

doi: 10. 6053/j. issn. 1001-1412. 2017. 04. 005

黔中地区陡山沱期开阳、瓮安磷矿区 成矿作用研究现状探讨

杨海英^{1,2}, 肖加飞¹, 李艳桃¹, 和景阳^{1,3}

(1. 中国科学院地球化学研究所, 矿床地球化学国家重点实验室, 贵阳 550082;

2. 中国科学院大学, 北京 怀柔 101408;

3. 中国地质大学, 北京 100083)

摘要: 在震旦纪陡山沱期, 扬子地台发生了大规模的成磷事件, 广泛发育磷质岩和碳酸盐岩沉积; 磷质岩在黔中、鄂西等地构成了超大型矿床, 代表了地球历史中最早出现的成磷事件。文章通过分析总结瓮安、开阳地区陡山沱期形成磷矿床的古地理环境、物质来源、成矿机制、成矿模式等, 旨在讨论磷块岩成因的研究现状, 分析研究中存在歧义的原因, 以此探讨成矿模式构建的具体研究方向, 提出适宜的研究方法。陡山沱期黔中地区磷块岩研究主要有以下焦点: 1) 沉积环境的氧化-还原性质, 海水氧化-还原分层模式; 2) 成矿物质来源存在多种观点, 没有证据否定任何一种物质来源, 但也没有直接证据证明磷的来源; 3) 多种成磷机制的观点并存, 成磷作用为生物成磷作用、海相热水成磷作用、机械成磷作用和生物化学/化学成磷作用, 但其相互作用之间关系不清楚。目前的成矿模式观点有“上升洋流成矿模式”、“沉积-成岩成矿模式”, 两种成矿模式仍需要进一步完善。因此, 如何采取新的研究方法, 展开对古地理环境、物质来源、成矿机制方面的研究值得深入讨论。构建黔中地区完整的海相沉积磷块岩的成矿模式, 将在今后的扬子地台成矿系统讨论和矿床的找寻中发挥重要作用。

关键词: 陡山沱期; 古地理环境; 成矿作用; 成矿模式; 黔中地区

中图分类号: P611.3; P619.213 **文献标识码:** A

0 引言

贵州是我国磷矿资源大省之一, 拥有磷矿资源储量(P_2O_5 量)列全国第三, 仅次于云南和湖北^[1]。贵州省磷矿主要形成于震旦纪陡山沱期和寒武纪梅树村期, 分属中国两个重要的成磷时期。扬子地台陡山沱期大规模成矿代表了地球历史中最早出现的重要成磷事件, 鄂西—黔中磷块岩成矿带是扬子地区陡山沱期四个磷矿成矿带之一^[2], 瓮安、开阳、息

烽、福泉等磷矿就产于这一成矿带。

关于沉积磷矿成因研究, 形成理论的许多要素在 20 世纪上半叶就已经出现, 包括上升洋流、生物聚磷、物理改造再富集等。学者们对海相沉积磷矿的成矿作用做了大量研究工作, 提出了生物成因说^[3-5]、上升洋流说^[3]、“无机沉淀”、“交代成因”^[6]等, 这些学说为研究成磷作用奠定了良好的基础, 提供了有益的启示。在探讨磷块岩成岩作用时, 必须考虑成岩作用发生过程的地质历史演化和条件, 联系其环境背景。本文将开阳、瓮安磷矿区为研究对象, 力图阐述成矿古地理环境、物质来源、成矿机

收稿日期: 2016-09-26; 改回日期: 2017-02-25; 责任编辑: 王传泰

基金项目: 矿床地球化学国家重点实验室十二五项目群课题(编号: SKLODG-ZY125-08)资助。

作者简介: 杨海英(1991—), 女, 硕士研究生, 从事沉积地球化学研究。通信地址: 贵州省贵阳市观山湖区林城西路 99 号, 中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室; 邮政编码: 550082; E-mail: yanghy527@163.com

通信作者: 肖加飞(1961—), 男, 博士, 硕士研究生导师, 从事区域地质、沉积学、沉积地球化学方面研究工作。通信地址: 贵州省贵阳市观山湖区林城西路 99 号, 中国科学院地球化学研究所; 邮政编码: 550082; E-mail: xiaojiafei5@163.com

制以及成矿模式,并由此总结对黔中地区磷块岩成矿作用的认识和研究焦点,分析不同观点存在歧义的原因,以期提出新的研究方法,为进一步寻找磷矿资源基地提供理论依据。

1 成矿古地理环境

1.1 成矿古地理

扬子地区是我国最为重要的磷矿分布区,黔中磷矿区地处扬子地台内部。开阳磷矿区位于洋水背斜,矿层分布于背斜的两翼和北端,核部至翼部地层依次为新元古界板溪群、南华系、震旦系及寒武系;瓮安磷矿位于川黔南北构造带的白岩—高坪背斜翼部,背斜核部地层为新元古界板溪群,两翼依次为南华系、震旦系、寒武系、二叠系和三叠系。黔中地区磷矿均赋存于震旦系陡山沱组中,下伏地层为南华系南沱组冰碛岩,上覆地层为震旦系灯影组白云岩;矿层从下往上分为四个地层组合:底板(10~17.8 m)为有机钙质页岩、硅质页岩夹磷块岩;下矿层(0~18.4 m)为砂屑磷块岩、微晶白云岩,夹硅质岩;夹层(0~9 m)为硅质白云岩、微晶白云岩;上矿层(12~28 m)为藻磷块岩、细砂屑磷块岩,偶有白云

岩。瓮安磷矿区和开阳磷矿区地层序列和对比(图1),显示了相近的地层特征^[7-8]。

磷块岩形成虽然与漫长的埋藏条件有关,却在很大程度上依赖于原始沉积及其环境的发展演化^[9],古地理的探讨对研究矿床成因有着重要意义。晋宁运动后,华南大陆形成统一基底^[10],并在700 Ma—200 Ma期间,一直处于滨海-浅海-斜坡相沉积^[11]。南沱冰期后,扬子地台在继承南华纪底层构造的基础上发展,进入稳定发展时期,自北西向南东沉积海水由浅变深^[12-14]。

关于成矿的古地理位置,前人开展了研究并取得一些认识。东野脉兴^[14]认为江南隆起带西北侧的鄂西—黔中拗陷带是重要的成磷场所,且这个拗陷带可与其他学者的古地理研究类比^[11]。新元古代早期晋宁运动使江南隆起带褶皱成为地块边缘隆起带,使之成为扬子地台东南缘大陆架与大洋连接^[11],其西北侧为鄂西—黔中拗陷带,被东野脉兴^[14]称为“鄂西—黔中陆缘坳”(图2),这是一个浅水海域与深水海域之间的狭长水下槽地,为接收深海物质及陆源物质等提供了有利的成矿场所,在位置上与鄂西—黔中磷块岩成矿带一致^[2,14]。

一些学者认为水下高地边缘、浅滩等地带为主要的成磷场所。叶连俊等^[15]、邓小林等^[16]认为扬子



图1 瓮安、开阳地层层位对应图

(资料来源,据文献[7-8])

Fig. 1 Stratigraphic units in Wong'an area are correspondent to those in Kaiyang area

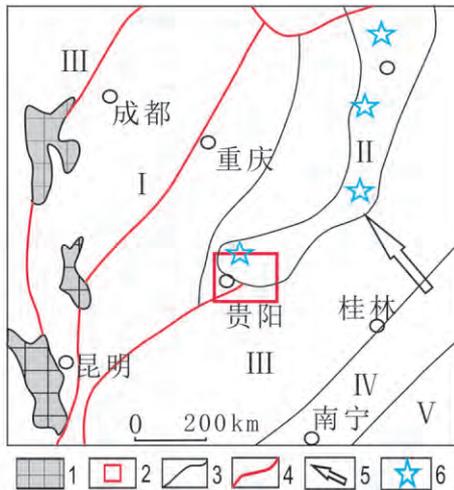


图 2 扬子地台震旦纪陡山沱期岩相古地理及磷矿分布规律图
(据文献[14])

Fig. 2 A. Lithofacies paleogeographic map of Sinian Doushantuo period in Yangtze Platform showing the phosphorite distribution

- 1. 古陆; 2. 黔中地区; 3. 相区界线; 4. 同生断裂;
- 5. 海流方向; 6. 磷矿区位置
- 相区: I. 台地碳酸盐相区; II. 陆缘坳相区; III. 浅海陆缘相区;
- IV. 浅海盆地泥砂岩相区; V. 深海盆地泥页岩相区

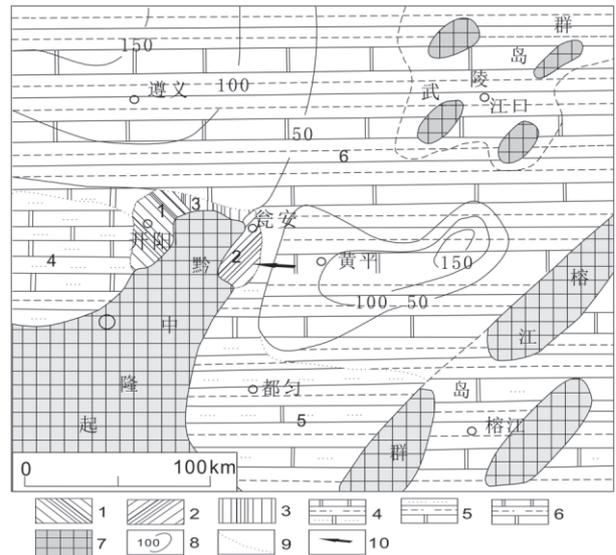


图 3 震旦纪陡山沱期黔中隆起地区岩相古地理图
(据文献[20])

Fig. 3 Lithofacies paleogeographic map of Sinian Doushantuo period of the upfold area in Central Guizhou

- 1. 开阳磷块岩、泥岩、白云岩相; 2. 瓮安砂岩、磷块岩相;
- 3. 双山陆源碎屑岩、磷块岩相; 4. 含磷砂页岩、白云岩相;
- 5. 砂页岩相+白云岩、磷块岩; 6. 碳质页岩、白云岩夹磷块岩相;
- 7. 隆起、剥蚀区; 8. 沉积等厚线; 9. 岩相界线; 10. 海流方向

地台周边深大断裂的活动以及扬子地台内部大断裂的活动,造成地台内部数个隆起和断陷,这些次级凹陷及隆起的陆缘浅海成为有利的成磷场所。另外,一些学者指出这样的水下高地为黔中隆起,认为黔中隆起边缘是成磷的重要场所^[4,15,17]。何熙琦等^[18]认为黔中隆起位于坳陷带南侧,在新元古代开始形成隆起雏形^[18-19],陡山沱期为隆起发展的早期,总体隆起还不显著。叶连俊等将黔中隆起周缘划分为陆缘海相区,并认为区域内坳陷和隆起所决定的深、浅水并存的陆缘海为磷矿富集的最有利场所。从岩相古地理图(图 3)可以看出,开阳和瓮安分别位于隆起北部外侧斜坡边缘地区^[14-15,20]。

综上所述,东野脉兴^[14]等人提出的鄂西—黔中坳陷带解释了扬子地台凹陷地区更容易富集磷矿,大多数学者认为黔中地区的成磷有利部位为水下高地的边缘地区^[4,15-16,20],瓮安、开阳矿区处于黔中隆起斜坡及其周缘地区,该地区为水深适中的滨岸及近岸浅海环境^[21-22],属于台地相沉积,沉积物以碳酸岩占绝对优势,含磷岩组为碎屑状磷块岩,盛产叠层石;干裂及冲刷构造,表明其动荡的浅水环境。磷矿沉积后,受台地边缘浅水区的水流冲蚀、淋滤、暴露以及再沉积作用导致磷品位升高^[23]。

1.2 成矿古环境

陡山沱期扬子古陆的气候在南沱冰期后进入回暖阶段,冰川融化,晚期高纬度冰川的融化带来海侵作用,导致强烈的热盐洋流循环和海水上升。陡山沱期全球处于动荡的地质背景阶段,风化剥蚀和氧化作用较强,大气的 CO₂ 浓度猛增,并迅速转移到海洋中,导致大量碳酸盐沉积,造成了深海和沉积物中的有机质高速增长以及沉积速率加快^[4,20]。大多数学者认为磷矿沉积的最有利环境为水深适中的滨岸及近岸浅海环境^[17,21-22],黔中地区为水下高地边缘的高能环境,经历陡山沱期多次海侵—海退旋回。陡山沱早期,海侵作用扩大了海水覆盖面,形成的浅水区域为成磷作用提供了场所,海平面波动创造了成矿物质沉淀聚集的环境;陡山沱中期,伴随大规模海退,海平面下降,磷块岩等沉积物接受暴露、淋滤、风化等作用;陡山沱晚期,海侵作用再一次大规模发生,先前沉积的磷块岩在“磷海水”下再次沉积、胶结^[17]。

陡山沱期海水分层是近年来研究的重点,一些学者进行了华南陡山沱期海水氧化-还原研究,总结出多种海洋氧化-还原分层模型,普遍认为陡山沱期盆地存在分层海水,上层均为氧化条件,台地内盆地

相发育硫化水体^[24-29],现盛行的分层模型认为深水盆地下部为楔形的硫化水体(图4)。另外,还有一些分层模式,其不同之处在于是否有台地发育、台地外的硫化水体发育情况等^[29-31]。瓮安一带在盖帽沉积之后,发育台地边缘障壁,因此这种分层模式符合古地理重建成果^[24]。由图4可知,瓮安、开阳所处的台地相区为较氧化的环境。

已有的地球化学研究数据表明,瓮安磷块岩上矿层的氧化-还原敏感元素 Mo、U、V 含量较下矿层要低很多, C_{eanom} 参数值从下矿层到上矿层为 $-0.065 \sim -0.077$ 到 $-0.26 \sim -0.291$, 认为沉积古环境从下矿层的还原条件转变为上矿层的氧化条件^[32-35]; Muscente 等^[36] 认为陡山沱期磷酸盐化主要发生在氧化-一次氧化边界,下部硅化则发生在较深的水环境中,也表明磷沉积环境下部到上部氧化-还原条件的变化。

另外一些学者认为黔中地区磷块岩沉积环境为还原条件,储雪蕾等、施春华等通过磷灰石和黄铁矿的硫同位素的研究,得出开阳磷灰石硫同位素 $\delta^{34}S$ 值约为 $34.2 \times 10^{-3} \sim 42.4 \times 10^{-3}$, 大于该时期海水的 $\delta^{34}S$ 值 30×10^{-3} ; 而磷块岩中自生黄铁矿的硫同位素 $\delta^{34}S$ 值介于 $15.4 \times 10^{-3} \sim 19.8 \times 10^{-3}$ 之间,表明没有海洋补给,磷灰石的沉积环境可能为一“封闭体系”,这个体系伴随有大量硫酸盐细菌的还原过程^[21,36-39]。另外,殷纯嘏等认为瓮安磷矿中长链类异戊二烯化合物和 B-胡萝卜素的存在,表明沉积环境具有较强的还原性^[40]; 邓克勇等研究了开阳磷块岩微量元素特征,其 $C_{eanom} = -0.097 \sim 0.045$ (大于 -0.1), 其 $\delta U = 1.68 \sim 1.96$ (大于 1), 显示出明显的缺氧沉积环境,认为生物大量繁殖改变了海水中

的氧化-还原条件,造成海水的缺氧^[41]。

结合氧化-还原分层模型可知,浅水台地相区的黔中地区大部分时期(特别是后期)位于氧化界面之上。但是由于溶解有机碳库变化造成的氧化-还原条件变化^[42]、冰川融化造成的海水频繁入侵^[43-45]、大气氧含量增加造成的海水氧化扩展^[25-26]等因素致使氧化-还原界线在空间和时间上的不稳定和间歇性浮动^[24,42]。另外,成岩作用及后期改造^[9]也会改变岩层记录的氧化-还原条件,再加上野外采样的岩层位置的影响,导致了对黔中地区沉积氧化-还原条件研究存在争议。

综上,陡山沱期的沉积环境不是一成不变的,伴随着气候条件、海平面升降和海水动力变化,岩石记录了沉积环境的循环。因此,笔者认为,单研究某个矿床沉积时的氧化-还原性质,不能清楚地解释整个成矿背景,需要完善华南地区前寒武纪—寒武纪海水氧化-还原分层研究,以及研究海水分层的演变。然而目前海水分层仍需进行更多研究,尤其是深海缺氧地区的硫化和氧化水体发育状况尚不明确。因此,结合多个地球化学证据,如硫、碳同位素、氧化-还原敏感元素、稀土元素、黄铁矿形态与粒度分析等^[24],明确分层海水发育状况值得深入研究,完善海水分层将为黔中地区前寒武纪—寒武纪海水演化和扬子地台大规模成矿提供理论依据。

2 成矿物质来源

一般认为,磷矿成矿物质来源主要有三个方面:陆源、深部物源、空源(宇宙源)。近年有学者认为成

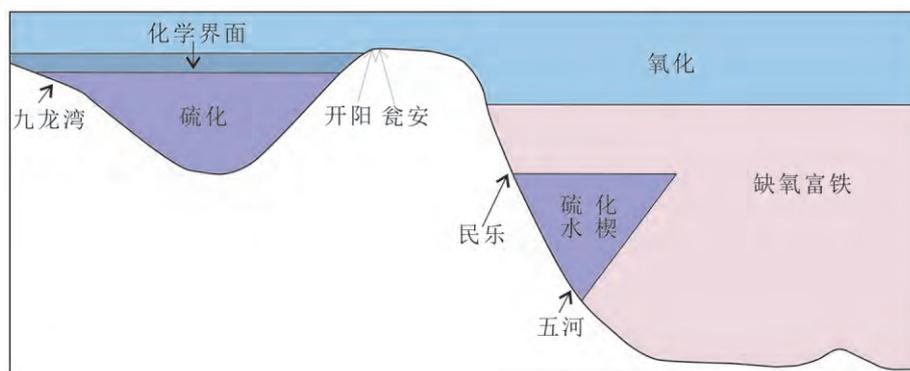


图4 震旦纪陡山沱期华南盆地氧化-还原分层模式^[24]

Fig. 4 The redox stratification model of the South China Basin during Sinian Doushantuo Period

矿物质主要来源于地壳深部^[8,46-47]、陆源风化^[5,47-48]和上升洋流^[4,49];另外,宇宙源、幔源^[38,50-51]、早期冰川^[47-48]也被认为是磷矿成矿物质来源。

一些学者认为磷来源于地壳深部热源。常量元素和微量元素分析表明,瓮安地区磷块岩相对富集 SiO₂ 及 Pb、Zn、Hg、As、Ba 等物质^[8,46]。稀土元素特征表明,无论是稀土元素组合特征还是轻重稀土比值(1.03~1.43),瓮安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(1.03)非常相似;依据稀土元素“相似同源”的基本原理,认为磷来源于同期海底火山喷发物^[8,46]。另外,福泉地区板溪群中变余凝灰岩的 $\omega(\text{P}_2\text{O}_5)$ 平均值比正常沉积岩高出 1.5~3.6 倍;殷科华等认为火山喷发活动使磷质提前进入沉积区为磷块岩沉积提供物源^[47]。

一些学者认为成矿物质来源为陆源碎屑,通过化学风化等作用被输入海洋^[5,16,47-48]。研究表明,磷的原始物源是含磷的陆源碎屑,通过海洋生物富集,形成海底淤泥^[16],在成岩过程中提供富磷孔隙水和海底水,作为凝胶状磷矿的直接来源;另外,环绕扬子海域的康滇古陆的 $\omega(\text{P}_2\text{O}_5)$ 平均值较高,高出背景值的 1.4 倍,这是陆源提供磷的主要依据^[5,47]。

另外,上升洋流来源作为成矿物质来源被部分学者认可。刘宝珺等研究早寒武世风暴磷块岩时,认为风暴活动造成的上升洋流带来富磷海水,为磷质沉积提供物源^[49];碳同位素数据表明,陡山沱早期沉积岩 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 值较低,为负漂移,其原因是上升洋流携带的富¹²C 海水进入浅水区,使得沉积岩中的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 负偏移。同时,上升洋流带来富磷海水,由于生物产量的提高和成磷作用使得磷块岩中 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值较高^[4]。

除以上盛行的观点外,还有学者认为成矿物质来源与南沱冰川有关^[47-48],因为福泉英坪矿段南沱冰碛岩砾岩杂基中的 $\omega(\text{P}_2\text{O}_5)$ 平均值大于 0.1%,高出现代海水 P₂O₅ 含量的 10 000 余倍,也是一个不容忽视的磷质矿源层。还有学者认为物源来自地幔^[38],因为瓮安磷块岩 Nd 模式年龄小于同时期海水平均值、 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 大于同时期海水平均值^[50];此外,瓮安 Pb 同位素兼具幔源、地壳特征,以地幔 Pb 为主要特征^[51],也表明沉积初始物质来自于地幔。

以上诸多学者关于磷质来源众说纷纭,研究方法和证据都是从磷块岩元素地球化学特征分析、矿源层地球化学特征类比得出,为磷物质的来源提供证据。磷矿成矿过程是复杂的,虽然诸多的证据表

明成矿物质来源于深部地幔,但是单一的物质来源并不足以解释成矿过程,所以笔者认为成矿物质的来源不是单方面的,以上几种物质来源都有可能为成矿提供物源。在前寒武纪—寒武纪动荡的地质背景下,这些地球化学证据可以根据类比证明物质来源,但是不能证明成矿物质(尤其是磷)的直接来源,也无法排除任何一种可能的物源。

3 成磷机制

柴华等在前人对磷块岩的分类方法和原则的基础上,结合瓮安磷块岩中砂砾屑、角砾屑、球粒及鲕粒磷块岩广泛发育的特点,对瓮安磷矿床进行结构成因分类,将磷矿床成因分为机械动力成因、化学成因、生物成因以及交代成因;众多学者对成矿作用进行了研究,并提出各家观点^[45]。

3.1 生物成磷作用

海相磷块岩成因研究始于十九世纪中期,1845 年俄国的凯兹尔林格第一次提出了生物成因说,认为磷块岩是由生物遗体分解而成。陡山沱期湘黔磷矿成矿带中的叠层石^[5]及微体化石组合已有发现^[43,52],其有藻类化石^[4]、动物胚胎化石^[53-54],表明优质的磷矿石和矿层的产出均与微生物岩有关。

密文天等^[4]通过地球化学研究发现瓮安磷矿磷块岩富集层以 P₂O₅ 与 CaO 构成的钙磷酸盐矿物为主,均有化石产出,说明陡山沱期生物的繁盛与磷块岩的沉积有一定的联系。生物作用导致了磷块岩中 Cu、Pb、As、Ba 及 Sr 等微量元素的富集^[4,38,41,46],这些元素在瓮安、开阳矿床中都有富集,其中亲硫元素 Pb 表现最为明显^[4,46],高含量的微量元素反映出菌藻类等生物富磷作用。另外,稀土元素中稀土略富集的“帽型”配分模式证明微生物控制磷灰石生成作用,瓮安磷块岩稀土元素配分模式与之一致,表明了微生物对成矿的作用^[4,55-56]。研究表明,陡山沱期海水的碳同位素发生负漂移,磷块岩中的 $\delta^{13}\text{C}$ 平均为 -1.76×10^{-3} ,远低于与之共生的白云岩(0.958×10^{-3}),磷块岩中比白云岩较低的 $\delta^{13}\text{C}$ 值表明碳来源为生物 CO₃²⁻,说明生物与磷块岩成矿密切相关^[4,39,56]。

综上所述,无论主量、微量和同位素数据,都表明微生物与成磷作用之间的密切关系。生物成矿作用有两种方式:一种方式为直接参与成矿,生物体直接固结成磷,死后堆积成矿;其微观上表现为有机体

(主要是蓝藻)产生的胞外聚合物提供了磷酸盐晶体的成核位置并促使聚合颗粒增长,富集的磷可以与金属离子结合,以微生物为中心形成磷酸盐颗粒^[57-58]。另一种方式为间接参与,生物吸收和转化磷物质成矿后,通过环境的改变促使磷沉淀,它主要发生在磷块岩成矿过程的地球化学富集阶段和物理富集阶段,是磷块岩生物成因的重要作用。

然而,也有学者认为磷矿形成与生物并没有直接关系,只是在空间上的重复堆叠。浅海台地边缘滩中藻类丛生的层礁相磷块岩故然很好,而贫藻或无藻的其它地段的磷块岩也依然不^[59];陡山沱组下部地层不含有生物化石,上层中富含多种古生物化石,但上、下矿层均为含磷矿层^[35]。但这些理由都不可否认生物对磷块岩的成矿作用,微生物不是唯一的成矿作用,确是与成磷作用的关系密切相关。

3.2 海相热水沉积作用

常量元素分析表明,瓮安磷矿化学元素组成上相对富集 SiO₂,陆源组分含量低^[46];微量元素分析表明,瓮安、开阳磷块岩富含 Pb、Zn、Hg、As、Ba 等微量元素,以及 $w(\text{Ba})/w(\text{Sr})$ 值为 0.5348, $w(\text{Co})/w(\text{Ni})$ 值 < 1 , $w(\text{U})/w(\text{Th})$ 值 > 1 , 开阳磷矿 $w(\text{La})/w(\text{Ce}) = 0.44 \sim 0.53$ (均小于 1), 以上数据均反映陡山沱组磷块岩形成过程中受到热水沉积作用的影响^[38,41,46]。另外,磷块岩的 $\lg[\text{U}] - \lg[\text{Th}]$ 关系图解(图 5a)和 Fe-Mn-(Ni+Cu+Co) 三角图解(图 5b), 均反映矿区内沉积物与热水沉积作用有

关。石英包裹体也反映了海相热水作用:瓮安地区磷块岩中粗晶硅化岩中的石英包裹体均一温度为 158 °C—172 °C, 也表明形成硅化岩的富 SiO₂ 溶液是较高温度的热水溶液,而在正常沉积界面附近是绝对达不到如此高温度的^[62]。除了以上地球化学证据外,在瓮安磷矿还发现了硅化特征、热水喷发成因的砾屑、球粒或豆粒、局部可见指示热水喷溢喉道特征的管状构造和蜂窝状构造等热水沉积特征^[46]。

以上元素及矿床特征表明,海相热水活动成矿作用的存在。有学者认为热水喷流活动与生物活动彼此联系,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,而繁盛的生物又为磷矿的形成创造了条件^[46]。

3.3 机械成矿作用

叶连俊等认为中国震旦纪、寒武纪“工业磷块岩矿床多直接为物理富集,即冲刷再沉积的产物”^[15]。东野脉兴也认为海相磷块岩主要是机械沉积形成的,内碎屑磷块岩占十分重要的地位,机械沉积形成的磷块岩往往构成大而富的磷块岩矿床,而化学、生物化学及交代作用形成的磷块岩,则常常不构成或不单独构成工业矿床^[63]。Rodinia 超大陆的裂解伴随着海侵作用的发生,对陡山沱期磷块岩形成有重要影响^[64],一方面海侵作用为大洋海底和浅水的交换提供了初始动力,使磷质被携带至浅水地带;另一方面海侵扩大了海水覆盖面,形成的浅水区域是理想的成磷场所。前寒武纪大型矿床的成矿都与海侵

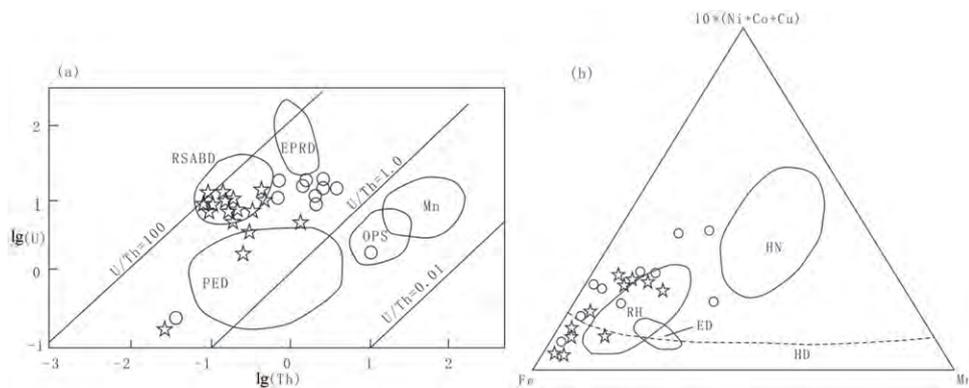


图 5 瓮安、开阳 $\lg[\text{U}] - \lg[\text{Th}]$ 关系图(据文献^[38,60]),
Fe—Mn—(Ni+Cu+Co) 三角图(据文献^[38,61])

Fig. 5 $\lg[\text{U}] - \lg[\text{Th}]$ diagram and Fe-Mn-(Ni+Cu+Co) diagram of We'an and Kaiyang area

EPRD. 东太平洋中脊热水沉积物区; RSABD. 红海热卤水沉积物区;
Mn. 锰结核区; OPS. 远洋沉积物区; PED. 石化喷流沉积物区

ED. 东太平洋中脊热水沉积物区; HN. 水成沉积物区; RH. 红海热卤水沉积区; HD. 热水沉积物区

☆. 瓮安磷块岩; ○. 开阳磷块岩

活动密切相关,海平面波动创造了成矿物质沉淀聚集的环境,并导致沉积环境变化^[65]。瓮安含磷系也不例外,瓮安磷矿岩性组合的韵律性变化表明陡山沱期经历了多期旋回沉积,与海侵作用密切相关,海平面间歇性波动使黔中瓮安地区纵向上具有旋回性特点的磷酸盐岩—碳酸盐岩互层及条带状磷块岩。因此,陡山沱期古海洋海平面的持续波动是磷沉积的重要机制,为磷块岩的形成提供了充分、持续的动力供给^[4,45]。

3.4 化学/生物化学成磷作用

磷是以化学、生物化学两种方式沉淀海底:1)化学沉淀作用发生在浅海地区,富含 P_2O_5 和 CO_2 的洋流上升运移到浅海陆棚,海水温度升高、压强减小, CO_2 逸出,磷酸盐溶解度降低而沉淀下来;2)生物化学成矿作用与藻类等生物密切相关,藻类生物与有机磷结合,当藻类生物沉淀海底后发生分解,有机磷转化成无机磷释放在孔隙水中,导致孔隙水的磷含量增加,到达碳氟磷灰石饱和浓度时发生沉淀^[66],其属于伴随着生物作用发生的成磷作用。磷块岩内凝胶结构和藻类同时存在,表明生物化学成矿作用^[47]。

但是,也有学者对磷酸盐化学成矿作用持反对态度。Baturin 对现代海底磷进行系统调查,没有发现直接从海水中淀出的磷块岩^[66];杨卫东等通过计

算海水的活度积和平衡常数发现: $K \gg Q$,对于平均海水来说,磷酸盐矿物从海水中发生化学沉淀是不可能的(即使富磷海水,磷酸盐矿物从海水中发生化学沉淀也是困难的^[8]);另外,据陈友明等的实验,沉淀单一的磷酸盐矿物需要较高的 $w(P)/w(Ca)$ 值,对于平均海水来讲, $w(P)/w(Ca)$ 值只有 2.77×10^{-4} ,这表明海水磷酸盐矿物的沉淀析出几率较小,故应排除化学成矿对磷块岩形成的作用^[67]。

3.5 成磷机制讨论

海相沉积磷块岩的研究已有多年的历史,关于成磷机制的理论研究,学者们也提出多种成矿作用,但沉积磷块岩的成因仍然是一个颇有争议的问题。

关于黔中地区陡山沱期的磷块岩,主要观点有生物成矿作用、海相热水沉积作用,同时有岩相学证据表明有机成矿作用和生物化学成矿作用存在(表 1)。沉积磷块岩之所以存在着多种成因机制的分歧,主要原因:虽然进行了大量宏观、微观上的研究,例如含磷岩系时空分布、沉积盆地的岩相古地理、矿石主微量元素、稀土元素和同位素地球化学等研究,但缺少对含磷岩系磷酸盐组分内部结构微观上的深入解剖;另外,每种成矿作用的观点只能解释特定环境或背景下的成磷方式,却不能解释其它的成矿作用发生的背景与环境以及相互之间的关系^[15]。

表 1 黔中地区磷块岩成矿机制对比

Table 1 Comparison of phosphorite metallogenic mechanisms in Central Guizhou

成因机制	岩石学证据	化学证据	成矿过程	反对理由
生物成矿作用	生物化石、叠层石	Pb、As、Ba 及 Sr 等微量元素的富集; C、S 同位素数据为负值	生物吸收和转化磷物质成矿,死后堆积成矿;有机质及生物通过改变成矿环境促使成矿	磷矿形成与生物并没有直接关系,只是在空间上的重复堆叠
海相热水沉积	层状、透镜状岩体;粗晶硅化岩、石燧	富含 Pb、Zn、Hg、As、Ba 等微量元素,相对较低的 $w(Sr)/w(Ba)$ 值; $w(La)/w(Ce) = 0.44 \sim 0.53$; 微量元素图解属热水沉积	地壳深部的热水体系在沉积物—水界面发生的沉积和交代作用	
机械成矿作用	内碎屑磷块岩;磷矿岩性组合的韵律性变化		海侵提供深浅海的物质交换动力,海水震荡海平面波动使磷沉积成矿	
化学成因作用	胶结物		CO_2 逸出,磷酸盐溶解度降低沉淀;生物结合有机磷转化为无机磷在孔隙水中沉淀	极低的 $w(P)/w(Ca)$ 值和 $K \gg Q$,表明磷酸盐不太可能从海水中直接沉淀

由于许多磷灰石,不管是生物成因、化学成因、或者是胶体化学成因,它们通常以(超)微细粒集合体的形式产出,偏光显微镜下都呈均质特征^[68],所以,磷块岩成因研究必须引入现代先进的测试分析手段。因此,从微观角度研究磷块岩内部结构,利用电子探针(EPMA)、扫描电镜(SEM)、电子显微镜(AEM)、NanoSIMS等技术手段,从微观水平上研究磷酸盐组分的微区成分、显微结构、沉积富集形态等,对解释微观沉积过程、探讨磷块岩成矿作用和成矿过程,将会是一个极大的突破。

4 成矿模式探讨

有关磷块岩的成矿理论最先由俄罗斯学者卡查科夫提出“上升洋流成矿说”,其基本点是:①气候干旱和低纬度的辐散洋流上升地区是最有利的成磷地带,其一边是与大洋相连的深海盆地,另一边为低缓的陆地;②这种地区在北半球为大陆的西岸和北岸,在南半球为大陆的西岸和南岸。上升洋流并没有被大多数人接受,因为它没有解决磷块岩堆积的具体地点及其构造—古地理环境问题。不过,“上升洋流成矿说”仍被一些学者(东野脉兴^[14],邓小林等^[16],密文天等^[4])认同。

东野脉兴学者致力于新元古代—寒武纪磷块岩成矿研究,曾提出黔中地区陡山沱期磷块岩成矿位置为鄂西—黔中陆缘坻^[3],这在古地理重建上与其他学者鲜有一致。东野脉兴^[14]提出的“上升洋流成矿说”认为,来自东南部深海的上升洋流携带大量营养物质,越过江南隆起带到达鄂西—黔中拗陷带,洋流流速减慢并分成两支海流向鄂西—黔中拗陷带的两端侵进;由于洋流流速减慢,海水深度变浅、藻类微生物等均有利于磷酸盐的沉淀,在动荡的海水、丰富的生物、海相热水等作用下沉积成磷,使得整个拗陷带普遍形成磷酸盐地层,并在拗陷带的相对凹陷部位形成大规模的工业磷块岩矿床。

张亚冠等^[17]、陈国勇等^[69]通过黔中地区磷块岩的岩矿学、地层对比、沉积相总结,基于岩相古地理的研究提出了“沉积—成岩成矿模式”,认为陡山沱期海平面的频繁进退使临滨带已沉积的磷块岩遭受多期次的冲蚀、暴露、淋滤、胶结及磷质再沉积作用;通过物理分选作用和风化淋滤作用最终使磷质聚集,是黔中地区富磷矿形成的主要原因。

综上所述,“鄂西—黔中陆缘坻”解释了陡山沱

期扬子地台大型成矿带的磷矿成矿模式,却没有解释高磷品位的瓮安、开阳与陆缘坻内其它低磷甚至贫磷地区的区别;“沉积—成岩成矿模式”基于黔中隆起的古地理位置研究,以此结合上升洋流成矿模式解释比较合理,对于古地理重建也有一定的意义,但是主要集中于成岩作用的研究,对沉积作用没有作出解释。因此,对于黔中地区磷矿的“成矿模式”仍然有待研究。

5 结语

通过总结分析黔中地区陡山沱期磷矿床,其主要有以下特点:1)成矿古地理位置多认为是在水下高地边缘和浅滩等场所,古环境氧化—还原条件是变化的,矿床地球化学数据表明不一样的结果;2)成矿物质来源存在多种观点,主要有陆源、深部来源、上升洋流,还有其他学者认为来自早期冰川、地幔;3)成矿机制表现为多种成矿作用共存,主要有生物成磷作用、海相热水沉积作用、机械成磷作用及化学/生物化学成磷作用;4)成矿模式目前主要提出“上升洋流成矿模式”和“沉积—成岩成矿模式”两种。

黔中磷块岩的研究,只有在结合成矿背景、成矿物质来源和成矿机制等研究的基础上,才能更好地解释矿床成因,构建成矿模式。从目前的研究现状来看,黔中磷块岩的沉积环境演化、成矿物质来源、成磷作用仍然是研究的焦点;还没有系统完善的成矿模式来解释黔中陡山沱期磷矿的形成过程。基于此,笔者提出以下几点个人建议:

(1)由于黔中陡山沱期的沉积环境是剧烈变化的,伴随着气候条件、海平面升降和海水动力的变化,因此,明确分层海水发育状况值得深入研究,完善海水分层将为黔中地区前寒武纪—寒武纪海水演化和成磷作用提供理论依据。关于物质来源,示踪P元素来源的地球化学方法,即将为成矿物质(磷质)来源提供直接的依据。

(2)关于黔中磷块岩成磷机制,仍然有不同的观点,之所以存在分歧,是因为没有解释各种成矿作用在沉积—成岩过程中相互之间的关系,也缺少对含磷岩系磷酸盐组分内部结构微观上的深入剖析。因此,除了地球化学特征的研究外,从微观角度,采用最新的研究方法,研究磷酸盐组分的微区成分、显微结构、沉积富集形态等,可解释微观沉积过程、探讨成矿作用及其相互关系,为整体把握和研究成矿模

式提供有效的理论依据。

(3)迄今为止,对于黔中沉积磷块岩仍然没有统一、完善的成矿模式,要构建成矿模式,必须在充分研究成矿古地理环境的基础上,结合物源、成磷机制等因素进行讨论。因此,如何在已有的研究结果上,采取新的研究方法,从沉积背景、成矿物质来源、沉积作用、成岩作用着手,构建完整的海相沉积磷块岩的成矿模式,值得今后深入研究和探讨。

参考文献:

- [1] 方元. 铈矿湿法制取高纯铈的研究[J]. 贵州化工, 2000, 25(4): 1-4.
- [2] 东野脉兴. 扬子地块陡山沱期与梅树村期磷矿区域成矿规律[J]. 化工矿产地质, 2001, 23(4): 193-209.
- [3] 东野脉兴. 海相磷块岩成因理论的沿革与发展趋势[J]. 化工地质, 1992, 14(3): 3-71.
- [4] 密文天, 林丽. 贵州瓮安陡山沱组含磷岩系沉积序列及磷块岩的形成[J]. 沉积与特提斯地质, 2010, 30(3): 46-52.
- [5] 王砚耕, 朱士兴. 黔中陡山沱时期含磷地层及磷块岩研究的新进展[J]. 中国区域地质, 1984(1): 135-135.
- [6] Nathan Y, Lucas J. Experiments on the direct precipitation of apatite in sea water; implication in the genesis of phosphorites[J]. Chemical Geology, 1976, 18(3): 181-186.
- [7] 区域地质局区域地质测量大队. 贵州省区域地质志[M]. 北京: 地质出版社, 1982.
- [8] 杨卫东, 肖金凯, 于炳松, 等. 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: 106.
- [9] 单满生. 震旦系陡山沱组磷块岩的成岩作用和成岩环境[J]. 吉林大学学报: 地球科学版, 1987, 17(2): 169-176.
- [10] 张国伟, 郭安林, 王岳军, 等. 中国华南大陆构造与问题[J]. 中国科学: 地球科学, 2013, 43(10): 1553-1582.
- [11] 舒良树. 华南构造演化的基本特征[J]. 地质通报, 2012, 31(7): 1035-1053.
- [12] 曹瑞骥, 唐天福, 薛耀松, 等. 扬子区震旦纪含矿地层研究[C]//中国科学院南京地质古生物研究所. 扬子区上前寒武系, 南京: 南京大学出版社, 1989: 1-94.
- [13] 薛耀松, 唐天福, 俞从流. 扬子地台晚震旦世古地理轮廓和古气候分析[C]//叶连俊等著. 生物成矿作用研究, 北京: 海洋出版社, 1993: 7-18.
- [14] 东野脉兴. 上升洋流与坳陷带[J]. 化工矿产地质, 1996, 18(3): 156-162.
- [15] 叶连俊, 陈其英, 赵东旭, 等. 中国磷块岩[M]. 北京: 科学出版社, 1989: 339.
- [16] 邓小林, 姚超美, 王吉平, 等. 扬子地区磷矿成矿规律[J]. 化工矿产地质, 2009, 31(1): 1-12.
- [17] 张亚冠, 杜远生, 陈国勇, 等. 黔中开阳地区震旦纪陡山沱期富磷矿沉积特征与成矿模式[J]. 古地理学报, 2016, 18(4): 581-594.
- [18] 何熙琦, 肖加飞, 王尚彦, 等. 黔中隆起研究[J]. 贵州地质, 2005, 22(2): 15-21.
- [19] 吴祥和, 韩至钧, 蔡继锋, 等. 贵州磷块岩[M]. 北京: 地质出版社, 1999: 130.
- [20] 叶连俊, 陈其英, 刘魁梧. 工业磷块岩物理富集成矿说[J]. 沉积学报, 1986, 4(3): 1-22.
- [21] 陈其英, 封兰英. 黔中沉积磷灰石的硫碳同位素及其地质意义[J]. 岩石学报, 1996, 12(4): 594-597.
- [22] 赵东旭. 震旦纪陡山沱组的碎屑磷块岩[J]. 岩石学报, 1986, 2(3): 66-76.
- [23] 王泽鹏, 张亚冠, 杜远生, 等. 黔中开阳磷矿沉积区震旦纪陡山沱期定量岩相古地理重建[J]. 古地理学报, 2016, 18(3): 399-410.
- [24] 王林, 华南埃迪卡拉纪陡山沱期古海洋环境的氧化-还原特征[D]. 北京: 中国地质大学(北京), 2012: 1-108.
- [25] Haifeng Fan, Xiangkun Zhu, Hanjie Wen, et al. Lianjun Feng. Oxygenation of Ediacaran Ocean recorded by iron isotopes[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2014, 140: 80-94.
- [26] Han Tao, Fan Haifeng. Dynamic evolution of the Ediacaran ocean across the Doushantuo Formation, South China [J]. Chemical Geology. 2015, 021: 261-272.
- [27] Reinhard C T, Raiswell R, Scott C, et al. A Late Archean Sulfidic Sea Stimulated by Early Oxidative Weathering of the Continents [J]. Science, 2009, 326: 713-716.
- [28] Johnston D T, Poulton S W, Dehler C. An emerging picture of Neoproterozoic ocean chemistry; Insights from the Chuar Group, Grand Canyon, USA [J]. Earth and Planetary Science Letters, 2010, 209: 64-73.
- [29] Poulton S W, Canfield D E. Ferruginous Conditions: A Dominant Feature of the Ocean through Earth's History [J]. Elements, 2011, 7: 107-112.
- [30] Jiang G, Shi X, Zhang S, et al. Stratigraphy and paleogeography of the Ediacaran Doushantuo Formation (ca. 635~551 Ma) in South China [J]. Gondwana Research, 2011, 19: 831-849.
- [31] Xiao S M, Fadden K A, Peek S, et al. Integrated chemostratigraphy of the Doushantuo Formation at the northern Xiaofenghe section (Yangtze Gorges, South China) and its implication for Ediacaran stratigraphic correlation and ocean redox models [J]. Precambrian Research, 2012, 192-195: 125-141.
- [32] 吴凯, 马东升, 潘家永, 等. 贵州瓮安磷矿陡山沱组地层元素地球化学特征[J]. 华东理工大学学报, 2006, 29(2): 108-114.
- [33] 解启来, 陈多福, 漆亮. 贵州瓮安陡山沱组磷块岩的稀土元素地球化学特征与沉积古环境[J]. 矿物学报, 2003, 23(4): 289-295.
- [34] Xie Qilai, Chen Duofu, Qi Liang, et al. Re-evaluation of Geochemistry of Doushantuo Phosphorites and Paleoenvironmental Changes in Weng'an Area, South China [J]. Acta Mineralogica Sinica, 2003, 23(4): 289-295.
- [35] Chen Duo Fu, Dong Wei Quan, Qi Liang, et al. Possible REE constraints on the depositional and diagenetic environment

- ment of Doushantuo Formation phosphorites containing the earliest metazoan fauna [J]. *Chemical Geology*, 2003, 201: 103-118.
- [36] Muscente A D, Hawkins A D, Xiao S. Fossil Preservation Through Phosphatization and Silicification in the Ediacaran Doushantuo Formation (south China): a Comparative Synthesis [J]. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 2014, 434(15): 46-62.
- [37] 储雪蕾, 封兰英, 陈其英. 贵州开阳晚震旦世磷块岩的硫同位素组成及意义[J]. *科学通报*, 1995, 40(2): 148-150.
- [38] 施春华. 磷矿的形成与 Rodinia 超大陆裂解与生物爆发的关系—以瓮安、开阳、织金磷矿床为例[D]. 贵阳: 中国科学院研究生院(地球化学研究所), 2005: 1-108.
- [39] 张同钢, 储雪蕾, 张启锐, 等. 陡山沱期古海水的硫和碳同位素变化[J]. *科学通报*, 2003, 48(8): 850-855.
- [40] 殷纯嘏, 张昀. 贵州瓮安新元古代陡山沱组磷块岩中的有机化合物[J]. *北京大学学报(自然科学版)*, 1997, 35(4): 509-517.
- [41] 邓克勇, 吴波, 罗明学, 等. 贵州开阳双山坪陡山沱组磷块岩地球化学特征及成因意义[J]. *地质与勘探*, 2015, 51(1): 123-132.
- [42] 袁训来. 新元古代陡山沱期瓮安生物群研究概况[J]. *微体古生物学*, 1999, 16(3): 281-286.
- [43] 张海. 上扬子区震旦系层序地层格架及其古地理背景演化[D]. 北京: 中国地质大学(北京), 2006: 1-52.
- [44] 柴华, 武景龙, 密文天, 等. 贵州瓮安陡山沱组磷块岩岩石学特征及分类[J]. *西部资源*, 2014(1): 158-161
- [45] 蒋干清, 张世红, 史晓颖. 华南埃迪卡拉及陡山沱盆地氧化界面的迁移与碳同位素异常[J]. *中国科学: D 辑*, 2008, 38(12): 1481-1495.
- [46] 郭庆军, 杨卫东, 刘从强, 等. 贵州瓮安生物群和磷矿形成的沉积地球化学研究[J]. *矿物岩石地球化学通报*, 2003, 22(3): 11-17.
- [47] 殷科华, 金华英, 叶德书, 等. 福泉磨坊晚震旦世磷块岩矿床地质特征及沉积环境[J]. *化工矿产地质*, 2007, 29(4): 215-221.
- [48] 吴昌炽, 熊荣廉, 向林娥, 等. 湖南西北部晚震旦世早期磷块岩沉积岩相古地理特征及其成矿作用[C]// 第五届国际磷块岩讨论会论文集 2, 北京: 地质出版社, 1984.
- [49] 刘宝珺, 许效松, 罗安屏, 等. 中国扬子地台西缘寒武纪风暴事件与磷矿沉积[J]. *沉积学报*, 1987, 5(3): 28-39.
- [50] 杨杰东, 孙卫国, 王银喜. 云南晋宁梅树村剖面前寒武系—寒武系界线化石 Sm-Nd 同位素年龄测定[J]. *中国科学: B 辑*, 1992, 25(3): 222-327.
- [51] 陈多福, 陈光谦, 陈先沛. 贵州瓮福新元古代陡山沱组磷矿床铅同位素特征及来源探讨[J]. *地球化学*, 2002, 31(1): 49-54.
- [52] Xiao Shuhai, Zhou Chuanming, Liu Pengju, et al. Phosphatized acanthomorphic acritarchs and related microfossils from the Ediacaran Doushantuo Formation at Wen'an (South China) and their implications for biostratigraphic correlation [J]. *Journal of Paleontology*, 2014, 88: 1-67.
- [53] Igisu M, Komiya T, Kawashima M, et al. Ftir Microspectroscopy of Ediacaran Phosphatized Microfossils From the Doushantuo Formation, Weng'an, South China [J]. *Gondwana Research*, 2014, 4(25): 1120-1138.
- [54] 叶琴, 童金南, 安志辉, 等. 湖北宜昌樟村坪埃迪卡拉纪陡山沱组磷酸盐化微体化石组合[J]. *古生物学报*, 2015, 54(1): 43-65.
- [55] Patricia G L, Feist R, Albarede F. Rare earth elements in old biogenic apatites [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1993, 57(11): 2507-2514.
- [56] 陈其英, 陈孟莪, 李菊英. 沉积磷灰石形成中的生物有机质因素[J]. *地质科学*, 2000, 35(3): 316-324.
- [57] 梁天佑, 常安之, 张民堂, 等. 细晶磷灰岩结构特征及成因机理的研究[J]. *吉林大学学报: 地球科学版*, 1984, 14(3): 35-43.
- [58] She Z, Strother P, McMahon G, et al. Terminal Proterozoic Cyanobacterial Blooms and Phosphogenesis Documented By the Doushantuo Granular Phosphorites I: in Situ Micro-analysis of Textures and Composition [J]. *Precambrian Research*, 2013, 235: 20-35.
- [59] 周茂基, 盛章琪. 贵州晚震旦世陡山沱期磷块岩的岩相古地理[J]. *地质学报*, 1981(4): 297-307.
- [60] Bostrom K. Genesis of ferromanganese deposits diagnostic criteria for recent and old deposits[C]// Rona P A. *Hydrothermal Processes at Seafloors Spreading Center*, New York: Pleum Press. 1979: 473-483.
- [61] Crerar D A. Manganiferous cherts of the Franciscan. Assemblage; General geology, ancient and modern analogues and implications for hydrothermal convection at oceanic spreading centers[J]. *Economic Geology*, 1982, 77: 519-540.
- [62] Chen Nansheng. The hydrothermal metasomatic cherts in late Sinian Doushantuo Format ionphosphorites, North Guizhou, China[C]// IAS international symposium on sedimentology related to mineral deposits (Abst ract), July 3—Augst 4, 1988, Beijing, China.
- [63] 东野脉兴. 海相磷块岩的成因与分类[J]. *化工地质*, 1980(2): 36-59.
- [64] Shen Yanan, Manfred Schidlowski, Chu Xuelei. Biogeochemical approach to understanding phosphogenic events of the terminal Proterozoic to Cambrian [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2000, 158: 99-108.
- [65] 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: 76-437.
- [66] Baturin G N, Bezrukov P. Phosphorite on the Sea-floor and Their Origin [J]. *Marine Geology*, 1979, 31: 317-332.
- [67] 陈友明. 关于 CO₃²⁻ 进入磷灰石矿物的条件和范围的实验研究[C]// 第五届国际磷块岩讨论会论文集, 北京: 地质出版社, 1984: 389.
- [68] 刘世荣. 织金新华磷矿成矿作用的微束分析研究[D]. 贵阳: 中国科学院地球化学研究所, 2008.
- [69] 陈国勇, 杜远生, 张亚冠, 等. 黔中地区震旦纪含磷岩系时空变化及沉积模式[J]. *地质科技情报*, 2015, 34(6): 17-25.

Discuss on the present situation of mineralization research of Wong'an, Kaiyang Sinian Doushantuo Period phosphorite in Central Guizhou

YANG Haiying^{1,2}, XIAO Jiafei¹, LI Yantao¹, HE Jingyang^{1,3}

(1. *Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550082, China;*

2. *University of Chinese, Academy of Sciences, Beijing Huairou 101408, China;*

3. *China University of Geosciences, Beijing 100083*)

Abstract: Large-scale phosphogenic events occur at Yangtze Platform during Sinian Doushantuo Period with widely developed phosphorite and carbonate rocks. Phosphorite in the Central Guizhou and The West Hubei province occur as gigantic phosphorus ore deposit and represent the earliest phosphogenic event in the earth history. Paleogeographic environment, material source, genetic mechanism, phosphogenic model are described in the paper to discuss the present situation of genetic study of phosphorite and analyze the ambiguity so as to orient the model building and put forward the study method. The study of phosphorite of Central Guizhou focus on the following aspects: (1) redox conditions of sedimentary environment, redox-stratification patterns in seawater; (2) material source. There are multiple viewpoints about the origins but none of them can give evidence to exclude the others and none gives direct evidence of phosphorus origin; (3) phosphogenesis. There are multiple viewpoints about phosphogenesis, such as biological mineralization, hydrothermal mineralization, mechanical mineralization, chemical/biochemical mineralization but relationship among them are ambiguous; there are several genetic models such as “upwelling sea water flow model” and “sedimentation-diagenesis model” which all need to be perfected. Therefore, how to conduct our research about paleogeographic environment, the origins of metallogenetic materials and genetic mechanisms with new technique needs further discussion. Establishing a complete phosphogenic model will play a vital role in metallogenetic system discussion of Yangtze platform and phosphorite prospecting in the area.

Key Words: Doushantuo Formation; paleogeographic environment; metallogenetic process; metallogenetic model; Central Guizhou