

doi:10.3799/dqkx.2014.075

峡东青林口地区新元古代地层序列及沉积演变

安志辉¹, 童金南^{1*}, 叶琴¹, 田力¹, 宋虎跃¹, 赵小明²

1. 中国地质大学生物地质与环境地质国家重点实验室, 湖北武汉 430074

2. 武汉地质矿产研究所, 湖北武汉 430223

摘要: 峡东地区的新元古界由于保存良好的“雪球地球”沉积记录及其崩解后的“盖帽碳酸盐岩”和“庙河生物群”等关键地质记录, 因而成为国际新元古界研究的热点地区之一。此次报道的青林口剖面是目前在峡东地区发现的出露最为完整的新元古代地层序列, 对于揭示这一关键地质时期的重大生物演变和地球环境发展历程具有重要研究价值。重点介绍该剖面的地层序列并简要分析其沉积演变特点。该剖面出露新元古代地层自下而上依次包括莲沱组、南沱组、陡山沱组和灯影组。其中, 莲沱组以紫红色砂岩夹页岩为主, 由两个沉积旋回组成; 南沱组角度不整合在莲沱组之上, 以灰绿色杂砾岩为特征, 划分为3个岩性段; 陡山沱组以“盖帽白云岩”的出现为底界, 以黑色硅质页岩的结束为顶界, 划分为4个明显的岩性段; 灯影组整体具有“两白夹一黑”的特征, 自下而上划分为蛤蟆井段、石板滩段和白马沱段。青林口剖面地层出露完整, 各组段岩性特征明显, 清晰地反映了该区域的沉积环境演变历程。沉积记录显示, 本区新元古代中期开始接受沉积, 最先沉积陆相莲沱组, 经历成冰纪晚期南沱组代表的“雪球”事件后转为海相沉积, 埃迪卡拉纪沉积的陡山沱组和灯影组均为浅海开阔碳酸盐相或局限页岩相, 成为后生动物起源和宏观藻类分异发展的创新基地。

关键词: 新元古代; 地层序列; 沉积环境; 三峡青林口剖面。

中图分类号: P534.3

文章编号: 1000-2383(2014)07-0795-12

收稿日期: 2013-10-01

Neoproterozoic Stratigraphic Sequence and Sedimentary Evolution at Qinglinkou Section, East Yangtze Gorges Area

An Zihui¹, Tong Jinnan^{1*}, Ye Qin¹, Tian Li¹, Song Huyue¹, Zhao Xiaoming²

1. State Key Laboratory of Biogeology and Environmental Geology, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

2. Wuhan Institute of Geology and Mineral Resources, Wuhan 430223, China

Abstract: The Yangtze Gorges area is one of the hot spots for the investigation of the Neoproterozoic in the world because of its well-preserved stratigraphic sequences recording the “Snowball Earth”, “Cap Carbonate”, and the “Miaohe Biota”. The Qinglinkou section presented in this paper is one of the typical best-outcropped Neoproterozoic sequences in the area, providing good condition for the study of the significant biotic evolution and environmental changes during the critical time. The sequence is in lithostratigraphy composed of the Liantuo, Nantuo, Doushantuo and Dengying formations. The Liantuo Formation includes two sedimentary cycles of purple sandstones intercalated by some thin-bedded shale beds. The Nantuo Formation, uncomfortably overlying on the Liantuo Fm., is characteristic of grayish green diamictites but a member of shale with a few “drop stones” intercalated in the middle part of the formation. The Doushantuo Formation can be well subdivided into four members, among which the first one is “Cap Carbonate”, the second dark dolomite interbedded with black shale, the third grey dolomite, and the last member black siliceous shale. The Dengying Formation is featured by the “two white clipping one dark unit” and they correspond with the Hamajing, Shibantan and Baimatuo members respectively. The study of the sedimentary sequence and environmental markers at the Qinglinkou section indicates that the sedimentation in the area started in the Middle Neoproterozoic time and the early sediments were terrestrial facies while the marine facies did not occur until the end of the glaciation of the “Snowball Earth” represented by the Nantuo diamictites. The Ediacaran Doushantuo and Dengying formations are either shallow-sea carbonate or districited shale facies, which became the innovation base for the origin of metazoans and the

基金项目: 中国地质调查局地质调查工作项目(No.1212011120787); 国家自然科学基金项目(No.41240016)。

作者简介: 安志辉(1986—), 男, 博士研究生, 主要从事古生物学和地层学研究。E-mail: anzihui163@163.com

* 通讯作者: 童金南, E-mail: jntong@cug.edu.cn

diversification of macroalgae.

Key words: Neoproterozoic; stratigraphic sequence; sedimentary environment; Qinglinkou; Yangtze Gorges.

新元古代是地质历史过程中的重大突变期,不仅发生“雪球地球”(Hoffman *et al.*, 1998)和第二次大气增氧(Fike *et al.*, 2006; Canfield *et al.*, 2007; McFadden *et al.*, 2008; Scott *et al.*, 2008; Sahoo *et al.*, 2012)等重要的环境突变事件,同时记录了以埃迪卡拉生物群、蓝田生物群、庙河生物群、瓮安生物群、高家山生物群等为代表的早期关键生物演化阶段的地质证据;是寒武系大爆发之前多细胞藻类发育和后生动物起源的关键时期。

湖北西部黄陵隆起南缘的峡东地区是中国南方新元古界震旦系的标准命名地点(Lee and Chao, 1924),也是中国年代地层建阶体系中震旦系的层型剖面所在地(全国地层委员会,2002)。峡东地区晚新元古代地层发育齐全,记录完整,包括标志“雪球地球”的南沱组冰砾岩及其崩解证据的“盖帽碳酸盐岩”(Jiang *et al.*, 2003),二次大气增氧的证据(McFadden *et al.*, 2008; Scott *et al.*, 2008),以及宏体的庙河生物群(朱为庆和陈孟羲,1984; Xiao *et al.*, 2002)和微体的后生动物“休眠卵”(Yin *et al.*, 2007),是国际上研究新元古代的热点地区之一。

峡东地区新元古代地层主要包括莲沱组、南沱组、陡山沱组和灯影组。但上述各组地层一般很少能够在某一单个剖面上连续出露,因此以前所开展的研究工作一般都是分段进行的。一些描述该区域新元古代的完整地层序列通常是由多个分段剖面连接而成,很少能在一个剖面上进行连续研究。刘鸿允和沙庆安(1963)曾经报道的冀家湾、秋千坪和莲沱等较完整出露莲沱组、南沱组、陡山沱组和灯影组的地层剖面,目前均有较严重的掩盖,很难开展新的研究。近年来,笔者在本区进行新元古代地层和沉积学研究过程中,在青林口地区发现了一条沿公路出露的新元古代地层剖面(图 1a),其地层序列出露完整,各地层单元之间的接触关系清晰,地层岩性在区域上有代表性,因此笔者对该剖面的岩石地层序列进行了系统研究,并对其沉积特征进行了重点观察和记录,以期作为本区未来相关地质研究的代表性地层序列和为开展进一步研究工作作参考。

1 青林口剖面描述

青林口新元古界剖面位于宜昌市秭归县境内,

交通非常便利,剖面沿青林口一脚迹坪的公路连续出露(图 1b)。剖面起点位置坐标为北纬 $30^{\circ}48'0.2''$,东经 $110^{\circ}55'18.5''$;终点位置坐标为北纬 $30^{\circ}47'40.4''$,东经 $110^{\circ}54'50.3''$ 。剖面上新元古代地层出露完整,下伏为黄陵花岗岩,向上依次出露莲沱组、南沱组、陡山沱组、灯影组和岩家河组(图 1c 和图 2)。剖面描述如下:

岩家河组(未至顶)

67. 灰黑色薄层状灰岩,顶部见“锅底状”灰岩.	7.00 m
66. 青灰色薄层状泥质白云岩.	3.00 m
65. 下部为厚 6 cm 的黄褐色白云质泥岩,上部厚 10 cm 的青灰色钙质泥岩.	0.16 m
64. 黄褐色泥质白云岩,含硅质结核.	0.08 m
63. 灰白色泥质白云岩,夹页岩薄层.	0.10 m

——整合——

灯影组

白马沱段

62. 浅灰色巨厚层一块状白云岩,单层厚度约 2 m;其中含有黑色的颗粒,粒径约 1 mm;风化面上见明显的刀砍纹.	2.54 m
61. 灰—灰白色薄层白云岩,单层厚度 2.5~8.0 cm 之间;距底 78 cm 处发育有管状遗迹化石,长 15 cm,宽 0.3 cm;层内灰色与灰白色白云岩相间发育.	2.47 m

60. 灰白色巨厚层一块状白云岩.	2.76 m
59. 灰白色巨厚层一块状白云岩.	2.90 m
58. 浅灰色厚层状白云岩,底部单层厚度 90 cm,向上减薄,单层厚度 30 cm;层内含有黑色细粒,粒径 0.5~2.0 mm;岩层风化后显浅肉红色.	8.63 m
57. 灰白色白云岩,白云岩层厚自下而上逐渐减薄,底部为 96 cm,顶部薄层厚度为 1~6 cm;底部与第 56 层分界处为厚 2 cm 的粘土,具有粘舌性,风化色为土黄色.	2.21 m

56. 灰色中层状白云岩夹硅质纹层,白云岩单层厚度为 26~33 cm;硅质纹层厚约 2 mm;风化后表面可见水平层理,并且呈碎裂状.	19.20 m
55. 浅灰色中薄层白云岩,单层厚度为 3.5~15.0 cm;岩层呈大波状起伏;距底 80 cm 处含有一灰岩透镜体,大小 78 cm × 20 cm.	8.20 m
54. 浅灰色中厚层灰岩,单层厚度在 25~35 cm 之间,风化色为灰白色.	1.32 m
53. 灰黑色中薄层灰岩夹硅质条带,沿公路只有零星露头出露,大部分被植被覆盖,旁边农田内见连续露头.	21.86 m

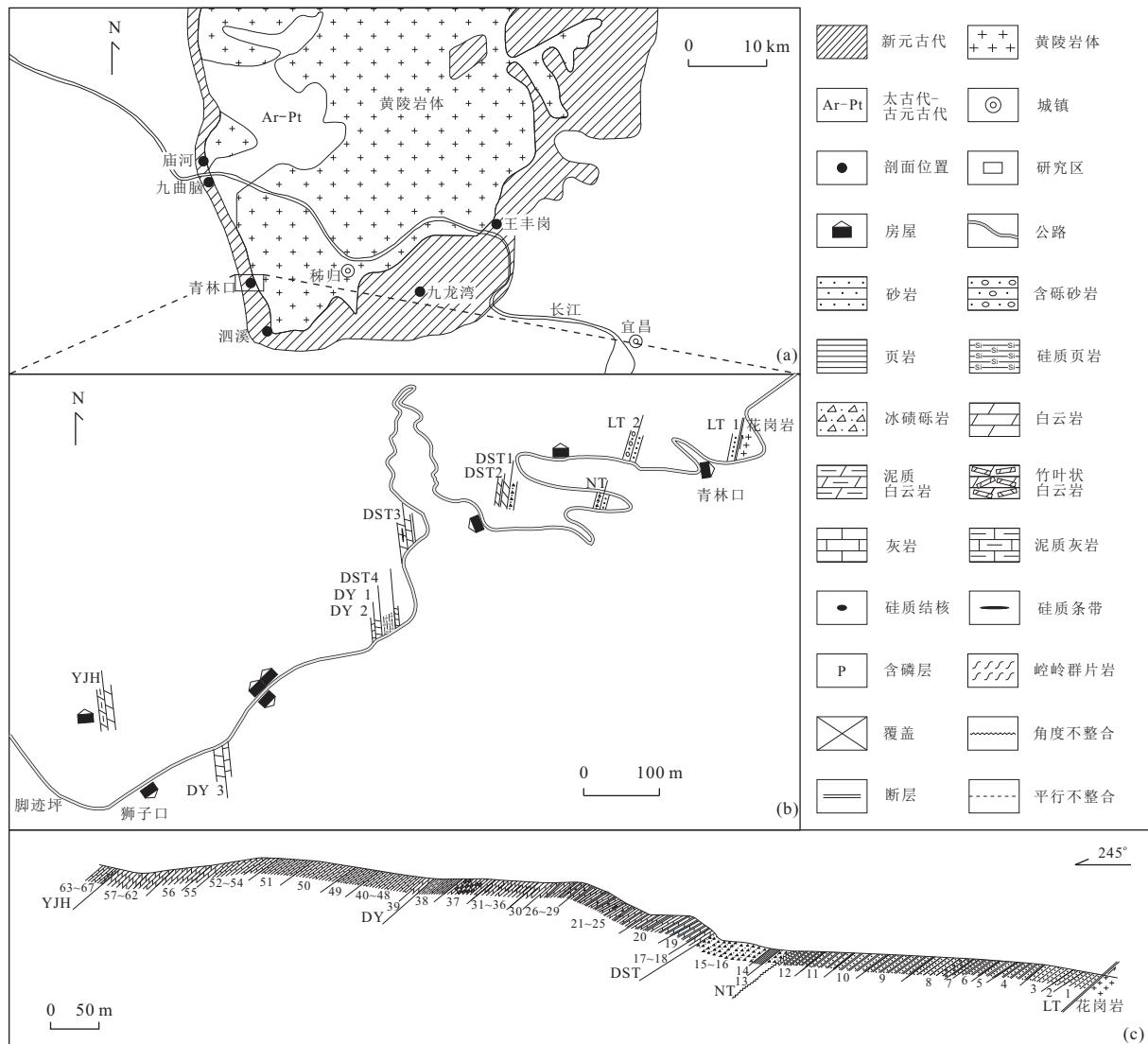


图1 湖北秭归青林口新元古界剖面位置(a)及路线图(b)和地层剖面(c)

Fig.1 Locality and geological map (a), route map (b), and cross section (c) of the Qinglinkou section, Yichang, Hubei
a.研究区地质简图和剖面位置;b.青林口剖面沿公路走向平面图,花岗岩为黄陵岩体,LT为莲沱组,LT1为莲沱组第一段,LT2为莲沱组第二段,NT为南沱组,DST为陡山沱组,DST1为陡山沱组第一段,DST2为陡山沱组第二段,DST3为陡山沱组第三段,DST4为陡山沱组第四段,DY为灯影组,DY1为灯影组蛤蟆井段,DY2为灯影组石板滩段,DY3为灯影组白马沱段,YJH为岩家河组;c.青林口地层剖面

- 52.灰色中厚层灰岩与硅质纹层互层,中部植被覆盖严重,沿公路旁只有零星出露,旁边农田内见连续露头。 7.63 m
- 51.灰色中厚层灰岩夹硅质纹层,上部被房屋覆盖。 20.34 m
- 50.灰黑色巨厚层一块状灰岩,发育水平层理,该层中上部有覆盖。 27.50 m
- 49.灰色中薄层灰岩与硅质纹层互层,下部较明显互层,上部较模糊,单层厚度向上逐渐变小,从35~45 cm,减薄到4~9 cm。 14.00 m
- 48.灰色薄层灰岩与硅质纹层互层,灰岩厚变厚约17~40 cm,硅质纹层厚约5 cm。 7.78 m
- 47.灰色薄层灰岩与硅质纹层互层,可见鸟眼构造和硅

- 质透镜体。 5.27 m
- 46.灰色薄层灰岩夹硅质条带,灰岩单层厚度2.5~6.0 cm,硅质条带厚2~3 cm;发育藻纹层,产大量文德带藻化石。 4.29 m
- 45.灰黑色薄层灰岩,单层厚度2~4 cm,含有藻纹层,与硅质纹层互层。 3.53 m
- 44.灰色中厚层灰岩夹硅质结核,单层厚度12~42 cm之间,结核粒径为2~4 cm,发育鸟眼构造。 0.94 m
- 43.灰色巨厚层状灰岩,单层厚度82 cm,含有硅质纹层和硅质结核,结核粒径为1~3 cm,发育4层缝合线构造。 3.36 m
- 42.黑灰色薄层状灰岩,单层厚度厚5~17 cm,含硅质纹层,厚3~4 cm。 3.85 m

41. 黑灰色中层状灰岩, 灰岩单层厚度 26 cm, 夹硅质条带, 条带厚 2.5 cm, 含有结核, 直径约 0.5 cm. 0.27 m
 40. 黑灰色薄层状灰岩, 岩层厚度 2~5 cm, 含有藻纹层及硅质条带, 条带厚 1.5 cm. 3.47 m
 蛤蟆井段
39. 灰白色厚层状白云岩, 夹硅质条带, 白云岩单层厚度最小 30 cm, 最厚 85 cm, 硅质条带较为发育, 有的在单层白云岩内部呈细小层状断续分布或呈透镜状不连续分布, 有的分布在白云岩各层分界之间, 厚 3.5~10.0 cm. 4.18 m

————整合————

陡山沱组

第四段

- 38c. 灰黑色硅质页岩, 风化色显红棕色, 新鲜色为黑色, 岩层较脆, 风化后较为破碎, 顶部 1.5 cm 厚的页岩风化后显土黄色. 9.65 m

第三段

- 38b. 灰白色薄层状白云岩. 10.35 m
 38a. 黑色薄层页岩, 风化后显红棕色. 1.25 m
 37. 底部为 7 m 厚灰白色块状白云岩, 含硅质条带, 岩层明显的切穿下伏第 36 层, 与第 36 层之间存在沉积间断. 中部为灰白色块状白云岩, 夹大量“竹叶”状或“扁平砾石”状白云岩, 厚 0.5~2.0 cm, 长度多为 2~25 cm, “竹叶”状白云岩排列无定向性, “竹叶”状白云岩内部发育纹层. 上部为灰白色白云岩, 发育微生物席, 呈微波状起伏. 顶部岩层呈现微褶皱, 显薄层状, 厚 10~20 cm. 21.80 m

36. 灰白色中薄层状白云岩夹硅质条带, 白云岩层厚 8~30 cm; 距底部 0 cm, 4.5 cm 和距顶部 78 cm 处发育硅质条带, 硅质条带厚 7~14 cm; 白云岩层间偶见 1~3 cm 薄层页岩. 4.40 m

35. 灰白色中层状白云岩夹硅质条带, 白云岩层厚 11~32 cm, 距该层底部 0.95 m 处发育硅质条带. 4.12 m
 34. 灰白色白云岩夹硅质条带, 白云岩层厚 15~20 cm;

- 硅质条带呈透镜状, 薄厚不一; 云岩层间夹薄层页岩, 页岩层厚 0.5~1.0 cm. 1.16 m

33. 灰白色白云岩夹硅质条带, 白云岩单层厚 10~47 cm. 5.50 m

32. 灰色厚层状白云岩夹薄层页岩, 白云岩单层厚 45~65 cm, 页岩层厚度 0.5~0.8 cm; 层内发育硅质条带, 硅质条带厚度变化较大, 1~14 cm. 5.10 m

31. 灰白色中厚层状白云岩夹硅质条带, 白云岩单层厚层为 11~25 cm, 向上层厚变薄; 硅质条带厚 2.5 cm. 3.00 m

30. 深灰色厚层状白云岩夹硅质条带, 白云岩单层厚度为 30~120 cm, 硅质条带厚 8 cm, 发育水平层理. 4.10 m

第二段

29. 底部为灰黑色中厚层状白云岩夹薄层黑色页岩, 白云岩单层厚约 30 cm, 黑色页岩层厚约 4 cm; 中间被植被覆盖严重; 顶部为灰黑色中厚层状白云岩与黑色页岩互层, 白云岩单层厚度约 30 cm, 页岩层较厚, 最大可达 70 cm. 11.40 m

28. 黑色页岩与灰黑色薄层白云岩互层, 白云岩单层厚度在 10~13 cm 之间, 黑色页岩层厚度平均在 30~40 cm 之间, 最大厚度有 45 cm. 黑色页岩中含硅质结核, 粒径为 0.8~2.5 cm; 本层顶部为 5.5 cm 厚的黑色硅质层. 3.37 m

27. 深灰色白云岩与黑色页岩互层, 白云岩单层厚 15~37 cm, 白云岩内含硅质结核, 粒径 2~4 cm; 黑色页岩层厚度自下而上由 25 cm 逐渐减薄至 10 cm. 1.34 m

26. 黑色页岩夹灰黑色薄层白云岩, 白云岩层厚 4~12 cm. 下部页岩层中含黑色硅质结核, 粒径 1.0~1.5 cm. 3.22 m

25. 灰色中薄层状白云岩夹薄层黑灰色页岩. 36.85 m
 24. 灰色中厚层状白云岩夹薄层黑灰色页岩, 发育硅质条带. 4.93 m

23. 灰黑色薄层白云岩夹黑色页岩, 白云岩层厚约 4 cm, 页岩层厚 8 cm, 含黑色硅质结核, 粒径 0.5~1.0 cm. 4.25 m

22. 灰色中薄层白云岩与灰黑色页岩互层, 白云岩层厚约 15 cm, 页岩层厚 15~20 cm. 4.33 m

21. 灰黑色中厚层中白云岩夹灰黑色页岩, 白云岩层厚约 25 cm, 页岩层厚 4 cm. 1.96 m

20. 灰白色厚层状白云岩, 含有黑色硅质结核, 粒径约 2 cm. 11.86 m

19. 深灰灰色薄层状白云岩夹灰黑色页岩. 6.99 m
 第一段

18. 灰白色薄层白云岩, 单层厚度 6~10 cm, 含有硅质条带, 厚约 0.1 cm. 发育顺层和穿层方解石脉. 1.75 m
 17. 灰白色厚层状白云岩, 发育水平层理和刀砍纹. 0.80 m

————整合————

南沱组

16. 灰绿色泥质胶结杂砾岩. 11.70 m

15. 灰绿色泥质胶结杂砾岩. 43.00 m

14. 灰绿色钙质页岩. 5.90 m

13. 灰绿色泥质胶结杂砾岩, 角砾粒径在 0.1~15.0 cm 之间, 成分混杂, 棱角一次棱角状. 7.70 m

~~~~~角度不整合~~~~~

莲沱组

12. 紫红色砂岩夹紫红色页岩. 23.30 m

11. 紫红色砂岩夹紫红色页岩, 砂岩层厚 21 cm, 页岩层厚 0.5~4.0 cm. 15.26 m

10. 紫红色砂岩夹紫红色页岩, 砂岩层厚约 35 cm, 页岩

|                                                        |         |
|--------------------------------------------------------|---------|
| 层厚约 5 cm.                                              | 15.05 m |
| 9.紫红色砂岩与紫红色页岩互层,砂岩厚 20~50 cm,页岩层厚 72 cm.               | 9.00 m  |
| 8.灰绿色巨厚层状含砾砂岩,底部含大量角砾,角砾粒径 4~5 mm.                     | 10.48 m |
| 7.紫红色砂岩夹紫红色页岩,砂岩层厚 30~35 cm,页岩层厚 20~30 cm.             | 3.31 m  |
| 6.紫红色砂岩夹紫红色页岩,砂岩层厚约 30 cm,页岩层厚约 15 cm.                 | 11.14 m |
| 5.紫红色砂岩夹紫红色页岩,底部砂岩层厚 90 cm,页岩层厚 30 cm,向上砂岩层逐渐减薄.       | 11.80 m |
| 4.紫红色砂岩与紫红色页岩互层,砂岩层厚约 22 cm,页岩层厚约 45 cm.               | 20.86 m |
| 3.灰绿色砂岩夹薄层页岩,底部砂岩层厚约 48 cm,页岩层厚约 2 cm;至上部页岩层增厚约 20 cm. | 23.40 m |
| 2.紫红色厚层中粗粒砂岩,粒度约 1 mm.                                 | 6.37 m  |
| 1.灰绿色巨厚层砂岩,新鲜色为灰绿色,风化色为紫红色,粒径在 1 mm 左右,单层厚度 58~95 cm.  | 13.09 m |

————断层接触————

0.黄陵杂岩体,风化后显浅黄色.

## 2 地层划分与对比

根据区域对比,青林口剖面的新元古代地层自下而上划分为莲沱组、南沱组、陡山沱组和灯影组,与峡东地区其他剖面层序一致。

### 2.1 莲沱组

青林口剖面莲沱组以紫红色砂岩夹页岩为主,与莲沱地区莲沱组岩性较为相似,总体厚 163.06 m。根据岩性发育特征自下而上可以分出两个旋回,即两个岩性段。剖面莲沱组第一段未见底,与下伏黄陵岩体呈断层接触关系(图 2a),底部主要发育紫红色厚层状砂岩,偶夹薄层页岩,页岩成分向上逐渐增多,从砂岩夹薄层页岩到砂岩与页岩互层。区域上莲沱组不整合在花岗岩或崆岭群之上,莲沱组底部普遍发育含砾砂岩,在莲沱(赵自强等,1985,1988)、九曲脑(刘鸿允和沙庆安,1963)、泗溪(自测)等地都有发育。本文实测剖面莲沱组底部未见含砾砂岩,与下伏黄陵岩体呈断层接触关系。但剖面上莲沱组底部所出露地层以紫红色厚层—巨厚层状砂岩为主,与邻近的泗溪剖面莲沱组底部地层相似;且青林口剖面莲沱组第一段厚 89.97 m,而泗溪剖面莲沱组第一段厚 103.80 m。因此,青林口剖面莲沱组底部基本接近完整,或因断层的关系而缺失含砾砂岩地层。第二段,即第二个旋回以巨厚层状含砾砂岩的出现为

标志,从剖面第 8 层开始,总体厚 73.09 m,与第一个旋回类似,底部以巨厚层状砂岩为主,向上页岩成分开始出现,并逐渐从砂岩夹薄层页岩到砂岩与页岩互层。

总体上青林口剖面莲沱组具有两个明显的旋回,两个旋回均具有以下特征:下部以厚—巨厚层状砂岩为主,见大型板状斜层理和平行层理,为河流相沉积,峡东庙河、秋千坪和莲沱等地莲沱组下部发育不对称波痕等指示莲沱组为河流相沉积(刘鸿允和沙庆安,1963),长阳流溪地区莲沱组下部大型板状交错层理和平行层理的发育也指示为河流相沉积(赵小明等,2011);向上页岩开始出现并逐渐增加,从砂岩夹薄层页岩到砂岩与页岩互层,上述沉积特征显示莲沱组的沉积环境为河流相,以山区辫状河为主,页岩可能为河漫滩或小型山间盆地沉积。由图 3 可以看到莲沱组地层厚度由南西向北东方向,即从青林口剖面,到九龙湾剖面,再到王丰岗剖面呈现出逐渐减小的趋势,反映了峡东地区在莲沱组沉积时期东北高南低的古地理面貌。

### 2.2 南沱组

青林口剖面南沱组总体为一套灰绿色泥质胶结杂砾岩,以含角砾和灰绿色明显区别于下伏紫红色的莲沱组地层(图 2b)。根据南沱组的岩性特征,自下而上分为 3 个岩性段:第一段为剖面第 13 层,岩性为灰绿色泥质胶结杂砾岩,厚 7.7 m,为冰进后的快速消融堆积;第二段为剖面第 14 层,岩性为灰绿色钙质页岩(图 2c),基本不含角砾,中部偶夹单独的角砾,厚 5.9 m,为冰退后小间冰期沉积;第三段为剖面第 15 和 16 层,岩性与第一段相似,为灰绿色泥质胶结杂砾岩,厚 54.7 m,为冰进后的快速消融堆积。峡东地区南沱组厚度最早被认为在冀家湾地区发育最厚,达 110 m(沙庆安等,1963),但是近年来九龙湾剖面南沱组地层厚度分别报道出 130 m(Tang et al., 2006)、131.08 m(赵小明等,2011)和 120 m(Hu et al., 2012)。不过,九龙湾剖面附近的秋千坪剖面上南沱组厚度仅 69.4 m(刘鸿允和沙庆安,1963;沙庆安等,1963)。笔者在九龙湾剖面南沱组中观察到多个断层,这可能使得地层重复出现,因而九龙湾剖面南沱组真实厚度可能小于原先报道的测量厚度。因此九龙湾剖面南沱组多期次的冰进和冰退旋回(Hu et al., 2012)可能会由于地层重复而被夸大。青林口剖面南沱组地层顶底界线清楚,受构造活动影响较小,实测厚度与沙庆安等(1963)的调查结果基本符合,自下而上依次显示了冰进—冰



图 2 青林口剖面柱状图和部分野外露头照片

Fig.2 Stratigraphic column and some field photos at the Qinglinkou section

a.莲沱组与下伏黄陵岩体接触关系;b.莲沱组与南沱组接触界线;c.南沱组中部页岩段;d.陡山沱组第二段顶部硅质结核;e.陡山沱组第三段中部暴露面;f.陡山沱组第三段上部扁平砾石状白云岩;g.灯影组石板滩段文德带藻化石;h.灯影组白马沱段顶部遗迹化石;箭头指向化石;虚线为暴露面界线;实线为岩性界线;图例参见图 1

退—冰进的沉积层序,能够真实的反映青林口地区南沱组的沉积特征。青林口剖面与九龙湾剖面(Hu et al., 2012)和神农架地区(陆松年和瞿乐生,1985)南沱组沉积层序的不同,可能与古地理背景不同有关,也可能与后期构造改造相关。

青林口剖面南沱组第一段和第三段杂砾岩中砾

石大小不一,可见粒径在 0.2~40.0 cm 之间变化;砾石排列杂乱,无定向;磨圆度不一,多为次棱角—棱角状,亦可见磨圆较好的砾石;砾石成分混杂,以砂岩和花岗岩最为常见;同时,有些砾石表面可见擦痕。上述特征显示南沱组杂砾岩为冰川作用的结果,是全球性大冰期“雪球”事件的产物。在两套大的冰

砾砾岩之间夹有厚 5.9 m 灰绿色钙质页岩段, 其中仅含有极少量的飘砾, 表明在这个大冰期中间曾经出现过一次小间冰期。因此从本剖面南沱组沉积序列来看, 青林口地区至少经历了冰进后快速消融堆积, 到冰退后小间冰期, 再到冰进后快速消融堆积的过程。

### 2.3 陡山沱组

青林口剖面陡山沱组地层出露齐全, 可与峡东庙河、冀家湾、泗溪、九龙湾和王丰岗等地区陡山沱组进行普遍对比(图 3)。以“盖帽白云岩”的出现为底, 黑色硅质页岩的结束为顶, 共分为 4 个岩性段, 具体划分如下:

第一段即“盖帽白云岩”段, 其整体为灰白色白云岩, 直接盖在南沱组冰砾岩之上, 基本上可以分为两个部分: 下部为灰白色厚层状白云岩, 厚 0.8 m; 上部为灰白色薄层状白云岩, 厚 1.75 m, 夹硅质条带, 发育顺层和穿层的裂隙, 方解石充填。本段与峡东地区九龙湾、花鸡坡等剖面的“盖帽白云岩”基本可以对比, 下部对应着 C1 层, 上部对应着 C2 层 (Jiang *et al.*, 2003, 2006)。

第二段整体为深灰—黑灰色薄层状白云岩夹黑色页岩, 含大量硅质结核(图 2d), 较深色的白云岩及黑色页岩的出现明显的不同于陡山沱组第一段和第三段的白云岩。本段以“盖帽白云岩”的结束为底, 以灰色厚层状夹硅质条带白云岩的出现为顶, 总厚度为 90.50 m。峡东地区同层位的硅质结核中产有丰富的微体化石, 在庙河、泗溪、九龙湾、田家园子和王丰岗等剖面都有报道(尹崇玉, 1996; Zhou *et al.*, 2007; 解古巍等, 2008; McFadden *et al.*, 2009; Liu *et al.*, 2013)。

第三段主体岩性为白云岩, 与第二段含有较多黑色页岩层及第四段的硅质页岩明显不同。该段以厚层状白云岩夹硅质条带的出现为底, 黑色硅质页岩的出现为顶, 总厚度为 60.78 m。在该剖面第三段中部发育一个明显的沉积暴露面, 暴露面之上的块状白云岩明显的切穿下部的层状白云岩(图 2e)。根据这个暴露面可以将陡山沱组第三段分为两个亚段。下亚段主体岩性为灰—灰白色中厚层状白云岩夹硅质条带, 其底部与陡山沱组第二段的区别在于灰色厚层状白云岩的出现并夹有硅质条带。白云岩的颜色向上逐渐变为灰白色。白云岩层间夹不规则状硅质条带是下亚段的另一个特征。上亚段主体岩性为灰白色白云岩, 以暴露面为底。下部为块状白云岩, 中部发育“竹叶状”白云岩(图 2f), 这些“竹叶

状”白云质角砾多为棱角状, 宽度较为稳定, 长度差异较大, 呈不规则排列, 多见“V”字形或倒“小”字排列, 推断为风暴成因。上部夹有厚度 1.25 m 的黑色页岩, 即剖面第 38a 层。这层黑色页岩与其上第 38c 层的黑色硅质页岩岩性明显不同, 但两者之间所夹的第 38b 层白云岩中仍含少量“竹叶状”白云质角砾, 与第 37 层的“竹叶状”白云岩相似。因此, 当前将第 38a、38b 层都划归入陡山沱组第三段中。

第四段整体为黑色硅质页岩, 岩石较硬, 较脆, 易碎裂, 风化后多显黄绿色, 该段的黑色页岩明显的区别于上下的白云岩地层, 总厚度为 9.65 m。这与泗溪、九曲脑及庙河地区的陡山沱组第四段较为相似, 主体都为硅质页岩。而与九龙湾、花鸡坡、田家园子等剖面含“锅底”状白云岩结核的黑色页岩不同。硅质页岩的发育表明泗溪—青林口—九曲脑—庙河一线比花鸡坡—九龙湾—田家园子一线在陡山沱组第四段时期水体更深。

“雪球”大冰期事件之后, 峡东地区转入海相沉积, 其中陡山沱组第一段“盖帽白云岩”为浅水潮坪相沉积, 其中不仅有帐篷状的气体逃逸构造, 局部地区还能观察到微生物席。随后的陡山沱组主体形成于浅水陆棚环境, 其中第二段和第四段的黑色页岩和深色薄层碳酸盐岩表明其沉积水体被局限, 为泻湖相沉积(Jiang *et al.*, 2011)。

### 2.4 灯影组

青林口剖面灯影组地层与峡东其他剖面较为相似(图 3), 整体具有“两白夹一黑”的特征, 自下而上分为蛤蟆井段、石板滩段和白马沱段 3 个岩性段。

蛤蟆井段整体为灰白—灰色厚层状白云岩夹硅质条带, 以白云岩的岩性特征明显的区别于下伏陡山沱组第四段的硅质页岩, 以色浅、层厚及白云岩区别于上覆石板滩段深色灰岩。在青林口剖面中本段厚度仅 4.18 m, 与泗溪剖面(陈孝红等, 2001, 2003; 吕苗等, 2009)蛤蟆井段较为相似, 后者厚度在 3 m 左右。秋千坪剖面蛤蟆井段厚度约 15 m(刘鸿允和沙庆安, 1963), 九龙湾地区钻孔剖面蛤蟆井段厚度约 28 m(Sawaki *et al.*, 2010), 南沱—石牌沿江剖面蛤蟆井段厚度达 190.99 m(赵自强等, 1985)。因此蛤蟆井段在峡东地区由南向东北方向增厚, 同时揭示着水体深度由南向东北方向变浅。

石板滩段为深灰—灰黑色薄层状灰岩, 夹硅质透镜体, 以色深、层薄的灰岩为特征, 明显的区别于下伏蛤蟆井段和上覆白马沱段的白云岩。该段在剖面上总厚度为 125.41 m, 层内藻纹层发育, 同时也

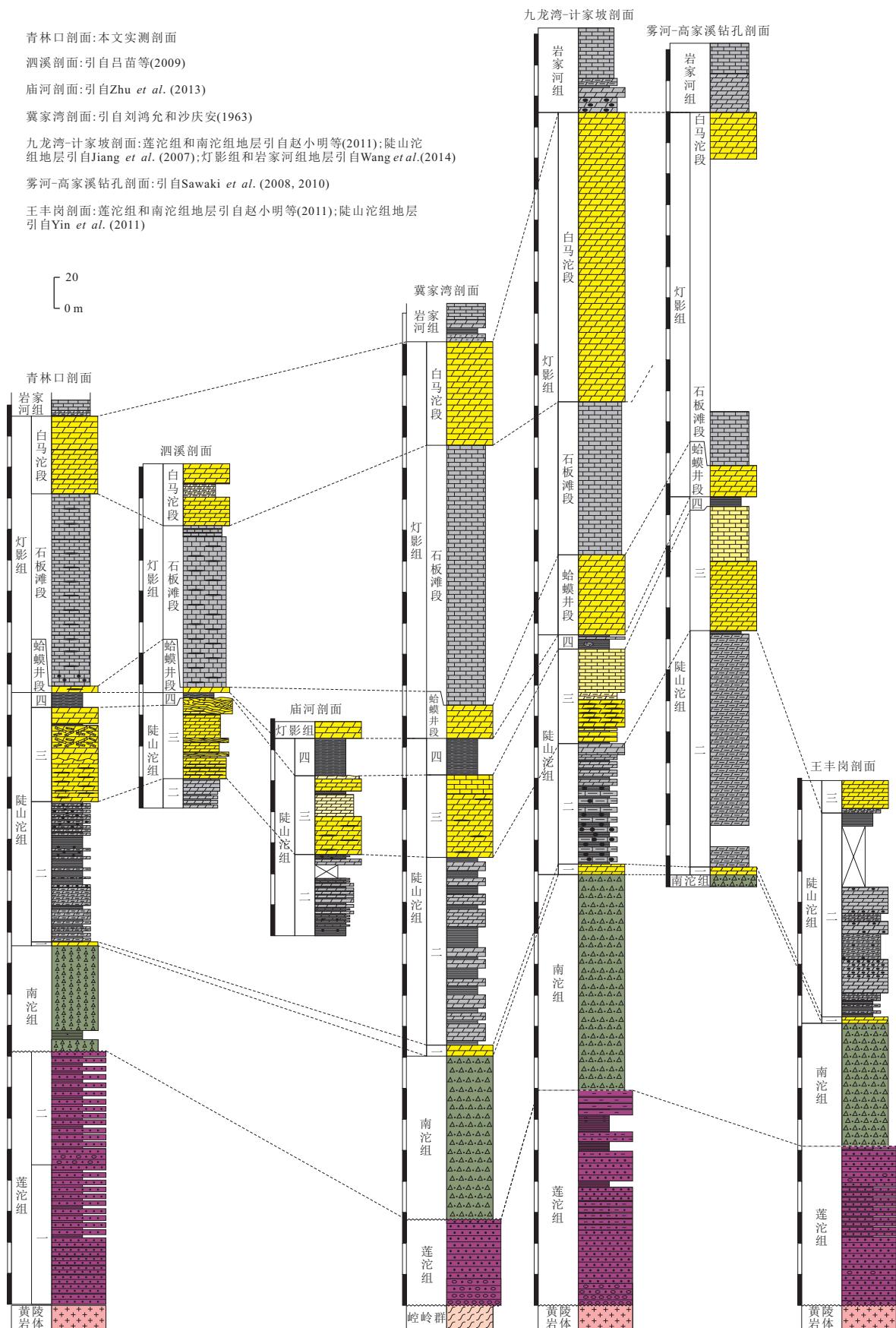


图3 峡东地区新元古代剖面地层对比(图例参见图1)

Fig.3 Stratigraphic correlation of the reference Neoproterozoic sections in Yangtze Gorges area

产大量文德带藻等宏观藻类,发育鸟眼构造,缝合线构造等。石板滩段在峡东地区岩性特征较为典型,以较纯净的灰岩和较深的颜色明显区别于上下地层。同时,该段地层中产有大量文德带藻和遗迹化石(丁启秀等,1993;陈孝红等,2001,2003)以及特殊立体保存的化石(Xiao et al.,2005)。青林口剖面第 46 层和第 47 层中见有大量的文德带藻(图 2g)。

白马沱段整体为灰白色厚层状白云岩,色浅、层厚的白云岩与下伏石板滩段灰岩区别明显,与层厚较薄的岩家河组泥质白云岩也不同,总厚度为 48.91 m。该段层间偶夹硅质纹层,其顶部保存遗迹化石(图 2h)。

青林口剖面灯影组以沉积碳酸盐岩为特征,并发育硅质条带、藻纹层和鸟眼构造等,整体为潮坪沉积。青林口剖面陡山沱组第四段和灯影组蛤蟆井段的沉积特征都揭示了水体深度由南西向东北方向变浅的规律,而青林口—泗溪—九曲脑—庙河一线地区处于水体较深的部位。陡山沱组时期的陆棚泻湖沉积没能得到延续,且在陡山沱组末期的逐渐缩小,或最后消失在青林口—泗溪—九曲脑—庙河一线地区。此后,青林口地区开始为浅海开阔碳酸盐台地相。

### 3 讨论

#### 3.1 峡东地区南沱组与莲沱组接触关系

峡东地区南沱组与莲沱组直接接触,与相邻的长阳、神农架等地相比,南沱组和莲沱组之间缺少了古城组和大塘坡组。由于缺乏确切的同位素年龄数据的支持,对于峡东地区到底是缺失了古城组和大塘坡组的地层沉积,还是由于不同古地理背景下发生相变而不沉积古城组和大塘坡组,目前还有争论。若简单的从岩石地层方面对比,峡东地区南沱组与莲沱组则存在地层缺失,二者接触关系被认为是平行不整合(赵自强等,1985,1988)。但是若考虑到区域相变的影响,二者之间又可能是连续的。王自强等(2006)通过对峡东地区南华系化学风化指数 CIA 的研究,认为莲沱组上部可以与大塘坡组间冰期相对应,同时莲沱组顶部 CIA 值的降低表明了气候的转冷,因此他们认为莲沱组与南沱组应为连续的沉积。但刘鸿允和沙庆安(1963)在冀家湾剖面曾发现南沱组盖在不同层位的莲沱组地层之上,因而认为南沱组与莲沱组之间为微角度不整合接触。

本文实测青林口剖面上南沱组和莲沱组接触关

系清晰,在 3 m 的视野范围内可以明显的看到南沱组地层盖在不同层位的莲沱组地层之上,莲沱组顶部砂岩被南沱组地层切割并逐渐消失,使得与南沱组接触的莲沱组地层由砂岩层变为页岩层(图 2a),因此南沱组和莲沱组之间应为低角度不整合接触关系。此外,笔者在九龙湾—黄牛岩一带公路旁边的露头上也观察到类似的地层接触关系,说明在峡东地区南沱组与莲沱组之间低角度不整合接触关系是普遍存在的。

#### 3.2 陡山沱组第三段中部的暴露面

陡山沱组第三段内部存在一个暴露面或层序界面,在青林口(本文)、乡党坪(Zhu et al.,2013)、黄牛岩(Zhu et al.,2013)、庙河(陈孝红等,2003;Zhu et al.,2013)、田家园子(Lu et al.,2012)等剖面都有报道。该暴露面上下的岩石地层明显不同,下部地层在峡东地区区别不大,都是以中厚层状白云岩夹硅质条带或团块为特征;上部的地层在各剖面上有所不同。例如在乡党坪剖面上为薄层状灰岩,在庙河剖面为薄层状白云岩,但都不发育硅质条带或团块,且岩层厚度较薄。暴露面上下生物面貌发生变化,下部保存了大量以 *Tanarium anozos-Tanarium conoideum* 组合为特征的微体化石(Liu et al.,2013),而上部还没有化石报道。该暴露面与陡山沱组碳同位素异常事件 N3(Jiang et al.,2007)、EN3(Zhou and Xiao, 2007) 和 DOUNCE 事件(Zhu et al.,2007)具有一定的联系,暴露面之下碳同位素开始发生负偏,而暴露面之上则是碳同位素异常的主体部分。暴露面上下海水的氧化还原状态发生明显变化,暴露面之上发生了一次缺氧事件(Zhou et al.,2012)。综上所述,陡山沱组第三段内部的暴露面作为峡东地区可以普遍对比的层序界面是可以考虑的。

#### 3.3 陡山沱组上部两套页岩的地层划分和对比

青林口剖面陡山沱组上部发育两套页岩,下部为黑色炭质页岩,厚度仅 1.25 m(即 38a 层);上部为黑色硅质页岩,厚度 9.65 m(38c 层)。泗溪剖面陡山沱组上部报道了上下厚度分别为 0.5 m 和 3.3 m 的两套炭质页岩(吕苗等,2009)。笔者在泗溪剖面上沿小溪边观察到陡山沱组上部的确发育两套页岩,下部为黑色炭质页岩,而上部为黑色硅质页岩。最近报道的庙河剖面陡山沱组上部也有两套页岩(Lu et al.,2013;Zhu et al.,2013),下部也是较薄的黑色炭质页岩,上部为产庙河生物群的黑色硅质页岩。但先前报道的庙河(陈孝红等,2003)和九曲脑(Zhu

*et al.*, 2007; Lu *et al.*, 2013)等剖面上,仅记述了一套页岩(相当于上部的硅质页岩),其原因可能是由于剖面露头差或下部黑页岩层厚度比较小而没有被重点记录到。最近报道的庙河剖面(Lu *et al.*, 2013; Zhu *et al.*, 2013)、泗溪剖面(吕苗等,2009)和本文实测的青林口剖面都在新开公路旁或小溪边,露头新鲜,都可以清楚地观察到两套页岩。下部黑色炭质页岩与上部黑色硅质页岩岩性明显不同,应该是两套不同的页岩。因此,笔者认为在泗溪—青林口—庙河一带,陡山沱组上部普遍发育两套页岩。

关于这两套页岩的地层划分,上部硅质页岩被广泛认可为陡山沱组第四段,其在庙河剖面产庙河生物群,在九曲脑剖面硅质页岩顶部时代被限定为 $551.1 \pm 0.7$  Ma(Condon *et al.*, 2005)。下部黑色炭质页岩仅在泗溪—青林口—庙河一带出露,而在庙河地区前人对陡山沱组的划分中,第四段仅包含了上部的硅质页岩(陈孝红等,2003)。据此,下部黑色页岩及两套页岩之间的白云岩都应划归在陡山沱组第三段。在实测的青林口剖面上,下部黑色页岩之上、下层位的白云岩中均含有“竹叶状”角砾,因此本文也暂将下部黑色页岩及两套页岩之间的白云岩都划归陡山沱组第三段。

## 4 结论

黄陵隆起南缘的峡东地区是国际上新元古代研究的热点地区之一,区内新元古代地层普遍发育,但是不同剖面的地层厚度和出露情况存在差异性,本文报道的青林口剖面是目前发现在峡东地区出露最完整且连续的新元古代地层序列,对于揭示新元古代的重大生物演变和地球环境发展历程具有重要研究价值。

(1)青林口剖面代表了峡东地区新元古代的岩石地层序列,自下而上包括莲沱组、南沱组、陡山沱组和灯影组。其中,莲沱组包含两个旋回;南沱组由冰进—冰退—冰进沉积层序构成;陡山沱组可以明显的划分为4个岩性段;灯影组可以清楚的识别出蛤蟆井段、石板滩段和白马沱段这3个岩性段。

(2)青林口剖面上南沱组与莲沱组接触界线清晰,为低角度不整合接触关系。

(3)青林口剖面陡山沱组第三段内部发育一个明显的暴露面,该暴露面上下的岩性、化石分布、碳氧同位素及氧化还原状态都发生了明显的变化,可作为区域地层对比的标志。

(4)青林口地区陡山沱组上部发育两套页岩,其中上部黑色硅质页岩划归为陡山沱组第四段,而下部黑色页岩归入陡山沱组第三段。

(5)沉积记录显示,本区新元古代中期开始接受沉积,最先沉积陆相莲沱组,经历成冰纪晚期南沱组代表的大冰期“雪球”事件后转为海相沉积,埃迪卡拉纪沉积的陡山沱组和灯影组均为浅海开阔碳酸盐相或局限页岩相,成为后生动物起源和宏观藻类分异发展的创新平台。

## References

- Canfield, D. E., Poulton, S. W., Narbonne, G. M., 2007. Late Neoproterozoic Deep-Ocean Oxygenation and the Rise of Animal Life. *Science*, 315 (5808): 92—95. doi: 10.1126/science.1135013
- Chen, X. H., Wang, C. S., Chen, L. D., 2001. Multi-Stratigraphical Subdivision of the Dengying Formation at Sixi, Yichang, Eastern Yangtze Gorges Area. *Geology and Mineral Resources of South China*, 3: 40—44 (in Chinese with English abstract).
- Chen, X. H., Li, H. Q., Chen, L. D., et al., 2003. Carbon and Oxygen Isotope Features of the Sinian Carbonate Strata in the Three Gorges Region. *Geological Review*, 49(1): 66—73 (in Chinese with English abstract).
- Chinese Commission on Stratigraphy. 2002. Regional Stratigraphic Chart and Its Reference. Geological Publishing House, Beijing (in Chinese).
- Condon, D. J., Zhu, M. Y., Bowring, S., et al., 2005. U-Pb Ages from the Neoproterozoic Doushantuo Formation, China. *Science*, 308: 95—98. doi: 10.1126/science.1107765
- Ding, Q. X., Xing, Y. S., Wang, Z. Q., et al., 1993. Tubular and Trace Fossils from the Sinian Dengying Formation in the Miaohuang-Liantuo Area, Hubei Province. *Geological Review*, 39(2): 118—123 (in Chinese with English abstract).
- Fike, D. A., Crotzinger, J. P., Pratt, L. M., et al., 2006. Oxidation of the Ediacaran Ocean. *Nature*, 444: 744—747. doi: 10.1038/nature05345
- Hu, J., Wang, J. S., Chen, H. R., et al., 2012. Multiple Cycles of Glacier Advance and Retreat during the Nantuo (Marinoan) Glacial Termination in the Three Gorges Area. *Frontiers of Earth Science in China*, 6(1): 101—110. doi: 10.1007/s11707-011-0179-9
- Hoffman, P. F., Kaufmann, A. J., Halverson, G. P., et al., 1998. A Neoproterozoic Snowball Earth. *Science*, 281: 1342—1346. doi: 10.1126/science.281.5381.1342
- Jiang, G. Q., Kennedy, M. J., Christie-Blick, N., 2003. Stable Isotopic Evidence for Methane Seeps in Neoproterozoic

- Postglacial Cap Carbonates. *Nature*, 426: 822–826. doi: 10.1038/nature02201
- Jiang, G. Q., Kennedy, M. J., Christie-Blick, N., et al., 2006. Stratigraphy, Sedimentary Structures, and Textures of the Late Neoproterozoic Doushantuo Cap Carbonate in South China. *Journal of Sedimentary Research*, 76(7): 978–995. doi: 10.2110/jsr.2006.086
- Jiang, G. Q., Kauffman, A., Christie-Blick, N., et al., 2007. Carbon Isotope Variability across the Ediacaran Yangtze Platform in South China: Implications for a Large Surface-to-Deep Ocean  $\delta^{13}\text{C}$  Gradient. *Earth and Planetary Science Letters*, 261: 303–320. doi: 10.1016/j.epsl.2007.07.009
- Jiang, G. Q., Shi, X. Y., Zhang, S. H., et al., 2011. Stratigraphy and Paleogeography of the Ediacaran Doushantuo Formation (ca. 635–551 Ma) in South China. *Gondwana Research*, 19: 831–849. doi: 10.1016/j.gr.2011.01.006
- Lee, J. S., Chao, Y. T., 1924. Geology of the Gorges District of the Yangtze (from Ichang to Tzekuei) with Special Reference to the Development of the Gorges. *Bulletin of the Geological Society of China*, 3(3–4): 351–391.
- Liu, H. Y., Sha, Q. A., 1963. Current Opinion of Sinian in East Yangtze Gorges Area. *Scientia Geologica Sinica*, (4): 177–187 (in Chinese).
- Liu, P. J., Yin, C. Y., Chen, S. M., et al., 2013. The Biostratigraphic Succession of Acanthomorphic Acritharchs of the Ediacaran Doushantuo Formation in the Yangtze Gorges Area, South China and Its Biostratigraphic Correlation with Australia. *Precambrian Research*, 225: 29–43. doi: 10.1016/j.precamres.2011.07.009
- Lü, M., Zhu, M. Y., Zhao, M. J., 2009. Litho- and Carbon Isotope Stratigraphy of the Ediacaran System in the Sixi Section (Yangtze Gorges), Yichang, Hubei. *Journal of Stratigraphy*, 33(4): 359–372 (in Chinese with English abstract).
- Lu, M., Zhu, M. Y., Zhao, F. C., 2012. Revisiting the Tianjiayuanzi Section—The Stratotype Section of the Ediacaran Doushantuo Formation, Yangtze Gorges, South China. *Bulletin of Geosciences*, 87(1): 183–194. doi: 10.3140/bull.geosci.1227
- Lu, M., Zhu, M. Y., Zhang, J. M., et al., 2013. The DOUNCE Event at the Top of the Ediacaran Doushantuo Formation, South China: Broad Stratigraphic Occurrence and Non-Diagenetic Origin. *Precambrian Research*, 225: 86–109. doi: 10.1016/j.precamres.2011.10.018
- Lu, S. N., Qu, L. S., 1985. The Features of Glacigenic Rocks of the Lower Sinian at Shennongjia Region, Hubei Province—with Discussion Palaeogeography during the Ice Ages of Early Sinian in Hubei. *Bulletin Tianjin Institu-*
- te, Geol. Min. Res.*, 12: 79–102 (in Chinese with English abstract).
- McFadden, K. A., Huang, J., Chu, X. L., et al., 2008. Pulsed Oxidation and Biological Evolution in the Ediacaran Doushantuo Formation. *Proceedings of the National Academy of Science of the United States of America*, 105(9): 3197–3202. doi: 10.1073/pnas.0708336105
- McFadden, K. A., Xiao, S. H., Zhou, C. M., et al., 2009. Quantitative Evaluation of the Biostratigraphic Distribution of Acanthomorphic Acritharchs in the Ediacaran Doushantuo Formation in the Yangtze Gorges Area, South China. *Precambrian Research*, 173(1–4): 170–190. doi: 10.1016/j.precamres.2009.03.009
- Sahoo, S. K., Planavsky, N. J., Kendall, B., et al., 2012. Ocean Oxygenation in the Wake of the Marinoan Glaciation. *Nature*, 489: 546–549. doi: 10.1038/nature11445
- Sawaki, Y., Ohno, T., Fukushi, Y., et al., 2008. Sr Isotope Excursion across the Precambrian-Cambrian Boundary in the Three Gorges Area, South China. *Gondwana Research*, 14: 134–147. doi: 10.1016/j.gr.2007.11.002
- Sawaki, Y., Ohno, T., Tahata, M., Komiya, T., et al., 2010. The Ediacaran Radiogenic Sr Isotope Excursion in the Doushantuo Formation in the Three Gorges Area, South China. *Precambrian Research*, 176: 46–64. doi: 10.1016/j.precamres.2009.10.006
- Scott, C., Lyons, T. W., Bekker, A., et al., 2008. Tracing the Stepwise Oxygenation of the Proterozoic Ocean. *Nature*, 452: 456–159. doi: 10.1038/nature06811
- Sha, Q. A., Liu, H. Y., Zhang, S. S., et al., 1963. The Tillite of Nantuo Formation in Yangtze Gorges Area. *Scientia Geologica Sinica*, 3: 139–148 (in Chinese).
- Tang, F., Yin, C. Y., Bengtson, S., et al., 2006. A New Discovery of Macroscopic Fossils from the Ediacaran Doushantuo Formation in the Yangtze Gorges Area. *Chinese Science Bulletin*, 51(12): 1487–1493. doi: 10.1007/s11434-006-2007-2
- Wang, X. Q., Shi, X. Y., Jiang, G. Q., et al., 2014. Organic Carbon Isotope Gradient and Ocean Stratification across the Late Ediacaran-Early Cambrian Yangtze Platform. *Science China Earth Sciences*, 57(5): 919–929. doi: 10.1007/s11430-013-4732-0
- Wang, Z. Q., Yin, C. Y., Gao, L. Z., et al., 2006. The Character of the Chemical Index of Alteration and Discu Subdivision and Correlation of the Nanhua System in Yichang. *Geological Review*, 52(5): 577–585 (in Chinese with English abstract).
- Xiao, S. H., Yuan, X. L., Steiner, M., et al., 2002. Macroscopic Carbonaceous Compressions in a Terminal Proterozoic

- Shale: A Systematic Reassessment of the Miaohe Biota, South China. *Journal of Paleontology*, 76(2): 347—376.
- Xiao, S. H., Shen, B., Zhou, C. M., et al., 2005. A Uniquely Preserved Ediacaran Fossil with Direct Evidence for a Quilted Bodyplan. *Proceedings of the National Academy of Science of the United States of America*, 102(29): 10227—10232. doi: 10.1073/pnas.0502176102
- Xie, G. W., Zhou, C. M., McFadden, K. A., et al., 2008. Microfossils Discovered from the Sinian Doushantuo Formation in the Jiulongwan Section, East Yangtze Gorges Area, Hubei Province, South China. *Acta Palaeontologica Sinica*, 47(3): 279—291 (in Chinese with English abstract).
- Yin, C. Y., 1996. New Discovery of the Sinian Doushantuo Microfossils from Miaohe, Zigui, Hubei. *Acta Geoscientia Sinica, Bulletin of the Chinese Academy of Geological Sciences*, 17(3): 322—329 (in Chinese with English abstract).
- Yin, L. M., Zhu, M. Y., Knoll, A. H., et al., 2007. Doushantuo Embryos Preserved inside Diapause Egg Cysts. *Nature*, 466: 661—663. doi: 10.1038/nature05682
- Zhao, X. M., Liu, S. D., Zhang, Q. X., et al., 2001. Geochemical Characters of the Nanhua System in Changyang, Western Hubei Province and Its Implication for Climate and Sequence Correlation. *Acta Geologica Sinica*, 85(4): 576—585 (in Chinese with English abstract).
- Zhao, Z. Q., Xing, Y. S., Ma, G. G., et al., 1985. Biostratigraphy of the Yangtze Gorges Area (1) Sinian. Geological Publishing House, Beijing (in Chinese).
- Zhao, Z. Q., Xing, Y. S., Ding, Q. X., et al., 1988. The Sinian System of Hubei. China University of Geosciences Press, Wuhan (in Chinese).
- Zhou, C. M., Xiao, S. H., 2007. Ediacaran  $\delta^{13}\text{C}$  Chemostratigraphy of South China. *Chemical Geology*, 237(1—2): 89—108. doi: 10.1016/j.chemgeo.2006.06.021
- Zhou, C. M., Xie, G. W., McFadden, K. A., et al., 2007. The Diversification and Extinction of Doushantuo-Pertatataka Acritarchs in South China: Causes and Biostratigraphic Significance. *Geological Journal*, 42: 229—262. doi: 10.1002/gj.1062
- Zhou, C. M., Jiang, S. Y., Xiao, S. H., et al., 2012. Rare Earth Elements and Carbon Isotope Geochemistry of the Doushantuo Formation in South China: Implication for Middle Ediacaran Shallow Marine Redox Conditions. *Chinese Science Bulletin*, 57(16): 1998—2006. doi: 10.1007/s11434-012-5082-6
- Zhu, M. Y., Zhang, J. M., Yang, A. H., 2007. Integrated Ediacaran (Sinian) Chronostratigraphy of South China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 254(1—2): 7—61. doi: 10.1016/j.palaeo.2007.03.025
- Zhu, M. Y., Lu, M., Zhang, J. M., et al., 2013. Carbon Isotope Chemostratigraphy and Sedimentary Facies Evolution of the Ediacaran Doushantuo Formation in Western Hubei, South China. *Precambrian Research*, 225: 7—28. doi: 10.1016/j.precamres.2011.07.019
- Zhu, W. Q., Chen, M. E., 1984. On the Discovery of Macrofossil Algae from the Late Sinian in the Eastern Yangtze Gorges, South China. *Acta Botanica Sinica*, 26(5): 558—560 (in Chinese).
- ### 附中文参考文献
- 陈孝红,王传尚,陈立德,2001.峡东宜昌四溪震旦系灯影组多重地层划分.华南地质与矿产,3:40—44.
- 陈孝红,李华芹,陈立德,等,2003.三峡地区震旦系碳酸盐岩碳氧同位素特征.地质论评,49(1):66—73.
- 丁启秀,邢裕盛,王自强,等,1993.湖北庙河—莲沱地区灯影组管状化石及其遗迹化石.地质论评,39(2):118—123.
- 刘鸿允,沙庆安,1963.长江峡东区震旦系新见.地质科学,4(4):177—187.
- 吕苗,朱茂炎,赵美娟,2009.湖北宜昌茅坪泗溪剖面埃迪卡拉系岩石地层和碳同位素地层研究.地层学杂志,33(4):359—372.
- 陆松年,瞿乐生,1985.湖北神农架下震旦统冰成岩层特征——兼论湖北早震旦世冰期古地理.中国地质科学院天津地质矿产研究生所刊,12:79—102.
- 全国地层委员会,2002.中国区域年代地层(地质年代)表说明书.北京:地质出版社.
- 沙庆安,刘鸿允,张树森,等,1963.长江峡东地区的南沱组冰砾岩.地质科学,(3):139—148.
- 王自强,尹崇玉,高林志,等,2006.宜昌三斗坪地区南华系化学蚀变指数特征及南华系划分、对比的讨论.地质论评,52(5):577—585.
- 解古巍,周传明,McFadden, K. A., 等,2008.湖北峡东地区九龙湾剖面震旦系陡山沱组微体化石的新发现.古生物学报,47(3):279—291.
- 尹崇玉,1996.湖北秭归庙河地区震旦系陡山沱组微化石的新发现.地球学报,17(3):322—329.
- 赵小明,刘圣德,张权绪,等,2011.鄂西长阳南华系地球化学特征的气候指示意义及地层对比.地质学报,85(4): 576—585.
- 赵自强,邢裕盛,马国干,等,1985.长江三峡地区生物地层学(1)震旦系分册.北京:地质出版社.
- 赵自强,邢裕盛,丁启秀,等,1988.湖北震旦系.北京:中国地质大学出版社.
- 朱为庆,陈孟羲,1984.峡东区上震旦统宏体化石藻类的发现.植物学报,26(5):558—560.