

DOI:10.12119/j.yhyj.201901007

微量元素分析在判别沉积环境中的应用 ——以柴达木盆地西部锶矿区富锶地层为例

年秀清^{1,2,3}, 韩凤清^{1,2}, 韩继龙^{1,2,3}, 毛庆飞^{1,2,3}, 马 喆^{1,2,3}

(1. 中国科学院青海盐湖研究所, 中国科学院盐湖资源综合高效利用重点实验室, 青海 西宁 810008;
2. 青海省盐湖地质与环境重点实验室, 青海 西宁 810008; 3. 中国科学院大学, 北京 100049)

摘要:沉积岩中的微量元素对沉积环境水介质的变化较为敏感, 是研究沉积物沉积时古气候、古环境的有效手段。选取了对沉积环境介质较为敏感的锶(Sr)、钡(Ba)、铜(Cu)、铀(U)、钒(V)、镍(Ni)、钍(Th)等元素作为判别指标, 对柴达木盆地西部上新统油砂山组、狮子沟组和更新统七个泉组三套富锶岩层的古气候和古沉积环境特征进行了研究。结果表明, 柴达木盆地西部从油砂山组到七个泉组沉积时总体上为干旱的气候环境; 湖盆水体的盐度较高, 表现为咸水环境, 且从油砂山组到七个泉组随着地层变新, 盐度有逐渐增大的趋势; 油砂山组、狮子沟组和七个泉组沉积时湖盆水体均表现为中等分层、湖水循环较为顺畅的氧化环境。

关键词:柴达木盆地西部;微量元素;古气候;沉积环境

中图分类号:P618.78

文献标识码:A

文章编号:1008-858X(2019)01-0066-07

沉积岩中的微量元素与其形成环境有密切的关系^[1-3]。在沉积过程中, 沉积物与水介质之间有着复杂的地球化学平衡, 如沉积物与水介质之间的元素交换以及沉积物对某些元素的吸附等^[4], 这种元素的交换和吸附作用受到沉积介质物理、化学条件的影响; 不同沉积环境水介质有不同的物理化学条件, 沉积岩中的微量元素及其含量对沉积环境的水介质变化有着较高的敏感度, 可为古环境、古气候的变迁提供可靠信息^[5-7]。因此, 通过对微量元素含量及分布特征, 尤其是一些相关元素比值的研究, 可以推断当时的沉积环境, 反演沉积时期的地质条件^[8-11]。

柴达木盆地西部是中国目前锶矿储量最大、锶矿资源最丰富的成矿区, 该区形成的锶矿床及矿点有10余处, 其中大风山、尖顶山天青石矿为大型矿床^[12]; 虽然其储量巨大, 但因品位过低而至今无法利用, 因此研究柴达木盆地西部的地质地球化学成矿规律, 寻找新的和高品位的天青石矿是目前面临的重要科研课题。本文对研究区沉

积环境进行了研究。通过测定研究区油砂山组、狮子沟组和七个泉组样品的微量元素含量, 选用对环境变化最敏感的地化指标和环境参数, 系统分析了研究区从上新统到更新统的古气候、古盐度、氧化/还原环境、古水深的变化等沉积环境。

1 区域地质概况

柴达木盆地地处青藏高原北部, 平均海拔3 000 m。大地构造位置处于古亚洲构造域和古特提斯—喜马拉雅构造域的结合部, 是在具有元古宇变质结晶基底和古生界褶皱变形基底的地块上于印支运动后发育起来的一个中、新生代陆内沉积盆地。盆地的西北边界为左行走滑的阿尔金断裂, 东北边界为祁连山—南山逆冲断层带, 南界为东昆仑山及其西部的祁漫塔格逆冲断层带。盆地内沉积了巨厚的中、新生代地层, 尤其是新生代地层最厚可达12 000 m, 盆地西部新生代地层广泛出露, 依次发育了吉近系路乐河组、下干柴沟

收稿日期:2018-02-26;修回日期:2018-03-23

基金项目:青海省自然科学基金研究计划项目(2019-ZJ-911)

作者简介:年秀清(1990-),女,博士,助理研究员,主要从事盐湖地质学研究。Email:Nianxqlt@163.com。

通信作者:韩凤清(1963-),男,研究员,主要从事盐湖地质学研究。Email:hanfq@isl.ac.cn。

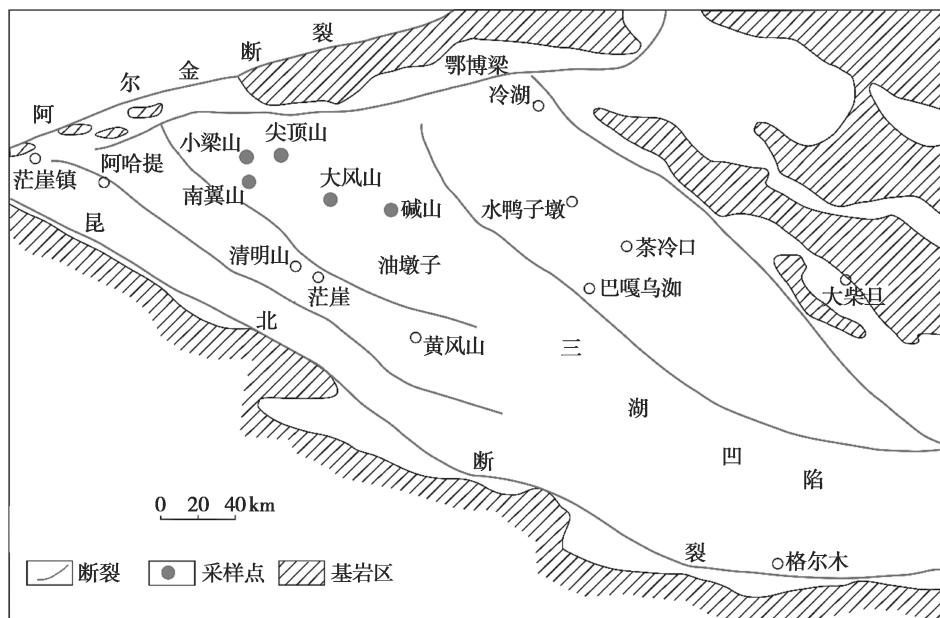


图1 采样位置图

Fig. 1 The location of samples

组,新近系上干柴沟组、下油砂山组、上油砂山组、狮子沟组和第四系七个泉组。

2 样品采集与实验方法

2.1 样品采集

本次研究的样品采自柴达木盆地西部富锶地区的碱山、大风山、尖顶山、小凉山、南翼山 5 条剖面(图 1),包含上新统油砂山组(N_{2y})、狮子沟组(N_{2s})和更新统七个泉组(Q_{1+2})三套地层。样品采集都是未经风化的新鲜露头,岩性主要为黄色砂质泥岩、泥质粉砂岩、深灰色泥岩等,共计 52 件样品。

2.2 实验方法

微量元素的测试在中国科学院青藏高原研究所完成。采用电感耦合等离子体质谱仪(ICP-MS; Thermo Finnigan Element II)测试,仪器精度优于 5%,标样结果与推荐值相对误差小于 10%,分析测试的元素主要有:Mg、Ca、Cr、Ni、Cu、Co、Sr、V、Ba、Th 及 U 等,测试结果如表 1。

3 微量元素对环境的指示意义

3.1 古气候

前人研究认为^[13],喜湿型元素主要有 Cr、Ni、Mn、Cu、Fe、Ba、Br、Co、Cs、Hf、Rb、Sc、Th 等,而喜干型元素主要为 Sr、Pb、Au、As、Ca、Na、Ta、U、Zn、Mg、Mo、B 等。微量元素中喜干元素 Sr 与喜湿元素 Cu 的比值可很好地指示潮湿温暖型气候或干旱炎热型气候,Sr/Cu 的值介于 1~10 之间指示温湿气候,而 Sr/Cu 值大于 10 指示干热气候^[4,14~15]。

通过微量元素值比值定性分析研究区的沉积古气候特征(图 2)。七个泉组共 21 个样品中,只有 1 个样品 Sr/Cu 值小于 10,其余均大于 10,平均值为 37.58;狮子沟组 13 个样品中,仅 2 个样品 Sr/Cu 值小于 10,其余均大于 10,平均值为 22.94;油砂山组的样品中所有样品 Sr/Cu 值均大于 10,其平均值为 23.13。研究区三个地层的 Sr/Cu 值平均值均大于 10,表明研究区在油砂山组、狮子沟组和七个泉组沉积时总体上为干旱的古气候特征。王建等人通过对柴达木盆地西部孢粉变化的研究也表明,在上新世至第四纪,盆地存在极端干燥气候期^[16]。

表 1 研究区主、微量元素数据表

Table 1 Major and trace elements in the study area

地层 单位	样品 编号	Ca/ %	Mg/ %	Sr/ 10^{-6}	Ba/ 10^{-6}	Co/ 10^{-6}	Cr/ 10^{-6}	Ni/ 10^{-6}	Th/ 10^{-6}	U/ 10^{-6}	V/ 10^{-6}
七 个 泉 组	DFS - 1	11.84	3.11	1 042.98	593.24	26.64	51.78	25.66	9.12	6.58	60.09
	DFS - 2	18.95	1.12	947.38	210.28	8.46	22.02	13.36	3.77	5.38	28.77
	DFS - 3	7.76	2.05	713.07	609.96	23.31	79.64	42.52	11.67	5.92	102.69
	DFS - 4	7.77	2.28	431.99	531.79	21.63	68.91	36.50	10.95	4.15	88.80
	DFS - 5	8.49	1.86	683.59	549.34	19.16	65.14	33.11	9.88	4.39	84.39
	JS - 10	7.40	1.97	665.97	560.16	16.35	71.46	35.95	10.60	4.68	93.64
	JS - 3	16.80	1.59	1 602.98	514.41	9.81	41.94	22.08	6.36	6.39	54.61
	JS - 6	9.16	1.48	991.89	644.07	18.06	84.14	42.07	12.63	5.59	110.04
	JS - 7	8.75	1.83	835.28	567.45	18.79	72.36	36.36	10.69	4.34	92.09
	JS - 8	8.49	1.75	656.39	538.77	18.66	62.95	31.90	10.02	3.72	81.87
	JS - 9	9.88	1.70	952.90	637.70	19.68	75.96	39.39	11.55	5.02	97.61
	NYS - 13	12.95	2.85	865.51	466.49	21.76	53.13	29.86	8.63	6.28	78.42
	NYS - 14	11.42	1.86	1 298.65	519.46	15.13	62.41	33.11	10.45	8.56	81.22
	NYS - 15	8.13	4.91	774.03	500.15	42.61	46.79	29.11	7.66	4.54	54.66
	NYS - 16	9.27	4.51	753.93	517.06	17.65	45.35	25.09	8.79	3.91	59.16
	XLS - 1	14.20	3.05	1 462.79	491.13	11.25	45.96	24.58	7.45	7.02	61.26
	XLS - 2	20.42	3.25	1 728.09	494.15	13.31	32.63	19.16	6.30	10.11	40.69
	XLS - 3	9.95	3.58	649.49	438.14	12.72	45.79	22.18	8.15	3.92	58.27
	XLS - 4	6.71	5.54	818.49	509.37	18.91	57.14	29.91	10.00	4.25	74.19
	XLS - 5	4.01	8.99	647.32	394.72	11.72	37.17	19.37	6.62	7.38	48.91
	YDZ - 1	6.56	5.40	413.23	461.93	10.89	45.12	22.58	7.96	4.40	58.88
	YDZ - 11	10.01	1.72	1 388.01	472.45	16.26	56.06	29.29	8.93	2.79	69.26
	YDZ - 13	5.69	2.73	771.21	681.08	28.33	89.96	49.50	14.67	3.99	107.40
	YDZ - 14	7.25	3.47	274.18	559.06	32.51	71.09	38.86	12.29	4.53	88.77
	YDZ - 16	5.91	2.77	322.37	532.72	24.38	92.54	53.47	10.02	5.64	124.50
	YDZ - 2	9.40	2.01	787.14	564.44	42.80	61.18	32.09	10.96	4.84	72.87
	YDZ - 3	8.36	3.01	1 207.93	572.40	31.96	69.98	34.52	11.50	6.35	84.35
	YDZ - 7	9.30	1.62	736.66	484.79	18.64	56.11	30.40	9.62	3.77	73.08
	YDZ - 8	9.82	2.26	844.85	591.04	22.38	60.17	30.35	9.91	5.17	77.03
	YDZ - 9	6.34	2.19	482.82	641.03	42.32	70.77	39.64	13.83	4.88	88.16
狮子沟组	DFS - 11	12.30	1.43	988.18	1 116.89	17.41	65.26	33.02	10.75	4.28	81.84
	DFS - 6	8.02	2.69	683.61	578.48	14.98	61.23	31.39	9.13	4.30	76.77
	DFS - 7	11.19	1.53	383.25	453.61	19.50	60.94	32.62	9.69	3.56	80.07
	DFS - 9	7.49	1.82	584.95	527.54	25.35	75.61	38.93	11.72	4.01	97.92
	JDS - 10	9.26	1.72	1 035.44	638.00	21.37	72.08	39.12	6.80	5.02	99.15
	JDS - 7	5.86	2.41	561.97	291.72	8.51	34.62	18.82	5.85	3.02	50.98
	JDS - 8	7.62	2.50	1 355.38	571.20	20.97	74.63	38.83	11.77	8.49	110.25
	JDS - 9	7.57	4.18	351.45	222.62	9.67	38.82	22.41	6.74	5.66	53.21
	NYS - 10	13.48	4.63	636.10	415.00	18.55	49.37	27.78	7.95	6.16	63.59
	NYS - 12	5.77	2.16	283.94	532.19	18.85	95.41	49.90	14.73	4.77	117.58
	NYS - 9	9.05	1.91	697.57	498.56	18.76	71.66	37.70	12.19	4.83	95.49
	YDZ - 5	9.67	1.45	676.18	425.18	16.96	44.62	22.98	8.07	3.01	57.18
	YDZ - 6	10.21	0.87	446.76	251.64	8.96	28.90	15.17	4.79	1.93	39.22

续表1:

地层 单位	样品 编号	Ca/ %	Mg/ %	Sr/ 10^{-6}	Ba/ 10^{-6}	Co/ 10^{-6}	Cr/ 10^{-6}	Ni/ 10^{-6}	Th/ 10^{-6}	U/ 10^{-6}	V/ 10^{-6}
油 砂 山 组	JDS - 6	8.33	2.43	1 015.91	516.98	20.35	65.04	35.35	10.24	9.89	91.81
	NYS - 1	8.11	1.67	731.37	484.90	21.02	75.48	37.50	13.00	4.53	100.67
	NYS - 2	8.38	1.92	402.10	522.31	18.50	73.77	38.47	13.38	3.98	99.44
	NYS - 4	8.63	1.51	266.81	449.50	47.16	71.35	39.99	11.38	2.71	90.93
	NYS - 5	7.67	1.89	463.45	331.94	10.40	35.87	21.02	6.41	8.20	53.80
	NYS - 6	10.01	1.64	811.20	537.45	18.36	70.95	38.23	12.18	5.52	92.51
	NYS - 7	9.79	1.59	755.67	494.40	23.22	66.02	31.86	11.59	4.63	84.05
	NYS - 8	4.90	1.61	243.41	593.03	20.76	80.14	40.23	14.22	5.03	109.65
	YDZ - 4	9.01	1.64	619.10	508.60	20.35	63.56	36.35	11.49	3.94	85.25

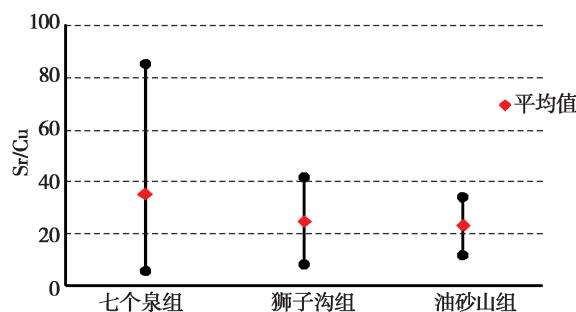


图2 研究区Sr/Cu比值分布范围图

Fig. 2 The distribution of Sr/Cu ratios in the study area

3.2 古盐度

Sr、Ba都属于碱土金属元素,二者化学性质相似,但在不同沉积环境中会发生差异分化。在自然界水体中,Sr的迁移能力比Ba的迁移能力强,水介质矿化度即盐度很低时,Sr和Ba均以重碳酸盐的形式出现;当水体盐度逐渐加大时,Ba以 BaSO_4 的形式首先沉淀,留在水体中的Sr相对Ba趋于富集;当水体的盐度增加到一定程度时Sr亦以 SrSO_4 的形式递增沉淀^[17],因而沉积物中的Sr/Ba值与古盐度呈正相关关系,Sr/Ba比值常用来作为反应环境古盐度的重要参数^[18-19]。一般来说,淡水沉积物中Sr/Ba值小于1(1.0~0.6为半咸水相,小于0.6为微咸水相),而盐湖(海相)沉积物中Sr/Ba值大于1^[20-23]。

利用微量元素数据分析了Sr/Ba比值变化(表2),七个泉组21个样品中,仅4个样品Sr/Ba值小于1,最小值为0.61,平均值为2.07;狮子沟组13个样品中,3个样品Sr/Ba值小于1,最小值为0.53,平均值为1.41;油砂山组9个样品中,其

中3个样品Sr/Ba小于1,平均值为1.21。同时,从油砂山组到七个泉组Sr/Ba平均值呈现逐渐增大的趋势(图3)。

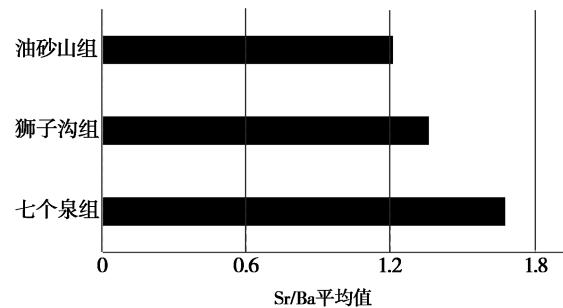


图3 研究区油砂山组、狮子沟组和七个泉组Sr/Ba平均值变化图

Fig. 3 Variation in the average value of Sr/Ba ratios in the samples from Youshashan, Shizigou and Qigequan Formation in the study area

表2 研究区Sr/Ba比值范围表

Table 2 The distribution of Sr/Ba ratios in the study area

地层单位	Sr/Ba		
	最小值	最大值	平均值
七个泉组	0.38	4.51	1.68
狮子沟组	0.53	2.37	1.41
油砂山组	0.41	1.97	1.21

研究区三套地层的Sr/Ba值多数大于1,只有个别样品Sr/Ba小于1,但其平均值均大于1,表明研究区在油砂山组、狮子沟组和七个泉组沉积时水体环境总体为咸水环境,且从油砂山组到七个泉组盐度有逐步增大的趋势。

为了区分淡水沉积环境和咸水沉积环境,我们还将 Mg/Ca 比值作为区分的参数^[24], Mg/Ca 值大于 1 反映的是盐湖沉积环境; Mg/Ca 介于 0.5~1 之间,反映的是咸水环境; Mg/Ca 值介于 0.25~0.5 之间,反映的是半咸水环境; Mg/Ca 值 <0.25,则是微咸水环境^[25](表 3)。

表 3 研究区 Mg/Ca 比值范围表Table 3 The distribution of Mg/Ca ratios in the study area

地层单位	Mg/Ca		
	最小值	最大值	平均值
七个泉组(Q_1)	0.06	2.24	0.38
狮子沟组(N_2s)	0.12	0.46	0.28
油砂山组(N_2y)	0.16	0.33	0.22

通过对研究区 3 个层组 Mg/Ca 比值的分析发现,随着地层逐渐变新, Mg/Ca 从 0.22→0.28→0.38 逐渐变大,表明从油砂山组到七个泉组湖盆的盐度逐渐增大,这与通过 Sr/Ba 值分析取得结果是一致的。在油砂山组沉积时湖盆水体的 Mg/Ca 比值为 0.22,表现为微咸水的沉积环境;在狮子沟组和七个泉组沉积时水体 Mg/Ca 比值分别为 0.28 和 0.38,均大于 0.25,表现为半咸水的沉积环境,这表明随着气候干旱的加剧,蒸发作用增强,湖盆水体逐渐转化为咸水环境。叶爱娟等通过对柴达木盆地西部第三系湖相生油岩的 B 含量和 Cl^- 含量特征的分析,也认为当时的沉积水体为半咸水、咸水的环境^[26]。

3.3 氧化还原环境判别

V 元素属于铁族元素,在缺氧环境中 V 元素

表 5 氧化还原环境的微量元素判断标准

Table 5 Judgment parameters from trace elements of redox condition

环境指标	比值范围	氧化还原环境	七个泉组	狮子沟组	油砂山组
V/Cr	>4.25	缺氧环境			
	2~4.25	贫氧环境			
	<2	氧化环境	1.28	1.32	1.35
	>7	缺氧环境			
Ni/Co	5~7	贫氧环境			
	<5	氧化环境	1.67	1.88	1.73
	>1.25	缺氧环境			
U/Th	0.75~1.25	贫氧环境			
	<0.75	氧化环境	0.68	0.49	0.50

易于以有机络合物的形式沉淀。Ni 元素在还原、碱性较大的条件下易于富集,因此 Hatch 建立了 $V/(V + Ni)$ 比值反映氧化还原特性的指标。 $V/(V + Ni)$ 比值介于 0.84~0.89 之间,反映水体分层性强,底层水体中出现 H_2S 的厌氧环境; $V/(V + Ni)$ 比值介于 0.54~0.82 之间,反应为水体分层性中等; $V/(V + Ni)$ 比值介于 0.46~0.60 之间,反应为水体分层性弱^[27]。

由表 4 可以看出,研究区从油砂山组到七个泉组 $V/(V + Ni)$ 值介于 0.64~0.74 之间,平均值介于 0.70~0.72 之间,说明研究区从油砂山组到七个泉组沉积时期底层水体为中等分层,湖水循环较为顺畅,可能为氧化环境。

表 4 研究区 $V/(V + Ni)$ 比值分布范围Table 4 The distribution of $V/(V + Ni)$ ratios in the study area

地层单位	$V/(V + Ni)$		
	最小值	最大值	平均值
七个泉组	0.64	0.74	0.70
狮子沟组	0.69	0.74	0.72
油砂山组	0.69	0.73	0.72

此外, V/Cr 、 Ni/Co 、 U/Th 比值对氧化、还原环境的判别效果较好^[28]。 V 、 U 、 Ni 、 Th 等微量元素在炭质页岩及炭质泥岩等强吸附能力的岩石中会富集,常导致高的 U/Th 比值^[29]。 V 、 U 等元素还在生物细菌和还原环境中易于富集,而 Co 和 Ni 等元素在氧化环境中相对富集,因此常造成氧化环境中 V/Cr 和 Ni/Co 等的低比值,在还原环境中 V/Cr 和 Ni/Co 等的高比值^[30~33]。

从表5可以看出,七个泉组样品的V/Cr值介于1.16~1.48之间,平均值为1.28;Ni/Co值介于0.57~2.82之间,平均值为1.67;U/Th值介于0.26~2.72之间,平均值为0.68。(Cu+Mo)/Zn值介于0.30~0.71,平均值为0.39。

根据各个指标的计算结果可以看出(表5),从油砂山组到七个泉组各个指标均显示为氧化环境,说明研究区在油砂山组、狮子沟组、七个泉组沉积时湖盆水体总体上表现为氧化环境。

4 结 论

本文通过对柴达木盆地西部七个泉组、狮子沟组和油砂山组3套富锶岩层的微量元素地球化学特征进行分析,探讨了该区从上新统油砂山组到更新统七个泉组沉积时的古气候、湖盆水体的盐度及氧化还原环境特征,得出了以下认识。

1)研究区从上新统油砂山组到更新统七个泉组,古气候指标Sr/Cu平均值均大于10,且随着地层变新Sr/Cu值有逐渐增大的趋势,说明研究区在油砂山组到七个泉组沉积时可能均处于干旱的气候环境,并且呈现越来越干旱的特点。

2)通过盐度指标Sr/Ba和Mg/Ca值的研究发现,研究区从油砂山组到七个泉组水体盐度呈逐渐增大的趋势。油砂山组沉积时为微咸水环境,随着气候干旱加剧,蒸发作用增强,七个泉组湖盆已逐渐转化为咸水环境。

3)通过对研究区氧化、还原指标V/(V+Ni)、V/Cr、Ni/Co和U/Th的分析发现,在油砂山组、狮子沟组和七个泉组沉积时湖盆水体表现为中等分层,湖水循环较为顺畅的氧化环境。

参考文献:

- [1] 熊小辉,肖加飞. 沉积环境的地球化学示踪[J]. 地球与环境, 2011, (3): 405~414.
- [2] 范玉海,屈红军,王辉,等. 微量元素分析在判别沉积介质环境中的应用——以鄂尔多斯盆地西部中区晚三叠世为例[J]. 中国地质, 2012, (2): 382~389.
- [3] 袁才,张文珠,温华华,等. 珠江口盆地珠江组微量元素分析及其沉积环境意义[J]. 石化技术, 2017, (2): 91~92.
- [4] 刘刚,周东升. 微量元素分析在判别沉积环境中的应用——以江汉盆地潜江组为例[J]. 石油实验地质, 2007, 29(3): 307~310.
- [5] Miller E K, Blum J D, Friedland A J. Determination of soil exchangeable-cation loss and weathering rates using Sr isotopes [J]. Nature, 1993, 362(6419): 438~441.
- [6] Rimmer S M, Thompson J A, Goodnight S A, et al. Multiple controls on the preservation of organic matter in Devonian-Mississippian marine black shales: geochemical and petrographic evidence[J]. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 2004, 215(2): 125~154.
- [7] 张义纲. 油气地球化学的若干展望[J]. 石油实验地质, 2005(5): 64~69.
- [8] 苗建宇,赵建设,刘池洋,等. 鄂尔多斯盆地二叠系烃源岩地球化学特征与沉积环境的关系[J]. 中国地质, 2007, 34(3): 430~435.
- [9] Dominik J, Stanley D J. Boron, beryllium and sulfur in Holocene sediments and peats of the Nile delta, Egypt: Their use as indicators of salinity and climate[J]. Chemical Geology, 1993, 104(1~4): 203~216.
- [10] 陈志华,石学法,王湘芹,等. 南黄海B10岩心的地球化学特征及其对古环境和古气候的反映[J]. 海洋学报, 2003, 25(1): 69~77.
- [11] 宋明水. 东营凹陷南斜坡沙四段沉积环境的地球化学特征[J]. 矿物岩石, 2005, 25(1): 67~73.
- [12] 葛文胜,蔡克勤. 柴达木盆地西北部锶矿成矿系统研究[J]. 现代地质, 2001(01): 53~58.
- [13] 金明,李妩巍. 乌兰花地区下白垩统、上新统岩石地球化学特征及其古气候演变[J]. 铀矿地质, 2003, 19(6): 349~354.
- [14] 邓宏文,钱凯. 试论湖相泥质岩的地球化学二分性[J]. 石油与天然气地质, 1993, 14(2): 85~97.
- [15] 张士三,陈承惠,黄衍宽. 沉积物镁铝含量比及其古气候意义[J]. 台湾海峡, 1993, (3): 266~271.
- [16] 王建,席萍,刘泽纯,等. 柴达木盆地西部新生代气候与地形演变[J]. 地质论评, 1996, (2): 166~173.
- [17] 文华国,郑荣才,唐飞,等. 鄂尔多斯盆地耿湾地区长6段古盐度恢复与古环境分析[J]. 矿物岩石, 2008, (1): 114~120.
- [18] 王爱华. 不同形态锶钡比的沉积环境判别效果比较[J]. 沉积学报, 1996, 14(4): 168~173.
- [19] 邓宏文,钱凯. 沉积地球化学与环境分析[M]. 兰州:甘肃科学技术出版社, 1993.
- [20] Custodio E. Aquifer overexploitation: what does it mean? [J]. Hydrogeology Journal, 2002, 10(2): 254~277.
- [21] 郑荣才,柳梅青. 鄂尔多斯盆地长6油层组古盐度研究[J]. 石油与天然气地质, 1999, (1): 22~27.
- [22] 王益友,郭文莹,张国栋. 几种地球化学标志在金湖凹陷阜宁群沉积环境中的应用[J]. 同济大学学报, 1979, (2): 51~60.
- [23] 郑荣才,柳梅青. 鄂尔多斯盆地长6油层组古盐度研究[J]. 石油与天然气地质, 1999, 20(1): 20~25.
- [24] Raiswell R, Buckley F, Berner R A, et al. Degree of pyritization

- of iron as a paleoenvironmental indicator of bottom-water oxygenation [J]. Journal of Sedimentary Petrology, 1988, 58(5): 812–819.
- [25] 王春连, 刘成林, 胡海兵, 等. 江汉盆地江陵凹陷南缘古新统沙市组四段含盐岩系沉积特征及其沉积环境意义 [J]. 古地理学报, 2012, 14(2): 165–175.
- [26] 叶爱娟, 朱扬明. 柴达木盆地第三系咸水湖相生油岩古沉积环境地球化学特征 [J]. 海洋与湖沼, 2006, (5): 472–480.
- [27] 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(1–3): 65–82.
- [28] Jones B, Manning D A C. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones [J]. Chemical Geology, 1994, 111(111): 111–129.
- [29] Wignall P B, Myers K J. Interpreting benthic oxygen levels in mudrocks: A new approach [J]. Geology, 1988, 16: 5 (1988): 452–455.
- [30] Krejcigraf K. Geochemical facies of sediments [J]. Soil Science, 1975, 119(1): 20–23.
- [31] Raiswell R, Plant J. The incorporation of trace elements into pyrite during diagenesis of black shales, Yorkshire, England [J]. Economic Geology, 1980, 75(5): 684–699.
- [32] Patterson J H, Ramsden A R, Dale L S, et al. Geochemistry and mineralogical residences of trace elements in oil shales from Julia Creek, Queensland, Australia [J]. Chemical Geology, 1986, 55(1): 1–16.
- [33] Dill H, Teschner M, Wehner H. Petrography, inorganic and organic geochemistry of Lower Permian carbonaceous fan sequences (“Brandschiefer Series”)—Federal Republic of Germany: Constraints to their paleogeography and assessment of their source rock potential [J]. Chemical Geology, 1988, 67(3): 307–325.

Application of Trace Elements in Discriminating Sedimentary Environment ——A Case Study of Strontium-Rich Sedimentary Rocks in The Strontium Ore Area in the Western Qaidam Basin

NIAN Xiu-qing^{1,2,3}, HAN Feng-qing^{1,2}, HAN Ji-long^{1,2,3}, MAO Qing-fei^{1,2,3}, MA Zhe^{1,2,3}

(1. Key Laboratory of Comprehensive and Highly Efficient Utilization of Salt Lake Resources, Qinghai Institute of Salt Lakes, Chinese Academy of Sciences, Xining, 810008, China; 2. Qinghai Provincial Key Laboratory of Geology and Environment of Salt Lakes, Xining, 810008, China; 3. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100049, China)

Abstract: The trace elements in sedimentary rocks are sensitive to the change of sedimentary environments, which are effective means to study the paleoclimate and paleoenvironment during sediments deposition. In this paper, elements including Sr, Ba, Cu, U, V, Ni and Th are applied to investigate the paleoclimate and paleoenvironment of three sets of strontium-rich sedimentary rocks in the Miocene Youshashan Formation and Shizigou Formation, and the Pleistocene Qigequan Formation in the western Qaidam Basin. The results show that the western Qaidam Basin was generally dominated by arid climate from the Youshashan Formation to the Qigequan Formation; The salinity of the lake waters was high, showing saltwater environment, and from the Youshashan Formation to the Qigequan Formation, the salinity gradually increased; The lake water in the Youshashan Formation, Shizigou Formation and Qigequan Formation all showed moderate stratification and relatively smooth lake water cycle, indicating an oxidation environment.

Key words: Western Qaidam basin; Trace element; Paleoclimate; Sedimentary environments