀变洋壳。

土屋斜长花岗岩斑岩具有埃达克岩的特征,是俯冲洋壳板片部分熔融的产物^[33]。据芮宗瑶等^[3]的资料,斜长花岗岩斑岩的 Sr-Nd 同位素组成都接近于洋中脊玄武岩,矿石的 S 同位素组成集中在零点左右,指示幔源硫同位素的特征。铅同位素资料也与上述结论相一致,具有幔源特征(图2)。这是因为自洋壳形成到其再发生部分熔融形成埃达克岩,时间间隔并不长,所以斜长花岗岩斑岩仍保留了幔源的同位素组成特征。实验岩石学结果表明,当洋壳在角闪岩相至榴辉岩相脱水的条件下,其上覆的泥质沉积物就会熔融^[34]。企鹅山群岛弧火山岩的铅同位素组成没有显示出陆壳物质的组成信息(图2),表明在洋壳俯冲的过程中,其上没有发育明显的泥质沉积物,或者泥质沉积物作为增生楔而停留在弧前地区,这就排除了俯冲沉积物参与企鹅山群源区的可能性。

对于雅满苏组火山岩相对企鹅山群富集放射成因的铅

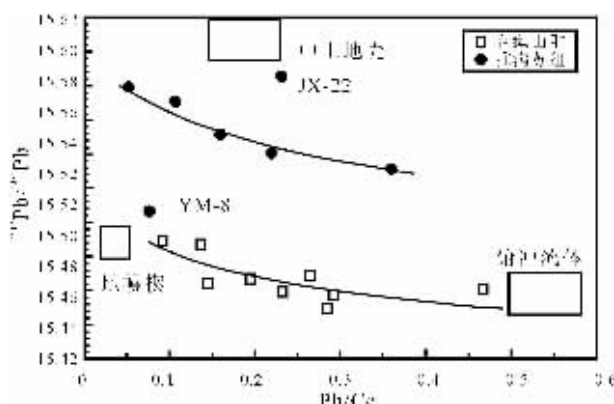


图4 企鹅山群和雅满苏组样品 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Pb/Ce图解

Fig. 4 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Pb/Ce diagram for samples from the Qi'eshan Group and Yamansu Formation

同位素组成,笔者推测为古老陆壳物质的混染造成的。主要证据是:雅满苏组火山岩的现今铅同位素组成具有线性排列的特征,可以构成较好的假等时线;在 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图解中,雅满苏组落在造山带演化线上; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Pb/Ce图解基本排除了流体交代造成雅满苏组火山岩的铅同位素富集的可能性;雅满苏组火山岩的铅同位素组成明显位于企鹅山群和中天山花岗岩形成的混合线上(图2~3)。值得注意的是,图4中YM-8和JX-22两个样品比较分散。Sr-Nd同位素组成表明,YM-8和JX-22可以作为两个极端。其中YM-8与企鹅山群Sr-Nd同位素组成相似,基本上保留了地幔源区的同位素组成特征,而JX-22表现出明显的陆壳物质混染,可以作为遭受最大程度陆壳物质混染的代表^[6]。在铅同位素组成上,也表现出这种特征,即没有遭受陆壳混染的YM-8样品与企鹅山群具有相接近的铅同位素组成,而遭受陆壳混染的JX-22的 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 明显升高。

6 讨论和结论

铅同位素组成表明,企鹅山群火山岩具有幔源的铅同位素组成特征,遭受了来自蚀变洋壳流体的交代作用,但没有泥质沉积物和陆壳物质的参与。雅满苏组具有比企鹅山群富放射成因铅同位素组成,并且具有明显的线性排列特征,大致落在企鹅山群火山岩和中天山花岗岩两端员之间,遭受了陆壳物质混染,流体交代作用不是造成其铅同位素组成明显富集的原因。

企鹅山群火山岩没有遭受陆壳物质的混染,而雅满苏组火山岩遭受了陆壳物质混染,很可能反映了其上覆陆壳基底厚度的差异。准噶尔板块基底的性质还没有定论,但其不具有类似塔里木板块的太古代陆壳是可以确定的^[34],可以推测准噶尔板块的陆壳基底较薄。这可能是造成企鹅山群火山岩没有明显遭受陆壳物质混染的原因。而中天山隆起具有古老的陆壳基底,这导致雅满苏火山岩遭受了陆壳物质的混染。

综上所述,得出主要结论如下:

(1)企鹅山群火山岩的铅同位素初始组成 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 分别为17.733~17.838、15.449~15.490和37.367~37.659,与土屋斑岩铜矿的斜长花岗斑岩和矿石具有相同的组成范围。雅满苏组火山岩的铅同位素初始组成 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 分别为17.841~18.105、15.507~15.585和37.704~38.095,具有比企鹅山群富放射成因铅同位素组成特征。

(2)企鹅山群和雅满苏组火山岩的铅同位素组成都随着流体交代的增强,表现出逐渐贫放射成因铅的特征,说明古洋壳板片在俯冲时,其上没有明显的泥质沉积物俯冲下去并参与到岛弧火山岩的源区之中。

(3)企鹅山群火山岩的铅同位素组成没有明显的陆壳物质参与。雅满苏组火山岩的铅同位素初始组成具有两端员混合的特点,雅满苏组可能受到了中天山陆壳物质的混染作用。企鹅山群和雅满苏组火山岩铅同位素组成的差异可能主要是由于上覆地壳厚度控制的。

参考文献(References):

- [1] 王福同,冯京,胡建卫,等.新疆土屋大型斑岩铜矿床特征及发现意义[J].中国地质,2001,28(1):36~39.
Wang Futong, Feng Jing, Hu Jianwei, et al. The character of Tuwu porphyry copper deposit and the significance of its being found, Xinjiang[J]. Geology in China, 2001, 28(1):36~39(in Chinese with English abstract).
- [2] 芮宗瑶,王龙生,王义天,等.东天山土屋和延东斑岩铜矿床时代讨论[J].矿床地质,2002,21(1):16~22.
Rui Zongyao, Wang Longsheng, Wang Yitian, et al. Discussion on metallogenic epoch of Twuwu and Yandong porphyry copper deposits in Eastern Tianshan Mountains, Xinjiang[J]. Mineral Deposits, 2002,21(1):16~22(in Chinese with English abstract).
- [3] 芮宗瑶,刘玉琳,王龙生,等.新疆东天山斑岩型铜矿带及其大地构造格局[J].地质学报,2002,76(1):83~94.
Rui Zongyao, Liu Yulin, Wang Longsheng, et al. The Eastern Tianshan porphyry copper Belt in Xinjiang and its tectonic frame work[J]. Acta Geologica Sinica, 2002,76(1):83~94(in Chinese with English abstract).
- [4] 刘德权,陈毓川,王登红,等.土屋-延东铜钼矿田与成矿有关问题的讨论[J].矿床地质,2003,22(4):334~344.
Liu Dequan, Chen Yuchuan, Wang Denghong, et al. A discussion on problems related to mineralization of Tuwu-Yandong Cu-Mo orefield in Hami, Xinjiang[J]. Mineral Deposits, 2003,22(4):334~344 (in Chinese with English abstract).
- [5] 肖序常,汤耀庆,冯益民,等.新疆北部及邻区大地构造[M].北京:地质出版社,1992.1~167.
Xiao Xuchang, Tang Yaoqing, Feng Yimin, et al. Tectonic Evolution of the Northern Xinjiang and Its Adjacent Regions[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1992.1~167 (in Chinese with English abstract).

- [6] 马瑞士,王赐银,叶尚夫.东天山构造格架及地壳演化[M].南京:南京大学出版社,1993.1~200.
Ma Ruishi, Wang Ciyin, Ye Shangfu. Tectonic Framework and Crustal Evolution of Eastern Tianshan Mountains [M]. Nanjing: Publishing House of Nanjing University, 1993. 1~202 (in Chinese with English abstract).
- [7] 周济元,茅燕石,黄志勋,等.东天山古大陆边缘火山地质[M].成都:成都科技大学出版社,1994.1~200.
Zhou Jiyuan, Mao Yanshi, Huang Zhixun, et al. Volcanology of East Tianshan Continental Margin[M]. Chengdu: Publishing House of Chendu Sci. and Tech. University, 1994.1~200(in Chinese).
- [8] 周济元,崔炳芳,肖惠良,等.新疆康古尔-黄山对接碰撞带的存在,成矿模式及成矿预测[J].火山地质与矿产,2001,22(4):252~263.
Zhou Jiyuan, Cui Bingfang, Xiao Huiliang, et al. Kangguertag-Huangshan collision zone of bilateral subduction and its metallogenic model and prognosis in Xinjiang, China[J]. Volc. & Miner. Resc., 2001,22(4):252~263(in Chinese with English abstract).
- [9] 姬金生,陶洪祥,曾章仁,等.东天山康古尔金矿带地质与成矿[M].北京:地质出版社,1994.1~200.
Ji Jinsheng, Tao Hongxiang, Zeng Zhangren, et al. Geology and Exploration of Gold Deposit in Kanggu'ertage Belt, East Tianshan [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1994.1~200 (in Chinese with English abstract).
- [10] 何国琦,李茂松,刘德权.中国新疆古生代地壳演化与成矿[M].乌鲁木齐:新疆人民出版社,1994.1~437.
He Guoqi, Li Maosong, Liu Dequan. Paleozoic Crust Evolution and Ore Deposits of Xinjiang, China [M]. Ürümqi: Xinjiang People's Publishing House, 1994.1~437(in Chinese).
- [11] 成守德,徐新.新疆及邻区大地构造编图研究[J].新疆地质,2001,19(1):33~37.
Cheng Shoude, Xu Xin. On compiling of map of tectonics of Xinjiang and neighbouring areas[J]. Xinjiang Geology, 2001, 19(1):33~37 (in Chinese with English abstract).
- [12] 冯益民,朱宝清,杨军录,等.东天山大地构造及演化[J].新疆地质,2002,20(4):309~314.
Feng Yimin, Zhu Baoqing, Yang Junlu, et al. Tectonics and evolution of the eastern Tianshan Mountains[J]. Xinjiang Geology, 2002, 20(4):309~314(in Chinese with English abstract).
- [13] 陈富文,何国琦,李华芹.论东天山觉罗塔格造山带的大地构造属性[J].中国地质,2003,30(4):361~366.
Chen Fuwen, He Guoqi, Li Huaqin. Tectonic attribute of Qoltag orogenic belt in the East Tianshan Mountains, northwestern China [J]. Geology in China, 2003, 30(4):361~366(in Chinese with English abstract).
- [14] Xiao W, Zhang L, Qin K, et al. Paleozoic accretary and collisional tectonics of the eastern Tianshan (China): Implication for the continental growth of central Asia[J]. American Journal of Science, 2004, 304:370~395.
- [15] 李锦轶.新疆东部新元古代晚期和古生代构造格局及其演变[J].地质论评,2004,50(3):304~322.
Li Jinyi. Late Neoproterozoic and Paleozoic tectonic framework and evolution of eastern Xinjiang, NW China[J]. Geological Review, 2004, 50(3):304~322(in Chinese with English abstract).
- [16] 侯广顺,唐红峰,刘丛强.东天山觉罗塔格构造带晚古生代火山岩地球化学特征及意义[J].岩石学报,2006,22(5):1167~1177.
Hou Guangshun, Tang Hongfeng, Liu Congqiang. Geochemical characteristics of the Paleozoic volcanics in Jueluotage tectonic belt, Eastern Tianshan and its implications [J]. Acta Petrologica Sinica, 2006, 22(5):1167~1177(in Chinese with English abstract).
- [17] 徐学义,马中平,夏祖春,等.天山石炭-二叠纪后碰撞花岗岩的Nd、Sr、Pb同位素源区示踪[J].西北地质,2005,38(2):1~18.
Xu Xueyi, Ma Zhongping, Xia Zuchun, et al. Discussion of the sources and characteristics on Sr, Nd, Pb isotopes of the Carboniferous to Permian post-collision granites from Tianshan[J]. Northwestern Geology, 2005, 38(2):1~18(in Chinese with English abstract).
- [18] 侯广顺,唐红峰,刘丛强,等.东天山土屋-延东斑岩铜矿围岩的同位素年代和地球化学研究[J].岩石学报,2005,21(6):1729~1736.
Hou Guangshun, Tang Hongfeng, Liu Congqiang, et al. Isotope-chronological and geochemical study on the wallrock of Tuwu-Yandong porphyry copper deposits, eastern Tianshan Mountains[J]. Acta Petrologica Sinica, 2005, 21(6):1729~1736(in Chinese with English abstract).
- [19] 陈富文,李华芹,陈毓川,等.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[J].地质学报,2005,79(2):256~261.
Chen Fuwen, Li Huaqin, Chen Yuchuan, et al. Zircon SHRIMP U-Pb dating and its geological significance of mineralization in Tuwu-Yandong porphyry copper Mine, East Tian Shan Mountain [J]. Acta Geologica Sinica, 2005, 79(2):256~261 (in Chinese with English abstract).
- [20] 周守云.新疆觉罗塔格地层分区东部石炭系[J].新疆地质,1995,13(3):224~237.
Zhou Shouyun. Carboniferous system in the east of Qoltag stratigraphic subduction of Xinjiang[J]. Xinjiang Geology, 1995, 13(3):224~237(in Chinese with English abstract).
- [21] 贺军慧,夏明,张兴龙.新疆东天山觉罗塔格地区梧桐窝子岩组构造环境探讨[J].新疆地质,2005,23(1):23~27(in Chinese with English abstract)
He Junhui, Xia Ming, Zhang Xinglong. Discussion on the structural environment of the Wotongwozi Group at Jueluotage region in the East Tianshan, Xinjiang[J]. Xinjiang Geology, 2005, 23(1):23~27(in Chinese with English abstract).
- [22] 吴乃元.新疆的石炭系[M].见:新疆古生界,下册.乌鲁木齐:新疆人民出版社,1991.1~482
Wu Naiyuan. Carboniferous System of Xinjiang[M]. In: The Paleozoic Erathem of Xinjiang (No. 2, Stratigraphic Summary of Xinjiang), Vol. 2. Ürümqi: Xinjiang People's Publishing House, 1991.1~482(in Chinese)
- [23] Zartman R E, Doe B R. Plumbotectonics - the model [J].

- Tectonophysics,1981,75:135~162.
- [24] Millot R, Allegre C J, Gaillardet J, et al. Lead isotopic systematics of major river sediments;a new estimate of the Pb isotopic composition of the Upper Continental Crust[J]. *Chemical Geology*, 2004, 203:75~90.
- [25] Cann J R. Rb, Sr, Y, Zr and Nb in some ocean floor basaltic rocks[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1970, 10:7~11.
- [26] Gill J B. *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*[M]. Berlin: Springer Verlag,1981.1~390.
- [27] Hart S R.Heterogeneous mantle domains:signatures, genesis and mixing chronologies [J]. *Earth and Planetary Science Letters*,1988, 90:273~296.
- [28] Pearce J A, Peate D W. Tectonic implication of the composition of volcanic arc magmas [J]. *Annual Review of Earth Planet Science*, 1995,23:251~285.
- [29] Scaillet B, Prouteau G. Oceanic slab melting and mantle metasomatism[J]. *Science Progress*,2001, 84(4):335~354.
- [30] Brenan J M, Shaw H F, Ryerson F J. Experimental evidence for the origin of lead enrichment in convergent-margin magmas [J]. *Nature*, 1995,378:54~56.
- [31] Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts:implications for mantle composition and process [A]. in:Saunders A D, Norry M J (eds.). *Magmatism in the Oceanic Basins*[C]. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 1989.313~345.
- [32] Miller D M, Goldstein S L, Langmuir C H. Cerium/lead and lead isotope ratios in arc magmas and the enrichments of lead in the continents[J]. *Nature*,1994,368:514~520.
- [33] 张连昌, 秦克章, 英基丰,等. 东天山土屋-延东斑岩铜矿带埃达克岩及其与成矿作用的关系[J]. *岩石学报*, 2004,20(2):259~268. Zhang Lianchang, Qin Kezhang, Ying Jifeng, et al. The relationship between ore-forming processes and adakitic rock in Tuwu-Yandong porphyry copper metallogenic belt, Eastern Tianshan Mountains [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2004,20 (2):259~268 (in Chinese with English abstract).
- [34] Nicholls G T, Wyllie P J, Stern C R. Subduction zone melting of pelagic sediments constrained by melting experiments [J]. *Nature*, 1994,371:785~788.
- [35] Hu A, Jahn B, Zhang G, et al. Crustal evolution and Phanerozoic crustal growth in northern Xinjiang:Nd isotopic evidence. Part I. Isotopic characterization of basement rocks [J]. *Tectonophysics*, 2000,328:15~51.

Lead isotopic composition of volcanic rocks in the Qoltag tectonic belt, East Tianshan, and its significance

HOU Guang-shun^{1,2}, TANG Hong-feng¹, LIU Cong-qiang³, ZHAO Zhi-qi³

(1. *Lab. for Study of Earth's Interior and Geofluids, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, Guizhou, China;*

2. Graduate School of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China;

3. State Key Lab. of Environmental Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, Guizhou, China)

Abstract: This paper reports the lead isotopic composition of volcanic rocks of the Qi'eshan Group and Yamansu Formation in the Qoltag ore belt and plagiogranite porphyry and copper ore of the Tuwu copper deposit and further discusses the tectonic evolution of this ore belt. The lead isotopic composition of volcanic rocks of the Qi'eshan Group plots to the right of the geochron line, and has more radiogenic lead than the northern hemisphere reference line (NHRL), indicating the weak enrichment character. The lead composition of plagiogranite porphyry and copper ore of the Tuwu ore deposit lies in the field of the Qi'eshan Group and has a similar character. The Yamansu Formation has more radiogenic lead than the Qi'eshan Group and also shows the weak enrichment character. In the plumbotectonics diagram, the Qi'eshan Group follows the mantle evolution curve, but the Yamansu Formation plots near the orogenic evolution line, indicating more continental crust involvement. The lead isotope composition of the Yamansu Formation samples shows the features of the linear array and falls between the Qi'eshan Group and Central Tianshan granites, indicating the trend of mixing of the two end-members (Qi'eshan Group and Central Tianshan granites). With enhancing fluid metasomatism, the Qi'eshan Group and Yamansu Formation become more and more depleted in radiogenic lead, suggesting that the metasomatic agent was mainly derived from altered oceanic crust, without the involvement of pelitic sediments. The presence of more radiogenic lead in the Yamansu Formation than in the Qi'eshan Group is mainly because its continental crustal basement was thicker so that it was subjected to stronger contamination with continental crust.

Key words: lead isotopic composition; volcanic rocks; Qi'eshan Group; Yamansu Formation; Tuwu copper deposit; Qoltag

About the first author: HOU Guang-shun, male, born in 1979, Ph.D candidate, majors in geochemistry; E-mail: houguangshun666@163.com.