白云鄂博群黑色岩系微量元素地球化学特征及地质意义

赵百胜[1,2]，刘家军[1,2]，王建平[1,2]，翟裕生[1,2]，彭润民[1,2]，王守光[3]，沈存利[3]

(1. 中国地质大学 地质过程与矿产资源国家重点实验室，北京 100083;
2. 中国地质大学 岩石圈构造、深部过程及探测技术教育部重点实验室，北京 100083;
3. 内蒙古自治区地质调查院，内蒙古 呼和浩特 010020)

摘要：白云鄂博群位于华北地台北缘，是一套中 —新元古代裂谷沉积的产物。尖山组和比鲁特组是其中主要的黑色岩系。对以上两组中的碳质页岩和板岩的 Au、Ag、As、Ba、Co、Cu、Hg、Mn、Mo、Ni、P、Pb、V、Zn、U、B、Sb等微量元素和稀土元素进行了较为详细的研究。通过元素含量特征、$w(V)/w(V+Ni)$、$w(Zn)-w(Co)-w(Ni)$三元图、稀土配分曲线、$w(Ce)/w(La)$、Ce和 Eu异常、$w(La)/w(Yb)-w(Ce)/w(La)$和 $w(La)/w(Yb)-w(\Sigma REE)$图解等方法对其沉积环境特征进行了探讨。微量元素含量分析显示白云鄂博群黑色岩系以富亲铜元素和亲石元素、贫亲铁元素为特征，其中富集 Hg、B、As、Mn、Sb、Au、Ag、Pb、P、Ba、U、Mo等多种元素；较高的 $w(B)$反映了黑色岩系沉积于盐度较高的水体中；高的 $w(V)/w(V+Ni)$、$w(Ce)/w(La)$反映了黑色岩系形成于缺氧的沉积环境中；黑色岩系中 Hg、Sb、Ba的富集和 $w(Zn)-w(Co)-w(Ni)$图解中投点大部分靠近热水沉积区域指示了黑色岩系中有热水沉积物的参与；稀土元素配分模式、Ce和 Eu异常及 $w(La)/w(Yb)-w(\Sigma REE)$和 $w(La)/w(Yb)-w(Ce)/w(La)$图解投点在两岩组中的不同特点表明尖山组沉积物以陆源沉积为主，有少量热水沉积物参与；而比鲁特组中热水沉积组分所占比例较大，形成时海水较深。

关键词：微量元素；地球化学特征；黑色岩系；白云鄂博群；内蒙古
中图分类号：P595 **文献标识码**：A **文章编号**：1000-8527(2007)01-0087-08

Trace Elements Geochemistry of the Black Rock Series from Bayan Obo Group and Their Geological Implications

ZHAO Bai-sheng[1,2], LIU Jia-jun[1,2], WANG Jian-ping[1,2], ZHAI Yu-sheng[1,2], PENG Run-min[1,2], WANG Shou-guang[3], SHEN Cun-li[3]

(1. *State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China;*
2. *Key Laboratory of Lithosphere Tectonics and Lithosphere Technology of Ministry of Education, China University of Geosciences, Beijing 100083, China;*
3. *Inner Mongolia Institute of Geological Survey, Hohhot, Inner Mongolia 010020, China*)

Abstract: The Bayan Obo Group of Middle-Upper Proterozoic is composed of a series of continental margin rift sedimentary rocks distributed in central Inner Mongolia, China. Based on structural characteristics six sedimentary cycles, represented by the Dulahala Formation, the Jianshan Formation, the Halahuogete Formation, the Bilute Formation, the Baiyinbaolage Formation and the Huji'ertu Formation, can be recognized, in which the Jianshan and Bilute formations are important parts. They contain abundant organic materials and show significant enrichment of a variety of ore-forming elements (Au, P, Fe, and REEs). Samples of carbonaceous shale collected from the black rock series were analyzed for trace elements and rare earth elements that were used to demonstrate the paleoenvironmental settings. Remarkable enrichment can be recognized of a variety of trace elements, including Hg, B, As, Mn, Sb, Au, Ag, Pb, P, Ba, U and Mo. The high content of B in the black

收稿日期：2006-06-16；**改回日期**：2006-12-28；**责任编辑**：楼亚儿。
基金项目：国家自然科学重点基金项目(40234051)；中国地质大学岩石圈构造、深部过程及探测技术教育部重点实验室和地质过程与矿产资源国家重点实验室开放课题(GPMR0527)；内蒙古地质勘查重大科研项目(内地研 2004-02)。
作者简介：赵百胜，男，博士研究生，1978年出生，矿物学、岩石学、矿床学专业，主要从事矿床地球化学的研究工作。Email: zbsh_2002@126.com。

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

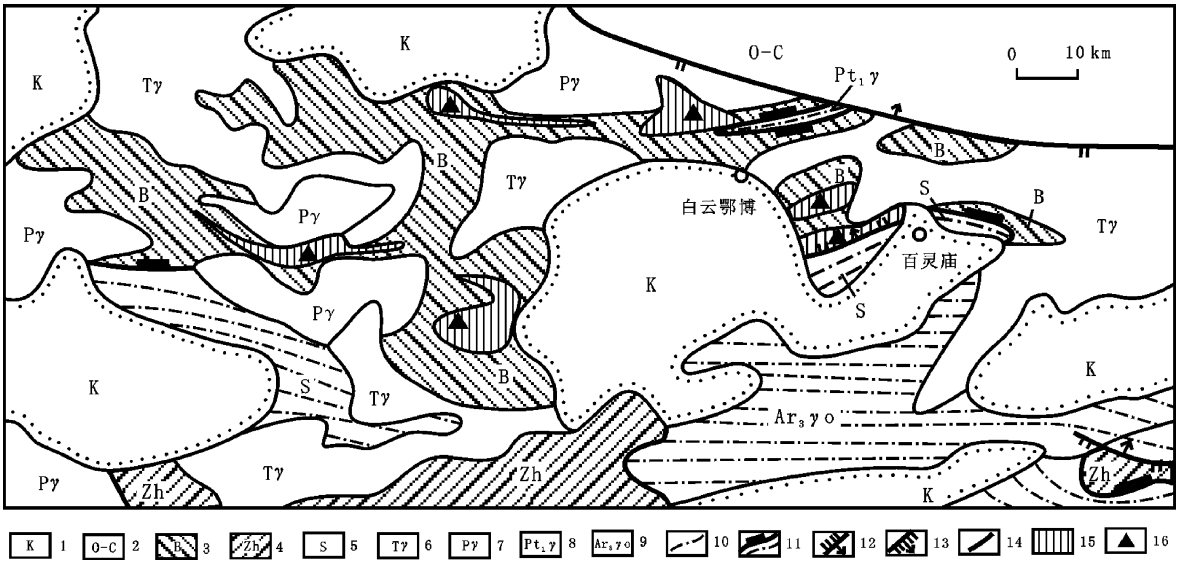
rock series represents a high-salinity sedimentary condition; high V/(V+Ni) and Ce/La indicate an anoxic sedimentary environment for these shales. The Zn-Co-Ni diagram and the high contents of Ba, As, Sb and B are important indicators of hydrothermal sedimentation. The differences between the Jianshan Formation and Bilute Formation in REE patterns, Ce and Eu anomalies, La/Yb-ΣREE and La/Yb-Ce/La diagrams suggest that the Jianshan Formation consists of dominating terrigenous matters with few hydrothermal sediments, while the Bilute Formation formed in a deeper depth contains a higher proportion of hydrothermal sediments than the Jianshan Formation does.

Key words: trace element; geochemistry; black rock series; Bayan Obo Group; Inner Mongolia

0 引 言

黑色岩系是含有机碳($C_{有机}$含量接近或大于1%)及硫化物(铁硫化物为主)较多的深灰—黑色的硅质岩、碳酸盐岩、泥质岩(含层凝灰岩)及其变质岩的组合体系[1]。导致岩石黑色的原因是有机碳、细分散硫化物及颗粒的超微粒度(如纳米级)。黑色岩系常常是两种以上岩石组成的岩类组合体系,有时也以端元岩石为主。不同岩类组合代表不同的沉积环境和背景,赋存有不同种类的矿床[2]。

黑色岩系,可称之为地质历史发展过程中具重现性的时限沉积相,是地球演化特定地质环境的产物,是岩石圈、水圈、气圈变化和相互作用的结果,也是开放的地球复杂动力系统演化的标志和体现。黑色岩系具有多类型和成因多样性的特点,不同的黑色岩系反映不同地质背景和沉积缺氧环境。而且由于黑色岩系作为稀有金属的富集层和某些成矿元素的异常富集层或矿源层具有明显的经济意义,促使地质学家对其进行了持续不断的研究[3-4]。在国外存在着几个分布广泛的黑色岩系层位,如纵贯英格兰南部、荷兰、德国到中欧诸国的上二叠统 Kupferschifer、加拿大育空地区中—上泥盆统、俄罗斯西伯利亚里菲纪(Riphean)上部和波兰的前寒武纪早元古代与有机碳有关的 PGE-Au-U岩系及中亚元古宙和古生代地层中均有黑色岩系分布[5-6]。在我国黑色岩系自元古宙到第三系都有分布,其中产出众多矿产,但主要分布于南方各省[3]。我国北方黑色岩系主要包括华北地台中—新元古界[7-9]和塔里木



1. 白垩系; 2. 奥陶系—石炭系; 3. 白云鄂博群; 4. 渣尔泰山群; 5. 色尔腾山群; 6. 三叠纪花岗岩; 7. 二叠纪花岗岩; 8. 古元古代侵入岩; 9. 新太古代片麻状英云闪长岩; 10. 糜棱岩化; 11. 拆离断层; 12. 逆断层; 13. 正断层; 14. 性质不明断层; 15. 白云鄂博群黑色岩系; 16. 采样点

图 1 内蒙古中部白云鄂博地区地质简图(据陈志勇等[20]和白云鄂博和达茂旗 1∶20万地质图修改)

Fig. 1 Geological sketch map of Bayan Obo area in central Inner Mongolia
(modified after Cheng Z Y et al[20] and 1∶20 geology maps of Bayan Obo and Damaoqi)

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

地块下寒武统[10-12]等。位于华北地台北缘中段的白云鄂博群是一套中—新元古代大陆边缘裂谷沉积产物。其中尖山组和比鲁特组发育厚层黑色岩系，并赋存稀土、铌、铁、金、磷、锰等多种矿产。本文通过对其中黑色岩系微量元素地球化学特征的研究，探讨黑色岩系的形成环境。

1　地质背景

白云鄂博群分布于白云鄂博、四子王旗北部，向东延伸至锡林郭勒盟南部化德县。其上被白垩系地层不整合覆盖，其下和新太古代色尔腾山群不整合接触。分布区有大片花岗岩侵入(图 1)。白云鄂博群区域构造上位于华北古陆北缘，是一套近万米厚的中—新元古代大陆边缘裂谷沉积产物，它由一套低绿片岩相旋回性清楚的以碎屑岩、泥岩为主体，并有碳酸盐岩和碱性火山岩的火山—沉积建造组成[13]。近年来在白云鄂博矿区调查中发现了确切的富钠碱性火山角砾岩，确定了热水沉积富钾硅质岩及火成碳酸岩等火山岩系[14-16]，对白云鄂博裂谷的演化及白云鄂博矿床成因都有了更深入的认识。

白云鄂博群内部划分尚有不同认识，《内蒙古区域地质志》[17]将白云鄂博群置于长城系，自下而上分为都拉哈拉组、尖山组、哈拉霍疙特组、比鲁特组、白音布拉格组和呼吉尔图组。《内蒙古自治区岩石地层》[18]和《白云鄂博幅 1∶25万区域地质图》(2002)将都拉哈拉组和尖山组置于长城系，哈拉霍疙特组和比鲁特组置于蓟县系，白音布拉格组和呼吉尔图组置于青白口系。

白云鄂博群自下而上构成两个相反的大旋回。从都拉哈拉组至比鲁特组是一个长时期的海进层序，其沉积环境从三角洲—海滩相，直至水深较大的浅海—次深海相。从白音布拉格组至呼吉尔图组则是一个不完全的海退层序。其中尖山组和比鲁特组是主要的黑色岩系。尖山组下部为碳质铁锰质板岩夹粉砂岩，中部为碳质、粉砂质板岩与石英岩、石英砂岩互层，上部为粉砂质、硅质板岩及长石石英砂岩，顶部出现泥硅质灰岩，该组为浅海—滨海相沉积。比鲁特组为泥质页岩—碎屑岩建造，最为特征的是一套滑塌堆积所形成的砾岩、角砾岩及伴生的浊积岩从下而上形成一个从粗到细的沉积旋回。该组中含碳质，但含量不均，最高可达 5%，部分地段含黄铁矿。该组形成于裂谷发育的鼎盛时期，属于浅海—次深海相沉积[17]。

2　样品采集测试

本研究区位于内蒙古中部白云鄂博地区，采样位置见图 1。样品采集方法为：选取尖山组和比鲁特组黑色岩系较发育地区，基本垂直地层走向连续取样，取样对象主要为深灰色—黑色碳质页岩及板岩，采样过程中尽量采取没有发生后期蚀变的新鲜岩石。对样品中的 Au、Ag、As、Ba、Co、Cu、Hg、Mn、Mo、Ni、P、Pb、V、Zn、U、B、Sb和稀土等元素进行了分析，样品中 Au、Ag含量由石墨炉原子吸收光谱法测量，As、Hg、U含量由原子荧光光谱法测量，其他微量元素含量由等离子质谱法测量。分析测试由中国地质科学院地球物理地球化学勘查研究所完成。分析结果见表 1和表 2(由于数据较多，分析数据只列出了统计结果)，其中地壳元素丰度采用黎彤[19]的数据，球粒陨石稀土元素丰度采用 Bonyton[19]的数据，北美页岩稀土元素丰度采用 Haskin[19]的数据。本文 Ce、Eu异常计算公式为：$\delta Ce_N = Ce_N / (La_N \cdot Pr_N)^{1/2}$，$\delta Eu_N = Eu_S / (Sm_N \cdot Gd_N)^{1/2}$，$\delta Ce_S = Ce_S / (La_S \cdot Pr_S)^{1/2}$，$\delta Eu_N = Eu_S / (Sm_S \cdot Gd_S)^{1/2}$，其中 N代表球粒陨石标准化，S代表北美页岩标准化。

3　分析与结果讨论

3.1　微量元素特征

从表 1中各元素平均值可知，黑色岩系总体上富亲铜元素(但贫 Cu、Zn)和亲石元素，贫亲铁元素，其中 Hg、B、As、Mn、Sb、Au、Ag、Pb、P、Ba、U、Mo含量高于地壳的丰度；V、Zn、Cu、Co、Ni含量略低于地壳的平均丰度。富集多种元素的黑色岩系有利于形成各种矿产，可能与产于其中的金、磷、锰、铀等矿床(点)存在某种成因联系。尖山组和比鲁特组的微量元素含量(表 1)和微量元素地壳丰度标准化图解特征(图 2)都很相近，其中比鲁特组 As、Cu、Pb、Zn、V等元素含量略高于尖山组，尖山组的 Mn、P、Hg含量略高于比鲁特组，只有比鲁特组的 Sb含量明显高于尖山组(前者为后者的 18倍)。这反映了它们处于相似的沉积环境，又表现出各自的特征。

Hg、Sb、Ba在海水中的含量很低，一般不能在正常沉积物中富集，而在现代海底热水中含量很高，往往在热水沉积物中富集，故它们是热水

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

沉积最主要的标志[21-22]。以上3种元素在白云鄂博群黑色岩系中富集表明黑色岩系中具有热水沉积组分。

海水中 w(B)与盐度呈线性关系，而沉积物中的 w(B)与水介质中的 w(B)有关，正常情况下海相泥岩沉积物中 w(B)高于淡水相沉积物中的 w(B)。这是 w(B)可以作为古盐度标志的依据。一般情况下，海相样品中 w(B)为 80 $\times10^{-6}$～125 $\times10^{-6}$[23]。表1中所测样品 w(B)为 116.20 $\times10^{-6}$～248.90 $\times10^{-6}$(平均值 184.72 $\times10^{-6}$)，大

表1 黑色岩系样品微量元素含量分析结果统计 ($w_B/10^{-6}$)

Table 1 Statistical results of trace elements contents of the black rock series from the Bayan Obo Group, Inner Mongolia ($w_B/10^{-6}$)

统计项	Au	Ag	As	Hg	Sb	Cu	Pb	Zn	Co	Ni
比鲁特组最小值	0.002 3	0.067 0	3.70	5.00	1.02	19.01	8.00	48.00	3.10	12.30
比鲁特组最大值	0.029 3	0.650 0	80.74	27.00	9.56	70.50	76.20	159.60	12.10	29.10
比鲁特组平均	0.009 8	0.242 7	24.85	13.85	3.62	38.35	28.80	94.36	7.18	21.39
尖山组最小值	0.000 9	0.042 9	1.70	19.00	0.13	9.20	8.00	8.30	3.30	5.10
尖山组最大值	0.059 8	0.506 0	20.40	41.00	0.31	25.30	54.00	118.90	12.88	41.10
尖山组平均	0.010 0	0.126 3	6.93	27.84	0.20	14.56	17.43	38.35	6.97	15.38
总平均值	0.009 9	0.184 5	15.89	20.85	1.91	26.45	23.11	66.35	7.08	18.39
浓度克拉克值	2.826 0	2.306 1	7.22	231.61	3.18	0.42	1.93	0.71	0.28	0.21
地壳元素丰度	0.003 5	0.080 0	2.20	0.09	0.60	63.00	12.00	94.00	25.00	89.00

统计项	Mo	P	Mn	B	Ba	V	U	w(Ni)/w(Co)	w(V)/w(V+Ni)
比鲁特组最小值	0.60	376.00	177.00	116.20	267.00	69.00	0.80	1.67	0.77
比鲁特组最大值	2.40	3 632.00	833.00	248.90	2 766.00	218.00	4.19	7.39	0.91
比鲁特组平均	1.54	1 337.53	421.60	195.53	640.67	137.53	2.21	3.50	0.86
尖山组最小值	0.40	226.00	227.00	137.80	427.00	53.00	1.20	1.31	0.70
尖山组最大值	3.40	16 307.00	2 561.00	212.80	1 573.00	125.80	5.00	4.08	0.94
尖山组平均	1.59	2 461.07	822.73	173.90	697.00	77.22	2.81	2.26	0.84
总平均值	1.56	1 899.30	622.17	184.72	668.83	107.37	2.51	2.88	0.85
浓度克拉克值	1.20	1.58	4.79	24.30	1.71	0.77	1.48		
地壳元素丰度	1.30	1 200.00	130.00	7.60	390.00	140.00	1.70		

表2 黑色岩系样品稀土元素含量分析结果统计（$w_B/10^{-6}$）

Table 2 Statistical results of REE contents of the black rock series from the Bayan Obo Group, Inner Mongolia（$w_B/10^{-6}$）

统 计 项	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y
比鲁特组最小值	11.90	21.74	4.47	19.40	3.91	0.88	4.13	0.73	4.59	0.93	2.67	0.46	3.00	0.49	8.70
比鲁特组最大值	62.90	124.95	14.70	54.98	9.50	2.14	7.79	1.41	7.96	1.68	4.46	0.79	4.70	0.76	46.00
比鲁特组平均值	35.57	69.98	8.75	33.16	6.04	1.36	5.51	0.98	5.65	1.17	3.37	0.59	3.70	0.63	27.64
尖山组最小值	28.76	52.48	6.38	23.20	3.96	0.73	3.14	0.45	2.38	0.43	1.27	0.20	1.46	0.25	9.40
尖山组最大值	47.50	88.83	11.29	43.00	7.59	1.39	7.16	1.14	6.67	1.33	3.85	0.59	3.68	0.61	28.50
尖山组平均值	37.71	72.20	8.84	32.79	5.62	1.00	4.89	0.82	4.43	0.89	2.52	0.42	2.60	0.43	22.35
总平均值	36.64	71.09	8.79	32.97	5.83	1.18	5.20	0.90	5.04	1.03	2.94	0.50	3.15	0.53	24.99

统 计 项	w(ΣREE)	w(LREE)/w(HREE)	w(La)/w(Yb)	w(Ce)/w(La)	$w(La)_N/w(Sm)_N$	$w(Gd)_N/w(Lu)_N$	δCe_N	δEu_N	δCe_S	δEu_S
比鲁特组最小值	90.17	3.55	3.66	1.82	1.91	0.74	0.72	0.57	0.65	0.82
比鲁特组最大值	330.98	10.28	15.73	2.67	4.78	1.49	1.14	1.60	1.03	2.29
比鲁特组平均值	204.08	7.04	9.71	1.97	3.59	1.10	0.93	0.76	0.84	1.09
尖山组最小值	134.49	5.75	9.23	1.82	3.77	1.19	0.91	0.46	0.82	0.66
尖山组最大值	251.06	13.31	21.47	1.98	4.99	1.81	0.98	0.63	0.89	0.91
尖山组平均值	197.49	9.92	15.59	1.91	4.26	1.45	0.95	0.59	0.86	0.84
总平均值	200.78	8.48	12.65	1.94	3.93	1.27	0.94	0.67	0.85	0.96

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

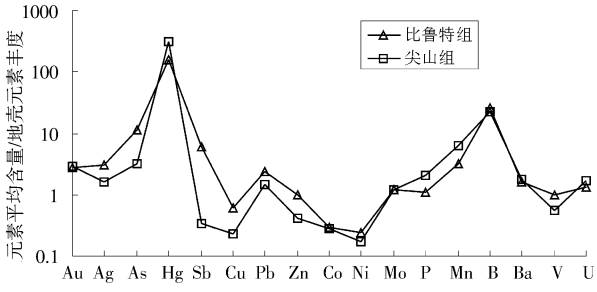


图 2　比鲁特组和尖山组微量元素浓度克拉克值图解

Fig. 2　The concentration clarke of trace elements diagram of the Bilute Formation and the Jianshan Formation

于海相的 w(B)，说明当时海水盐度较高，这可能表明当时的沉积环境为咸化环境。

Hatch等[24]对北美堪萨斯州上宾西法尼亚系黑色页岩的研究表明，w(V)/w(V+Ni)值能有效反映环境氧化还原条件：高的 w(V)/w(V+Ni)值(0.84～0.89)反映水体分层，底层水体中出现 H_2S 的厌氧环境；中等比值(0.54～0.82)为水体分层不强烈的厌氧环境；低值时(0.46～0.60)为水体分层弱的贫氧环境。Jones[25]等指出在判别古氧相时微量元素比值(w(U)/w(Th)、w(V)/w(Cr)、w(Ni)/w(Co)等)最可靠。其中 w(Ni)/w(Co) > 7.00为极贫氧—厌氧环境；w(Ni)/w(Co) = 7.00～5.00时为贫氧环境；w(Ni)/w(Co) < 5.00为氧化环境。本区 w(V)/w(V+Ni)为 0.70～0.94(平均值为 0.85)(表 1)，说明本区为水体分层、底层水体中出现 H_2S 的厌氧环境，属于较强的还原环境，这使有机质得以保存。本区 w(Ni)/w(Co)为 1.31～7.39(平均值 2.88)，变化较大，并且偏低，表现为氧化环境的特征。通过以上两个比值之间的散点图(图 3)判断，两者相关性很低，可见它们由不同的因素控制。本区的 w(V)/w(V+Ni)和 w(Ni)/w(Co)与我国中元古代—二叠纪黑色岩系及有关矿产的比值特征[3]比较相似，同时考虑到中元古代大气氧含量较低[26]，故初步判断本区沉积环境为缺氧环境。w(Ni)/w(Co)判断古氧相的可靠性值得进一步研究。

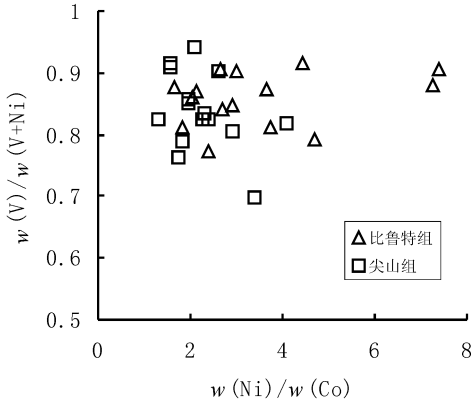


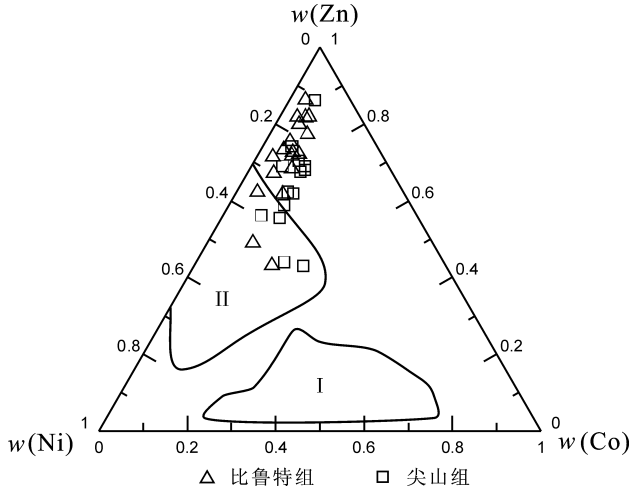
图 3　黑色岩系 w(V)/w(V+Ni)与 w(Ni)/w(Co)散点图

Fig. 3　Crossplot of V/(V+Ni) vs Ni/Co in the black rock series

将黑色岩系样品的 Zn、Co、Ni含量投入 Jai等的 w(Zn)-w(Co)-w(Ni)三元图[27](图 4)中，投点离水成沉积型深海锰结核区较远，一部分离 w(Zn)角顶较近，大部分靠近海底热水沉积区，小部分位于海底热水沉积范围。这表明本区黑色岩系中大部分都受到了热水沉积的影响。

3.2　稀土元素特征

由白云鄂博群尖山组和比鲁特组黑色页岩样品的稀土元素组成(表 2)可以看出，黑色岩系稀土总量较高，为 90.17×10^{-6}～330.98×10^{-6}，与我国 87个黑色岩系中泥质岩的稀土总量(132×10^{-6}～334×10^{-6})相似[3]，这可能与沉积物中粘土物质对稀土元素的吸附作用有关。黑色岩系的 w(LREE)/w(HREE)值为 3.55～13.31，$w(La)_N/w(Yb)_N$在 2.47～14.48之间，球粒陨石标准化图解(图 5)和特征参数(表 2)表明稀土分布模式曲线向右倾斜。$w(La)_N/w(Sm)_N$在 2.53～4.99之间，$w(Gd)_N/w(Lu)_N$在 0.74～1.81之间，表明轻稀土元素配分曲线右倾明显，重稀土元素配分曲线相对平坦。δCe_N为 0.72～1.13之间，其中除一个样品略大于 1外，其余都为略小于 1的负异常。



Ⅰ. 水成沉积型深海锰结核；Ⅱ. 海底热水沉积

图 4　黑色岩系 w(Zn)-w(Co)-w(Ni)图解

(底图据 Jai H C等[27])

Fig. 4　Zn-Co-Ni diagram of the black rock series

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

δEu_N中除一个较为突出的正异常值 1.60外，其余为 0.45～0.67，呈变化较小的负异常。

正常沉积的后太古代页岩的沉积物源为陆源，它们通常具有非常一致的稀土元素分布模式，其配分形式总的特征与北美页岩相似[28]。这种分布模式的典型特征是经球粒陨石标准化后轻稀土的明显富集、非常平坦的重稀土配分曲线和一定的 Eu亏损；δEu_S通常为 0.60～0.70，平均为 0.65[29]。海相化学沉积[30]和生物沉积[31]及和大量海水发生混合的海底热液[31]都具有同海水相似的稀土配分模式，表现为总量较低，δCe_S常有明显的负异常，w(LREE)/w(HREE)较小，北美页岩组合样标准化曲线近于水平或左倾。对现代热卤水及沉积物的研究表明[32-34]，热水及其沉积物稀土元素经球粒陨石标准化后，以出现正 Eu异常、不具 Ce异常及轻稀土相对重稀土富集的地球化学特点而不同于正常海水及其沉积物。在古热水系统中沉积形成的硅质岩或细碎屑岩中，现代典型热水及其沉积物中 Ce的特征及轻稀土相对富集的特点很少能够被完整地保存下来，一般情况下仅保存 Eu的正异常[35-36]。

通过本区黑色岩系样品中稀土的特征参数(表2)和球粒陨石标准化图解(图 5)可见大部分样品稀土配分模式特征与北美页岩相似，但在北美页岩标准化图解(图 6)中大部分都有 Ce的弱负异常，部分曲线左倾。这说明本区黑色岩系大部分为陆源的正常沉积，但可能有少量海相自生沉积

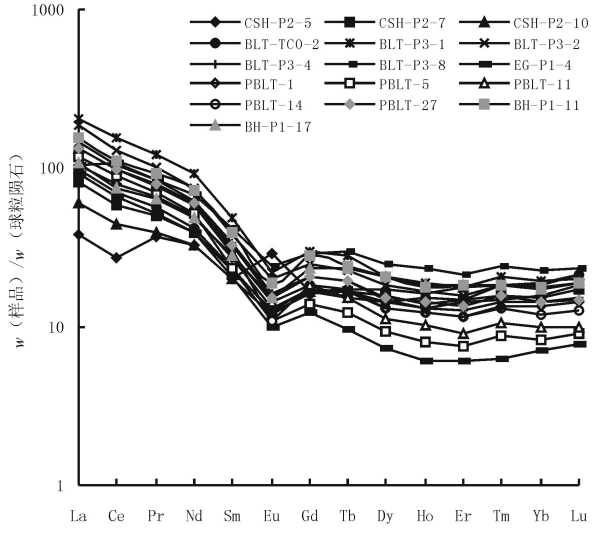


图 5 黑色岩系球粒陨石标准化稀土元素配分模式

Fig. 5 Chondrite-normalized REE patterns of the black rock series from Bayan Obo Group

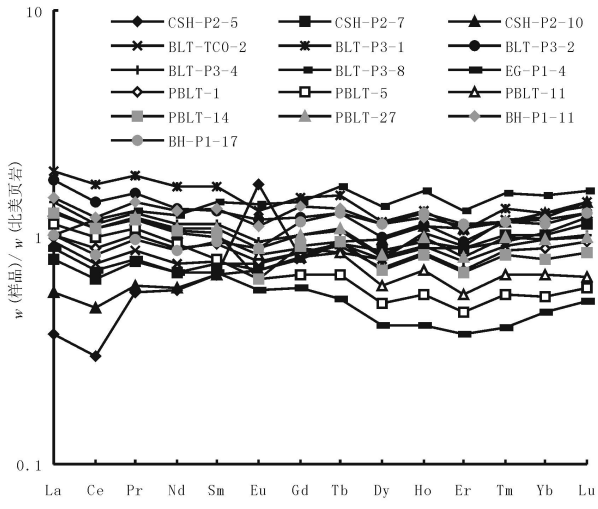


图 6 黑色岩系北美页岩标准化稀土元素配分模式

Fig. 6 North American shale-normalized REE patterns of the black rock series from Bayan Obo Group

或海底热液加入。这与样品的岩性是一致的。但有一个样品(CSH-P2-5属于比鲁特组)例外，它的稀土总量较少，Ce负异常明显，北美页岩组合样标准化曲线左倾，并有明显的 Eu正异常。这表明其中有明显的热水沉积物加入，说明本区局部有热水沉积作用发育。

硅质岩经北美页岩标准化后的 δCe_S可用来判别硅质岩的形成环境。从大洋中脊到大陆边缘的硅质岩，稀土元素组成呈规律性变化：大洋中脊附近的 δCe_S平均值为 0.29；大洋盆地的 δCe_S平均值为 0.5；大陆边缘环境的 δCe_S值为 0.79～1.54[34]。本区比鲁特组黑色岩系中两个黑色硅质岩的 δCe_S为 0.78和 0.58，其特征处于大洋盆地硅质岩和大陆边缘硅质岩之间，说明其形成时海水较深，与前人根据沉积岩的结构构造所得认识一致[17]。

白顺良等[37]通过对华南泥盆纪缺氧沉积的稀土元素地球化学特征研究指出：铈异常值可用w(Ce)/w(La)值代替，w(Ce)/w(La)值 1.8和2.0分别相当于铈异常值 -0.1和 0。当w(Ce)/w(La)<1.5时为富氧环境，w(Ce)/w(La)=1.5～1.8时为贫氧环境，w(Ce)/w(La)>2.0时为厌氧环境。本区样品w(Ce)/w(La)在 1.82～2.67之间，平均为 1.94，处于贫氧和厌氧环境之间，表明本区黑色岩系形成于缺氧的沉积环境。

将样品有关结果投入 w(La)/w(Yb)-w(ΣREE)(图 7)[38]和 w(La)/w(Yb)-w(Ce)/w(La)(图 8)图解[39]中，尖山组投点比较集中，

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

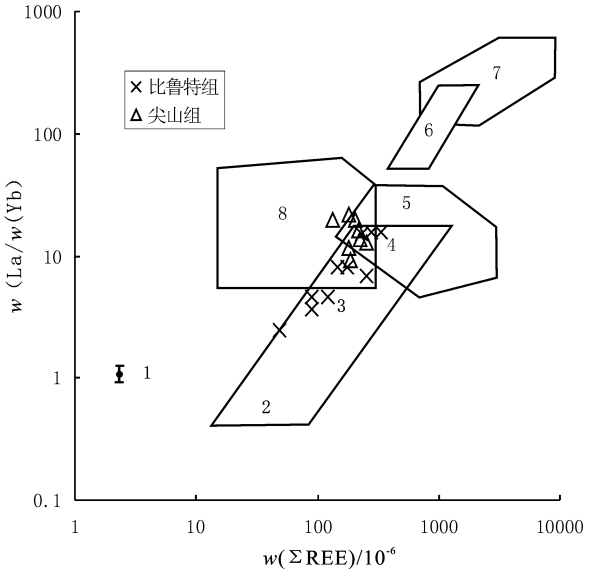


图 7　黑色岩系 $w(La)/w(Yb)$ - $w(\Sigma REE)$图解

(底图据 Allegre and Minster[38])

Fig. 7　La/Yb - ΣREE diagram of the black rock series

1. 球粒陨石；2. 大洋拉斑玄武岩；3. 大陆拉斑玄武岩；4. 碱性玄武岩；5. 花岗岩；6. 金伯利岩；7. 碳酸盐岩；8. 沉积岩

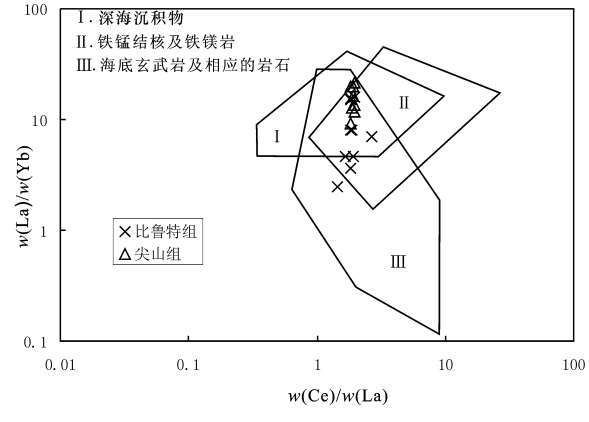


图 8　黑色岩系 $w(La)/w(Yb)$ - $w(Ce)/w(La)$图解

(底图据 Kunzendorf H et al[39])

Fig. 8　La/Yb - Ce/La diagram of the black rock series

主要落在沉积岩和玄武岩类重叠区；比鲁特组投点比较分散，大部分落在沉积岩和玄武岩类重叠区，但有个别点处于玄武岩区域。由此判断，黑色岩系形成时有热水沉积的加入，尖山组以陆源正常沉积为主，并有少量热水沉积的参与，而比鲁特组中热水沉积所占比例较大，有较多的深部物质加入。

4　结　论

通过对白云鄂博群微量元素地球化学特征的分析，得出以下结论：微量元素含量分析中显示白云鄂博群黑色岩系以富亲铜元素和亲石元素、贫亲铁元素为特征，其中富集 Hg、B、As、Mn、Sb、Au、Ag、Pb、P、Ba、U、Mo等多种元素；较高的 $w(B)$和高的 $w(V)/w(V+Ni)$、$w(Ce)/w(La)$分别反映了黑色岩系形成于高盐度和缺氧的沉积环境；黑色岩系中 Hg、Sb、Ba的富集、$w(Zn)$ - $w(Co)$ - $w(Ni)$三元图中投点大部分靠近热水沉积区域指示了黑色岩系中热水沉积物的参与；黑色岩系稀土元素配分模式、Ce和 Eu异常及 $w(La)/w(Yb)$ - $w(\Sigma REE)$和 $w(La)/w(Yb)$ - $w(Ce)/w(La)$图解投点表明尖山组沉积物以陆源沉积为主，有少量热水沉积物参与，而比鲁特组中热水沉积所占比例较大，形成时海水较深。

本文在样品采集过程中，得到赛乌素金矿和长山壕金矿各级领导和工作人员的大力支持，在此表示衷心的感谢！

参考文献：

[1] 范德廉，杨秀珍，王连芳，等. 某地下寒武统含镍钼多元素黑色岩系的岩石学及地球化学特点 [J]. 地球化学，1973，(3)：143 - 164.

[2] 范德廉. 缺氧环境与成矿作用 [M] //中国科学院地球化学研究所矿床地球化学开放研究实验室. 矿床地球化学. 北京：地质出版社，1997：268 - 295.

[3] 范德廉，张焘，叶杰，等. 中国的黑色岩系及其有关矿床 [M]. 北京：科学出版社，2004：1 - 48.

[4] 叶杰，范德廉. 黑色岩系型矿床的形成作用及其在我国的产出特征 [J]. 矿物岩石地球化学通报，2000，19(2)：95 - 102.

[5] 毛景文. 与黑色页岩系有关的矿床研究的动向 [J]. 矿床地质，2001，20(4)：402 - 403.

[6] 杨富全，王义天，李蒙文，等. 新疆天山黑色岩系型矿床的地质特征及找矿方向 [J]. 地质通报，2005，24(5)：462 - 469.

[7] 王杰，陈践发. 华北中上元古界烃源岩沉积环境及生烃潜力研究 [J]. 天然气地球科学，2001，12(3)：27 - 33.

[8] 陈践发，孙省利. 华北新元古界下马岭组富有机质层段的地球化学特征及成因初探 [J]. 天然气地球科学，2004，15(2)：110 - 104.

[9] 鲍志东，陈践发，张水昌，等. 北华北中上元古界烃源岩发育环境及其控制因素 [J]. 中国科学(D辑)，2004，34(增刊Ⅰ)：114 - 119.

[10] 于炳松，陈建强，李兴武，等. 塔里木盆地下寒武统底部黑色页岩地球化学及其岩石圈演化意义 [J]. 中国科学(D辑)，2002，32(5)：374 - 382.

[11] 陈践发，孙省利，刘文汇，等. 塔里木盆地下寒武统底部富有机质层段地球化字特征及成因探讨 [J]. 中国科学(D辑)，2004，34(增刊Ⅰ)：107 - 113.

[12] 孙省利，陈践发，刘文汇，等. 塔里木盆地下寒武统硅质岩

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

地球化学特征及其形成环境 [J]. 石油勘探与开发, 2004, 31(3): 45 - 48.

[13] 王楫, 李双庆, 王保良, 等. 狼山—白云鄂博裂谷系 [M]. 北京: 北京大学出版社, 1992: 17.

[14] 肖荣阁, 彭润民, 王美娟, 等. 华北地台北缘西段主要成矿系统分析 [J]. 地球科学——中国地质大学学报, 2000, 25(4): 362 - 368.

[15] 肖荣阁, 史淑玲, 安国英, 等. 内蒙古白云鄂博矿区富钾板岩的热水沉积成因特征 [J]. 现代地质, 2003, 17(3): 282 - 286.

[16] 肖荣阁, 费红彩, 安国英, 等. 内蒙古白云鄂博矿区白云岩岩石学及其成因研究 [J]. 现代地质, 2003, 17(3): 287 - 293.

[17] 内蒙古自治区地质矿产局. 内蒙古自治区区域地质志 [M]. 北京: 地质出版社, 1991: 35 - 55.

[18] 内蒙古地质矿产局. 内蒙古岩石地层 [M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1996.

[19] 韩吟文, 马振东. 地球化学 [M]. 北京: 地质出版社, 2003: 189 - 202.

[20] 陈志勇, 张宏, 许立权, 等. 内蒙古中部中元古代韧性剪切变形及其形成的构造背景 [J]. 现代地质, 2004, 18(4): 497 - 504.

[21] 杨剑, 易发成, 侯兰杰. 黔北黑色岩系的岩石地球化学特征和成因 [J]. 矿物学报, 2004, 24(3): 285 - 289.

[22] 李胜荣, 高振敏. 华南下寒武统黑色岩系中的热水成因硅质岩 [J]. 矿物学报, 1996, 16(4): 416 - 422.

[23] 王正海, 焦养泉. 吐哈盆地西南缘水西沟群沉积地球化学特征 [J]. 煤田地质, 2004, (4): 1 - 4.

[24] Hatch J R, Leventhal J S. Relationship between inferred redox potential of the depositional environment and geochemistry of the Upper Pennsylvanian (Missourian) Stark Shale Member of the Dennis Limestone, Wabaunsee County, Kansas, U. S. A. [J]. Chemical Geology, 1992, 99: 65 - 82.

[25] Jones B, Manning A C. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones [J]. Chemical Geology, 1994, 111(2): 111 - 129.

[26] Alexander A P, Matthew T H, James F K, et al. Methane-rich Proterozoic atmosphere? [J] Geology, 2003, 31(1): 87 - 90.

[27] Jai H C, Yu H. Geochemistry and depositional environment of Mn oxide deposits in the Tokoro Belt, northeastern Hokkaido, Japan [J]. Economic Geology, 1992, 87(5): 1265 - 1274

[28] 伊海生, 彭军, 夏文杰. 扬子东南大陆边缘晚前寒武纪古海洋演化的稀土元素记录 [J]. 沉积学报, 1995, 13(4): 131 - 137.

[29] McLennan S M, Taylor S R, McCulloch M T, et al. Geochemical and Nd/Sr isotopic composition of deep sea turbidites: crustal evolution and platetectonic associations [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1990, 54: 2015 - 2050.

[30] 李胜荣, 高振敏. 湘黔地区牛蹄塘组黑色岩系稀土特征——兼论海相热水沉积岩稀土模式 [J]. 矿物学报, 1995, 15(2): 225 - 229.

[31] 高怀忠. 关于热水沉积物稀土配分模式的讨论 [J]. 地质科技情报, 1999, 18(3): 40 - 42.

[32] Klinkhammer G P, Elderfield H, Medmond J, et al. Geochemical implications of rare earth element patterns in hydrothermal fluids from mid-ocean ridges [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1994, 58(23): 5105 - 5113.

[33] Michael B, Peter D. Comparing yttrium and rare earths in hydrothermal fluids from the Mid-Atlantic Ridge; implications for Y and REE behaviour during near-vent mixing and for the Y/Ho ratio of Proterozoic seawater [J]. Chemical Geology, 1999, 155: 77 - 90.

[34] 丁振举, 刘丛强, 姚书振, 等. 海底热液系统高温流体的稀土元素组成及其控制因素 [J]. 地球科学进展, 2000, 15(3): 307 - 312.

[35] Murray R W, Buchholtz T B, Gerlach D C, et al. Rare earth, major, and trace elements in chert from Franciscan Complex and Monterey Group: Assessing REE sources to fine-grained marine sediments [J]. Geochimica et Cosmochimca Acta, 1991, 55: 1875 - 1895.

[36] 吕志成, 刘丛强, 刘家军, 等. 北大巴山下寒武统毒重石矿床赋矿硅质岩地球化学研究 [J]. 地质学报, 2004, 78(3): 390 - 406.

[37] Bai S L, Bai Z Q, Ma X P, et al. Devonian Events and Biostratigraphy of South China, Chapter 3: Ce/La Ratio as Marker of Palaeoredox [M]. Beijing: Peking University Press, 1994: 21 - 24.

[38] Allegre C J, Minster J F. Quantitative models of trace elements behavior in magmatic processes [J]. Earth and Planetary Science Letters, 1978, 38(1): 1 - 25.

[39] Kunzendorf H, Stoffers P, Gwozdz R. Regional variations of REE patterns in sediments from active plate boundaries [J]. Marine Geology, 1988, 84(3 - 4): 191 - 199.

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net