第 27 卷 第 5 期
2025 年 10 月

古 地 理 学 报
JOURNAL OF PALAEOGEOGRAPHY（Chinese Edition）

Vol. 27 No. 5
Oct. 2025

文章编号：1671-1505(2025)05-1081-23 **DOI**:10.7605/gdlxb.2025.091

基于“磷酸盐工厂”的磷矿沉积学研究：以黔中地区埃迪卡拉系陡山沱组磷矿为例*

杜远生[1] 郭 华[1] 张亚冠[1] 刘建中[2] 王泽鹏[3]
吴文明[3] 陈国勇[2] 赵 征[4] 邓 超[5]

1 中国地质大学（武汉），湖北武汉 430074
2 贵州省地质矿产勘查开发局，贵州贵阳 550004
3 贵州省地质矿产勘查开发局 105 地质队，贵州贵阳 550018
4 贵州省地质矿产勘查开发局 104 地质大队，贵州都匀 558000
5 贵州省地质矿产勘查开发局 115 地质大队，贵州清镇 551400

摘 要 贵州黔中地区是中国埃迪卡拉（震旦）系陡山沱组富磷矿的重要矿集区，为了揭示黔中地区陡山沱组磷矿的成矿地质条件、矿床地质特征和成矿地质作用过程，以矿产沉积学的思想为主导，以“磷酸盐工厂”的理论为基础，通过含矿岩系的岩石学、沉积相和古地理等手段进行系统研究。研究表明，黔中地区陡山沱组原生磷矿以内碎屑（包括砂屑、砾屑、粉屑）磷矿为主，含少量鲕粒状磷矿、生物颗粒或球粒磷矿及叠层石磷矿。矿石填隙物包括胶结物和基质，其中胶结物为围绕磷质颗粒增生的磷灰石胶结物和孔隙内的白云石胶结物，基质为黏土质。次生磷矿包括渣土状、土状—半土状磷矿和碎裂及硅化磷块岩。古地理研究表明磷矿主要形成于黔中古陆北部、东部边缘的无障壁海滩沉积环境，局部发育磷质叠层石为特色的潮坪。磷矿层位（A 矿层和 B 矿层）受 2 期海侵—海退旋回制约。黔中埃迪卡拉（震旦）纪陡山沱组富磷矿经历了初始成矿作用、波浪簸选富集成矿、淋滤富集成矿三阶段成矿过程，在此基础上建立了陡山沱组磷矿无障壁海滩的成矿模式。

关键词 磷矿 磷酸盐工厂 矿产沉积学 埃迪卡拉（震旦）纪 贵州省

第一作者简介 杜远生，男，1958 年生，中国地质大学（武汉）教授，博士生导师，主要从事沉积地质学研究。E-mail：duyuansheng126@126.com。

中图分类号：P588.24⁺4 **文献标志码**：A

Sedimentological study of phosphorite deposits based on “Phosphate Factory” model: a case study of the Ediacaran Doushantuo Formation phosphorites in central Guizhou Province, China

DU Yuansheng[1] GUO Hua[1] ZHANG Yaguan[1] LIU Jianzhong[2] WANG Zepeng[3]
WU Wenming[3] CHEN Guoyong[2] ZHAO Zheng[4] DENG Chao[5]

1 *China University of Geosciences* (*Wuhan*), *Wuhan* 430074, *China*

* 部省合作试点项目（编号：2023ZRBSHZ060）和贵州省毕节地区磷矿调查评价项目联合资助。[Co-funded by Ministry of Natural Resources-Guizhou Province Pilot Cooperation Project (No. 2023ZRBSHZ060) and Phosphate Ore Survey and Evaluation Project in Bijie Region, Guizhou Province]

收稿日期：2025-04-13 改回日期：2025-05-30

2 *Bureau of Geology and Mineral Exploration Development of Guizhou Province*, *Guiyang* 550004, *China*
3 *Geological Brigade* 105, *Bureau of Geology and Mineral Exploration Development of Guizhou Province*, *Guiyang* 550018, *China*
4 *Geological Brigade* 104, *Bureau of Geology and Mineral Exploration Development of Guizhou Province*, *Guizhou Duyun* 558000, *China*
5 *Geological Brigade* 115, *Bureau of Geology and Mineral Exploration Development of Guizhou Province*, *Guizhou Qingzhen* 551400, *China*

Abstract The Ediacaran (Sinian) Doushantuo Formation in the central Guizhou Province represents a significant phosphorite metallogenic province hosting high-grade phosphate deposits in China. To elucidate the metallogenic geological conditions, deposit characteristics, and mineralization processes of the Doushantuo Formation phosphorites in the central Guizhou region, based on the principles of ore sedimentology and "Phosphate Factory" model, this study systematically investigates the phosphorite-bearing series through an integrated analysis of petrology, sedimentary facies and palaeogeography. Our research indicates that the primary phosphorites of the Doushantuo Formation in central Guizhou are dominated by intraclastic phosphorites (including sandy, gravelly, and silty intraclasts), with minor amounts of oolitic, peloidal, bioclastic, and stromatolitic phosphorites. The phosphorite ores are primarily characterized by phosphatic cement overgrowths and dolomitic cements in the pore, with subordinate clay matrix infillings. Secondary phosphorites include earthy to semi-earthy varieties, as well as brecciated and silicified phosphorites. Palaeogeographic studies reveal that the phosphorites mainly formed in an open beach environment along the northern and eastern margins of the central Guizhou Oldland, with localized development of stromatolitic phosphorites in tidal flat settings. The phosphorite horizons (Phosphorite-A and Phosphorite-B) are controlled by two transgressive-regressive cycles. The high-grade phosphorites in the Ediacaran (Sinian) Doushantuo Formation of central Guizhou underwent a three-stage mineralization process: initial phosphate precipitation, wave-winnowing concentration, and secondary leaching enrichment. Based on this framework, we propose an open-shoreline mineralization model for the Doushantuo phosphorites.

Key words phosphorite, phosphate factory, ore sedimentology, Ediacaran (Sinian), Guizhou Province

About the first author DU Yuansheng, born in 1958, is a professor and Ph.D. supervisor of China University of Geosciences (Wuhan). He is mainly engaged in the researches of sedimentary geology. E-mail: duyuansheng126@126.com.

磷是一种生命活动必需元素，不仅是 DNA 分子的重要组成元素，同时对生物细胞内的能量转换有重要作用（Föllmi，1996；Filippelli，2011）。沉积型磷块岩是地壳中富磷元素的主要载体，其 P_2O_5 含量一般大于 18%（Gleen *et al.*，1994），其中主要的富磷矿物为自生碳氟磷灰石。磷矿床不仅是制造农业化肥的最主要原料，而且可被用于洗涤剂、食品产业及电子工业制造，因此磷矿是一种具有极高工业价值的不可再生资源。

中国磷矿床资源丰富，主要分布于湖北（震旦纪襄阳磷矿）、贵州（震旦纪开阳磷矿）、云南（寒武纪昆阳磷矿）（俗称"三阳开泰"），以及四川等地，4 个省份磷矿储量约占全国磷矿储量的 80%以上。但中国的磷矿品位偏低，品位 30%以上的富磷矿仅分布于黔中（开阳—瓮安）一带的埃迪卡拉（震旦）系陡山沱组中。

对于中国埃迪卡拉（震旦）纪—寒武纪磷矿，许多学者对其磷质来源、成矿机理、沉积环境、成矿模式、成矿规律进行了研究。目前普遍认为磷块岩主要形成于生物成磷作用，即生物作用对海水中磷质的吸附或粘结、富集间接形成磷块岩，磷块岩大多形成于潮坪、潮道、台地等滨岸环境（朱士兴和王砚耕，1983；陈其英和郭师曾，1985；赵东旭，1986，1988；叶连俊等，1989；杨卫东和曾允

孚，1990；吴祥和等，2000；密文天等，2009；张伟等，2015）。这些研究主要集中于初始成磷作用研究，对初始成磷作用之后磷的富集成矿作用和成矿机理关注不够。由中国地质大学（武汉）与贵州省地质矿产勘查开发局 105、115、104 地质队组成的磷矿产学研研究团队，自 2013 年以来对黔中开阳、瓮安、福泉、息烽、遵义、丹寨一带震旦系陡山沱组磷矿进行了系统研究，取得了磷矿、尤其是富磷矿找矿的重大突破，2023 年获得自然资源科学技术二等奖。在前期研究的基础上，以磷矿矿产沉积学（杜远生等，2020）的思想为指导，以“磷酸盐工厂”的理论为基础，总结黔中震旦系陡山沱组磷矿的岩石组成、沉积相和古地理，建立磷矿形成的成矿模式，探索磷矿的三阶段成矿过程和成矿机理，为黔中磷矿及华南类似磷矿的找矿勘探和预测提供科学依据。

1　磷酸盐工厂的概念与方法体系

现代沉积型磷块岩研究通常基于对“大洋磷循环”系统模式的模拟和解释，探索海洋中磷块岩的磷质来源、成磷作用、分布规律，进而探究磷块岩的成矿模式。地质历史时期海洋中大规模成磷作用是事件性的，巨量磷灰石的沉积一般与突发的大洋磷循环有关。全球性成磷事件往往与气候突变、大氧化事件及生命演化等存在密切的耦合关系（密文天，2010；Pufahl and Hiatt，2012；Pufahl and Groat，2017；杜远生等，2020；张亚冠等，2020）。

海洋中磷质的主要来源为陆源碎屑风化，输入途径包括地表径流输入、风力传输和地下径流。海水中磷酸盐的沉降、自生磷灰石的形成依赖于海水氧化还原条件、生物化学属性以及生物沉降过程，它们促使磷酸盐在孔隙水中达到饱和而沉淀。“磷酸盐工厂”（Pufahl and Groat，2017）是对现代和地史时期大规模成磷作用的理论解释，既包括磷的物质来源、初始聚磷作用，也包括初始富磷沉积的再改造、富集、最终形成磷矿床的全部过程，即“磷酸盐工厂”的原料（磷的来源和聚磷作用）、元器件（磷矿的结构组分）和产品（磷块岩矿层或矿体）。

1.1　磷的来源

海洋中的磷主要来自于地表风化的产物。与陆源磷质输入相比，海底热液和火山活动对海洋中磷的贡献微不足道。即便是在海底火山活动带或热液喷口附近的富磷沉积物，其中的磷也是海水中的磷质被铁、锰氧化物吸附形成，而不是热液所带来的磷质（Baturin，1990；Ruttenberg，1992；Berner，1993）。

陆表风化输入到海洋的磷质产物主要分为 4 种：溶解的无机磷、溶解的有机磷、微粒无机磷和微粒有机磷。海洋中的磷包括能被生物利用进入海洋生物圈循环的活性磷和以悬浮态无机微粒的形式存在的非活性磷（Baturin，1982；Compton *et al.*，2000）。活性磷是海洋生命繁殖和演化所需的物质基础，是大洋初级生产力的限制因素。活性磷主要为海洋中溶解的无机磷（正磷酸盐，$H_2PO_4^-$、HPO_4^{2-}、PO_4^{3-}），也包括少量溶解的有机磷、氢氧化物吸附的磷及碳酸盐结合磷。非活性磷主要是陆地输入的多以悬浮态无机微粒的形式存在的磷，包括陆源碎屑磷和铁、锰氢氧化物、黏土吸附磷（Delaney，1998）。非活性的碎屑磷大都赋存于矿物晶格中，难以释放迁移并被生物循环利用，所以碎屑磷质成分一般难以进入生物圈循环（Compton *et al.*，2000）。

进入海洋的活性磷一般不会直接在浅水海岸沉积，而是被海洋表层生物利用进入生物圈循环，并以有机质的形式沉降到深海，或是氧化降解形成可溶解的无机磷酸盐。这些磷在深海形成巨大磷库，深部富磷的海水再由上升洋流携带重新进入浅水透光带，进入海洋生物圈循环重复利用（Compton *et al.*，2000），仅有少部分磷酸盐通过有机质埋藏或无机沉降形成自生磷质矿物被固定在沉积物中。

大部分非活性磷分散在碎屑颗粒中直接沉降于深海或陆架边缘。河口或近陆架附近很难形成自生磷灰石沉积（Filippelli，2011），但也有部分悬浮态的无机形成磷的络合物（如铁氢氧化物和黏土络合物）沉积在海陆交互环境。受氧化还原或海水盐度的变化影响，被吸附的悬浮态磷同样有部分解吸附释放形成溶解的磷（即活性磷）进入生物圈（Filippelli，2011）。

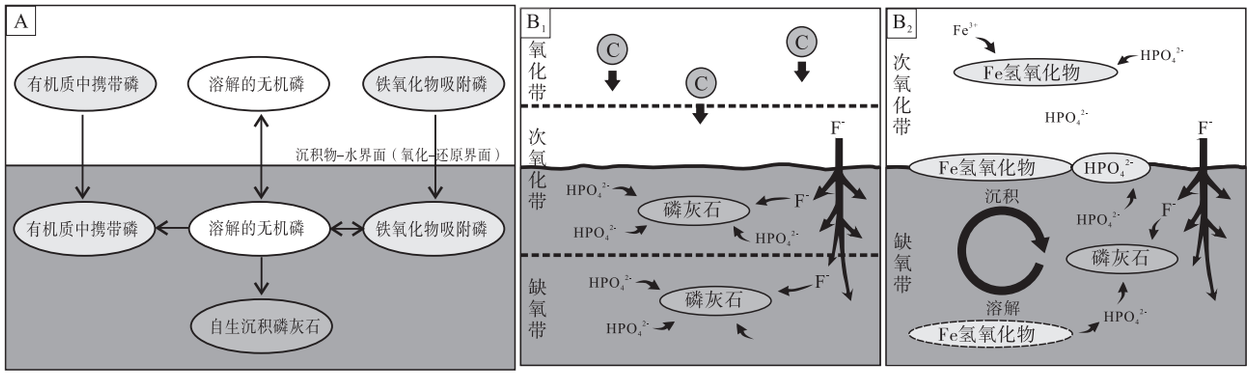
1.2　聚磷作用

聚磷作用是指海洋中的磷在适合的物理化学条件下聚集的过程。陆表风化的磷，尤其是活性磷首先进入浅层海水，作为大洋生产力的主要营养物质进入有机质，并最终沉入深水海底，或者氧化降解

形成可溶解的无机磷酸盐。因此表层海水是消耗磷的过程，海水表面磷的聚集接近于零。伴随有机质循环反复进入深水及海底，深水逐渐形成聚磷过程，形成深水“磷库”（Compton *et al.*, 2000）。深水区磷的聚集与海水年龄有关，更年轻的大洋（如大西洋）深水含磷总量比古老的大洋（如太平洋）低 40%（Benitez-Nelson *et al.*, 2004）。

深部富磷海水需要通过一种特殊的作用重新进入浅水透光层，被海洋生态系统再次利用，达到“磷酸盐工厂”的海水条件，并通过生物化学形式形成富磷沉积物。目前“上升洋流学说”是深海磷库的磷如何到达氧化还原界面附近、并导致聚磷形成巨量磷灰石富集的主流学说。现代上升洋流发育的地区如纳米比亚海岸、智利—秘鲁海岸、加利福尼亚海湾及阿拉伯海，均存在成磷事件（Goldhammer *et al.*, 2010；Filippelli, 2011）。地质历史时期世界各地磷块岩的成因，如中东和北非（摩洛哥、约旦、埃及和突尼斯等国家及地区）晚白垩世磷矿床、阿根廷新元古代晚期 2 次成磷事件均利用上升洋流来解释，即上升洋流携带深部富磷海水进入浅水海岸，在生物化学作用或其他地球化学作用下使磷质在浅水海岸进一步聚集形成磷块岩沉积（Abed and Abdalla, 1998；Pufahl *et al.*, 2003；Baioumy *et al.*, 2007；Gómez-Peral *et al.*, 2014）。聂文明等（2006）和 Gao 等（2018）通过对华南埃迪卡拉系（震旦系）陡山沱组及灯影组含磷矿层碳同位素研究认为，含磷矿层伴随富 ^{12}C 深部海水通过上升洋流导致的碳同位素负漂，证明了新元古代末期扬子板块成磷事件为上升洋流成磷模式。Pufahl 和 Groat（2017）将上升流成磷系统划分为大陆边缘沉积系统和陆表海沉积系统。大陆边缘模式的聚磷作用一般发生在陆架边缘有机质沉积导致的氧气最小带，其沉积深度一般小于 150 m。而陆表海沉积系统表层海水生产力高，表层海水蒸发驱动的浅水环流使上升洋流带来的磷质进入浅海，刺激整个浅海区的成磷作用，其沉积深度一般小于 50 m。在非上升洋流海岸存在的富磷沉积一般使用“Fe-氧化还原泵”系统来解释（Berner, 1993；Nelson *et al.*, 2010）。

正常海水化学条件下，海水中的磷酸盐浓度往往难以达到饱和，海水中的磷酸盐很难以无机沉降的形式产出。研究发现沉积型磷矿矿石以碳氟磷灰石为主，而海水中碳氟磷灰石的溶解度高于羟磷灰石和氟磷灰石，且海水中 Mg^{2+} 的存在会增大磷酸盐的溶解度。海水中磷酸盐的沉降主要依赖于“磷酸盐工厂”（Pufahl and Groat, 2017）作用模式。目前主流观点认为磷灰石的自生沉积可分为 2 个模式：有机质沉降模式和 Fe-氧化还原泵模式（图 1）（Filippelli, 2011）。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中。在氧化条件下有机磷不易释放，铁氧化物对磷质具较强的吸附作用，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提升，进而形成自生磷灰石沉积（Delaney, 1998；Compton *et al.*, 2000；Filippelli, 2011）。



A—有机质沉降模式和 Fe-氧化还原泵模式；B_1—有机沉降模式，微生物降解使沉积物中的有机质©沉降量增多，并在孔隙水中释放磷酸盐使其浓度明显增高，最终形成自生磷灰石沉积；B_2—Fe-氧化还原泵模式，Fe 氢氧化物吸附磷，不断在氧化还原界面上下吸附、释放磷酸盐，形成 Fe-氧化还原泵在孔隙水中聚集磷酸盐，形成自生磷灰石

图 1 海相沉积物中自生磷灰石沉积的 2 种模式（据 Filippelli, 2011）

Fig. 1 Two sedimentary models of auto-genetic apatite in marine sediments (after Filippelli, 2011)

除了物理富集之外，微生物聚磷作用也是一种重要的方式。早期的“生物成磷”是指由生物遗体堆积而成的磷块岩，如秘鲁海岸鸟粪化石、鱼骨化石等。虽然这些生物聚磷可以达到工业品位，但并不能广泛发育，更难以形成大型磷块岩矿床（Föllmi，1996；Filippelli，2011）。目前普遍认为的“生物成磷”是生物作用对海水中磷质的吸附、粘结、富集而间接形成磷块岩沉积（朱士兴和王砚耕，1983；杨卫东和曾允孚，1990），而非直接成磷。叠层石和菌藻类微生物席等生物作用对海洋中磷酸盐的聚集、堆积是生物磷块岩沉积的一种重要途径。这种由微生物持续磷酸盐化形成的叠层石磷块岩在地质历史时期有广泛的分布，如早侏罗世阿尔卑斯—地中海古构造区的叠层石磷块岩（Krajewski *et al.*，2000；Sánchez-Navas and Martín-Algarra，2001），早寒武世发育的西非叠层石磷块岩（Bertrand-Sarfati *et al.*，1997），中寒武世澳大利亚北部磷质叠层石（Southgate，1980；Schmitt and Southgate，1982），以及新元古代末期扬子板块东南缘广泛发育的叠层石磷块岩（朱士兴和王砚耕，1983；叶连俊等，1989；吴祥和等，2000；张伟等，2015）等。除叠层石磷块岩外，海洋中藻类生物对磷酸盐的吸附、粘结造成的具有生物结构的磷块岩同样广泛发育，如埃迪卡拉纪陡山沱期华南鄂西地区蓝细菌胞外聚合物粘结磷质形成的颗粒磷块岩（She *et al.*，2013，2014）。除此之外，磷质硬体生物吸附的磷也可以形成特殊的生物聚磷作用，如华南寒武纪底部普遍出现的“小壳动物群”，贵州瓮安地区 B 矿层中发育的含胚胎化石的磷块岩（Xiao *et al.*，1998；Xiao and Knoll，1999；密文天等，2009；Chen *et al.*，2014）。

1.3　富磷作用

富磷作用是指初始聚磷作用形成的磷灰石富集成矿的过程。聚磷作用虽然能够形成磷的初始富集，但由于初始聚集的原生磷块岩和其他泥质沉积物交互，自生磷灰石矿物一般散布于沉积物内，其含量品位较低（根据研究推测 P_2O_5 含量约 10%左右），并不能形成具有工业价值的磷矿床（磷矿的最低工业品位 P_2O_5 含量在 12%以上）。初始成磷事件形成的原生磷块岩往往需要经历一系列的再造作用才能达到工业富集品位。普遍认为，磷矿床中最为常见的颗粒状磷块岩均为原生磷块岩再改造的产物，即再造磷块岩（陈其英，1981；赵东旭，1986；叶连俊等，1989；Pufahl *et al.*，2003；Pufahl and Groat，2017；张亚冠，2016，2019；杜远生等，2017，2020；Zhang *et al.*，2019）。

Baturin（1971）认为具经济利用价值的磷矿床的形成需要经历生物化学沉积、成岩和物理富集 3 个阶段，并建立了“Baturin Cycling”（巴图林循环）成矿模式。此成矿模式至今仍对磷矿床成矿解释有很大影响。Pufahl 等（2003）对约旦晚白垩世磷块岩研究认为，磷质的沉积、成岩及物理富集可以是同时期的、多期次的，对巴图林循环成矿模式做出了更全面的补充。水流作用对原生磷块岩同沉积的分选、搬运和再沉积形成的颗粒状磷块岩往往具有较高的含磷品位（P_2O_5 含磷可达 35%）（Van Kauwenbergh，2010）。陈其英（1981）将中国黔中地区陡山沱期习称的“假鲕状”、“砂状”磷块岩统一划分为内碎屑磷块岩，并认为磷块岩内碎屑是一种受水流破碎、分选形成的碎屑磷块岩，其沉积环境一般位于靠近隆起或古陆边缘的浅水地带（陈其英和郭师曾，1985；赵东旭，1986）。在新元古代末期全球性成磷背景下，黔中地区古隆起周缘浅水地区在高能水流的多期次反复淘洗、簸选作用下形成了巨量高品位碎屑磷块岩沉积（叶连俊等，1989；吴祥和等，2000；夏学惠等，2012）。海平面的频繁变化同样可以造成磷块岩的沉积、富集；较高海平面条件下，有利的成磷场所可产生磷质的沉积；较低海平面条件下，已沉积的含磷沉积物处于浪基面以上，经过水流搬运、堆积，形成可开采利用的磷矿床（Baioumy and Tada，2005；Nelson *et al.*，2010）（图 3）。

1.4　磷块岩的分类

含磷岩系指 P_2O_5 含量大于 7.8%的岩石。中国规定的磷矿边界品位为 8%，最低工业品位的 P_2O_5 含量为 12%。

由于不同类型的磷块岩成因复杂、沉积环境各不相同，因此磷块岩分类往往并不统一。现有的磷块岩分类方法一般是根据其岩相学特征、地球化学组分或成因特征等方面的因素划分的。国际上对磷块岩最笼统的分类即根据磷块岩的沉积阶段，将磷块岩分为原生磷块岩和再造磷块岩（Riggs，1979；Föllmi *et al.*，1991）。原生磷块岩包括自生磷块岩

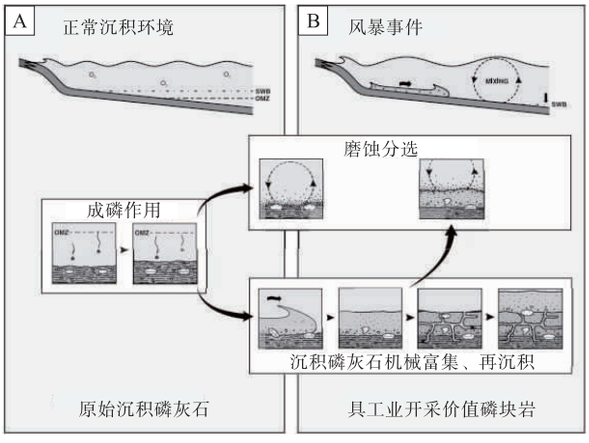


图 2 磷矿床机械成矿模式（据 Pufahl *et al.*，2003）

Fig. 2 Model physical ore-formation of phosphorite (after Pufahl *et al.*, 2003)

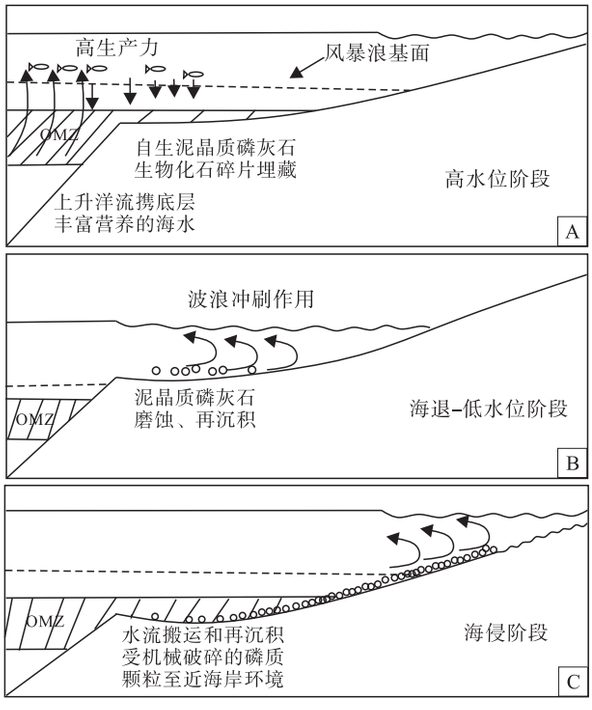


图 3 海平面变化与磷矿床机械成矿模式（据 Baioumy *et al.*，2005）

Fig. 3 Model of sea level change and physical ore-formation of phosphorite (after Baioumy *et al.*, 2005)

和生物磷块岩。自生磷块岩是沉积物中的自生成磷作用的产物，一般以磷质细纹层、磷质球粒或结核形式产出。生物成因的磷块岩包括具微生物粘结结构的叠层石或微生物纹层磷块岩，以及球状微体生物堆积形成的磷块岩。再造磷块岩一般为原生磷块岩受水流破碎分选、磨蚀和再沉积而来，其形态多为颗粒状，偶含磷酸盐生物化石碎片，这种磷块岩含磷品位较高，P_2O_5 含量可达 20%左右。Garrison 和 Kastner(1990) 在大洋钻探计划中对秘鲁西海岸磷块岩研究中，将磷块岩分为 F 型、D 型和 P 型磷块岩 3 种类型。F 型磷块岩为原生沉积的磷质薄层、球粒或泥晶磷块岩（胶磷矿），P 型磷块岩为中到粗粒的分选较好的砂屑磷块岩，D 型磷块岩为成岩后的磷块岩颗粒、结核或硬底。其中 F 型磷块岩为原生磷块岩，P 型和 D 型磷块岩为再造磷块岩，一些 D 型磷块岩为 P 型磷块岩砂屑颗粒胶结固化的产物，且成岩后的 D 型磷块岩再次受水流破碎，又重新变为 P 型磷块岩（Garrison and Kastner，1990）。

根据磷块岩的结构类型和矿物组分，可以将不同的磷块岩相进行更为细致和全面的划分。由于磷块岩和碳酸盐岩在结构类型上有许多相似性，Trappe（2001）在原生和再造磷块岩基础上，根据矿石的颗粒大小、含量以及基质或胶结物成分等结构特征，建立了类似碳酸盐岩结构分类的磷块岩分类方案(表 1)。国内众多学者也根据对中国磷块岩的成因、结构类型、矿石组分等综合分析，也提出了类似的分类方案（陈其英和郭师曾，1985；刘魁梧，1985；叶连俊等，1989；吴祥和等，2000）。

表 1 碎屑颗粒磷块岩和生物磷块岩结构划分方案（据 Trappe，2001；简化）

Table 1 Texture classification of clastic and microbe phosphorites (simpled from Trappe, 2001)

异生磷酸盐颗粒(非生物席固定)						生物席固定
颗粒粒径< 2 mm				10%以上颗粒粒径> 2 mm		
泥质基质（白云质、磷质微晶基质）		非泥质基质（粒间胶结物或孔隙）		泥质基质（白云质、磷质泥晶基质）	非泥质基质（粒间胶结物或孔隙）	微生物席粘结磷灰石沉积或作为磷灰石沉积基底
颗粒含量< 10% 基质支撑	颗粒含量> 10%	颗粒支撑				
泥状磷块岩/微晶磷块岩	粒泥磷块岩	泥粒磷块岩	粒状磷块岩	漂砾磷块岩	粗砾磷块岩	生物粘结磷块岩

2　黔中磷矿的区域地质背景

贵州省磷矿资源丰富，是中国磷矿的主产区之一。贵州省磷矿床蕴藏于黔中地区震旦系陡山沱组和黔西寒武系底部地层中，其中黔中地区的磷矿床，不仅储量大，而且是中国最主要的富磷矿产区。

2.1　大地构造位置

新元古代时期，华南大致分为扬子地块、江南造山带、华夏地块 3 个大地构造单元(图 4)。大约在经过武陵运动(820 Ma)及雪峰运动(720 Ma)后，扬子地块和华夏地块基本拼合（王剑等，2012；覃永军，2015），分别形成湖南的冷家溪群（贵州梵净山群、广西四堡群）、板溪群（贵州下江群、丹州群）和南华系之间的不整合。江南造山带拼合之后，江南区再次裂陷形成南华裂谷盆地。南华裂谷以北为扬子区，裂谷以南为华夏区。

埃迪卡拉纪，位于扬子区南部的黔中地区发育大面积的陡山沱组、灯影组浅水碳酸盐岩，其中近岸地区发育陡山沱组的磷矿层。南华裂谷的“陡山沱组”、留茶坡组、老堡组为深水碳酸盐岩、泥质岩、硅质岩。扬子区和南华裂谷的界线位于贵阳—玉屏一线（杜远生等，2018）。

2.2　新元古代地层系统

黔中及周边地区新元古界分布区包括开阳、瓮福、都匀和遵义 4 个分区(表 2)。黔中地区新元古界自下而上分为青白口系清水江组、南华系马路坪组和南沱组、震旦系陡山沱组和灯影组。其中陡山沱组发育 2 套磷矿，分别命名为 A 矿层和 B 矿层。现将各分区地层从老至新分述如下。

青白口系：青白口系包括清水江组和隆里组。清水江组为灰绿色—褐黄色粉砂质页岩及变余粉砂岩，深灰色中厚层玻屑凝灰岩。该组在研究区分布广泛，厚度大于 50 m。隆里组为灰绿色粉砂质页岩和泥质页岩。该组仅分布于丹寨地区，厚度大于 30 m。

南华系：南华系包括马路坪组和南沱组。马路坪组为紫红色薄层黏土岩、粉砂质黏土岩夹岩屑细—粉砂岩，偶夹、砂砾岩及灰绿色黏土岩。与下伏清水江组微角度不整合接触。主要分布于开阳以北温泉一带，厚度 49～129 m。南沱组为灰绿色含砾泥岩，与下伏地层清水江组微角度不整合接触，为

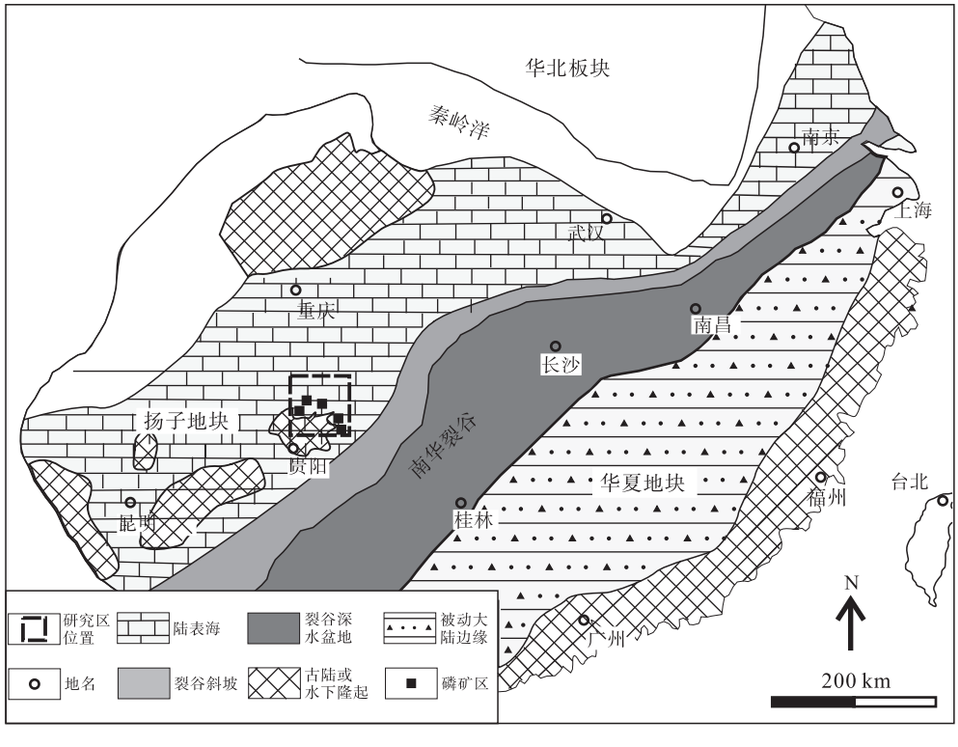


图 4　华南震旦纪大地构造背景及黔中地区位置

Fig. 4　Tectonic setting of the Sinian of South China and location of central Guizhou Province

表 2 黔中地区青白口系—震旦系地层对比

Table 2 Stratigraphic correlation of the Qingbaikou-Sinian in central Guizhou Province

地层 \ 地区				瓮安-福泉	开阳	都匀-丹寨	遵义
震旦系	上统			灯影组	灯影组	灯影组	灯影组
	下统	陡山沱组	四段(B矿层)		陡山沱组(洋水组)	陡山沱组	陡山沱组
			三段				
			二段(A矿层)				
			一段				
南华系	上统			南沱组	地层缺失	南沱组	南沱组
	中统			地层缺失	马路坪组	地层缺失	
	下统						
青白口系				清水江组	清水江组	隆里组	清水江组
						清水江组	

海洋冰川沉积。主要分布于遵义、瓮福、都匀等地，厚度 3~5 m。

埃迪卡拉系（震旦系）：埃迪卡拉系包括陡山沱组和灯影组。陡山沱组为黔中地区磷矿主要的赋矿层位。瓮福地区陡山沱组可分为 4 段：第一段为盖帽白云岩，与南沱组平行不整合接触。第二段为磷矿层（A 矿层）；第三段为夹层白云岩；第四段为磷矿层（B 矿层）。陡山沱组厚度 2~28 m，一般 6~10 m，自北向南地层厚度逐渐变薄。开阳地区陡山沱组（又称洋水组）分上、下 2 部分：下部（相当于第一段）为含海绿石的细砂岩及粉砂岩、泥质岩夹含锰白云岩，与清水江组角度不整合接触或与马路坪组平行不整合接触；上部 A 与 B 这 2 个矿层合并成 1 个层矿。都匀—丹寨、遵义地区陡山沱组内部不分段。

灯影组以白云岩沉积为主，主要为台地相碳酸盐岩组合，藻类化石丰富。与下伏地层陡山沱组平行不整合接触，厚度为 200~300 m。

2.3 埃迪卡拉纪古地理背景

新元古代晚期，贵州位于扬子碳酸盐陆表海南部，横跨扬子地块和南华裂谷盆地 2 个古地理单元。南华纪（成冰纪）全球经历了 2 大冰期，即 Sturtian 冰期（相当于华南的长安组冰期—古城组冰期）（720~670 Ma）和 Marinoan 冰期（相当于华南的南沱组冰期）（约 670~635 Ma）。南华纪晚期，贵州黔中、黔北地区为古陆，缺失南沱组地层，仅遵义—铜仁一带发育南沱组冰碛岩。冰碛岩以含砾泥岩为主，砾石成分复杂，砂岩、板岩、硅质岩、页岩等沉积岩砾石较为常见，部分地区砾石成分具花岗岩类、辉绿岩等酸性、中基性岩砾石，代表源区的沉积岩及火成岩遭受冰川侵蚀、搬运、沉积。古地理研究显示自北西至南东依次为海湾背景下冰水冲积扇、海湾、滨海、浅海、半深海的古地理格局（图 5-A）。

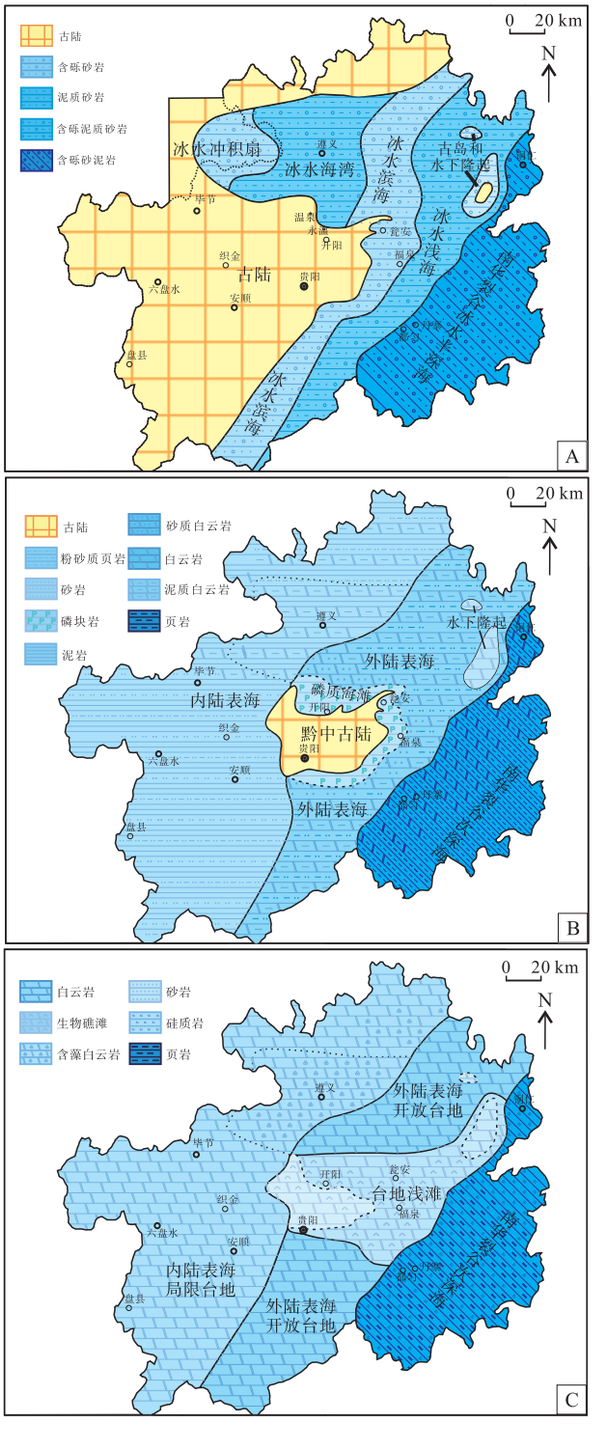
开阳南部、瓮安西部陡山沱组底部为 1 套砂泥岩、黏土岩夹含锰白云岩，并与青白口系清水江组接触，反映该区存在 1 个古陆，即新元古代的“黔中古陆”。

埃迪卡拉纪早期（陡山沱期），伴随雪球事件结束和气候转暖，扬子板块东南缘发生自南东到北西的大规模海侵。贵州震旦纪陡山沱期古地理在南沱期古地理的基础上继承发展。除黔中古陆之外，贵州大部为海域覆盖。贵州西部为内陆表海，中部为外陆表海，黔东南为南华裂谷次深海（图 5-B）。织金—开阳—瓮安—福泉一线以南、以西无陡山沱组沉积记录，推测为黔中古陆北东边界；清镇一带发育陡山沱组碎屑岩沉积，推测为黔中古陆西南边界。以黔中古陆为中心，周边发育陆源碎屑海滩相、滨岸磷酸盐相、浅海碳酸盐台地相等类型。

埃迪卡拉纪晚期（灯影期）的古地理格局与陡山沱期变化不大，整体地势仍为北西高、南东低（图 5-C）。贵州西部以碳酸盐沉积为主，陆源碎屑输入量极少，为内陆表海局限碳酸盐岩台地相沉积；黔中地区见颗粒—微粒白云岩，为台地浅滩沉积；贵州东部其他地区为细粒—微粒白云岩，属开放碳酸盐岩台地沉积。黔东与湘西、桂北接壤地区的老堡组、留茶坡组均沉积深灰色—黑色条带状硅质岩夹硅质页岩、碳质页岩及粉砂岩，为南华裂谷半深海沉积。此外，本期温暖湿润的气候条件、海水大气含氧量进一步增加，使藻类生物发育，广阔的台地及台地边缘均有丰富的藻纹层及藻类化石，生命活动的繁盛使碳酸盐沉积速率明显加快，导致灯影期短时间内沉积地层厚度远大于整个陡山沱期。

2.4 陡山沱组古地理特征

黔中地区震旦系陡山沱组各段的沉积厚度主要受沉积物输入量和沉积可容纳空间控制。黔中地区



A—南沱期；B—陡山沱期；C—灯影期

图 5　贵州南华纪晚期—震旦纪区域古地理图

Fig. 5　Regional palaeogeographic maps from the Late Nanhua to Sinian Period in Guizhou Province

震旦纪陡山沱期构造活动稳定，区内陡山沱组岩相组合、沉积层序表现出明显的一致性，因此各段厚度等值线图可反映该地区该层序的沉积分布范围及其沉积期的古地理格局，如沉积区与非沉积区（暴露区）、相对隆起区和相对坳陷区的分布格局。基于研究区 400 余个钻井岩心及部分剖面的基础资料，以含矿岩系陡山沱组第一段、第二段（A 矿层）、第三段（夹层白云岩）、第四段（B 矿层）的地层等厚度图作为定量指标，可以大致恢复研究区的古地理格局并圈定有利成矿区（图 6）（张亚冠等，2016，2019；杜远生等，2017，2020）。由于开阳地区陡山沱组上部 2 层磷矿和夹层白云岩层并层，作者认为其包括晚期成矿期改造第二段 A 矿层和第三段夹层白云岩的产物，编图时作为 B 矿层编制。

黔中地区震旦系陡山沱组磷矿主要围绕黔中古陆分布。由于黔中古陆北侧的开阳—息烽、东侧的瓮安—福泉勘探程度较高，重点编制黔中古陆北—东部的古地理图（图 6）。古地理编图和研究显示，陡山沱组磷矿形成于古陆边缘的滨岸环境，主要包括以下环境单元：

2.4.1　古陆区

开阳地区和瓮福地区西部陡山沱组第一段磷矿底板普遍发育 1 层含海绿石石英砂岩、粉砂岩层，伴随水深加大逐渐相变为含锰白云岩，瓮福地区东部陡山沱组第一段为盖帽白云岩。厚度等值线图显示，开阳地区第一段地层厚度由北至南逐渐减小至 0，瓮福地区自东向西地层厚度逐渐减少至 0（杜远生等，2017，2020），因此判定 0 厚度线以南、以西为黔中古陆。0 厚度线以北、以东为海相沉积区，也是磷矿分布的地区。

2.4.2　后滨—前滨带（海滩）

前滨是指无障壁海岸平均高潮线与低潮线之间的波浪冲洗带，前滨带与古陆之间最高潮淹没的地区为后滨带。黔中古陆北—东侧陡山沱组后滨带发育不好，故将后滨带与前滨带合并描述为海滩。陡山沱组含磷岩系海滩沉积主要发育磷质内碎屑颗粒岩。内碎屑以中—粗砂屑及细砾屑颗粒为主，颗粒之间为胶结物胶结，为高品位的磷块岩。磷块岩中发育平行层理和低角度的交错层理（图 7-A，7-B，7-D，7-G）。

2.4.3　临滨带

临滨带位于平均低潮面之下、浪基面之上，为正常波浪作用的地区。波浪作用随着海水由浅向深逐渐减弱，可分为波浪作用较强的上临滨和

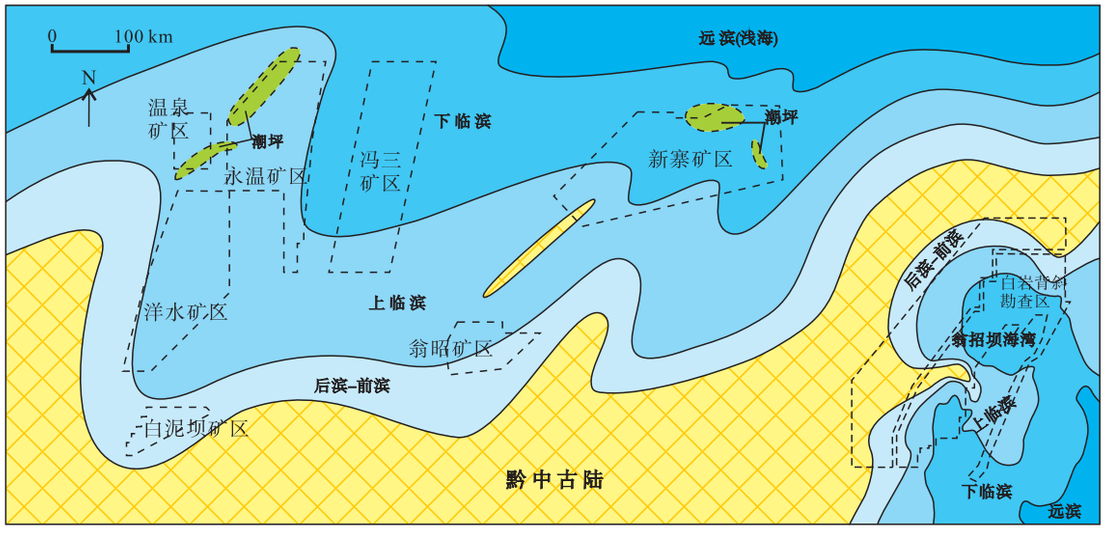
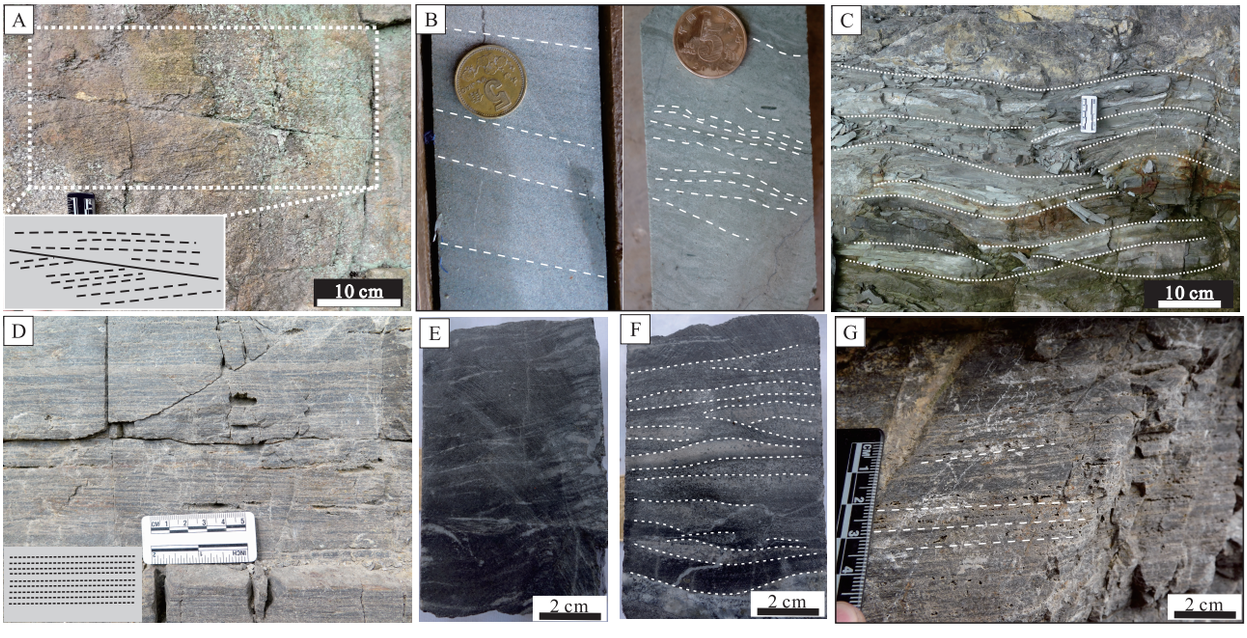


图 6 黔中地区震旦系陡山沱组磷矿古地理图（据杜远生等，2020）

Fig. 6 Palaeogeographic map of phosphate deposits in the Sinian Doushantuo Formation of central Guizhou Province(after Du *et al.*, 2020)



A—陡山沱组底部厚层状砂岩层内低角度交错层理；B—中薄层细—粉粒石英砂岩相平行层理和小型浪成交错层理；C—陡山沱组底部厚层状砂岩层内浪成状交错层理；D—陡山沱组地层内中厚层砂屑磷块岩层内平行层理；E、F—开阳陡山沱组细砂屑磷矿中的浪成交错层理；G—开阳陡山沱组砂屑磷块岩平行层理，纹层内溶蚀孔洞发育

图 7 黔中地区震旦系陡山沱组沉积构造

Fig. 7 Sedimentary structures of the Sinian Doushantuo Formation in central Guizhou Province

下临滨。黔中古陆北侧—东侧的临滨带是磷矿发育的主要地区，矿石类型包括粒状磷块岩、泥粒磷块岩、粒泥磷块岩等不同类型。颗粒以内碎屑（砂屑、粉屑）为主，可见少量砾屑、鲕粒、生物颗粒或球粒。随着海水深度增加，矿石中颗粒逐渐减小，填隙物胶结物含量降低，基质含量增加，由粒状磷块岩变为泥粒磷块岩、粒泥磷块岩。磷块岩中可见浪成交错层理，上临滨发育大型浪成交错层理，下临滨发育小型浪成交错层理(图 7-C，7-E，7-F)。

2.4.4　远滨和潮坪

远滨位于浪基面之下，为低能静水区域。黔中磷矿的远滨带沉积主要为泥晶磷块岩、粉屑磷块岩及泥质岩。磷块岩主要发育水平层理。

除了上述海滩沉积体系之外，黔中磷矿局部发育潮坪沉积，主要分布于温泉、永温及新寨等矿区。潮坪地区的磷矿以叠层石磷矿为特色。

3　陡山沱组磷矿特征

3.1　磷矿分布

黔中地区震旦纪磷矿可分为开阳、瓮（安）-福（泉）、丹寨和遵义松林 4 个矿集区(图 8)。

开阳矿集区位于开阳县—息烽县境内，主要包括翁昭、永温、新寨、冯三和白泥坝 5 个勘查区和洋水、温泉 2 个矿区(图 6)。矿体分布受区内北东向和近南北向的乌江镇—息烽向斜、洋水背斜、高水—冯三向斜、翁昭背斜控制。开阳矿集区磷矿以隐伏矿为主，地表露头极少。通过开阳地区各勘查区钻孔数据统计显示，磷矿层自南西至北东矿层有逐渐变厚趋势，且有明显分异，由单层矿逐渐变为上下 2 个矿层(图 9)。西南白泥坝、南部翁昭矿区内矿层较薄（<2 m），矿石平均品位较低（<25%）；洋水、息烽、永温矿区内仅发育 1 层矿石，厚度约 0~12 m，但磷矿石品位普遍 30% 以上，最高可达 40%，为全区最高；冯三—新寨矿区逐渐分化为 A、B 两矿层，两矿层之间为白云岩夹层，区内 A、B 矿层厚度变化较大，矿石品位集中在 20%~25%。

瓮安—福泉矿集区分布于瓮安、福泉一带(图 8)。磷矿体主要呈隐伏矿产出，地表露头较少，矿体分别受瓮安的白岩背斜、福泉的高坪背斜制约。矿体呈层状、似层状产出于含磷岩系中，产状与地层大体一致，含磷岩系可划分为第一段(底板段)、第二段（A 矿层）、第三段（夹层白云岩）和第四段（B 矿层）(图 9)。

瓮安地区磷矿沿白岩背斜分布，背斜东翼大部分地区 A 矿层和 B 矿层出露完整，个别地区缺失 A 矿层，矿体厚度自西向东有逐渐变厚趋势。钻孔矿层厚度显示，A 矿层厚度 0~38.00 m，平均厚度 15.53 m；B 矿层厚度 0~34.38 m，平均厚度 9.59 m。白岩背斜西翼类似开阳地区，靠近古陆多保存 1 个矿层（B 矿层）。

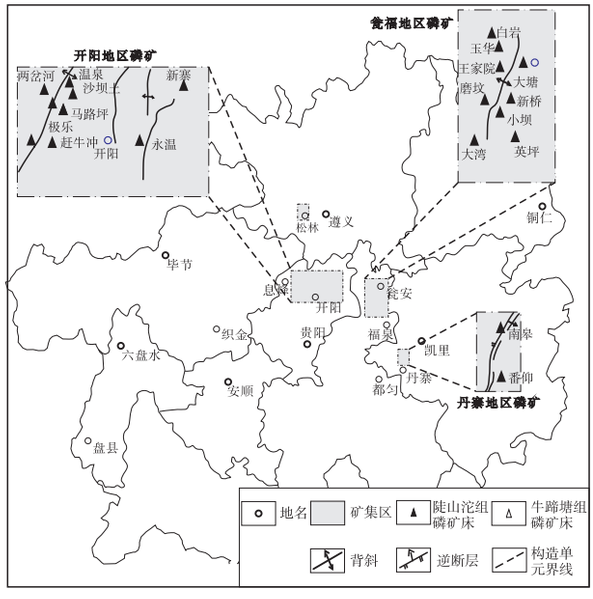


图 8　黔中地区震旦系陡山沱组磷矿分布图

Fig. 8　Distribution of phosphorite ore of the Sinian Doushantuo Formation in central Guizhou Province

福泉地区磷矿沿高坪背斜发育，包括英坪磷矿和大湾磷矿。英坪矿区和大湾矿区陡山沱组含磷岩系均有 A 矿层和 B 矿层之分，A 矿层厚 0~18.6 m；B 矿层厚 11.75~26.20 m。

丹寨矿集区位于黔东南苗族侗族自治州丹寨县境内(图 8)。区内出露地层自下而上为青白口系清水江组、隆里组，南华系南沱组，下震旦统陡山沱组、上震旦统灯影组等。磷矿层赋存于陡山沱组中上部—顶部，矿层走向与地层走向近平行，自西部至南东延伸约 2 km，矿层在区域内厚度分布不稳定，矿层呈透镜体状产出，单层矿层厚度小于 2 m，矿体展布、矿层厚度等勘查程度较低。

遵义松林磷矿位于遵义市松林镇一带(图 8)。区内新元古界自下而上为青白口系清水江组，南华系南沱组，下震旦统陡山沱组、上震旦统灯影组。矿区内磷矿床勘查程度较低，磷矿层磷矿层以透镜体形态局部发育与陡山沱组地层中上部，单体矿层厚度小于 2 m，矿体组成以含碳质泥晶磷块岩为主，与黑色碳质泥岩、页岩和粉砂岩互层或夹层产出(图 9)。

3.2　磷矿矿石特征

黔中地区陡山沱组磷矿以颗粒磷矿为主，少量微晶质磷矿和生物颗粒或球粒磷矿及叠层石磷矿。

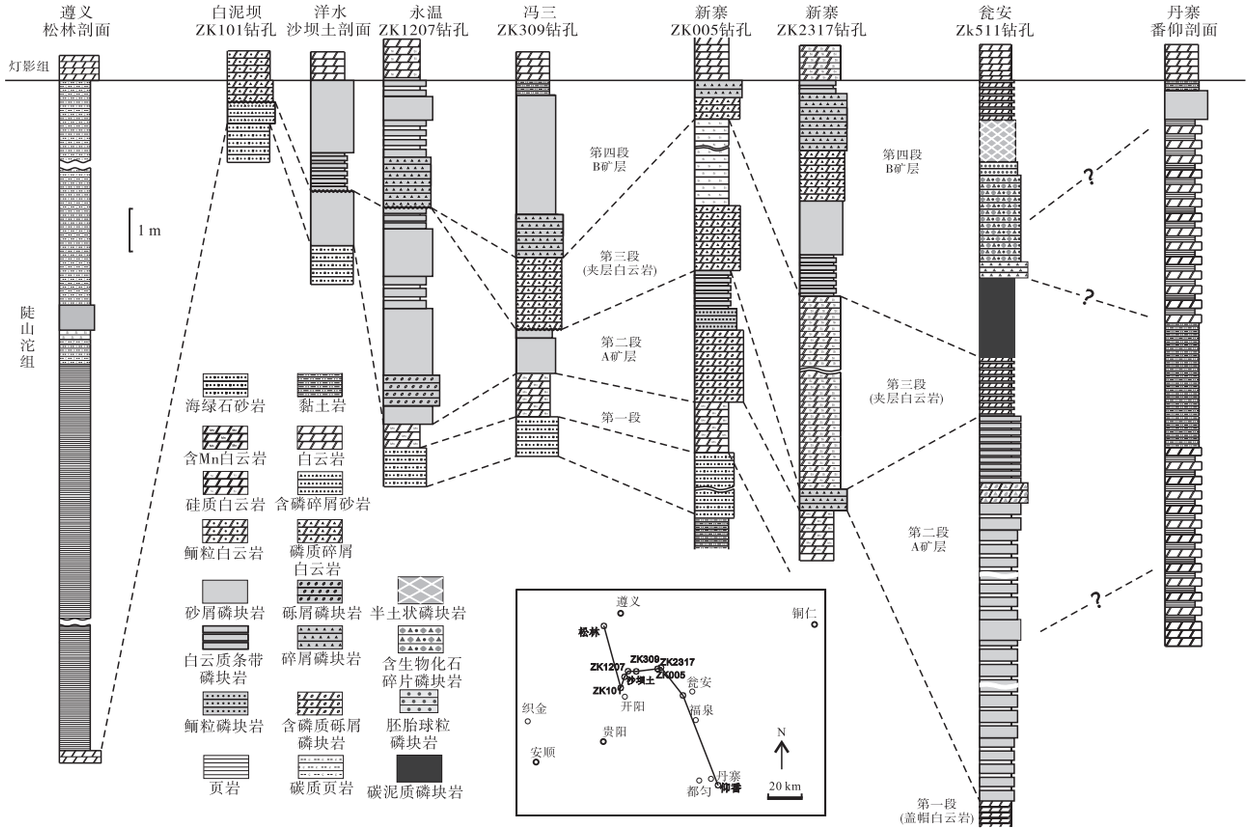


图 9 黔中地区震旦系陡山沱组地层对比图

Fig. 9 Stratigraphic correlation of the Sinian Doushantuo Formation in central Guizhou Province

微晶质磷矿主要见于遵义松林及福泉磷矿；生物颗粒或球粒磷矿主要见于福泉矿区 B 矿层和丹寨地区；叠层石磷矿主要见于新寨、永温、温泉等地(图 6)。

3.2.1 矿石的结构组分

类似碳酸盐岩，磷块岩的结构组分一般是指形成内源沉积结构的物质组成，包括内源碎屑（颗粒）、填隙物（基质和胶结物）及孔隙。黔中地区磷块岩主要包括以下结构组分：

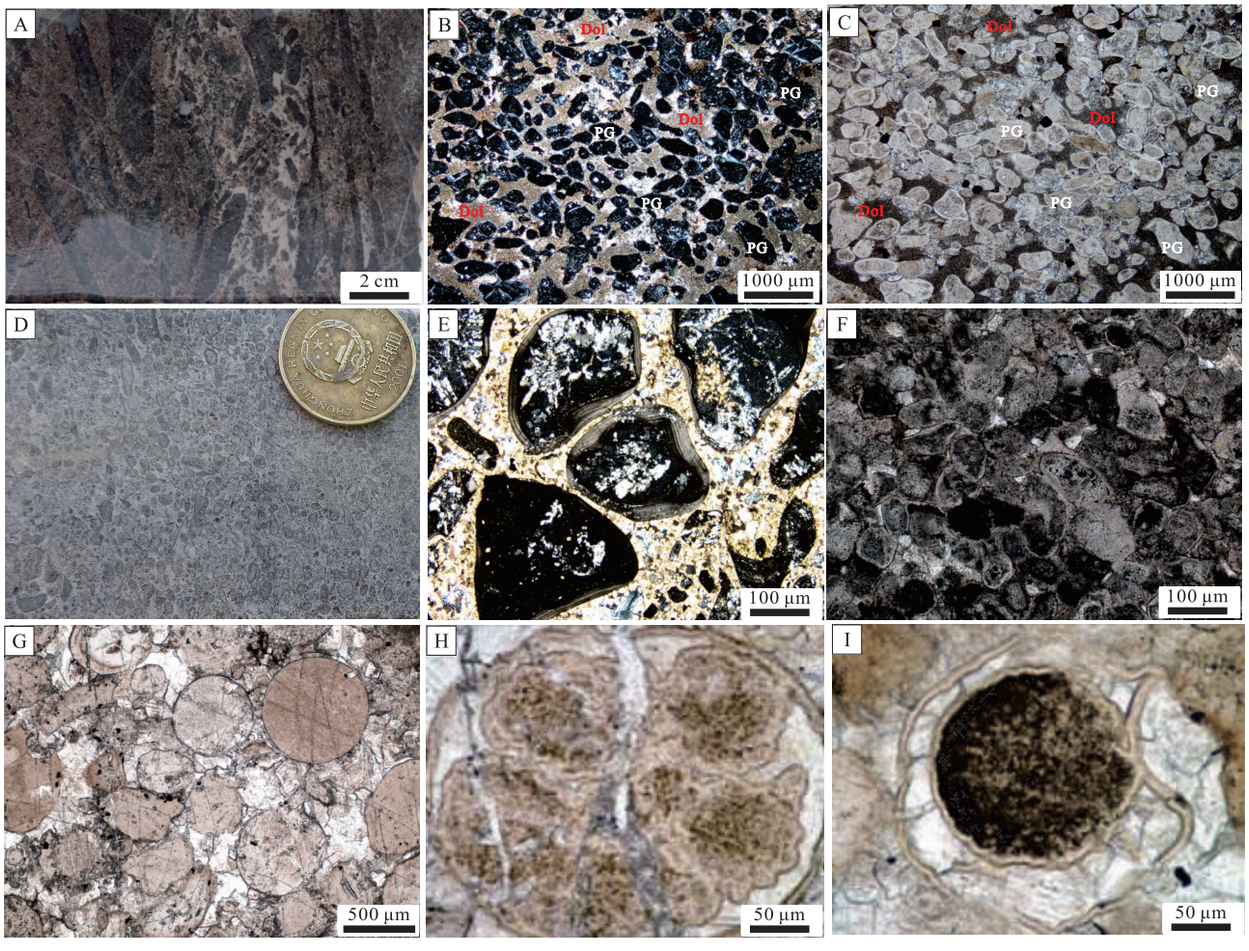
3.2.1.1 颗粒

黔中地区磷块岩中的颗粒主要包括磷质内碎屑、鲕粒、生物颗粒或球粒等类型。

内碎屑：磷质内碎屑是固结或半固结的原生磷块岩层在波浪、潮汐等水动力作用下破碎形成的碎屑颗粒。内碎屑是组成磷块岩的骨架结构，内碎屑多为基质填隙或胶结物胶结。按粒度大小可分为砾屑（粒径>2 mm）、砂屑（粒径 0.125～2 mm）、粉屑（0.0039～0.125 mm）、泥屑（<0.0039 mm）。

磷块岩中的砾屑主要是与砂屑过渡的粒径大于 2 mm 的碎屑，包括少量竹叶状砾屑。竹叶状砾屑主要发育于福泉英坪矿区。砾石为磷块岩碎屑，砾屑形状可见浑圆状、扁平竹叶状、菱角状和半菱角状等。竹叶状、浑圆状砾屑磨圆较好，菱角状和半菱角状砾屑磨圆较差，不规则分散排布于磷矿石内。竹叶状、浑圆状砾屑大小不等，长轴方向多为 1～5 cm，最大可达 15 cm，短轴方向为 0.3～1 cm(图 10-A)。竹叶状、浑圆状砾屑可见叠瓦状或菊花状排布，推测为风暴成因。

砂屑是黔中磷矿的主要结构组分，在开阳、瓮福矿区普遍发育，砂屑在矿石中含量为 50%～90%(图 10-B，10-C)。砂屑颗粒成分主要为微晶质磷灰石，也见其他颗粒和生物颗粒包含其中。扫描电镜下显示砂屑颗粒为短柱状超微磷灰石晶体集合体，大部分为宽度 100 nm、长度 200～300 nm 的短柱状晶体。砂屑颗粒砂屑粒径一般为 0.2～0.5 mm，主要集中在 0.2～0.3 mm。砂屑多呈浑圆



A—砾屑磷块岩，磷质砾屑呈竹叶状近水平排布，磷质砾屑受白云石胶结；B—磷质砂屑颗粒及周缘等厚磷质环边包壳，白云石胶结，正交光。PG：磷质颗粒，Dol：白云石胶结物；C—磷质砂屑颗粒及周缘等厚磷质环边，白云石胶结，单偏光；D—鲕粒磷块岩；E—鲕粒磷块岩，白云石胶结，颗粒内局部硅化，正交光；F—瓮安陡山沱组内团球粒磷块岩，正交光；G—疑似胚胎化石磷块岩内的“胚胎化石”，白云石胶结，单偏光；H—“胚胎化石”内的分裂生长，包壳有“脑纹状”装饰，单偏光；I—“胚胎化石”内包壳、表膜和囊内结构，单偏光

图 10　黔中地区震旦系陡山沱组磷矿结构组分

Fig. 10　Texture components of phosphorite ore of the Sinian Doushantuo Formation in central Guizhou Province

状至半菱角状。砂屑颗粒分选、磨圆一般较好。部分砂屑颗粒长轴方向近水平排列，而杂乱排列的砂屑比较常见。磷质砂屑颗粒周缘存在 1 层至多层等厚纤维状磷灰石包壳。

磷质粉屑颗粒在结构和形态上与砂屑磷块岩中的砂屑颗粒相似，但粒径较小，一般为 0.0039～0.125 mm。磷质粉屑成分为泥晶磷灰石或隐球粒磷灰石。粉屑颗粒间等厚磷灰石包壳较少发育，粉屑间可见泥晶磷质基底式胶结。

泥屑（或泥晶、微晶）颗粒由粒径小于 0.0039 mm 的磷灰石组成。泥屑或泥晶磷灰石可以是类似砂屑、粉屑颗粒，由弱水流冲刷、破碎而成，也可以是原生沉积而成。原生沉积的磷灰石往往与微生物席吸附磷质沉降密切相关（Garrison and Kastner，1990；Soudry，1992；Arning *et al.*，2009）。

鲕粒磷块岩主要分布于开阳、新寨地区。磷质鲕粒形态呈近圆形或卵圆形，粒径为0.5～2 mm，具有典型的同心环状圈层构造（图 10-D，10-E）。鲕粒的核心可以是磷质或非磷质的颗粒，包括各种磷块破碎后形成的碎屑颗粒，或生物碎屑或富含有机质微晶磷灰石以及破碎的磷质鲕粒。鲕粒的同心圈层通常是隐晶质磷壳圈层。磷质鲕粒的胶结物主要为白云石。

生物颗粒或球粒：黔中地区磷块岩中具有罕见的似胚胎的生物化石组成的磷块岩，是“瓮安动物群”的典型类型。似胚胎化石成分为磷质，呈

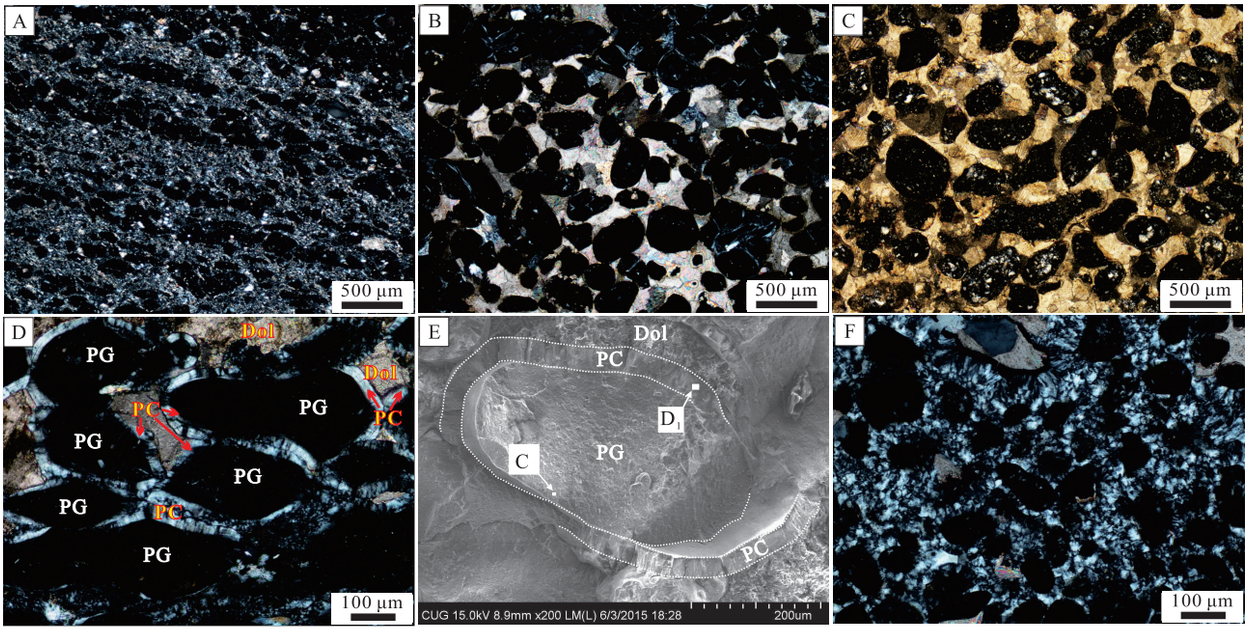
圆球粒状，化石直径为 0.5~2 mm，可见球粒外包壳、表膜和囊内部结构。壳体表面可见“脑纹状”和“瘤状”等多种规则的装饰。化石内有分裂生长特征，推测为胚胎细胞早期分裂而成(图 10-G，10-H，10-I)。生物球粒是指没有明显生物结构的球形颗粒。生物球粒磷块岩分布局限，主要分布在瓮福和丹寨磷矿区，夹于细粒内碎屑磷块岩之中。球粒由卵圆状、浑圆状磷质颗粒组成，粒径小于 1 mm，大多数颗粒为 0.1~0.2 mm (图 10-F)。显微镜下显示球粒内部混入较多有机质而呈现不透明黑色，偶见圈层构造。

3.2.1.2 填隙物

黔中地区陡山沱组磷块岩类型以颗粒磷块岩为主，其填隙物包括少量的黏土质基质，大部分为不同类型的胶结物。胶结物类型不仅反映了成岩早期海水的沉积化学条件，且不同类型的胶结物对矿石品位有较大的影响。磷块岩的胶结物按化学成分可划分为白云质胶结物、磷质胶结物、硅质胶结物，此外多种胶结物混合胶结类型的磷块岩也较常见。

黏土质基质：磷块岩中黏土质基质位于磷质颗粒之间，形成泥质纹层(图 11-A)。也常见夹杂在磷质、碳酸盐质胶结物之中，含量较少。

磷质胶结物：磷块岩中的磷质砂屑颗粒通常发育结晶磷灰石包壳(图 11-D)，包括亮晶包壳和泥晶包壳、单层和多层包壳。单层包壳为纤维状或长柱状磷灰石晶体沿磷质颗粒竖直紧密生长，多层包壳为多期次单层包壳叠覆形成。亮晶磷灰石胶结物为颗粒形成后第 1 期胶结的产物，单层厚度比较均匀(图 11-E)，由孔隙水中的磷以纤状形式沉淀而成，为活跃的海水潜流环境的代表性结构。除了亮晶磷灰石胶结物之外，微晶磷灰石胶结物也比较常见。磷灰石微晶 (<0.004 mm) 可呈基底式胶结磷颗粒，通常发育于磷质或陆源碎屑颗粒间孔隙中，在成磷事件初期磷质海滩近陆源输入端较为常见。微晶磷灰石胶结物一般均有前期的亮晶磷灰石等厚环边胶结物和后期的粒状白云石胶结物。早期的亮晶磷灰石呈纤状亮晶围绕颗粒外缘生长，但并未长满全部孔隙，剩余孔隙又被后来的白云石充填，从而形成亮晶纤状环边叠加微晶孔隙充填的联合结构形式(图 11-E)。这种不同世代胶结特征为开阳地区最为常见的高品位磷块岩类型，是多期次磷质胶结作用的产物。



A—砂屑磷块岩，泥质杂基填隙物，单偏光；B—磷质砂屑颗粒，白云石基底式胶结，正交光；C—磷质砂屑颗粒，白云石基底式胶结，正交光；D—磷质颗粒及周缘的磷质等厚环边，磷质或白云质胶结，正交光；E—磷质砂屑颗粒及颗粒外磷质等厚环边，扫描电镜；F—砂屑磷块岩，颗粒受硅质胶结，单偏光。PG—磷质颗粒，PC—磷灰石环边包壳；Dol—白云石胶结物，D_1—沉积磷灰石颗粒，C—磷灰石包壳胶结物

图 11 黔中地区震旦系陡山沱组磷矿填隙物特征

Fig. 11 Characteristics of infillings of phosphorite ore of the Sinian Doushantuo Formation in central Guizhou Province

白云质胶结物：白云质胶结物为磷块岩中最常见胶结物类型，根据白云石形态可分为亮晶白云石胶结物、微晶白云石胶结物和重结晶白云石胶结物。其中亮晶白云石胶结物最为常见。亮晶白云石胶结物的亮晶较为纯净，晶体结晶较好，常见细晶（0.05~0.25 mm）和中晶（0.25~0.5 mm），白云石颗粒充填于磷质砂屑颗粒间孔隙中（图 11-B，11-C），为磷质砂屑形成后颗粒间孔隙水碳酸盐质沉积形成的白云石。泥晶的白云石通常呈基底式胶结磷质颗粒，为波浪打碎原地胶结或原先沉积的泥晶磷灰石为白云石充填，表明水动力条件相对较弱的沉积环境。重结晶白云石一般为中—粗晶白云石（>0.25 mm），主要表现为嵌含结构，为细晶白云石颗粒重结晶形成大片晶体连晶，并将磷质颗粒镶嵌其中，一般为成岩过程中由泥晶中细晶白云石重结晶演变而成。

值得注意的是，内碎屑磷矿中的内碎屑内部常见裂隙，将磷质内碎屑内部分割成菱形或多边形碎块。裂隙中充填磷灰石胶结物，推测这种裂隙形成于早期形成的固结、半固结的磷块岩，在海平面下降时暴露于海面之上，再进一步固结凝缩形成。当海平面再次上升被淹没时，裂隙被磷灰石胶结物填隙。

硅质胶结物：黔中地区磷块岩中硅质胶结物可分 2 种：一种为原生玉髓（<0.004 mm）胶结磷质颗粒（图 11-F），多为基底式胶结，也可见孔隙式胶结。该胶结类型结构多出现在水体较深、水动力条件较弱的远滨低能带或局限浅水盆地；另一种为结晶石英胶结，石英晶体颗粒一般较大（大于 0.004 mm，可达 0.5 mm），晶体洁净明亮，结晶程度较好，主要呈粒柱状，向孔隙中心晶粒逐渐增大，经进一步成岩作用，晶体镶嵌于磷质颗粒的孔隙中。石英胶结物常出现交代磷质颗粒的现象，此种胶结物类型一般为成岩过程中石英重结晶或交代碳酸盐矿物形成的。

3.2.2　矿石类型

黔中地区震旦系陡山沱组磷矿包括原生、改造及次生的各类磷块岩。原生磷块岩是指在聚磷过程中形成的磷块岩。改造磷块岩是指原生磷块岩形成并早期成岩固结半固结之后，受波浪簸选破碎、磨圆、分选形成的磷块岩。次生磷块岩包括改造的磷块岩暴露地表淋滤富集的渣状、土状—半土状磷块岩及碎裂磷块岩等。

3.2.2.1　原生磷块岩和改造磷块岩

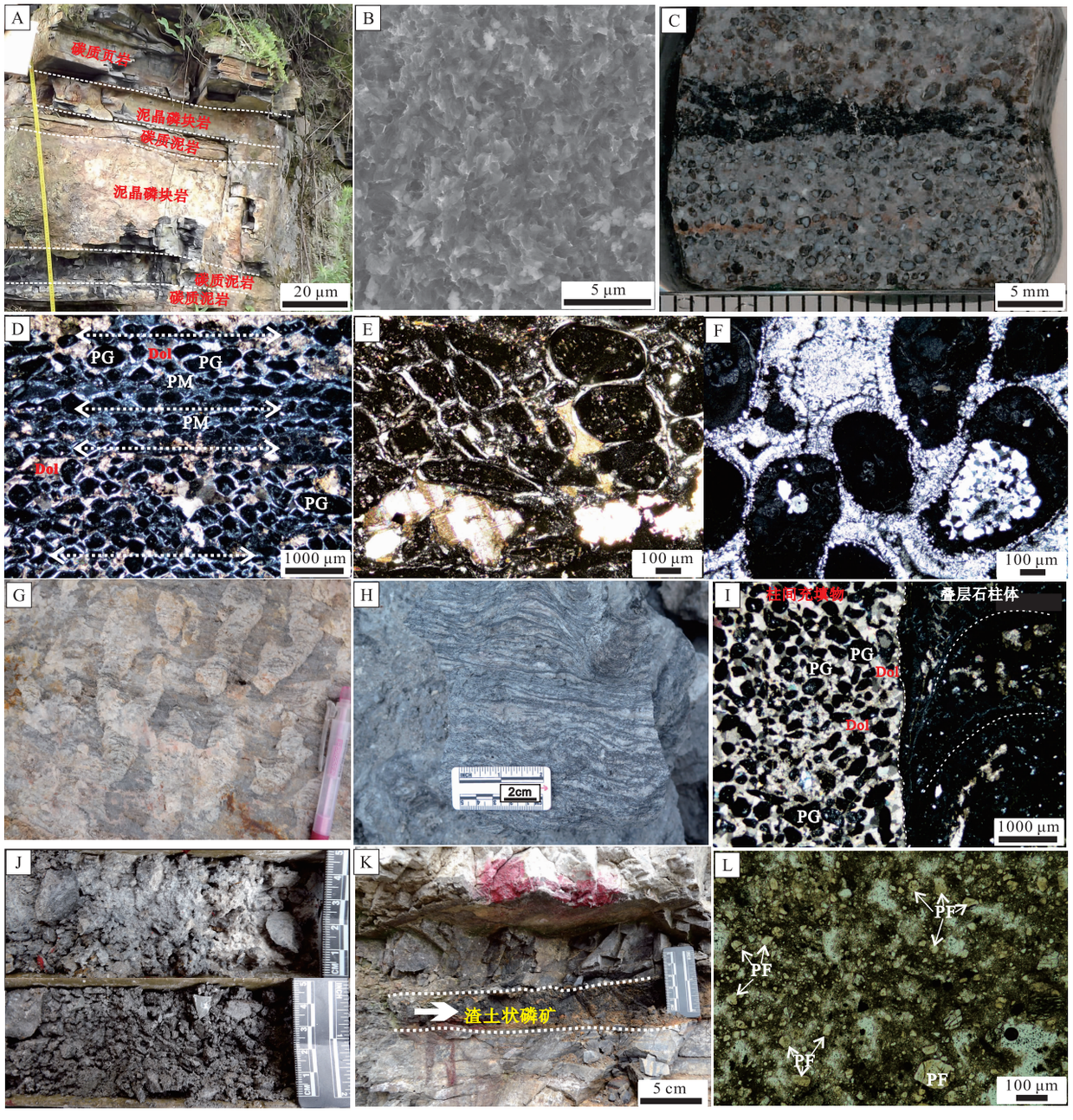
根据 Trappe（2001）的分类方案，原生磷块岩和改造磷块岩可以划分为以下类型：

泥晶（微晶）磷块岩：泥晶（微晶）磷块岩包括原生磷灰石沉淀形成的微晶质磷块岩和经波浪改造的泥屑磷块岩，二者不易区分。泥晶（微晶）磷块岩一般呈深灰色至黑色，矿石致密、均匀、坚硬，与含碳质泥岩、页岩互层产出（图 12-A）。泥晶（微晶）磷块岩由微晶质或隐晶质碳氟磷灰石组成，但常常混有黏土质、碳酸盐矿物和有机质。组成泥晶（微晶）磷块岩的磷灰石晶体矿物均为超微无定形磷灰石集合体（图 12-B），当含泥质和有机质较多时，表面呈很不清晰的云雾状，有些矿石发现藻丝体、细菌或其他生物遗迹。

自生的微晶磷灰石被认为是在细粒沉积物孔隙水中自生沉积的富磷沉积物，磷质通过有机质沉降释放或铁氧化还原泵在氧化还原界面富集，并在水柱中达到饱和浓度而沉积（Garrison and Kastner，1990；Soudry，1992；Arning *et al.*，2009）。因此泥晶磷块岩被认为是在海水氧化还原界面附近沉积的一类自生磷块岩，通常在水体环境较低能的远滨沉积。一般矿石内有机质丰富，由于混杂较多细粒沉积物如粉砂岩、页岩、泥岩等，矿石品位一般较低，也难以形成以泥晶磷块岩为主的大型矿床。泥晶磷块岩在瓮福、开阳地区分布较为局限，而在松林、丹寨地区泥晶磷块岩为磷矿床的主要矿石类型。

粒泥磷块岩：粒泥磷块岩是指磷质颗粒大于 10%、基质支撑的磷块岩。粒泥磷块岩的颗粒包括内碎屑（砾屑、砂屑、粉屑）、鲕粒、生物颗粒或球粒等，分别形成内碎屑粒泥磷块岩、鲕粒粒泥磷块岩、生物颗粒或球粒粒泥磷块岩及不同颗粒混合的复粒粒泥磷块岩等。粒泥磷块岩中含有较多的基质，代表较弱的水动力条件，常形成于浪基面之上的临滨带下部、浪基面之下的远滨带（浅海）上部，尤其是浪基面的波动带。

泥粒磷块岩：泥粒磷块岩是指颗粒支撑、基质填隙的磷块岩。与粒泥磷块岩相似，泥粒磷块岩的颗粒包括内碎屑、鲕粒、生物颗粒或球粒等，分别形成内碎屑泥粒磷块岩、鲕粒泥粒磷块岩、生物颗粒或球粒泥粒磷块岩及不同颗粒混合的复粒泥粒磷



A—遵义松林地区泥晶磷块岩与黑色页岩互层产出；B—泥晶磷块岩磷质颗粒内超微焰状磷灰石晶体集合体；C—疑似胚胎化石泥粒磷块岩，单偏光；D—砂屑磷块岩，磷质颗粒均有磷质环边包壳，磷质或白云石胶结，正交光；E—砂屑磷块岩，颗粒间磷质和白云质胶结，正交光；F—硅质砂屑磷块岩，磷质颗粒内部、等厚环边和胶结物均受硅化形成集晶状玉髓或粒柱状石英颗粒，单偏光；G—息烽陡山沱组地层内柱状、树枝状磷质叠层石；H—藻纹层磷块岩，磷质纹层与白云质纹层互层，正交光；I—开阳陡山沱组地层内叠层石显微照片，磷质叠层石柱体与柱体见砂屑磷质充填物，正交光；J—磷块岩矿层内的渣土状磷块岩层；K—磷块岩矿层内的渣土状磷块岩层；L—渣土状磷块岩，由磷质碎屑组成，单偏光。PG—磷质颗粒；PM—磷质环边包壳；Dol—白云石胶结物；PF—磷质碎屑

图 12 黔中地区震旦系陡山沱组磷矿矿石类型

Fig. 12 Types of phosphorites ore of the Sinian Doushantuo Formation in central Guizhou Province

块岩等。泥粒磷块岩中颗粒含量较高（>75%），颗粒支撑，但颗粒之间仍为基质填隙，反映较高能的水动力条件，常形成于临滨带中下部。

粒状磷块岩：粒状磷块岩是指颗粒支撑、胶结物填隙的磷块岩。粒状磷块岩的颗粒以内碎屑（尤其是砂屑）为主（图 11-B，11-C；图 12-D，

12-E，12-F），也见生物颗粒或球粒及少量的鲕粒。粒状磷块岩的主要特征是颗粒之间为胶结物胶结。胶结物主要为磷灰石、白云石，少量硅质。胶结物显示明显的世代特征，磷灰石颗粒之外为 1 层或多层结晶磷灰石包壳，向外为结晶白云石胶结物（图 11-D，11-E）。粒状磷块岩代表高能的沉积环境。由于水动力很强，沉积物的基质被冲刷移出，剩余的孔隙首先为水体中磷灰石沉淀胶结，当磷质耗尽，再为后期的结晶白云石胶结。

粘结磷块岩：粘结磷块岩是指微生物粘结形成的磷块岩，是黔中地区陡山沱组磷块岩的一种重要类型。粘结磷块岩发育于以潮汐作用为主的低能海岸及水下隆起区（潮坪），主要见于永温、温泉、新寨等地区。陡山沱组磷矿层中发育的叠层石磷块岩和微生物纹层磷块岩最为常见，且矿石品位较高。

叠层石磷块岩是指形成叠层石形态的磷块岩。磷质叠层石中磷质柱体分别由亮暗相间的磷质纹层呈弓状或锥状呈向上叠置而成（图 12-G）。磷质柱体发育规模不等，小叠层石高度在 5～15 cm 之间，大叠层石高度可达 1 m 左右。叠层石柱体常见穹状柱体，也见锥状柱体。穹状柱体呈顶部稍平缓的纹层，锥状柱顶部为锥状纹层。穹状柱体横向宽度一般大于 5 cm，柱体一般不分叉。锥状柱体宽度约 0.5～5 cm，柱体常分叉成树枝状。叠层石磷质柱体之间充填有磷质碎屑颗粒（图 12-I），并由白云石、硅质胶结物胶结，柱体和柱间充填物界线明显。显微镜下观察显示，叠层石柱体成分主要由磷酸盐矿物组成，含大量有机质成分及少量碳酸盐矿物。

微生物纹层磷块岩是纹层形态与叠层石类似，但未形成叠层石形态、纹层近水平的磷块岩。微生物纹层中的微晶磷灰石呈薄层状分布（图 12-H），其形态表现为近水平展布波状起伏的层状特征，层内可见丝状体。

叠层石磷块岩和微生物纹层磷块岩是在低能的浅水透光带条件下由底栖微生物（蓝细菌）席通过不断吸收聚集海水中的磷酸盐而不断生长形成的（朱士兴和王砚耕，1983；Krajewski *et al.*，2000；Sánchez-Navas and Martín-Algarra，2001）。黔中地区陡山沱组磷质叠层石柱体常由明暗相间的磷质纹层组成，表明叠层石凸面在生长过程中未受到碎屑物质输入的影响而产生生长间断。在没有外来碎屑进入叠层石层面的影响下，磷酸盐层薄层的不断生长表明原始磷灰石的生长形态是单纯受微生物活动控制，而不是外部的沉积因素控制（Planavsky and Grey，2008）。叠层石柱体间的磷质碎屑充填物则可能为水动力转变导致原生磷质叠层石或其他原生磷块岩被打碎搬运至柱体间形成的（张伟等，2015）。

3.2.2.2　次生磷块岩

黔中地区陡山沱组磷矿还包括一些特殊类型的磷块岩，包括渣状或土状—半土状磷块岩（简称渣土状磷块岩）和碎裂—硅化磷块岩。

渣状和土状半土状磷块岩：这种磷块岩呈疏松的渣状、土状—半土状结构（图 12-J，12-K），胶结程度极差，内部可见广泛分布的溶蚀孔洞，岩石硬度低，易碎。渣状磷块岩还残留原始磷块岩的结构，显微镜下由破碎的内碎屑磷块岩组成（图 12-L）。渣状或土状—半土状磷块岩是由原生和改造磷块岩形成之后暴露海平面之上的陆表环境经强烈风化淋滤形成的。可以是海平面下降原地暴露而成，也可以是下伏的磷块岩层经长期风化、淋滤，迁移到周边的低洼沉积区、溶洞之中形成的，因此渣状、土状—半土状磷块岩的原始结构、构造受到强烈破坏。但由于矿物风化特性，碳酸盐岩矿物最易风化，磷酸盐矿物较为稳定，因此淋滤作用导致了磷块岩中的碳酸盐岩胶结物及易迁移元素流失，使磷块岩品位提升，为典型的再次富集成矿作用产物。

碎裂及硅化磷块岩：黔中地区陡山沱组磷矿局部出现碎裂并硅化的磷块岩，主要见于开阳地区矿层顶部。除磷块岩发生硅化之外，含矿岩系中发育石英脉，溶蚀孔洞内可见较自形的石英晶簇，指示磷块岩形成以后经历了可能来自富硅热液的侵入和交代。磷质叠层石内也存在普遍的硅化现象，叠层石柱体磷质纹层内和柱体间均存在不同程度的硅化作用，形成粗晶石英颗粒或纤维细晶状玉髓。硅化磷块岩矿石内的白云石胶结物最易受交代，在颗粒间交代形成纤维细晶状玉髓，颗粒周围可见等厚栉节状石英环壳，磷质颗粒内部同样会存在片状、柱状石英颗粒重结晶。在内碎屑磷块岩中，硅化交代作用最先发生于粒间胶结物中，其次是颗粒周围的环壳，最后为磷质颗粒内部。通常是富硅质孔隙水

对碳酸盐、磷酸盐矿物逐渐交代形成的，硅化作用对磷酸盐的交代会影响磷质品位，导致硅化磷块岩中矿石品位降低。

4 磷块岩的沉积成矿模式

4.1 岩相类型

黔中地区震旦系陡山沱组含磷岩系主要由磷块岩、碳酸盐岩及少量陆源碎屑岩组成。靠近“黔中古陆”边缘的开阳地区南部和瓮福地区西部，陡山沱组第一段下部为陆源碎屑岩，上部为含锰白云岩；瓮福地区东部为盖帽白云岩。磷块岩发育于陡山沱组第二段和第四段（分别称为 A 矿层和 B 矿层）；陡山沱组第三段主要为碳酸盐岩。根据典型剖面的沉积相分析(图 13)，陡山沱组可以分为 15 个岩相类型(表 3)。

4.2 沉积成矿模式

黔中地区震旦系陡山沱组磷矿经历了初始成矿作用、簸选成矿作用、淋滤成矿作用 3 阶段成矿过程（杜远生等，2018；张亚冠等，2019）。已有的研究表明，黔中陡山沱组 A 矿层主要由 Fe-氧化还原泵初始成矿作用形成；B 矿层主要由生物初始聚磷作用形成（张亚冠等，2019，2020；杜远生等，2020）。簸选成矿作用是指初始成矿作用形成的磷块岩经早期成岩固结，在海平面下降过程中，初始形成的层状、结核状磷灰石在临滨—前滨波浪带受波浪簸选将泥质沉积物、细碎屑沉积物簸选移离，

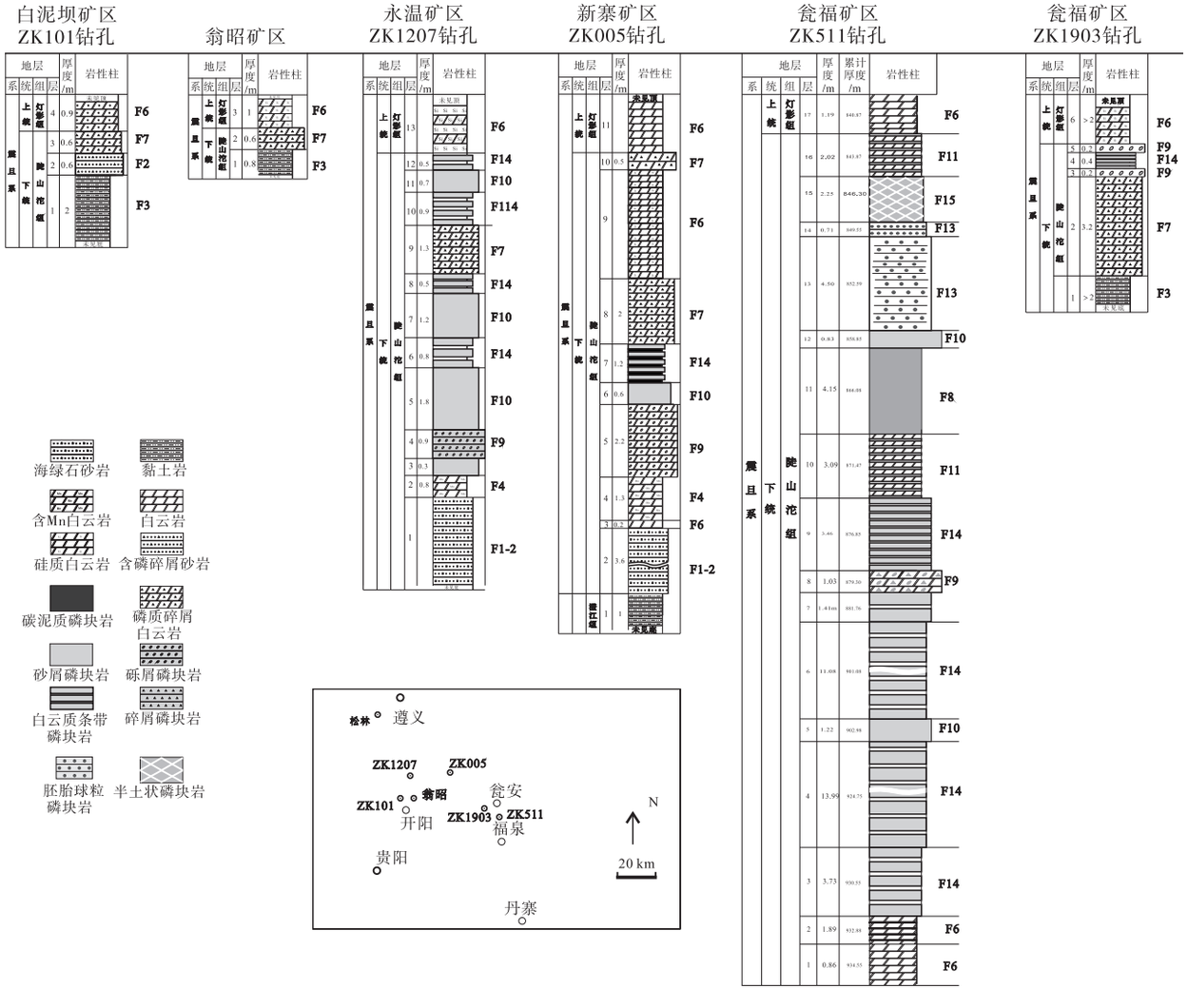


图 13 黔中地区震旦系陡山沱组岩相柱状对比

Fig. 13 Columnar correlation of lithofacies of the Sinian Doushantuo Formation in central Guizhou Province

表 3　黔中地区震旦系陡山沱组岩相特征与沉积环境

Table 3　Lithofacies and sedimentary environments of the Sinian Doushantuo Formation in central Guizhou Provine

沉积类型	岩相	岩石学特征	沉积构造	沉积环境
碎屑岩相	厚层含砾石英砂岩相(F1)	灰绿色,由大小不一、磨圆较好的砾石和粗砂组成	厚层,砾石可见叠瓦状组构	无障壁海滩前滨—临滨
	厚层中细粒石英砂岩相(F2)	灰绿色,由分选较好、磨圆中等的中细粒石英组成,含海绿石、长石、粘土矿物等	中—厚层,层内可见大型板状交错层理、平行层理或浪成交错层理	无障壁海滩前滨—上临滨
	中薄层粉砂—泥质岩相(F3)	灰绿色—灰黑色,粉砂—黏土质,粉砂为石英,分选、磨圆中等,偶含海绿石	可见小型浪成交错层理、水平层理或脉状层理、波状层理	下临滨—远滨带
碳酸盐岩相	厚层含锰白云岩相(F4)	灰白色,由细—微晶白云石组成,可见重晶石扇	厚层,发育席状裂隙、帐篷构造和瘤状突起	滨岸潮坪朝下带
	中厚层鲕粒白云岩相(F5)	灰色,中厚层,主要由白云石组成,鲕粒发育	可见平行层理和交错层理	潮下带
	中厚层微晶白云岩相(F6)	灰—灰白色,微晶白云石为主,常见玉髓,硅化	中—厚层,孔洞较普遍	近岸浅海环境,受准同生暴露、淋滤影响
	含磷白云岩相(F7)	灰白色—白色,微晶—粗晶白云岩,硅化作用发育	块状、含大量溶蚀角砾和溶蚀孔洞	极浅水海岸暴露环境
磷块岩相	(含碳)泥晶磷块岩相(F8)	灰黑色—黑色,主要矿物成分为隐晶到微晶质磷灰石,含有机质成分,夹泥页岩、泥晶白云岩及硅质岩	薄层,含水平纹层和硅质岩、泥晶白云岩透镜体等	远滨(浅海)相
	块状砾屑磷块岩相(F9)	灰色,含大量磷质砾屑及少量砂屑、白云质砾石	块状,砾石可见叠瓦状或菊花状排布	滨岸高能水体环境,或风暴流影响
	中厚层砂屑磷块岩相(F10)	灰—深灰色,中—粗粒,磷质内碎屑、鲕粒、生物颗粒或球粒为主	中—厚层,可见大型板状交错层理、平行层理或浪成交错层理	无障壁海滩,后滨—前滨相、上临滨带
	纹层状细—粉屑磷块岩相(F11)	灰—深灰色,由磷质细—粉屑组成,夹泥晶磷质或白云质细纹层或条带	薄层,可见水平纹层、小型浪成交错层理	下临滨相—远滨环境
	粘结磷块岩相(F12)	灰—灰白色,含叠层石、藻纹层、藻球粒等	块状,微生物纹层呈水平状或穹形柱状状	潮坪或较局限的浅水低水动能海域
	微生物磷块岩相(F13)	具微生物胚胎或球粒,化石成分为主要磷酸盐	中厚层状,均质层理或水平层理	下临滨或远滨带
	条带状砂屑磷块岩相(F14)	灰—灰白色,由磷质颗粒条带和细晶白云石条带组成	白云石条带和磷质颗粒条带呈互层状产出	滨岸浅水环境,白云石条带为蒸发作用有关
	渣状—土状半土状磷块岩(F15)	灰黄色到灰黑色,由疏松、破碎的磷块岩组成	块状构造	原生磷块岩暴露、淋滤形成

磷碎屑的第 1 次富集形成碎屑状磷块岩。这些磷质碎屑颗粒再沉积过程中常常受第 1 期次的磷质等厚环边胶结和第 2 期次的粒间白云石胶结，形成独特胶结结构的颗粒状磷块岩类型。淋滤成矿作用是在海平面的持续下降过程中先成的碎屑磷块岩遭受暴露作用，碎屑状磷块岩中白云质胶结物及活动元素形成的其他矿物受淋滤作用溶解移出，形成了孔洞状和渣土状的富磷矿（张亚冠等，2016，2019；杜远生等，2020）。三阶段成矿作用伴随海平面变化多期次交替进行，在处于浅水海滩的开阳地区，陡山沱中期海退时期未发育夹层白云岩，而是使初期成磷、簸选作用形成的 A 矿层直接暴露于地表之上，随后的海侵过程中形成的 B 矿层磷块岩直接覆盖于 A 矿层之上，造成 A 矿层与 B 矿层合并，并在陡山沱末期再次遭受暴露淋滤作用，最终形成具有极高品位的磷矿层。

黔中地区陡山沱期磷矿分布于黔中古陆北缘、东缘的无障壁海岸沉积环境，通过陡山沱组层序地层和海平面升降分析揭示陡山沱期存在 2 次大的海侵—海退事件。陡山沱初期（第一段）-早期（第二段），是南沱组冰期之后的第 1 次海侵—海退旋回；陡山沱中期（第三段）-晚期（第四段）为第 2 次海侵—海退旋回。海平面的周期性变化导致了磷质岩、碳酸盐岩的交替。海退导致海平面下降和

海水变浅，浅水波浪持续簸选先成的磷块岩层形成碎屑状磷块岩，且海平面下降导致部分地区磷块岩暴露事件造成淋滤、流失无用元素，使矿石品位提升。簸选成矿作用和淋滤成矿作用多期次交替进行，导致矿石品位的大幅提升，最终形成黔中地区的富磷矿沉积(图 14)。

南沱冰期结束之后，陡山沱初期的海侵使黔中古陆周围先后沉积含海绿石石英砂岩、砂质白云岩、白云岩。随着海侵规模的进一步扩大，至陡山沱早期，黔中地区成为深部上升洋流携带磷质输入浅水聚集的最佳区域，同时海水中的藻类生物不断吸收磷质，并在沉积埋藏过程中降解释放磷质进入沉积物—水界面附近，使底层海水中磷酸盐浓度不断聚集，开始出现陡山沱组第二段初始的磷矿石沉积（A 矿层）。黔中古陆北部的洋水—温泉—永温—冯三一线和东部的翁昭坝—大湾—白岩一线成为磷块岩沉积的优势区。随着陡山沱早期期末海平面下降，白泥坝—翁昭一线已处于海平面附近后滨—前滨带，而洋水—温泉—永温一线成为高能的前滨—临滨带。因此，滨岸地区陡山沱早期形成的磷块岩中黏土岩、细碎屑岩夹层经波浪簸选而移出。簸选富磷作用提升了磷块岩的品位，形成高品位的富磷矿。

陡山沱中晚期又一次迅速的海侵—海退旋回，形成陡山沱组第三段的夹层白云岩和第四段的以生物聚磷为主导的磷矿层（B 矿层）。陡山沱晚期期末，又出现一次明显的海退。随着海平面大幅下降，白泥坝、翁昭，乃至洋水、温泉、永温等地区均暴露于海面之上。先成的磷块岩（包括 A 矿层和 B 矿层）及夹层白云岩，受波浪机械破碎和簸选影响形成砂屑磷块岩。早期形成的磷块岩中泥质和细碎屑沉积被移出，碳酸盐岩夹层及其 Ca^{2+}、Mg^{2+}、CO_3^{2-} 等成分被风化淋滤移出，使磷块岩品位提升。受较长时间的暴露、淋滤影响，矿层内发育侵蚀不整合面，矿石普遍发育大量溶蚀孔洞，部分矿石甚至呈土状疏松结构。值得注意的是，开阳地区（白泥坝、翁昭、洋水、温泉、永温）A 矿层、B 矿层及夹层白云岩均被波浪作用及后期的风化淋滤所改造，混合成 1 套磷块岩沉积。受开阳地区强烈的波浪簸选及后期风化淋滤影响，该区形成高品位的富矿石，矿石平均品位 P_2O_5 含量 30%以上，部分矿石可达 40%以上。而新寨和瓮福地区，波浪改造未触及 A 矿层，故保留 A 矿层—夹层白云岩—B 矿层的沉积序列。新寨和瓮福地区 A 矿层和 B 矿层虽均为独立成矿，可能波浪作用较弱，簸选作用受限，其矿石品位很难达到优质水平，矿层分布也不稳定。

综上所述，黔中地区的磷矿床成矿模式可分为初始沉积成矿及成岩作用阶段，簸选成矿作用和淋滤成矿作用交替多期次进行，其中古地理面貌控制了磷矿床的沉积与分布，在无障壁磷质海滩沉积环境下，临滨带为磷质聚集成矿的优势区域。陡山沱期动荡的水体环境为磷矿层的富矿作用提供了有利条件，原生沉积的磷矿层很难达到优质品位，磷块岩经受多期次的冲刷、簸选、暴露、淋滤、胶结及再沉积作用才最终形成高品位磷矿床。

5 结论

1）以“磷酸盐工厂”的理论为指导，从磷的来源、聚磷作用、富磷作用入手，系统分析了黔中震旦系陡山沱组磷矿的结构组分、岩石分类和矿石类型。原生磷矿以内碎屑（包括砂屑、砾屑、粉屑）磷矿为主，少量鲕粒状磷矿、生物颗粒或球粒磷矿及叠层石磷矿。内碎屑、鲕粒、生物颗粒或球粒磷矿以磷质和白云石胶结物为主。次生磷矿包

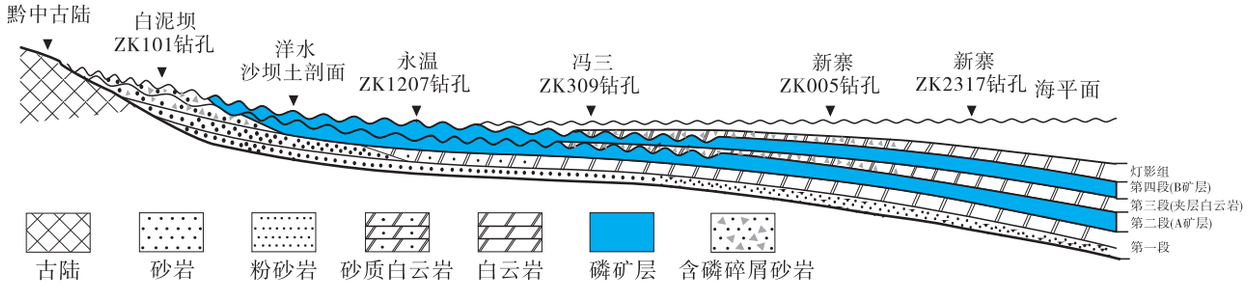


图 14 黔中地区震旦纪陡山沱期磷矿床成矿模式

Fig. 14 Ore-formation model of phosphorite ore of the Sinian Doushantuo Formation in central Guizhou Province

括渣状、土状—半土状磷矿和碎裂型磷矿。

2）区域及矿区古地理研究表明，磷矿主要形成于黔中古陆北部、东部边缘的高能无障壁海滩沉积环境，磷矿层位（A 矿层和 B 矿层）受 2 期海平面变化制约。

3）陡山沱组包括 15 种岩相类型，其中磷矿含矿岩系可分为 8 种岩相类型。

4）陡山沱组磷矿形成经历了初始成矿作用、波浪簸选富集成矿、淋滤富集成矿 3 阶段成矿过程，在此基础上建立了陡山沱组磷矿黔中古陆边缘无障壁海滩的动态成矿模式。

参考文献（References）

陈其英. 1981. 磷块岩的内碎屑. 地质科学,16(2)：153－158,199. [Chen Q Y. 1981. Study on the intraclast of phosphorite. Chinese Journal of Geology,16(2)：153－158,199]

陈其英,郭师曾. 1985. 中国东部震旦纪和寒武纪磷块岩的结构成因类型及其沉积相和环境. 地质科学,20(3)：224－235,313－314. [Chen Q Y,Guo S Z. 1985. Texture-genetic types,facies characteristics and formation environment of phosphorites of Sinian and Cambrian in eastern China. Chinese Journal of Geology,20(3)：224－235,313－314]

杜远生,陈国勇,张亚冠,刘建中,陈庆刚,赵征. 2017. 贵州省震旦纪陡山沱组磷矿沉积地质学. 湖北武汉：中国地质大学出版社. [Du Y S,Chen G Y,Zhang Y G,Liu J Z,Chen Q G,Zhao Z. 2017. Sedimentary Geology of the phosphorite deposits from the Sinian Doushantuo Formation in Guizhou Province. Wuhan：China University of Geosciences Press]

杜远生,周琦,余文超,张亚冠,王萍,覃永军,庞大卫. 2018. 贵州南华纪—震旦纪沉积大地构造及其对沉积矿产的控制作用. 贵州地质,35(4)：282－290. [Du Y S,Zhou Q,Yu W C,Zhang Y G,Wang P,Qin Y J,Pang D W. 2018. Sedimentary geotectonics and its control function of sedimentary mineral in Nanhua Period-Sinian Period in Guizhou. Guizhou Geology,35(4)：282－290]

杜远生,余文超,张亚冠. 2020. 矿产沉积学：一个新的交叉学科方向. 古地理学报,22(4)：601－619. [Du Y S,Yu W C,Zhang Y G. 2020. Ore sedimentology：a developing interdisciplinary research direction of sedimentology. Journal of Palaeogeography(Chinese Edition),22(4)：601－619]

刘魁梧. 1985. 沉积磷块岩结构类型、成因及成矿阶段. 沉积学报. 3(1)：29－41,140－141. [Liu K W. 1985. The texture types,geneses and ore-forming stages of sedimentary phosphorite. Acta Sedimentologica Sinica,3(1)：29－41,140－141]

密文天. 2010. 上扬子地区震旦纪陡山沱期成磷事件研究：以贵州瓮安、湖北宜昌磷矿床为例. 成都理工大学博士学位论文. [Mi W T. 2010. Study on phosphorus formation in Doushantuo period of sinian in Upper Yangtze Region：taking Weng'an, Guizhou and Yichang,Hubei as examples. Doctoral dissertation of Chengdu University of Technology]

密文天,林丽,周玉华,付修根,马叶情. 2009. 贵州瓮安陡山沱组磷块岩生物标志物特征及对沉积环境的指示. 沉积与特提斯地质,29(2)：55－59. [Mi W T,Lin L,Zhou Y H,Fu X G,Ma Y Q. 2009. Biomarkers of the phosphorites and their indicators of the sedimentary environments of the Doushantuo Formation in Weng'an, Guizhou. Sedimentary Geology and Tethyan Geology,29(2)：55－59]

聂文明,马东升,潘家永,周健,吴凯. 2006. 黔中新元古代—早寒武世含磷岩系$\delta^{13}C$变化及其古海洋意义. 南京大学学报(自然科学版),42(3)：257－268. [Nie W M,Ma D S,Pan J Y,Zhou J,Wu K. 2006. $\delta^{13}C$ excursions of phosphorite-bearing rocks in Neoproterozoic-Early Cambrian interval in Guizhou,South China：implications for Paleoceanic evolutions. Journal of Nanjing University(Natural Sciences),42(3)：257－268]

覃永军. 2015. 江南造山带西段新元古代下江群年代地层标定与盆地演化. 中国地质大学(武汉)博士学位论文. [Qin Y J. 2015. Chronostratigraphic calibration and basin evolution of Neoproterozoic Xiajiang Group in the western segment of Jiangnan orogenic belt. Doctoral dissertation of China University of Geosciences(Wuhan)]

王剑,段太忠,谢渊,汪正江,郝明,刘伟. 2012. 扬子地块东南缘大地构造演化及其油气地质意义. 地质通报,31(11)：1739－1749. [Wang J,Duan T Z,Xie Y,Wang Z J,Hao M,Liu W. 2012. The tectonic evolution and its oil and gas prospect of southeast margin of Yangtze Block. Geological Bulletin of China,31(11)：1739－1749]

吴祥和,韩至钧,蔡继峰. 2000. 贵州磷块岩. 北京：地质出版社. [Wu X H,Han Z J,Cai J F. 2000. Phosphorite of Guizhou. Beijing：Geological Publishing House]

夏学惠,东野脉兴,陈代良. 2012. 黔中开阳地区磷块岩巨量堆积与陆缘坻控矿作用. 矿床地质,31(S1)：1185－1186. [Xia X H,Dongye M X,Chen D L. 2012. Phosphate rock massive and continental margin up lift controls the mineralization of Kaiyang area in central Guizhou Province. Mineral Deposits,31(S1)：1185－1186]

杨卫东,曾允孚. 1990. 黔中陡山沱期磷块岩成因的系统研究. 沉积学报,8(3)：84－92. [Yang W D,Zeng Y F. 1990. Systematic research on the origin of the phosphorites of Doushantuo stage central Guizhou,China. Acta Sedimentologica Sinica,8(3)：84－92]

叶连俊,陈其英,赵东旭. 1989. 中国磷块岩. 北京：科学出版社. [Ye L J,Chen Q Y,Zhao D X. 1989. Phosphorites in China. Beijing：Science Press]

张伟,杨瑞东,毛铁,任海利,高军波,陈吉艳. 2015. 瓮安埃迪卡拉系灯影组叠层石磷块岩形成环境及成矿机制. 高校地质学报,21(2)：186－195. [Zhang W,Yang R D,Mao T,Ren H L,Gao J B,Chen J Y. 2015. Sedimentary environment and mineralization mechanism of the stromatolitic phosphorite in the Ediacaran Dengying Formation,Weng'an County of Guizhou Province,China. Geological Journal of China Universities,21(2)：186－195]

张亚冠,杜远生,陈国勇,刘建中,王泽鹏,徐圆圆,谭代卫,李磊,王大福,吴文明. 2016. 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. 古地理学报,18(4): 581-594. [Zhang Y G, Du Y S, Chen G Y, Liu J Z, Wang Z P, Xu Y Y, Tan D W, Li L, Wang D F, Wu W M. 2016. Sedimentary characteristics and mineralization model of high grade phosphorite in the Sinian Doushantuo Age of Kaiyang area, central Guizhou Province. Journal of Palaeogeography (Chinese Edition), 18(4): 581-594]

张亚冠,杜远生,陈国勇,刘建中,陈庆刚,赵征,王泽鹏,邓超. 2019. 富磷矿三阶段动态成矿模式: 黔中开阳式高品位磷矿成矿机制. 古地理学报,21(2): 351-368. [Zhang Y G, Du Y S, Chen G Y, Liu J Z, Chen Q G, Zhao Z, Wang Z P, Deng C. 2019. Three stages dynamic mineralization model of the phosphate rich deposits: Mineralization mechanism of the Kaiyang type high grade phosphorite in central Guizhou Province. Journal of Palaeogeography (Chinese Edition), 21(2): 351-368]

张亚冠,杜远生,刘建中,王泽鹏,邓超. 2020. 贵州震旦系陡山沱组磷块岩成磷作用及与新元古代末期氧化事件(NOE)的耦合. 古地理学报,22(5): 893-912. [Zhang Y G. Du Y S, Liu J Z, Wang Z P, Deng C. 2020. Phosphogenesis of phosphorite from the Sinian Doushantuo Formantion in Guizhou Province and its coupling relation with the Neoproterzoic oxygenation event. Journal of Palaeogeography (Chinese Edition), 22(5): 893-912]

赵东旭. 1986. 震旦纪陡山沱组的碎屑磷块岩. 岩石学报,2(3): 66-75,100. [Zhao D X. 1986. Intraclasic phosphorites of Doushantuo Formation in Sinian period. Acta Petrologica Sinica, 2(3): 66-75, 100]

赵东旭. 1988. 磷块岩结核的显微结构和生成特点. 地质科学,23(1): 57-67,99. [Zhao D X. 1988. Microstructures of concretionary phosphorites and their genetic characteristics. Chinese Journal of Geology, 23(1): 57-67, 99]

朱士兴,王砚耕. 1983. 关于开阳磷块岩矿床成因的探讨. 科学通报,28(19): 1191-1194. [Zhu S X, Wang Y G. 1983. Discussion on the genesis of Kaiyang phosphorite deposit. Chinese Science Bulletin, 28(19): 1191-1194]

Abed A M, Abdalla R S. 1998. On the state of weathering of the Upper Cretaceous red phosphorites of Eshidiya, southern Jordan. Journal of African Earth Sciences, 27(1): 39-54.

Arning E T, Lückge A, Breuer L C, Gussone N, Birgel D, Peckmann J. 2009. Genesis of phosphorite crusts off Peru. Marine Geology, 262(1-4): 68-81.

Baioumy H M, Tada R, Gharaie M H M. 2007. Geochemistry of Late Cretaceous phosphorites in Egypt: implication for their genesis and diagenesis. Journal of African Earth Sciences, 49(1-2): 12-28.

Baturin G N. 1971. Stages of phosphorite formation on the ocean floor. Nature Physical Science, 232(29): 61-62.

Baturin G N. 1982. Phosphorites on the Sea Floor. Elsevier: 161-172.

Baturin G N. 1990. Geochemistry and origin of ferromanganese nodules. International Geology Review, 32(9): 916-929.

Benitez-Nelson C R, O'Neill L, Kolowith L C, Pellechia P, Thunell R. 2004. Phosphonates and particulate organic phosphorus cycling in an anoxic marine basin. Limnology and Oceanography, 49(5): 1593-1604.

Berner K R R. 1993. Authigenic apatite formation and burial in sediments from non-upwelling, continental margin environments. Geochimica et Cosmochimica Acta, 57(5): 991-1007.

Bertrand-Sarfati J, Flicoteaux R, Moussine-Pouchkine A, Ait Kaci A A. 1997. Lower Cambrian apatitic stromatolites and phospharenites related to the glacio-eustatic cratonic rebound(Sahara, Algeria). Journal of Sedimentary Research, 67(5): 957-974.

Chen L, Xiao S, Pang K, Zhou C, Yuan X. 2014. Cell differentiation and germ-soma separation in Ediacaran animal embryo-like fossils. Nature, 516(7530): 238-241.

Compton J, Mallinson D, Glenn C R, Filippelli G, Follmi K, Shields G, Zanin Y. 2000. Variations in the global phosphorus cycle. Society for Sedimentary Geology: 21-33.

Delaney M L. 1998. Phosphorus accumulation in marine sediments and the oceanic phosphorus cycle. Global Biogeochemical Cycles, 12(4): 563-572.

Filippelli G M. 2011. Phosphate rock formation and marine phosphorus geochemistry: the deep time perspective. Chemosphere, 84(6): 759-766.

Föllmi K B. 1996. The phosphorus cycle, phosphogenesis and marine phosphate-rich deposits. Earth-Science Reviews, 40(1): 55-124.

Föllmi K B, Garrison R E, Grimm K A. 1991. Stratification in phosphatic sediments: illustrations from the Neogene of Central California. In Einsele G, Ricken W, Seilacher A(eds), Cycles and events in stratigraphy. Heidelberg, Springer-Verlag: 492-507.

Gao Y P, Zhang X L, Zhang G J, Chen K F, Shen Y N. 2018. Ediacaran negative C-isotopic excursions associated with phosphogenic events: evidence from South China. Precambrian Research, 307: 218-228.

Garrison R E, Kastner M. 1990. Phosphatic sediments and rocks recovered from the Peru margin during ODP Leg 112 Proccedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 112: 1990. 111-134.

Gleen C R, Föllmi K B, Riggs S R, Baturin G N, Grimm K A, Trappe J, Abed A M, Galli-Olivier C, Garrison R E, Ilyin A V, Jehl C, Rohrlich V, Sadaoah R M Y, Schidlowski M, Sheldon R E, Siegmund H. 1994. Phosphorus and phosphorites: sedimentology and environments of formation. Eclogae Geologicae Helvetiae, 87(3): 747-788.

Goldhammer T, Brüchert V, Ferdelman T G, Zabel M. 2010. Microbial sequestration of phosphorus in anoxic upwelling sediments. Nature Geoscience, 3(8): 557-561.

Gómez-Peral L E, Kaufman A J, Poiré D G. 2014. Paleoenvironmental implications of two phosphogenic events in Neoproterozoic sedimentary successions of the Tandilia System, Argentina. Precambrian Research, 252: 88-106.

Krajewski K P, Leśniak P M, Łącka B, Zawidzki P. 2000. Origin of phosphatic stromatolites in the Upper Cretaceous condensed sequence of the Polish Jura Chain. Sedimentary Geology, 136(1): 89-112.

Nelson G J, Pufahl P K, Hiatt E E. 2010. Paleoceanographic constraints on Precambrian phosphorite accumulation, Baraga Group, Michigan,

USA. Sedimentary Geology, 226(1-4): 9-21.

Planavsky N J, Grey K. 2008. Stromatolite branching in the Neoproterozoic of the centralian superbasin, Australia: an investigation into sedimentary and microbial control of stromatolite morphology. Geobiology, 6(1): 33-45.

Pufahl P K, Hiatt E E. 2012. Oxygenation of the Earth's atmosphere-ocean system: a review of physical and chemical sedimentologic responses. Marine and Petroleum Geology, 32(1): 1-20.

Pufahl P K, Groat L A. 2017. Sedimentary and igneous phosphate deposits: formation and exploration: an invited paper. Economic Geology, 112(3): 483-516.

Pufahl P K, Grimm K A, Abed A M, Sadaqah R M Y. 2003. Upper Cretaceous(Campanian) phosphorites in Jordan: implications for the formation of a south Tethyan phosphorite giant. Sedimentary Geology, 161(3-4): 175-205.

Riggs S R. 1979. Petrology of the Tertiary phosphorite system of Florida. Economic Geology, 74(2): 195-220.

Ruttenberg K C. 1992. Development of a sequential extraction method for different forms of phosphorus in marine sediments. Limnology and Oceanography, 37: 1460-1482.

Sánchez-Navas A, Martín-Algarra A. 2001. Genesis of apatite in phosphate stromatolites. European Journal of Mineralogy, 13(2): 361-376.

Schmitt M, Southgate P N. 1982. A phosphatic stromatolite(*Ilicta* cf. *composita* Sidorov) from the Middle Cambrian, northern Australia. Alcheringa, 6(3): 175-183.

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. Precambrian Research, 235: 20-35.

She Z B, Strother P, Papineau D. 2014. Terminal Proterozoic cyanobacterial blooms and phosphogenesis documented by the Doushantuo granular phosphorites Ⅱ: microbial diversity and C isotopes. Precambrian Research, 251: 62-79.

Soudry D. 1992. Primary bedded phosphorites in the Campanian Mishash Formation, Negev, southern Israel. Sedimentary Geology, 80(1-2): 77-88.

Southgate P N. 1980. Cambrian stromatolitic phosphorites from the Georgina Basin, Australia. Nature, 285(5764): 395-397.

Trappe J. 2001. A nomenclature system for granular phosphate rocks according to depositional texture. Sedimentary Geology, 145(1): 135-150.

Van Kauwenbergh S J. 2010. World phosphate rock reserves and resources. Muscle Shoals, IFDC: 83-97.

Xiao S H, Knoll A H. 1999. Fossil preservation in the Neoproterozoic Doushantuo phosphorite lagerstatte, South China. Lethaia, 32(3): 219-240.

Xiao S H, Zhang Y, Knoll A H. 1998. Three-dimensional preservation of algae and animal embryos in a Neoproterozoic phosphorite. Nature, 391: 553-558.

Zhang Y G, Pufahl P K, Du Y S, Chen G Y, Liu J Z, Chen Q G, Wang Z P, Yu W C. 2019. Economic phosphorite from the Ediacaran Doushantuo Formation, South China, and the Neoproterozoic-Cambrian phosphogenic event. Sedimentary Geology, 388: 1-19.

（责任编辑　郑秀娟）