

<https://doi.org/10.3799/dqkx.2020.346>



# 扬子台地西南部奥陶系宝塔组底部含 鲕绿泥石灰岩成因意义

陈思<sup>1</sup>, 曾敏<sup>1\*</sup>, 田景春<sup>2</sup>, 任科法<sup>1</sup>, 靳晓雨<sup>1</sup>, 李晨伟<sup>1</sup>

1. 成都理工大学地球科学学院, 四川成都 610059

2. 成都理工大学沉积地质研究院, 四川成都 610059

**摘要:** 对四川省兴文县上奥陶统宝塔组底部含鲕绿泥石灰岩开展成因研究, 有助于了解扬子台地西南部同时期的沉积环境演化过程。通过沉积学分析, 并辅助以电子探针和扫描电镜等矿物学研究方法, 发现富鲕绿泥石鲕粒及球粒为同生期沉积物, 共生的生物碎屑组合指示海水为氧化性水体。丰富的微生物相关组构表明同期微生物席发育, 且其代谢活动可致使水岩界面附近形成还原性水体, 这是同生鲕绿泥石形成的必要条件, 酪绿泥石形成所需的Fe、Al元素来自早期风化壳在海侵阶段的大规模输入。宝塔组底部富鲕绿泥石灰岩是同期全球海平面演化在扬子台地的具体表现, 佐证了早桑比期的海平面下降, 是晚桑比期扬子台地快速海侵的重要标志。

**关键词:** 扬子台地; 宝塔组; 酪绿泥石; 微生物; 海平面升降; 沉积学。

中图分类号: P581

文章编号: 1000-2383(2021)09-3107-16

收稿日期: 2020-09-28

## Chamosite-Ooidal Limestones at the Bottom of Ordovician Pagoda Formation in the Southwestern Yangtze Platform: Genesis and Paleoenvironmental Implications

Chen Si<sup>1</sup>, Zeng Min<sup>1\*</sup>, Tian Jingchun<sup>2</sup>, Ren Kefa<sup>1</sup>, Jin Xiaoyu<sup>1</sup>, Li Chenwei<sup>1</sup>

1. College of Earth Sciences, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China

2. Institute of Sedimentary Geology, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China

**Abstract:** A set of the chamosite-ooidal limestones was discovered at the bottom of the Pagoda Formation (Upper Ordovician) in Xingwen County, Sichuan Province, and its genesis can facilitate the understanding the evolution of the depositional environment in the southwestern Yangtze platform during the same period. Based on a detailed sedimentological analysis, this paper presents a study on the genesis of the chamosite-ooidal limestones, combined with mineralogical characterization via electron microprobe and scanning electron microscope studies. It is found that chamosite-rich ooids and peloids are syngenetic sediments, and symbiotic bioclastic assemblages indicate that the seawater was oxidizing. The abundant microbial-related fabric indicates that microbial mats develop during the same period, and their metabolic activities can lead to the formation of reducing water bodies near the water-sediment interface, which is a necessary condition for the formation of syngenetic chamosite. The Fe and Al elements needed for chamosite formation are derived from large-scale inputs of the early weathering crust during the transgression stage. The chamosite-ooidal limestones at the bottom of the Pagoda Formation are the concrete manifestation of

基金项目:国家自然科学基金项目(No. 41872110);中国博士后基金项目(No. 2018M633331)。

作者简介:陈思(1979—),男,讲师,博士研究生,沉积学专业,主要从事矿物学、岩石学、矿床学研究,ORCID:0000-0003-3179-9858。

E-mail: chensi@cdut.edu.cn

\*通讯作者:曾敏,ORCID:0000-0003-3381-1873. E-mail: zengmin.inter@gmail.com

引用格式:陈思,曾敏,田景春,等,2021.扬子台地西南部奥陶系宝塔组底部含鲕绿泥石灰岩成因意义.地球科学,46(9):3107—3122.

global sea-level evolution in the Yangtze platform at same time. It is an important indicator of sea level fall in the Early Sandbian and rapid transgression in the Late Sandbian in the Yangtze platform.

**Key words:** Yangtze platform; Pagoda Formation; chamosite ooids; microbial; sea-level change; sedimentology.

铁质鲕粒(ferruginous ooids)在全球范围内自显生宙以来的多个时期均有分布,尤以奥陶纪和侏罗纪分布最为广泛,可形成于碳酸盐岩或碎屑岩沉积环境以及二者过渡环境(Taylor *et al.*, 2002).铁质鲕粒形态和结构上通常呈椭球-球状,以矿物颗粒或生物碎屑颗粒为核,外部由单一或多种矿物组合形成同心圈层状包壳,粒度在0.25~2.00 mm之间(Scholle and Ulmer-Scholle, 2003).铁质鲕粒中常见含铁矿物主要包括赤铁矿、针铁矿等铁氧化物,菱铁矿等碳酸盐矿物,以及鲕绿泥石、磁绿泥石、海绿石等含铁硅酸盐矿物(Young, 1989; Garcia-Frank *et al.*, 2012).由于各类铁质鲕粒形成的地质背景、矿物组合及鲕粒结构存在较大差异,因此众多学者对鲕状含铁矿物成因开展深入研究后,在物质来源、鲕粒圈层形成机制、形成环境等方面得到了多种认识(Young, 1989; Sturesson *et al.*, 2000; Salama *et al.*, 2014; Todd *et al.*, 2019; Clement *et al.*, 2020).

目前,海相铁质鲕粒被普遍认为形成于相对温暖且高能的浅水环境,且多以鲕绿泥石与赤铁矿伴生出现(Sharma and Dix, 2004; Garcia-Frank *et al.*, 2012; Rahiminejad and Moghadam, 2018).其中,鲕绿泥石 $[(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Al}, \text{Fe}^{3+})_6(\text{Si}_{4-x})\text{O}_{10}(\text{OH})_8]$ 属于绿泥石族矿物,呈2:1:1三八面体层状结构(Tang *et al.*, 2017),其形成需要一定的还原条件(Young, 1989; Damyanov and Vassileva, 2001),这与铁质鲕粒普遍形成于温暖且高能的浅水环境所对应的氧化水体存在一定矛盾.

另一方面,在已报道的鲕绿泥石相关文献中,研究对象多为具有一定经济价值的铁鲕岩(ooidal ironstone; 韩凯博, 2019),前人关注其中赤铁矿等主要矿物的物质来源、火山事件(Sturesson *et al.*, 2000)、海平面升降和气候变化(Salama *et al.*, 2014)等因素对铁质鲕粒形成的影响.而对于伴生的鲕绿泥石,前人通常将其作为次要矿物进行特征描述,对其形成机制未做深入探讨,因而忽略了形成鲕绿泥石所需的特定条件对于铁质鲕粒形成机制的关键指示意义.部分学者认为鲕绿泥石是赤铁矿等铁氧化物在埋藏成岩阶段的产物,由成岩作用控制其形成(Sturesson *et al.*, 2000; Damyanov and

Vassileva, 2001; Sharma and Dix 2004; Mücke, 2006).然而,其他研究,包括一些现代模拟实验(Harder, 1978)表明,鲕绿泥石可形成于同生阶段,比如水体中的氧化还原带的波动可造成鲕绿泥石和鲕状赤铁矿的交替出现(Clement *et al.*, 2020).

因而,厘清鲕绿泥石形成环境及过程中的关键控制因素对于理解铁鲕岩的成因机制具有重要约束意义.尤为重要的是,含鲕绿泥石碳酸盐岩的出现在早古生代和晚中生代全球克拉通广泛裂解时期达到了峰值(van Houten and Purucker, 1984),表明其形成可能具有显著的环境指示意义,应该进一步研究探讨.然而,由于含鲕绿泥石碳酸盐岩的铁含量较低,不具备较好的经济开发潜力,较少被关注和报道,国内学者仅在贵州及邻区的中-上奥陶统(沈健伟, 1994)和西藏南部聂拉木地区中侏罗统定结组(韩凯博, 2019)发现可与这两个时期对应的含鲕绿泥石灰岩,但对其形成条件观点不一,且并未就鲕绿泥石形成机制的细节展开深入探讨.

本文针对在四川省兴文县海马村新发现的上奥陶统宝塔组底部含鲕绿泥石灰岩进行研究.通过野外地层剖面测量,结合光学显微镜观察,利用电子探针及扫描电镜等对鲕绿泥石颗粒进行化学成分分析、背散射成像及形态学研究;发现鲕绿泥石鲕粒与微生物组构具有显著的相关性,微生物活动不但参与了鲕粒的形成过程,也为鲕绿泥石鲕粒的形成提供了建设性作用.这些新认识有助于厘清鲕绿泥石形成的特定条件,对探讨该时期古环境及其演化具有重要指示意义,可为完善铁质鲕粒成因模式提供新认识.

## 1 地质背景

奥陶纪是地球历史演化的重要阶段.在早-中奥陶世的长期温室效应及所伴随的奥陶纪生物大辐射事件(GOBE)后,全球气候进入了晚奥陶世的阶段性的短期冰期事件,直至晚奥陶世末期的赫南特阶大冰期,诱发了奥陶纪-志留纪界线附近的生物大灭绝事件(Servais *et al.*, 2010).扬子台地在奥陶纪经历了连续的陆表海沉积,为研究该时期古生物演化及古气候古环境条件提供了重要的岩石记录基础.



图1 扬子台地中-上奥陶统主要岩石地层单位对比

Fig.1 Correlation of litho-stratigraphic units in the Middle-Upper Ordovician of Yangtze platform

据汪啸风(2016)、苏文博等(1999);R. 海面上升;F. 海平面下降

本文所研究的四川省兴文县海马村上奥陶剖面地处华南地块扬子台地西南部。该区在早奥陶世时期(特马豆克阶-弗洛阶)以碎屑岩沉积为主(红石崖组及湄潭组),相对缺少碳酸盐岩沉积;向北东碳酸盐岩沉积逐渐增加(汪啸风, 2016),在贵州一带开始出现生物碎屑灰岩夹泥质粉砂岩(桐梓组)。中奥陶世时期(大坪阶-达瑞威尔阶),海平面不断上升(图1),大范围沉积泥质灰岩等碳酸盐岩(川西为巧家组, 川东为十字铺组),并导致中奥陶世末期局部凹陷地带发育盆地相的黑色笔石页岩相沉积(庙坡组)。在达瑞威尔期末期开始发生海退事件(苏文博等, 1999),并持续到晚奥陶世桑比期早期,直至桑比期晚期开始大规模海侵(图1)。至凯迪期中期海平面在上扬子台地中部达到最高水位,大面积沉积了纯度较高的宝塔组龟裂纹生物碎屑灰岩(图1)。晚奥陶世中期以后,在广西运动及全球海平面下降的综合影响下,上扬子及其周缘的川中、上扬子北缘、雪峰山、黔中和康滇等地快速隆升为古陆,局部地区形成水下高地,上扬子海成为被古陆所围限和水下低隆所阻隔的半封闭局限陆棚海域(陆扬博等, 2017),开始沉积五峰组笔石黑色页岩,直到晚奥陶世末期(赫南特阶),随着海平面下降,上扬子海广泛发育Hirnantia动物群(汪啸风, 2016)。

扬子台地奥陶纪的海平面变化与全球海平面变化密切相关(王鸿祯和史晓颖, 1998),与北美、北欧、南美及澳洲等其他大陆对比,整体具有全球一致性(苏文博等, 1999)。研究剖面涉及地层单

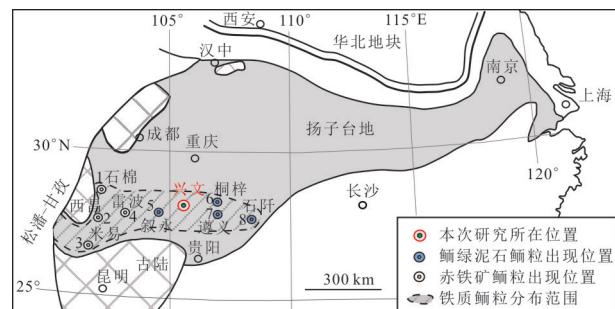


图2 桑比期-早凯迪期华南扬子地块古地理格架

Fig.2 Paleogeographic framework of the Yangtze block, South of China in the Sanbian-Early Katian Stage

据陈旭等(1990)、Chen et al.(2010)修改;图2显示的晚奥陶纪铁质鲕粒分布的地理位置引自沈健伟(1994)

元自底到顶依次为十字铺组、宝塔组、临湘组和五峰组底部,区域生物地层框架显示其沉积大致发生在458~445 Ma之间(图2)。在此期间,上扬子地区发生了庙坡期末和临湘期末的两次海退事件(苏文博等, 1999)。而在宝塔-临湘期,海平面总体为逐渐升高,并长期处于高水位阶段(苏文博等, 1999)。其中宝塔组是扬子碳酸盐岩台地的标志性地层单元,该地层因富产似宝塔状的中华震旦角石化石而得名。而中华震旦角石属于头足类生物,具游泳习性,主要活动水域深度在100~150 m,因此,也佐证了扬子台地在该时期应属于高水位期的开阔海环境(许效松, 2001)。

上奥陶世庙坡期的铁质鲕粒(鲕绿泥石鲕粒或赤铁矿鲕粒)在川西至黔北一带具有一定规模的分布,沈健伟(1994)结合鲕绿泥石鲕粒的

空间分布特征(图 2),认为鲕绿泥石鲕粒的形成受当时的全球海平面上升和黔中海底隆起的双重效应控制。本研究的含鲕绿泥石灰岩位于四川省兴文县上奥陶统宝塔组底部,正处于川西至黔北的上奥陶世铁鲕岩带内(沈健伟,1994),目前还未有该剖面的地层研究报道,因此对该剖面开展细致研究,可为扬子西南缘上奥陶统铁质鲕粒及宝塔组灰岩提供新的研究实例。

## 2 研究方法

笔者针对四川省兴文县海马村十字铺组-五峰组开展了精细的岩石地层剖面测量工作,采集未风化的岩石样本总计 41 件。依照岩石成分、岩性组合、岩石结构构造、化石层及接触关系等分层原则,由十字铺组到五峰组采集 34 件岩石样制成薄片样,在室内运用光学显微镜进行岩石矿物鉴定,以厘清地层剖面各层的岩性、沉积构造特征。在宝塔组底部的含鲕绿泥石鲕粒层位采集未风化岩石样 7 件,分别制备薄片样、电子探针样和扫描电镜样各 7 件,运用电子探针和光学显微镜对鲕粒圈层、球粒内部及其颗粒外基质中的矿物学及化学特征进行了测定,配合背散射电子像(back scattered electron,简称 BSE)分析,确定鲕粒及其所赋层位中的主要矿物和组构特征,并采用薄片分析法对 7 件薄片的鲕粒、球粒、生物碎屑等颗粒进行粒径统计,每个薄片逐一量取 200~300 个点;同时,将采集的 7 件鲕绿泥石灰岩样本副样进行破碎、研磨,挑选出鲕粒颗粒共 20 颗,制成扫描电镜分析样 5 件,运用扫描电镜分析(SEM)等手段对鲕粒圈层的矿物成分及形态进行分析。所有室内分析测试均在成都理工大学电子探针分析实验室和扫描电镜分析实验室进行。本次是在镀碳后的抛光薄片上进行不同矿物相的 BSE 和元素分布分析,以鲕粒、球粒和基质为测试对象,选取了 16 个测点,标准样品选用对应的氧化物及硅酸盐矿物,碳酸盐及硅酸盐矿物测试的元素为  $\text{SiO}_2$ 、 $\text{TiO}_2$ 、 $\text{SrO}$ 、 $\text{Cr}_2\text{O}_3$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{P}_2\text{O}_5$ 、 $\text{MnO}$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{FeO}$ 、 $\text{K}_2\text{O}$ 、 $\text{SO}_3$ 、 $\text{CaO}$ 、 $\text{BaO}$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$ 。电子探针分析仪器为 EPMA-1720 型电子探针仪(日本岛津),测试电压 15 kV,束流强度 10 nA,束斑 5  $\mu\text{m}$ ,测试精度优于 1%。扫描电镜分析采用的是 Phenom ProX 台式扫描电镜,将样品放在碳导电胶带支撑的样品架上,然后溅射镀金,测试电压 15 kV,通过配备的 Energy-dispersive X-ray(EDX) 和 BSE 探测器对鲕

粒包壳圈层中的矿物形态及成分进行分析。

## 3 研究剖面特征及沉积环境

### 3.1 剖面描述

基于野外剖面的测量结果,现将剖面地层单元序列和岩性特征介绍如下(图 3):

五峰组( $>2$  m,未见顶):灰黑色炭质泥页岩,单层厚度约 5~15 cm。

临湘组(3.5 m):浅灰色中层瘤状泥晶灰岩夹薄层泥晶灰岩。

宝塔组(43.5 m):底部为灰色中层含生物碎屑砂屑灰岩,夹两层单层厚约 1 m 的富鲕绿泥石鲕粒灰岩,其中有机质纹层发育(图 3a),各单层鲕状颗粒表现出 2~3 个旋回的正粒序特征:下部鲕粒粒度大小以 0.5~1.0 mm 为主,向上逐渐变小至 0.2~0.3 mm;上部鲕粒粒度多为 2 mm 左右(图 3a),甚至出现少量豆状颗粒,粒径最大可达 4 mm,向上逐渐变小至 0.1 mm;顶部鲕粒粒度基本在 0.2~0.3 mm。部分鲕绿泥石鲕粒被表生氧化成赤铁矿等氧化铁矿物(图 3b)。向上过渡为浅灰色中-厚层含生物碎屑泥晶灰岩,龟裂纹发育,裂纹中为黑色有机质充填(图 3c),见少量海百合、苔藓虫、三叶虫等生物化石,时有中华直角石等浮游生物化石出现,缝合线发育,见较多褐铁矿等富铁矿物呈皮壳状将基质包裹,颗粒大小约 0.5~1.0 cm(图 3d,图 3e)。

十字铺组( $>5$  m,未见底):主要为灰色薄-中层含生物碎屑泥晶灰岩-粉砂屑灰岩与黄灰色钙质泥岩互层,常零散分布有相对完整的海百合、三叶虫等底栖生物化石,纹层发育,单层厚度 3~15 cm;其中灰岩在显微镜下显示常含有较多粉砂级石英等陆源碎屑。十字铺顶部可见较强生物扰动遗迹,且发育富铁质的硬底构造(图 3f)。

### 3.2 沉积环境分析

该剖面岩性特征及其所反映的沉积环境演化特征与扬子台地上奥陶统整体上是一致的,是扬子台地陆表海沉积背景下全球海平面变化的直接产物(苏文博等,1999;汪啸风,2016)。十字铺组以薄层状泥晶灰岩-钙质泥岩为主,说明水体总体处于低能环境。其中陆源碎屑物质(粘土质及石英等)含量较高,表明水深相对较浅导致局部暴露区域可输入陆源碎屑。十字铺组顶部泥质灰岩表现为富铁质的硬底构造,其生物扰动特征明显(图 3f),表明沉积速率降低,陆源碎屑输入急剧减少。

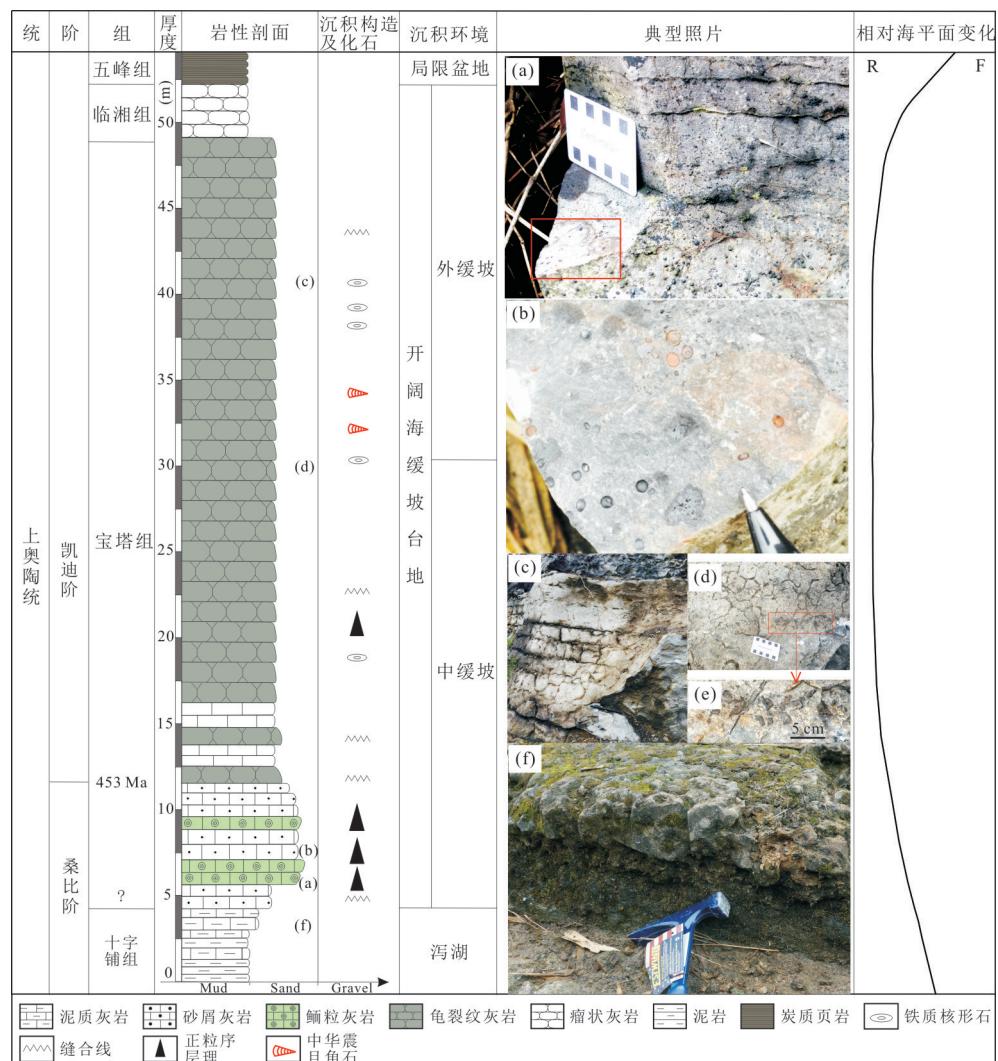


图3 四川省兴文县海马村剖面沉积相综合柱状图

Fig.3 The synthesis column map of sedimentary in Hama section, Xinwen, Sichuan

a. 宝塔组灰岩底部鲕粒单个旋回的正粒序层理, 酸性灰岩中有机质纹层发育;b. 图3a红框内铁质鲕粒结构特征, 部分鲕粒中的鲕绿泥石被晚表生作用氧化形成赤铁矿等铁氧化物;c. 宝塔组灰岩龟裂纹特征;d. 宝塔组龟裂纹灰岩中的铁质核形石;e. 图3d红框中铁质核形石结构特征;f. 十字铺组泥质灰岩顶部硬底构造;海平面变化曲线中:R. 表示海平面上升;F. 表示海平面下降

上述特征反映了十字铺组整体上(达瑞威尔期—桑比期早期)为相对低水位阶段的沉积产物,但其顶部的硬底构造则对应于快速海侵作用的开始(桑比期末期初始阶段),基本与同期全球海平面变化趋势一致(图1;苏文博等,1999)。

宝塔组底部砂屑灰岩的出现反映了同期阶段性高的高能水动力条件。其中所夹的含鲕绿泥石灰岩层包含多个具有正粒序的沉积旋回,单个旋回厚度约为5~15 cm(图3a),可能代表间歇性风暴作用产物,表明其处在风暴浪基面之上。部分鲕粒中的鲕绿泥石被表生作用氧化形成赤铁矿

等铁氧化物(图3b)。宝塔组中上部以厚层龟裂纹灰岩为主要特征(图3c),其中陆源碎屑含量极少,层理构造逐渐减少,且含有丰富的中华震旦角石等浮游生物化石,表明沉积环境逐渐由开阔海碳酸盐岩中缓坡台地转为外缓坡台地,应为桑比期末期在海平面上升基础上发展起来的高水位条件下的沉积体系(苏文博等,1999)。

临湘组以较纯的泥晶灰岩为主要特征,角石及其他类型化石均少见,表明水体深度逐渐变浅,至五峰组沉积炭质泥页岩,可能是水体加速变浅,形成大量局限的孤立水体,导致了水体化学性质整体

从氧化向还原转变的演化过程。

## 4 含鲕绿泥石灰岩矿物学特征

基于大量薄片描述鉴定工作,辅助以扫描电镜观察及电子探针矿物成分分析,对含鲕绿泥石灰岩的矿物组成、组合及矿物生成序列进行了精细的描述。

### 4.1 组构特征及矿物成分

本次研究的含鲕绿泥石灰岩主要包括颗粒、杂基和胶结物3类物质。颗粒主要为含鲕绿泥石鲕粒、球粒及生物碎屑(>60%)。颗粒粒度范围多介于0.2~2.0 mm,分选系数(采用粒度标准偏差公式计算;姜在兴,2003)为0.670~1.083,分选度属于中等-较差。杂基主要为钙质泥晶(~30%)充填在颗粒之间,杂基还包括少量微晶硅质沉积物(~5%)。胶结物主要为方解石(~5%)。

生物碎屑颗粒主要为海百合、苔藓虫、三叶虫等(图4),粒径大多在0.1~2.0 mm,分选及磨圆较差,局部可见鲕绿泥石充填于生物碎屑内部孔隙中。

鲕绿泥石主要产出在鲕粒和球粒颗粒中,形态为椭球-球状,大小不一。其中,根据鲕粒粒度和形态特征可以分为两类:(1)球度较高的大型鲕粒。此类鲕粒长轴直径通常为0.8~1.6 mm,各圈层厚度均一性较好,圈层发育(图4a)。(2)球度较低的小型薄皮鲕粒(图4b)。其圈层相对不发育,且长轴方向圈层厚度通常大于短轴方向圈层厚度,多为椭圆状薄皮鲕,长轴直径0.3~0.5 mm。相对而言,鲕绿泥石球粒粒径更小,主要在0.2~0.3 mm(图4)。

在鲕粒中,鲕绿泥石与泥晶方解石互层出现(图5a,白色虚线区域内主要为泥晶方解石),少量重结晶形成的方解石夹杂于鲕绿泥石圈层中(图5b)。鲕绿泥石总体呈鳞片状沿包壳圈层切线方向定向排列(图5c),部分鲕绿泥石后期被氧化形成赤铁矿(图5d,白色虚线区域内主要为赤铁矿)。鲕粒中的方解石圈层中可见丝状微生物结构特征,应为蓝细菌钙化现象(图5e)。偶见少量黄铁矿呈自形粒状散布在鲕绿泥石内部和基质中(图6)。

鲕粒核部主要为海百合等生物碎屑形成的方解石,少量鲕绿泥石呈团块状集合体充填于鲕粒核部海百合颗粒孔洞中,并交代部分方解石(图7a)。包壳圈层主要为鲕绿泥石与方解石呈同心圈层状互层出现,鲕粒中含少量无晶形硅。

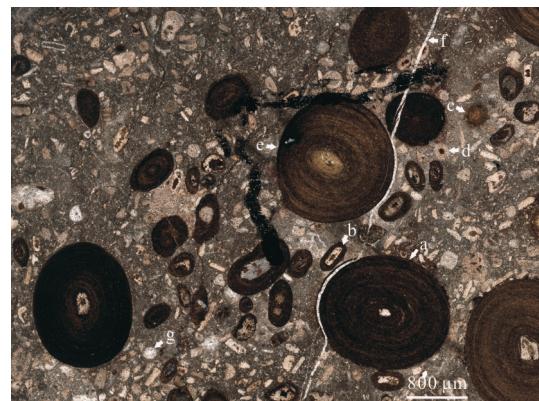


图4 宝塔组底部富鲕绿泥石鲕粒灰岩显微镜下特征  
(单偏光)

Fig.4 Photomicrograph of chamosite-oolitic limestone in the bottom part of Pagoda Formation (plane polarized light)

a.球度较好、包壳圈层发育、粒度较大的鲕粒,边缘被后期方解石脉(f)顺包壳圈层穿插;b.包壳圈层较少、粒度较小的椭球形鲕粒;c.未发育包壳、粒度较小的球粒;d.海百合颗粒;e.鲕粒边缘发生破損;f.埋藏成岩阶段形成的方解石脉;g.苔藓虫颗粒

### 4.2 电子探针分析结果

电子探针化学成分测定结合背散射图像分析结果表明构成鲕粒、球粒和基质的主要矿物为鲕绿泥石、方解石和石英(表1)。鲕绿泥石中SiO<sub>2</sub>含量为21.196%~23.714%,总FeO含量为31.268%~36.337%,Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>含量为15.916%~19.366%,MgO含量为5.850%~6.617%。方解石中CaO含量为45.987%~56.866%。石英中SiO<sub>2</sub>含量为93.2%。在背散射图像中(图6a和图6b),石英呈现为深灰色,方解石为灰色,鲕绿泥石为灰白色。鲕粒和球粒内部仅见少量粒度小于20 μm的无晶形硅,但颗粒周围石英(深灰色)明显增多,且粒度多在100~200 μm。鲕粒核部为海百合形成的方解石,核部边缘被鲕绿泥石充填交代(图6a,测点3位置),包壳呈微米级厚度的多层同心圈层状,由片状粘土结构的鲕绿泥石与泥晶方解石构成(图5、图6c),但靠近鲕粒核部鲕绿泥石更为富集(图6a,测点5、6、8位置),且圈层较厚,可能是鲕粒初始形成和圈层增长过程中水动力条件变化所致。球粒中鲕绿泥石呈絮状与方解石共生(图6b),鲕粒核部和球粒表面周围发育的管状微生物结构,很可能是由细胞外聚合物诱发方解石结晶形成(图6d,图6e)。

### 4.3 矿物生成序列

根据镜下矿物结构特征结合电子探针数据,将鲕绿泥石灰岩层形成过程及成岩过程划分为同生-

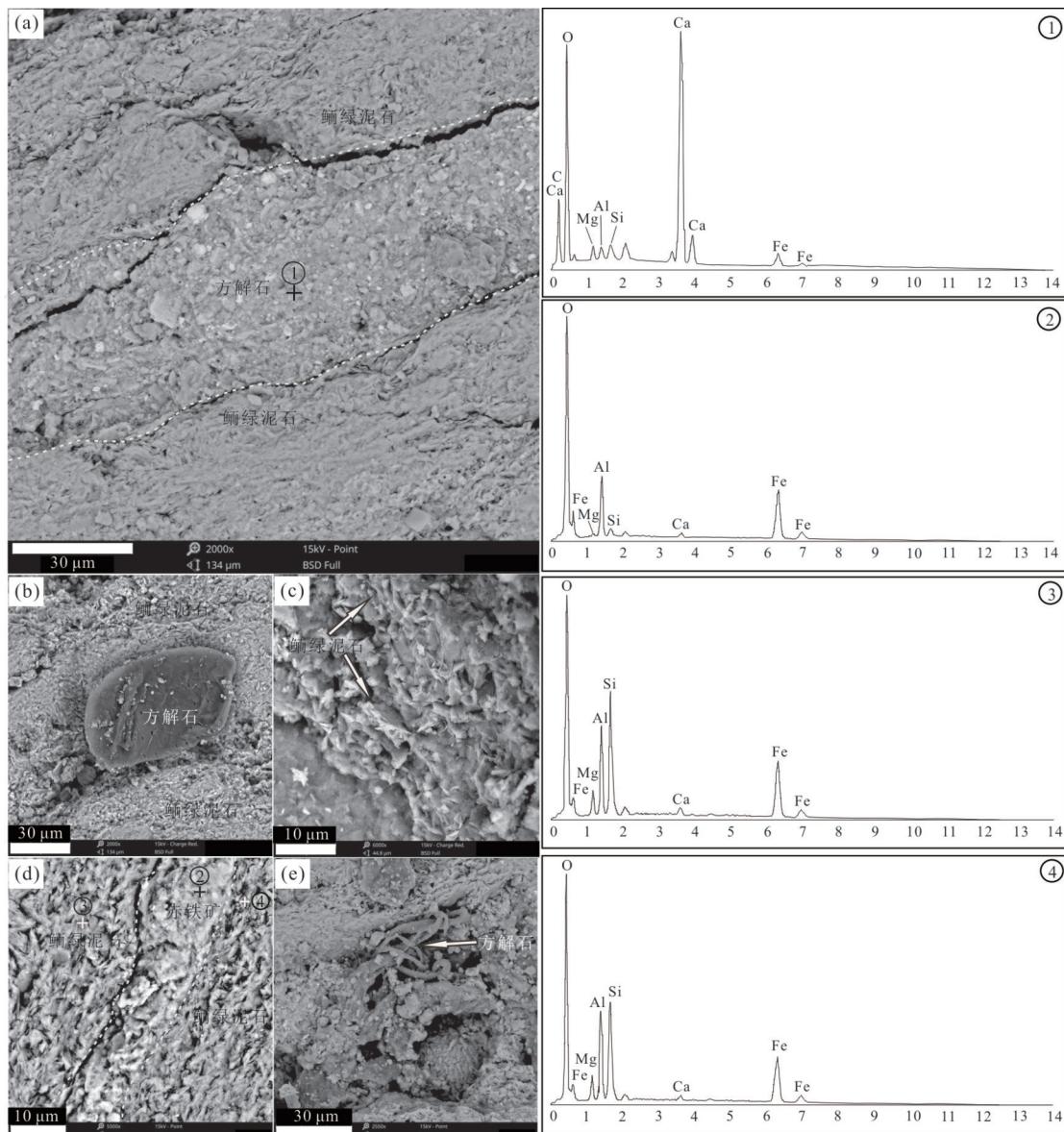


图5 鲰粒圈层SEM背散射图像及能谱曲线

Fig.5 BSE images and energy spectrum curves of cortical layers in ooid by SEM

a. 为鲕粒圈层中片状鲕绿泥石与泥晶方解石的互层结构;b. 为少量方解石后期重结晶充填于鲕绿泥石圈层孔隙中;c. 为鲕粒圈层中的鲕绿泥石呈片状沿鲕粒圈层切线方向排列;d. 鲰粒圈层中的部分鲕绿泥石转化为赤铁矿;e. 为蓝细菌钙化现象.①、②、③、④分别为图5a和图5d中对应测点的能谱曲线;①指示主要矿物为方解石;②指示主要矿物为赤铁矿,但其中的Al峰值表明原生鲕绿泥石转化为赤铁矿后残余的富铝矿物;③和④指示主要矿物为鲕绿泥石;“+”为测点位置

准同生阶段、早成岩作用阶段、中-晚成岩作用阶段和晚期表生成岩作用阶段(图7).

**4.3.1 同生-准同生阶段** 生物碎屑(海百合、三叶虫、苔藓虫等)形成于沉积作用的初期,并被散布其中的基质所填充.随后鲕绿泥石和早期方解石胶结物开始形成,部分鲕绿泥石沉淀填充于生物碎屑(如海百合)内部孔隙中.大部分的鲕绿泥石以生物碎屑为核呈同心圈层状沉淀结晶形成鲕粒(图6c),或者鲕绿泥石与泥晶方解石以共生形式

沉淀形成球状颗粒(图6d).在鲕绿泥石和泥晶方解石沉淀结晶过程中,伴随有少量粒度较小的无晶形硅结析出.鲕粒和球粒等核部和边缘以及基质中常见管状或丝簇状微生物组构(图6e,图6d,图6e),且鲕粒核部的微生物组构被后期的鲕绿泥石圈层包裹,表明微生物活动在圈层发育之初及形成过程中均存在,并且在海水-沉积物界面附近区域一直持续(同生阶段).部分鲕绿泥石鲕粒中的方解石圈层出现频率自内向外明显增加.

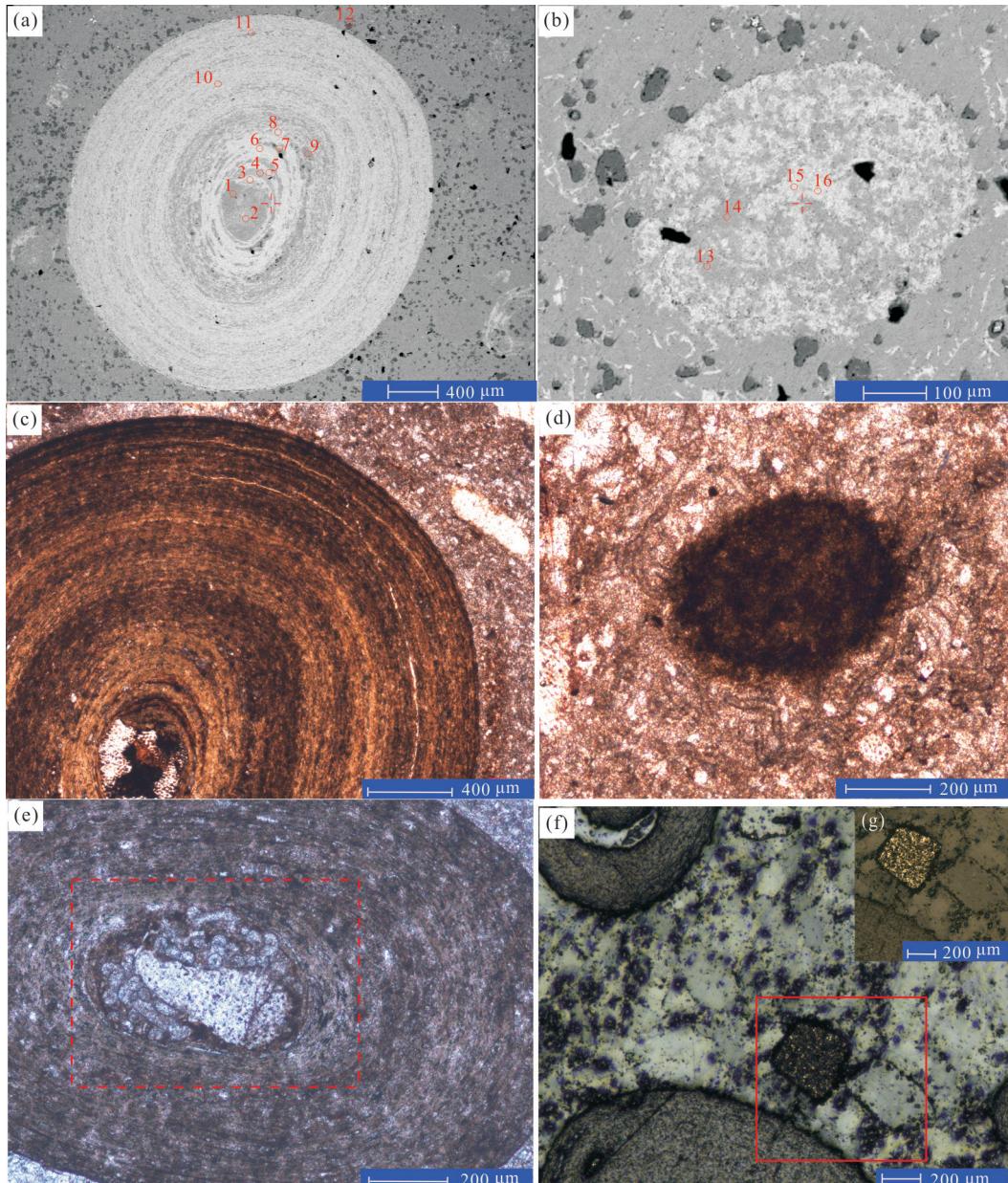


图 6 富矽绿泥石颗粒背散射图像及显微镜下特征

Fig.6 Backscattering images of chamosite-rich grains and their characteristics under the microscope

a. 镰粒电子探针背散射图像及测点位置;b. 球粒电子探针背散射图像及测点位置;图中“○”为测点位置,1~16为测点编号;c、d分别为图a、b对应镰粒和球粒的单偏光显微镜下特征;图d中球粒周围具显著的管状微生物组构特征;e. 镰粒核部保留的微生物组构特征;f. 镰粒周围基质中的自形黄铁矿,反射光;g为图f红色框内黄铁矿下特征,反射光

**4.3.2 早成岩阶段** 在早期埋藏阶段,方解石主要以细晶齿状或非自形晶体形态环绕生物碎屑及镰粒等颗粒周围发生胶结作用,甚至在部分颗粒外部包裹形成等厚环边胶结物。此外,方解石质的海百合生物碎屑核部或镰粒圈层因溶解和重结晶作用,形成次生加大方解石(图 5b),破坏原有圈层结构。同时,基质中泥晶方解石发生重结晶(新生变形作用),形成早期成岩作用的细晶方解石胶结物。

**4.3.3 中-晚成岩阶段** 在中-深埋藏环境,压实作用导致部分镰粒内部破裂,被亮晶方解石充填。压溶作用导致缝合线构造的出现,压实作用的进一步增强导致岩石局部破裂产生裂缝,这些裂隙切穿镰粒颗粒或沿镰粒颗粒边缘延伸,被后期亮晶方解石脉充填(图 4f)。伴随岩石孔隙水还原性不断增强,方解石脉及孔隙中结晶形成自形黄铁矿(图 6f,表 2)。

**4.3.4 晚期表生成岩阶段** 含矽绿泥石灰岩层在

表1 铁质颗粒中各矿物成分电子探针分析结果(%)  
Table 1 Chemical analytical results (%) of mineral components in iron particles

测点	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO <sub>2</sub>	0.288	0.044	23.233	0.624	22.825	23.375	0.257	22.745	0.042	23.714	0.083	93.200	1.011	0.211	21.196	22.085
TiO <sub>2</sub>	bdl	bdl	0.667	0.441	0.237	0.361	0.186	0.199	0.207	0.047	0.037	0.075	0.130	0.106	0.052	0.064
SrO	0.075	bdl	0.056	0.161	bdl	0.022	0.053	0.072	0.047	0.021	0.064	0.105	0.002	0.048	0.007	bdl
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.003	0.015	bdl	0.039	0.009	bdl	0.004	0.031	bdl	0.008	bdl	bdl	bdl	0.022	0.022	0.022
MgO	0.933	0.885	6.289	0.356	5.850	6.221	0.663	6.151	0.492	6.617	0.751	0.012	0.854	0.936	6.135	6.390
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.099	0.032	bdl	0.065	bdl	bdl	0.017	0.057	0.035	0.009	0.090	bdl	0.011	0.035	bdl	bdl
MnO	0.017	0.030	0.070	0.144	bdl	0.021	0.094	0.019	0.133	bdl	0.096	bdl	0.131	0.155	0.005	0.002
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.006	bdl	17.795	0.409	17.314	17.412	0.105	16.471	0.054	19.366	0.010	0.006	0.711	0.181	15.916	17.799
SO <sub>3</sub>	0.018	0.049	bdl	0.004	0.006	bdl	0.063	bdl	0.065	0.015	0.029	bdl	0.099	0.125	0.027	0.030
FeO	0.249	0.317	35.913	7.187	36.250	36.337	1.633	31.268	0.749	34.037	0.371	0.083	2.958	3.030	32.416	34.515
K <sub>2</sub> O	0.053	0.149	0.079	0.009	0.032	0.046	0.002	0.090	bdl	0.038	0.001	bdl	0.018	0.014	0.093	0.090
CaO	52.055	53.414	0.291	45.987	0.119	0.190	55.078	4.789	56.866	0.229	52.930	0.223	49.928	51.611	7.733	2.699
BaO	bdl	0.001	bdl	bdl	0.037	0.006	0.017	bdl	0.015	0.017	0.063	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Na <sub>2</sub> O	0.038	0.025	0.033	0.026	0.054	0.046	0.016	0.043	0.019	0.072	0.012	0.059	bdl	0.065	0.018	0.049
Total	53.861	54.961	84.427	55.452	83.125	84.036	58.186	81.935	58.725	84.189	54.537	93.761	55.853	56.517	83.620	83.745

注:测点3、5、6、8、10、15、16为鲕绿泥石,1、2、4、7、9、11、13、14为方解石,12为石英;FeO代表全铁;bdl代表低于检测限.

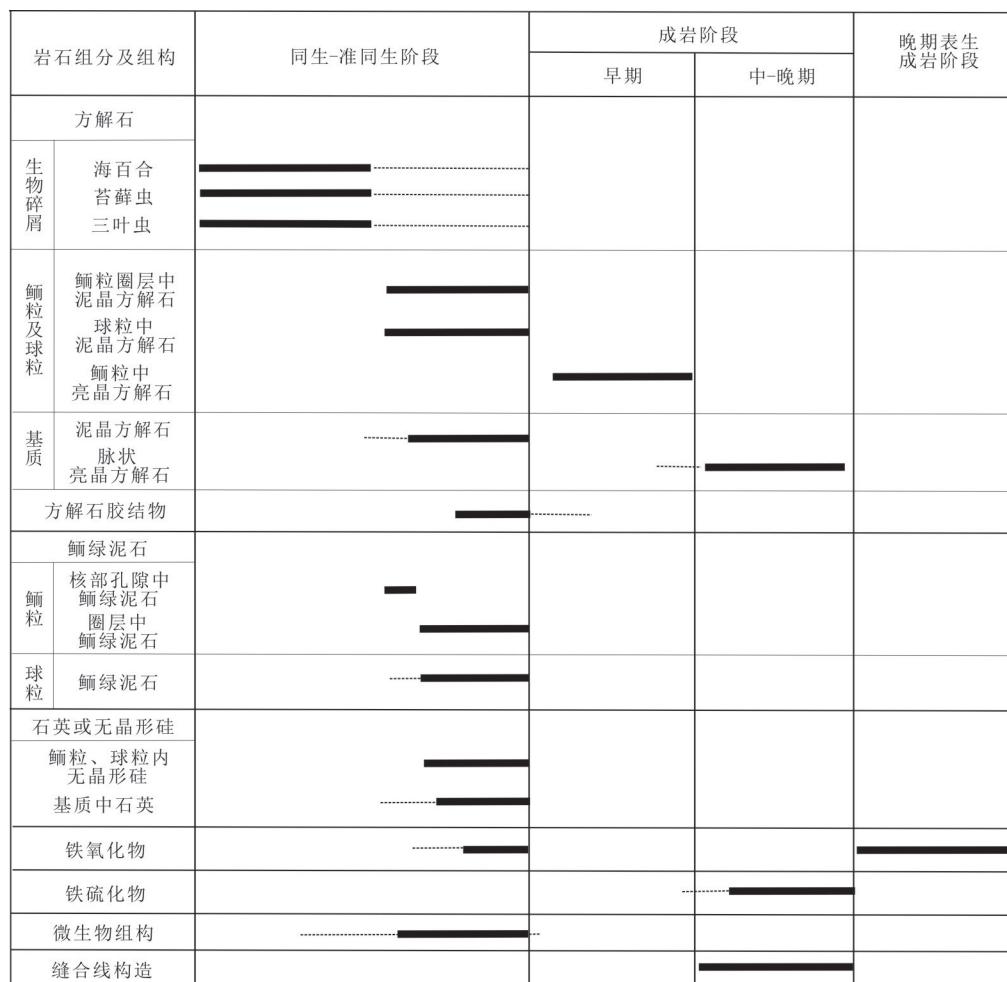


图7 岩石组分及组构生成序列  
Fig.7 Paragenesis of compositions and fabrics

经历了埋藏成岩阶段后,被抬升至地表成岩环境,部分鲕绿泥石被表生氧化形成赤铁矿等铁氧化物(图 3b),扫描电镜背散射图像中可见赤铁矿(呈亮白色团块状)集合体(图 5d 白色虚线区域内),其对应的能谱曲线(测点 2 位置)呈现较高的铝元素峰值,也进一步表明原生的鲕绿泥石经后期水解氧化形成了铁氧化物及富铝物质。

## 5 讨论

### 5.1 酪绿泥石成因

**5.1.1 形成环境** 酪绿泥石是一种海相自生矿物,可以在缺氧、还原的海水中直接化学沉淀形成(Clement *et al.*, 2020),这一点已得到合成实验的证明(Harder, 1989)。虽有部分观点认为有一些鲕绿泥石可能是由其他矿物转化形成的,比如近海陆表形成的高岭石(van Houten and Bhattacharyya, 1982; Rahiminejad and Moghadam, 2018)、蒙脱石(Bhattacharyya, 1983)、伊利石(Damyanov and Vassileva, 2001)被搬运至海水中转化而成;或海相自生的海绿石(Tang *et al.*, 2017)、磁绿泥石(Clement *et al.*, 2020)在埋藏成岩过程中转化而成;或是富铁的火山碎屑物质(Sturesson *et al.*, 2000)被搬运或直接沉降至海水里转化而成;除此之外,在热液型矿床中也有发现与鲕绿泥石成分相近的磁绿泥石矿物(Damyanov and Vassileva, 2001)。但 Maynard(1986)认为即使鲕绿泥石是由高岭土类原生矿物转化形成,也是高岭土完全溶解于水后,再经化学沉淀所形成,而并非是高岭土等前体矿物在固相阶段因  $\text{Fe}^{2+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$  等元素的加入直接发生晶体结构转变而成。因此,判定鲕绿泥石的初始形成地质环境对于解释其成因具有非常重要的意义。由于 Al-Si 和 Fe-Mg 这些元素对在矿物系统中具有相近的地球化学习性,可在矿物结晶各阶段发生同构替换,因此,利用鲕绿泥石或磁绿泥石等硅酸盐粘土矿物中的 Al/Si 与 Mg/Fe 的对比模式可以反映溶液或原有矿物中初始的地球化学关系以及矿物形成条件(Damyanov and Vassileva, 2001; Tang *et al.*, 2017; 韩凯博, 2019)。Damyanov and Vassileva(2001)曾利用电子探针手段分别对 Kremikovtsi 沉积喷流型硅质含铁建造中充填于重晶石-硫化物集合体中的细晶磁绿泥石颗粒和基质中的微晶磁绿泥石进行了化学成分分析,数据结果分别落入“Marine”区域和“Pre-ore”区域,意味着该建造中的磁绿泥石是在两种不同地质

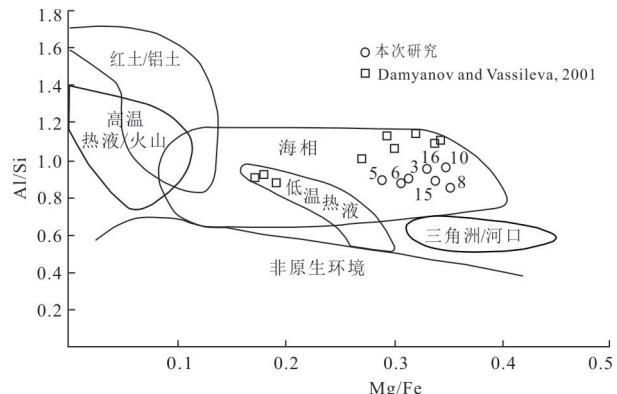


图 8 基于 Mg/Fe vs. Al/Si 化学成分对比判别鲕绿泥石形成地质环境

Fig.8 Mg/Fe vs. Al/Si bivariate plots of chamosites from different geological settings

据 Damyanov and Vassileva(2001)修改

表 2 酪绿泥石原子比例计算结果

Table 2 Calculated atomic ratios of chamosites in this study

测点	3	5	6	8	10	15	16
Si	2.738	2.758	2.772	2.757	2.756	2.575	2.639
$\text{Al}^{VI}/\text{Al}^{IV}$	2.471	2.466	2.434	2.353	2.653	2.279	2.507
Fe	3.541	3.665	3.606	3.172	3.311	3.295	3.452
Mg	1.105	1.054	1.100	1.111	1.147	1.111	1.138
Mg/Fe	0.312	0.287	0.305	0.350	0.346	0.337	0.330
Al/Si	0.903	0.894	0.878	0.854	0.963	0.885	0.950

注:以 28 个氧原子为基础,计算鲕绿泥石的原子比例;Fe 代表全铁。

环境下分别形成的产物。前者是在被热液改造过的海水中,在低温条件下瞬时沉积结晶形成,并在后期埋藏成岩作用下转化为鲕绿泥石;而后者是在早期成岩阶段后期受热液侵入,在中温条件下沉淀结晶形成(Damyanov and Vassileva, 2001),较合理地解释和约束了 Kremikovtsi 沉积喷流型硅质含铁建造多期矿化类型的成矿条件和环境(图 8)。

由于磁绿泥石是与鲕绿泥石成分相近的一种富铁硅酸盐粘土矿物,二者具有一定的亲缘关系(Damyanov and Vassileva, 2001; Tang, 2017),因此利用鲕绿泥石中 Al-Si 和 Fe-Mg 元素对的地球化学习性差异,进行投图判别其形成的地质环境已被广为接受(Tang *et al.*, 2017; 韩凯博, 2019)。本次研究选取了在鲕粒和球粒中分析测定的 7 个鲕绿泥石化学成分数据(表 1 中测点 3、5、6、8、10、15、16),经原子比例计算(表 2),在 Al/Si 与 Mg/Fe 的对比模式图中进行投点,结果显示 7 个数据均落入海相(Marine)区域(图 8),表明鲕绿泥石形成的初始环

境是在海水中,应为海水中经化学沉淀形成的原生粘土矿物(Damyanov and Vassileva, 2001).

**5.1.2 含鲕绿泥石鲕粒圈层结构成因** 海相铁质鲕粒圈层的形成机制一直存在众多争议,首要分歧是鲕粒中的铁质矿物圈层是原生还是后期改造所形成.原生成因形成机制主要包括:颗粒通过机械滚动吸积富铁粘土形成(van Houten and Purucker, 1984)、原地以微结核生长方式形成(Rayner and Hemingway, 1974; Sturesson *et al.*, 2000; Clement *et al.*, 2020)、海水中富铁凝胶结晶形成(Harder, 1978)、吸附富铁矿物形成(Gehring, 1989)、微生物作用所形成(Dodd *et al.*, 2018)等;后期改造的形成模式包括:在陆表土壤中的原生鲕粒被搬运至海水中改造形成(Siehl and Thein, 1989)、原生钙质鲕粒被铁质矿物后期交代所形成(Kimberley, 1974).

以方解石为主要矿物所形成的鲕粒,由于受成岩作用影响,鲕粒的同心圈层原生结构难以完好保存,多呈现为放射状或同心-放射状结构(秦松等, 2011; 宋文天和刘建波, 2020),而本研究的鲕粒未被发现放射状结构,且鲕绿泥石与方解石常形成互层的同心圈层结构,仅见少量亮晶方解石局部交代鲕绿泥石圈层(图 5b),表明本次研究的铁质鲕粒并非是由原生钙质鲕粒被铁质矿物后期交代所形成(图 6c).

如前所述,本文鲕绿泥石形成于海相沉积环境(图 8),并非由陆表或火山(包括热液)环境形成的富铁矿物所转化而成.此外,鲕绿泥石仅出现在鲕粒和球粒内部,未表现出交代基质的现象,这说明鲕绿泥石的形成并非是在埋藏成岩阶段由富铁矿物所转化形成,而是在同生阶段形成.

以原地微结核生长方式形成的鲕粒,由于鲕粒圈层在向外增长过程中,矿物沉淀主要发生在水岩界面以上与水接触的鲕粒表面,会导致鲕粒颗粒长轴(与水岩界面平行方向)的圈层厚度不断增长,而与水岩界面垂直方向的短轴增长较慢,鲕粒基本呈椭球状,且长轴方向圈层厚度会大于短轴方向(Sturesson *et al.*, 2000).而本研究的大型鲕粒球度较好且同心圈层各向等厚(图 4a, 图 6c),与原地微结核生长方式所形成的鲕粒结构特征具有显著差异.

本研究的鲕粒基本以海百合等生物碎屑颗粒为核,鲕粒中的鲕绿泥石与泥晶方解石以同心圈层状形成包壳圈层,鲕绿泥石总体呈鳞片状沿

同心圆切线方向排列(图 4, 图 5c, 表明这些鲕粒在水-沉积物界面处发生了多次滚动,形成于较为动荡的海水环境(Rahiminejad and Moghadam, 2018),并经历了床沙搬运过程(Heller *et al.*, 1980; Sharma and Dix, 2004).但是,鲕粒圈层大多保存完整,仅见少量破损的大型鲕粒(图 4),表明鲕粒形成期间未经过强烈改造以及长距离搬运(Rahiminejad and Moghadam, 2018).

鲕粒大小与其形成的时间周期、水动力条件等因素有关(Rahiminejad and Moghadam, 2018),且在相似的水动力条件下,鲕粒粒径会随时间延长而变大.如前所述,本文含鲕绿泥石鲕粒具有两类差异显著的形态特征.其中大型鲕粒球度高,圈层发育(图 4a, 图 6a),具有多次机械滚动的特征,表明其形成于水动力较强的动荡水体,且在水岩界面附近存在的时间较长.而小型鲕粒基本为低球度扁平状,圈层相对不发育(图 4b),表明鲕粒处于相对静水环境,经历滚动的次数较少,因而形成侧向圈层增积,使得长期处于水岩界面位置的一面会相对更为扁平(图 4b).值得注意的是,这两类形成于不同水动力条件的鲕粒同时出现,极有可能是风暴作用将不同水深沉积物搬运混合的结果,这与野外露头尺度所表现出的具有多个旋回的正粒序层理的风暴沉积特征是一致的(图 3a).

本研究中鲕粒颗粒核部及颗粒周围基质中较为丰富的微生物组构(图 3, 图 5e, 图 6d, 图 6e)表明微生物活动参与了鲕粒的形成过程.

**5.1.3 微生物参与机制** 近些年,诸多研究工作表明微生物在鲕粒形成过程中起到了积极作用,并提供了微生物促进鲕粒形成的多种机理解释:

(1)促进碳酸钙沉淀机制.微生物群落中的蓝细菌、生物膜细胞外聚合物质(EPS)可以通过光合作用或代谢活动,也可以通过微生物的硫酸盐还原菌(SRB)的还原反应提高局部水体碱度和 pH 值,进而提高碳酸钙饱和度,从而促进碳酸钙质包裹鲕粒沉淀(梅冥相, 2011; O'Reilly *et al.*, 2017).

(2)吸附阳离子机制.生物菌落在水体中聚集形成团块颗粒(即鲕粒的核部),团块颗粒表层活动的细菌产生细胞外聚合物质(EPS),聚集在颗粒中心周围,优先吸附硅、铁和其他阳离子,有效地捕获铁氧化物和悬浮颗粒,随着细胞外聚合物质持续生产和积累形成同心圈层,最终形成有机质-矿物鲕粒或球形颗粒(Dodd *et al.*, 2018).

(3) 细菌氧化还原机制。有机质分解产生的腐殖酸可以还原铁-氢氧化合物形成二价铁;微生物的硫酸盐还原菌(SRB)可以通过 $\text{SO}_4^{2-}$ 与有机酸( $\text{CH}_3\text{COOH}$ )进行反应,产生 $\text{HCO}_3^-$ 和 $\text{H}_2\text{S}$ ,随着氧化还原梯度导致 $\text{H}_2\text{S}$ 向外扩散, $\text{Mg}^{2+}$ 和 $\text{Fe}^{2+}$ 向内迁移,进而形成含镁菱铁矿内部圈层和黄铁矿外部圈层(Dodd *et al.*, 2018)。

这些微生物机制并非鲕粒形成过程中绝对必要条件,但其可以改变局部水体的离子浓度、pH值、氧化还原条件等地球化学条件毋庸置疑(O'Reilly *et al.*, 2017),并通过形成细胞外聚合物、有机质分解或细菌氧化还原等作用促进鲕粒中铁质及钙质圈层的形成(Mücke, 2006; Dodd *et al.*, 2018; Rahiminejad and Moghadam, 2018)。

宝塔组含鲕绿泥石灰岩中含有丰富的海百合、苔藓虫、三叶虫等底栖异养生物碎屑,这些生物碎屑的分选磨圆作用并不发育(图4)。因而,这些生物碎屑并未经过远距离搬运,主要为原地生成并在死亡后肢解,这表明当时水体并非缺氧环境。然而,在常温合成实验中,铁硅酸盐粘土矿物只有在还原条件下才有可能形成(Harder, 1978),即正常氧化性海水中无法形成鲕绿泥石。正因为如此,导致部分学者认为鲕绿泥石可能是早期成岩阶段形成的赤铁矿、针铁矿等铁氧化物在埋藏成岩阶段由孔隙水还原作用转化而成(Sturesson *et al.*, 2000; Sharma and Dix, 2004; Mücke, 2006; Garcia-Frank *et al.*, 2012),但这又无法解释本文鲕绿泥石仅在鲕粒或球粒中出现却未在基质及胶结物中出现。也有部分学者认为,在同生-准同生阶段,水体中的氧化还原带波动可造成鲕绿泥石鲕粒和赤铁矿鲕粒的交互出现(Clement *et al.*, 2020),但在本次研究的铁质鲕粒中,并未出现呈圈层状的原生赤铁矿鲕粒,只发现部分鲕绿泥石在表生阶段被氧化为铁氧化物(图3b, 图5d)。显而易见,这两种机制均无法解释本次所发现的在同生阶段形成于氧化性水体环境中的鲕绿泥石成因。

如前所述,本文含鲕绿泥石灰岩中发育有大量有机质纹层(图3b),镜下也可见微生物相关组构现象(图5e, 图6d, 图6e),均表明微生物活动参与了鲕粒的形成过程,可为鲕绿泥石的形成提供有利的化学条件。结合前人的认识(Harder, 1978, 1989; O'Reilly *et al.*, 2017; Dodd *et al.*, 2018),笔者将这种微生物参与过程解释为:在海水-沉积物界面附

近区域活动的微生物菌落,其代谢活动产生的有机酸将水岩界面附近的氧化水体转变为次氧化-弱还原环境(Harder, 1989),并提高了水体的pH值(O'Reilly *et al.*, 2017),为促进鲕绿泥石形成提供了适宜的化学环境(Harder, 1978);同时,定殖在颗粒表面的细菌释放出细胞外聚合物或细菌本身可以优先吸附和聚集颗粒附近水体中的硅、铁、镁和其他阳离子(Dodd *et al.*, 2018),导致了鲕绿泥石圈层的形成。因此,微生物在圈层鲕粒形成过程中至少在如下两个方面发挥了重要作用:(1)微生物的代谢活动为鲕粒中主要矿物(鲕绿泥石和方解石)的形成提供了适宜的化学条件;(2)微生物的吸附机制促进了鲕绿泥石在鲕粒表面的沉淀聚集。

鲕粒中方解石与鲕绿泥石近于等厚互层的圈层结构,主要归因于水动力条件的变化和微生物的共同作用。动荡水体不利于 $\text{Fe}$ 、 $\text{Al}$ 等胶体悬浮物质的下沉,抑制了细菌本身或细胞外聚合物对 $\text{Fe}$ 、 $\text{Al}$ 等阳离子的吸附富集,而水中 $\text{CO}_2$ 不断溢出,提高了水体中的 $\text{CaCO}_3$ 饱和度,结合微生物的促进碳酸钙沉淀机制更易于析出沉淀方解石,形成方解石圈层;相对静水环境,即滚动间歇期, $\text{Fe}$ 、 $\text{Al}$ 、 $\text{Mg}$ 等悬浮物质可以下沉至水岩界面附近,被附着于鲕粒颗粒表面的细菌本身或细胞外聚合物吸附和富集,沉淀形成鲕绿泥石圈层(图4, 图6a, 图9b)。

## 5.2 古环境意义

鲕绿泥石虽然可以在正常海水中自生形成,但需要适宜的水体化学条件,尤其是水体中相关组分的相对含量、pH值和氧化还原条件等(Harder, 1978)。Harder(1978)合成实验表明,铁硅酸盐粘土矿物是通过水体中铁氢氧化物与二氧化硅的吸附作用形成的,当水体中 $\text{Fe}:\text{Si}$ 比率在1:1~1:2之间时,可以形成鲕绿泥石。当溶液中 $\text{Fe}:\text{Si}$ 比率在1:10~1:3之间时则形成绿脱石(Harder, 1978)。虽然海水中相对富 $\text{Mg}^{2+}$ ,可为鲕绿泥石形成提供镁的物质来源,但正常海水的 $\text{Fe}:\text{Si}$ 比率远低于1:2,而且海水中过低浓度的铝含量,导致即使在还原条件下,若无其他外来物源或机制的促进作用,鲕绿泥石难以在海水中自生形成(Battacharyya, 1983)。通常意义上,沉积物中 $\text{Al}$ 元素含量被认为是与陆源输入成正比的(Tribouillard *et al.*, 2006),因而鲕绿泥石的自生沉积很有可能是与显著的陆源输入作用相关。

前述,受全球海平面变化影响,上扬子台

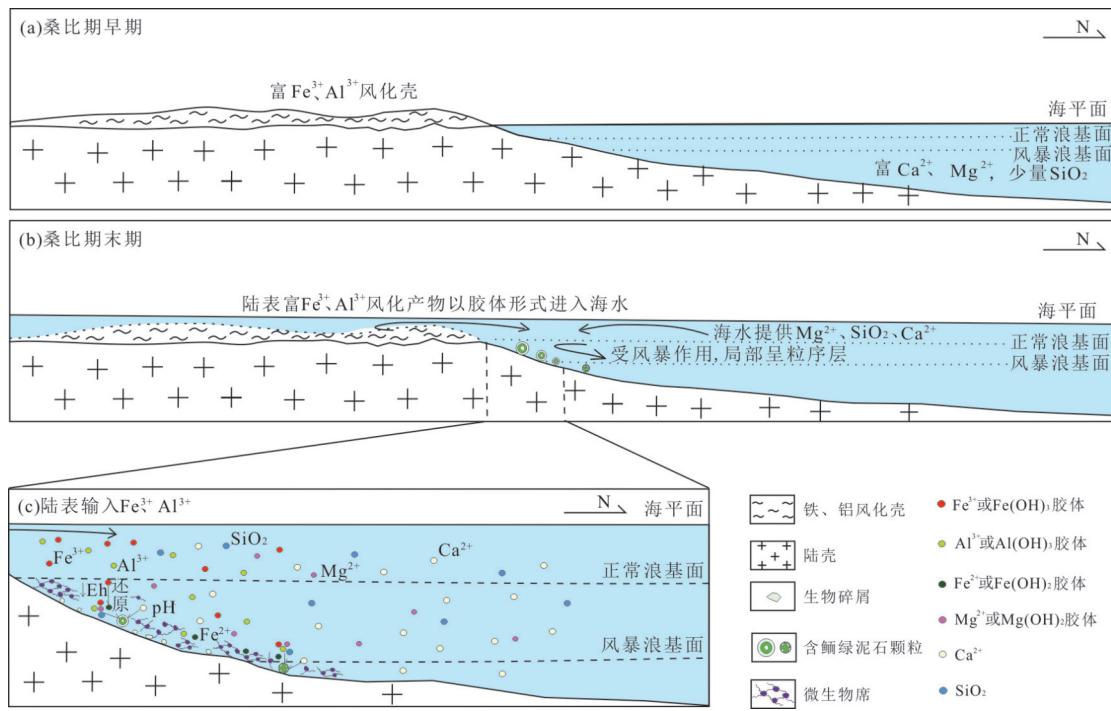


图9 扬子台地西南缘桑比期沉积环境变化及鲕绿泥石鲕粒形成过程

Fig.9 Evolution of sedimentary environment related to the formation of the chamosite ooidal limestones in Sandbian in southwest margin of Yangtze platform

a. 桑比期早期低水位导致古陆暴露并形成富Fe、Al风化壳,为鲕绿泥石形成准备了重要物质基础;b. 桑比期末期海侵导致水平面上升,古陆及风化壳被海水淹没并搬运Fe、Al质到浅海水域中;c. 酪绿泥石鲕粒形成过程模式图,在海水富Fe、Al背景下,微生物席发育为海水-沉积物界面提供还原水体环境,从而导致鲕绿泥石结晶沉淀

地自达瑞威尔期末期开始发生大规模海退,至桑比期早期海平面降至最低(苏文博等, 1999; 樊茹等, 2013). 这导致了扬子台地周缘隆起区域的暴露及陆表风化作用的广泛发育(樊茹等, 2013). 这些暴露区包括北缘的汉南古陆、西部的成都-康滇古陆等(陈旭等, 1990; 沈健伟, 1994; Chen *et al.*, 2010). 尤其是研究区以南的黔中隆起和康滇古陆基本已连接成一片大范围出露的古陆区(图2; 陈旭等, 1990; 沈健伟, 1994; Chen *et al.*, 2010). 这些广泛出现的古陆显著增强了陆表风化剥蚀的范围,导致该时期在研究区南部局部出现不整合面(樊茹等, 2013). 至桑比期晚期,统一的全球海平面上升导致了古陆分布范围的显著减少,取而代之为广泛的浅海区,正是这一阶段的海侵作用可以将原古陆区表层残积的富铝、铁风化产物以胶体形式悬浮搬运至浅海陆棚区域(图9a),从而为宝塔组底部的鲕绿泥石的形成提供了必须的铁、铝物质来源. 铁、铝元素在正常浪基面之上的氧化水体中,由于水体的周期性动荡,致使Fe<sup>3+</sup>难以在水体中直接大量沉淀形成赤铁矿,而多以Fe<sup>3+</sup>氢氧化物胶体形式在水体中悬

浮搬运,直至逐渐下沉至风暴浪基面附近,在水岩界面附近较为发育的微生物活动通过代谢等作用降低了附近水体的Eh,提升了pH值,导致水体中的Fe<sup>3+</sup>部分被还原成Fe<sup>2+</sup>,同时与Fe<sup>3+</sup>、Al<sup>3+</sup>等阳离子一同被附着于颗粒表面的微生物细菌或细胞外聚合物吸附富集,为鲕绿泥石形成提供了必要条件. 而快速的海侵作用所导致的原有陆棚区域沉积速率下降,也是扬子台地陆表海南部形成富鲕绿泥石灰岩的关键因素之一(Clement *et al.*, 2020).

鲕绿泥石鲕粒形成于桑比期末期海侵开始的海侵体系域中,不同粒度和球度鲕粒的存在,表明鲕绿泥石形成于相对宽广的水域,可能覆盖了正常浪基面到风暴浪基面之间的范围,并经历了风暴作用的搬运和混合. 随后海平面继续上升,水动力减弱,同时缺少Fe、Al元素持续的供给,鲕绿泥石鲕粒不再形成,以角石为代表的浮游生物开始大量发育(许效松, 2001),至临湘组角石逐渐减少,代表宝塔组时期已达到高水位体系域. 酪绿泥石鲕粒与角石生物化石的相继出现进一步约束了上扬子台地西缘桑比期-早凯迪期海平面上升过程.

总之,宝塔组底部发育富鲕绿泥石灰岩在宏观意义上来说是同期全球海平面演化在扬子台地的具体表现,是快速海侵阶段的重要标志。形成鲕绿泥石鲕粒需要的还原性海水条件则指示有微生物席的广泛发育并改变了局部水体氧化还原条件,这些微生物直接参与了鲕绿泥石在海水中的自生结晶过程(图 9c)。而这种微生物席的广泛发育也很有可能是晚桑比期海侵作用的产物(苏文博等,1999)。

## 6 结论

基于所开展的沉积学及矿物学相关研究工作,本文对扬子台地南缘出现的上奥陶统含鲕绿泥石灰岩的形成及其意义提出如下认识:

(1)宝塔组灰岩底部的鲕绿泥石鲕粒是在海水中的同生阶段自生形成,形态及粒度的差异反映出鲕粒形成时的水动力条件及发育时间长短。大型鲕粒球度较好且圈层各向厚度均一,反映长期处于振荡水体环境,原始形成于水体相对较浅的正常浪基面附近。而粒度较小的低球度鲕粒和球粒形成于较低能的水体环境。不同类型的鲕绿泥石颗粒的组合出现是间歇性风暴浪搬运的产物,这与含鲕粒层表现出的多个旋回正粒序层理相一致。

(2)鲕粒矿物成分主要以鲕绿泥石与方解石圈层形式出现,形成的初始环境为氧化水体。但海水中大量发育的微生物代谢活动为鲕绿泥石形成提供了所需的还原条件,同时促进了鲕绿泥石和方解石在鲕粒和球粒中聚集沉淀。

(3)宝塔组底部发育的含鲕绿泥石灰岩是晚奥陶世早期全球海平面演化在扬子台地的产物。其中,早期海平面下降所导致的陆表暴露及增强的风化剥蚀作用为后期鲕绿泥石在海水中的自生准备了重要的物质基础,即富铁、铝质的风化壳。随着海平面上升,使得这些陆表风化壳被海水快速掩盖,并将其中的铁、铝质以胶体形式搬运到浅海区域,为鲕绿泥石在海水中的自生提供了合适的物质条件。因此,海相自生鲕绿泥石鲕粒作为一种特定沉积环境的指示标志,记录了扬子台地西南缘桑比期早期的海平面下降至桑比期晚期海平面快速上升的变化过程。

**致谢:**感谢于铭泽,张竹桐同学在野外工作中的帮助。感谢程文斌老师在论文成文过程中的有益讨论!

## References

- Bhattacharyya, D. P., 1983. Origin of Berthierine in Iron-stones. *Clays and Clay Minerals*, 31(3): 173–182. <https://doi.org/10.1346/CCMN.1983.0310302>
- Chen, X., Xu, J. T., Cheng, H. J., et al., 1990. On the Hannan Old Land and Dabashan Uplift. *Journal of Stratigraphy*, 14(2): 81–116 (in Chinese with English abstract).
- Chen, X., Zhou, Z. Y., Fan, J. X., 2010. Ordovician Paleo-geography and Tectonics of the Major Paleoplates of China. *Special Paper of the Geological Society of America*, 466: 85–104. [https://doi.org/10.1130/2010.2466\(06\)](https://doi.org/10.1130/2010.2466(06))
- Clement, A. M., Tackett, L. S., Ritterbush, K. A., et al., 2020. Formation and Stratigraphic Facies Distribution of Early Jurassic Iron Oolite Deposits from West Central Nevada, USA. *Sedimentary Geology*, 395: 105537. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2019.105537>
- Damyanov, Z., Vassileva, M., 2001. Authigenic Phyllosilicates in the Middle Triassic Kremikovtsi Sedimentary Exhalative Siderite Iron Formation, Western Balkan, Bulgaria. *Clays and Clay Minerals*, 49(6): 559–585. <https://doi.org/10.1346/CCMN.2001.0490607>
- Dodd, M. S., Papineau, D., She, Z. B., et al., 2018. Organic Remains in Late Palaeoproterozoic Granular Iron Formations and Implications for the Origin of Granules. *Precambrian Research*, 310: 133–152. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2018.02.016>
- Fan, R., Lu, Y. Z., Zhang, X. L., et al., 2013. New Understanding of the Contact Relationship between Shihtupu Formation and Pagoda Formation in Sichuan Basin. *Acta Geologica Sinica*, 87(3): 321–329 (in Chinese with English abstract).
- Garcia-Frank, A., Ureta, S., Mas, R., 2012. Iron-Coated Particles from Condensed Aalenian-Bajocian Deposits: Evolutionary Model (Iberian Basin, Spain). *Journal of Sedimentary Research*, 82(12): 953–968. <https://doi.org/10.2110/jsr.2012.75>
- Gehring, A. U., 1989. The Formation of Goethitic Ooids in Condensed Jurassic Deposits in Northern Switzerland. *Geological Society, London, Special Publications*, 46(1): 133–139. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1989.046.01.13>
- Han, K. B., 2019. Characteristics and Formation Mechanism of Oolitic Ironstones in Middle Jurassic Batonian Period, in Nyalam Area, Southern Tibet (Dissertation). China University of Geosciences, Beijing (in Chinese with English abstract).
- Harder, H., 1978. Synthesis of Iron Layer Silicate Minerals under Natural Conditions. *Clays and Clay Minerals*, 26(1):

- 65—72. <https://doi.org/10.1346/CCMN.1978.0260108>
- Harder, H., 1989. Mineral Genesis in Ironstones: A Model Based Upon Laboratory Experiments and Petrographic Observations. *Geological Society, London, Special Publications*, 46(1): 9—18. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1989.046.01.04>
- Heller, P. L., Komar, P. D., Pevear, D. R., 1980. Transport Processes in Ooid Genesis. *Journal of Sedimentary Research*, 50(3): 943—951. <https://doi.org/10.1306/212f7b2b-2b24-11d7-8648000102c1865d>
- Jiang, Z. X., 2003. *Sedimentary Petrology*. Petroleum Industry Press, Beijing (in Chinese).
- Kimberley, M. M., 1974. Origin of Iron Ore by Diagenetic Replacement of Calcareous Oolite. *Nature*, 250(5464): 319—320. <https://doi.org/10.1038/250319a0>
- Lu, Y. B., Ma, Y. Q., Wang, Y. X., et al., 2017. The Sedimentary Response to the Major Geological Events and Lithofacies Characteristics of Wufeng Formation—Longmaxi Formation in the Upper Yangtze Area. *Earth Science*, 42(7): 1169—1184 (in Chinese with English abstract).
- Maynard, J. B., 1986. Geochemistry of Oolitic Iron Ores, an Electron Microprobe Study. *Economic Geology*, 81(6): 1473—1483. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.81.6.1473>
- Mei, M. X., 2011. Microbial-Mat Sedimentology: A Young Branch from Sedimentology. *Advances in Earth Science*, 26(6): 586—597 (in Chinese with English abstract).
- Mücke, A., 2006. Chamosite, Siderite and the Environmental Conditions of Their Formation in Chamosite-Type Phanerozoic Ooidal Ironstones. *Ore Geology Reviews*, 28(2): 235—249. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2005.03.004>
- O'Reilly, S. S., Mariotti, G., Winter, A. R., et al., 2017. Molecular Biosignatures Reveal Common Benthic Microbial Sources of Organic Matter in Ooids and Gapestones from Pigeon Cay, the Bahamas. *Geobiology*, 15(1): 112—130. <https://doi.org/10.1111/gbi.12196>
- Qin, S., Zhang, T., Su, W. B., et al., 2011. Characteristics and Implications of the Oolitic Limestones from the Silurian Succession in Wangcang, Sichuan, South China. *Earth Science*, 36(1): 43—52 (in Chinese with English abstract).
- Rahiminejad, A. H., Zand-Moghadam, H., 2018. Synsedimentary Formation of Ooidal Ironstone: an Example from the Jurassic Deposits of SE Central Iran. *Ore Geology Reviews*, 95: 238—257. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.02.028>
- Rayner, D. H., Hemingway, J. E., 1974. The Geology and Mineral Resources of Yorkshire. *Yorkshire Geological Society, Leeds*.
- Salama, W., El Aref, M., Gaupp, R., 2014. Facies Analysis and Palaeoclimatic Significance of Ironstones Formed during the Eocene Greenhouse. *Sedimentology*, 61(6): 1594—1624. <https://doi.org/10.1111/sed.12106>
- Scholle, P. A., Ulmer-Scholle, D. S., 2003. *A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks*. American Association of Petroleum Geologists, McLean.
- Servais, T., Owen, A. W., Harper, D. A. T., et al., 2010. The Great Ordovician Biodiversification Event (GOBE): The Palaeoecological Dimension. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 294(3—4): 99—119. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.05.031>
- Sharma, S., Dix, G. R., 2004. Magnesian Calcite and Chamositic Ooids Forming Shoals Peripheral to Late Ordovician (Ashgill) Muddy Siliciclastic Shores: Southern Ontario. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 210(2—4): 347—366. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2004.02.036>
- Shen, J. W., 1994. Sequential Position and Environment Significance of Chamositic Ooids and Glauconite in the Early Middle Ordovician Sediments in Guizhou Province and Adjacent Areas. *Guzhou Geology*, 11(3): 207—217 (in Chinese with English abstract).
- Siehl, A., Thein, J., 1989. Minette-Type Ironstones. *Geological Society, London, Special Publications*, 46(1): 175—193. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1989.046.01.16>
- Song, W. T., Liu, J. B., 2020. A Review of Cortical Structures of Carbonate Ooids. *Journal of Palaeogeography*, 22(1): 147—160 (in Chinese with English abstract).
- Sturesson, U., Heikoop, J. M., Risk, M. J., 2000. Modern and Palaeozoic Iron Ooids—A Similar Volcanic Origin. *Sedimentary Geology*, 136(1—2): 137—146. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(00\)00091-9](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(00)00091-9)
- Su, W. B., Li, Z. M., Chen, J. Q., et al., 1999. A Reliable Example for Eustacy Ordovician Sequence Stratigraphy on the Southeastern Margin of the Upper Yangtze Platform. *Acta Sedimentologica Sinica*, 17(3): 345—353 (in Chinese with English abstract).
- Tang, D. J., Shi, X. Y., Jiang, G. Q., et al., 2017. Ferruginous Seawater Facilitates the Transformation of Glauconite to Chamosite: An Example from the Mesoproterozoic Xiamaling Formation of North China. *American Mineralogist*, 102(11): 2317—2332. <https://doi.org/10.2138/am-2017-6136>
- Taylor, K. G., Simo, J. A., Yocom, D., et al., 2002. Stratigraphic Significance of Ooidal Ironstones from the Creta-

- ceous Western Interior Seaway: The Peace River Formation, Alberta, Canada, and the Castlegate Sandstone, Utah, USA. *Journal of Sedimentary Research*, 72(2): 316—327. <https://doi.org/10.1306/060801720316>
- Todd, S. E., Pufahl, P. K., Murphy, J. B., et al., 2019. Sedimentology and Oceanography of Early Ordovician Ironstone, Bell Island, Newfoundland: Ferruginous Seawater and Upwelling in the Rheic Ocean. *Sedimentary Geology*, 379: 1—15. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2018.10.007>
- Tribouillard, N., Algeo, T. J., Lyons, T., et al., 2006. Trace Metals as Paleoredox and Paleoproductivity Proxies: An Update. *Chemical Geology*, 232(1—2): 12—32. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.02.012>
- van Houten, F. B., Bhattacharyya, D. P., 1982. Phanerozoic Oolitic Ironstones: Geologic Record and Facies Model. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 10(1): 441—457. <https://doi.org/10.1146/annurev ea.10.050182.002301>
- van Houten, F. B., Purucker, M. E., 1984. Glauconitic Peloids and Chamositic Ooids—Favorable Factors, Constraints, and Problems. *Earth-Science Reviews*, 20(3): 211—243. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(84\)90002-3](https://doi.org/10.1016/0012-8252(84)90002-3)
- Wang, H. Z., Shi, X. Y., 1998. Hierarchy of Depositional Sequences and Eustatic Cycles a Discussion on the Mechanism of Sedimentary Cycles. *Geoscience*, 12(1): 1—17 (in Chinese with English abstract).
- Wang, X. F., 2016. Ordovician Tectonic-Paleogeography in South China and Chrono- and Bio-Stratigraphic Division and Correlation. *Earth Science Frontiers*, 23(6): 253—267 (in Chinese with English abstract).
- Xu, X. S., Wan, F., Yin, F. G., et al., 2001. Environment Facies, Ecological Facies and Diagenetic Facies of Baota Formation, of Late Ordovician. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 21(3): 64—68 (in Chinese with English abstract).
- Young, T. P., 1989. Phanerozoic Ironstones: An Introduction and Review. *Geological Society, London, Special Publications*, 46(1): ix—xxv. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1989.046.01.02>
- ### 附中文参考文献
- 陈旭, 徐均涛, 成汉钧, 等, 1990. 论汉南古陆及大巴山隆起. 地层学杂志, 14(2): 81—116.
- 樊茹, 卢远征, 张学磊, 等, 2013. 四川盆地奥陶系十字铺组与宝塔组接触关系新认识. 地质学报, 87(3): 321—329.
- 韩凯博, 2019. 藏南聂拉木地区中侏罗世巴通期铁鲕岩的特征及形成机制(硕士学位论文). 北京: 中国地质大学.
- 姜在兴, 2003. 沉积岩石学. 北京: 石油工业出版社.
- 陆扬博, 马义权, 王雨轩, 等, 2017. 上扬子地区五峰组—龙门溪组主要地质事件及岩相沉积响应. 地球科学, 42(7): 1169—1184.
- 梅冥相, 2011. 微生物席沉积学:一个年轻的沉积学分支. 地球科学进展, 26(6): 586—597.
- 秦松, 张涛, 苏文博, 等, 2011. 四川旺苍志留系鲕粒灰岩特征及地质意义. 地球科学, 36(1): 43—52.
- 沈健伟, 1994. 贵州及邻区中奥陶世早期沉积物中鲕绿泥石鲕和海绿石的时序位置和环境意义. 贵州地质, 11(3): 207—217.
- 宋文天, 刘建波, 2020. 碳酸盐鲕粒包壳结构研究综述. 古地理学报, 22(1): 147—160.
- 苏文博, 李志明, 陈建强, 等, 1999. 海平面变化全球可比性的可靠例证: 上扬子地台东南缘奥陶纪层序地层及海平面变化研究. 沉积学报, 17(3): 345—353.
- 王鸿祯, 史晓颖, 1998. 沉积层序及海平面旋回的分类级别: 旋回周期的成因讨论. 现代地质, 12(1): 1—17.
- 汪啸风, 2016. 中国南方奥陶纪构造古地理及年代与生物地层的划分与对比. 地学前缘, 23(6): 253—267.
- 许效松, 万方, 尹福光, 等, 2001. 奥陶系宝塔组灰岩的环境相、生态相与成岩相. 矿物岩石, 21(3): 64—68.