

# 陕西金粟山中奥陶统生物扰动构造与古环境分析

费安玮, 张忠涛

(石油大学资源与信息学院, 北京 102249)

**摘要:** 首次在鄂尔多斯盆地南缘陕西金粟山中奥陶统峰峰组八陡段与金粟山组第一段发现遗迹化石及其生物扰动构造。该地区中奥陶统含大量无法鉴定遗迹属种的生物扰动构造并产丰富的叠层石。分析、概括了生物扰动构造的分布及其特征, 采用生物扰动构造半定量分析方法并结合叠层石及沉积学研究对各组段古环境进行了解释, 进而认为: 中奥陶世自峰峰组八陡段到金粟山组第一段沉积期, 本区经历了 3 次由叠层石发育的潮坪环境到开阔台地浅海低能环境的古地理演变, 即海平面发生了 3 次较大的升降过程。

**关键词:** 生物扰动构造; 古环境; 中奥陶统; 金粟山; 鄂尔多斯盆地。

中图分类号: P53 文献标识码: A

文章编号: 1000-2383(2002)06-0703-08

**作者简介:** 费安玮(1947—), 女, 副教授, 1990 年毕业于北京师范大学古地理学专业, 获博士学位, 主要从事古生物学与地层学教学和科研。

金粟山位于陕西省富平县境内、鄂尔多斯盆地南缘。富平地区中、上奥陶统出露良好, 分布于金粟山、赵老峪、小峪及灵殿沟等地, 安太庠等<sup>[1,2]</sup> 将其中、上部命名为金粟山组, 并在上述 4 个地点测得一个较完整的剖面, 自下而上包括峰峰组八陡段和金粟山组, 后者又分作 4 个岩性段, 其中, 金粟山出露峰峰组八陡段与金粟山组第一段(赵老峪白云岩段), 时代属中奥陶世。

赵老峪等地金粟山组第二段至第四段的遗迹化石已进行过系统研究<sup>[3~5]</sup>, 沉积学方面也开展了大量工作, 而金粟山奥陶系的研究还很薄弱, 仅见有牙形石生物地层学方面的报道<sup>[1,2]</sup>。1995 年笔者赴金粟山进行野外地质工作, 首次在峰峰组八陡段和金粟山组第一段发现遗迹化石及其生物扰动构造, 在石油大学与长庆石油勘探局勘探开发研究院 1993 年共同实测剖面的基础上, 对该剖面进行了观察并系统采集了遗迹化石、叠层石及岩石标本等; 2001 年笔者再次赴金粟山, 对剖面作进一步观察并补充采集了标本。金粟山峰峰组八陡段与金粟山组第一段遗迹化石与古环境的研究对于进一步认识鄂尔多斯盆地南缘奥陶纪古地理演变的历程具有重要意义。

金粟山中奥陶统遗迹化石中, 分散的、可鉴定的单个遗迹很少, 但含大量的生物扰动构造并产丰富的叠层石, 两者呈规律性出现。本文采用生物扰动半定量分析方法并结合叠层石及沉积学研究, 对古环境进行解释。

生物扰动半定量分析方法目前国内已开始见于油气区井下岩心剖面的研究<sup>[6,7]</sup>, 但应用于露头剖面的研究尚未见及。再者, 就鄂尔多斯盆地奥陶系遗迹化石的研究而言, 目前主要是根据遗迹化石组合及遗迹相来分析古环境<sup>[3,5,8~12]</sup>, 而该盆地中、下奥陶统还存在着大量无法鉴定遗迹属种而又十分发育的生物扰动构造, 如何利用其为古环境解释提供新的信息是一个值得重视的问题。为此, 本文进行探索将生物扰动半定量分析用于野外露头剖面研究的尝试。

## 1 剖面综述

金粟山奥陶系剖面金粟山组第一段与下伏峰峰组八陡段为连续沉积, 前者上覆金粟山组第二段仅出露底部, 其上为第四系(林场)覆盖, 后者下部被第四系覆盖, 未见底, 剖面总厚度 296.1 m。为研究的方便, 将该剖面自下而上划分成 A, B, C, D, E 5 个岩性段, 前 2 段属峰峰组八陡段, 后 3 段归金粟山组第一段(图 1)。

收稿日期: 2002-08-31

基金项目: 中国石油天然气总公司勘探研究项目“鄂尔多斯盆地天然气勘探新方向和目标评价”; 石油大学(北京)科研基金项目。

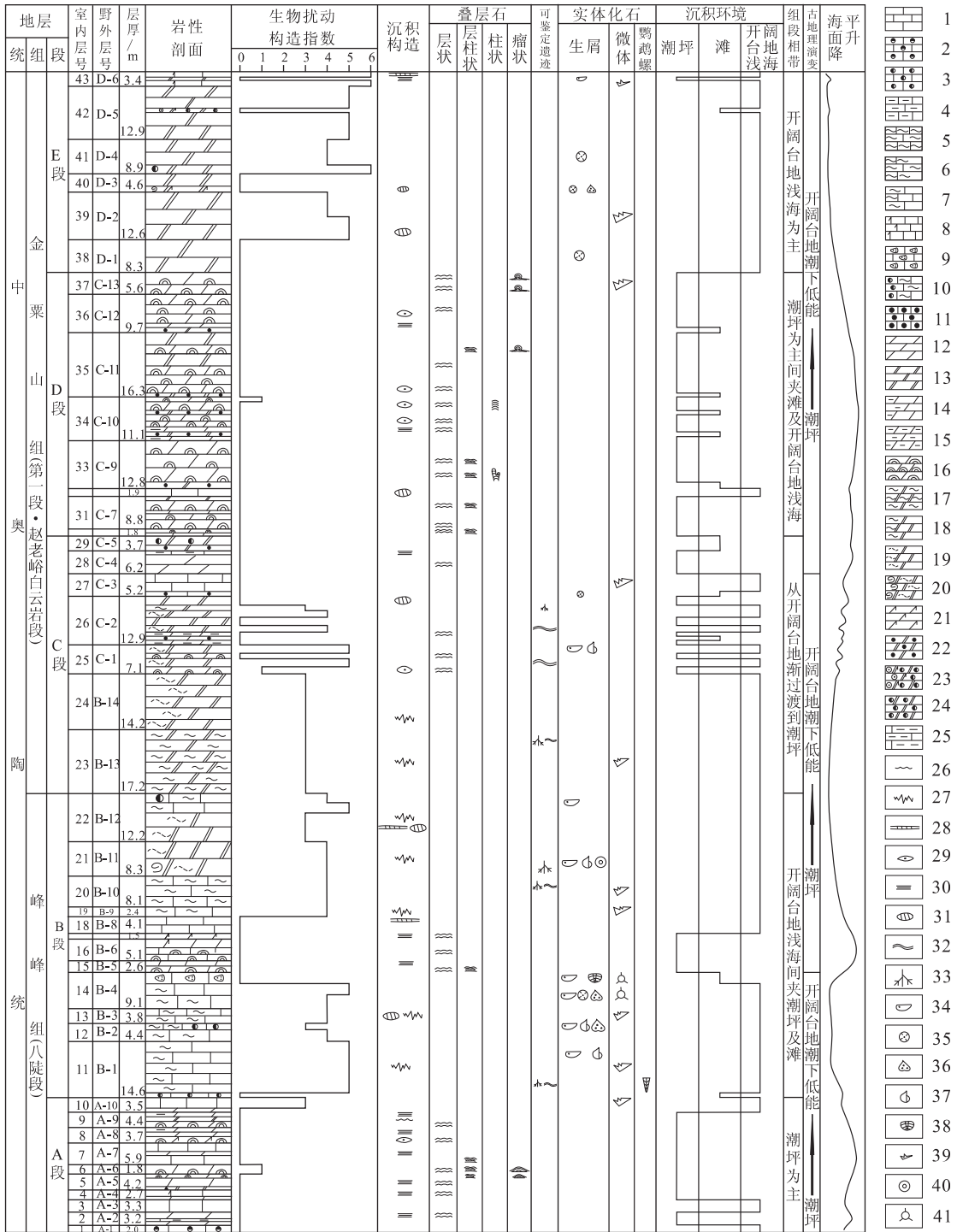


图 1 陕西金粟山中奥陶统生物扰动指数曲线与古环境分析综合柱状图

Fig. 1 Synthetic column of bioturbation index curve and paleoenvironmental analysis in the Middle Ordovician at Jinshushan, Shaanxi

1. 灰岩; 2. 球粒灰岩; 3. 砂屑灰岩; 4. 泥质灰岩; 5. 云斑灰岩; 6. 云斑质灰岩; 7. 含云斑灰岩; 8. 含白云质灰岩; 9. 凝块灰岩; 10. 含砂屑含云斑灰岩; 11. 砾屑灰岩; 12. 准同生白云岩; 13. 准同生后白云岩; 14. 含泥白云岩; 15. 泥质白云岩; 16. 叠层石白云岩; 17. 灰斑白云岩; 18. 含灰斑白云岩; 19. 斑状白云岩; 20. 含屑白云岩; 21. 灰质白云岩; 22. 砾屑白云岩; 23. 含灰含鲕粒砂屑白云岩; 24. 砂屑质白云岩; 25. 钙质泥岩; 26. 浪成波浪; 27. 缝合线; 28. 砾质条带; 29. 鸟眼构造; 30. 水平纹理; 31. 砾质团块; 32. *Planolites*; 33. *Chondrites*; 34. 介形类; 35. 海百合; 36. 苔藓虫; 37. 腕足类; 38. 三叶虫; 39. 牙形石; 40. 棘皮类; 41. 钙球

## 峰峰组(八阶段)

A 段 以浅灰、灰色薄—中层状泥晶—粉晶白云岩、粉晶白云岩、细粉晶白云岩、泥晶灰岩、含云质泥晶灰岩及中层状叠层石白云岩、灰质叠层石白云岩为主, 夹灰黄、土黄色薄层状泥晶白云岩、粉晶白云岩、泥晶—粉晶白云岩、含泥质泥晶白云岩及钙质泥岩等, 下部及顶部具深灰色厚层—块状泥晶灰岩、粉晶球粒灰岩, 厚 34.7 m, 无生物扰动到中等程度的生物扰动。粉晶白云岩、泥晶—粉晶白云岩、含泥质泥晶白云岩及含云质泥晶灰岩水平纹理发育, 钙质泥岩具水平层理, 上部细粉晶白云岩见浪成波痕, 含云质泥晶灰岩和粉晶白云岩含叠层石。叠层石发育, 以水平纹层状和微波状的层状叠层石 *Stratifera* 为主, 还有层柱状叠层石及瘤状叠层石 *Paniscollenia*; 灰质叠层石白云岩和叠层石白云岩具鸟眼构造及孔隙。顶部泥晶灰岩含牙形石 *Tasmanognathus sishuiensis* Zhang, *Microcoelodus symmetricus* Branson et Mehl.

B 段 以褐灰—黑灰色中—厚层状含云斑泥晶灰岩、云斑质泥晶灰岩及云斑泥晶灰岩的发育为特征, 中部出现叠层石灰岩、叠层石白云岩及含灰粉晶白云岩等, 厚 76.2 m。(1) 下部为褐灰—黑灰色中—厚层状含云斑泥晶灰岩、云斑质泥晶灰岩夹中层状云斑质砂屑灰泥岩, 底部与顶部分别为灰色厚层状亮晶砂屑灰岩和深灰色厚层状亮晶凝块石灰岩, 含云斑泥晶灰岩和云斑质泥晶灰岩。生物扰动较强—强, 局部层面具可分辨的遗迹化石 *Chondrites* sp. indet. 及 *Planolites* sp. indet.; 缝合线极发育, 可含较多硅质团块; 生屑较丰富, 有介形类、腕足类、苔藓虫及海百合, 含钙球及牙形石 *Drepanostodus* sp., *Panderodus* sp. 等, 近底部富含小个体直壳鸚鵡螺化石。(2) 中部发育浅灰、灰色中—厚层状叠层石灰岩、薄层状粉晶叠层石白云岩及厚层状含灰粉晶白云岩、薄层状灰质粉晶白云岩等, 其上部为黑灰色中层状泥晶灰岩。灰质粉晶白云岩水平纹理发育、含叠层石, 泥晶灰岩具硅质条带。叠层石主要为 *Stratifera*, 见有层柱状叠层石。(3) 上部以褐灰—黑灰色中层状云斑泥晶灰岩、中—厚层状斑状粉晶白云岩为主, 还有云斑质泥晶灰岩及含生屑斑状粉晶白云岩, 顶部为褐灰—灰黑色含云斑泥晶灰岩及含砂屑含云斑泥晶灰岩。生物扰动中等—强, 局部层面具可分辨的遗迹化石 *Chondrites* sp. indet. 及 *Planolites* sp. indet.; 缝合线发育, 斑状粉晶白云岩具硅质条带及团块; 含生屑斑状粉晶白云岩含棘皮类、介形类及腕足类生屑, 云斑质泥晶灰岩与云斑泥晶灰岩含牙形石 *Microcoelodus symmetricus* Branson et Mehl, *Panderodus* sp., *Tasmanognathus* sp. 等。

## 金粟山组(第一段)

C 段 下部为黑灰—褐灰色中—厚层状灰斑粉晶白云岩、斑状粉晶白云岩。具中等—强生物扰动, 局部层面含可鉴定遗迹化石, 以 *Chondrites* sp. indet. 为主, 还有 *Planolites* sp. indet.; 含介形类、腕足类等生屑及牙形石 *Panderodus* sp.; 缝合线发育; 中部出现叠层石白云岩, 斑状粉晶白云岩减少, 渐以浅灰、灰色中层状泥晶—泥粉晶白云岩、细粉晶白

云岩居多, 夹以土黄色薄层状泥质灰岩及泥质粉晶白云岩, 间或有深灰色中—厚层状泥晶灰岩及灰色中层状砾屑灰岩、砾屑白云岩等, 叠层石白云岩鸟眼构造及孔隙发育, 为层状叠层石 *Stratifera* 及 *Gongylina*, 具零星微生物扰动, 泥晶—泥粉晶白云岩和泥质粉晶白云岩含叠层石 *Stratifera*, 泥质灰岩具水平纹理, 泥晶灰岩等产牙形石 *Yaoxianognathus lijiaopoensis* (Wang et Luo), *Microcoelodus* sp., 厚 66.5 m.

D 段 以浅灰、灰色中—厚层状夹薄层状叠层石白云岩为主, 夹薄层状粉晶白云岩、中—薄层状含泥粉晶白云岩、砾屑白云岩及深灰色中—厚层状泥晶灰岩等, 厚 68 m。叠层石十分发育, 以层状叠层石为主, 包括 *Stratifera* 及 *Gongylina*, 还有层柱状叠层石及柱状的 *Colomella*, *Gymmosolen*, *Pseudogymmosolen*, 瘤状的 *Collenia* 等。叠层石具鸟眼构造、孔隙发育, 偶见轻微生物扰动构造。本段近顶部含牙形石 *Panderodus* sp., 含泥粉晶白云岩水平纹层发育, 含叠层石 *Stratifera*, 深灰色泥晶灰岩含硅质团块。

E 段 以灰色、深灰、灰黑色厚层状粗粉晶白云岩为主, 夹少量含灰含鲕粒砂屑白云岩, 底部为灰黑色中—厚层状细粉晶白云岩, 顶部为深灰色中—薄层状含云质泥晶灰岩夹粗粉晶白云岩, 厚 50.7 m。具较强—完全的生物扰动构造。中、下部粗粉晶白云岩含海百合茎及苔藓虫等生屑并产牙形石 *Belodina compressa* (Branson et Mehl), *Panderodus* sp., 具硅质团块; 顶部含云质泥晶灰岩产牙形石 *Periodon grandis* (Ethington), *Panderodus* sp., 具硅质条带及团块。

## 上覆地层 金粟山组第二段(底部)

黑色薄层状泥晶灰岩与灰褐色薄板状硅质岩互层, 夹灰黑色薄层状砾屑灰岩。泥晶灰岩和硅质岩水平纹理发育。

## 2 生物扰动构造的分布与特征

本文参照了 Taylor 等<sup>[13]</sup>的生物扰动指数划分方案, 将扰动指数分为 0~6 级并据研究区情况作了部分修改(表 1); 同时参考了 Bottjer 等<sup>[14]</sup>用于野外和室内岩心研究的生物扰动指数识别示意图, 这对于快速观察大量生物扰动系列十分有用。在逐层观察估算生物扰动指数的基础上绘出相应的曲线(图 1), 从而半定量地表示出生物扰动指数的分布情况; 根据各岩性地层单元总厚度, 求出各级扰动指数所占厚度百分比, 做出直方图(图 2), 用以比较不同地层单元的扰动程度。对该剖面生物扰动构造的分布及其特点概括如下(图 1, 2)。

(1) 生物扰动构造集中发育的层段是 B 段的下部和上部、C 段的中、下部和 E 段。其中, B 段和 C 段的生物扰动构造以较高水平组合形式(指数 3~5)出现, 主要赋存于含云斑灰岩、云斑质灰岩、云斑灰

表 1 生物扰动指数划分方案<sup>[13]</sup>Table 1 Grades of bioturbation index<sup>[13]</sup>

扰动指数	$x/\%$	描述
0	0	无生物扰动
1	1~4	零星生物扰动,层理清晰,含极少量分离的遗迹化石或逃逸构造
2	5~30	生物扰动程度低,层理清晰,遗迹化石密度小,常见逃逸构造
3	31~60	生物扰动程度中等,层理界面清晰,但遗迹具叠覆现象
4	61~90	生物扰动程度高,层理界面不清晰,遗迹化石密度大、叠覆普遍
5	91~99	生物扰动程度强,层理被完全破坏,但沉积物再改造程度低
6	100	完全的生物扰动,由于反复的扰动使沉积物受到普遍改造

$x$ . 原生层理被生物扰动破坏的面积百分比。

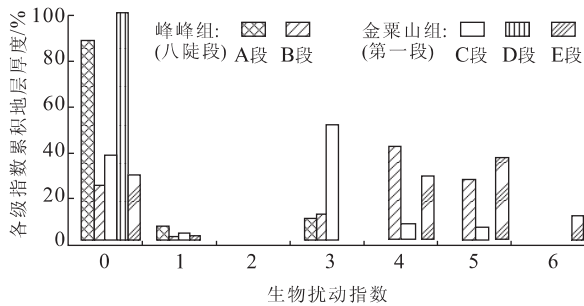


图 2 陕西金粟山中奥陶统生物扰动指数直方图

Fig. 2 Histogram of bioturbation index in the Middle Ordovician at Jinsushan, Shaanxi

岩、灰斑白云岩、含灰斑白云岩及斑状白云岩中。在岩层风化面上,常见较多大量的黑色、灰黑色遗迹化石,多呈叠覆状态,局部层面上或多或少可见到一些呈分离状态的可鉴定遗迹,多以较细小的 *Chondrites* sp. indet. 为主,其次为 *Planolites* sp. indet., 均为沿层面水平分布的潜穴,而斑则呈棕黄色、灰黄色等(图 3)。在岩石的新鲜面上,遗迹仍呈黑色,而斑则为颜色较浅的褐灰色,两者相间呈斑块状分布,界线不如风化面上清晰,遗迹呈叠覆状态,已没有分离的、能鉴定的单个遗迹化石,构成了生物扰动岩。指数为 3, 4, 5 的扰动构造,其差异主要是原生层理被扰动破坏的面积不同,而遗迹均普遍呈叠覆状态。当层理未被完全破坏时,在风化的垂向剖面上可见到灰黑色遗迹与未扰动的浅色部分相间大致呈条带状顺层分布(图 4)。E 段的生物扰动构造以高水平组合形式(指数 4~6)出现,主要赋存于暗色粗粉晶白云岩及含云泥晶灰岩中,叠覆的遗迹呈模



图 3 灰斑白云岩层面上的遗迹化石

Fig. 3 Trace fossils on the bedding plane of the mottled dolomite

图中含可鉴定遗迹 *Chondrites* sp. indet.; 金粟山组第一段(B—13 层); 野外照片, 照片中硬币直径为 2 cm



图 4 经生物扰动部分(暗色)与未扰动部分(浅色)相间顺层呈条带状分布的斑状白云岩; 金粟山组第一段(B—14 层); 野外照片

Fig. 4 Cross section of the mottled dolomite in the Member 1 of Jinsushan Formation (B-14 beds) showing the banding distribution of bioturbated parts (in dark color) and unbioturbated parts (in light color) along bedding plane; field photograph

糊的黑色斑块或岩石已变得较均质,层理被完全破坏。(2)无生物扰动及仅有零星轻微扰动(指数 0~1)的层段主要是 A 段、B 段中部、C 段上部及 D 段,这些层段以发育叠层石和准同生白云岩为特征。轻微的生物扰动见于叠层石白云岩中,是一些零星潜穴,斜穿层理,局部破坏了藻纹层,潜穴形态不规则,含泥质及有机质多,颜色较暗(图 5),为食藻类动物在层间进食形成。(3)由 A 段至 E 段,生物扰动强度呈现出由无扰动及零星轻微扰动→较强或强扰动的 3 个旋回,即: A 段→B 段下部、B 段中部→C 段中

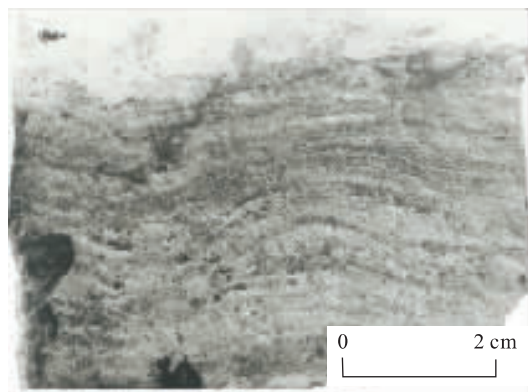


图5 具轻微的生物扰动构造叠层石 *Stratifera*

Fig. 5 Stromatolite *Stratifera* with slight bioturbate texture in the Badou Member of Fengfeng Formation

叠层石 *Stratifera*, 具轻微的生物扰动构造(左上角), 潜穴形态不规则, 斜穿藻纹层, 含有机质较多而色暗; 峰峰组八阶段(A—6层), 标本号 JA—6—1a

部、C段上部→E段。

### 3 古环境分析

#### 3.1 峰峰组(八阶段)

**A段** A段无生物扰动及低扰动指数反映了无脊椎动物稀少的高生态压力环境。叠层石的发育和大量水平纹理的完好保存表明了这一点。盐度和温度偏高的、较清澈的浅水环境是叠层石形成的最有利环境, 如澳大利亚鲨鱼湾的高盐度是藻席等叠层石发育的主要因素, 因该环境限制了无脊椎动物的生存<sup>[15,16]</sup>。

关于叠层石形态与环境的关系已有许多研究, 其认识极为接近, 据这些研究<sup>[16~18]</sup>可以得知, 本段最为发育的层状叠层石 *Stratifera* 主要形成于低能的潮间带上部—潮上带下部环境, 瘤状叠层石 *Paniscollenia* 向上可过渡为层柱状叠层石, 它们主要形成于潮间带上部水动能略大的环境。与叠层石灰岩、叠层石白云岩互层的浅灰、土黄、灰黄色中—薄层状粉晶白云岩、泥晶—粉晶白云岩等, 水平纹理发育, 未见生屑, 为准同生白云岩, 属云化潮坪环境的产物。上部细粉晶白云岩中的浪成波痕也是浅水环境的标志, 常见于潮坪环境。综上所述, A段沉积期主要为盐度及温度均较高的潮坪环境。

本段顶部灰黑—深灰色厚层状泥晶灰岩生物扰动变强并含较多的牙形石。美国佐治亚州和田纳西

州上奥陶统 Sequatchie 组生物扰动半定量分析表明, 从近滨到滨外生物扰动逐渐增强<sup>[19]</sup>; 尽管不同的牙形动物对于温度、盐度及水深的适应能力不同, 但正常浅海仍是牙形动物最主要的生活场所。由此认为, A段沉积晚期水体趋于变深, 为开阔台地浅海潮下带环境, 水动能及沉积速率较低。

**B段** B段下部与上部生物扰动构造以较高水平组合形式出现, 表明了环境的长期稳定和平衡的底内生物群落, 基底有机质丰富, 底内生物繁盛, 水动能弱(岩性亦反映了这点), 沉积速率低, 底内群落有较充分的时间进行扰动。应该注意的是, 层面上分布的可鉴定遗迹以较细的 *Chondrites* sp. indet. 为主, 并不意味着扰动形成于受局限的乃至贫氧的环境, 它应是最晚期形成的遗迹, 仅能代表最深的层次。在富氧的基底中, 随着底内生物的活动, 还原性潜在不整合面(RPD)渐向沉积界面移动, 底内动物梯序也相应上移, 最终, 最深梯序生物, 如 *Chondrites* 将在沉积界面之下安家<sup>[20]</sup>。本段上、下部常含牙形石并见窄盐性头足类鸚鵡螺化石, 生屑较丰富, 其中海百合、棘皮类、腕足类及苔藓虫一般为生活于正常盐度浅海中的底栖生物。此外, 就具云斑的灰岩来说, 镜下观察由暗色的泥晶方解石和浅色的不规则白云石团块相间混杂而成, 泥晶方解石富含有机质且可含少量生屑, 白云石团块大部分由半自形—自形粉晶白云石组成, 局部还见有泥晶方解石交代残余, 显然是在成岩过程中由交代作用形成的, 并不能代表原来的沉积环境。大体来说, 本段下部与上部沉积期主要为沉积速率较低、含盐度正常、底质有机质丰富、底内生物繁盛的开阔台地潮下低能环境。

该段中部依次出现亮晶凝块石灰岩、叠层石白云岩、叠层石灰岩与粉晶白云岩、含灰粉晶白云岩及灰质粉晶白云岩等。亮晶凝块石灰岩形成于能量较高的潮间带下部和潮下带上部环境。叠层石主要是 *Stratifera*, 还有层柱状叠层石, 它们与水平纹层发育并局部含叠层石的准同生白云岩代表了盐度较高的潮坪环境。概言之, B段早、晚沉积期以沉积速率较低的开阔台地潮下低能环境为主, 中期主要为潮坪环境。

#### 3.2 金粟山组(第一段)

**C段** C段中、下部的生物扰动构造仍为较高水平组合形式, 与B段上、下部扰动构造发育状况大体相同, 指示的环境亦应基本一致。与B段不同的是, C段的斑状白云岩、灰斑白云岩等生屑及其他

化石含量少,这是因其白云岩化作用较云斑灰岩等增强以及二次白云岩化的结果,并不能反映原来的沉积环境.因此,C段早、中沉积期仍是以开阔台地潮下低能为主的环境.

中部以 *Stratifera* 为主、具发育鸟眼构造及孔隙的叠层石白云岩及准同生白云岩——含层状叠层石的土黄色泥质粉晶白云岩的出现,反映了由开阔台地浅海向潮坪环境的过渡.上部依次出现的砾屑灰岩、含牙形石的深灰色中—厚层状泥晶灰岩、局部含叠层石 *Stratifera* 的准同生白云岩及亮晶白云石充填的砂屑质粉晶白云岩等分别代表了滩、开阔台地浅海及潮坪等沉积环境.

综上所述,C段沉积早期为开阔台地潮下低能环境,中期开始向发育藻席的潮坪环境过渡,并渐以潮坪环境为主、间夹滩及开阔台地浅海环境.

**D段** D段以叠层石十分发育为特征,类型较A段丰富,除 *Stratifera*, *Gongylina* 及层柱状叠层石外,柱状叠层石具无壁无鞘的 *Colonnella*,简单分叉的 *Gymnosolen*,微小型的 *Pseudogymnosolen* 及瘤状叠层石 *Collenia*,它们在剖面上常呈逐渐过渡的形态,以相间分布的形式产出,并以层状叠层石为主,简单分叉的柱状叠层石也较发育(图6).由叠层石的发育特点及未见锥叠层石等情况分析,本区应主要处于潮间带下部至潮上带下部环境,并常过渡到潮下中等能量带,水体由浅至深、水动能由弱变强的变化较频繁.叠层石白云岩绝大部分无生物扰动,仅有零星的轻微扰动破坏了局部藻纹层,表明叠层石的发育必然与食藻类动物的繁盛呈互为消长的关系.本段砾屑白云岩十分常见(图7),作为夹层产出或局部见于叠层石白云岩中,砾屑多为叠层石角砾或粉晶白云岩角砾,这些砾屑白云岩形成于潮间或潮下带浅水的高能环境或为近原地风暴潮的产物.地层中还夹有含硅质团块的黑灰色中—厚层状泥晶灰岩与浅灰、土黄色粉晶白云岩、含泥粉晶白云岩等准同生白云岩,分别代表了开阔台地浅海与潮坪环境.

本段以潮坪环境为主间夹滩及开阔台地浅海,并处于潮坪与潮下浅水中等能量带频繁过渡的环境.

**E段** E段的生物扰动构造以高水平组合形式出现;赋存较强——完全生物扰动的厚层—块状、中—厚层状粗粉晶白云岩,由自形—半自形白云石组成,晶粒呈镶嵌状结构,是较为典型的白云石交代方解石形成的交代白云岩;多产于浅水近岸地带的牙形石 *Panderodus* 是本剖面的常见分子,自E段下部

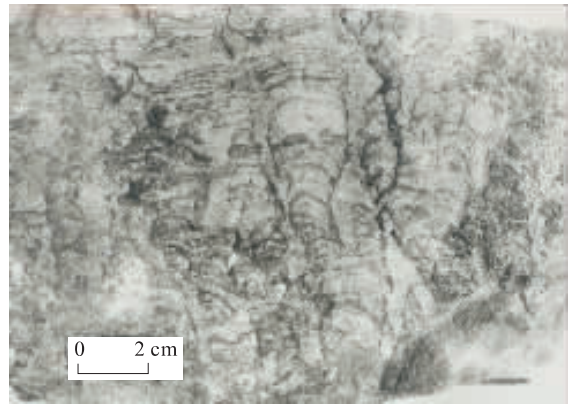


图6 叠层石 *Gymnosolen*

Fig. 6 Stromatolite *Gymnosolen* in the Member 1 of Jinsushan Formation

金粟山组第一段(C—9层),标本号 JC—9—2



图7 具粒序层理砾屑白云岩

Fig. 7 Dolorudite with graded bedding in the Member 1 of Jinsushan Formation

金粟山组第一段(C—9层),野外照片

开始出现主要见于深水地带的 *Belodina*;生屑中最常见的是窄盐性类别海百合(茎)及苔藓虫,以上说明该沉积期为沉积速率低、底质有机质丰富、底内生物繁盛的开阔台地浅海低能沉积环境,水体较B段沉积期略深、沉积速率更低.

纵观上述各组段沉积环境可以看出:中奥陶世自峰峰组八陡段至金粟山组第一段沉积期,本区经历了3次由藻席等叠层石发育的潮坪环境到开阔台地浅海低能环境的古地理演变,即海平面发生了3次较大的升降过程,并以最后一次海平面上升幅度最大(图1).

据报道,牙形石 *Periodon* 自金粟山组第一段中部已有出现<sup>[2]</sup>. *Periodon* 是北大西洋型牙形石分子,少量北大西洋型分子的出现说明本区自金粟山

组一段中部沉积期已开始受到秦祁海的影响,至中奥陶世金粟山组第二段沉积期,本区已由与华北地台相连的浅水碳酸盐台地演变为深水的秦祁海槽弧后盆地的大陆边缘<sup>[21]</sup>。

中国地质科学院金若谷研究员协助鉴定岩石薄片,石油大学研究生甘军参加了部分野外工作,谨致谢忱。

#### 参考文献:

- [1] 安太庠,张安泰,徐建民. 陕西耀县、富平奥陶系牙形石及其地层意义[J]. 地质学报,1985, 59(2): 97—108.  
AN T X, ZHANG A T, XU J M. Ordovician conodonts from Yaoxian and Fuping, Shaanxi and their stratigraphic significance [J]. Acta Geologica Sinica, 1985, 59(2): 97—108.
- [2] 安太庠,郑昭昌. 鄂尔多斯盆地周缘的牙形石[M]. 北京:科学出版社,1990. 81—89.  
AN T X, ZHENG Z C. Conodonts of the marginal areas around the Ordos basin, North China [M]. Beijing: Science Press, 1990. 81—89.
- [3] 杨式溥. 我国浊流沉积复理石相的遗迹化石及其古生态和古环境[A]. 见:中国古生物学会编. 中国古生物学会第十三、十四届学术年会论文集[C]. 合肥:安徽科学技术出版社,1986. 143—166.  
YANG S P. Turbidite flysch trace and fossils from China and their palaeoecology and palaeoenvironments [A]. In: Palaeontological Society of China, ed. Selected papers from the 13th and 14th annual conventions of palaeontological society of China [C]. Hefei: Anhui Science and Technology Publishing House, 1986. 143—166.
- [4] 李日辉. 网状遗迹一新属——*Neurodictyon* n. ichnogen [J]. 现代地质,1992, 6(2): 183—188.  
LI R H. *Neurodictyon*; a new network ichnogenus [J]. Geoscience, 1992, 6(2): 183—188.
- [5] 李日辉. 陕西富平中奥陶统金粟山组的遗迹化石及沉积环境[J]. 沉积学报,1993, 11(2): 27—33.  
LI R H. Trace fossils from Middle Ordovician Jinsushan Formation, Fuping, Shaanxi and their depositional environments [J]. Acta Sedimentologica Sinica, 1993, 11(2): 27—33.
- [6] 王慧中. 东营凹陷沙河街组生物扰动构造半定量分析试验[J]. 地质科学,1996, 31(3): 287—297.  
WANG H Z. Semi-quantitative analysis of bioturbation in Shahejie Formation, Dongying depression [J]. Chinese Journal of Geology, 1996, 31(3): 287—297.
- [7] 齐永安,胡斌. 塔里木盆地志留统遗迹组构及其环境解释[J]. 古生物学报,2001, 40(1): 116—126.  
QI Y A, HU B. Lower Silurian ichnofabrics of Tarim basin and their environmental interpretation [J]. Acta Palaeontologica Sinica, 2001, 40(1): 116—126.
- [8] 杨式溥,郑昭昌. 内蒙古乌海市的中奥陶统公乌素组遗迹化石[J]. 宁夏地质,1990, 2: 102—116.  
YANG S P, ZHENG Z C. Middle Ordovician trace fossils from Gongwusu Formation in Wuhai city of Inner Mongolia [J]. Ningxia Geology, 1990, 2: 102—116.
- [9] 李日辉. 内蒙古桌子山地区中奥陶世公乌素组的遗迹化石及遗迹相[J]. 古生物学报,1993, 32(1): 88—104.  
LI R H. Trace fossils and ichnofacies of Middle Ordovician Gongwusu Formation, Zhuozishan, Inner Mongolia [J]. Acta Palaeontologica Sinica, 1993, 32(1): 88—104.
- [10] 李日辉. 桌子山中奥陶统公乌素组等积岩的确认及沉积环境[J]. 石油与天然气地质,1994, 15(3): 235—239.  
LI R H. Identification of countourites in Middle Ordovician Gongwusu Formation, Zhuozishan, and depositional environment [J]. Oil & Gas Geology, 1994, 15(3): 235—239.
- [11] 费安玮. 桌子山中奥陶世公乌素组遗迹化石组合与古地理环境[J]. 现代地质,2000, 14(3): 364—374.  
FEI A W. Trace fossil assemblages and palaeoenvironment of Middle Ordovician Gongwusu Formation, Zhuozishan, Inner Mongolia [J]. Geoscience, 2000, 14(3): 364—374.
- [12] 费安玮. 鄂尔多斯盆地拉什仲组遗迹化石组合与古环境[J]. 高校地质学报,2001, 7(3): 278—287.  
FEI A W. Study of trace fossil assemblage and paleoenvironment of Middle Ordovician Lashizhong Formation, Ordos basin [J]. Geological Journal of China Universities, 2001, 7(3): 278—287.
- [13] Taylor A M, Goldring R. Description and analysis of bioturbation and ichnofabric [J]. Journal of the Geological Society, 1993, 150: 141—148.
- [14] Bottjer D J, Droser M L. Ichnofabric and basin analysis [J]. Palaios, 1991, 6: 199—205.
- [15] 张昀. 前寒武纪生命演化与化石记录[M]. 北京:北京大学出版社,1989. 108—156.  
ZHANG Y. Evolution of life and fossil record in Precambrian [M]. Beijing: Peiking University Press, 1989. 108—156.
- [16] 朱士兴. 中国叠层石[M]. 天津:天津大学出版社,1993. 24—214.  
ZHU S X. Stromatolites in China [M]. Tianjin: Tian-

- jin University Press, 1993. 24—214.
- [17] 杜汝霖. 前寒武纪古生物学及地史学[M]. 北京:地质出版社, 1992. 26—40.
- DU R L. Palaeontology and geochronic geology in Precambrian [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1992. 26—40.
- [18] 曹瑞骥. 北京十三陵地区前寒武纪雾迷山组叠层石和藻席中的藻类群落[J]. 微体古生物学报, 1984, 1(2): 193—202.
- CAO R J. Fossil algal communities within stromatolites and algal mats from the Precambrian Wumishan Formation in Beijing [J]. Acta Micropalaeontologica Sinica, 1984, 1(2): 193—202.
- [19] Martin G L, James H M Jr. Early Permian vertebrate trackways from the Cedar Mesa sandstone of Eastern Utah; evidence of predator-prey interaction [J]. Ich-nos, 1993, 2(2): 147—153.
- [20] 勃郎姆利 R G. 遗迹化石: 生物学、埋藏学及其应用 [M]. 张建平, 金小赤, 杨湘宁, 译. 北京: 石油工业出版社, 2000. 81—213.
- Bromley R G. Trace fossils; biology, taphonomy and applications [M]. Translated by ZHANG J P, JIN X C, YANG X N. Beijing: Petroleum Industry Press, 2000. 81—213.
- [21] 梅志超, 李文厚. 陕西富平中—上奥陶统深水碳酸盐重力沉积模式[J]. 沉积学报, 1986, 4(1): 34—43.
- MEI Z C, LI W H. Depositional model of deep water carbonate gravity flows in the Middle-Upper Ordovician series in Fuping, Shaanxi Province [J]. Acta Sedimentologica Sinica, 1986, 4(1): 34—43.

## Bioturbation Structures and Paleoenvironment Analysis of the Middle Ordovician at Jinsushan, Shaanxi

FEI An-wei, ZHANG Zhong-tao

(*Resources and Information Institute, University of Petroleum, Beijing 102249*)

**Abstract:** Trace fossils and bioturbation structures were first discovered from the Middle Ordovician Badou Member of Fengfeng Formation and the Member 1 of Jinsushan Formation at Jinsushan, Shaanxi Province, southern margin of Ordos basin, where plentiful bioturbation structures are composed of unidentified species and genera and abundant stromatolites. The analysis of the characteristics and distribution of bioturbation structures, with stromatolites and sedimentology research and a method of semi-quantitative analysis for bioturbation structures enabled the authors to explain paleoenvironments of related formations. They suggest that there were three times of paleoenvironmental changes from the stromatolite-developing tidal flat to low energy open platform shallow sea environments, that is, three larger-scale fluctuations of sea level, during the Middle Ordovician Badou Member of Fengfeng Formation to the Member 1 of Jinsushan Formation.

**Key words:** bioturbation structure; paleoenvironment; Middle Ordovician; Jinsushan; Ordos basin.