

谈谈丘状层理与风暴沉积

牟 传 龙

(成都地质矿产研究所)

自有关风暴流和风暴岩的新理论、新概念引入我国地学界以来,我国在风暴沉积研究方面取得了重大的进展,出现了一系列有关风暴沉积或风暴岩的专著、论文和科研报告。丘状交错层理(或称丘状层理,下同)作为一种风暴事件的指示性沉积构造也为我国一部分沉积学者所接受,并把丘状层理作为水深和环境的特征标志。实际上,根据目前国内外的研究成果表明,这种概念或认识在某种意义上是不全面的,甚至是错误的。本文企图综合国内外近期的研究成果,并结合自己的工作体会,对上述问题谈谈自己的看法,渴望引起同行们的注意。如有不妥之处,敬请批评指正。

一、丘状层理形成的环境及水深

丘状交错层理(Hummocky cross-stratification)作为一种原始的沉积构造加以识别只是近几十年的事情,最早 Campbell(1966, 1971)把它描述为“截切浪成纹理”。后来 Harms 等(1975)和 Harms 等(1982)才正式命名为丘状交错层理。Harms 等(1982), Bourgeois(1980), Dott 和 Bourgeois(1982)以及 Wacker 等(1983)都对丘状层理的主要特征作过详细的论述。Dott 和 Bourgeois(1982)还建立了理想的丘状层理层序。总之,自从“丘状交错层理”一词诞生以来,有关它的问题也相应而生。Harms(1975)认为丘状层理形成的区域为近滨—陆棚间; Duke(1985)认为丘状层理形成于陆棚或浅海(Shallow marine)环境,通常是潮下受波浪影响的那一部分水域,并认为它是环境和水深的指示标志。这一看法也为我国部分沉积学者所接受,并把丘状层理作为一种指相标志在实际工作中加以应用。实际上,目前的研究成果证实了这种看法的不全面性,从某种意义上讲,这一结论是错误的,如 Greenwood(1984), Greenwood 等(1986)和 Bartsch-Winkler、Schmoll(1984)报道了海滩和潮坪环境中有丘状层理的存在; Dott 和 Bourgeois(1982)在河口湾、潮坪以及三角洲边缘的层序中也发现了丘状交错层理。在我国也有很多形成于其它环境(指不是陆棚环境)的丘状层理的报道。蒲心纯等(1985)于四川东山范店寒武系潮坪层序中发现了大量的丘状层理(图 1); 潮下海湾环境中也有丘状层理的存在(图 2)。除上述海相环境中的丘状层理外,大陆沉积环境中也有丘状层理的报道,如美国犹他州晚更新世邦维西湖(Robert Q. Oaks, Jr. 1982 私人通讯)有 1m 厚丘状层理, Oaks 推断与风暴有关; 澳大利亚悉尼附近三叠系 Narrabeen 组和纽卡斯尔二叠系 Tomago 组的湖泊单元中,也有丘状层(R. G. Walker, 1982, 私人通讯); 我国也有同样的实例报道,如张金亮等(1988)在东濮凹陷沙三段湖泊沉积层序中发现有丘状层理。前述表明,丘状层理可以形成于多种环境中,不是陆棚环境的唯一产物,因而不能把丘状层理作为陆棚环境的指相标志。相应地,它也不能作为指示水深的标志。Harms 等(1975)认为丘状层理形

成于 5—30m 深的水域,这一结论是不全面的。如日本上新世 Embestu 组(Duke, 1985)中存在大量的丘状层理,Klein、Okade 和 Mitsui(1979)以及 Ujiie 等(1977)根据沉积学特征认为 Embestu 组为斜坡环境的产物,其水深可达 200m;最近,Prave(1985)报道了丘状层理与深水浊积岩及含底栖有孔虫的泥岩成互层的实例。根据底栖有孔虫的生态的特征,可知沉积环境的水深起码为 500m。所以,丘状交错层理形成的水深并不限于几米到几十米的水域。

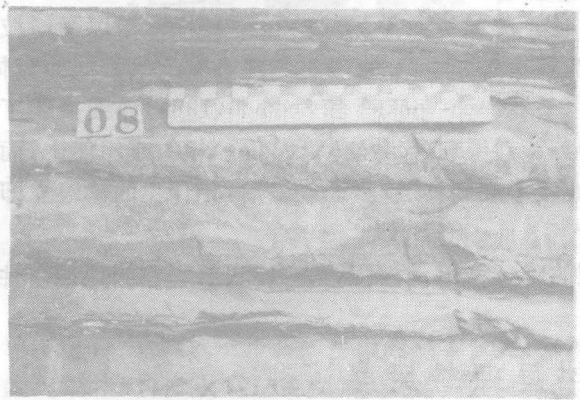


图 1 丘状交错层理(四川东山范店)



图 2 丘状交错层理(云南宜良大滴水)

二、丘状交错层理的形成机制

关于丘状层理的形成机制,长期以来争论不休。一些沉积学家认为丘状层理是指示风暴沉积或风暴改造的特殊标志,只有风暴作用才能形成丘状层理,如 Duke(1985)认为丘状层理是由风暴浪形成的强有力的摆动水流或多向水流作用于海底床沙上所形成,并认为形成丘状层理的劲风主要是飓风(hurricane),其次为冬季风暴(winter storm)。因为飓风形成的表面水力波与水柱的结合效果不如冬季风暴,所以底层易形成多向片流,有利于丘状表面形态的形成。Harms 等(1975)认为丘状层理是由异常大的波浪形成的,其沉积过程首先是多向的底流,把底层沉积物侵蚀和冲刷呈无定向排列的丘和凹,然后在此起伏面上,被扫过的细粒纹层覆盖。颗粒在沉降时,与水柱振荡运动在床沙上的横向分量有关,当颗粒降落在近底层时,遇到强烈的振荡运动的片流带,这种片流使床沙塑造成起伏的丘和凹,最终形成光滑而不完全平坦的床沙形态。显然,他认为丘状层理的形成与强烈的振荡作用有关。Allen(1985)同意其观点,并认为振荡作用是很重要的因素,波浪对丘状层理的形成是必需的条

件,但不是充分条件。Swift 等(1983)提出了形成丘状层理最可能的机制是复合流(combined flow),它是由一个稳定或慢速变化的单元(component)与一个高频率往复的轨道单元所形成。另外,海床(sea-bed)强烈的剪切作用以及碎内波(breaking internal wave)的作用都可形成丘状层理。Prave(1985)认为运用碎内波可以很好解释深水中的丘状层理的成因。同时,津浪(tsunami)也是丘状层理形成的不可忽视的营力。因为津浪可以产生重叠流(superimposed flow)进而发展形成复合流(swift,等 1983)。这种机制可以圆满解释日本上新世 Embestu 组中的丘状层理的形成,因为只有津浪才能产生具有足够振幅的轨道波从而作用于斜坡中的海床而形成丘状层理。由于潮汐或风流(storm current)的津浪系统可以产生相似的流体,所以这种丘状层理不一定与风暴事件有关。Bertsch-winkler 和 Schmoll(1984)详细描述了阿拉斯加潮间带的丘状层理,这些丘状层理与旋卷层理(convolute bedding)相关或相伴生。而旋卷层理通常是与地震相关的。可以推测,地震形成旋卷层理,地震以后,相伴生的津浪立即就会形成丘状层理。

上述说明,风暴浪不是形成丘状层理的唯一作用,因而不能把丘状层理作为风暴事件的指示性标志。

三、丘状交错层理与风暴沉积

前述表明,丘状层理并不一定都与风暴事件相关而经常与风暴沉积(storm deposit)或风暴岩(tempestite)共生。但的确有很大一部分是与风暴事件相关的。丘状层理作为一种极有效的辅助标志为我们正确判断和识别风暴沉积或风暴岩提供了坚实的基础。所谓的风暴沉积或风暴岩是由风暴流所产生的沉积物及沉积构造组合,而风暴流是指风暴在滨岸或海底引起的一种特殊流体,它具有密度流和牵引流二重性,是水平运动和振荡运动的结合,并具涡流的特点。风暴流的性质决定了其沉积物既具密度流的沉

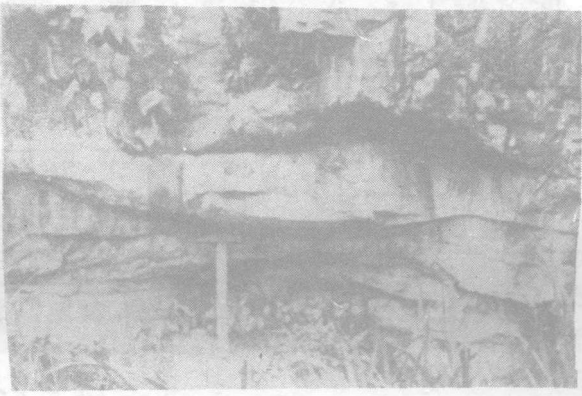


图3 丘状交错层理(云南宜良大滴水)

积构造也具牵引流的沉积特点。根据 J. R. L. Allen 等(1982)的研究,一次完整的风暴事件可分成风暴期前(Pre-storm),风暴增长期(Storm growth)、风暴高峰期(full storm)、风暴衰减期(storm decay)和风暴期后(post-storm)等五个阶段,在各个不同发展阶段中,分别出现不同沉积特征和沉积构造,从而形成代表风暴事件的各种标志,如侵蚀突变底界、粒序层、块状层、丘状交错层理、水平层理及遗迹化石等,并由这些标志构成风暴沉积序列。完整的风暴沉积剖面序列由以下六个层段组成:A,粒序层段:具突变的底界和冲刷充填构造;B,平行层段;C,丘状交错层理;D,沙纹层段;E,水平层段;F,泥质层段:可具生物扰动构造。如缺少一段或更多则构成不完整的风暴沉积序列,这种类型在实际中更为常见。这些完整的和不完整的风暴沉积或风暴岩剖面序列是鉴别风暴沉积的重要依据,就象鲍马序列在判别浊积岩中所起的作用一样。无疑,风暴沉积剖面序列应作为识别风暴事件沉积的重要依据和特征序列加以

推广和应用。因此,判别一套沉积物是否属风暴事件的产物,不能只根据丘状层理的有无来确定,而应根据整个一套沉积物的综合特征来确定。如在滇东寒武系磷矿层中发现有大量的丘状层理(图2,图3),并发现了相应的风暴沉积序列(图4)。显然这一套磷矿层沉积时具有

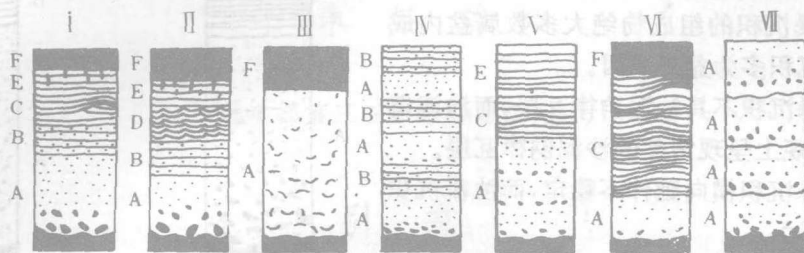


图4 下寒武统磷质风暴沉积物剖面结构类型

A 粒序层;B 平行层理;C 丘状交错层理;D 沙纹层段;E 水平层理;F 泥质层

风暴作用的特点,风暴是磷矿富集的根本营力。张继庆等(1986)在研究四川盆地早二叠世碳酸盐沉积相时,发现有丘状交错层理的存在,并划分出了七种不同类型的风暴岩剖面序列(图5),表明他们所认为的四川盆地早二叠世存在风暴事件的结论是可信的。张金亮(1988)

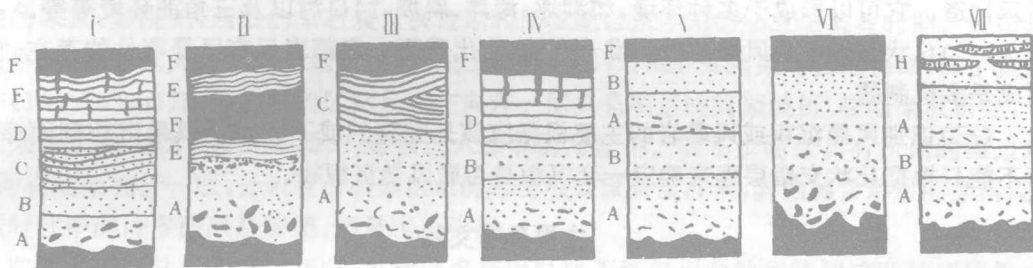


图5 兴文四龙下二叠统风暴岩剖面结构类型(据张继庆等,1986)

A 粒序层;B 块状层;C 丘状交错层段;D 水平层段;

E 沙纹层段;F 泥状岩段;H 叶状藻灰岩段

确定东濮凹陷沙三段存在湖泊风暴沉积的依据之一就是具有“似鲍马序列”的风暴岩剖面序列。诚然,在一个地区,不一定都能发育完整的风暴沉积或风暴岩剖面序列,但应该看到一些与密度流相关的沉积构造,如粒序层理、冲刷充填构造、块状层理以及底模构造,包括袋模(pocket cast)、渠模(gutter cast)和钵模(pot Cast)等。这些沉积构造与丘状层理所组成的不完整的风暴沉积序列预示着风暴事件的存在。通过这些特征所定出的风暴沉积或风暴岩方才可信。如只有丘状层理的存在,没有任何其它相伴生的沉积构造和风暴沉积剖面序列,那就应该谨慎,不能冒然就断定是风暴事件的产物。另外,在野外实际工作中,一定要注意风暴沉积和浊流沉积的区别。由于它们具有十分相似的组合序列(图6),因而特别容易搞混。它们的相同或相似点是都具有底冲刷、粒序层、平行层纹以及沙纹层等。

它们的不同点为:

(1)风暴流为双向流或紊流,其底模构造不具方向性,而浊流为单向流动,因而其底模构造具方向性,可根据底模,如槽模、沟模测定其古流向。

(2) 风暴沉积中具有丘状交错层理, 浊流中则没有。

(3) 风暴沉积中的沙纹为浪成沙纹, 它可不具方向性, 而浊流沉积中的沙纹为单向沙纹。

(4) 风暴沉积的组成物绝大多数属盆内成因, 而浊流沉积多为盆外成因。

(5) 风暴沉积不具沙泥韵律互层, 而浊流沉积在野外宏观上呈现清楚的沙泥韵律互层。

(6) 风暴沉积横向延伸不稳定, 而浊流沉积稳定延伸很远。

(7) 遗迹化石类型上, 风暴沉积与浊流沉积也有很大的区别。

(8) 在显微结构上, 风暴沉积常见遮蔽孔和渗滤组构, 而浊流沉积则没有这种组构。

结 论

(一) 丘状交错层理不是陆棚环境和水深的指示构造。它可以形成于多种环境, 如潮坪、海滩、斜坡、河口湾以及三角洲环境等等。

(二) 丘状层理不是风暴事件的唯一产物, 它出现不一定都表示有风暴事件的存在。它的形成是多机制的。

(三) 识别风暴沉积或风暴岩的主要根据应该是完整的或不完整的风暴沉积剖面序列, 而不能只根据丘状交错层理来确定一套沉积是否属风暴沉积物。

主要参考文献

- 牟传龙, 1988, 滇东寒武系磷矿成因新见解——风暴成矿模式初探, 岩相古地理, 第2期, 四川科学技术出版社。
- 张继庆等, 1988, 四川盆地早二叠世碳酸盐沉积相及风暴沉积作用, 重庆出版社。
- 张金亮等, 1988, 东濮凹陷沙三段的风暴沉积, 沉积学报, 第6卷第一期。
- Allen, J. R. L., 1982. Sedimentary structures, their character and physical basis (Volume I). Elsevier Scientific Publishing Company.
- Bartsch-Winkler, S. and Schmoll, H. R., 1984. Bedding types in Holocene tidal channel sequences, Knid Arm, Upper Cook Inlet, Alaska. J. Sedim. Petrol., pp. 1239—1250.
- Bourgeois, J., 1980. A transgressive shelf sequence exhibiting hummocky stratification; the Cape Sebastian Sandstone (Upper Cretaceous), southwestern Oregon. J. Sedim. Petrol., pp. 681—702.
- Campell, C. V., 1966. Truncated wave-ripple laminae. J. Sedim. Petrol., pp. 825—828.
- Campell, C. V., 1971. Depositional model-Upper Cretaceous Gallup Beach shoreline, Ship Rock area, New Mexico. J. Sedim. Petrol., pp. 395—409.
- Dott Jr, R. H. and Bourgeois, J., 1982. Hummocky stratification; significance of its variable bedding sequence. Geol. Soc. Am. Bull., pp. 663—680.

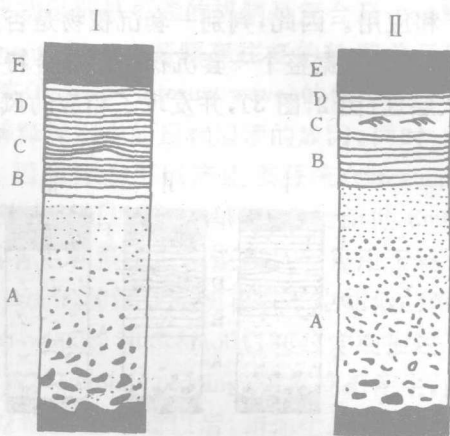


图6 风暴沉积层序 I 与

浊流沉积序列 II 的对比

A 粒序层; B 平行层; C 丘状层理或沙纹层;

D 水平层理; E 泥岩层