

DOI: 10.16562/j.cnki.0256-1492.2020082402

# 东海盆地西湖凹陷平湖组微量稀土元素对古生产环境的指示意义

徐博, 曾文倩, 刁慧, 汤睿, 欧戈

中海石油(中国)有限公司上海分公司, 上海 200335

**摘要:** 西湖凹陷是中国东海已证实的富烃凹陷, 始新统平湖组是该凹陷主力烃源岩层系。通过对西湖凹陷 30 口井 433 个样品的地球化学及微量元素分析测试, 从平湖组下段、中段、上段 3 个层段分析了有机碳、微量元素、稀土元素的特征及其垂向变化规律, 从纵向上分析平湖组的古盐度、古气候、古氧化还原环境、古水深、古水温、古生产力等古生产环境。结果表明: 微量元素 Rb、Ba、Zr 富集, 均表现出明显的正异常, 而 Co、Mo、Sc、Hf 相对亏损。Sr/Ba、Sr/Cu、古气候 C 值、V/Cr、Ni/Co、U/Th、V/(V+Ni)、V/Sc、Mn/Fe、Co、Sr、Sr/Cu、生源 Ba 等参数表明平湖组为温暖气候下的陆相淡水沉积, 属于半干旱-半潮湿气候环境, 具有较高的古生产力, 生烃潜力好。

**关键词:** 微量元素; 稀土元素; 古生产力; 生烃潜力; 平湖组; 西湖凹陷

中图分类号: P744.4 文献标识码: A

## Trace rare earth elements in the Pinghu Formation of Xihu Sag and its implications for paleo-production environment

XU Bo, ZENG Wenqian, DIAO Hui, TANG Rui, OU Ge

Shanghai Branch Company of CNOOC (China) Ltd., Shanghai 200335, China

**Abstract:** The Xihu Sag has been proved as a hydrocarbon-rich basin in the East China Sea with the Pinghu Formation of Eocene as the main source rock. Based on the analysis data of 433 samples from 30 wells in the sag for geochemistry and micronutrients, the characteristics and vertical distribution patterns of organic carbon, micronutrients and rare earth elements are studied for the lower, middle and upper members of the Pinghu Formation respectively. The vertical patterns of palaeosalinities, palaeoclimate, palaeooxidation-reduction environment, palaeowater depth, palaeotemperature and palaeoproductivities of the Pinghu Formation suggest that Rb, Ba and Zr are enriched in micronutrients, shown as significant positive anomalies, while Co, Mo, Sc and Hf are deficient relatively. Sr/Ba, Sr/Cu, paleoclimate value C, V/Cr, Ni/Co, U/Th, V/(V+Ni), V/Sc, Mn/Fe, Co, Sr, Sr/Cu, Baxs indicate that Pinghu Formation is formed in a terrestrial fresh water environment under warm, semi-arid to semi-humid climate with high paleoproductivity and high potential for hydrocarbon generation.

**Key words:** trace elements; rare earth elements; ancient productivity; hydrocarbon potential; Pinghu Formation; Xihu Sag

海上油气勘探开发是国家的重大战略部署, 东海作为四海之一, 其重要性不言而喻。西湖凹陷是东海主要油气富集区, 古近系上始新统平湖组烃源岩是西湖凹陷主力烃源岩之一, 沉积盆地中发育的烃源岩品质决定了盆地的生烃潜力<sup>[1]</sup>。目前, 对西湖凹陷的研究侧重于研究其烃源岩的有机地球化学特征和沉积相特征, 对古生产力的分析较为薄弱, 因此, 利用元素分析古环境显得尤为重要。通过统计对比, 西湖凹陷的元素分析化验数据覆盖率以及与有机碳的对应性还有待提高。

烃源岩形成时, 表层水体的高生产力比底部的还原环境具有更大的贡献, 从而古生产力的高低对于烃源岩的形成有着至关重要的作用。中外学者普遍认为高生产力、保存条件、沉积速率是有机质聚集的主要因素<sup>[2-8]</sup>; 缺氧保存模式是指沉积速率、水深和水动力条件弱引起的盆地闭塞造成的水体缺氧, 其有利于有机质的保存<sup>[9]</sup>; 高生产力模式是指在古气候、陆源有机质供给和水体的生物生产力等影响下形成的有利于有机质保存的缺氧环境<sup>[10-11]</sup>。古沉积环境在一定程度上决定了盆地的初始生产

资助项目: “十三五”国家科技重大专项“东海盆地天然气资源潜力评价”(2016ZX05027-001)

作者简介: 徐博(1986—), 男, 工程师, 主要从事石油地质研究, E-mail: xubo9@cnooc.com.cn

收稿日期: 2020-08-24; 改回日期: 2020-10-12. 蔡秋蓉编辑

力和氧化还原条件, 沉积地球化学记录了古环境的特征及演化信息<sup>[12-13]</sup>。许多学者利用主量、微量、稀土元素特征开展古沉积环境重建<sup>[14-16]</sup>。

古生产力是漫长地质历史中的生物固定能量的速率<sup>[17]</sup>。经过前人的长期研究, 一般评价生产力指示性指标有有机碳、微量元素、稳定碳同位素、生物标志化合物等。本研究主要是通过 Ba、Zn、Ti 元素, 定量计算古生产力的大小, 从元素的角度对平湖组的生烃潜力进行判断和比较。

本文系统开展了元素地球化学研究, 包括主量、微量、稀土元素, 对西湖凹陷平湖组烃源岩在垂向上的变化特征以及其与古环境的关系进行分析, 其中 U、V、Cr、Th、Ni 等氧化还原敏感元素用来判断水体的氧化还原条件, 湖相沉积物中有机质与 U 元素存在亲密的联系, 这些元素在还原环境中不可溶而易于进入沉积物, 从而造成在厌氧环境中强烈富集而在富氧环境中亏损<sup>[15,18]</sup>。同时, Ba、Sr、Co 等元素可以用来推断古水深、古盐度、古气候、古氧化还原环境、古水温、古生产力等<sup>[19-23]</sup>, 通过分析和讨论西湖凹陷平湖组时期烃源岩的元素化学特征和古生产力环境, 为烃源岩研究提供了新的思路和方法。

## 1 区域地质概况

西湖凹陷位于东海陆架盆地东部, 大陆架东缘, 是中国近海最重要的中、新生代含油气凹陷之一, 呈北北东走向展布, 东与钓鱼岛隆褶带、冲绳海槽相对, 南与钓北凹陷毗邻, 西为海礁隆起和渔山低隆起(图 1), 东西宽约 70~130 km, 南北长约 500 km, 总面积约  $5.9 \times 10^4 \text{ km}^2$ 。西湖凹陷呈现东西分带、南北分块的构造特点, 由东向西依次为东部断阶带、东次凹、中央反转带、西次凹、西部斜坡带。已钻井揭示地层由古到新依次为古新统, 中下始新统宝石组, 中上始新统平湖组, 渐新统花港组, 中新统龙井组、玉泉组、柳浪组, 上新统三潭组和第四系东海群等地层(图 2), 本次研究的目的层是平湖组。

## 2 样品分析与测试

以西湖凹陷平湖组烃源岩为研究对象, 元素分析共计 28 口井, 分别是中央反转带 3 口井 16 个样品, 西次凹 4 口井 60 个样品, 西部斜坡带 21 口井 357 个样品。参考 GB/T14506.29-2010 和 SY/T6404-

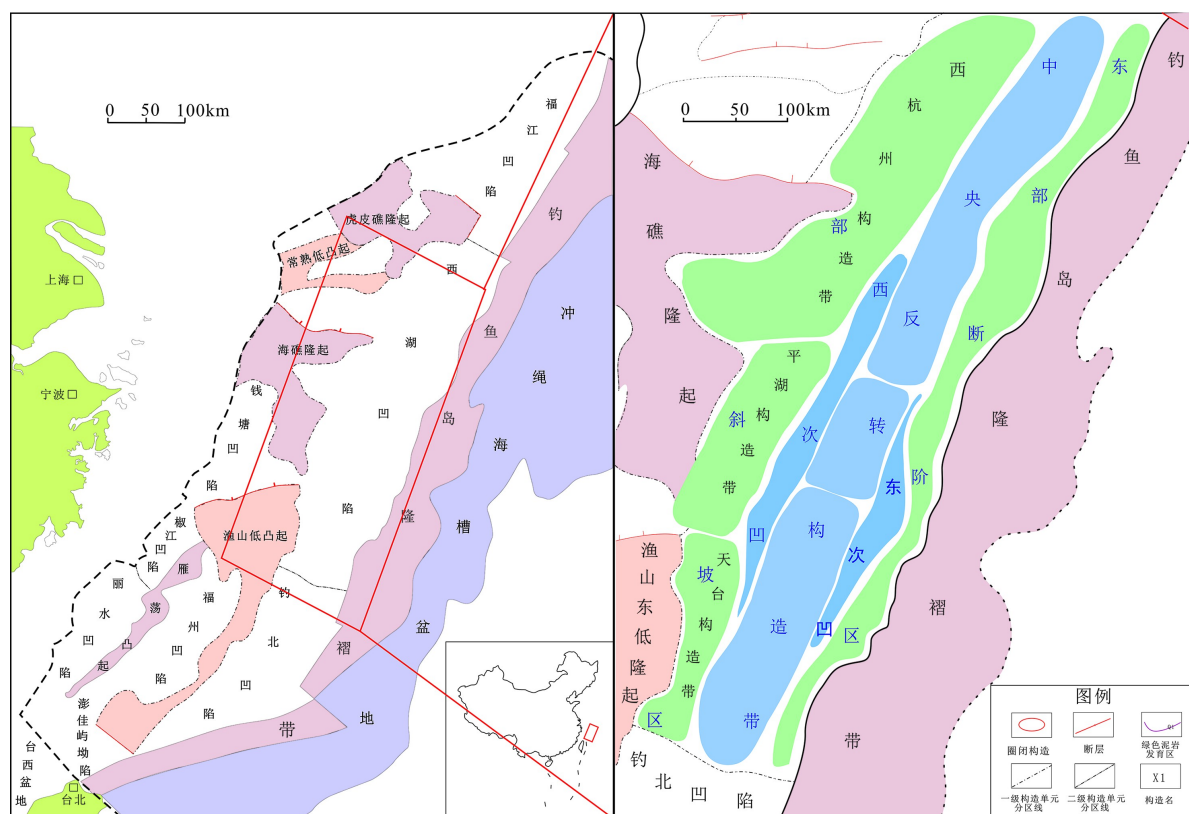


图 1 西湖凹陷构造图

Fig.1 Division of tectonic units of the Xihu Sag

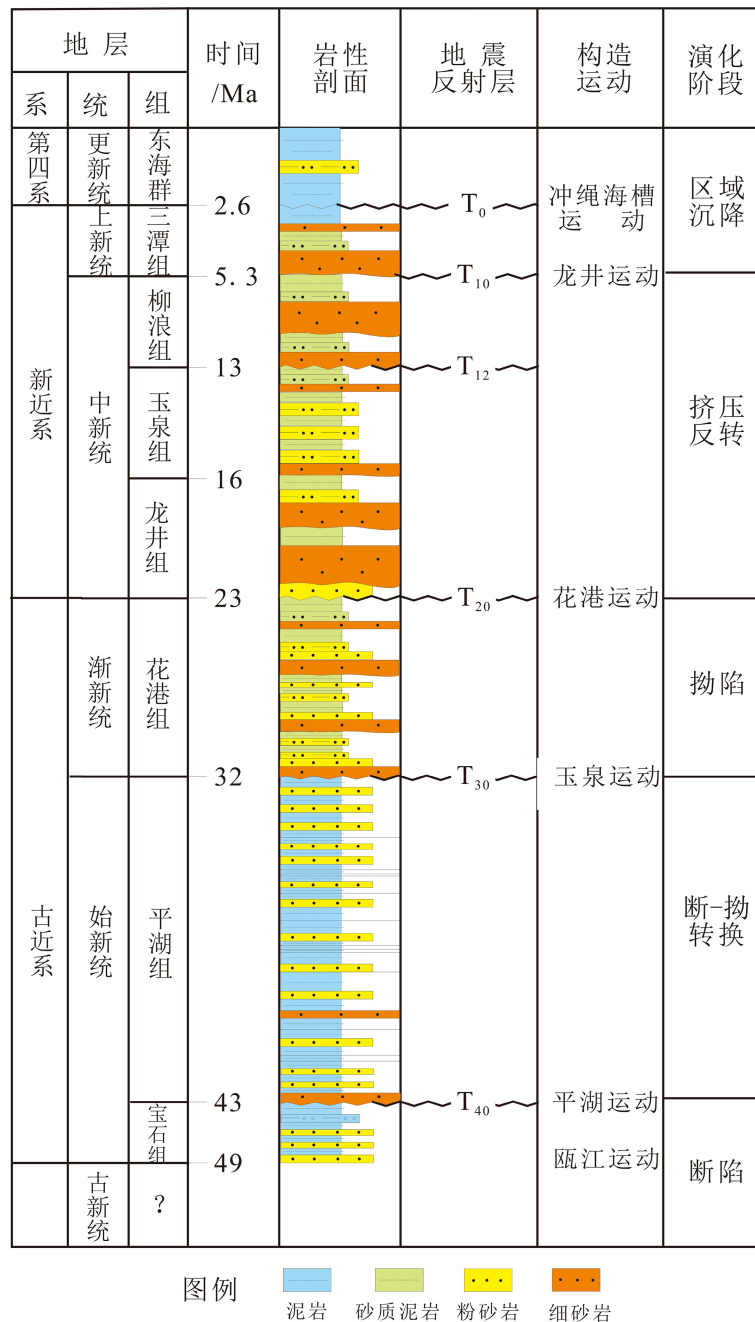


图2 西湖凹陷地层示意图

Fig.2 Stratigraphic map of Xihu Sag

2018标准,通过电感耦合等离子体发射光谱仪测定,主要由中海油实验中心上海实验中心完成。有机碳分析41口井共计1800个数据,参考GB/T19145-2003标准,通过碳硫测定仪等设备测定。

### 3 地球化学特征

#### 3.1 有机碳特征

有机碳含量(TOC)、热解生烃潜量(S1+S2)、热

解氢指数(HI)、烃源岩热解最高峰温度( $T_{max}$ )等参数可以用来评价有机质丰度、有机质类型以及有机质成熟度。平湖组是西湖凹陷的主力烃源岩,垂向上可以看出,泥岩在平下段 TOC 均值为 1.36%, (S1+S2)均值为 6.12 mg/g, HI 均值为 355.36; 平中段 TOC 均值为 1.68%, (S1+S2)均值为 6.18 mg/g, HI 均值为 253.03; 平上段 TOC 均值为 1.59%, (S1+S2)均值为 5.76 mg/g, HI 均值为 279.61; 总体上看,平中段最好,平上段次之(表1,图3)。煤和碳质泥岩作为有机质富集体,平上段和平中段要好于平下段(表1)。

表 1 西湖凹陷平湖组烃源岩丰度统计  
Table 1 Organic matter abundance in source rocks of Pinghu Formation in Xihu Sag

岩性	层位	TOC/ %	(S <sub>1</sub> +S <sub>2</sub> ) / (mg/g)	HI (mgHC/gTOC)	Tmax/ °C
泥岩	平上段	0.5~5.98 1.59 (367)	0.22~59.83 5.76 (367)	31.43~913.82 279.61 (346)	321~484.3 444.01 (346)
	平中段	0.5~5.97 1.68 (543)	0.21~54.29 6.18 (543)	21.65~893.89 253.03 (539)	260~496 428.61 (539)
	平下段	0.5~5.52 1.36 (191)	0.34~54.08 6.12 (191)	30.82~891.77 255.36 (191)	355~490 442.32 (191)
碳质泥岩	平上段	6.45~19.64 11.38 (39)	5.81~184 31.78 (39)	80.4~921.72 249.1 (39)	422~461 441.9 (39)
	平中段	6.06~19.63 10.95 (89)	1.43~143.8 46.91 (89)	8.31~900.06 383.02 (89)	344~506 444.97 (89)
	平下段	6.59~14.9 10.365 (8)	9.79~62.12 31.27 (8)	85.5~763.77 275.31 (8)	431~479 451 (8)
煤	平上段	20.55~72.95 51.47 (32)	56.32~219.15 137.05 (32)	180.26~663.58 284.35 (19)	421~457 444.63 (19)
	平中段	20.2~69.2 35.32 (41)	51.36~421.85 159.16 (41)	192.92~976.14 412.14 (41)	417~469 442 (41)
	平下段	21.99~61.9 43.586 (5)	56.14~193.8 98.1 (5)	92.27~326.01 225.86 (5)	432~489 454 (5)

注:  $\frac{\text{最小值} \sim \text{最大值}}{\text{平均值}(\text{样品个数})}$ 。

### 3.2 微量元素特征

选取具有代表性的平湖组上段、中段和下段微量元素制作图 4, 可以看出平湖组总体上微量元素 Rb、Ba、Zr 均表现出明显的正异常, 含量分别为 0.063~337.66、165.97~32 697、38.5~437.52 μg/g, 元素 Co、Mo、Sc、Hf 相对亏损, 含量分别为 2.61~42.511、0.15~89.98、0.005~27.52、0.52~12.88 μg/g, 而且 3 个层段的变化趋势差别不大(表 2)。

### 3.3 稀土元素特征

稀土元素可用于古沉积环境分析是因为其具有稳定性, 西湖凹陷平湖组选取不同区块不同层位具有代表性的数据见表 3, 平湖组下段 66 个数据 ΣREE 值为 57.71~304.18 μg/g, 平均值为 182.63 μg/g; 平湖组中段 122 个数据 ΣREE 值为 76.13~282.9 μg/g, 平均值为 175.31 μg/g; 平湖组上段 72 个数据 ΣREE 值为 73.68~332.23 μg/g, 平均值为 194.31 μg/g。3 个层段的 ΣREE 均值接近, 且都高于北美页岩的 173.21 μg/g。

ΣREE 的分异程度可以用轻稀土与重稀土的比值 ΣLREE/ΣHREE 来反映, 平湖组下段 66 个数据 ΣLREE/ΣHREE 值为 6.4~75.51, 平均值为 14.04; 平湖组中段 122 个数据 ΣLREE/ΣHREE 值为 3.77~36.92, 平均值为 10.15; 平湖组上段 72 个数据 ΣLREE/ΣHREE 值为 6.99~37.8, 平均值为 10.54。三者均表现为轻、重稀土分异显著, 轻稀土元素富集, 均高于北美页岩的 7.44, 其中平下段的分异性更为突出。

用球粒陨石<sup>[23]</sup>将稀土元素标准化后制作图 5, La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> 可以表示图 5 的斜率, 平湖组下段 66 个数据 La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> 值为 1.06~52.92, 平均值为 4.48; 平湖组中段 122 个数据 La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> 值为 0.48~21.43, 平均值为 2.32; 平湖组上段 72 个数据 La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> 值为 0.42~14.99, 平均值为 2.19。图 5 可以看出轻稀土富集、斜率较大, 重稀土亏损、斜率平坦; 稀土元素的分配模式在平上段、平中段和平下段相似, 负 Eu 异常, 呈“V”型, 这也较好地反映了研究区物源的一致性, 且处于构造相对稳定的沉积环境。

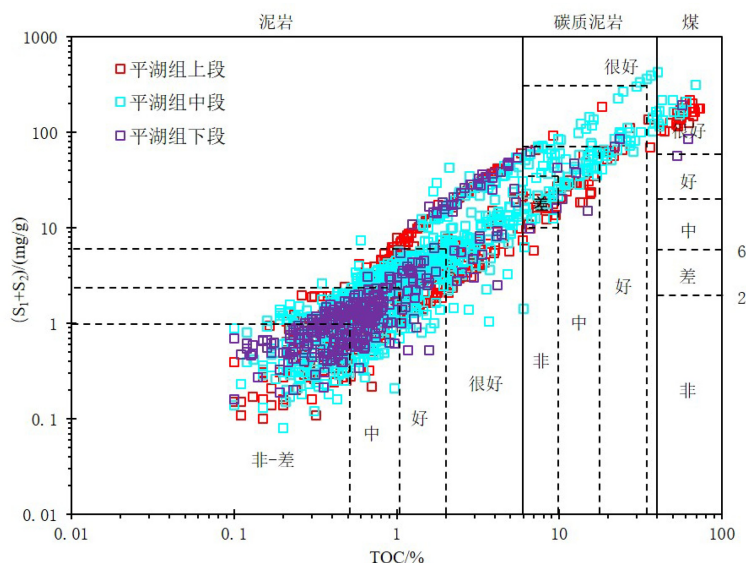


图 3 平湖组烃源岩有机质丰度交会图

Fig.3 Crossplot of organic matter abundance in source rocks of Pinghu Formation

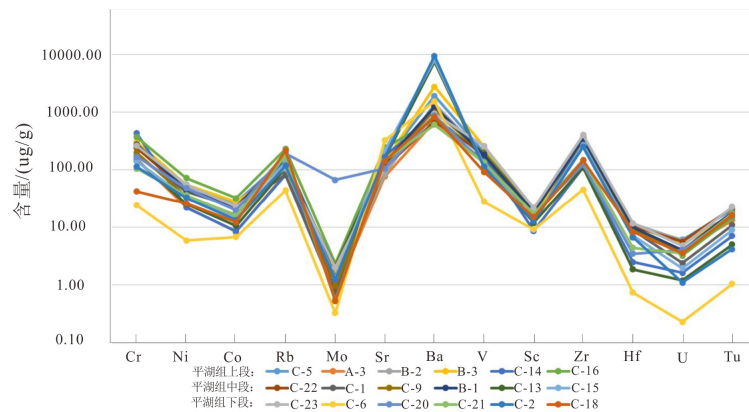


图4 平湖组微量元素分配

Fig.4 Trace element distribution in Pinghu Formation

表2 平湖组微量元素分布范围  
Table 2 The distribution of trace elements in  
Pinghu Formation

元素	平上段	平中段	平下段
Rb	0.063~231.021 118.637 (72)	0.074~234.798 117.107 (122)	5.22~337.659 134.726 (66)
Ba	165.969~18 866 2 154.651 (135)	180~32 697 2 989.647 (189)	230.7~29 319.518 3 488.624 (109)
Zr	38.5~437.515 269.44 (72)	42.2~433.044 247.493 (122)	45.32~400.232 215.673 (66)
Co	2.61~42.511 19.34 (135)	4.52~33.146 17.226 (187)	3.24~40.384 15.439 (107)
Mo	0.38~14.369 1.998 (91)	0.38~89.894 2.061 (134)	0.15~66.7 2.198 (67)
Sc	0.005~25.65 14.372 (94)	0.007~24.36 14.022 (137)	2.638~27.52 14.514 (66)
Hf	0.74~12.883 7.622 (72)	0.52~12.331 6.984 (122)	0.74~11.691 6.217 (66)

注: 最小值~最大值  
平均值(样品个数)

## 4 讨论

### 4.1 古盐度

淡水相和海水相混合时,淡水中的  $Ba^{2+}$  与海水中的  $SO_4^{2-}$  结合生成  $BaSO_4$  沉淀,而  $SrSO_4$  溶解度大,会继续运移到更远的海相,通过生物途径沉积下来,  $Sr/Ba$  值与古盐度呈明显的正相关关系,可以用来指示沉积水体中古盐度。本次研究采用彭海艳等<sup>[24]</sup>分析海陆沉积环境的标准,即陆相沉积  $Sr/Ba < 0.5$ ,海陆过渡相  $0.5 \leq Sr/Ba \leq 0.8$ ,海相沉积  $Sr/Ba > 0.8$ 。

平湖组下段 17 个样品  $Sr/Ba$  值为 0.01~0.28,均值为 0.07,为陆相沉积;平湖组中段 189 个样品  $Sr/Ba$  值为 0.01~2.53,均值为 0.17,其中大于 0.8 的

只有 2 个样品点,介于 0.5~0.8 的 6 个样品都是平湖斜坡构造带的,总体来看为陆相沉积;平湖组上段 135 个样品  $Sr/Ba$  值为 0.01~0.4,均值为 0.12,为陆相沉积(图 6)。

### 4.2 古气候

$Sr/Cu$  可以用来指示古气候,一般来说,1.3~5.0 指示温湿气候,大于 5.0 则指示干旱气候。

平湖组下段 17 个样品  $Sr/Cu$  值为 3.03~14.13,均值为 6.57,平湖组中段 189 个样品  $Sr/Cu$  值为 0.98~58.45,均值为 8.77,平湖组上段 135 个样品  $Sr/Cu$  值为 0.65~41.28,均值为 6.14,综合图 7 来看,平湖组均表现为半干旱-半潮湿气候。

不同元素的迁移和富集能力在不同的水热条件下是不同的,在暖湿条件下,湿润气候型元素 Fe、Mn、Cr、V、Co、Ni 等含量较高,干旱型气候型元素 Ca、Mg、K、Na、Sr 和 Ba 等大量析出形成各种盐类沉积在水底,因此其含量较高。将两者的比值  $C^{[25]}$  作为古气候指数,0.2~0.4 为半干旱环境,0.4~0.6 为半干燥-半潮湿环境,0.6~0.8 为半潮湿环境,0.8~1.0 为潮湿环境。

$$\text{古气候}C\text{值} = \frac{\sum(\text{Fe} + \text{Mn} + \text{Cr} + \text{V} + \text{Co} + \text{Ni})}{\sum(\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Sr} + \text{Ba} + \text{K} + \text{Na})}$$

平湖组下段 70 个样品  $C$  值为 0.142~0.824,均值为 0.41,平湖组中段 131 个样品  $C$  值为 0.112~2.335,均值为 0.611,平湖组上段 110 个样品  $C$  值为 0.198~5.833,均值为 0.734,与  $Sr/Cu$  反映一致,指示平湖组古气候为半干旱-半潮湿气候(图 8)。

### 4.3 古氧化还原环境

古水体以及沉积物中多种元素的循环、分异和

表 3 西湖凹陷平湖组烃源岩稀土元素含量  
Table 3 ΣREE analytical data of source rocks of Pinghu Formation in Xihu Sag

层位	井名	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣREE/ (μg/g)	ΣLREE/ (μg/g)	ΣHREE/ (μg/g)	ΣLREE/ ΣHREE	La <sub>N</sub> / Yb <sub>N</sub>	δEu	δCe	
		/ (μg/g)																					
平 上 段	C-22	61.0	130	14.6	55.0	11.0	2.23	10.6	1.43	9.45	1.55	4.70	0.65	4.47	0.75	306.94	273.35	33.60	8.14	1.32	0.91	0.95	
	C-1	34.8	90.3	8.54	30.5	6.41	1.49	6.28	0.90	6.14	1.01	2.75	0.44	2.70	0.73	193.09	172.14	20.95	8.22	1.25	1.03	1.14	
	C-2	51.4	111	12.1	44.6	9.19	2.16	8.22	1.11	7.65	1.23	3.61	0.52	3.58	0.60	256.93	230.42	26.51	8.69	1.39	1.09	0.97	
	C-3	44.6	88.0	10.3	37.8	7.74	1.63	7.07	1.02	7.30	1.18	3.50	0.48	3.30	0.57	214.47	190.05	24.42	7.78	1.31	0.97	0.90	
	C-4	45.7	89.0	9.92	36.5	7.38	1.59	6.57	0.94	7.04	1.15	3.43	0.48	3.39	0.60	213.69	190.10	23.59	8.06	1.31	1.00	0.91	
	B-1	48.5	97.3	11.4	42.5	8.89	1.98	8.46	1.18	8.17	1.30	3.74	0.51	3.51	0.60	238.07	210.59	27.47	7.67	1.34	1.00	0.90	
	C-5	41.7	103	8.83	31.8	6.83	1.85	5.57	0.76	5.80	0.89	2.81	0.39	2.89	0.50	213.93	194.34	19.59	9.92	1.40	1.32	1.17	
	A-3	35.4	90.8	9.22	31.2	6.88	1.79	6.72	1.37	6.69	1.48	3.15	0.86	3.07	1.16	199.74	175.24	24.50	7.15	1.12	1.16	1.09	
	B-2	40.7	98.7	9.59	35.9	7.52	1.75	6.53	0.92	6.44	1.03	3.01	0.43	3.08	0.53	216.06	194.09	21.97	8.84	1.28	1.10	1.09	
	B-3	47.8	115	11.0	40.5	10.4	3.17	7.91	1.10	7.72	1.25	3.71	0.53	3.53	0.64	254.34	227.94	26.39	8.64	1.31	1.54	1.09	
	C-6	68.92	33.81	12.64	12.86	2.3	1	1.6	0.57	0.45	0.32	0.42	0.41	0.65	0.09	136.04	131.53	4.51	29.16	10.27	2.29	0.25	
	C-12	28.3	66.7	2.45	24.7	21.1	8.39	6.64		3.07		1.82		4.13		167.30	151.64	15.66	9.68	0.66	3.11	1.74	
	C-23	21.4	39.9	4.33	16.4	5.73	2.4	3.32	0.36	2.46	0.4	1.3	0.15	1.24	0.14	99.53	90.16	9.37	9.62	1.67	2.42	0.90	
	C-13	27.2	53.4	6.09	23.3	6.48	2.19	5.22	0.59	3.68	0.61	1.83	0.22	1.69	0.21	132.71	118.66	14.05	8.45	1.56	1.65	0.90	
	C-14	27.1	51.5	6	22.7	5.32	1.46	5.2	0.65	3.67	0.67	1.89	0.28	1.81	0.28	128.53	114.08	14.45	7.89	1.45	1.22	0.88	
	C-15	41.86	81.31	8.74	31.78	8.62	3.24	5.94	0.86	4.75	0.83	2.26	0.29	2.10	0.35	192.94	175.56	17.38	10.10	1.93	1.99	0.93	
C-16	57.20	114.28	13.31	53.51	11.94	2.74	11.64	1.62	9.32	1.77	5.18	0.82	5.00	0.82	289.15	252.98	36.17	6.99	1.11	1.02	0.90		
平 中 段	C-22	40.3	97.6	9.84	37.3	7.69	1.60	7.23	1.03	7.62	1.24	3.69	0.50	3.62	0.63	219.85	194.29	25.56	7.60	1.08	0.94	1.07	
	C-3	38.8	77.0	8.82	32.2	7.32	1.95	5.83	0.84	6.10	0.95	2.85	0.39	2.88	0.49	186.50	166.16	20.34	8.17	1.30	1.31	0.91	
	C-12	22.4	44.4	0.29	18.3	57.7	34.5	4.57		1.9		1.46		4.04		189.56	177.59	11.97	14.84	0.54	9.33	3.79	
	C-14	28.2	55.5	6.29	24.5	5.6	1.36	5.62	0.67	4.01	0.67	2.02	0.27	2	0.26	136.97	121.45	15.52	7.83	1.37	1.06	0.91	
	C-16	45.06	89.62	10.51	42.79	9.40	2.20	9.06	1.27	7.03	1.30	3.76	0.63	3.52	0.64	226.81	199.58	27.22	7.33	1.24	1.05	0.90	
	C-2	50.6	113	11.6	43.4	13.4	5.00	8.52	1.15	8.10	1.29	3.76	0.49	3.50	0.61	264.37	236.95	27.42	8.64	1.40	2.06	1.01	
	C-4	40.5	79.8	9.23	35.0	7.49	1.73	6.61	0.94	6.65	1.04	3.00	0.41	2.89	0.51	195.88	173.83	22.05	7.88	1.36	1.08	0.90	
	B-1	41.4	82.6	9.83	37.5	8.11	1.83	7.27	1.02	7.33	1.16	3.39	0.45	3.24	0.57	205.62	181.19	24.43	7.42	1.24	1.05	0.89	
	C-5	37.5	118	8.56	31.3	7.18	1.90	5.84	0.82	6.21	0.95	2.92	0.42	3.14	0.54	224.94	204.09	20.85	9.79	1.16	1.29	1.43	
	C-6	54.32	49.18	10	10.96	2.47	0.84	3.01	0.78	0.86	0.44	0.91	0.53	0.57	0.12	134.99	127.77	7.22	17.70	9.23	1.35	0.46	
	C-1	31.69	57.94	7.13	26.95	4.89	1.15	4.58	0.70	3.83	0.77	2.17	0.31	2.01	0.29	144.41	129.74	14.67	8.84	1.52	1.06	0.84	
	C-23	27.9	53.6	6.15	22.8	6.2	2.14	4.71	0.61	3.38	0.62	1.74	0.25	1.6	0.26	131.96	118.79	13.17	9.02	1.69	1.74	0.89	
	C-13	25.8	48.9	5.56	20.9	9.98	4.8	4.17	0.47	2.74	0.43	1.26	0.16	1.13	0.16	126.46	115.94	10.52	11.02	2.21	3.27	0.89	
	C-15	33.92	66.58	7.61	27.89	5.70	1.58	5.32	0.86	4.49	0.86	2.32	0.39	2.36	0.45	160.33	143.28	17.05	8.40	1.39	1.26	0.90	
	C-18	48.09	95.27	9.96	43.01	9.52	2.68	7.93	1.20	6.63	1.24	3.42	0.54	3.19	0.53	233.23	208.54	24.69	8.45	1.46	1.35	0.95	
	C-19	41.77	84.72	9.82	38.49	8.06	1.77	7.35	1.08	6.04	1.18	3.32	0.59	3.30	0.59	208.07	184.63	23.44	7.88	1.23	1.01	0.91	
	平 下 段	C-23	45.2	72.9	9.72	34.8	7.15	1.60	6.15	0.96	7.35	1.26	3.96	0.56	4.00	0.68	196.31	171.40	24.90	6.88	1.10	1.06	0.76
		C-22	54.7	120	12.4	46.1	9.97	2.43	9.37	1.27	8.67	1.45	4.22	0.58	4.06	0.69	275.94	245.62	30.31	8.10	1.31	1.11	1.00

续表 3

层位	井名	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	$\Sigma\text{REE}/$	$\Sigma\text{LREE}/$	$\Sigma\text{HREE}/$	$\Sigma\text{LREE}/$	$\text{La}_N/$	$\delta\text{Eu}$	$\delta\text{Ce}$
		/ ( $\mu\text{g/g}$ )														( $\mu\text{g/g}$ )	( $\mu\text{g/g}$ )	( $\mu\text{g/g}$ )	$\Sigma\text{HREE}$	$\text{Yb}_N$		
	C-1	35.0	87.3	8.22	31.2	5.85	1.42	6.05	0.71	6.61	0.67	2.62	0.66	1.99	1.45	189.76	169.00	20.77	8.14	1.71	1.05	1.12
	C-4	50.9	101	11.7	43.7	9.22	2.07	8.50	1.19	8.11	1.30	3.77	0.52	3.79	0.63	246.50	218.69	27.81	7.86	1.30	1.03	0.90
	C-6	65.24	40.32	11.23	8.56	2.35	0.78	0.45	0.78	0.41	0.56	0.56	0.54	0.5	0.05	132.33	128.48	3.85	33.37	12.64	3.33	0.32
	C-20	50.9	98.3	10.7	40.7	7.13	1.49	5.84	0.949	5.09	1	2.91	0.475	3.14	0.442	229.07	209.22	19.85	10.54	1.57	1.01	0.92
平 下 段	C-21	39.4	75.2	8.22	31.1	5.11	1.06	4.19	0.7	3.87	0.755	2.63	0.401	2.69	0.444	175.77	160.09	15.68	10.21	1.42	1.01	0.91
	C-8	16.17	30.21	3.58	13.14	2.22	0.74	2.02	0.28	1.53	0.30	0.82	0.13	0.78	0.11	72.03	66.05	5.97	11.06	2.01	1.54	0.87
	C-13	25.7	50.7	5.74	21.9	6.69	2.48	4.66	0.52	3.16	0.5	1.52	0.19	1.45	0.18	125.39	113.21	12.18	9.29	1.72	1.95	0.91
	C-2	30.99	59.76	7.06	25.54	7.03	2.78	4.68	0.79	3.74	0.75	1.88	0.39	1.84	0.44	147.67	133.16	14.50	9.18	1.64	2.13	0.88
	C-15	45.36	89.47	10.20	37.14	7.21	1.73	7.59	1.12	6.46	1.12	3.04	0.43	3.22	0.50	214.58	191.11	23.47	8.14	1.37	1.03	0.91
	C-18	50.71	98.86	10.33	44.64	8.32	1.87	6.96	0.91	4.71	0.86	2.41	0.41	2.62	0.43	234.03	214.72	19.31	11.12	1.87	1.08	0.94

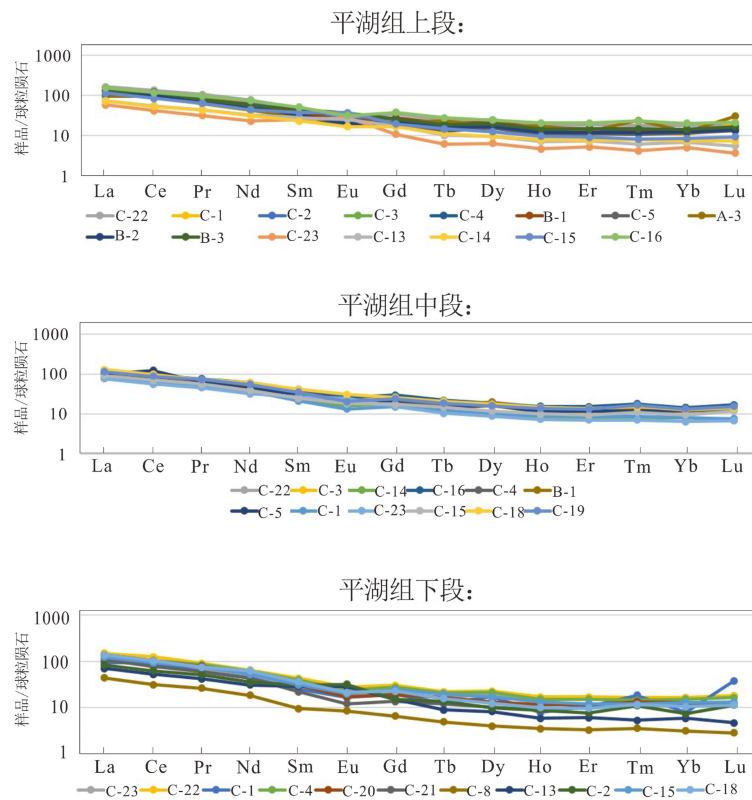


图 5 平湖组球粒陨石标准化稀土元素分配模式

Fig.5 Distribution of chondrite-normalized rare earth elements in Pinghu Formation

富集明显受氧化还原条件的影响。这一特性决定了特征元素的地球化学行为是古水体氧化还原条件变化的灵敏指示剂,可以作为恢复古水体氧化还原环境变化的地球化学指标。

微量元素 V/Cr、Ni/Co、U/Th、V/(V+Ni)、V/Sc 均可以分析氧化还原环境<sup>[26]</sup>,具体判别标准见表 4。

西湖凹陷平湖组各类参数(表 5,图 9)综合来

看, V/Cr、Ni/Co、U/Th 指示平湖组 3 个层段均表现为富氧的氧化环境, V/(V+Ni) 大部分数据则显示为氧化还原环境, V/Sc 表现为偏氧化的氧化-还原环境。

#### 4.4 古水深

地球化学元素在沉积作用中发生机械分异作用、化学分异作用和生物、生物化学分异作用,这

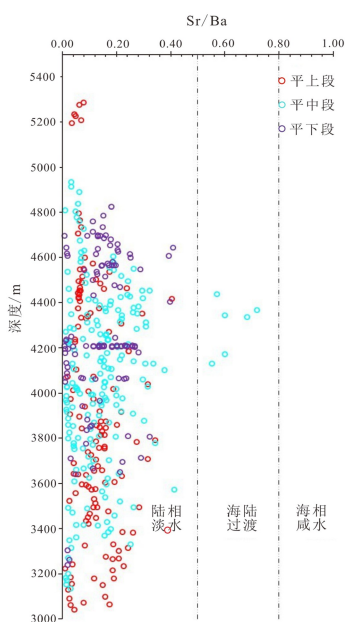


图 6 平湖组 Sr/Ba 与深度关系图

Fig.6 Relationship between Sr/Ba and depth of Pinghu Formation

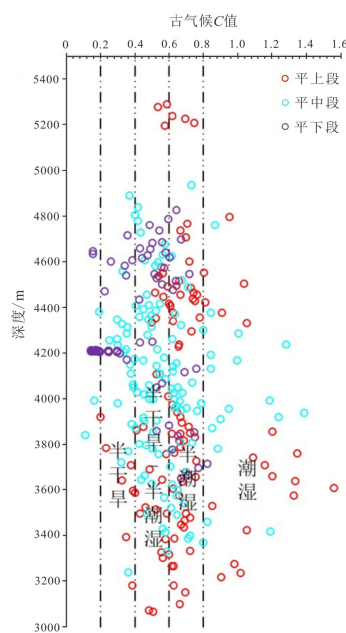


图 8 平湖组古气候 C 值与深度关系图

Fig.8 Relationship between paleoclimate C value and depth of Pinghu Formation

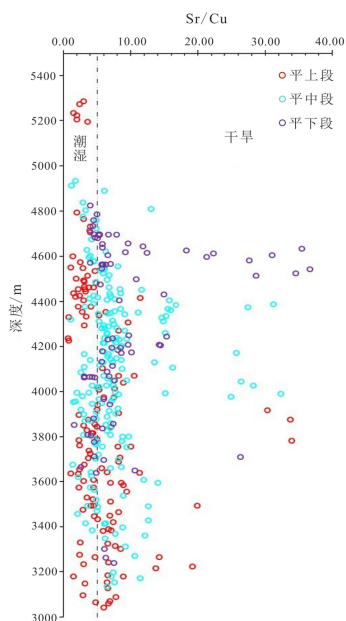


图 7 平湖组 Sr/Cu 与深度关系图

Fig.7 Relationship between Sr/Cu and depth of Pinghu Formation

一性质决定了元素的聚集和分散与水盆深度具有一定的关系。

Nicholls<sup>[27]</sup> 认为, 如果沉积物中痕量元素超过以下浓度, 即 Mo > 5 μg/g、Co > 40 μg/g、Cu > 90 μg/g、Ba > 1 000 μg/g、Ce > 100 μg/g、Pr > 10 μg/g、Nd > 50 μg/g、Ni > 150 μg/g、Pb > 40 μg/g, 特别是在伴有含量 < 1 μg/g 的 U 和含量 < 3 μg/g 的 Sn 时, 则其形成的深度可能超过 250 m。平湖组沉积时期 Mo 均值为 2.07 μg/g, Co 均值为 17.45 μg/g, Cu 均值为

表 4 氧化还原环境的元素判别指标

Table 4 Element parameters for redox condition

元素	氧化	氧化还原	还原
V/Cr	<2	2~4.25	>4.25
Ni/Co	<5	5~7	>7
U/Th	<2	2~4.25	>4.25
V/(V+Ni)	<0.6	0.6~0.84	>0.84
V/Sc	<9	9~30	>30

表 5 平湖组氧化还原环境判别结果

Table 5 The REDOX environment of Pinghu Formation

元素	平上段	平中段	平下段
V/Cr	<u>0.21~5.01</u> 0.88 (135)	<u>0.2~5.17</u> 0.9 (189)	<u>0.12~39.71</u> 1.87 (85)
Ni/Co	<u>0.41~4.15</u> 2.23 (135)	<u>0.75~28.14</u> 2.4 (187)	<u>0.15~12.96</u> 3.39 (107)
U/Th	<u>0.08~0.76</u> 0.27 (93)	<u>0.06~0.93</u> 0.25 (130)	<u>0.15~1.41</u> 0.29 (69)
环境	富氧化		
V/(V+Ni)	<u>0.4~0.91</u> 0.76 (85)	<u>0.16~0.93</u> 0.79 (189)	<u>0.55~0.92</u> 0.79 (135)
V/Sc	<u>2.57~27.23</u> 10.1 (91)	<u>1.82~24.65</u> 9.8 (135)	<u>0.5~50.79</u> 9.24 (67)
环境	氧化-还原		

注: 最小值~最大值  
平均值(样品个数)

28.31 μg/g, Ba 均值为 2 854.9 μg/g, Ce 均值为 76.4 μg/g, Pr 均值为 8.59 μg/g, Nd 均值为 30 μg/g, Ni 均值为



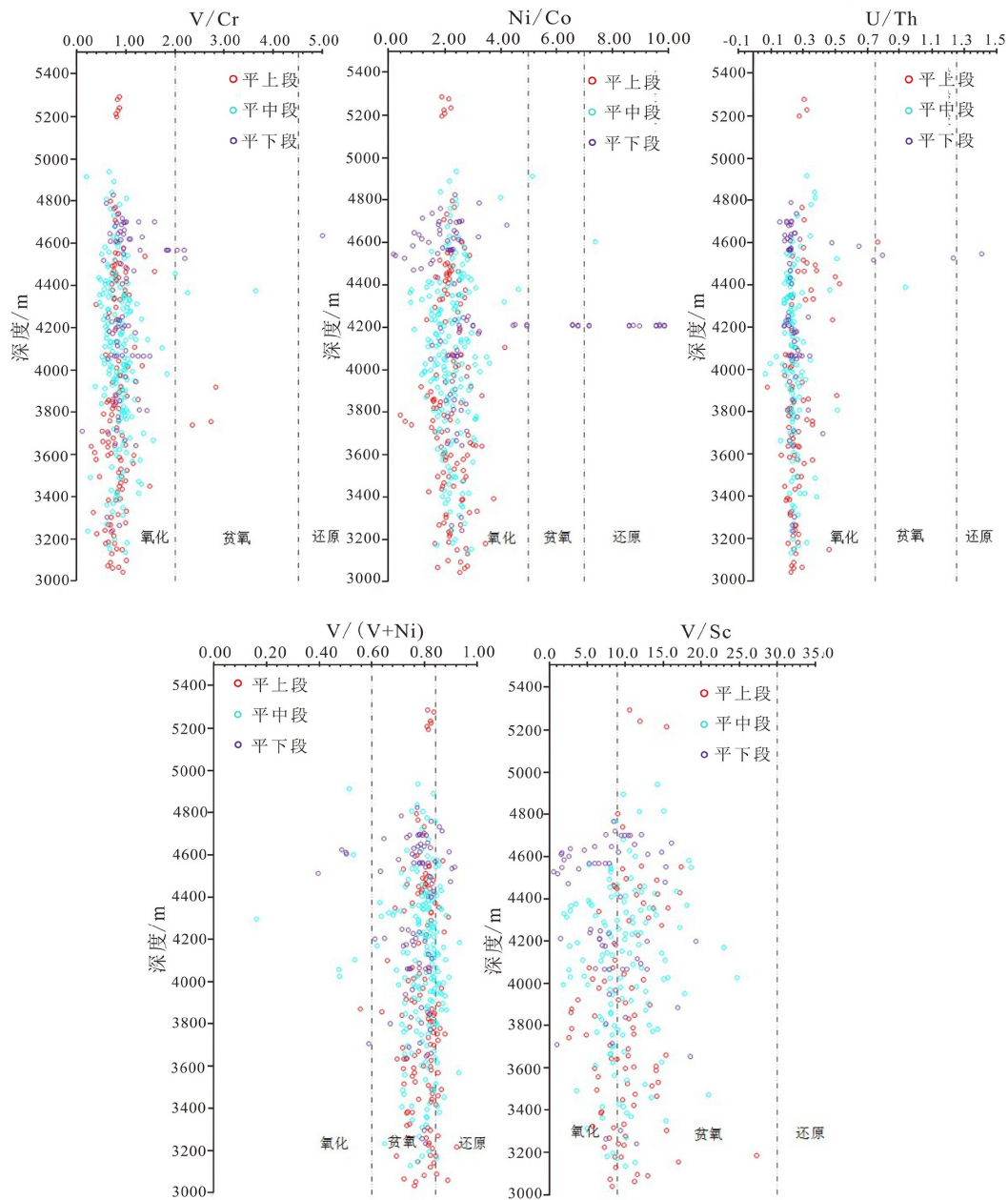


图9 平湖组不同参数与深度关系图

Fig.9 Relationship between different parameters and depth of Pinghu Formation

40.3  $\mu\text{g/g}$ , Pb 均值为 24.9  $\mu\text{g/g}$ , 除了 Ba 的含量大于 1 000  $\mu\text{g/g}$ , 其他的元素均小于标准值, 由此推断当时的沉积水体并不深。

在沉积时 Fe 和 Ti 的稳定性较 Mn 要弱很多, 3 种元素的比值就可以用来反映当时沉积环境的水深与搬运距离。Mn/Ti 在平湖组上段 132 个样品值为 0.01~0.86, 均值为 0.18; 平湖组中段 186 个样品值为 0.01~1.97, 均值为 0.19; 平湖组下段 104 个样品值为 0.03~1.18, 均值为 0.15(表 6); 都为近源堆积, 比较均值可以看出水深由浅变深再变浅的过程。Mn/Fe 值变化范围小, 均值为 0.01, 同样表明平

湖组为近岸沉积。

周瑶琪等<sup>[28-30]</sup>还利用 Co 含量法定量计算沉积速率, 进而定量计算古水深, 本次研究采用这种方法推测平湖组沉积时期的古水深<sup>[30]</sup>, 公式如下:

$$H = 3.05 \times 10^5 / (V_0 \times N_{\text{Co}} / (S_{\text{Co}} - t \times T_{\text{Co}}))^{1.5}$$

式中,  $H$  为古水深,  $V_0$  为当时正常水体沉积速率, 选取 10 mm/a,  $N_{\text{Co}}$  为正常水体沉积中 Co 的丰度 12  $\mu\text{g/g}$ <sup>[31]</sup>,  $S_{\text{Co}}$  为样品中 Co 的丰度,  $t$  为物源 Co 对样品的贡献值, 即样品中 La 的含量/陆源碎屑中 La 的平均丰度 38.99  $\mu\text{g/g}$ ,  $T_{\text{Co}}$  为陆源碎屑中 Co 的丰度, 物源物质在由物源区搬运到沉积区的过程中, Co 会发生再分

表 6 平湖组不同层段水深微量元素含量  
Table 6 Trace element contents in different layers of water depth for Pinghu Formation

元素	平湖组上段	平湖组中段	平湖组下段
Co/( $\mu\text{g/g}$ )	2.61~42.51 19.34 (135)	4.52~33.15 17.23 (187)	3.24~40.384 15.44 (107)
Cu/( $\mu\text{g/g}$ )	5.29~124 33.01 (135)	2.19~91.78 26.77 (189)	4.59~56.07 24.28 (87)
Ni/( $\mu\text{g/g}$ )	5.7~88.5 41 (13)	6~730.9 40.9 (190)	1.8~129.2 38.2 (110)
Mn/Ti	0.01~0.86 0.18 (132)	0.01~1.97 0.19 (186)	0.03~1.18 0.15 (104)
Mn/Fe	0.01~0.05 0.01 (84)	0.01~0.04 0.01 (116)	0.01~0.05 0.01 (69)

注:  $\frac{\text{最小值} \sim \text{最大值}}{\text{平均值}(\text{样品个数})}$ 。

配,其在沉积岩中的再分配系数  $W_{\text{Co}}$  受沉积岩的粒径( $d$ )影响,在同一物源条件下,沉积物的粒度越小,  $W_{\text{Co}}$  值越大, Co 的含量则越高<sup>[32]</sup>,如图 10 所示。

对应的表达式为:

$$W_{\text{Co}} = -0.0591\varphi^3 + 0.9282\varphi^2 - 3.4981\varphi + 3.8362$$

其中  $\varphi = -\log_2 d$ ,  $d$  为粒度直径。考虑到机械分异的影响,需要用  $W_{\text{Co}}$  代替  $T_{\text{Co}}$ , 样品均选用泥岩或者粉砂质泥岩,故  $d \approx 0.01$ ,  $\varphi \approx 6.6$ , 本次  $\varphi$  统一取 6, 求得  $W_{\text{Co}} \approx 3.497 \mu\text{g/g} = T_{\text{Co}}$ 。

平下段 107 个样品值为 0.58~52.66, 均值为 12.41; 平中段 187 个样品值为 0.1~44.01, 均值为 14.44; 平上段 135 个样品值为 0.35~54.41, 均值为 17.33。可以看出随着地层的加深,水深是逐渐变浅的,这也符合平湖组海陆过渡相背景,构造宽缓平坦,煤层广泛发育,生物扰动强烈。

由于 Co 含量受太多因素影响,不能作为判断水体深浅的绝对参数,因此,单独从地球化学角度判断水深是不够严谨的,需要其他方法综合评判。

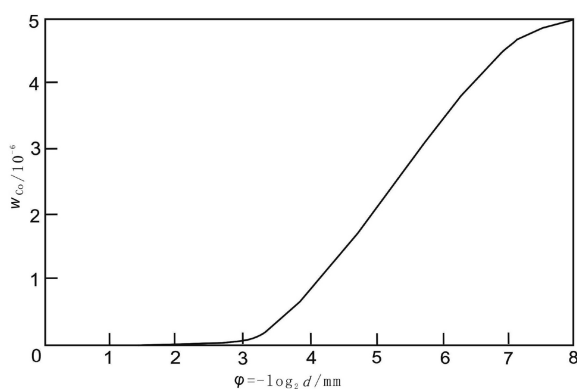


图 10 物源 Co 与粒径大小之间的经验关系曲线<sup>[28]</sup>

Fig.10 Relationship between the Co fractionation and the grain size in clastic sediments<sup>[28]</sup>

## 4.5 古水温

对古温度的恢复有多种方法,比如氧同位素法、微量元素法等。本次研究利用以上方法对平湖组的古水温进行恢复,对比不同方法恢复结果进行校正。

### 4.5.1 微量元素 Sr 计算古水温

利用前人的经验公式  $T = (2578 - \text{Sr})/80.8$  来计算古水温<sup>[33]</sup>,平湖组下段 109 个样品值为 19.24~31.34  $^{\circ}\text{C}$ , 均值为 29.84  $^{\circ}\text{C}$ ; 平湖组中段 189 个样品值为 23.91~31.34  $^{\circ}\text{C}$ , 均值为 29.7  $^{\circ}\text{C}$ ; 平湖组上段 135 个样品值为 25.24~31.72  $^{\circ}\text{C}$ , 均值为 30.09  $^{\circ}\text{C}$  (图 11), 经验公式未考虑大气降水中含有少量 Sr 的影响,致使 Sr 含量偏低,计算出来的古温度偏高,但是还是可以看出当时处在温暖的气候环境,而且沉积环境相对稳定。

### 4.5.2 氧同位素计算古水温

利用氧同位素值可以计算古环境温度,其计算公式:

$$T = 13.85 - 4 - 54 \times \delta^{18}\text{O} + 0.04 \times (\delta^{18}\text{O})^2$$

计算氧同位素,得到古温度为 56.9~119.34  $^{\circ}\text{C}$ , 平均值为 80.81  $^{\circ}\text{C}$ , 明显高于 Sr 计算的值,这是因为氧同位素经过后期成岩作用后发生较强烈的交换作用,导致氧同位素值比同期海水偏负有以下两种原因:其一大气淡水能够降低氧同位素;其二埋藏期温度较高,较重氧同位素进入流体中,较轻氧同位素进入到储集岩中,导致氧同位素偏负,这降低了氧同位素指示古水温的意义。

### 4.5.3 修正氧同位素计算古水温

校正后的氧同位素可以更好地反映古温度。碳酸盐沉淀时,水体和岩石中的氧同位素会发生交换,用校正后的  $\delta^{18}\text{O}$  值测算古水温是储集层成岩作用研究中一种比较成熟的方法<sup>[34]</sup>,其经验公式:

$$T = 16.9 - 4.38 \times (\delta\text{C} - \delta\text{W}) + 0.1 \times (\delta\text{C} - \delta\text{W})^2$$

其中,  $\delta\text{C}$  是实验中 25  $^{\circ}\text{C}$  真空条件下碳酸钙与 100% 磷酸反应后产生的  $\text{CO}_2$  中的  $\delta^{18}\text{O}$  值;  $\delta\text{W}$  是 25  $^{\circ}\text{C}$  状态下水处于同位素平衡的  $\text{CO}_2$  的  $\delta^{18}\text{O}$  值;二者都采用 PDB 标准。需说明的是,  $\delta\text{W}$  通常取现今标准平均海水 (SMO) 的  $\delta^{18}\text{O}$  值为零,为更加精确反映成岩环境古水温,本次研究  $\delta\text{W}$  取新生代更新世冰期水的  $\delta^{18}\text{O}$  值为 -1.2‰ 进行古温度测算。

用校正后的氧同位素计算的温度表明,平湖组下段 22 个样品值为 8.48~50.16  $^{\circ}\text{C}$ , 均值为 25.61  $^{\circ}\text{C}$ ; 平湖组中段 15 个样品值为 6.19~33.46  $^{\circ}\text{C}$ , 均值为 17.4  $^{\circ}\text{C}$ ; 平湖组上段 17 个样品值为 8.55~26.06  $^{\circ}\text{C}$ ,

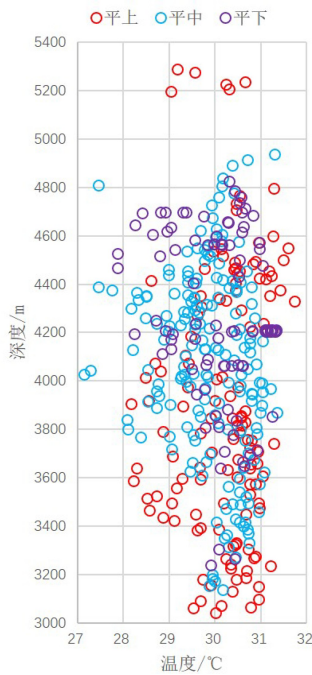


图 11 平湖组古水温与深度关系图

Fig.11 Relationship between the ancient water temperature and depth of Pinghu Formation

均值为 16.82 °C。此方法较 Sr 计算出来的温度要低一些,这也辅证了 Sr 计算出来的温度受大气降水的影响会偏高,但是对比单口井的数据可以看出,整体趋势是一致的(图 12)。

对比 3 种方法计算的古水温,氧同位素直接计算出来的古水温明显偏高,利用 Sr 恢复的古水温虽然没有氧同位素极端的那么高,但依旧偏高,利用校正后的氧同位素极端的温度最低,

将 Sr 和氧同位素校正后的两种古水温平均后,平湖组下段为 27.73 °C,平湖组中段为 23.55 °C,平湖组上段为 23.46 °C,表明平湖组沉积时期是温暖气候。

#### 4.6 古生产力

古生产力是指地质历史时期生物在能量循环过程中固定能量的速率。Ba 是一种惰性元素,在沉积环境中可以高效率的长时间保存下来,通常陆源输入和生物成因是 Ba 的主要来源,而只有生物成因的才能反映古生产力,主要来自陆源输入的元素 Ti 在水中的溶解度低,可以用来扣除样品中的陆源 Ba。

除了 Ba 之外,与生物生长发育相关的营养元素,例如 Cu 和 Zn 等元素的强烈富集暗示曾有较高含量的有机质将其大量带到沉积物中,随后在还原条件下沉积物中的 Cu、Zn 等被保存下来,因此,它们可作为指示古生产力水平高低的元素替代指标<sup>[35-36]</sup>。

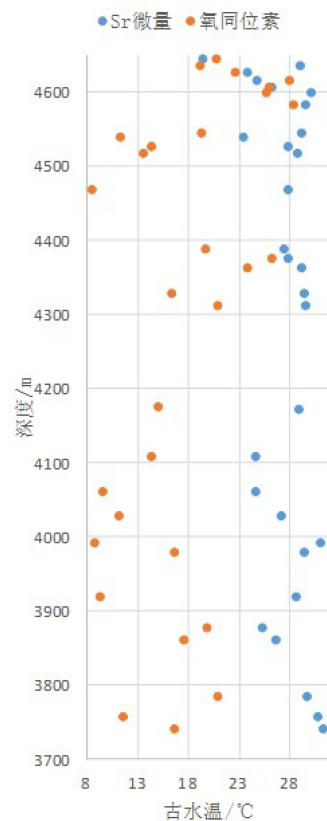


图 12 C-6 井两种方法计算的平湖组古水温与深度关系图

Fig.12 Relationship between the ancient water temperature and depth of Pinghu Formation calculated by two methods for Well C-6

本次研究采用以下公式:

$$X_{XS} = X_{total} - Ti_{total} \times (X/Ti)_{PAAS}$$

式中,  $X_{XS}$  代表某生源元素的校正含量,  $X_{total}$  表示实际测定的元素总含量,  $Ti_{total}$  表示实测样品中 Ti 元素的总含量,  $(X/Ti)_{PAAS}$  则表示新太古代澳大利亚页岩中需要校正的元素 X 与 Ti 元素平均含量的比值,根据 Taylor 和 McLennan 等研究<sup>[37]</sup>, Ba、Zn、Ti 的 PAAS 值分别为 650、85、6 000  $\mu\text{g/g}$ ,如果  $X_{XS}$  为正,说明该元素相对 PAAS 呈海相自生富集或火山热液富集;其值为负,说明样品中该元素含量主要由陆源物质贡献<sup>[19]</sup>。

$Ba_{XS}$  平湖组下段 104 个样品值为 -284.36~28 784.1,均值为 3 208.53;平湖组中段 189 个样品值为 -329.11~32 697,均值为 2 569.16;平湖组上段 132 个样品值为 -373.81~12 857.04,均值为 1 534.1。 $Zn_{XS}$  平湖组下段 85 个样品值为 18.43~1 101.04,均值为 120.14;平湖组中段 189 个样品值为 27.04~2 333.08,均值为 99.53;平湖组上段 135 个样品值为 17.17~489.59,均值为 97.33。除了 34 个  $Ba_{XS}$  值为负外,其余均为正,通常  $Ba_{XS}$  含量为 1 000~5 000  $\mu\text{g/g}$  时,沉积环境具有高生产力,200~1 000  $\mu\text{g/g}$  具有中

等生产力。综合来看平湖组的生产力都较高, 具有较高的生烃潜力, 相比较而言平湖组下段高于中段、上段, 为烃源岩的供应提供了优质的物质条件。

对比 C-3 井的古生产力和有机碳数据可以看出, 两者之间并没有很好的相关性(图 13)。

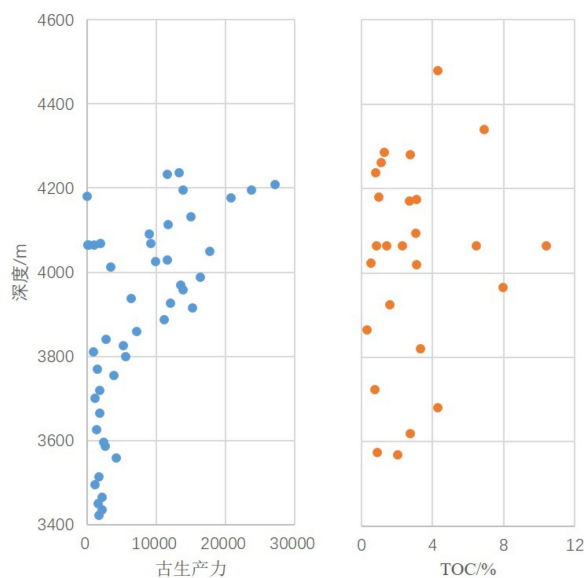


图 13 C-3 井平湖组古生产力、TOC 与与深度关系图  
Fig.13 Relationship between the Paleoproductivity, TOC and depth of Pinghu Formation calculated by two methods for Well C-3

## 5 结论

(1) 平湖组上段、中段和下段的  $\Sigma\text{REE}$ 、 $\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE}$  均表现为轻、重稀土分异显著, 轻稀土元素富集, 重稀土相对亏损, 负 Eu 异常, 反映构造相对稳定的沉积环境。

(2) 微量元素研究表明平湖组沉积于氧化的淡水沉积环境, 而且当时的沉积水体并不深, 为近岸沉积。

(3) Sr 经过后期沉积丢失变小, 计算出来的古水温会偏高; 用校正后的氧同位素计算的温度比元素 Sr 计算出来的温度相比较要低。将两种方法计算出来的古水温平均后, 平湖组下段为 27.73 °C, 平湖组中段为 23.55 °C, 平湖组上段为 23.46 °C, 表明平湖组沉积时期是温暖气候。

(4) 生源  $\text{Ba}_{\text{xs}}$  的值可以看出平湖组具有较高的古生产力, 生烃潜力好; 相比较而言平湖组下段高于中段、上段, 为烃源岩的供应提供了优质的古环境条件。

## 参考文献 (References)

[1] 朱光有, 金强, 张水昌, 等. 东营凹陷沙河街组湖相烃源岩的组合特

征[J]. *地质学报*, 2004, 78(3): 416-427. [ZHU Guangyou, JIN Qiang, ZHANG Shuichang, et al. Combination characteristics of lake facies source rock in the Shahejie formation, Dongying depression [J]. *Acta Geologica Sinica*, 2004, 78(3): 416-427.]

[2] Demaison G J, Moore G T. Anoxic environments and oil source bed genesis [J]. *Organic Geochemistry*, 1980, 2(1): 9-31.

[3] Calvert S E, Fontugne M R. On the late pleistocene-holocene sapropel record of climatic and oceanographic variability in the eastern Mediterranean [J]. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 2001, 16(1): 78-94.

[4] Rinna J, Warning B, Meyers P A, et al. Combined organic and inorganic geochemical reconstruction of paleodepositional conditions of a pliocene sapropel from the eastern Mediterranean sea [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2002, 66(11): 1969-1986.

[5] Sageman B B, Murphy A E, Werne J P, et al. A tale of shales: the relative roles of production, decomposition, and dilution in the accumulation of organic-rich Strata, middle-upper Devonian, Appalachian basin [J]. *Chemical Geology*, 2003, 195(1-4): 229-273.

[6] Mort H, Jacquat O, Adatte T, et al. The cenomanian/turonian anoxic event at the bonarelli level in Italy and Spain: enhanced productivity and/or better preservation? [J]. *Cretaceous Research*, 2007, 28(4): 597-612.

[7] Wei H Y, Chen D Z, Wang J G, et al. Organic accumulation in the Lower Chihhsia formation (Middle Permian) of South China: constraints from pyrite morphology and multiple geochemical proxies [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2012, 353-355: 73-86.

[8] 李艳芳, 邵德勇, 吕海刚, 等. 四川盆地五峰组—龙马溪组海相页岩元素地球化学特征与有机质富集的关系[J]. *石油学报*, 2015, 36(12): 1470-1483. [LI Yanfang, SHAO deyong, LV Haigang, et al. A relationship between elemental geochemical characteristics and organic matter enrichment in marine shale of Wufeng Formation—Longmaxi Formation, Sichuan basin [J]. *Acta Petroli Sinica*, 2015, 36(12): 1470-1483.]

[9] Demaison GJ, Moore GT. Anoxic environments and oil sourced genesis [J]. *AAPG Bulletin*, 1980, 64(8): 1179-1209.

[10] Pedersen T F, Calver S E. Anoxia vs. productivity: what controls the formation of organic-carbon-rich sediments and sedimentary rocks [J]. *AAPG Bulletin*, 1990, 74(4): 454-466.

[11] 张水昌, 张宝民, 边立曾, 等. 中国海相烃源岩发育控制因素[J]. *地学前缘*, 2005, 12(3): 39-48. [ZHANG Shuichang, ZHANG Baomin, BIAN Liceng, et al. Development constraints of marine source rocks in China [J]. *Earth Science Frontiers*, 2005, 12(3): 39-48.]

[12] 常华进, 储雪蕾, 冯连君, 等. 氧化还原敏感微量元素对古海洋沉积环境的指示意义[J]. *地质论评*, 2009, 55(1): 91-99. [CHANG Huajin, CHU Xuelei, FENG Lianjun, et al. Redox sensitive trace elements as paleoenvironments proxies [J]. *Geological Review*, 2009, 55(1): 91-99.]

[13] 李双建, 肖开华, 沃玉进, 等. 南海相上奥陶统-下志留统优质烃源岩发育的控制因素[J]. *沉积学报*, 2008, 26(5): 872-880. [LI Shuangjian, XIAO Kaihua, WO Yujin, et al. Developmental controlling factors of Upper Ordovician-Lower Silurian high quality source rocks in marine sequence, South China [J]. *Acta*

- Sedimentologica Sinica, 2008, 26(5): 872-880.]
- [14] 熊小辉, 肖加飞. 沉积环境的地球化学示踪[J]. 地球与环境, 2011, 39(3): 405-414. [XIONG Xiaohui, XIAO Jiafei. Geochemical indicators of sedimentary environments—a summary [J]. Earth and Environment, 2011, 39(3): 405-414.]
- [15] Tribouillard N, Algeo T J, Lyons T, et al. Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: an update [J]. *Chemical Geology*, 2006, 232(1-2): 12-32.
- [16] Tribouillard N, Algeo T J, Baudin F, et al. Analysis of marine environmental conditions based on molybdenum-uranium covariation—applications to Mesozoic Paleooceanography [J]. *Chemical Geology*, 2012, 324-325: 46-58.
- [17] 胡玮, 卢宗盛, 喻鹏. 陆相盆地古生产力研究现状[J]. *地质科技情报*, 2010, 29(6): 15-20. [HU Wei, LU Zongsheng, YU Peng. Current status of paleoproductivity research in continental basins [J]. *Geological Science and Technology Information*, 2010, 29(6): 15-20.]
- [18] Algeo T J, Maynard J B. Trace-element behavior and redox facies in core shales of Upper Pennsylvanian Kansas-type cyclothems [J]. *Chemical Geology*, 2004, 206(3-4): 289-318.
- [19] 叶加仁, 任建业, 吴景富, 等. 中国近海富烃凹陷特征及评价[M]. 北京: 科学出版社, 2016: 1-361. [YE Jiaren, REN Jianye, WU Jingfu, et al. Characteristics and Evaluation of Hydrocarbon-Rich Depressions in Offshore China[M]. Beijing: Science Press, 2016: 1-361.]
- [20] 卢双舫, 张敏. 油气地球化学[M]. 北京: 石油工业出版社, 2008: 1-273. [LU Shuangfang, ZHANG Min. Organic Geochemistry of Petroleum[M]. Beijing: Petroleum Industry Press, 2008: 1-273.]
- [21] 田正隆, 陈绍勇, 龙爱民. 以Ba为指标反演海洋古生产力的研究进展[J]. *热带海洋学报*, 2004, 23(3): 78-86. [TIAN Zhenglong, CHEN Shaoyong, LONG Aimin. A review on barium as a geochemical proxy to reconstruct paleoproductivity [J]. *Journal of Tropical Oceanography*, 2004, 23(3): 78-86.]
- [22] 薛罗. 恩平凹陷古近系烃源岩元素地球化学综合评价[D]. 中国地质大学(武汉)硕士学位论文, 2013. [XUE Luo. Element geochemistry evaluation of paleogene source rocks in Enping depression[D]. Master Dissertation of China University of Geosciences (Wuhan), 2013.]
- [23] Mason B. Meteorites [M]//Fleischerl M. Data of Geochemistry, Chap B, Part I, USGS Prof Paper 440 B-1, US Government Printing Office. 1979: 132.
- [24] 彭海艳, 陈洪德, 向芳, 等. 微量元素分析在沉积环境识别中的应用——以鄂尔多斯盆地东部二叠系山西组为例[J]. *新疆地质*, 2006, 24(2): 202-205. [PENG Haiyan, CHEN Hongde, XIANG Fang, et al. Application of trace elements analysis on sedimentary environment identification—an example from the Permian Shanxi formation in eastern ordos basin [J]. *Xinjiang Geology*, 2006, 24(2): 202-205.]
- [25] 关有志. 科尔沁沙地的元素、粘土矿物与沉积环境[J]. *中国沙漠*, 1992, 12(1): 9-15. [GUAN Youzhi. The element, clay mineral and depositional environment in Horqin sand land [J]. *Journal of Desert Research*, 1992, 12(1): 9-15.]
- [26] 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(1-4): 111-129.
- [27] Nicholls G D. Trace elements in sediments: an assessment of their possible utility as depth indicators [J]. *Marine Geology*, 1967, 5(5-6): 539-555.
- [28] 吴智平, 周瑶琪. 一种计算沉积速率的新方法——宇宙尘埃特征元素法[J]. *沉积学报*, 2000, 18(3): 395-399. [WU Zhiping, ZHOU Yaoqi. Using the characteristic elements from meteoritic dust in strata to calculate sedimentation rate [J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2000, 18(3): 395-399.]
- [29] 周瑶琪, 吴智平. 地层间断面的时间结构研究[M]. 北京: 地质出版社, 2000. [ZHOU Yaoqi, WU Zhiping. Study on the Time Compositional Units of Hiatus Surface[M]. Beijing: Geological Publishing House, 2000.]
- [30] 周洪瑞, 王自强, 崔新省, 等. 华北地台南部中新元古界层序地层研究[M]. 北京: 地质出版社, 1999. [ZHOU Hongrui, WANG Ziqiang, CUI Xinsheng, et al. Study of the Neoproterozoic Strata on the southern of the North China Platform[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1999.]
- [31] 张才利, 高阿龙, 刘哲, 等. 鄂尔多斯盆地长7油层组沉积水体及古气候特征研究[J]. *天然气地球科学*, 2011, 22(4): 582-587. [ZHANG Caili, GAO Along, LIU Zhe, et al. Study of character on sedimentary water and palaeoclimate for Chang 7 oil layer in Ordos basin [J]. *Natural Gas Geoscience*, 2011, 22(4): 582-587.]
- [32] 周瑶琪, 吴智平. 中子活化技术在层序地层学中的应用[J]. *地学前缘*, 5(1-2): 143-149. [ZHOU Yaoqi, WU Zhiping. Applications of neutron activation analysis in sequence stratigraphy [J]. *Earth Science Frontiers*, 5(1-2): 143-149.]
- [33] 刘福田, 李荣西, 赵帮胜, 等. 鄂尔多斯盆地西南缘靖县系碳酸盐岩碳氧同位素特征及其地质意义[J]. *兰州大学学报(自然科学版)*, 2018, 54(4): 597-603, 611. [LIU Futian, LI Rongxi, ZHAO Bangsheng, et al. Characteristics of carbon and oxygen isotopes of the Jixian System carbonate rocks in the southwestern margin of Ordos Basin and their implication [J]. *Journal of Lanzhou University (Natural Sciences)*, 2018, 54(4): 597-603, 611.]
- [34] Epstein S, Buchsbaum R, Lowenstam H A, et al. Revised carbonate-water isotopic temperature scale [J]. *GSA Bulletin*, 1953, 64(11): 1315-1326.
- [35] 陈慧, 解习农, 李红敬, 等. 利用古氧相和古生产力替代指标评价四川上寺剖面二叠系海相烃源岩[J]. *古地理学报*, 2010, 12(3): 324-333. [CHEN Hui, XIE Xinong, LI Hongjing, et al. Evaluation of the Permian marine hydrocarbon source rocks at Shangsi section in Sichuan Province using multi-proxies of paleoproductivity and paleoredox [J]. *Journal of Palaeogeography*, 2010, 12(3): 324-333.]
- [36] 韦恒叶. 古海洋生产力与氧化还原指标——元素地球化学综述[J]. *沉积与特提斯地质*, 2012, 32(2): 76-88. [WEI Hengye. Productivity and redox proxies of palaeo-oceans: An overview of elementary geochemistry [J]. *Sedimentary Geology and Tethyan Geology*, 2012, 32(2): 76-88.]
- [37] Taltor S R, McLennan S M. The continental Crust: its composition and evolution: an examination of the Geochemical record preserved in sedimentary rocks[M]. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1985: 312.