

贵州瓮安生物群和磷矿形成的沉积地球化学研究

郭庆军^{1,2}, 杨卫东¹, 刘丛强¹, Harald Strauss³, 王兴理¹, 赵元龙⁴

1. 中国科学院地球化学研究所 贵阳 550002; 2. 中国科学院 研究生院, 北京 100039;

3. Geologisch-Paläontologisches Institut, Universität Münster, Corrensstrasse 24, 48149 Münster, Germany;

4. 贵州工业大学 资源和环境工程学院, 贵阳 550003

摘 要: 运用沉积学和元素地球化学的理论和方法, 通过对瓮福磷矿陡山沱组地层古地理背景与沉积环境分析, 进一步揭示沉积记录中热水作用的客观存在性。研究认为, 上震旦统陡山沱组“瓮安生物群”繁盛及磷块岩富集与海底热水喷流活动存在联系, 热水活动在海洋生物的繁盛和海洋磷的运移过程中可能扮演了一个极其重要的角色, 在缺氧带和亚氧化带的大量细菌对磷的分解和有影响力的铁-硫酸盐的循环作用下, 富集的磷在海底上升洋流作用下, 运移到氧化还原界面上富集成矿。

关 键 词: 贵州; 瓮安生物群; 海底热水作用; 瓮安磷矿

中图分类号: P619.21⁺ 3.067.3⁺ **文献标识码:** A **文章编号:** 1007-2802(2003)03-0202-07

晚震旦世陡山沱期是继南沱冰期之后全球环境变化的重要转折时期, 上扬子区广泛发育了碳酸盐岩和磷质岩沉积; 磷质岩在黔中、鄂西等地构成了超大型的磷块岩矿床, 它们代表了地球历史中最早出现的重要成磷事件。瓮安生物群产于贵州省瓮安县震旦系陡山沱组磷矿层。该生物群除包含有大量门类藻类化石和疑源类化石^[1]外, 还发现有动物的胚胎化石^[2]和海绵骨针化石^[3]。在前寒武纪地层中发现这类生物群, 化石数量之多、保存之好, 实属世界罕见, 引起国内外同行的关注。

瓮安生物群的发现, 不仅在生命科学领域具有重要意义, 而且在古地理、古环境以及地质历史演化方面也具有十分重要的意义。本文在对瓮福磷矿陡山沱组地层古地理背景与沉积环境分析的基础上, 重点论述了海底热水喷流活动等对生物的繁盛和磷矿形成的驱动作用。

1 古地理背景与沉积环境

瓮安生物群产于黔中陡山沱组的磷矿层中, 是瓮福磷矿的组成部分。瓮福磷矿田分为北部白岩矿区和南面高坪矿区。大地构造上处于上扬子地块的腹地, 出露的地层有前震旦系板溪群、下震旦统南沱

组、上震旦统陡山沱组和灯影组(图 1)。

陡山沱组自下而上可分为四个岩性段: 第一岩性段称为“底板层”, 厚 10~17.8 m, 主要由厚层状粉至细晶白云岩和薄层泥岩组成, 夹硅质条带或团块。第二岩性段称“下矿层”或“A 矿层”, 厚 0~18.4 m, 岩性变化大, 下部主要是灰黑色炭泥基、硅基粉屑磷块岩夹含磷炭硅质页岩, 上部为浅灰色中厚层至薄层云亮晶砂屑磷块岩、云基粉屑磷块岩与含磷白云岩互层。第三岩性段称“夹层”, 厚 0~9 m, 中下部是微至细晶白云岩和角砾状含磷白云岩, 上部多为乳白色团块状或透镜状硅岩; 第四岩性段称“上矿层”或“B 矿层”, 厚 5~12 m, 下部发育一层厚度不等的球粒磷块岩, 中上部则以薄层云基粉屑磷块岩与含磷白云岩互层为特征, 局部发育砾屑磷块岩(称团块状磷块岩)^[4]。

瓮福磷矿及其西边的开阳磷矿都位于黔中古隆起, 沉积特征与隆起之外的遵义、湄潭和余庆一带的陡山沱组有明显差异。矿区陡山沱期属于台地相区, 海水浅, 沉积物以碳酸盐、磷酸盐和陆源碎屑岩为主, 沉积物多具潮汐或波浪改造的痕迹, 沉积环境多为浅滩(或藻礁)、潮坪。

收稿日期: 2002-12-05 收到, 2003 改回

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(40072047 与 40232020)

第一作者简介: 郭庆军(1975—), 男, 博士, 从事环境地球化学研究。

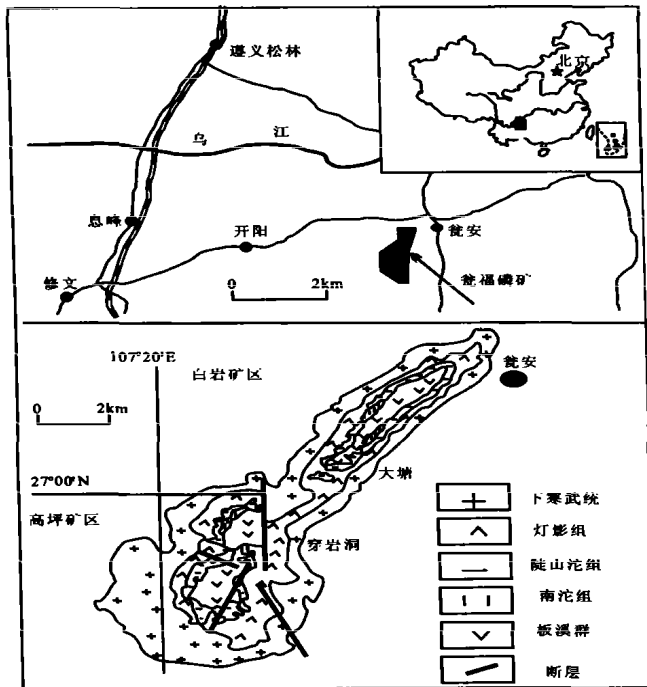


图1 瓮福磷矿交通地质图(据 Zhang Yun 等,1992 修改)
Fig.1 Traffic geological sketch map of Weng'an-Fuquan phosphorite deposit(modified from Zhang Yun, *et al.*,1992)

2 热水沉积与生物

热水沉积作用是指循环流动在地球内部的热水体系到达地表或地表附近时所发生的沉积作用和交代、充填作用^[5]。热水温度为摄氏几十度到几百度。热水的来源主要是地表的大气水、海水、岩浆期后热液或混合来源。热水沉积作用主要强调水的热状态、运移方向和堆积方式,与热液作用的区别是:它主要是在固体地球表层水-岩界面附近的沉积作用,也有交代和充填作用,亦即是循环对流的热水体系在涌出带附近所发生的作用;热液作用则强调固体地球表层之下热水溶液所发生的交代、充填和结晶作用。热水沉积作用的发生既需要有热力的驱动,也需要有热水流体外泄的通道。因此,区域上呈张性的、地热流值高的地区有利于发生热水沉积作用。

现代海底特别是其扩张中心广泛存在着热水喷流活动及与之相关的生物群落和伴生热水沉积作用和成矿作用^[6]。研究表明,地质时期也有类似的热流活动及相应的地质记录^[7,8]。这些喷流热水活动对地球物质循环、生物演化及一些元素的富集与成矿等有着极其重要的作用^[6-8]。

本研究对瓮安磷矿剖面从陡山沱组下部的底板层、“A矿层”、夹层、“B矿层”到上部的灯影组共采集了40个样品,选取部分样品进行了常量元素和微量元素组分的分析。研究表明,该磷块岩除了具有上述沉积特征外,还有明显的热液沉积的烙印。

(1)硅岩具有明显的热液沉积(或硅化)特征:在磷矿层的顶底板和夹层中,普遍存在灰白或乳白色的硅岩;呈透镜状或团块状顺层分布,具微晶结构或球粒结构,局部可见指示热液喷溢喉道特征的管状构造和蜂窝状构造。

这些硅岩化学成分纯净,陆源组分含量少,SiO₂含量在97%以上(表1)。

表1 硅岩化学成分含量表(重量%)

Table 1 Chemical compositions of silicious rocks(%)

样品号	87-20	87-28
SiO ₂	97.33	98.14
TiO ₂	0.03	0.03
Al ₂ O ₃	0.13	0.18
Fe ₂ O ₃	0.02	0.23
FeO	0.39	0.14
MnO	0.06	0.11
MgO	0.01	0.12
CaO	0.6	0.22
Na ₂ O	0.01	0.01
K ₂ O	0.01	0.01
P ₂ O ₅	0.16	0.05
S	0.01	0.01
烧失量	0.46	0.2

粗晶硅化岩中石英包裹体均一温度为158~172℃^[9],表明形成硅化岩的富SiO₂溶液是较高温度的热水溶液,因为在正常沉积界面附近是绝对达不到如此温度的^[9]。它们是非常温下的产物。

(2)磷矿层中发育有热液喷发成因的“砾屑”:瓮福磷矿大塘矿段上矿层的中部普遍有一层厚度不等的团块状砾屑磷块岩。其中的“团块状砾屑”呈青灰色,大小不一,形态各异,常具塑性变形的特征,其成分与下伏致密磷块岩相同。“砾屑”的填隙物为灰白色云基砂屑球粒磷块岩;与正常沉积砾屑的最突出的区别在于它们彼此孤立地“悬浮”在细粒沉积物之中。这是典型海底热泉突然喷发时的组构特征:当热泉喷发时,在沉积界面之下部分弱固结的致密磷块岩与沉积物表层未固结的磷质砂屑和球粒一起,从水下向上抛起、破碎并发生塑性变形,然后在重力作用下沉降,固结成岩。

(3)磷矿层和硅岩中常见热水喷流成因的“球粒”或“豆粒”：球粒磷块岩是瓮福磷矿的常见类型。球粒主要由“胶磷矿”组成，结构均一，形态浑圆，粒度分布集中，累积概率曲线“跳跃”总体斜率较高。填隙物多为硅质或炭泥质，呈基底式胶结。

除球粒磷块岩外，上矿层上部还发育有“豆粒”磷块岩。“豆粒”粒径2~3 mm，圆形或卵圆形，核心部分为微晶石英，包壳为“胶磷矿”，在高倍显微镜下可见垂直壳层生长的微晶石英和磷灰石晶体。“豆粒”间的填隙物多为微晶石英，呈基底式胶结。“豆粒”磷块岩常与透镜状硅岩共生；与机械成因的“豆粒”主要区别在于分布局限，基底式胶结。

现代和古代热水沉积物中常见有这种“球

粒”和“豆粒”，被认为是热水喷发时在喷口上方因环境条件的突然改变、由热水喷发物快速化学凝聚而成。

(4)磷块岩中相对富集 SiO_2 ：表2给出了样品常量元素化学分析数据，同时列出了世界其它地区磷块岩相关数据。由表可知，本矿区磷块岩除磷酸盐组分含量相对较高外，一个明显的特征是 SiO_2 的含量高，陆源组分的含量低。前者是热水沉积物的共有特征；陆源组分的含量低则说明沉积速率相对较快。在 Al-Fe-Mn 的分区图上绝大多数磷块岩样品落在热水的沉积区(图2)。

(5)磷块岩中相对富集 Pb、Zn、Hg、As、Ba 等微量元素：从表3可见，瓮福磷矿磷块岩相对富集 Pb、

表2 瓮福磷矿及其它地区磷块岩常量组分分析数据(%)

Table 2 Chemical analytical data of phosphorite in Wengan-Fuquan ore deposit and other districts(%)

产地	样品	位置	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O^+	H_2O^-	CO_2	S	F
瓮	87-4	下矿层底部	1.92	0.06	0.39	0.39	0.16	0.07	0.15	53.3	0.1	0.2	37.88	0.81	0.43	2.11	0.25	2.7
	87-6	下矿层中部	0.48	0.01	0.01	0.11	0.01	0.01	0.1	54.88	0.39	0.02	39.21	0.61	0.78	1.68	0.22	2.85
	87-7	下矿层中部	7.53	0.02	0.41	1.23	0.19	0.02	0.15	50.04	0.25	0.38	35.22	0.63	0.32	1.22	0.39	2.6
	87-9	下矿层上部	0.91	0.01	0.01	0.11	0.01	0.04	0.01	53.69	0.54	0.02	38.62	0.76	0.61	1.95	0.22	2.65
	87-13	夹井层	30.04	0.01	0.01	0.3	0.1	0.05	0.15	37.86	0.23	0.03	26.19	2.24	0.47	1.5	0.12	1.73
福	87-14	上矿层底部	0.48	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.1	54	0.33	0.02	39.43	0.69	0.5	1.77	0.16	2.9
	87-15	上矿层底部	2.13	0.02	0.12	0.17	0.01	0.06	0.1	54.25	0.31	0.08	38.03	0.67	0.73	1.42	0.19	2.85
	87-17	上矿层中部	1.14	0.06	0.16	0.01	0.01	0.01	0.1	54.45	0.4	0.01	38.24	0.7	0.64	1.56	0.19	2.6
	87-19	上矿层中部	0.54	0.02	0.02	0.06	0.01	0.01	0.1	52.98	0.32	0.03	37.35	1.97	1.68	1.32	0.23	2.94
矿	87-24	下矿层顶部	11.83	0.15	2.17	0.87	0.02	0.07	1.25	44.12	0.35	0.9	30.49	1.46	0.58	3.37	1.05	1.98
	平均		5.7	0.04	0.33	0.33	0.05	0.03	0.22	50.96	0.32	0.17	36.07	1.05	0.67	1.79	0.3	2.58
前苏联	I		2.38	0	1.09	1.23	0	0.07	0.07	50.07	1.27	0.36	34.82	3.37	0	2.73	0.32	3.44
	II		3.8	0	0.81	0.61	0	0.07	2.53	48.75	0	0.36	34.29	0.41	0	3.96	0.85	3.49
	III		0.84	0.02	0.44	0.12	0	0.02	0.16	52.03	1.17	0.16	34.42	1.6	0	4.04	1.37	4.16
	平均		2.34	0.01	0.78	0.65	0	0.05	0.92	50.28	0.81	0.29	34.51	1.79	0	3.58	0.85	3.7
现代洋底	A		2.79	0.22	3.18	5.89	0.88	0.18	0.54	44.12	1.07	0.32	28.58	2.25	0	8.1	0	2.34
	B		3.4	0.13	1.37	5.61	1.43	0.07	1.66	43.68	0.7	0.55	27.42	1.64	0	8.8	0	1.6
	平均		3.1	0.18	2.28	5.75	1.16	0.13	1.1	43.9	0.89	0.44	28	1.95	0	8.45	0	1.97

Zn、Hg、As、Ba 等微量元素，以及相对较高的 Ba/Sr 值(平均值为 0.53)。这些特征与许多热水沉积物相对富集多金属元素(特别是金属硫化物)相吻合。在 Al-Fe-Mn 的分区图上绝大多数磷块岩样品落在热水沉积区(图2)。

(6)稀土元素组合特征反映了成矿物质的深源性：为了揭示陡山沱期磷块岩磷的主要来源，我们选择代表性样品进行稀土元素分析。利用稀土元素判别磷的来源，是基于稀土元素研究中“相似同源”的

基本原理^[15]。轻稀土与重稀土元素之比，特别是 $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$ 是重要的判别标志。由表4可知^[4]，磷块岩总轻重稀土元素比值为 1.03~1.43，与同期海底喷发的凝灰岩相应值(1.03)接近，与其它样品总轻重稀土元素比值(2.81~3.93)相差甚远。这说明了它们之间的亲疏关系。

稀土元素样品聚类分析(图3)也从两个方面进一步证实了上述关系。一方面所有磷块岩样品都与较老地层样品的稀土元素没有相似性。说明磷块岩

表 3 磷块岩及相关岩石微量元素数据

Table 3 Trace elements in phosphorite and other rocks

产地	样品	Fe	Mn	Co	Ni	Cu	Pb	Zn	Hg	As	Ti	V	Sr	Ba	Rb	Ba/Sr
瓮	87-4	3978	539	43	20	71	37	9	2.25	22.2	360	22	1127	278	2	0.25
	87-6	770	77	5	12	8	25	43	1.92	20.1	60	5	1060	558	2	0.53
	87-7	10092	154	2	11	18	27	47	0.68	58.2	120	14	567	471	6	0.83
福	87-9	770	308	5	9	8	24	692	0.5	16.9	30	12	1549	504	4	0.33
	87-13	2880	385	6	10	11	34	81	1.15	22.5	30	6	573	273	2	0.48
	87-14	30	77	5	9	9	22	116	0.69	13.5	120	12	1019	474	1	0.47
磷	87-15	1190	462	4	12	11	28	36	0.88	137	120	22	557	365	2	0.66
	87-17	30	77	2	9	7	25	133	0.79	140	360	10	1132	595	3	0.53
	87-19	420	77	4	6	11	20	99	0.54	17.8	120	14	587	471	1	0.8
矿	87-24	7650	539	5	10	8	37	7	1	36.8	900	23	945	426	19	0.45
	平均	2781	270	8.1	10.8	16.2	27.9	126	1.04	48.4	222	14	912	442	4.2	0.53
地壳平均		6300	950	25	75	55	12.5	70	0.08	1.8	5700	135	375	425	90	1.13
碳酸盐岩平均		3800	1100	0.1	20	4	9	20	0.04	1	400	20	610	100	3	0.16
现代海底磷块岩平均		1025	13.8	0.21	10.5	2.8		55.5		27.5	38.3	18.8	2800	350		0.13

注:1)浓度单位为 $\times 10^{-6}$;2)地壳平均值、碳酸盐岩平均值、现代海底磷块岩平均值来自文献[10~14]

表 4 轻稀土与重稀土比值

Table 4 LREE and HREE ratios

序号	样号	产地及层位	岩性	$\Sigma Ce / \Sigma Y \cdot La / Yb$	Ce / Yb	Ce / Yb
1	HH-1	湘西陡山沱组	凝灰岩	1.03	2.42	1.51
2	1-1-A1	开阳磷矿板溪群	凝灰质粉砂岩	2.81	4.79	4.43
3	m-3-2	开阳磷矿南沱组	紫色页岩	3.93	7.51	6.97
4	S-I	遵义南沱组	含砾页岩	3.14	5.18	4.55
5	H-1-2	湄潭陡山沱组	粉砂质黑色页岩	3	7.39	5.05
6	1-4-A	瓮安磷矿陡山沱组	白云岩	2.84	4.92	4.13
7	1-15-B ₄	瓮安磷矿陡山沱组	藻球粒磷块岩	1.05	3.87	1.89
8	2-9-A	瓮安磷矿陡山沱组	砂屑磷块岩	1.03	2.75	2.26
9	8-2-A ₃	瓮安磷矿陡山沱组	砂屑磷块岩	1.43	4.11	4.12
10	X-2-2	开阳磷矿陡山沱组	层纹石磷块岩	1.1	2.41	2.3
11	W-R	开阳磷矿陡山沱组	叠层石磷块岩	1.19	3.68	2.22

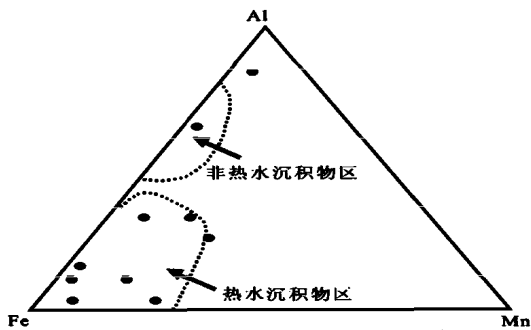


图 2 磷块岩 Fe-Mn-Al 图解

Fig. 2 Al-Fe-Mn scatter triangle diagram of the phosphorites

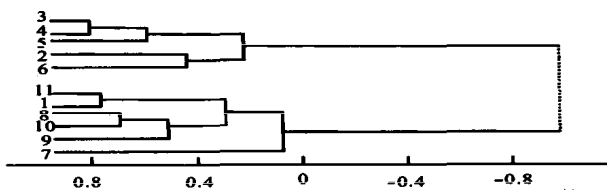


图 3 样品稀土元素聚类枝状图

Fig. 3 The clust REE of the related samples

中的稀土元素与后者不同源,即磷块岩中的磷不是来源于老地层;另一方面,磷块岩样品与同期海相凝灰岩聚为一类(相似系数达0.84),说明两者的稀土元素具“同源”性,进而证明构成磷块岩的磷具有深源的特征。

从常量元素看,本地区磷块岩相对富集 SiO_2 ;

从微量元素来看,磷块岩相对富集 Pb、Zn、Hg、As、Ba 等微量元素;从稀土元素来看,无论是组合特征还是轻重稀土比值,磷块岩与下伏较老地层的岩石相差很大,而与邻区的同期海底喷发的凝灰岩非常相似。说明与磷块岩密切相关的稀土元素不是来自陆源物质,而是来自地壳深部。

3 讨论:磷块岩的形成与生物繁盛的内在统一性

生命元素磷除以磷酸钙(相当于羟磷灰石)的形式构成生物的骨骼和壳体外,还以酶、三磷酸苷、核酸和磷脂等形式构成软组织;常以有机化合物的形式参与动植物组织的生化反应,并在生命遗传和新陈代谢活动中起着非常重要的作用。当生物繁盛时,特别是在低等的藻类能量转换和细胞分裂时,更离不开磷。因此,不断吸收海水中的无机磷,并通过氧化磷酸化作用和光合磷酸化作用转化为有机磷存储在机体中。随着生物的死亡,磷作为机体的一部分沉聚海底,从而使海水中溶解的磷酸盐转移到沉积物中。

人们已经认识到热液活动在海洋磷的运移过程中可能扮演了一个极其重要的角色^[16]。近期通过对海洋磷酸盐库的计算得知,热液作用过程中磷的沉降使全球溶解的河流磷通量的50%得以运移^[17]。热液过程中通过富 Fe^{2+} 流体和氧化海水反应产生的氢氧化铁使磷酸盐沉淀,并作为多金属沉积物固结在海底^[18]。洋壳和洋中脊侧翼沉积区为海水中迁移出磷酸盐提供了有利的场所^[17]。海水在低的氧化状态,相对应的氢氧化铁沉淀被延迟,几乎没有磷酸盐伴随运移。在富氧海水中则相反,铁和磷以很快的速率从海水中沉淀^[16]。震旦纪—寒武纪之交任何成磷时间均与元古代海水广泛的地球化学演化不无关系,其中也包括在南沱(文德纪)冰期以前的变化。特别有意思的是在850~800 Ma,海水 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值极低^[19]。通常接受的是海水 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值由变化的锶通过两个不同的源泉注入海水中:一是海底热液流体具有低的幔源型的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值;二是大陆风化产物迁移到河流中的陆源锶具较幔源型更高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值^[19]。因此,低的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值可能指示了在震旦纪的大部分时间中的强烈海底热液活动^[16,20,21]。

根据磷酸盐矿物的化学平衡计算,在正常海洋环境中磷酸盐矿物是远不饱和的,因此不可能以化学方式沉淀。在热水喷流的富磷环境中,虽有部分磷酸盐可能以化学方式沉淀,但更多的磷酸盐组分滞留在海水中。如何将海水中溶解的磷酸盐转移到沉积物中去呢?大量事实证明,海生生物可以担当

此任^[4]。

磷块岩的形成包括磷的来源、磷的沉积和磷的富集等过程(图4)。陡山沱期广泛的叠层石^[1,2,17]生态系统提供了所需的溶解磷酸盐,冰期后可能由不同的途径混合提供。在水的氧化带表面,丰富的海藻依赖溶解磷酸盐(水体垂向上的混合,转换富集磷的底层水到水体表层),产生了氧化磷酸化作用^[22];而在亚氧化带和缺氧带,细菌还原作用使死亡的海藻储存的磷由于微生物降解而富集磷。这些过程形成的溶解无机磷被迁移到新形成的沉积物水域。在陡山沱期,海洋氧化还原作用为依赖氧化还原作用的生理机能提供额外的动能,这为孔隙成因的磷灰石的形成创造了有利条件^[16,23]。实验研究证明,对磷成矿产生积极作用的微生物,对溶解磷酸盐的外部扩散起到了屏障作用,为迅速矿化创造了一个局部的富氧条件,也为磷灰石的沉淀提供了外部水面高钙含量^[24]。叠层石的形成和陡山沱期磷矿沉积的紧密联系可能反映了磷矿化形成过程的影响。然而,由于在前寒武纪和寒武纪交变期几乎没有陆地植物,大陆风化作用的增强可能也使与磷有关的铁进入海洋。在新的表层沉积物中,氧化还原作用的三价铁氧化物的减少和分解可能是孔隙水成因磷酸盐的重要源泉^[18,25]。这种氧化还原作用下的铁硫酸盐的循环,已经在黑海的氧化还原作用中显示了有影响力的磷酸盐作用^[26]。可以合理推测,陡山沱期磷矿沉积过程,氧化还原作用下的铁硫酸盐的循环可能提供了大量的溶解硫酸盐。总而言之,细菌作用下磷的分解和有影响力的铁硫酸盐的循环持续为沉积物提供磷。随着孔隙水中磷含量的不断增多,逐渐形成磷灰石,不断促进磷酸盐化^[27],最后形成大型磷矿(图4)。

鉴于沉积物中微生物的叠层结构和磷矿化的密切联系,联系到广泛的微生物活动和成磷事件,可以认为,通过持续而积极的反馈,结合增强的磷再生、生物繁盛和海洋缺氧作用,或许受到晚震旦世广泛而长期的影响,由于有微生物作用的氧化还原泵,上下水体交换作用频繁,最可能在深海中产生磷的大量富集;伴随铁的氧化还原循环和海底上升洋流作用,可能为磷矿在氧化还原界面上的形成创造了独特的环境。热水喷流活动在为瓮安生物群提供能量和营养的同时,也为磷块岩的形成提供了物质来源。

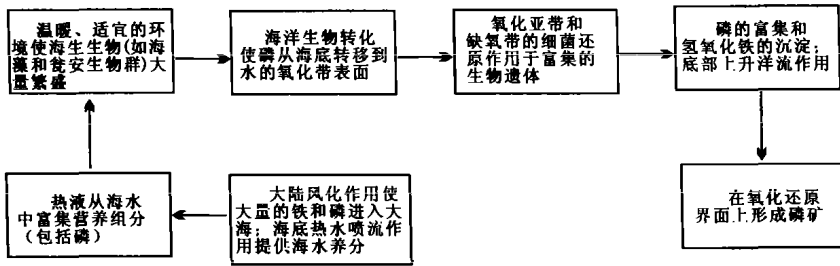


图4 瓮安磷矿形成示意图

Fig. 4 The origin forming mode of Weng'an phosphorite deposit

4 结论

通过对上震旦陡山沱组磷矿沉积地球化学研究,指出震旦纪—寒武纪交变期磷矿的形成可以解释为(图4):热液活动在震旦世的较强氧化的海水中可能已吸附有大量微粒的磷,在晚震旦世分层海水中被释放,形成相对富磷的海水。在水的氧化带表面,丰富的海藻依赖溶解的磷酸盐(水体垂向上的混合,富集磷的底层水转换到水体表层),产生了氧化磷酸化作用。亚氧化带和缺氧带为微生物繁衍提供了有利条件,细菌还原作用使海藻储存的磷在微生物降解时形成磷富集,同时在太古代末期的陡山沱期(晚震旦世)铁氧化还原泵的运行和海底上升洋流作用,也为磷矿的形成发挥重要的作用。

所以,瓮安生物群的繁衍与磷块岩的形成是相互联系、相辅相成:热水喷流活动为瓮安生物群的繁衍提供了营养和能量,而繁盛的生物又为磷矿的形成创造了条件。

参考文献(Reference):

- [1] Zhang Yun, Yuan Xunlai. New data on multicellular thallophytes and fragments of cellular tissues from late Proterozoic phosphate rocks, South China[J]. *Lethaia*, 1992, 25: 1-18.
- [2] Shuhai Xiao, Yun zhang, Andrew H Knoll. Three-dimensional preservation of algae and animal embryos in a Newproterozoic phosphorite[J]. *Nature*, 1998, 391: 553-558.
- [3] Li Chiawei, Chen Junyuan, Hue Tze-En. Precambrian sponges with cellular structures[J]. *Science*, 1998, 279: 879-882.
- [4] 杨卫东,肖金凯,于炳松,方涛,陈丰,鲁晓莺. 滇黔磷块岩沉积学、地球化学与可持续发展战略[M]. 北京:地质出版社, 1997, 1-106.
Yang Weidong, Xiao Jinkai, Yu Binsong, Fang Tao, Chen Feng, Lu Xiaoying. Phosphorites sedimentology, geochemistry and persistent exploring stratagem of Yunnan and Guizhou [M]. Geology Press, Beijing, 1997. 1-106 (in Chinese)
- [5] 陈先沛,高计元,陈多福. 热水沉积作用的概念和几个岩石学标志[J]. 沉积学报, 1992, 10(3): 124-132.
Chen Xianpei, Gao Jiuyuan, Chen Duofu. The concept of Hydrothermal sedimentation and its petrological criteria[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 1992, 10(3): 124-132. (in Chinese with English abstract)
- [6] Baker E T and Massoth G J. Characteristics of hydrothermal plume from two vent field on the Juan de Fuca Ridge, North-east Pacific Ocean[J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1987, 85: 59.
- [7] Weidong YANG and Yunfu Zeng. On the origin of the Precambrian phosphorites in Central Guizhou, China [J]. *Resource Geology Special Issue*, 1993, 17: 138-142.
- [8] 周永章,涂光炽,Chown E H, Guha J, 卢焕章等. 粤西古水剖面震旦系顶部层状硅岩的热水成因属性: 岩石学和地球化学证据[J]. 沉积学报, 1994, 12(3): 1-13.
Zhou Yongzhang, Tu Guangzhi, Chown E H, Guha J, Lu Huanzhang. Hydrothermal origin of top Sinian chert formation at Gushui, Western Guangdong, China: petrologic and geochemical evidence[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 1994, 12(3): 1-13. (in Chinese with English abstract)
- [9] Chen Nansheng. The hydrothermal metasomatic cherts in late Sinian Doushantuo Formation phosphorites, North Guizhou, China[M]. IAS international symposium on sedimentology related to mineral deposits (Abstract), July 3-August 4, 1988, Beijing, China.
- [10] Yamamoto. Correlation between iron and manganese and its significance of the distribution of heavy metals in deep-sea cherts[M]. *Sedimentary Geol.*, 1986, 49, 261-280.
- [11] Turekian K K. Trace element trapping in pteropod tests. *Limnol*[J]. *Ocean*, 1973, 18(2): 240-249.
- [12] 刘英俊,曹励明. 元素地球化学导论[M]. 北京:地质出版社, 1987. 1-281.
Liu Yingjun, Cao Liming. Introduction of Elemental Geochemistry[M]. Beijing: Geology Press, 1987. 1-281. (in Chinese)
- [13] 中国科学院地球化学研究所. 高等地球化学[M]. 北京:科学出版社, 1998. 1-491.
Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences. Advanced geochemistry[M]. Beijing: Science Press, 1998. 1-491. (in Chinese)

- [14] Baturin G N. Phosphorites on the Sea Floor[M]. New York: Elsevier Scientific Publishing Company, 1981. 1—341.
- [15] 王中刚, 于学元, 赵振华, 等. 稀土元素地球化学[M]. 北京: 科学出版社, 1989. 1—535.
Wang Zhonggang, Yu Xueyuan, Zhao Zhenhua, *et al.* Rare earth element geochemistry [M]. Beijing: Science press, 1989, 1—535. (in Chinese).
- [16] Shen Y, Schidlowski M, Chu X. Biogenchemical approach to understanding phosphogenic events of the terminal Proterozoic to Cambrian[J]. *Paleo. Paleo. Paleo.*, 2000, 158, 99—108.
- [17] Wheat C G, Feely R A, Mottl M J. Phosphate removal by oceanic hydrothermal processes: an update of the phosphorus budget in the oceans [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 1996, 60: 3593—3608.
- [18] Froelich P N, Bender M L, Luedtke N A, Heath G R, Devener T. The marine phosphorus cycle[J]. *Am. J. Sci.*, 1982, 282: 474—511.
- [19] Veizer J. Strontium isotopes in seawater through time[J]. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci. Lett.*, 1989, 17: 141—167.
- [20] Asmerom Y, Jacobsen S B, Koll A H, Bu Tterfield N J, Swett K. Strontium isotopic variations of Neoproterozoic seawater: implications for crustal evolution[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 1991, 55: 2883—2894.
- [21] Derry L A, Kaufman A J, Jacobsen S B. Sedimentary cycling and environmental change in the Late Proterozoic: Evidence from stable and radiogenic isotopes[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 1992, 56: 1317—1329.
- [22] Toerien D F, Gerber A, Loetter H, Cloete T E. Enhanced biological phosphorous removal in activated sludge system [M]. Marshall K C *ed.*, *Advances in Microbial Ecology* 11. New York: Plenum Press, 1990, 173—230.
- [23] Krajewski K P, Van Cappellen P, Trichet J, *et al.* Biological processes and apatite formation in sedimentary environments [J]. *Eclogae Geol. Helv.*, 1994, 87: 701—745.
- [24] Wilby P R, Briggs D E G, Bernier P, Gaillard C. Role of microbial mats in the fossilization of soft tissues[J]. *Geology*, 1996, 24: 787—790.
- [25] Van Cappellen P, Berner R A. A mathematical model for the early diagenesis of phosphorus and fluorine in marine sediments: Apatite precipitation[J]. *Am. J. Sci.*, 1988, 288: 289—333.
- [26] Shaffer G M. Phosphate pumps and shuttles in the Black Sea [J]. *Nature*, 1986, 321: 515—517.
- [27] Glenn C R, Follmi K B, Riggs S R, *et al.* Phosphorus and phosphorites: Sedimentology and environments of formation [J]. *Eclogae Geol. Helv.*, 1994, 87: 747—788.

Sedimentary Geochemistry Research on the Radiation of Weng'an Biota and the Formation of the Phosphorite Ore Deposit, Guizhou

GUO Qing-jun^{1,2}, YANG Wei-dong¹, LIU Cong-qiang¹, Harald Strauss³, WANG Xing-li¹, ZHAO Yuan-long⁴

1. *Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China;*

2. *Graduate School of the Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039, China;*

3. *Geologisch-Paläontologisches Institut, Universität Münster, Corrensstrasse 24, 48149 Münster, Germany;*

4. *Institute of Resource and Environmental Engineering, Guizhou University of Technology, Guiyang 550002, China*

Abstract: It is revealed the existence of hydrothermal activity in the sediment record based on analyzing paleo-geography background and sedimentary environment at the Weng'an-Fuquan phosphorites deposit of Doushantuo system of the Precambrian-Cambrian transitional period, using the sedimentary and elemental geochemical methodology. The study reveals that the submarine hydrothermal eruption has something to do with the explosion of "Weng'an biota" and the formation of the phosphorites and has played an important role in marine biology blooming and phosphorus transportation, and that the decomposition of bacterially mediated phosphorous and redox-mediated iron-phosphate cycling may lead to abundant stromatolite which absorbed dissolved phosphate in the anoxic and sub-oxic zones, and which were transported in rising sea-fluid then from seabed to the above redox floor to form phosphorite deposit.

Key words: Guizhou; Weng'an Biota; hydrothermal activities; phosphorite deposit