

新疆霍什布拉克铅锌矿床地质、地球化学特征研究

张志斌^{1,3}, 叶霖^{1,2}, 李文铅¹, 李朝阳¹, 高珍权², 李建峰^{1,3}, 徐力峰^{1,3}

(1. 中国科学院广州地球化学研究所, 广东 广州 510640; 2. 中国科学院地球化学研究所, 贵州 贵阳 550002; 3. 中国科学院研究生院, 北京 100049)

摘要:新疆霍什布拉克铅锌矿床的矿体和含矿地层的产状一致, 主矿体的矿石具有条带状、纹层状构造, 矿石中大量发育霉球状、管状和环带状生物结构, 显示出层控、热水沉积成因的特点。含矿地层和矿石样品的主量元素 PER 图解显示含矿碳酸盐岩以含石膏的灰岩为主, 围岩的白云岩化微弱, 矿化与硅化关系密切。矿石、含矿碳酸盐岩和页岩、粉砂质灰岩和泥质粉砂岩等碎屑岩具有各自鲜明的微量元素分布特征, 上层矿体矿石中较强的富集过渡族元素 Ti、V、Cr、Mn、Co、Ni、非活动性元素 Zr、Hf 及大离子亲石元素 Sr 和 Pb, 亏损活动性元素 Na、K、Rb、Ba 和非活动性元素 Nb、Th。其围岩重结晶泥晶灰岩富集 Ti、Mn、Ni、Sr 和 Pb, 亏损 Na、K、V、Fe、Rb、Ba、Zr、Hf、Nb 和 Th。下层矿体的围岩页岩和泥质、粉砂质灰岩样品的微量元素分布在平均上地壳线附近, 部分样品较明显的富集 Ti、V、Cr、Mn、Co、Ni、Rb、Y、Zr 和 Hf, 亏损 Na、Fe、Sr、Nb。上层矿体矿石和下层矿体围岩中的部分碎屑岩富集强亲岩浆元素 Cr、Co、Ni, 且上层矿体矿石的稀土元素分布模式具有强的正 Eu 异常, 部分下层矿体围岩具有较明显的正 Eu 异常。地质和地球化学特征显示该矿床属于热水沉积矿床中的 SEDEX 型矿床。

关键词:西南天山; 霍什布拉克铅锌矿床; 热水沉积矿床; 矿床地质; 矿床地球化学
中图分类号: P611.1 **文献标识码:** A **文章编号:** 1001-1552(2007)02-0205-13

0 引言

新疆西南天山是塔里木板块北缘主要的铅锌矿成矿区之一。自 20 世纪 90 年代以来, 国内不同科研、生产和教学单位对该地区区域成矿规律进行了研究, 出版了一些专著或报告, 如《新疆北部固体地球科学新进展》(涂光炽, 1993)、《新疆北部地质演化及成岩成矿规律》(胡霭琴等, 1997)、《中国新疆矿床成矿系列》(刘德权等, 1996)、《中国新疆北部及邻区贵重有色金属矿产成矿图说明书》(成守德, 1996)、《新疆金属矿产资源的基础研究》(赵振华等, 2001)、《新疆优势金属矿床主要类型、成矿规律

及成矿区划研究》^①、《西南天山地区矿产资源潜力综合评价》^②及《南天山铜、铅锌矿床成矿条件、靶区优选和评价研究》^③等。

霍什布拉克铅锌矿床是该成矿区内重要矿床之一, 探讨其成因类型和成矿机制对于研究古陆边缘演化和金属成矿规律及在古板块边缘寻找工业矿床具有重要的意义。多年来对该矿床成因的认识不同研究者基本一致, 如邓贵安和蔡宏渊对该矿床做过较为详细的矿床学、同位素地质及成矿流体的研究, 就该矿床的成因提出了热水沉积成矿和后期变形-热液迭加成矿的观点(邓贵安和蔡宏渊, 2003)。赵仁夫、杨建国等对该矿床的成矿环境和矿床类型进

收稿日期: 2006-08-07; 改回日期: 2006-09-25

基金项目: 国家重点基础研究发展规划项目(2001CB409805)与中科院创新重要方向性项目(KZCX3-SW-137)联合资助。

第一作者简介: 张志斌(1962-), 男, 博士研究生, 主要从事构造地质和矿床地球化学研究。Email: zbzhang62@sina.com

① 新疆维吾尔自治区人民政府国家“三〇五”项目办公室。2001. 新疆优势金属矿床主要类型、成矿规律及成矿区划研究报告。

② 西安地质矿产研究所。2003. 西南天山地区矿产资源潜力综合评价报告。

③ 新疆维吾尔自治区人民政府国家“三〇五”项目办公室。2000. 南天山铜、铅锌矿床成矿条件、靶区优选和评价研究报告。

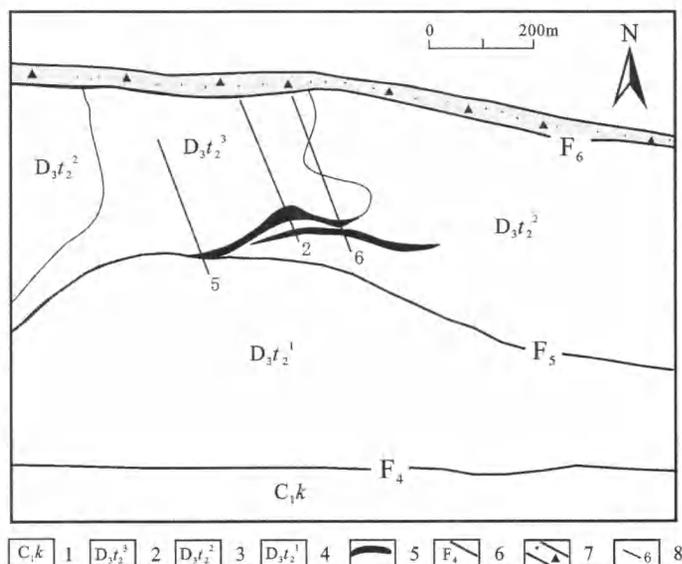


图 1 霍什布拉克铅锌矿床矿区地质图

(据新疆有色 702 队 1956 年资料整理,略作修改)

1 - 下石炭统喀拉吉尔加组; 2 - 上泥盆统坦盖塔尔组上段; 3 - 上泥盆统坦盖塔尔组中段; 4 - 上泥盆统坦盖塔尔组下段; 5 - 矿体; 6 - 断层及编号; 7 - 破碎带; 8 - 勘探线及编号

Fig. 1 Geologic map of Huoshibulake Pb-Zn deposit area, Xinjiang

行了分析,提出了层控热液改造成因的观点(赵仁夫等,2002;杨建国等,2004)。在新疆维吾尔自治区人民政府国家“三〇五”项目办公室所作的《新疆优势金属矿床主要类型、成矿规律及成矿区划研究》中提出了沉积期多次喷流沉积-后期改造的结论。

本文通过对霍什布拉克铅锌矿床的矿床地质特征及矿区地层、矿石的地球化学特征的研究,探讨其成因类型。

1 区域地质特征

1.1 区域地质特征

关于西南天山的大地构造特征和演化已有大量的研究成果(张良臣和吴乃元,1985;陈哲夫,2004;曹荣龙等,1993;何国琦等,1995,2001;杨牧等,2005)。目前普遍认为西南天山地区是塔里木板块西北缘构造活动带,在元古代古大陆形成以后,塔里木古板块西北边缘经历了早古生代古大陆解体的被动大陆阶段和晚古生代塔里木板块和哈萨克斯坦-准格尔板块的俯冲碰撞造山阶段。因此,“古陆边缘特殊的构造特征和复杂的构造演化历史决定了其具有良好的金属矿床成矿的地质条件”(裴荣富等,2005)。

霍什布拉克铅锌矿床位于塔里木板块西北边缘 NNE 向的铁列铁别克断裂的东侧、迈丹河断裂之东南与乌恰-库尔勒断裂之间的迈丹-阔克萨勒晚古生代陆缘盆地中。

1.2 矿区地质特征

矿区构造以褶皱发育为特征,多个向 SE 倒转的次级背斜和向斜紧密排列组成了迈丹复式向斜。以上泥盆统坦盖塔尔组(D_3t_2)为核部的霍什布拉克倒转背斜是主要控矿构造(图 1)。此外,矿区南北两侧发育近 EW 向的断层 F_5 和 F_6 为区域性大断裂的分支断裂,矿化主要发生在两条断裂之间的地层中。

矿区地层以下泥盆统坦盖塔尔组为主,其层序由下往上可分为:下段钙质、砂质页岩互层,未见底;中段为厚度大于 100m 的黄色、灰色钙质页岩、灰色砂岩及页岩互层;上段为灰色、灰黄色结晶灰岩、灰岩、夹生物碎屑灰岩,厚度 50~100m,与上石炭统喀拉吉尔加组(C_2k)的砂岩、粉砂岩、页岩以断层接触。矿区西南发育有晚古生代晚期的花岗正长岩小岩株,及花岗斑岩、石英钠长斑岩和细晶岩、煌斑岩岩脉。

2 矿床地质特征

该矿床矿体赋存于坦盖塔尔组上段的碎屑岩向碳酸盐岩过渡部位,由上、下两个矿体组成,上层矿体为主矿体。矿体呈层状、似层状顺层产出(图 2),并与地层发生了同步褶皱。

上层矿体围岩以浅色厚层状灰岩夹黑色薄层灰岩、泥晶灰岩和白云质灰岩为主,并富含古生物化石,镜下观察泥晶灰岩中含有大量的板状石膏晶体和黄铁矿化的生物碎屑和藻球;下层矿体的围岩以富钙页岩、粉砂岩和砂岩互层,含有电气石和有机质,其中砂屑均以石英晶屑为主,石英多有溶蚀或再生增大现象。

矿石的金属矿物组成较简单,以闪锌矿、方铅矿和白铅矿为主,其次有黄铁矿、黄铜矿及少量的毒沙、菱锌矿、铅矾、褐铁矿等;闪锌矿主要有棕褐色层状、浅色粒状和黄色脉状三种形态。脉石矿物以萤石、方解石、白云石和石英为主,含少量的绿帘石、绢云母和石膏。矿石的有用金属元素主要有 Pb、Zn 和 Cu,伴生有 Ag、Au、Co、Cd 等元素。

矿石以致密块状、块状、条带状、浸染状和层纹

状为主,特别是沉积成因的条带状构造和纹层状构造发育(图 3A)。另外,有少量的角砾状和网脉状构造的矿石。矿石中晚期闪锌矿石英脉交切较早期黄铁矿石英脉,早期棕褐色闪锌矿被晚期无色、黄色闪锌矿交切、穿插,多期成矿特征明显。

矿石中含大量呈霉球状、环带状、管状、球粒状、胶状等生物成因的结构黄铁矿(图 3B,C)。闪锌矿和方铅矿大多呈自形、半自形-他形粒状。早期生物成因的环带状、管状黄铁矿被晚期的闪锌矿、方铅矿交代,或闪锌矿后被晚期方铅矿交代、溶蚀后呈浑圆状(图 3D),这两种交代现象较为普遍。此外,碎裂、揉皱

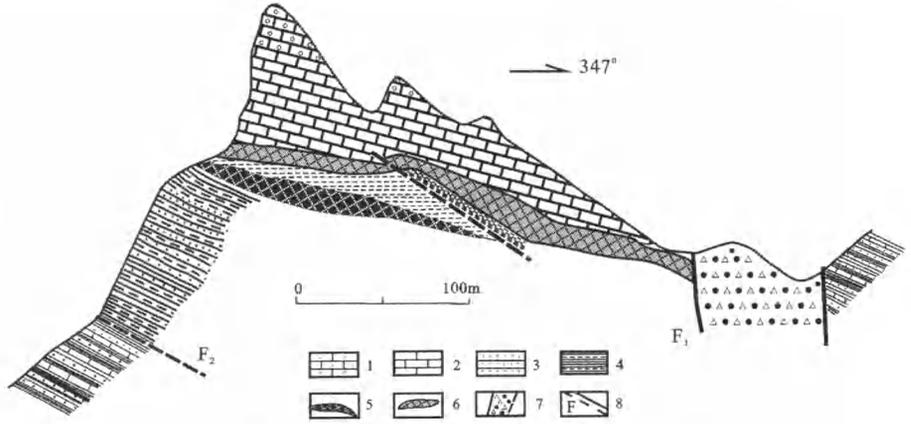


图 2 霍什不拉克铅锌矿床矿区地质剖面图
(引自邓贵安和蔡宏渊,2003)

1 - 重结晶灰岩; 2 - 灰岩; 3 - 砂岩; 4 - 泥、页岩; 5 - 下层矿体; 6 - 上层矿体;
7 - 断层破碎带; 8 - 断层

Fig. 2 A profile of the Huoshibulake Pb-Zn ore deposit in Xinjiang

等应力变形结构也较发育。

矿床的围岩蚀变主要有硅化、角岩化、弱的绢云母化、透辉石化,部分灰岩中发育白云石化。

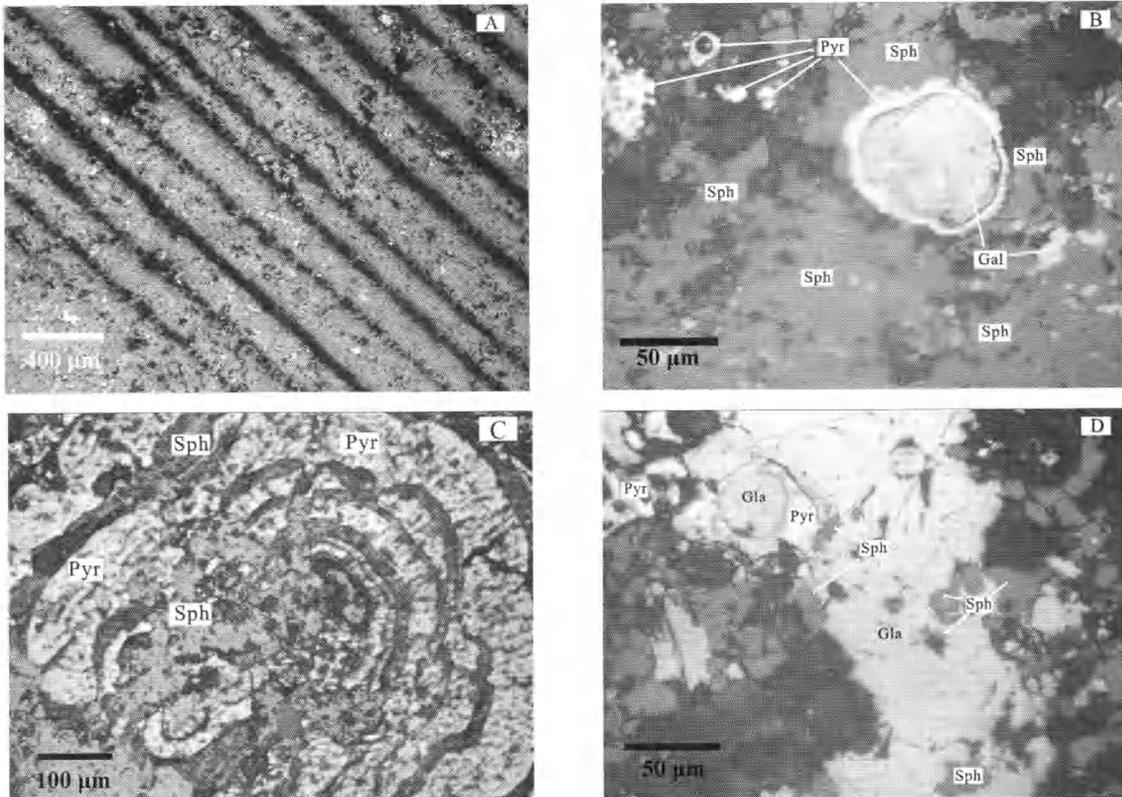


图 3 霍什布拉克铅锌矿床矿石结构、构造的显微镜照片

A - 闪锌矿的纹层状结构(反射光, 5 × 10); B - 管状结构的黄铁矿被方铅矿交代(反射光, 50 × 10); C - 闪锌矿交代环带状的黄铁矿(反射光, 20 × 10); D - 黄铁矿、闪锌矿和方铅矿之间的交代关系(反射光, 50 × 10); Pyr - 黄铁矿; Sph - 闪锌矿; Gal - 方铅矿

Fig. 3 Photographs showing mineral composition, structure and texture of Pb-Zn ores in the Huoshibulake ore deposit in Xinjiang

根据矿石的结构、构造和矿物的交生关系,确定出该矿床的成矿阶段和矿物的生成期次(图 4)。

3 矿床地球化学特征

本文对霍什布拉克矿床的 18 件岩、矿样品作了主微量分析。其中 3 件矿石样品及 4 件重结晶泥晶灰岩围岩样品取自上层矿体,3 件粉砂质泥灰岩和 8 件页岩、粉砂岩和泥质、钙质粉砂岩等碎屑岩样品为下部矿体的围岩,页岩、粉砂岩和粉砂质灰岩之间是互层关系。

主量分析用湿化学法,微量元素 Ag 用石墨炉原子吸收光谱法(GF-AAS)分析,检出限 20×10^{-9} ; Ba、Cr、Mn、Sr、V 和 Zr 元素等用压片法 X-射线荧光光谱法(XRF),其中 Mn 检出限 1×10^{-5} ,其余为 5

$\times 10^{-6}$; B 用发射光谱(ES)法,检出限为 2×10^{-6} ,其他元素采用等离子质谱(ICP-MS)法,检出限 Cd 为 30×10^{-9} , La、Ce、Co、Cu、Th、Y 为 1×10^{-6} , Nb、Ni、Pb、Zn 为 2×10^{-6} ,其余元素为 $1 \times 10^{-7} \sim 2 \times 10^{-7}$ 。分析结果见表 1。

3.1 含矿地层和矿石的岩石地球化学特征

以造岩矿物主要元素的理论值与岩、矿样品中主量元素含量的摩尔比值分析含矿岩石成分特征的方法(Pearce Element Ratio Analysis,简称 PER 法)(Pearce,1987; Pearce and Stanley, 1991)用于矿床地球化学研究中岩、矿石的化学组成及其蚀变特征的研究,可避免地质背景和岩石化学成分变化等复杂因素的影响,突出引起岩石成分变化的主要地质作用,是一种简单而有效的方法(Stanley and Russell,

成矿期		热水沉积成矿期				改造成矿期	表生氧化期
		I	II	III	IV	V	VI
成矿阶段		黄铁矿阶段	棕褐色层状闪锌矿阶段	浅色脉状闪锌矿阶段	方铅矿阶段	黄色脉状闪锌矿阶段	表生氧化阶段
矿 物 成 分	黄铁矿	—————	-----				
	闪锌矿		—————	-----			
	方铅矿		-----		—————		
	石英						
	重晶石						
	白云石						
	方解石	-----					
	石膏	—————					
	萤石	—————					
	透闪石			-----			
	透辉石			-----			
	白铅矿			-----			
	白铁矿			-----			
菱锌矿			-----				
褐铁矿			-----				
代表性矿石结构构造		自形-半自形粒、球状、管状、带构造、浸染状、胶状构造	自形-半自形粒、他形星状、致密块、脉状、角砾状构造	自形-半自形粒、他形残余脉、脉状构造	自形-半自形粒、他形残余脉、脉状构造	自形-半自形粒、他形残余脉、脉状构造	碎裂、揉皱及纤维状构造

图 4 霍什布拉克铅锌矿床的矿物生成顺序和成矿期次

Fig. 4 Diagram showing mineral genetic sequences and mineralization times for the Huoshibulake Pb-Zn ore deposit

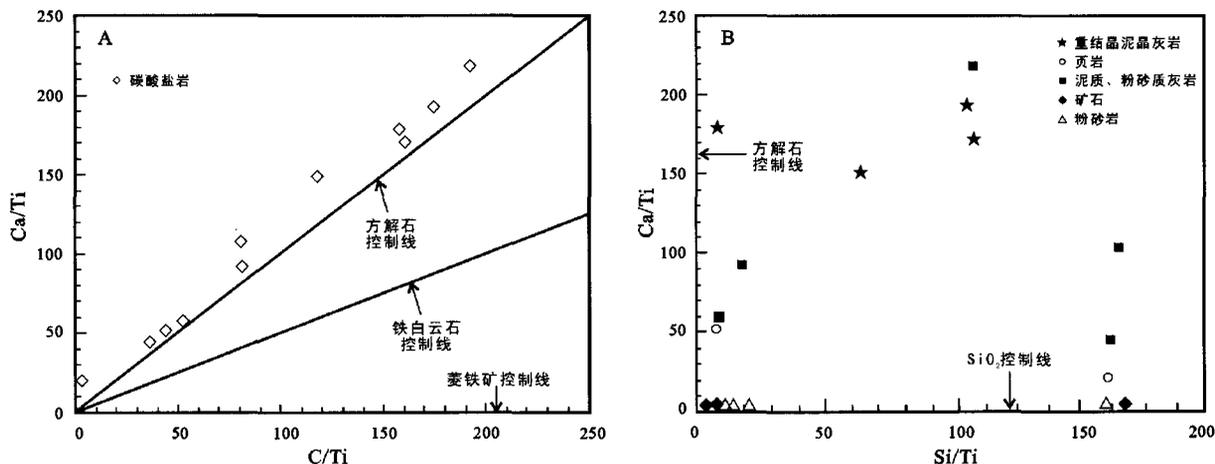


图 5 霍什布拉克铅锌矿床岩、矿样品的 PER 图解 (据 Pearce, 1987; Pearce and Stanley, 1991)

A - 碳酸盐岩的 Ca/Ti - C/Ti 图解; B - 矿石、砂岩和页岩的 Ca/Ti - Si/Ti 图解

Fig. 5 PER diagrams for rocks and ores samples from the Huoshibulake Pb-Zn ore deposit

1989; Whitbread and Moore, 2004)。

霍什布拉克矿区地层中不同类型的岩石和矿石样品的主量元素成分在 PER 图上有良好的反映 (图 5)。矿区地层中的碳酸盐岩在 Ca/Ti - C/Ti 图上的投影点全部落在方解石控制线的上方 (图 5A), 但离方解石控制线较近, 暗示碳酸岩盐样品的化学组成以方解石为主, 但岩石中 Ca 的含量高于方解石矿物中 Ca 含量的理论值, 也暗示碳酸盐岩地层中含有其他含钙矿物。由于图中含铁白云石和方解石控制线之间的区域内无投影点, 而且所有灰岩样品中 MgO 的含量极低, 可以排除白云岩化对投影的影响。结合岩石学研究, 认为碳酸盐岩样品中的石膏矿物的存在是造成投影点偏离方解石控制线的主要原因。因此, 该矿床的含矿碳酸盐岩以含石膏的灰岩为主, 围岩的白云岩化作用较微弱。

在 Ca/Ti - Si/Ti 图上粉砂岩和矿石样品的投影点落在 SiO₂ 控制线附近 (图 5B), 重结晶泥晶灰岩和泥质、粉砂质灰岩的投影点比较分散, 2 件页岩样品 1 件 (角岩化页岩) 投在 SiO₂ 控制线附近, 另 1 件投在方解石控制线附近。暗示地层中的粉砂岩的组成以较纯的石英碎屑为主, 泥质、粉砂质灰岩和重结晶泥晶灰岩含数量不等的含硅矿物, 铅锌矿化与硅化关系密切, 与方解石化无关。

3.2 含矿地层和矿石的微量元素地球化学特征

矿区的地层中主要成矿金属元素 Pb、Zn 及其伴生微量元素 Cu、Ag、Au、Cr、Co、Ni、Sb、As、C 和矿化剂 F 元素在不同类型的岩石中的丰度变化表现为角岩化页岩、粉砂质页岩和泥质、粉砂质灰岩中主要成矿金属元素 Pb、Zn 丰度较高 (Pb: 100 ×

10⁻⁶ ~ 300 × 10⁻⁶; Zn: 223.4 × 10⁻⁶ ~ 1843 × 10⁻⁶), 其他类型的岩石中较低 (表 1)。

伴生微量元素 Cu、Ag、Au、Cr、Co、Ni、Sb、As、Cd 在页岩、泥质粉砂岩和粉砂质灰岩中的含量普遍较高; 角岩化页岩中 Cu、Ag、Au、Cr、Co、Ni、Sb 具有较高的含量; 矿化剂元素 F 在矿区各类岩石中的含量除重结晶泥晶灰岩中较低外, 普遍偏高 (550 × 10⁻⁶ ~ 10400 × 10⁻⁶), 其中, 泥质粉砂岩中达 10400 × 10⁻⁶。

在用 Taylor 和 McLennan (1981) 平均上地壳值标准化的微量元素蛛网图上含矿地层中的重结晶泥晶灰岩、粉砂岩和页岩和矿石分布具有明显的微量元素分布特征 (图 6、7)。

矿区碳酸盐岩总体上表现为富集 Ti、Mn、Ni、Sr 和 Pb 等元素 (图 6A), 亏损 Na、K、V、Fe、Rb 等活性元素和 Zr、Hf、Nb 和 Th 等高强度元素为特征。其中, 地层上段的含矿重结晶泥晶灰岩样品 (HbB-1、HbB-9、HbB-11 和 HbB-17) 中 K、V、Cr、Fe、Rb、Zr、Hf、Nb、Th 的亏损程度强于中、下段的页岩和泥质粉砂岩夹层中的粉砂质泥灰岩, 即下层矿体的围岩 (HbB-13、HbB-15 和 HbB-18)。大离子亲石元素 Ba 在个别样品中较明显的富集, 但总体上亏损。显示碳酸盐岩中微量元素的分配受层位、岩性的控制。同时, 微量元素分布形式也暗示岩石经历了相似的沉积环境和后生演化。

地层中、下部的页岩、粉砂岩、粉砂质泥灰岩和泥质、粉砂质灰岩样品的微量元素总体上在平均上地壳线附近分布, 部分样品较明显的富集过渡族元素 Ti、V、Cr、Co、Mn、Ni 和大离子亲石元素 Rb 和非

表 1 霍什布拉克铅锌矿床矿石和围岩样品化学分析结果
Table 1 Chemical analysis of trace elements composition of samples from Huoshibulake ore-field

样品号	04Hb B-1	04Hb B-2	04Hb B-3	04Hb B-5	04Hb B-6	04Hb B-7	04Hb B-8	04Hb B-9	04Hb B-10	04Hb B-11	04Hb B-12	04Hb B-13	04Hb B-14	04Hb B-15	04Hb B-16	04Hb B-17	04Hb B-18	04Hb B-21
岩性描述	重结晶 泥晶灰岩	泥质 粉砂岩	角岩化 页岩	矿石	矿石	矿石	泥质、粉 砂质灰岩	重结晶 泥晶灰岩	粉砂质 页岩	重结晶 泥晶灰岩	泥质 粉砂岩	粉砂质 泥灰岩	粉砂质 灰岩	粉砂质 泥灰岩	泥质 粉砂岩	重结晶 泥晶灰岩	粉砂质 泥灰岩	泥质 粉砂岩
SiO ₂	2.54	67.85	56.89	1.25	2.39	2.68	43.93	2.77	49.24	2.34	76.89	47.73	48.30	5.03	63.03	6.86	47.92	53.57
TiO ₂	0.38	0.49	0.83	0.83	0.36	0.38	0.47	0.40	0.54	0.35	0.54	0.34	0.52	0.30	1.13	0.45	0.35	0.75
Al ₂ O ₃	0.10	12.08	14.28	0.10	0.54	0.15	8.41	0.10	4.94	0.10	8.94	0.15	8.79	0.55	19.02	0.27	1.37	17.85
Fe ₂ O ₃	0.15	1.00	2.01	1.42	1.00	1.88	1.47	0.10	1.00	1.10	1.85	1.40	1.51	1.20	1.07	1.01	1.05	3.11
FeO	0.05	0.30	0.51	1.00	0.76	1.20	1.59	0.08	0.23	0.05	0.20	0.18	2.69	0.90	2.70	0.75	0.80	1.30
MnO	0.08	0.10	0.11	0.07	0.17	0.11	0.19	0.08	0.13	0.08	0.08	0.14	0.10	0.12	0.01	0.10	0.04	0.04
MgO	0.98	0.96	3.23	1.70	5.92	5.44	1.58	0.38	1.24	1.34	1.63	1.40	2.50	1.33	2.52	1.37	1.30	4.00
CaO	54.20	6.63	13.99	7.13	23.95	17.34	21.77	54.90	22.62	54.10	2.24	28.44	18.24	52.36	2.10	53.80	25.70	3.91
Na ₂ O	0.10	0.54	3.10	0.06	0.07	0.08	0.13	0.07	0.16	0.59	0.98	0.50	2.05	1.03	2.18	0.90	1.02	0.83
K ₂ O	0.13	3.49	2.53	0.12	0.13	0.12	1.83	0.17	1.44	0.43	1.92	0.66	1.46	0.54	3.15	0.51	0.77	5.23
P ₂ O ₅	0.20	0.26	0.27	0.22	0.18	0.19	0.27	0.19	0.29	0.20	0.32	0.28	0.70	0.20	0.22	0.12	0.24	0.25
LOI	2.90	5.88	0.94	6.85	17.20	9.83	2.60	0.30	3.10	0.50	3.92	1.20	0.70	0.20	2.87	0.60	0.79	8.64
CO ₂	37.72		0.70				15.11	40.00	14.70	38.28		17.10	12.01	36.10		33.01	18.01	
Total	99.53	99.58	99.39	99.32	99.40	99.33	99.35	99.54	99.63	99.46	99.51	99.52	99.57	99.86	100.00	99.75	99.36	99.48
Ag	80.73	68.93	64.40	978.68	331.07	557.82	146.03	66.21	83.45	66.21	65.31	173.24	41.72	73.47	43.54	66.21	96.15	66.21
Au	0.40	1.10	0.80	5.00	10.00	14.00	1.20	0.60	4.50	0.30	1.10	1.80	1.30	0.40	0.90	1.00	1.00	1.10
As	1.10	0.50	2.10	113.40	70.20	108.00	0.80	0.40	27.00	1.40	7.50	4.50	10.20	0.20	0.20	2.40	1.40	27.00
Ba	428.40	796.00	317.30	580.00	24.50	1.00	379.60	6.50	1045.80	5.30	588.20	147.40	220.80	25.40	1144.00	16.40	153.10	889.20
Cd	0.57	0.30	0.52	708.53	422.92	449.01	4.88	1.04	10.64	0.23	0.70	0.62	196.19	0.48	0.11	0.15	0.28	0.27
F	250.00	1600.00	2840.00	550.00	6600.00	8700.00	8000.00	580.00	1260.00	1180.00	10400.00	10000.00	1080.00	690.00	2260.00	1680.00	1670.00	3000.00
Co	3.30	3.50	6.90	10.50	15.40	17.60	10.90	3.00	5.10	3.10	4.10	3.90	16.30	3.40	9.50	3.30	3.50	15.20
Cr	6.00	17.20	105.90	166.00	146.00	152.00	60.50	6.00	42.80	6.00	61.30	24.10	82.00	6.00	88.60	6.00	21.90	87.10
Cu	5.60	10.20	13.90	18.80	33.60	26.70	35.00	4.20	19.60	3.20	22.00	19.70	25.10	12.00	58.50	5.20	24.60	33.60
Ni	17.10	9.60	42.00	17.50	26.10	18.60	29.40	11.40	30.30	15.80	15.20	14.50	38.60	14.40	29.90	14.40	13.80	27.20
Mn	109.30	665.10	439.00	380.00	1150.00	797.50	1438.60	450.20	619.70	344.90	303.50	831.50	1126.00	1121.30	221.70	1177.40	741.20	368.30
Nb	0.30	30.80	17.90	0.10	0.20	1.00	6.90	0.20	6.00	0.30	10.80	1.60	4.90	0.70	17.40	0.40	1.50	19.10
Ta	0.02	2.57	1.27	0.02	0.01	0.02	0.44	0.02	0.38	0.02	0.80	0.07	0.34	0.05	1.22	0.02	0.11	1.26
Sr	526.80	158.90	228.70	72.50	150.00	137.00	213.90	127.60	94.50	207.20	45.90	734.90	435.00	511.70	148.30	1860.20	1143.70	37.80
Rb	6.29	178.63	104.89	5.29	6.17	5.52	92.24	4.10	65.94	5.31	83.90	15.26	50.71		169.02	4.97	28.90	163.73
Zr	5.50	299.64	179.08	418.00	132.00	289.96	113.30	5.72	156.31	3.74	366.96	42.46	151.03	5.50	205.48	5.50	21.45	200.31
Hf	0.09	11.33	6.03	7.51	1.92	6.78	3.69	0.06	5.29	0.05	13.22	1.22	5.09	0.12	6.64	0.09	0.66	6.66

(续表 1)

样品号	04Hb B-1	04Hb B-2	04Hb B-3	04Hb B-5	04Hb B-6	04Hb B-7	04Hb B-8	04Hb B-9	04Hb B-10	04Hb B-11	04Hb B-12	04Hb B-13	04Hb B-14	04Hb B-15	04Hb B-16	04Hb B-17	04Hb B-18	04Hb B-21
岩性描述	重结晶泥晶灰岩	泥质粉砂岩	角岩化页岩	矿石	矿石	矿石	泥质、粉砂质灰岩	重结晶泥晶灰岩	粉砂质页岩	重结晶泥晶灰岩	泥质粉砂岩	粉砂质泥灰岩	粉砂质灰岩	粉砂质泥灰岩	泥质粉砂岩	重结晶泥晶灰岩	粉砂质泥灰岩	泥质粉砂岩
Th	0.22	30.19	15.66	0.15	0.17	0.38	7.03	0.09	6.44	0.17	11.00	1.46	6.26	0.81	14.54	0.38	1.97	14.37
V	5.00	18.70	96.40	150.00	130.00	158.00	64.10	5.00	48.90	5.00	52.50	6.10	50.90	5.00	105.30	5.00	10.00	104.10
Pb	10.80	21.70	104.10	48816.00	14022.00	48600.00	286.00	22.10	196.90	15.50	17.40	19.60	11.90	11.80	6.30	6.20	12.40	19.40
Zn	29.90	64.40	223.40	298560.00	162720.00	202360.00	1805.00	145.10	1843.00	37.00	656.90	142.90	60.60	35.10	76.50	29.40	36.10	178.50
Sb	0.29	0.24	1.06	92.40	28.98	52.36	0.80	0.13	5.82	0.14	2.39	1.19	0.62	0.41	0.56	0.20	0.20	4.03
La	2.63	93.20	23.51	0.53	1.34	0.80	27.17	2.05	23.38	1.89	36.87	17.10	23.34	11.15	57.68	3.84	11.41	51.75
Ce	1.79	169.16	52.61	0.63	1.79	1.05	44.31	2.21	35.81	2.00	61.01	20.37	41.79	13.65	105.53	5.04	16.91	98.28
Pr	0.51	21.91	8.02	0.07	0.27	0.15	6.10	0.34	5.35	0.30	8.49	3.59	5.78	2.23	14.66	0.79	2.71	12.07
Nd	1.98	76.51	32.08	0.33	0.99	0.66	22.82	1.21	19.73	1.10	30.54	13.45	22.60	8.27	54.35	2.76	11.03	42.23
Sm	0.46	14.04	6.92	0.08	0.23	0.14	5.05	0.29	3.50	0.24	5.65	3.00	4.84	1.92	9.40	0.52	2.41	7.70
Eu	0.10	0.78	1.45	0.24	1.37	0.45	1.15	0.08	0.69	0.06	1.18	1.02	0.98	1.35	1.25	0.12	0.58	1.36
Gd	0.54	11.86	5.55	0.07	0.21	0.13	4.28	0.33	3.00	0.26	4.67	2.89	4.15	1.83	6.69	0.54	2.04	6.41
Tb	0.10	2.25	1.07	0.01	0.04	0.03	0.79	0.05	0.57	0.05	0.84	0.53	0.81	0.34	1.22	0.09	0.42	1.15
Dy	0.54	11.47	5.38	0.05	0.17	0.09	3.79	0.34	2.69	0.28	4.00	2.55	3.97	1.68	6.16	0.48	2.11	5.58
Ho	0.11	2.21	1.04	0.01	0.03	0.02	0.74	0.09	0.52	0.07	0.73	0.51	0.75	0.29	1.16	0.09	0.43	1.05
Er	0.37	7.55	3.38	0.03	0.09	0.07	2.39	0.24	1.79	0.20	2.38	1.55	2.35	0.87	3.55	0.28	1.38	3.19
Tm	0.06	1.22	0.54	0.01	0.01	0.01	0.39	0.05	0.29	0.03	0.36	0.23	0.35	0.12	0.53	0.05	0.24	0.51
Yb	0.28	6.81	3.07	0.02	0.07	0.06	2.22	0.21	1.68	0.16	1.93	1.17	1.98	0.66	2.75	0.22	1.28	2.83
Lu	0.04	1.01	0.48	0.01	0.02	0.01	0.36	0.04	0.27	0.03	0.30	0.19	0.32	0.07	0.43	0.04	0.21	0.42
Y	5.70	59.80	27.50	0.40	1.30	0.70	20.50	4.30	17.00	3.30	17.90	17.50	20.40	11.20	29.40	3.50	12.80	28.30
δCe	0.35	0.89	0.94	0.69	0.69	0.69	0.81	0.59	0.76	0.59	0.81	0.61	0.86	0.63	0.87	0.67	0.72	0.93
δEu	0.61	0.18	0.69	9.72	18.65	10.00	0.74	0.79	0.64	0.72	0.68	1.05	0.65	2.17	0.46	0.69	0.78	0.58
ΣREE	9.51	419.98	145.10	2.10	6.63	3.67	121.56	7.52	99.26	6.68	158.94	68.15	114.00	44.43	265.37	14.85	53.15	234.50
ΣLREE	7.47	375.60	124.59	1.88	5.99	3.25	106.60	6.17	88.46	5.59	143.73	58.53	99.32	38.57	242.87	13.07	45.04	213.38
ΣHREE	2.04	44.38	20.51	0.22	0.64	0.42	14.96	1.34	10.80	1.09	15.21	9.63	14.67	5.86	22.50	1.78	8.11	21.12
LREE/HREE	3.66	8.46	6.08	8.68	9.38	7.70	7.12	4.59	8.19	5.13	9.45	6.08	6.77	6.59	10.79	7.33	5.55	10.10
(La/Yb) _N	6.73	9.82	5.49	19.10	13.76	9.55	8.78	7.00	9.98	8.46	13.70	10.48	8.45	12.12	15.05	12.53	6.40	13.12
(La/Sm) _N	3.66	4.28	2.19	4.24	3.74	3.71	3.48	4.57	4.32	5.01	4.21	3.68	3.11	3.75	3.96	4.76	3.06	4.34
(Gd/Yb) _N	1.60	1.44	1.49	2.74	2.48	1.82	1.59	1.30	1.48	1.37	2.00	2.04	1.73	2.29	2.01	2.03	1.32	1.87

*注:氧化物单位%,由中国科学院地球化学研究所完成;微量元素由核工业北京地质研究院分析测试中心完成,Ag、Au单位为 $\times 10^{-9}$,其余为 $\times 10^{-6}$ 。

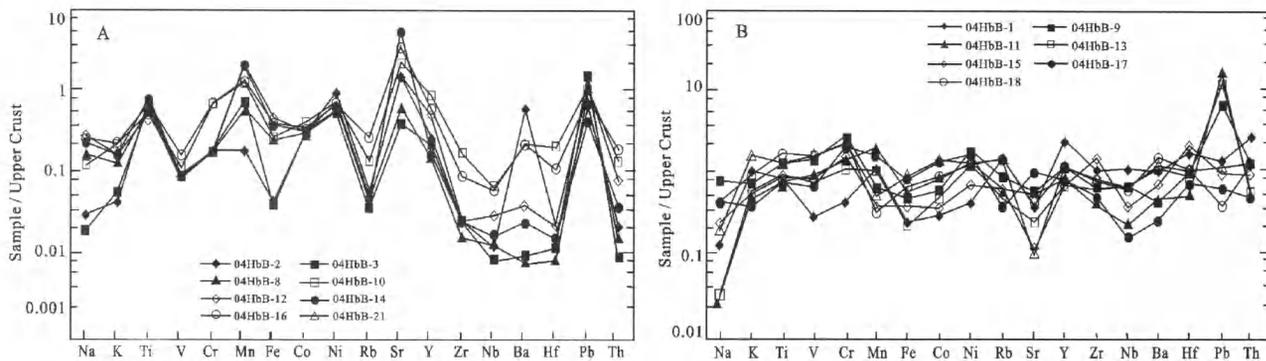


图 6 霍什布拉克铅锌矿床含矿地层岩石样品微量元素蛛网图(据 Taylor and McLennan, 1981)

A - 矿区地层中的碳酸盐岩样品的微量元素蛛网图; B - 矿区地层中泥质粉砂岩、粉砂质灰岩和页岩样品的微量元素蛛网图

Fig. 6 Upper crust-normalized trace elements spidergrams for rock samples from the Huoshibulake Pb-Zn ore-field

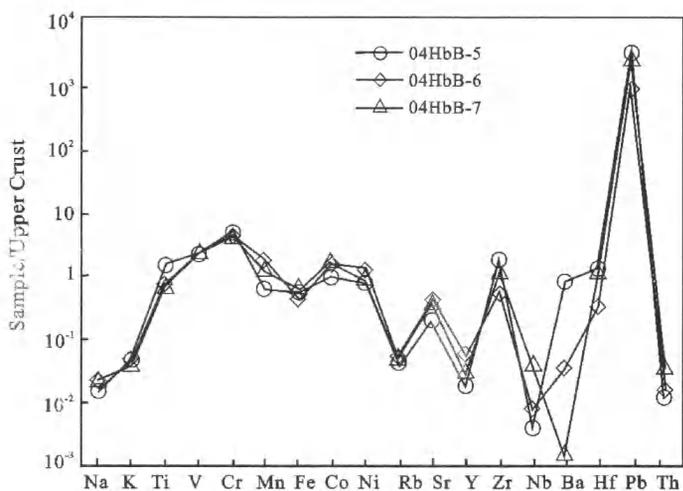


图 7 霍什布拉克铅锌矿床上层矿体矿石样品的微量元素蛛网图(据 Taylor and McLennan, 1981)

Fig. 7 Upper crust-normalized trace elements spidergrams for ore samples from the upper ore-body of the Huoshibulake Pb-Zn ore-field

活动性元素 Y、Zr、Hf, 亏损 Na、Fe、Sr、Nb 为特征(图 6B)。此外, 在一些样品中明显富集成矿金属元素 Pb, 而在大部分样品中亏损 Pb。暗示地层中的大部分碎屑岩具有相同的物源和相似的沉积环境, 仅个别层位形成于特殊的环境或经过了改造。和碳酸盐岩相比, 前者富集 Sr, 亏损 Rb, 后者富集 Rb, 亏损 Sr, 过渡族元素 Ti、V、Cr、Co、Ni 也较碳酸盐岩富集。在岩石的接触关系上泥质、粉砂质灰岩与页岩、泥质粉砂岩之间为连续的互层, 样品之间微量元素分布形式上的差别暗示微量元素在碳酸盐岩和碎屑岩之间的分配和岩石形成环境上的不同, 或矿化程度不同。

上层矿体矿石样品的微量元素分布以较强的富集过渡族元素 Ti、V、Cr、Mn、Co、Ni, 大离子亲石元素 Sr 和 Pb 和非活动性元素 Zr、Hf, 亏损活动性元素

Na、K、Rb 和非活动性元素 Nb、Th(图 7)。此外, 两件样品亏损大离子亲石元素 Ba。3 件样品的微量元素分布形式基本相同。微量元素蛛网图中 Ti、V、Cr、Mn、Co、Ni 的富集和矿区粉砂岩和页岩相似, 大离子亲石元素 Sr、Rb、Pb 和非活动性元素 Zr、Hf、Nb、Th 的富集和亏损与碳酸盐岩相似, 暗示矿石的微量元素分配受碳酸盐岩含矿母岩的控制, 同时矿的形成与粉砂岩和页岩的形成有某些相似的地质、地球化学环境。

霍什布拉克铅锌矿区不同类型的岩矿样品的稀土元素组成具有各自鲜明的特征。

包括 9 件页岩、泥质粉砂岩等碎屑岩样品均出现较高的稀土总量($\sum \text{REE} = 53.15 \times 10^{-6} \sim 419.98 \times 10^{-6}$ 之间)、较弱的负 Ce 异常($\delta \text{Ce} = 0.72 \sim 0.94$)、明显的负 Eu 异常($\text{Eu} = 0.18 \sim 0.78$), 轻稀土富集, 轻、重稀土分馏明显($\sum \text{LREE} = 45.04 \times 10^{-6} \sim 375.60 \times 10^{-6}$, $\sum \text{HREE} = 8.11 \times 10^{-6} \sim 44.38 \times 10^{-6}$, $\text{LREE}/\text{HREE} = 5.55 \sim 10.97$, $(\text{La}/\text{Yb})_N = 5.49 \sim 15.05$)。弱的负 Ce 异常暗示碎屑岩的沉积环境是距洋中脊较远的洋盆。在稀土元素分布模式图上组成一组向右倾斜的分布曲线(表 1, 图 8A), 碎屑岩的这种稀土分布模式与 PAAS(平均太古宙后页岩)的稀土分布模式极其相似(Taylor and McLennan, 1985)。

该矿床 4 件重结晶泥晶灰岩样品的稀土总量比碎屑岩样品低, $\sum \text{REE} = 6.68 \times 10^{-6} \sim 14.85 \times 10^{-6}$; 铈的负异常也比碎屑岩明显, $\delta \text{Ce} = 0.35 \sim 0.67$; 具有较强的负铕异常, $\delta \text{Eu} = 0.61 \sim 0.79$ 。轻稀土富集, 轻、重稀土的分馏程度较高, $\sum \text{LREE} =$

$5.59 \times 10^{-6} \sim 13.07 \times 10^{-6}$, $\Sigma \text{HREE} = 1.09 \times 10^{-6} \sim 2.04 \times 10^{-6}$, $\text{LREE}/\text{HREE} = 3.66 \sim 5.33$, $(\text{La}/\text{Yb})_N = 6.73 \sim 12.53$; 轻稀土分馏明显, $(\text{La}/\text{Sm})_N = 3.66 \sim 5.01$ 。在稀土配分图上位于碎屑岩下方、向右倾斜、明显的负 Ce、Eu 异常的分布形式(图 8A)。与生物碎屑灰岩的稀土分布模式相似(Trueman and Benton, 1997)。

2 件下层矿体的近矿围岩泥质粉砂岩样品(04HbB-13 和 04HbB-15)的稀土总量, 稍低于碎屑岩($\Sigma \text{HREE} = 65.15$ 和 44.43), 高于重结晶泥晶灰岩, 显示明显的负 Ce 异常和正 Eu 异常($\delta \text{Ce} = 0.61$ 和 0.63 ; $\delta \text{Eu} = 1.05$ 和 2.17), 稀土分布曲线位于碎屑岩和碳酸盐岩之间(图 8B)。与相邻碎屑岩的分

布模式不同。

3 件上层矿体的矿石样品(04HbB-5、04HbB-6 和 04HbB-7) ΣREE 值在 $2.10 \times 10^{-6} \sim 6.63 \times 10^{-6}$ 之间, $\Sigma \text{LREE} = 1.88 \times 10^{-6} \sim 5.99 \times 10^{-6}$, $\Sigma \text{HREE} = 0.22 \times 10^{-6} \sim 0.64 \times 10^{-6}$, 均明显低于碎屑岩, 也低于重结晶泥晶灰岩; $\text{LREE}/\text{HREE} = 7.70 \sim 9.38$, $(\text{La}/\text{Yb})_N = 9.55 \sim 19.10$, 轻、重稀土分异明显, LREE 较富集; δCe 均为 0.69 , $\delta \text{Eu} = 9.72 \sim 18.65$, 显示出较明显的负铈异常和强的正铕异常。在稀土元素分布模式图上表现为具有极强的正铕异常和较明显的负铈异常, 轻稀土富集, 向右倾斜的特征(图 8B)。和其它岩石相比稀土总量较低, 轻、重稀土分馏程度强, 且陡度大, 呈极强的正铕异常。

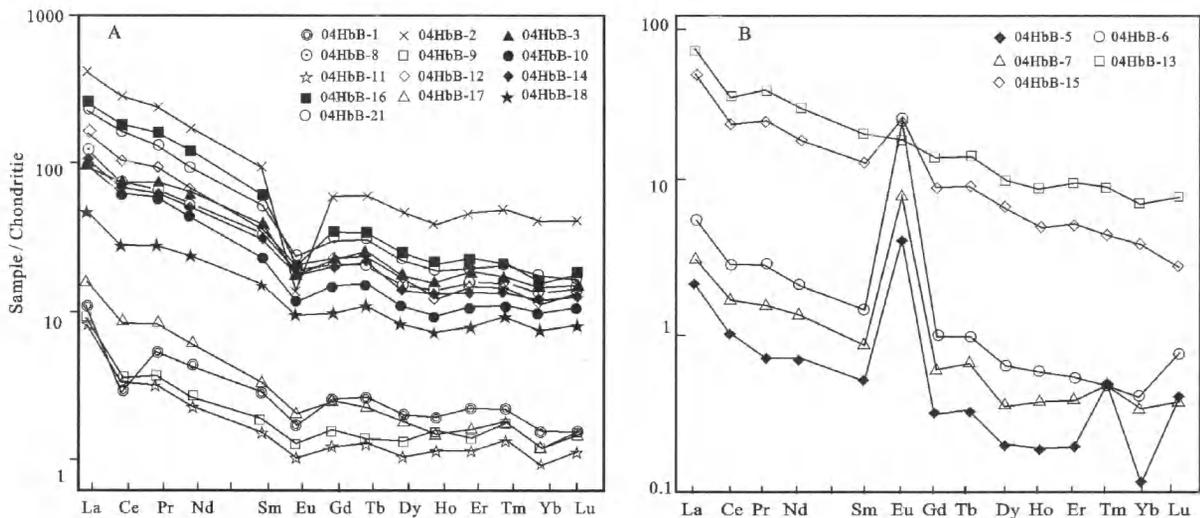


图 8 霍什布拉克铅锌矿床矿区地层岩、矿石样品球粒陨石标准化的稀土分布模式图
(据 Sun and McDomough, 1989 球粒陨石值标准化)

A - 矿区地层的稀土元素分布模式图; B - 上层矿体矿石和下层矿体部分围岩的稀土分布模式图

Fig. 8 Chondrite-normalized REE patterns for Pb-Zn ores and rocks samples from the Huoshubulake lead-zinc ore-field

4 讨 论

(1) 产于碎屑岩向碳酸盐岩过渡部位的霍什布拉克矿床矿体产状与含矿地层一致, 矿石具有条带状、纹层状沉积构造, 显示出层控、沉积成因的特点。

类似的生物结构黄铁矿在土耳其的东 Pontids 的海底火山块状硫化物矿床和加拿大 Abitibi 带的 Coniagas Cu-Pb-Zn 矿床也发育(Doucet *et al.*, 1988; Leitch, 1981, 1990)。现代海洋地质调查在一些主要的现代海底热液活动区发现了正在形成中的生物结构黄铁矿(Normark *et al.*, 1983; Koski *et al.*, 1984), 甚至在洋壳玄武岩中发现了大量与热

液喷口对应的“热液生物”群体(Murton *et al.*, 1994; Parkes *et al.*, 2000)。据研究, 生物活动会促进海水硫酸盐的还原和热液流体中金属元素的聚积, 细菌作用能使硫化物极高程度的富集(Labrenz *et al.*, 2000)。

因此, 该矿床矿石中的条带状、纹层状构造的矿石的发育和具有生物碎屑和残留结构的金属硫化物的存在, 指示该矿床是热水沉积成因的矿床。

(2) Marchig 等认为现代远洋沉积物和成岩含金属层的 As、Sb 含量低(分别为 10×10^{-6} 和 $2 \times 10^{-6} \sim 3 \times 10^{-6}$), 而热水沉积物富集 As、Sb(分别为 200×10^{-6} 和 7×10^{-6})(Marchig *et al.*, 1982), 该矿

床中大部分岩石的 As、Sb 含量较低 ($As = 0.2 \times 10^{-6} \sim 27.0 \times 10^{-6}$; $Sb = 0.13 \times 10^{-6} \sim 5.82 \times 10^{-6}$), 均在远洋沉积物和成岩含金属层的范围内, 而 3 件矿石样品矿石中 As 含量达到了 70.2×10^{-6} 、 108.0×10^{-6} 和 113.4×10^{-6} , Sb 含量达到了 28.98×10^{-6} 、 52.36×10^{-6} 和 92.40×10^{-6} , 接近热水沉积的范围。沉积物中重晶石的产出和 Ba 的富集被认为是热水活动的标志之一(周永章, 1990; 彭军等, 1999), 但在该矿床中重晶石矿物少见, Ba 在矿石和大部分含矿碳酸盐岩围岩中是亏损的, 仅在页岩和粉砂质岩石中微弱富集。运用这一方法的判断该矿床地层中可能有热水沉积物层, 也可能有成岩含金属沉积物层存在。

(3) 该矿床上层矿体的矿石和下层矿体的围岩的部分样品具有以正 Eu 异常为特征的稀土元素分布模式。大量的研究证明沉积物中的正 Eu 异常是高温热水沉积的主要标志之一。如大西洋中脊北纬 $26^{\circ}08'N$ 的现代热水沉积丘 (Michard *et al.*, 1983; Mills and Elderfield, 1995; Humphris and Bach, 2005)、澳大利亚的 Broken Hill (Lottermoser, 1989)、美国的 Red Dog (Slack *et al.*, 2004)、我国四川呷村黑矿型矿床 (别风雷等, 2000) 和陕西东沟坝火山岩型块状硫化物矿床 (丁振举等, 2003) 的矿石都具有此特征。Eu 在地质体中的富集和亏损主要与介质温度有关, 在温度高于 $250^{\circ}C$ 时, Eu 以 Eu^{2+} 存在, 岩石和矿物中活动性强的 Eu^{2+} 易被淋滤出来, 当热液喷出与海水混合, 温度降低到 $250^{\circ}C$ 以下时, 流体的氧逸度 (f_{O_2}) 升高, 活动性强的 Eu^{2+} 被转化为稳定态的 Eu^{3+} 而沉淀, 造成沉积物的正 Eu 异常 (Bau, 1991; Lakshtannov and Stipp, 2004; Hass *et al.*, 1995), 而远离喷口的沉积物 (远源沉积物) 则无正 Eu 异常。因而, 正 Eu 异常也是热液喷口附近高温热水沉积 (近源沉积物) 的标志。

稀土元素具有较高的地球化学稳定性, 在地质作用过程中除非在很高的水/岩条件下, 岩石的稀土元素组成不会发生大的改变, 因而其分布特征能较好地反映矿床所经历的一次最强烈的元素富集和迁移的地质作用, 即主要成矿作用。该矿床的主矿体上层矿体的矿石和下层矿体的部分围岩的稀土元素分布模式指示其为海底热水喷口附近由热水喷流沉积形成, 且成矿温度低于 $250^{\circ}C$, 与邓贵安和蔡宏渊所测 $221^{\circ}C$ 的成矿温度接近 (邓贵安和蔡宏渊, 2003)。

上层矿体矿石和下层矿体部分围岩的稀土分布

特征不同, 前者稀土总量稍低于重结晶泥晶灰岩, 正 Eu 异常强, 后者稀土总量略低于碎屑岩夹层, 正 Eu 异常较弱。二者之间 Eu 异常的强弱不同可能暗示上、下层矿体成矿作用的差异, 如成矿的围岩的性质、物理化学条件、成矿流体的性质、矿化的强弱程度、成矿作用的持续时间等, 值得进一步深入研究。

(4) 该矿床的岩、矿样品中矿石、碳酸盐岩和粉砂岩、页岩等碎屑岩的微量元素分布形式存在明显的差异, 强亲岩浆元素 Cr、Co、Ni 在上层矿体的矿石中较强的富集, 在下层矿体围岩的部分碎屑岩中较明显的富集, 而在碳酸盐岩, 特别是在较纯净的重结晶泥晶灰岩中明显亏损, 暗示矿石和部分碎屑岩的形成过程中有深源物质的加入, 成矿与深部岩浆活动有一定的联系。但在矿区范围内岩浆活动不发育, 矿区外围的霍什布拉克岩体距矿区 3km 以外, 且形成于晚古生代晚期, 与该矿床的成矿存在较大的时空距离, 显然与成矿的关系不大。从矿床所处的构造背景上看, 深源物质可能由深部岩浆热液沿深大断裂上升所带入造成。

(5) Lydon 提出的海底火山块状硫化物矿床的综合成矿模式将深部岩浆活动、海水的纵向对流和深断裂的传导作为的三个主要成矿地质条件 (Lydon, 1984, 1988)。Stix 等提出的海底火山热水沉积块状硫化物矿床成矿热水系统的形成与海水沿深大断裂下渗, 深部岩浆去气物质沿渗透性深断裂上升, 并在盆地内沉积的模式 (Stix *et al.*, 2003) 及澳大利亚学者就 SEXDEX 型矿床提出的成矿模式中同样强调深断裂和热水对流在成矿中的重要性。早先认为 SEDEX 型矿床是在断裂的伸展期热水对流、基底的成矿物质沿断裂系统上升、喷出, 在热卤水池中沉积成矿 (Large *et al.*, 1998; Ireland *et al.*, 2004; Betts *et al.*, 2003)。但 Oliver 等人的模式强调 SEDEX 型矿床主要形成于断裂静止阶段 (Oliver *et al.*, 2006), 这一模式可能和霍什布拉克矿床的情况更符合。西南天山区域上泥盆系中的沉积间断及晚古生界与下伏地层之间以角度不整合接触 (贾承造等, 2004), 指示早古生代晚期区域性拉伸已经结束, 塔里木板块的西北缘开始从被动大陆边缘向活动性大陆边缘转换。这种由被动型大陆向主动型大陆边缘的转化阶段是板块边缘成矿最活跃的时期, 如我国西南川、滇、黔接壤地区的铅锌矿成矿区也是在经过较长时间的板块边缘拉张后逐渐进入大规模成矿阶段 (张志斌等, 2006)。因此, 该地区的乌恰-库尔勒深大断裂带在晚泥盆世时进入从伸展

向挤压转换的静止阶段,霍什布拉克矿床所处的迈丹-阔克萨勒晚古生代陆缘盆地正是这个时期接受了含金属热水沉积物。此外,新疆境内和该矿床同时代的热液沉积矿床还有阿尔泰地区的阿舍勒铜矿床(曾乔松等,2005),证明早古生代晚期是新疆北部大陆边缘热液沉积成矿的主要时期。

5 结 论

产于碎屑岩-碳酸盐岩建造中的霍什布拉克铅锌矿床的矿体和含矿地层的产状一致,主矿体的矿石具有条带状、纹层状沉积构造,矿石中大量发育霉球状、管状和环带状生物结构。含矿地层和矿石的主量元素 PER 图解显示含矿碳酸盐岩以含石膏的灰岩为主,白云岩化微弱,矿化与硅化关系密切。矿石、围岩的微量和稀土元素地球化学特征显示出上层矿体矿石及围岩重结晶泥晶灰岩和下层矿体的部分围岩页岩、泥质粉砂岩和粉砂质灰岩等碎屑岩具有各自鲜明的微量和稀土元素分布特征。上层矿体矿石和下层矿体的部分围岩中富集强亲岩浆元素 Cr、Co、Ni,且上层矿体矿石、下层矿体部分围岩的稀土元素分布模式具有不同程度的正 Eu 异常,暗示矿石和部分碎屑岩的形成过程中有深源物质的加入,矿石沉积于热水喷口附近。综合区域及矿床地质特征和地球化学特征,认为该矿床应属于热液沉积矿床中的 SEDEX 型矿床。

致谢:中国科学院广州地球化学研究所赵振华研究员审阅了本文,并提出了宝贵的意见。南京大学周国庆教授在岩石薄片鉴定方面提供的帮助。国土资源部西安地矿所杜玉良研究员、中科院广州地球化学所王核研究员提供了部分资料。在数据处理中使用了国土资源部宜昌地矿所路远发研究员、中科院广州地球化学研究所周继彬博士的地球化学数据处理软件,在此一并感谢。

参考文献 (References):

- 别风雷,侯增谦,李胜荣,苏文超,徐九华. 2000. 川西呷村超
大黑矿型矿床成矿流体稀土元素组成. 岩石学报, 16
(4): 575 - 580.
- 曹荣龙,朱寿华,朱祥坤,管云彬. 1993. 新疆北部板块与
地体构造格局. 见:涂光炽主编. 新疆北部固体地球科
学新进展. 北京:科学出版社, 11 - 26.
- 陈哲夫. 2004. 新疆开合构造与成矿特征的有关问题. 地质
通报, 23(3): 214 - 221.
- 成守德. 1996. 中国新疆北部及邻区贵重有色金属矿产成矿
图说明书. 武汉:中国地质大学出版社, 1 - 112.
- 邓贵安,蔡宏渊. 2003. 霍什布拉克铅锌矿床成因研究. 矿
产与地质, 17(6): 688 - 691.
- 丁振举,姚书振,刘丛强,周宗桂,杨明国. 2003. 东沟坝多金
属矿床喷流沉积成矿特征的稀土元素地球化学示踪.
岩石学报, 19(4): 792 - 798.
- 何国琦,李茂松,韩宝福. 2001. 中国西南天山及邻区大地
构造研究. 新疆地质, 19(1): 7 - 11.
- 何国琦,刘德权,李茂松,唐延龄,周汝洪. 1995. 新疆主
要造山带地壳发展的五阶段模式及成矿系列. 新疆地
质, 13(2): 99 - 193.
- 胡霭琴,王中刚,涂光炽等. 1997. 新疆北部地质演化及成
岩成矿规律. 北京:科学出版社, 210 - 223.
- 贾承造,张师本,吴绍祖等. 2004. 塔里木盆地及周边地层
(下册). 北京:科学出版社, 2 - 77.
- 刘德权,唐延龄,周汝洪. 1996. 中国新疆矿床成矿系列. 北
京:地质出版社, 1 - 101.
- 裴荣富,李进文,梅燕雄. 2005. 大陆边缘成矿. 大地构造与
成矿学, 29(1): 24 - 34.
- 彭军,伊海生,夏文杰. 1999. 湘黔桂地区晚前寒武纪层状
硅质岩的地球化学特征及成因. 地质地球化学, 27
(4): 33 - 39.
- 涂光炽主编. 1993. 新疆北部固体地球科学新进展. 北京:
科学出版社, 1 - 548.
- 杨建国,闫晔轶,徐学义,马中平,赵仁夫,姚文光. 2004.
西南天山成矿规律及其与境外对比研究. 矿床地质, 23
(1): 20 - 30.
- 杨牧,彭省临,杨斌,刘亮明. 2005. 新疆北部壳体大地构
造演化与运动初步研究. 大地构造与成矿学, 29(1):
113 - 121.
- 曾乔松,陈广浩,王核,李鹏春. 2005. 基于多因复成矿床理
论探讨阿舍勒铜矿的成因. 大地构造与成矿学, 29(4):
545 - 550.
- 张良臣,吴乃元. 1985. 天山地质构造及演化. 新疆地质, 8
(2): 1 - 14.
- 张志斌,李朝阳,涂光炽,夏斌,韦振权. 2006. 川、滇、黔
接壤地区铅锌矿床产出的大地构造演化背景及成矿作
用. 大地构造与成矿学, 30(3): 343 - 354.
- 赵仁夫,杨建国,王满仓,姚文光. 2002. 西南天山成矿地
质背景研究及找矿潜力评价. 西北地质, 35(4): 101 -
121.
- 赵振华,沈远超,涂光炽. 2001. 新疆金属矿产资源的基础
研究. 北京:科学出版社, 1 - 276.
- 周永章. 1990. 丹池盆地热液成因硅质岩地球化学特征. 沉
积学报, 8(3): 75 - 83.
- Bau M. 1991. Rare-earth element mobility during hydrothermal
and metamorphic fluid-rock interaction and significance of
the oxidation state of europium. *Chemical Geology*, 93:
219 - 230.
- Betts P G, Giles D and Lister G S. 2003. Tectonic environment
of shale-hosted massive sulfide Pb-Zn-Ag deposits of Proter-

- ozoic northeastern Australia. *Economic Geology*, 98: 557 - 576.
- Doucet P, Mueller W and Chartrand F. 1988. Alteration and ore mineral characteristics of the Archean Coniagas massive sulfide deposit, Abitibi belt, Quebec. *Canada Journal of Earth Science*, 35: 620 - 636.
- Hass J R, Shock E L and Sassani D C. 1995. Rare earth elements in hydrothermal systems; Estimates of standard partial modal thermodynamic properties of aqueous complexes of the rare earth elements at high pressures and temperature. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(21): 4329 - 4350.
- Humphris S E and Bach W. 2005. On the Sr isotope and REE compositions of anhydrites from the TAG seafloor hydrothermal system. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69(6): 1511 - 1525.
- Ireland T, Large R R, McGoldrick P J and Blake M. 2004. Spatial distribution patterns of sulfur isotopes, nodular carbonate, and ore textures in the McArthur River (HYC) Zn-Pb-Ag deposit, Northern Territory, Australia. *Economic Geology*, 99: 1687 - 1709.
- Koski R A, Clague D A and Ouin E. 1984. Mineralogy and chemistry of massive sulfide deposits from the Juan de Fuca Ridge. *Geological Society of America Bulletin*, 95: 930 - 945.
- Labrenz M, Druschel G K, Thomsen-Ebert T, Gilbert B, Welch S A, Stasio G D, Bond P L, Lai B, Kelley S D and Banfield J F. 2000. Formation of sphalerite (ZnS) deposits in natural biofilms of sulfate-reducing bacteria. *Science*, 290: 1744 - 1747.
- Lakshatannov L Z and Stipp S L S. 2004. Experimental study of europium (III) coprecipitation with calcite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68(4): 819 - 827.
- Large R R, Bull S W, Cooke D R and McGoldrick P J. 1998. A genetic model for the HYC deposit, Australia: based on regional sedimentology, geochemistry and sulphide-sediment relationships. *Economic Geology*, 93: 1345 - 1569.
- Leitch C H B. 1981. Mineralogy and textures of the Lahanos and Kizilkaya massive sulphide deposits, northeastern Turkey and their similarity to Kuroko ores. *Mineral Deposita*, 16: 241 - 257.
- Leitch C H B. 1990. Ore textures in Turkish volcanogenic massive sulfide deposits in light of exhalative sulfide deposits from axial seamount and explorer ridge, Northeastern Pacific Ocean. *Canadian Mineralogist*, 28: 51 - 54.
- Lottermoser B G. 1989. Rare earth element study of exhalites within the Willyama Supergroup, Broken Hill Block, Australia. *Mineral Deposita*, 24: 92 - 99.
- Lydon J H. 1988. Ore deposit model-14, Volcanogenic massive sulfide deposits, part 2: genetic models. *Geoscience Canada*, 15: 43 - 66.
- Lydon J W. 1984. Ore deposit model 14, Volcanogenic massive sulfide deposits, part 1: A descriptive model. *Geoscience Canada*, 11: 195 - 202.
- Marchig V, Gundlach H, Moller P and Schley F. 1982. Some geochemical indicators for discrimination between diagenetic and hydrothermal metalliferous sediments. *Marine Geology*, 50(3): 241 - 256.
- Michard A, Albarde F, Michard G *et al.* 1983. Rare-earth elements and uranium in high-temperature solutions from East Pacific Rise hydrothermal vent field (13° N). *Nature*, 303: 795 - 797.
- Mills R and Elderfield H. 1995. Rare earth element geochemistry of hydrothermal deposits from the active TAG Mount 260N mid-Atlantic Ridge. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(17): 3511 - 3524.
- Murton B J, Klinkhammer G, Becker K, Briais A, Edge D, Hayward N, Millard N, Mitchell J, Rouse I, Rudnicki M, Sayanagi K, Sloan H and Parson L M. 1994. Direct evidence for the distribution and occurrence of hydrothermal activity between 27°-30° N on the Mid-Atlantic Ridge. *Earth Planetary Science Letter*, 125: 119 - 128.
- Normark W R, Moryon J L, Koski R A, Clague D A and Delaney J R. 1983. Active hydrothermal vents and sulfide deposits on the southern Juan de Fuca Ridge. *Geology*, 11: 158 - 163.
- Oliver N H S, McLellan J G, Hobbs B E, Cleverley J S, Ord A and Feltrin L. 2006. Numerical models of extensional deformation, heat transfer and fluid flow across basement-cover interfaces during basin-related mineralization. *Economic Geology*, 101: 1 - 31.
- Parkes R J, Cragg B A and Wellsbury P. 2000. Recent studies on bacterial populations and processes in subsea floor sediments: A review. *Hydrogeological Journal*, 8: 11 - 28.
- Pearce T H and Stanley C R. 1991. The validity of Pearce element ratio analysis in petrology: an example from the Uwekahuna laccolith, Hawaii. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 108: 212 - 218.
- Pearce T H. 1987. The identification and assessment of spurious trends in Pearce-type ratio variation diagrams: a discussion of some statistical arguments. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 97: 529 - 534.
- Slack J F, Kelley K D, Anderson V M, Clark J L and Ayuso R A. 2004. Multistage hydrothermal silicification and Fe-Tl-As-Sb-Ge-REE enrichment in the Red Dog Zn-Pb-Ag district, northern Alaska: Geochemistry, origin and exploration applications. *Economic Geology*, 99: 1481 - 1508.
- Stanley C R and Russell J K. 1989. Petrologic hypothesis testing with Pearce element ratio diagrams, derivation of diagram axes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 103(1): 78 - 89.
- Stix J, Kennedy B, Hannington M, Gibson H, Fiske R, Mueller W and Franklin J. 2003. Caldera-forming processes and

- the origin of submarine volcanogenic massive sulfide deposits. *Geology*, 31(4): 375 - 378.
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; Implications for mantle composition and processes. *Journal of the Geological Society Special publications*, 42: 313 - 345.
- Taylor S R and McLennan S M. 1981. The composition and evolution of the continental-crust-rare-earth element evidence from sedimentary-rocks. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 301(1461): 381 - 399.
- Taylor S R and McLennan S M. 1985. The continental crust: Its composition and evolution. An examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks. Oxford London: Blackwell Scientific Publication, 1 - 30.
- Trueman C N and Benton M J. 1997. A geochemical method to trace the taphonomic history of reworked bones in sedimentary settings. *Geology*, 25(3): 263 - 266.
- Whitbread M A and Moore C L. 2004. Two lithogeochemical approaches to the identification of alteration patterns at the Elura Zn-Pb-Ag deposit, Cobar, New South Wales, Australia; use of Pearce Element Ratio analysis and Isocon analysis. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, 4: 129 - 141.

GEOLOGICAL AND GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF HUOSHIBULAKE PB-ZN DEPOSIT IN XINJIANG

ZHANG Zhibin^{1,3}, YE Lin^{1,2}, LI Wenqian¹, LI Chaoyang¹,
GAO Zhenquan², LI Jianfeng^{1,3} and XU Lifeng^{1,3}

(1. Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou, GD 510640, China; 2. Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang, GZ 550002, China; 3. Graduate School of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Abstract: The ore bodies and their hosting strata of Huoshibulake Pb-Zn deposit show consistent occurrence, and the ores of the main orebody are characterized by striped and laminar structures, in addition to well-developed organic textures such as framboidal spherules, tubular and zonal textures. All of these show that the ore deposit is strata-bound and of hydrothermal origin. The major elemental PER diagrams for samples of ores and ore-hosting rocks reveal that the ore-hosting carbonate rocks are mainly gypsiferous limestones with development of weak dolomitization, and that mineralization is intimately correlated to silicification. The ores, ore-hosting carbonate rocks and clastic rocks including shale, silt limestone and pelitic siltstone all show distinct trace elemental distribution patterns. Ore samples of the upper ore-body are enriched in transitional elements like Ti, V, Cr, Mn, Co and Ni, immobile elements like Zr and Hf, as well as large ion lithophile elements like Sr and Pb, but are depleted in mobile elements such as Na, K, Rb, Ba and immobile elements such as Nb, Th. Samples of recrystallized micritic limestones are enriched in transitional elements like Ti, Mn, Ni, large ion lithophile elements like Sr, Pb, depleted Zr, Hf, Nb, Th, and trace elements of the surrounding rocks for the lower ore-body. Samples of shales, silt limestones and pelitic siltstones distributed near the average upper crust line are obviously enriched in transitional elements like Ti, V, Cr, Mn, Co and Ni, large ion lithophile element Rb and immobile elements like Y, Zr, Hf, but are depleted in Na, Fe, Sr, Nb. All ore samples from the upper ore-body and part of the samples from the lower ore-body and its surrounding rocks are enriched in strong magmaphile elements like Cr, Co and Ni. The rare earth elemental distribution patterns for ore samples from the upper ore-body are characterized by strong positive europium anomaly, while samples from the wall rocks for the lower ore-body show clearly positive europium anomaly, which is lower than that for the upper ore-body. These geological and geochemical evidences support the conclusion that this deposit is a SEDEX-type hydrothermal deposit.

Keywords: southwest Tianshan; Huoshibulake Pb-Zn deposit; hydrothermal ore deposit; economic geology; ore deposit geochemistry