

doi:10.3969/j.issn.2097-0013.2022.03.014

湖北宜昌樟村坪陡山沱组沉积的氧化还原环境及其成磷意义——来自微量元素的约束

曾雄伟, 王志宏

ZENG Xiong-Wei, WANG Zhi-Hong

1. 古生物与地质环境演化湖北省重点实验室, 湖北 武汉 430205;

2. 中国地质调查局武汉地质调查中心(中南地质科技创新中心), 湖北 武汉 430205

1. Hubei Key Laboratory of Paleontology and Geological Environment Evolution, Wuhan 430205, Hubei, China;

2. Wuhan Center of China Geological Survey (Central South China Innovation Center for Geosciences, Wuhan 430205, Hubei, China)

摘要:通过分析湖北宜昌樟村坪万家沟剖面埃迪卡拉系陡山沱组二段岩石样品的主量、微量元素,对该区域埃迪卡拉纪海洋的氧化还原状态进行了制约。氧化还原敏感元素的富集系数以及U/Th比值存在着明显的演化趋势,这些趋势显示陡山沱组二段沉积时期海水至少经历了3次含氧量明显减少的过程,并与磷含量显著增加相对应,分别沉积磷质条带、磷块岩和硅质结核白云岩。樟村坪地区下磷矿层沉积于水体由氧化快速转变为缺氧的环境之中。本文研究表明水体的氧化还原状态是影响埃迪卡拉纪成磷的关键因素之一。

关键词:微量元素;氧化还原;埃迪卡拉纪;陡山沱组;磷块岩;宜昌;樟村坪

中图分类号:P534.3;P619.21+3

文献标识码:A

文章编号:2097-0013(2022)03-0533-09

Zeng X W and Wang Z H. 2022. Redox Environment and Its Significance for Phosphorus Formation of Ediacaran Doushantuo Formation in Zhangcunping Area, Yichang, Hubei Province: Constraints From Trace Elements. *South China Geology*, 38(3):533-541.

Abstract: The major and trace elements of the samples from the second member of Ediacaran Doushantuo Formation from the Wanjiagou section in the Zhangcunping area of western Hubei (South China) have been analyzed, so to constrain redox conditions of the Ediacaran ocean. The enrichment factor of redox-sensitive elements and U/Th ratio values show an obvious evolutionary trend, indicating that the seawater has experienced at least three obvious oxygen reduction processes during the sedimentary stage of thesecondmemberof Doushantuo Formation, and corresponding to the significant increase of phosphorus content, which leads to the deposited phosphorus bands, the phosphorite and the siliceous nodular dolostone respectively. The Lower PhosphoriteLayer in the Zhangcunping area was deposited in the environment of rapid change from oxidation to reduction. This study shows that the redox state of seawater is one of the key factors influencing the Ediacaran phosphate-forming event.

Key words: trace element; redox; Ediacaran; Doushantuo Formation; phosphorite; Yichang; Zhangcunping

收稿日期:2021-7-22;修回日期:2021-9-11

基金项目:古生物与地质环境演化湖北省重点实验室开放课题(PEL-202114)、国家自然科学基金(41802206)、中国地质调查局项目(DD20190823、DD201908315)

第一作者:曾雄伟(1982—),男,高级工程师,主要从事地层与古生物学研究,E-mail:zxwyuehen@163.com

埃迪卡拉纪是“雪球地球”与寒武纪生物大爆发之间重要的过渡时期。鄂西黄陵背斜地区埃迪卡拉系发育齐全,且保存了大型具刺疑源类(Liu P J et al., 2013; 叶琴, 2018)、多细胞藻类(唐烽等, 2005; 杨凡等, 2018; 叶琴, 2018; 赵小明等, 2022)、遗迹化石(Chen Z et al., 2013; 陈翔等, 2018)、埃迪卡拉型化石(Chen Z et al., 2014)等古生物化石,同时也记录了甲烷渗漏(Jiang G Q et al., 2003)、剧烈的碳同位素波动(Zhu M Y et al., 2007)、第二次大气增氧(Kendall et al., 2015)、海水分层(Li C et al., 2010)等环境变化事件,是研究早期生命演化和环境变化的关键窗口。

湖北宜昌樟村坪地区位于黄陵背斜的北翼(图1A),前人已对该区埃迪卡拉纪陡山沱组进行了

卓有成效的研究。周传明等(2005)、刘鹏举等(2009)、McFadden et al. (2009)、陈寿铭等(2010)、叶琴等(2015)先后报道了陡山沱组二段硅磷质结核和中磷层中的微体化石。Zhu M Y et al. (2007)、李小霞(2014)、周鹏等(2017)、Ouyang Q et al. (2019)对该区陡山沱组开展了详细的碳稳定同位素研究。刘鹏举等(2009)报道了万家沟剖面附近的王家沟剖面下磷矿层与厚层白云岩之间火山岩夹层的锆石U-Pb年龄为 614 ± 7.6 Ma。Wang Z et al. (2017)在白鹭垭剖面的硅磷质结核白云岩中,发现了硅化的六水方解石假晶,代表了接近冰点的寒冷气候环境下的沉积。安志辉等(2018)通过岩石地层和层序地层的划分对比建立了黄陵南缘和北缘陡山沱组之间的联系,将该区陡山沱组第二段划分为4个亚段。

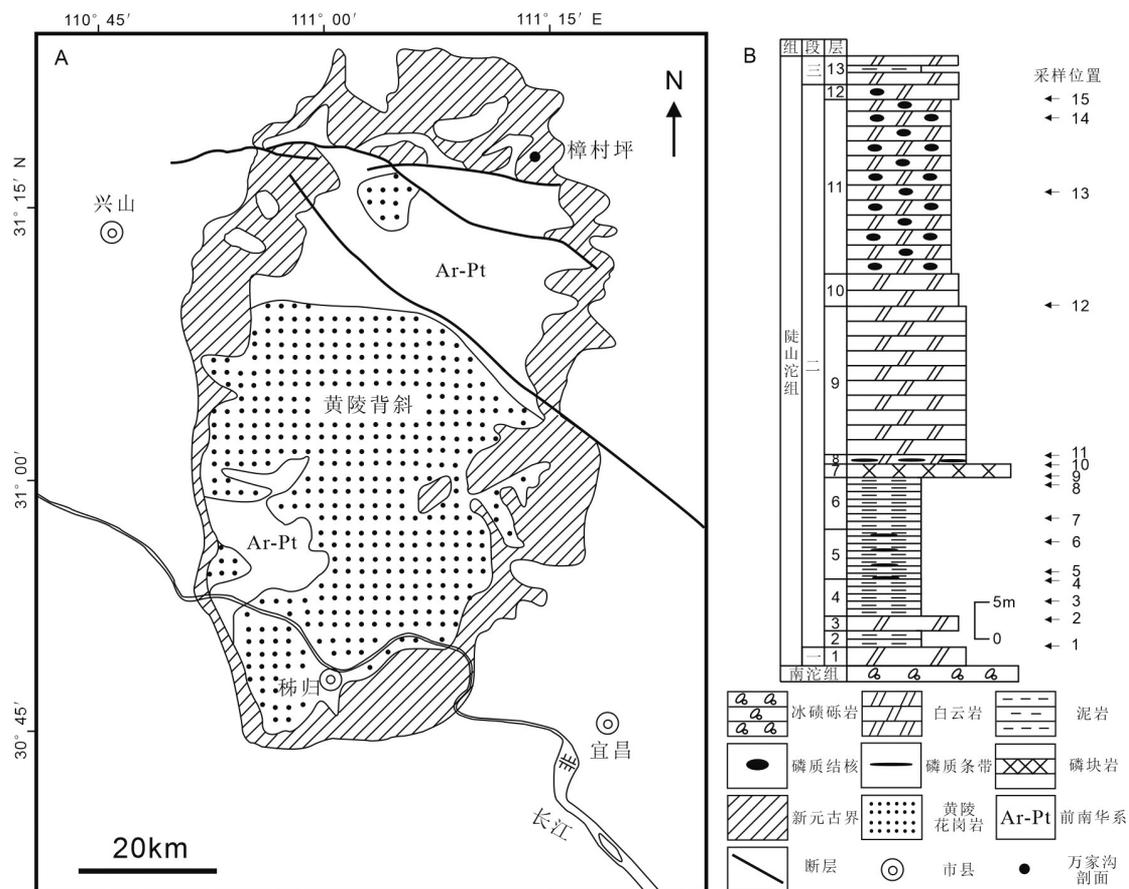


图1 黄陵背斜地质简图(A)及万家沟剖面陡山沱组地层柱状图(B)

Fig. 1 Geological map in the Huangling anticline (A) and stratigraphic column of the Doushantuo Formation in the Wanjiagou section (B)

樟村坪地区是中国重要的工业磷矿区,相比于贵州瓮安,前人对该区磷矿的研究则显得相对薄

弱:(1)磷矿的区域分布和古地理研究方面,郑文忠和东野脉兴(1994)认为磷块岩受古地理控制沉积

于海底地形相对低洼处;杨刚忠等(2008)对中磷层地质特征及富矿带展布进行了研究,认为中磷层的富集中心与下磷层相比明显北移。(2)沉积环境方面,郑文忠等(1992)、密文天等(2011)、Xin H et al. (2015)对磷块岩稀土元素地球化学的研究,显示磷块岩沉积于缺氧环境;Tian L et al. (2020)通过对樟村坪钻孔的微相、黄铁矿形态及硫和碳含量分析,恢复了埃迪卡拉纪浅海相表层海水的氧化还原历史,认为中磷层沉积于贫氧-氧化环境;She Z B et al. (2013)发现微生物(蓝藻)对磷的吸附作用可以在洋底直接形成磷灰石,而不是在沉积物-水界面以下。

水体的氧化还原状态是影响海洋磷循环和磷矿形成的关键因素之一,但对樟村坪地区陡山沱组含磷岩系沉积时所处的氧化还原环境研究还比较匮乏,限制了对磷矿形成机制的认识。笔者以樟村坪地区万家沟剖面为例,尝试探讨陡山沱组二段含磷岩系氧化还原敏感微量元素垂向上的变化规律,以反演水体氧化还原环境,并探讨其与磷矿形成的关系。

1 地层简述

万家沟剖面位于樟村坪镇西约2 km,该剖面中陡山沱组假整合在南沱组之上,其中陡山沱组一段、二段出露完整,但三段出露不全(图1B)。陡山沱组底部为厚2.65 m的灰白色厚层状白云岩,即陡山沱组一段“盖帽”白云岩。陡山沱组二段自下而上由6部分组成:(1)21.1 m厚的黑色页岩(剖面2-6层,图2A),底部夹中层白云岩,中部夹较多磷质条带(图2B);(2)3.1 m厚的磷块岩(剖面7层,图2C)、磷质条带白云岩(剖面8层,图2D),对应于下磷层;(3)20 m厚的灰白色厚层泥晶白云岩(剖面9层),顶部发育暴露间断面;(4)4.3 m厚的灰色薄-中层白云岩(剖面10层,图2E),与中磷层沉积层位相当;(5)25.5 m厚的灰黑色薄层硅质结核白云岩(剖面11层,图2F);(6)2 m厚的灰黑色薄层白云岩,硅质结核明显减少(剖面12层)。出露的陡山沱组三段由灰色中层白云岩与泥岩互层组成。

2 样品采集与测试方法

为避免后期成岩作用对测试结果的影响,采样时避开风化、方解石脉、重结晶、破碎或裂隙发育的岩石,尽量采取新鲜岩石。本次共采集陡山沱组二段样品15件,具体采样位置见图1B。1-8号样品岩性为页岩,9-11号为磷块岩,12-15号为白云岩。样品的加工及测试在国土资源部中南矿产资源监督检测中心完成,首先将样品无污染粉碎至200目干燥备用,全岩主量元素在X射线荧光光谱仪(AXIOS)上测试,微量元素在电感耦合等离子体质谱仪(ICP-MS-X Series II)上进行分析,测试精度优于5%。

3 测试结果

主量元素、微量元素的分析结果见表1。黑色页岩(1-8号样品)的 Al_2O_3 含量变化范围为 $7.78 \times 10^{-2} \sim 14.67 \times 10^{-2}$; P_2O_5 含量变化范围为 $0.07 \times 10^{-2} \sim 15.98 \times 10^{-2}$ 。Cu的含量为 $15.10 \times 10^{-6} \sim 23.80 \times 10^{-6}$; Zn的含量为 $7.19 \times 10^{-6} \sim 41.00 \times 10^{-6}$; Cr的含量为 $40.70 \times 10^{-6} \sim 82.80 \times 10^{-6}$; Ni的含量为 $6.46 \times 10^{-6} \sim 32.40 \times 10^{-6}$; Co的含量为 $1.40 \times 10^{-6} \sim 4.57 \times 10^{-6}$; Mo的含量为 $1.56 \times 10^{-6} \sim 3.33 \times 10^{-6}$; V的含量为 $37.30 \times 10^{-6} \sim 94.40 \times 10^{-6}$; U的含量为 $1.67 \times 10^{-6} \sim 2.95 \times 10^{-6}$; Th的含量为 $5.40 \times 10^{-6} \sim 11.20 \times 10^{-6}$ 。U/Th值的变化范围为0.19~0.55,平均值为0.30。

磷块岩(9-11号样品)的 Al_2O_3 含量变化范围为 $0.28 \times 10^{-2} \sim 5.98 \times 10^{-2}$; P_2O_5 含量变化范围为 $23.58 \times 10^{-2} \sim 37.31 \times 10^{-2}$ 。Cu的含量为 $7.02 \times 10^{-6} \sim 10.00 \times 10^{-6}$; Zn的含量为 $151 \times 10^{-6} \sim 356 \times 10^{-6}$; Cr的含量为 $9.32 \times 10^{-6} \sim 24.80 \times 10^{-6}$; Ni的含量为 $6.90 \times 10^{-6} \sim 13.70 \times 10^{-6}$; Co的含量为 $0.95 \times 10^{-6} \sim 1.92 \times 10^{-6}$; Mo的含量为 $0.18 \times 10^{-6} \sim 1.14 \times 10^{-6}$; V的含量为 $4.47 \times 10^{-6} \sim 26.40 \times 10^{-6}$; U的含量为 $2.70 \times 10^{-6} \sim 4.72 \times 10^{-6}$; Th的含量为 $0.44 \times 10^{-6} \sim 4.22 \times 10^{-6}$ 。U/Th值的变化范围为0.64~10.14,平均值为6.56。

白云岩(12-15号样品)的 Al_2O_3 含量变化范围为 $1.17 \times 10^{-2} \sim 3.94 \times 10^{-2}$; P_2O_5 含量变化范围为 $0.50 \times$

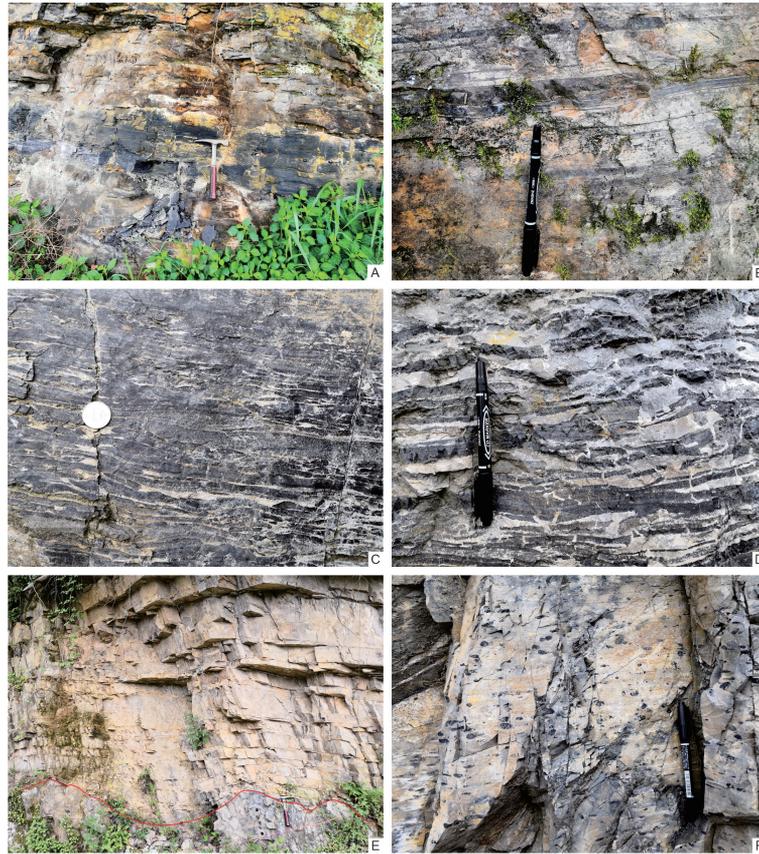


图2 万家沟剖面陡山沱组典型岩性露头照片

Fig. 2 Typical lithologic outcrops of the Doushantuo Formation in the Wanjiagou section

A. 黑色页岩; B. 磷质条带页岩; C. 磷块岩; D. 磷质条带白云岩; E. 薄-中层白云岩, 底部为暴露面; F. 硅质结核白云岩

表1 万家沟剖面陡山沱组样品主量和微量元素含量

Table 1 Trace elements and major elements of samples from the Doushantuo Formation in the Wanjiagou section

样品 编号	Al ₂ O ₃ (×10 ⁻²)	P ₂ O ₅ (×10 ⁻²)	Cu (×10 ⁻⁶)	Zn (×10 ⁻⁶)	Cr (×10 ⁻⁶)	Ni (×10 ⁻⁶)	Co (×10 ⁻⁶)	Mo (×10 ⁻⁶)	V (×10 ⁻⁶)	U (×10 ⁻⁶)	Th (×10 ⁻⁶)	U/Th
1	13.82	0.08	15.10	9.54	58.20	7.24	1.93	2.40	85.40	2.30	10.10	0.23
2	14.08	1.56	20.90	41.00	62.00	32.40	3.39	2.06	70.60	2.77	10.60	0.26
3	13.90	0.94	17.00	7.19	47.50	6.46	1.87	2.99	94.40	1.91	7.47	0.26
4	13.33	0.12	18.20	10.60	69.00	20.80	4.10	2.78	70.20	1.90	10.20	0.19
5	7.78	15.98	17.10	39.80	40.70	29.60	4.57	1.88	37.30	2.95	5.40	0.55
6	8.83	12.67	18.20	17.90	54.70	28.10	3.90	1.56	52.90	2.69	6.71	0.40
7	14.67	0.07	23.80	22.40	43.30	14.80	3.75	3.33	83.70	1.67	6.36	0.26
8	13.50	2.82	17.50	11.20	82.80	13.80	1.40	2.01	77.00	2.66	11.20	0.24
9*	5.98	23.58	10.00	356.00	24.80	13.70	1.92	1.14	26.40	2.70	4.22	0.64
10*	1.02	35.85	7.66	151.00	19.00	9.96	1.38	0.40	18.30	4.72	0.53	8.91
11*	0.28	37.31	7.02	202.00	9.32	6.90	0.95	0.18	4.47	4.46	0.44	10.14
12	3.94	0.50	33.60	831.00	22.80	24.80	8.12	0.48	37.80	0.92	1.92	0.48
13	1.17	2.60	9.85	42.20	24.00	12.20	2.60	1.18	13.60	0.86	0.84	1.02
14	2.26	5.35	18.60	226.00	34.20	18.00	3.34	2.42	20.50	1.53	1.36	1.13
15	1.32	1.48	9.14	32.40	19.60	9.58	2.72	0.59	15.60	0.37	0.65	0.57

*为磷矿层样品

$10^{-2} \sim 5.35 \times 10^{-2}$ 。Cu 的含量为 $9.14 \times 10^{-6} \sim 33.60 \times 10^{-6}$ ；Zn 的含量为 $32.40 \times 10^{-6} \sim 831 \times 10^{-6}$ ；Cr 的含量为 $19.60 \times 10^{-6} \sim 34.20 \times 10^{-6}$ ；Ni 的含量为 $9.58 \times 10^{-6} \sim 24.80 \times 10^{-6}$ ；Co 的含量为 $2.60 \times 10^{-6} \sim 8.12 \times 10^{-6}$ ；Mo 的含量为 $0.48 \times 10^{-6} \sim 2.42 \times 10^{-6}$ ；V 的含量为 $13.60 \times 10^{-6} \sim 37.80 \times 10^{-6}$ ；U 的含量为 $0.37 \times 10^{-6} \sim 1.53 \times 10^{-6}$ ；Th 的含量为 $0.65 \times 10^{-6} \sim 1.92 \times 10^{-6}$ 。U/Th 值的变化范围为 0.48~1.13，平均值为 0.80。

4 讨论

4.1 氧化还原敏感元素的地球化学特征

氧化还原敏感元素是指那些溶解度明显受环境氧化还原状态控制，从而导致其向还原性的水体和沉积物中迁移而自生富集的微量元素，主要包括 U、V、Mo、Cu、Zn、Ni、Co 等。陆源碎屑是沉积岩中常见的组分，在进行沉积环境判别前需评估碎屑物质的影响，通常是通过分析微量元素与 Al、Ti、Th 的相关性进行判断，如果两者间表现出良好的正相关性，且 Al、Ti、Th 的含量与页岩平均值相近，则说明该元素的含量主要受陆源碎屑控制(常华进等, 2009)。从表 2 可以看出，Cr、Mo 和 V 明显受陆源碎屑的影响，不宜作环境分析，而 Cu、Zn、Ni、Co、U 受陆源碎屑影响较小。

表 2 样品氧化还原敏感元素与 Al 及 Th 相关性

Table 2 The correlation coefficients of redox-sensitive elements, Al₂O₃ and Th

	Cu	Zn	Cr	Ni	Co	Mo	V	U
Al ₂ O ₃	0.44	-0.42	0.86	0.21	0.02	0.82	0.97	-0.05
Th	0.34	-0.44	0.94	0.28	-0.04	0.69	0.88	0.03

沉积岩中氧化还原敏感元素的富集或亏损是判别古海洋氧化还原环境的重要指标(Tribovillard et al., 2006)。通常，这些元素在富氧条件下溶解度较高，表现出较高的稳定性，不容易进入沉积物；而在缺氧条件下，容易被还原，使得溶解度变低，导致在缺氧沉积物中自生富集。氧化还原敏感元素的富集或亏损通常用平均上地壳或平均页岩中的含量作为参考标准。若沉积岩中某元素含量比平均地壳或页岩值高，表明该元素富集，反之则亏损。但是仅根据高于或低于地壳(或页岩)值认定微量元素富集或亏损会产生偏差，例如一些生物成因的碳酸盐岩和蛋白石等可能会起稀释作用。为了消除这种影响，可以通过 Al 标准化后的富集系数来直观表示(常华进等, 2009)。计算富集系数时，运用公式 $EF_x = (X/Al)_{\text{样品}} / (X/Al)_{\text{NASC}}$ ，其中 EF_x 为 X 元素的富集系数，X 为该元素的含量，北美页岩(NASC)元素含量参考 Gromet et al(1984)。

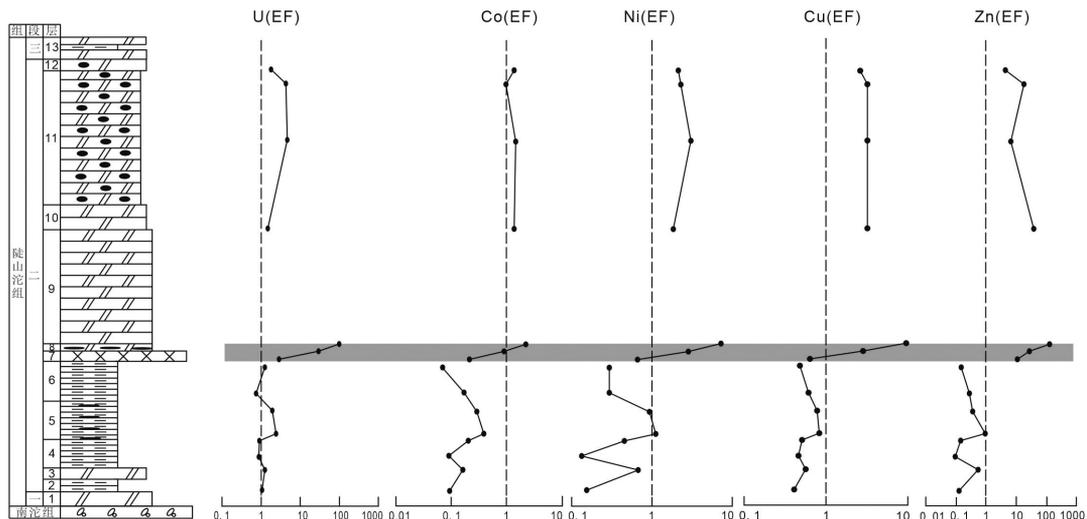


图 3 万家沟剖面陡山沱组样品氧化还原敏感元素富集系数(地层柱状图的岩性图例同图 1)

Fig. 3 Stratigraphic distributions of the redox-sensitive elements parameters in the samples from the Doushantuo Formation in the Wanjiagou section (the lithological legend of the stratigraphic histogram is the same as that in Fig. 1)

如图3所示,万家沟剖面陡山沱组氧化还原敏感元素的富集程度变化较为明显,且趋势较为一致。黑色页岩的富集系数总体呈现先升高后降低的趋势,峰值出现在磷质条带富集层;除U相对于NASC轻微富集外,Co、Ni、Cu、Zn均相对于NASC亏损;表明陡山沱组二段下部黑色页岩发育在氧化环境中,但叠加了一次含氧量明显减少的过程。磷块岩的氧化还原敏感元素U、Co、Ni、Cu、Zn都呈现出自下而上迅速增高的特征,相对于NASC,下部表现为轻微富集或亏损,上部则明显富集,说明磷块岩沉积时水体由氧化迅速转变到缺氧的状态。陡山沱组二段上部白云岩的微量元素富集系数变化趋势不太一致,但相对于NASC均明显富集(除Co轻微富集外),暗示其沉积时水体相对缺氧。

除了氧化还原敏感元素富集程度可以作为海

水氧化还原状态的替代指标外,微量元素的比值也能够用来指示氧化还原环境。U/Th比值是鉴别沉积环境的重要参数,一般 $U/Th > 1.25$ 代表缺氧环境, $0.75 < U/Th < 1.25$ 代表贫氧环境, $U/Th < 0.75$ 代表氧化环境(Jones and Manning, 1994)。如图1、图4所示,万家沟剖面陡山沱组的U/Th比值与氧化还原敏感元素富集系数呈现出几乎相同的演化趋势。陡山沱组二段下部黑色页岩U/Th比值表现出轻微的逐步增加再减少,最大值为0.55,小于0.75,指示氧化环境。磷块岩U/Th值由0.64迅速增高至10.14,表明水体快速由氧化环境演变为缺氧环境。上部白云岩U/Th比值则表现为先升高后降低,由灰色白云岩的0.48,增加至硅质结核白云岩的1.02-1.13,然后又减少至灰黑色白云岩的0.57,说明水体经历了氧化-缺氧-氧化的变化。

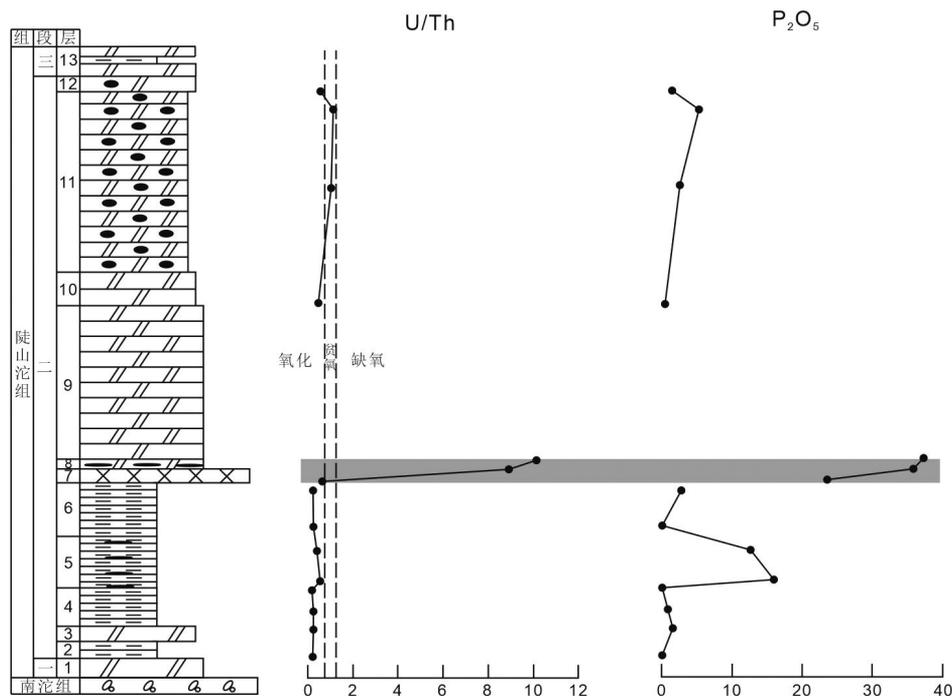


图4 万家沟剖面陡山沱组样品的U/Th比值与 P_2O_5 含量演化趋势图(地层柱状图的岩性图例同图1)

Fig. 4 Stratigraphic distributions of U/Th and P_2O_5 in the samples from the Doushantuo Formation in the Wanjiagou section (the lithological legend of the stratigraphic histogram is the same as that in Fig. 1)

综上所述,万家沟剖面陡山沱组二段沉积时期海水至少经历了3次含氧量明显减少的过程,分别沉积磷质条带、磷块岩和硅质结核白云岩。

值得注意的是,U/Th比值演化与 P_2O_5 含量变

化具有良好的对应性(图4),两者相关系数为0.86。即P含量明显增加的层位对应着海水含氧量下降。同样的现象也见于黄陵南缘的田家院子剖面(田兴磊等,2014),陡山沱组二段下部P含量在氧化还原

敏感元素发生明显富集处也达到最高。以上说明陡山沱组沉积时期水体含氧量的减少与P含量的增加有密不可分的关系,暗示这3次含氧量的减少可能都是缺氧、富磷的深部海水上涌造成。

4.2 黄陵周缘陡山沱组二段沉积环境

黄陵背斜南缘陡山沱组二段整体岩性为黑色页岩与灰黑色白云岩互层。九龙湾剖面的微量元素和Fe同位素(闫斌等,2014)、田家院子剖面(田兴磊等,2014)和青林口剖面(陈孝红等,2016)的微量元素和稀土元素分析显示黄陵南缘陡山沱组二段下部页岩发育在次氧化或分层较弱的弱氧化环境中,上部页岩形成于还原环境。

黄陵背斜北缘陡山沱组黑色页岩仅见于二段下部,与黄陵南缘陡山沱组二段上部页岩相当的层位则相变为灰黑色硅质结核白云岩。樟村坪407钻孔岩芯的黄铁矿形态及S/TOC比值分析(Tian L et al., 2020)表明樟村坪地区陡山沱组二段下部页岩沉积于氧化环境,上部硅质结核白云岩沉积于缺氧-氧化环境,与本文微量元素分析显示的下部氧化、上部贫氧的结论基本一致。

上述黄陵南缘和北缘沉积环境的差异是由于所处的古地理位置不同造成的(图5)。埃迪卡拉纪黄陵周缘整体表现为南深北浅的古地理格局,盖帽白云岩沉积结束后,黄陵南缘处于局限泻湖,黄陵北缘为潮坪环境(Jiang G Q et al., 2011)。陡山沱组铁组分研究表明埃迪卡拉纪海洋具有氧化还原分层结构(Li C et al., 2010)。陡山沱组二段早期(图5A),缺氧水体范围很小,可能局限于半封闭泻湖的底部,在黄陵南缘和北缘分别沉积贫氧和氧化的下部页岩;陡山沱组二段晚期(图5B),缺氧水体随着海侵扩大向北迁移,在黄陵南缘沉积缺氧的上部页岩,在黄陵北缘沉积贫氧的硅质结核白云岩。

4.3 陡山沱组成磷事件

扬子板块陡山沱组沉积时期发生了3次与洋流上升有关的广泛成磷事件(杨爱华等,2015)。第1次成磷事件出现在陡山沱组二段黑色页岩与厚层白云岩沉积转换阶段,形成宜昌樟村坪、兴山白果园等地的下磷层(Ph₁);第2次成磷事件出现在陡山沱组二段厚层白云岩之上的薄层白云岩下部,形成宜昌磷矿北部地区的中磷层(Ph₂);第3次成磷事

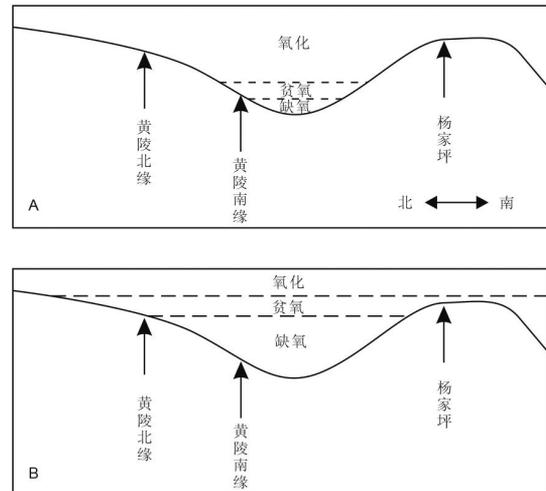


图5 黄陵周缘陡山沱组二段沉积期古地理及海水氧化还原状态变化示意图

Fig. 5 Model for paleogeographic and the redox conditions of the second member of Ediacaran Doushantuo Formation

件出现在陡山沱组顶部和灯影组底部,宜昌地区矿层薄、规模小,不具工业意义(杨刚忠等,2008)。

下磷层的全岩(郑文忠等,1992;密文天等,2011)及其磷块岩中碳酸盐组分(Xin H et al., 2015)的稀土元素特征都显示其形成于还原或缺氧环境。中磷层的全岩稀土元素(郑文忠等,1992)指示其沉积水体为弱氧化条件,与樟村坪407钻孔岩芯的黄铁矿形态及S/TOC比值分析(Tian L et al., 2020)表明的贫氧环境吻合。下磷层和中磷层沉积环境形成鲜明的对比,与本次氧化还原敏感元素研究的结论一致。

磷酸盐的沉积一般发生在氧化还原界面,这是因为海水中磷灰石的自生沉积一般通过有机质沉积或铁氢氧化物吸附进入孔隙水。在氧化条件下有机质不易释放磷质,铁氧化物对磷质也有较强吸附作用,而还原条件下磷质会在有机质内迅速释放,铁氧化物受还原作用影响同样对磷质解吸附,因此在氧化还原界面附近孔隙水中磷质浓度急剧升高,进而形成自生磷灰石沉积(Filippelli, 2011)。新元古代末全球规模的大陆风化作用向海洋中输送的磷质为海洋磷库提供了重要物源(Planavsky et al., 2010),上升洋流携带富磷海水进入樟村坪浅水地带,加上氧化向缺氧快速波动的特殊海水条件,可能同时伴随着强烈的微生物吸附作用,形成了研究

区的下磷矿层。从更大范围来看,正是氧化还原界面不断地沿浅海-大陆架来回扩展和收缩(纪秋梅等,2019),最终导致了埃迪卡拉纪全球规模成磷事件的发生。

5 结论

万家沟剖面陡山沱组氧化还原敏感元素的富集系数以及U/Th比值的演化曲线显示,陡山沱组二段沉积时期海水至少经历了3次含氧量明显减少的过程,并与磷含量显著增加相对应。

樟村坪地区陡山沱组二段页岩发育于氧化环境,下磷矿层沉积于水体由氧化快速转变为缺氧的环境。

水体的氧化还原状态是影响全球埃迪卡拉纪成磷事件的关键因素之一。

衷心感谢三位评审专家对本文的精心审阅,指出不足并提出改进方向,使本文质量得到极大提高。

参考文献:

安志辉,童金南,叶琴,田力,赵小明,刘圣德,牟宗玉. 2018. 湖北宜昌樟村坪地区陡山沱组地层划分与对比[J]. 地球科学, 43(7):2206-2221.

常华进,储雪蕾,冯连君,黄晶,张启锐. 2009. 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, 55(1): 91-99.

陈翔,袁训来,周传明,陈哲. 2018. 湖北三峡地区埃迪卡拉系灯影组“蝌蚪状”遗迹化石[J]. 古生物学报, 57(1): 1-10.

陈寿铭,尹崇玉,刘鹏举,高林志,唐烽,王自强. 2010. 湖北宜昌樟村坪埃迪卡拉系陡山沱组硅磷质结核中的微体化石[J]. 地质学报, 84(1):70-77.

陈孝红,张国涛,胡亚. 2016. 鄂西宜昌地区埃迪卡拉系陡山沱组页岩沉积环境及其页岩气地质意义[J]. 华南地质与矿产, 32(2): 106-116.

纪秋梅,吕苗,张俊明,胡春林,朱茂炎. 2019. 埃迪卡拉纪全球成磷事件沉积地球化学模型探讨:以扬子板块不同相区陡山沱组含磷岩层研究为实例[J]. 高校地质学报, 25(1):68-80.

李小霞. 2014. 峡东似人山-丁白剖面陡山沱组碳同位素

变化及其指示意义[D]. 中国地质大学(北京)硕士学位论文.

刘鹏举,尹崇玉,高林志,唐烽,陈寿铭. 2009. 湖北宜昌樟村坪埃迪卡拉系陡山沱组微体化石新材料及锆石SHRIMP U-Pb年龄[J]. 科学通报, 54(6):774-780.

密文天,李德亮,范昱. 2011. 湖北宜昌白果园陡山沱组磷块岩地球化学特征研究[J]. 地质与勘探, 47(6): 982-993.

唐烽,尹崇玉,柳永清,王自强,刘鹏举,高林志. 2005. 峡东震旦系陡山沱组宏体化石的新发现[J]. 科学通报, 50(23):2632-2637.

田兴磊,雒昆利,王少彬,倪润祥. 2014. 长江三峡地区成冰纪-埃迪卡拉纪转换时期微量元素和稀土元素地球化学特征[J]. 古地理学报, 16(4):483-502.

闫斌,朱祥坤,张飞飞,唐索寒. 2014. 峡东地区埃迪卡拉系黑色页岩的微量元素和Fe同位素特征及其古环境意义[J]. 地质学报, 88(8):1603-1615.

杨凡,秦树健,丁伟铭,徐祎贺,沈冰. 2018. 湖北峡东地区灯影组石板滩段宏体藻类化石新发现[J]. 北京大学学报(自然科学版), 54(3):563-572.

杨爱华,朱茂炎,张俊明,赵方臣,吕苗. 2015. 扬子板块埃迪卡拉系(震旦系)陡山沱组层序地层划分与对比[J]. 古地理学报, 17(1):1-20.

杨刚忠,廖宗明,李方会,刘圣德. 2008. 宜昌磷矿北部地区中磷层(Pb₂)地质特征及富矿带展布[J]. 资源环境与工程, 22(4):406-411.

叶琴,童金南,安志辉,田力,赵小明,朱士兴. 2015. 湖北宜昌樟村坪埃迪卡拉纪陡山沱组磷酸盐微体化石组合[J]. 古生物学报, 54(1):43-65.

叶琴. 2018. 华南神农架-黄陵地区晚新元古代宏体藻类化石研究[D]. 中国地质大学(武汉)博士学位论文.

赵小明,安志辉,邱啸飞,胡正祥. 2022. 扬子克拉通北缘神农架-崆岭地区中-新元古代地层厘定—兼论“神农架群底界”[J]. 华南地质, 38(1):46-55.

郑文忠,东野脉兴,胡珞兰. 1992. 鄂西震旦纪陡山沱组磷块岩稀土元素地球化学[J]. 地质论评, 38(4):352-359.

郑文忠,东野脉兴. 1994. 兴神磷矿含磷岩系地球化学特征与沉积环境分析[J]. 化工地质, 16(2):80-85.

周传明,解古巍,肖书海. 2005. 湖北宜昌樟村坪陡山沱组微体化石新资料[J]. 微体古生物学报, 22(3):217-224.

周鹏,张保民,陈孝红. 2017. 湖北宜昌樟村坪埃迪卡拉系陡山沱组C同位素变化及成因[J]. 地质通报, 36(5): 780-791.

Chen Z, Zhou C M, Meyer M, Xiang K, Schiffbauer J D,

- Yuan X L, Xiao S H. 2013. Trace fossil evidence for Ediacaran bilaterian animals with complex behaviors [J]. *Precambrian Research*, 224: 690-701.
- Chen Z, Zhou C M, Xiao S H, Wang W, Guan C G, Hua H, Yuan X L. 2014. New Ediacara fossils preserved in marine limestone and their ecological implications [J]. *Scientific reports*, 4: 4180.
- Filippelli G M. 2011. Phosphate rock formation and marine phosphorus geochemistry: The deep time perspective [J]. *Chemosphere*, 84(6): 759-766.
- Gromet L P, Dymek R F, Haskin L A, Korotev R L. 1984. The "North American shale composite": Its compilation, major and trace element characteristics [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48(12): 2469-2482.
- Jiang G Q, Shi X Y, Zhang S H, Wang Y, Xiao S H. 2011. Stratigraphy and paleogeography of the Ediacaran Doushantuo Formation (ca. 635-551 Ma) in South China [J]. *Gondwana Research*, 19(4): 831-849.
- Jiang G Q, Kennedy M J, Christie-Blick N. 2003. Stable isotopic evidence for methane seeps in Neoproterozoic post-glacial cap carbonates [J]. *Nature*, 426(6968): 822-826.
- Jones B, Manning D A C. 1994. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones [J]. *Chemical Geology*, 111: 111-129.
- Kendall B, Komiya T, Lyons T W, Bates S M, Gordon G W, Romaniello S J, Jiang G Q, Creaser R A, Xiao S H, McFadden K, Sawaki Y, Tahata M, Shu D G, Han J, Li Y, Chu X L, Anbar A D. 2015. Uranium and molybdenum isotope evidence for an episode of widespread ocean oxygenation during the late Ediacaran Period [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 156: 173-193.
- Li C, Love G D, Lyons T W, Fike D A, Sessions A L, Chu X L. 2010. A Stratified Redox Model for the Ediacaran Ocean [J]. *Science*, 328(5974): 80-83.
- Liu P J, Yin C Y, Chen S M, Tang F, Gao L Z. 2013. The biostratigraphic succession of acanthomorphicacritarchs of the Ediacaran Doushantuo Formation in the Yangtze Gorges area, South China and its biostratigraphic correlation with Australia [J]. *Precambrian Research*, 225: 29-43.
- McFadden K A, Xiao S H, Zhou C M, Kowalewski M. 2009. Quantitative evaluation of the biostratigraphic distribution of acanthomorphicacritarchs in the Ediacaran Doushantuo Formation in the Yangtze Gorges area, South China [J]. *Precambrian Research*, 173: 170-190.
- Ouyang Q, Zhou C M, Xiao S H, Chen Z, Shao Y F. 2019. Acanthomorphicacritarchs from the Ediacaran Doushantuo Formation at Zhangcunping in South China, with implications for the evolution of early Ediacaran eukaryotes [J]. *Precambrian Research*, 320: 171-192.
- Planavsky N J, Rouxel O J, Bekker A, Lalonde S V, Konhauser K O, Reinhard C T, Lyons T W. 2010. The evolution of the marine phosphate reservoir [J]. *Nature*, 467(7319): 1088-1090.
- She Z B, Strother P, McMahon G, Nittler L R, Wang J H, Zhang J H, Sang L K, Ma C Q, Papineau D. 2013. Terminal Proterozoic cyanobacterial blooms and phosphogenesis documented by the Doushantuo granular phosphorites I: In situ micro-analysis of textures and composition [J]. *Precambrian Research*, 235: 20-35.
- Tian L, Song H Y, Ye Q, Hu J, An Z H, Zhao X M, Bottjer D, Tong J N. 2020. Recurrent anoxia recorded in shallow marine facies at Zhangcunping (western Hubei, China) throughout the Ediacaran to earliest Cambrian [J]. *Precambrian Research*, 340: 105617.
- Tribouillard N, Algeo T J, Lyons T, Riboulleau A. 2006. Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: An update [J]. *Chemical Geology*, 232(1-2): 12-32.
- Wang Z, Wang J S, Suess E, Wang G Z, Chen C, Xiao S H. 2017. Silicified glendonites in the Ediacaran Doushantuo Formation (South China) and their potential paleoclimatic implications [J]. *Geology*, 45(2): 115-118.
- Xin H, Jiang S Y, Yang J H, Wu H P, Pi D H. 2015. Rare earth element and Sr-Nd isotope geochemistry of phosphatic rocks in Neoproterozoic Ediacaran Doushantuo Formation in Zhangcunping section from western Hubei Province, South China [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 440: 712-724.
- Zhu M Y, Zhang J M, Yang A H. 2007. Integrated Ediacaran (Sinian) chronostratigraphy of South China [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 254(1-2): 7-61.