

黔西北丁台地区下寒武统清虚洞组风暴沉积的发现及其意义

郑斌嵩^{1,2} 牟传龙^{2,3} 梁薇^{2,3} 陈超^{2,4} 徐鹏辉^{1,2} 孙小勇^{2,5}

(1.中国地质大学(北京)地球科学与资源学院 北京 100083;2.成都地质矿产研究所 成都 610081;

3.国土资源部沉积盆地与油气资源重点实验室 成都 610081;4.中国地质科学院 北京 100037;5.成都理工大学 成都 610059)

摘要 黔西北遵义丁台剖面下寒武统龙王庙阶清虚洞组的底部和中部发育两套具有不同沉积特征的风暴沉积,与同时期风暴沉积多发现于黔东湘西台缘区不同,研究在黔西北台地内部发现该时期风暴沉积。其底部风暴沉积段发育侵蚀底面、粗粒滞留沉积、丘—洼状交错层理、沙纹层理和泥晶灰岩背景沉积,共识别出三种类型的风暴沉积序列,其沉积特征指示其形成于正常浪基面与风暴浪基面之间的中缓坡环境,而中部风暴沉积段则发育粗粒滞留沉积、粒序层理、沙纹层理和具鸟眼构造的藻屑灰岩背景沉积,可识别出四种类型的风暴沉积序列,其沉积特征指示其形成于浪基面之上的浅水湖坪环境。本剖面上下两段形成于不同沉积背景的风暴沉积的发现不仅丰富了我们对于风暴沉积的认识,更为重要的是为研究早寒武世龙王庙期扬子地台的古纬度及古板块演化、地层等时对比和古地理演化提供了极有价值的资料。

关键词 黔西北 丁台剖面 下寒武统 清虚洞组 风暴沉积

第一作者简介 郑斌嵩 男 1990年出生 硕士研究生 层序地层学及沉积学 E-mail:michael199062@126.com

通讯作者简介 牟传龙 男 研究员 E-mail:edmchuanlong@163.com

中图分类号 P512.2 **文献标识码** A

0 引言

风暴岩(tempestite)的概念由 Kelling 和 Mullin (1975)首先提出,用以描述浅水盆地受风暴作用后再沉积形成的递变沉积岩^[1],而 Aigner (1979)则更进一步,提出风暴沉积(storm deposit)的概念,泛指所有受风暴作用影响的沉积^[2]。中国学者对风暴沉积进行较为系统的研究则应当始于孟祥化等(1986)对华北古浅海风暴沉积的研究以及刘宝珺等(1986)对四川兴文四龙下二叠统碳酸盐风暴岩的研究^[3-4],并且他们的研究分别建立了各自的风暴沉积模式。前人的开创性研究为后来取得进一步的认识提供了重要指导和帮助,例如梁薇等^[5]对湘西花垣排碧“金钉子”剖面及周恩恩等^[6]对湘西北王村“金钉子”剖面进行的研究,认为寒武系第三世扬子陆块东南缘大量发育的“碳酸盐重力流沉积物”实为风暴沉积物,从而对该时期中上扬子台地是否存在典型的“台缘斜坡”提出了质疑。

笔者在查阅文献时发现前人对中上扬子地区下

寒武统清虚洞组及其对等层位的风暴沉积的研究主要集中在黔东湘西台地边缘区^[7-11],在黔西北台内区则鲜有发现,而笔者在对贵州遵义丁台剖面清虚洞组进行工作时发现清虚洞组的底部和中部发育有特征不一的风暴沉积,指示其形成于不同的沉积环境,此发现不仅丰富了对风暴沉积的认识,而且对了解中上扬子地区早寒武世龙王庙期的古纬度及古板块演化、地层等时对比和古地理演化具有重要意义。

1 地质概况及沉积背景

受区域构造运动与全球海平面变化的双重控制,中上扬子地区在早寒武世时期经历了一个完整的二级海侵—海退旋回,经沧浪铺期的碎屑岩铺垫,至早寒武世最顶部的龙王庙期,中上扬子地区已发育起广大的碳酸盐缓坡,并逐步向镶边碳酸盐台地过渡^[12-15]。

研究剖面位于贵州省遵义市丁台村(图1),古地理位置位于扬子地台东南部靠近台地边缘,但总体上属于台内区。本剖面龙王庙阶清虚洞组厚约290 m,

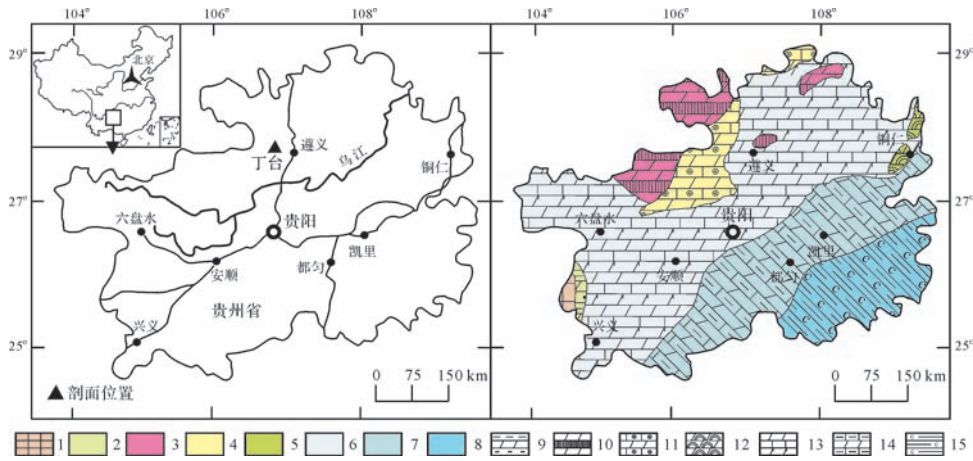


图1 贵州遵义丁台剖面位置示意图及贵州地区龙王庙期岩相古地理图

1.古陆;2.潮坪相;3.蒸发坪相;4.浅滩相;5.礁相;6.碳酸盐岩浅水缓坡相;7.碳酸盐岩深水缓坡相;8.盆地相;9.泥岩、白云岩、粉砂岩;10.白云岩、盐岩;11.鲕粒灰岩、白云岩;12.藻白云岩;13.白云岩、灰岩、灰质白云岩;14.泥质灰岩、白云岩;15.炭质页岩

Fig.1 Map showing the location of the Dingtai section, Zunyi, Guizhou province and lithofacies palaeogeographic map of Guizhou province during the Longwangmiaon

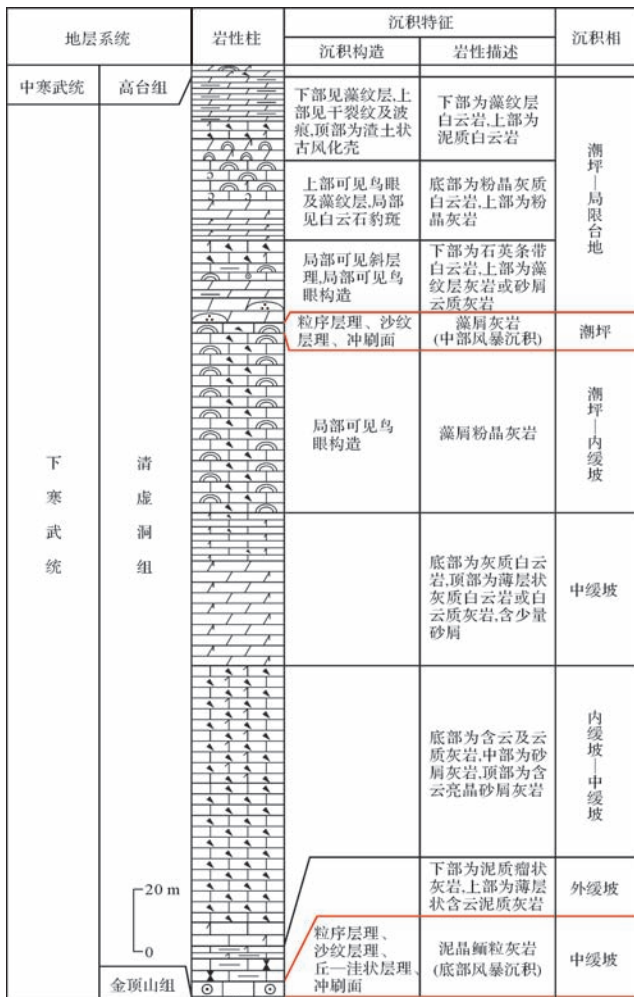


图2 丁台剖面清虚洞组地层柱状图

Fig.2 Stratigraphic column of the Qingxudong Formation of the Dingtai section

底部与金顶山组为断层接触关系,顶部与中寒武统高台组的界线为一褐红色渣土状古风化壳,大致可分为上下两段(图2),下段以砂屑灰岩及泥—粉晶灰岩为主,部分层段可见较多因后期成岩作用所形成的粉—细晶白云石,上段以藻屑灰岩及藻屑白云岩为主,藻纹层亦较发育,陆源碎屑含量较下部总体增加,顶部为薄层至极薄层泥质白云岩。至下而上,清虚洞组显示为一个向上变浅至长时期暴露的演化序列,反映了古地理背景由缓坡向局限台地—潮坪环境的转变。

2 风暴沉积特征

通过野外露头观察和室内分析,遵义丁台地区清虚洞组可以识别出丰富的风暴沉积构造,包括侵蚀底面、粗粒滞留沉积、粒序层理、丘—洼状层理、沙纹层理等。

2.1 侵蚀底面

侵蚀底面是在风暴增长期和风暴高峰期,强的风暴浪形成的涡流和无定向的底流,对风暴期前沉积物表面进行冲刷、掏蚀而形成多向性的底面印模^[16],当风暴能量较高时形成渠模、口袋模构造,当风暴能量较低时则形成波状侵蚀面,是鉴定风暴沉积的典型标志之一^[11]。在丁台剖面侵蚀底面构造主要发育在清虚洞组下部风暴沉积中,且渠模、口袋模以及波状侵蚀面均见发育(图3a,b),侵蚀深度多在0.5~3 cm左右。而在本剖面清虚洞组中部风暴沉积段中,由于风暴沉积与背景沉积均为藻屑灰岩(图5e~h),所以

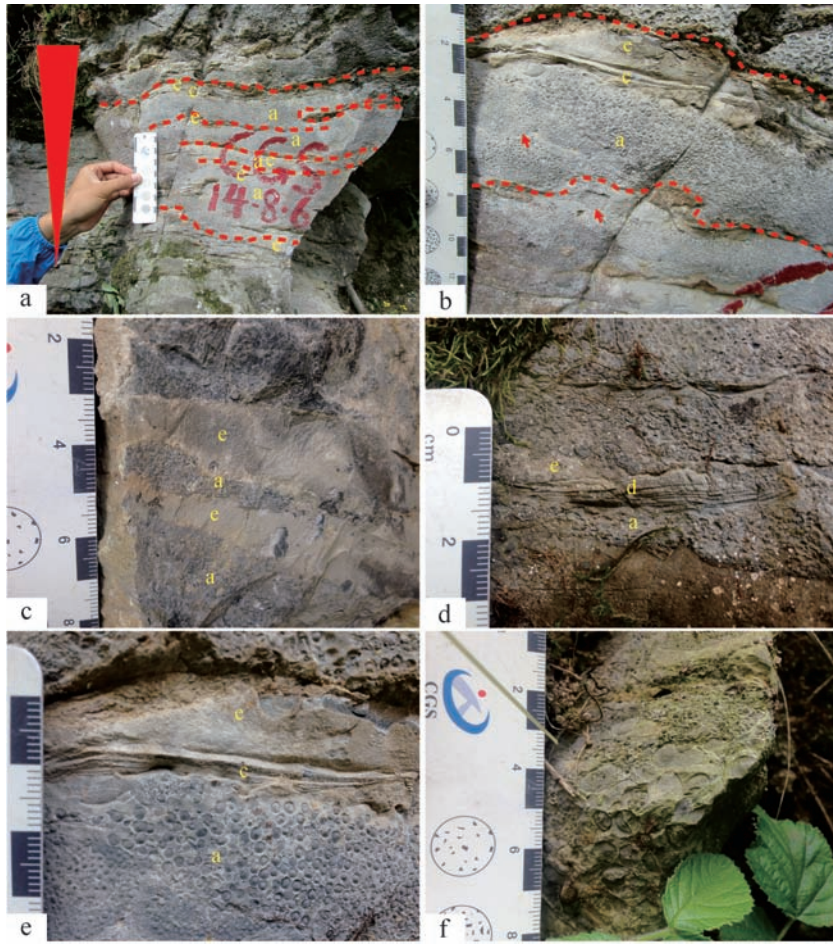


图3 丁台剖面清虚洞组底部风暴沉积露头特征

a.清虚洞组底部风暴沉积宏观特征,可见若干期次风暴沉积叠置发育(a为粗粒滞留沉积段,c为丘状交错层理段,e为泥晶灰岩背景沉积段,红色虚线代表侵蚀底面,红色三角指示粒度变化);b.由a、c、e单元组成的单个风暴沉积序列,其中可见由较小鲕粒组成的具流动形态的鲕粒灰岩团块(红色箭头所指);c.由a单元和e单元组成的风暴沉积序列;d.由a单元和沙纹层理段d单元以及e单元组成的风暴沉积序列;e.丘—洼状层理段c单元;f.图a顶部的巨鲕。

Fig.3 Outcrop characteristics of the storm deposit at the bottom of the Qingxudong Formation of the Dingtai section

难以在宏观露头上识别出明显的风暴侵蚀构造,只能根据粗粒滞留砾屑的底部沉积形态勉强勾画出来(图4a)。

2.2 粗粒滞留沉积

粗粒滞留沉积通常发育在侵蚀底面之上,是在风暴高峰期,风暴浪冲刷或掏蚀底层,将固结程度很差的底层沉积物卷起,在原地或经过一定的搬运之后,在风暴涡流和重力作用下,密度大、颗粒粗的沉积物快速沉降堆积形成^[7,11],也是鉴定风暴沉积的典型标志之一。在丁台剖面清虚洞组底部风暴沉积段中,粗粒滞留沉积主要由鲕粒组成(图3、图5a~d),鲕粒大小不一,部分破碎严重,形态较完整者直径大约在0.5~3 mm左右,单鲕及复鲕均有,形态各异且相互混杂,并可见直径达数个厘米的具流动形态的鲕粒灰岩

团块,该团块多由粒径较小的鲕粒构成,局部亦可见经侵蚀残留下来的泥晶灰岩团块,总体以泥晶基质支撑为主,亦可见颗粒支撑结构。而在清虚洞组中部风暴沉积段中粗粒滞留沉积主要由藻砾屑组成(图4a, b, c),大小一般在0.1 cm×0.5 cm~0.2 cm×1 cm之间,磨圆较好,部分内部可见似藻纹层构造,具基质支撑结构,多呈似流动形态且具定向排列的不规则椭球状,表明经过了一定距离的搬运用作用,显示为风暴回流作用的结果。少数长轴在数个厘米至十厘米左右的较规则细长条状的砾屑内部可见似藻纹层构造,推测为在风暴高峰期被掀起残留下来的原地背景沉积。

2.3 粒序层理

风暴高峰后的衰减过程,随着涡流支撑力的减弱,具黏性的密度流体按重力分选法则迅速沉降堆积

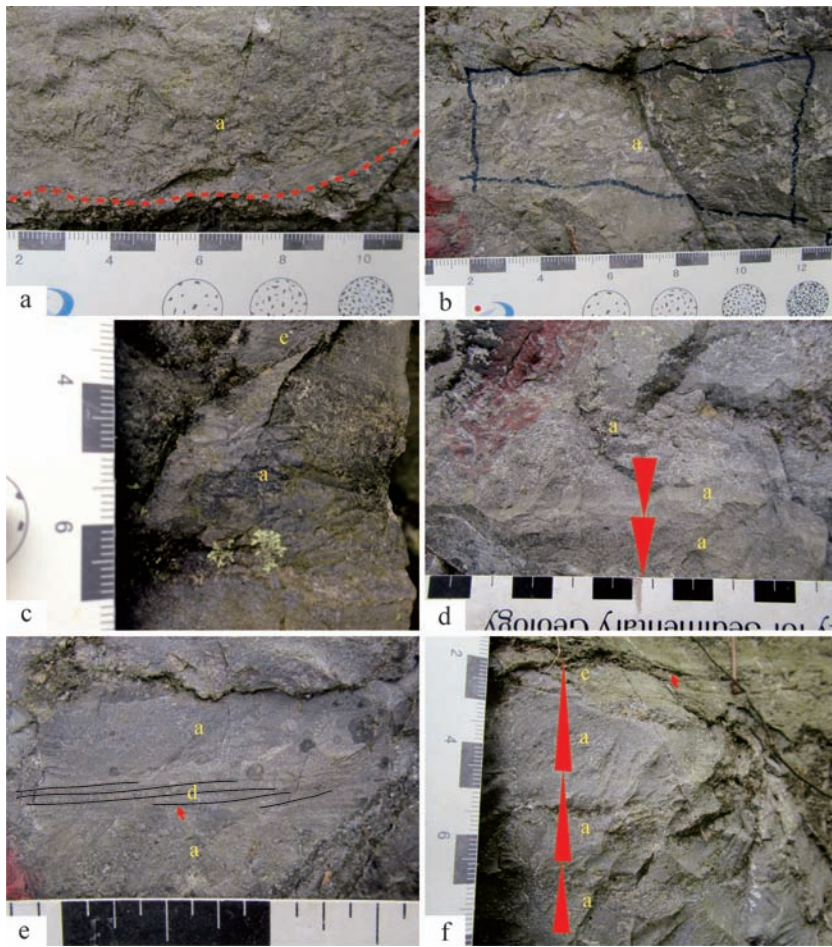


图4 丁台剖面清虚洞组中部风暴沉积露头特征

a.粗粒滞留沉积及冲刷面;b.具定向排列的粗粒滞留沉积;c.由粗粒滞留沉积段 a 单元和藻纹层灰岩背景沉积段 e 单元组成的风暴沉积序列;d.由逆粒序层理段 a 单元相互叠置组成的风暴沉积序列(红色三角指示粒度变化,下同);e.由正粒序层理段 a 及沙纹层理段 d(红色箭头所指)组成的风暴沉积序列;f.由正粒序层理段 a 及藻纹层灰岩背景沉积段 e 组成的风暴沉积序列(红色箭头指示藻纹层)。

Fig.4 Outcrop characteristics of the storm deposit at the middle of the Qingxudong Formation of the Dingtai section

并形成粒序层,当重力作用大于剪切力的因素时形成正粒序,反之为逆粒序^[4,16]。而本剖面既可见正粒序亦可见逆粒序。在野外露头观察时,笔者发现清虚洞组底部的风暴沉积段实际是由两段相似的地层序列组成,每一段都是由多段更小级别的风暴沉积旋回相互叠置构成,总体表现为一段向上逐渐变粗的逆粒序地层序列,厚约 2.4 m(图 3a,f),并且其下部较小鲕粒为同心放射鲕(图 5a,b),可能为粒径较小的低能放射鲕在高能风暴作用期形成同心圈层的结果,而上部较大的鲕粒则为同心鲕(图 5c,d),代表其形成于浅水较高能的环境,在强风暴发育时期被搬运至该地快速沉积形成,这可能反应了风暴的发育过程具有更高级别的旋回性。在清虚洞组中部风暴沉积的下段,发育下部为砂屑上部过渡为砾屑的逆粒序层,单个层

理厚约 2.5 cm,颗粒具有一定的磨圆度(图 4d),这种逆粒序层理的相互叠置产出被认为是高密度流沉积的结果^[17]。从中部不显示粒序性的粗粒滞留沉积向上过渡(图 4a,b,c),则发育明显的以藻砂屑为主的正粒序层理(图 4e、图 5f,g,h),单个层理厚约 2.5 cm,部分粒序层理中粗大砾屑可见放射状构造(图 5f),显示风暴涡流的作用结果。总体上清虚洞组中部风暴沉积段粒度为由细变粗再变细的过程,这可能反应了风暴能量先变大后减小的过程。

2.4 丘—洼状层理

丘—洼状交错层理的成因和形成环境长期以来多有争论^[3-4,16,18-21],但不可否认的是它一直被认为是浅海中风暴事件后期形成的最重要的沉积构造,是识别风暴沉积的重要标志^[16]。丘—洼状交错层理主

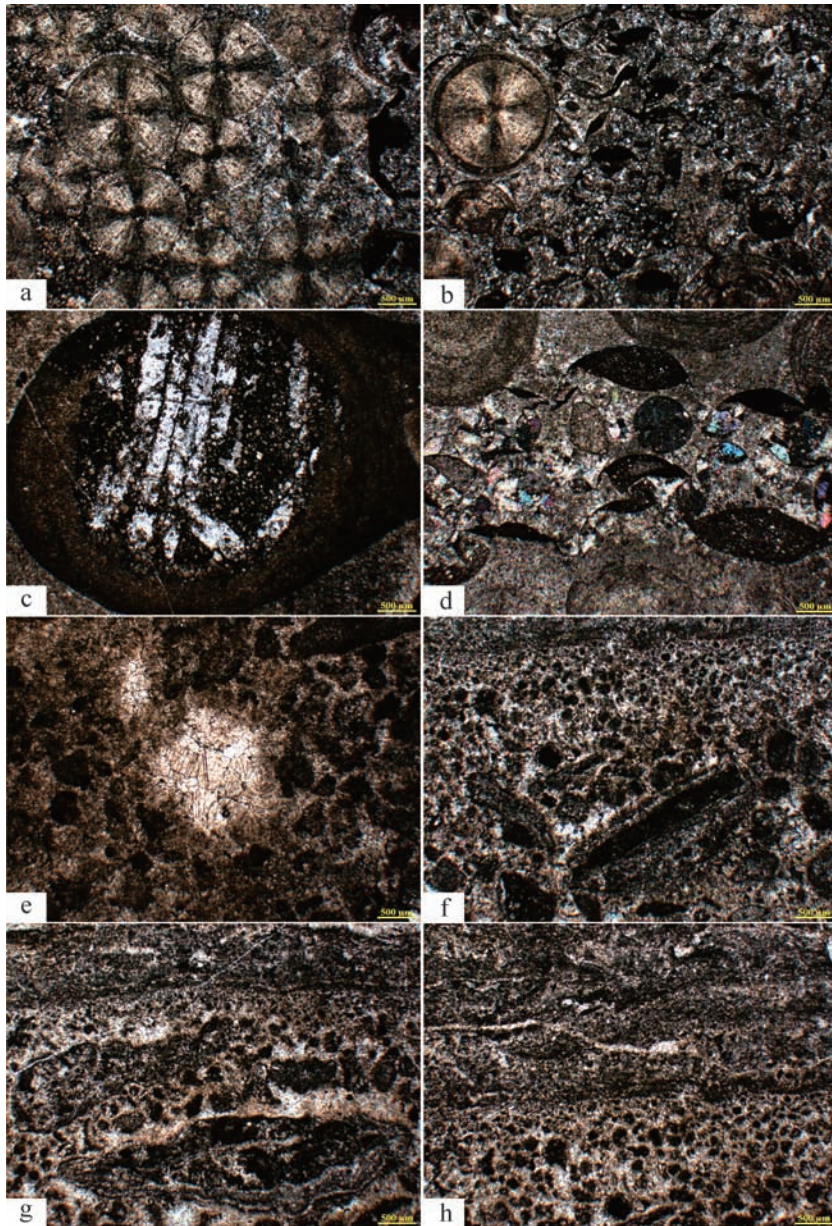


图5 丁台剖面清虚洞组风暴沉积显微特征

a.清虚洞组底部风暴沉积中的较小鲕粒,主要以同心放射鲕为主,泥晶基质;b.清虚洞组底部发育于具有较小鲕粒的泥晶鲕粒灰岩中的冲刷破碎带;c.清虚洞组底部风暴沉积中的较大鲕粒(巨鲕),为同心鲕,泥晶基质;d.清虚洞组底部发育于具有较大鲕粒的泥晶鲕粒灰岩中的冲刷破碎带;e.清虚洞组中部风暴沉积的背景沉积,藻屑灰岩,发育鸟眼构造;f.清虚洞组中部风暴沉积中的正粒序层理,粗大藻砾屑具放射状堆积形态;g.清虚洞组中部风暴沉积中的正粒序层理段及其顶部背景沉积段藻纹层灰岩;h.清虚洞组中部风暴沉积中的正粒序层理段及其顶部背景沉积段藻纹层灰岩。

Fig.5 Microscopic features of the storm deposit of the Qingxudong Formation in the Dingtai section

要见于清虚洞组底部的风暴沉积段中,位于粗粒滞留沉积之上,泥晶灰岩背景沉积之下(图3b,e),单个层理厚约0.5 cm,其发育形态多依附于滞留沉积顶面形态,纹层多在凹处发散变厚,向凸处收敛变薄甚至遭受截切,根据其发育特征推测其为在风暴衰减期,由多向振荡水流塑造出一定的丘—洼状底形,随着风暴

能量的进一步衰减沉积形成。需要注意的是,丘—洼状交错层理不一定是米级的,小型的丘—洼状交错层理前人亦已多有报道^[5-6]。

2.5 沙纹层理

沙纹层理是在风暴衰减至低流态时期波浪作用的产物^[4],在清虚洞组底部和中部风暴沉积段中均

见发育。在底部风暴沉积段中,小型沙纹层理发育于粗粒滞留沉积之上,层系厚度约 0.5 cm,前积纹层向前排列形成束状体(图 3d),而在中部风暴沉积段中,小型沙纹层理发育于粒序层理段之上,前积纹层向前排列形成束状体,单个层理厚约 0.5 cm(图 4e)。

3 风暴沉积序列

总结前人的研究成果^[4,7,16],一个完整的风暴沉积序列大致由五段组成:a.粗粒滞留沉积或粒序层段,具突变底界和冲刷充填构造;b.平行层理段;c.丘状层理段;d.沙纹层理段;e.背景沉积段,总体构成似鲍马序列,其中 a 段代表风暴高峰期和衰减期的沉积作用,b、c 段为风暴衰减期的风暴浪和高流态产物,风暴作用继续减弱则形成正常的浪成沙纹层理段 d,最后风暴停息形成背景沉积段 e。但是需要注意的是,由于风暴本身的发育特征、后期的风暴作用以及风暴停歇期可能遭受的波浪和潮汐作用等因素,在实际工作中往往难以发现保存完整的风暴沉积序列。丁台剖面清虚洞组底部和中部风暴沉积中大致可以识别出七种风暴沉积序列(图 6,所有类型风暴沉积序列亦可从图 3 和图 4 中观察到)。

(1) 类型 I

该风暴序列发育在清虚洞组底部风暴沉积段中,由 a 段粗粒滞留沉积、c 段丘—洼状层理和 e 段泥晶灰岩背景沉积组成,总厚度约为 6 cm,其中 a 段厚约 4 cm,c 段和 e 段厚各约 1 cm。粗粒滞留沉积发育在起伏明显的侵蚀底面之上,主要由鲕粒组成,鲕粒大小不一,直径大约在 0.5~2 mm 左右,形态各异,以单鲕为主,偶见复鲕,并可见主要由粒径较小的鲕粒组成的具流动形态的鲕粒灰岩团块,总体以泥晶基质支撑为主,亦可见颗粒支撑结构,代表了高密度风暴碎屑流快速沉积的过程。向上过渡为小型丘—洼状交错层理段,二者之间界面呈不规则弯曲状,成分以泥晶灰岩为主,为风暴浪作用的结果。再向上则过渡为泥晶灰岩,代表不受风暴作用的背景沉积。

(2) 类型 II

该风暴序列发育在清虚洞组底部风暴沉积段中,由 a 段粗粒滞留沉积和 d 段沙纹层理以及 e 段泥晶灰岩背景沉积组成,底部为侵蚀面,总厚度约 2 cm,其中 a 段大约 1 cm,d 段和 e 段各约 0.5 cm,除厚度上的差异外,与类型 I 的差别即是不发育丘—洼状交错层理,而发育典型的小型沙纹层理,反映了单次风暴事件中风暴能量迅速衰减向低流态转变的过程。

(3) 类型 III

该风暴序列发育在清虚洞组底部风暴沉积段中,发育在类型 I 之下,由 a 段粗粒滞留沉积和 e 段泥晶灰岩背景沉积组成,底部为侵蚀面,除不发育丘状交错层段之外,其他沉积特征与类型 I 相似,总厚度约在 2~10 cm 之间,其中 a 段占据了厚度的主要部分,e 段多遭受随后的风暴事件的强烈侵蚀,局部甚至完全被冲蚀掉。

(4) 类型 IV

该风暴序列发育在清虚洞组中部风暴沉积段的下段,由单个向上变粗的逆粒序层理段 a 组成,总厚度约 2.5 cm,从下往上,颗粒由藻砂屑为主向藻砾屑为主过渡,磨圆好,呈基质支撑结构,反映了在风暴回流过程中,在剪切力因素大于重力作用的条件下,高密度风暴重力流的沉积作用。

(5) 类型 V

该风暴序列发育在清虚洞组中部风暴沉积的上段,由向上变细的正粒序层理段 a 和沙纹层理段 d 组成,总厚度约 3.5 cm,其中 a 段厚约 3 cm,d 段厚约 0.5 cm。粒序层理由磨圆好的藻砂砾屑组成,总体呈基质支撑结构。沙纹层理段主要由藻砂屑灰岩组成。反映了在风暴回流作用过程中,风暴重力流—风暴浪形成的沉积序列。

(6) 类型 VI

该风暴序列发育在清虚洞组中部风暴沉积段的中段,由粗粒滞留沉积段 a 和藻纹层灰岩背景沉积段 e 组成,底部为侵蚀面,总厚度约 3 cm。粗粒滞留沉积段以 0.3 cm×0.5 cm 大小左右的藻砾屑为主,磨圆好,具有一定定向性,代表了在风暴回流过程中,高密度风暴重力流在近原地快速堆积形成,藻纹层灰岩则指示好天气时的背景沉积。

(7) 类型 VII

该风暴序列发育在清虚洞组中部风暴沉积段的中段至上段,是由多个粗粒滞留沉积段 a、多个正粒序段 a 以及藻纹层灰岩段 e 所组成的复合风暴沉积序列,代表了多期风暴事件的叠加,相互之间以侵蚀面隔开,总厚度约 30 cm。粗粒滞留沉积段中颗粒以 0.2 cm×0.5 cm 大小的藻砾屑为主,砾屑磨圆较好且定向排列,总体为基质支撑结构,代表了在风暴回流过程中,高密度风暴重力流在近原地快速堆积形成,同时亦可见粒径更大且内部具藻纹层构造的长条状砾屑,可能为被风暴原地掀起的背景沉积。正粒序段中颗粒以藻砂屑为主,藻砾屑含量较少,磨圆好,由下

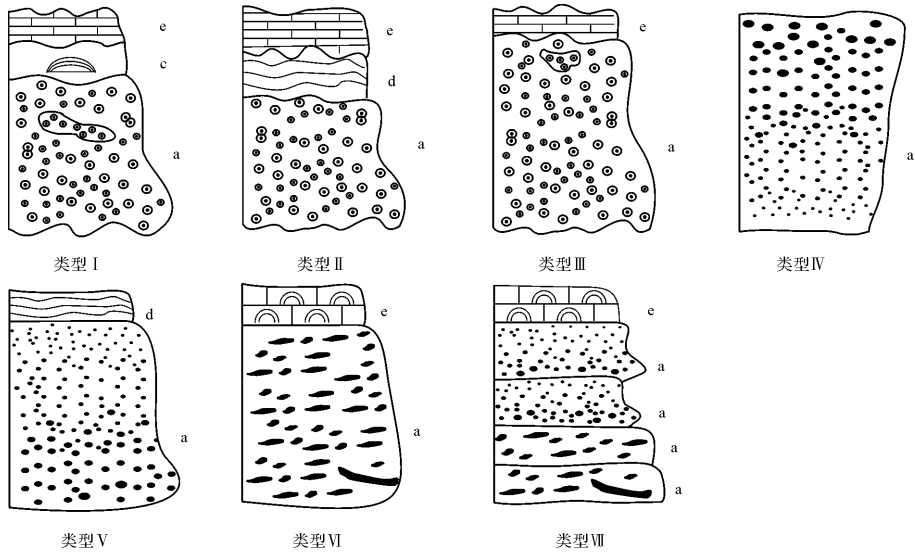


图6 丁台剖面清虚洞组风暴沉积序列

Fig.6 Deposit sequences of the storm deposit of the Qingxudong Formation in the Dingtai section

往上粒度变细,总体为基质支撑结构,其为在风暴能量衰减过程中,依重力分选法则沉积下来的结果。序列顶部藻纹层灰岩中可见鸟眼构造,指示其为浅水潮坪环境下的背景沉积。

前已述及,底部风暴沉积段由两段相似的地层序列组成,每一段地层序列的下部的风暴沉积序列以类型Ⅲ为主,偶见类型Ⅰ和类型Ⅱ,而上部则以类型Ⅲ和类型Ⅱ为主,未见类型Ⅰ。而清虚洞组中部的风暴沉积段的风暴沉积序列总体遵循类型Ⅳ—类型Ⅴ—类型Ⅵ—类型Ⅶ的演化趋势。

4 讨论

对本剖面清虚洞组来讲,风暴沉积作为一种特殊的事件性沉积,其意义主要体现在古纬度及古板块演化、地层等时对比和古地理演化上。

4.1 古纬度及古板块演化意义

中低纬度地区受赤道暖流的影响,是强风暴的策源地和内源碳酸盐岩风暴沉积的主要场所^[11]。现代飓风研究表明,大西洋西部边缘纬度 $5^{\circ}\sim 45^{\circ}$ 为飓风作用带。位于台内区的丁台剖面清虚洞组底部和中部均发育风暴沉积,指示其古地理位置位于中低纬度地区,这与古地磁数据指示早寒武世扬子板块位于南半球中低纬度地区的结论相一致^[22-23],为研究扬子板块的漂移历史提供了新资料。

4.2 地层等时对比意义

风暴沉积是瞬时的、周期性的事件性沉积,其发育具有一定的区域性,因而可作为潜在的盆内地层等

时对比的标志,尤其是在缺少可靠的对比化石的情况下^[10],已有一些学者进行了有益的尝试^[24]。查阅前人的文献可以发现,扬子地台早寒武世龙王庙期的风暴沉积多见于台地的东南缘^[7-11],而在更广阔的台内区鲜有发现,此次在黔西北遵义丁台剖面清虚洞组中风暴沉积的发现表明在龙王庙期,从台内到台缘,中上扬子地区均可见风暴沉积的发育,这就使得在整个中上扬子地台进行更瞬时的地层对比成为可能,当然,这种对比还需要在未来的工作中进行更细致的研究才可能最终建立起来。

4.3 古地理演化意义

前已述及,早寒武世龙王庙期中上扬子地区经历了碳酸盐缓坡向镶边台地的演化过程^[12-15],这可以从丁台剖面清虚洞组底部和中部具不同沉积特征的风暴沉积得到佐证。在清虚洞组底部的风暴沉积段中,鉴于以下5点判断其为位于风暴浪基面与晴天浪基面之间的中缓坡沉积环境:①可见丘状交错层理及沙纹层理,序列相对完整;②背景沉积为不具浅水特征的泥晶灰岩;③其粒径较小的鲕粒为同心放射鲕,同心圈层应当形成于高能风暴期,其原始沉积环境应为正常浪基面以下的低能环境,在风暴期被搬运至与其邻近的泥晶灰岩沉积区;④无论粒径大小如何,鲕粒灰岩均以泥晶基质支撑为主,与正常波浪作用带的高能鲕粒滩不同;⑤其上部为总体呈薄层状的外缓坡相深灰色含泥瘤状灰岩。而清虚洞组中部的风暴沉积段中,背景沉积为发育鸟眼构造及藻纹层的藻屑灰岩,而风暴形成的颗粒亦为藻屑,故其应为原地或近

原地风暴沉积,沉积环境应当为潮坪环境。结合剖面中上部诸多的浅水标志和局限特征(图2),从下往上,整个清虚洞组明显经历了浅滩化过程,沉积环境由相对深水的缓坡向相对浅水的局限台地—潮坪环境过渡。

5 结论

在位于台内区的遵义丁台剖面清虚洞组的底部和中部发现两套特征不一的风暴沉积,底部的风暴沉积段发育于风暴浪基面与晴天浪基面之间的中缓坡环境,可识别出三种类型的风暴沉积序列,而中部的风暴沉积段为浪基面之上浅水潮坪环境下的风暴沉积,可识别出四种类型的风暴沉积序列。

黔西北丁台剖面清虚洞组风暴沉积的发现具有重要意义:

(1) 佐证了扬子地台在早寒武世龙王庙期位于南半球中低纬度地区。

(2) 结合黔东湘西台缘区相同时代的风暴沉积,为整个中上扬子地区早寒武世龙王庙期进行地层有时对比提供了可能。

(3) 清虚洞组底部和中部具有不同沉积特征的风暴沉积指示了古地理背景由缓坡向局限台地—潮坪环境的过渡。

参考文献 (References)

- Kelling G, Mullin P R. Graded limestones and limestone-quartzite couplets: possible storm-deposits from the Moroccan Carboniferous [J]. *Sedimentary Geology*, 1975, 13(3): 161-190.
- Aigner T. Schill-tempestite im Oberen muschelkalk (Trias, SW-Deutschland) [J]. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie - Abhandlungen*, 1979, 157: 326-343.
- 孟祥化, 乔秀夫, 葛铭. 华北古浅海碳酸盐风暴沉积和丁家滩相序模式[J]. *沉积学报*, 1986, 4(2): 1-18. [Meng Xianghua, Qiao Xifu, Ge Ming. Study on ancient shallow sea carbonate storm deposits (tempestite) in north China and Dingjiantan model of facies sequences [J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 1986, 4(2): 1-18.]
- 刘宝珺, 张继庆, 许效松. 四川兴文四龙下二叠统碳酸盐风暴岩 [J]. *地质学报*, 1986(1): 55-67. [Liu Baojun, Zhang Jiqing, Xu Xiaosong. On the calcareous tempestites in the Lower Permian of Silong, Xingwen, Sichuan [J]. *Acta Geologica Sinica*, 1986(1): 55-67.]
- 梁薇, 牟传龙, 周恩恩, 等. 湘西花垣排碧寒武系花桥组上段—车夫组沉积环境的探讨 [J]. *地质论评*, 2012, 58(2): 259-267. [Liang Wei, Mou Chuanlong, Zhou Kenken, et al. A discussion on sedimentary environment of the upper member of Huaqiao Formation—Chefu Formation of Cambrian in Paibi, Huayuan, Western Hunan [J]. *Geological Review*, 2012, 58(2): 259-267.]
- 周恩恩, 牟传龙, 梁薇, 等. 湘西北王村地区寒武系花桥组是“钙屑浊积岩”吗? [J]. *地质学报*, 2012, 86(7): 1143-1149. [Zhou Kenken, Mou Chuanlong, Liang Wei, et al. Is “calcliturbidites” the Cambrian Huaqiao Formation in the Wangcun area, Northwestern Hunan [J]. *Acta Geologica Sinica*, 2012, 86(7): 1143-1149.]
- 劳可通. 花垣县李梅地区早寒武世清虚洞期碳酸盐岩中的风暴沉积 [J]. *湖南地质*, 1989, 8(3): 10-16. [Lao Ketong. The tempestite in Qingxudong Formation carbonate rocks of lower Cambrian Series in Limei, Huayuan County [J]. *Hunan Geology*, 1989, 8(3): 10-16.]
- 金振奎, 蒋盘良, 冯增昭. 黔东湘西寒武纪碳酸盐斜坡上的风暴沉积 [J]. *石油大学学报: 自然科学版*, 1995, 19(3): 1-6. [Jin Zhenkui, Jiang Panliang, Feng Zengzhao. Cambrian storm deposits on carbonate slope at east Guizhou and west Hunan Provinces [J]. *Journal of the University of Petroleum, China*, 1995, 19(3): 1-6.]
- 匡文龙, 杨绍祥, 刘新华, 等. 湘西北渔塘地区寒武系清虚洞组风暴岩及其地质意义 [J]. *吉林大学学报: 地球科学版*, 2008, 38(2): 225-232. [Kuang Wenlong, Yang Shaoxiang, Liu Xinhua, et al. Significance of tempestite from the Cambrian Qingxudong Formation in Yutang Area of Northwestern Hunan Province [J]. *Journal of Jilin University: Earth Science Edition*, 2008, 38(2): 225-232.]
- 宋金民, 杨迪, 李朋威, 等. 中国碳酸盐风暴岩发育特征及其地质意义 [J]. *现代地质*, 2012, 26(3): 589-600. [Song Jinmin, Yang Di, Li Pengwei, et al. Development characteristics and geological significance of Carbonate Tempestites in China [J]. *Geoscience*, 2012, 26(3): 589-600.]
- 马志鑫, 张万平, 刘伟, 等. 黔东镇远地区早寒武世清虚洞组潮坪风暴沉积特征及古地理意义 [J]. *沉积学报*, 2012, 30(5): 787-794. [Ma Zhixin, Zhang Wanping, Liu Wei, et al. Sedimentary characteristics of tidal storm deposit of Early Cambrian Qingxudong Formation in the Zhenyuan area, Eastern Guizhou and its palaeogeographical implications [J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2012, 30(5): 787-794.]
- 王剑. 缓坡及其构造背景—以中国南方早寒武世龙王庙期扬子碳酸盐缓坡为例 [J]. *沉积与特提斯地质*, 1990(5): 13-22. [Wang Jian. Carbonate ramps and their tectonic controls, with an example from the Longwangmiaonian (Early Cambrian) Yangzi carbonate ramp in South China [J]. *Sedimentary Geology and Tethyan Geology*, 1990(5): 13-22.]
- 蒲心纯, 周浩达, 王熙林, 等. 中国南方寒武纪岩相古地理与成矿作用 [M]. 北京: 地质出版社, 1993: 1-190. [Pu Xinchun, Zhou Haoda, Wang Xilin, et al. Cambrian Lithofacies Paleogeography and Mineralization in South China [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1993: 1-190.]
- 梅冥相, 张丛, 张海, 等. 上扬子区下寒武统的层序地层格架及其形成的古地理背景 [J]. *现代地质*, 2006, 20(2): 195-208. [Mei Mingxiang, Zhang Cong, Zhang Hai, et al. Sequence-stratigraphic frameworks and their forming backgrounds of paleogeography for the Lower Cambrian of the Upper-Yangtze region [J]. *Geoscience*, 2006, 20(2): 195-208.]
- 牟传龙, 梁薇, 周恩恩, 等. 中上扬子地区早寒武世(纽芬兰世—第二世)岩相古地理 [J]. *沉积与特提斯地质*, 2012, 32(3): 41-53.

- [Mou Chuanlong, Liang Wei, Zhou Kenken, et al. Sedimentary facies and palaeogeography of the middle-upper Yangtze area during the Early Cambrian (Terreneuvian-Series 2) [J]. *Sedimentary Geology and Tethyan Geology*, 2012, 32(3): 41-53.]
- 16 刘宝珺, 许效松, 罗安屏, 等. 中国扬子地台西缘寒武纪风暴事件与磷矿沉积[J]. *沉积学报*, 1987, 5(3): 28-39. [Liu Baojun, Xu Xiaosong, Luo Anping, et al. Storm events and phosphate deposition in Cambrian on the western margin of the Yangtze platform, China [J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 1987, 5(3): 28-39.]
- 17 李林, 曲永强, 孟庆任, 等. 重力流沉积: 理论与野外识别[J]. *沉积学报*, 2011, 29(4): 677-688. [Li Lin, Qu Yongqiang, Meng Qingren, et al. Gravity flow sedimentation: theoretical studies and field identification[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2011, 29(4): 677-688.]
- 18 牟传龙. 谈谈丘状层理与风暴沉积[J]. *沉积与特提斯地质*, 1989, 44(6): 40-44. [Mou Chuanlong. Discussion on hummocky cross-stratification and storm deposits[J]. *Sedimentary Geology and Tethyan Geology*, 1989, 44(6): 40-44.]
- 19 项立辉, 刘健, 曹志敏. 丘状交错层理研究述评[J]. *海洋地质动态*, 2007, 23(8): 19-24. [Xiang Lihui, Liu Jian, Cao Zhimin. Some comments on hummocky cross stratification[J]. *Marine Geology Letters*, 2007, 23(8): 19-24.]
- 20 赖志云, 赖伟庆. 丘状交错层理的成因探讨[J]. *石油天然气学报*, 2010, 32(5): 42-45. [Lai Zhiyun, Lai Weiqing. Study on the genesis of moundy cross-stratification [J]. *Journal of Oil and Gas Technology*, 2010, 32(5): 42-45.]
- 21 师庆民, 冯乐, 窦鲁星, 等. 基于驻波理论解释丘状交错层理——以徐州地区贾园组风暴沉积为例[J]. *沉积学报*, 2013, 31(6): 1008-1013. [Shi Qingmin, Feng Le, Dou Luxing, et al. Explaining hummocky cross-stratification based on the theory of standing wave: a case from Jiayuan Group storm deposits in Xuzhou[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2013, 31(6): 1008-1013.]
- 22 刘育燕, 杨巍然, 森永速男, 等. 华北、秦岭及扬子陆块的若干古地磁研究结果[J]. *地球科学——中国地质大学学报*, 1993, 18(5): 635-641. [Liu Yuyan, Yang Weiran, Hayao M, et al. Some paleomagnetic results on North China, Qinling and Yangtze blocks [J]. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 1993, 18(5): 635-641.]
- 23 黄宝春, 朱日祥, Otofujii Y, 等. 华北等中国主要地块早古生代早期古地理位置探讨[J]. *科学通报*, 2000, 45(4): 337-345. [Huang Baochun, Zhu Rixiang, Otofujii Y, et al. The Early Paleozoic paleogeography of the North China block and the other major blocks of China [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2000, 45(12): 1057-1065.]
- 24 马永生. 华北北部晚寒武世碳酸盐岩等时性研究[J]. *科学通报*, 1992, 37(12): 1118-1120. [Ma Yongsheng. Carbonate isochronous research of the Late Cambrian in the North part of the North China [J]. *Chinese Science Bulletin*, 1992(12): 1118-1120.]

Discovery and Significance of the Storm Deposit within the Lower Cambrian Qingxudong Formation in the Dingtai Area, Northwestern Guizhou

ZHENG BinSong^{1,2} MOU ChuanLong^{2,3} LIANG Wei^{2,3} CHEN Chao^{2,4} XU PengHui^{1,2} SUN XiaoYong^{2,5}

(1. School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences(Beijing), Beijing 100083, China;

2. Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources, Chengdu 610081, China;

3. Key Laboratory for Sedimentary Basin and Oil and Gas Resources, Ministry of Land and Resources, Chengdu 610081, China;

4. Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 5. Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China)

Abstract: Two sets of storm deposits, with different sedimentary characteristics, were found at the bottom and the middle of Qingxudong Formation (Lungwangmiaoan Stage, Lower Cambrian) of the Dingtai section, Zunyi, northwestern Guizhou province, which are different from the discovery of the storm deposits that were found mostly at the platform margin in eastern Hunan and western Guizhou. It was the first time that we found storm deposits at the interior of the Yangtze platform in northwestern Guizhou at the same stage. At the bottom, we found erosion surface, coarse lag deposit, hummocky-sunken cross-stratification, ripple bedding, and micrite limestone, which represents the background deposit, and we can recognize three types of storm deposit sequences, and its sedimentary characteristics indicate that it was deposited at middle ramp, between the wave base and the storm wave base. At the middle, we found coarse lag deposit, graded bedding and ripple bedding, and the background deposit is algal clast limestone which develops bird-eye structure, and there are four types of storm deposit sequences that we can recognize, and its sedimentary characteristics indicate that it was deposited at shallow water tidal flat, above the wave base. The discovery of this two sets of storm deposits, which deposited at different settings, not only enrich our understanding of storm deposit, but more important is that it can provide us valuable information for our study on the evolution of paleolatitude and paleoplate, the isochronostratigraphic correlation and the evolution of paleogeography of the Yangtze platform in the Lungwangmiaoan Stage, Lower Cambrian.

Key words: northwestern Guizhou; Dingtai section; Lower Cambrian; Qingxudong Formation; storm deposit