



鄂尔多斯盆地东胜东三叠系—侏罗系湖泊风暴沉积的发现及其意义

钟建华, 倪良田, 孙宁亮, 郝兵, 薛纯琦

引用本文:

钟建华, 倪良田, 孙宁亮, 等. 鄂尔多斯盆地东胜东三叠系—侏罗系湖泊风暴沉积的发现及其意义[J]. 沉积学报, 2021, 39(2): 353–373.

ZHONG JianHua, NI LiangTian, SUN NingLiang, et al. Discovery and Significance of Lake Storm Deposits in the Triassic?Jurassic of Eastern Dongsheng, Ordos Basin[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2021, 39(2): 353–373.

相似文章推荐 (请使用火狐或IE浏览器查看文章)

Similar articles recommended (Please use Firefox or IE to view the article)

峡东地区震旦纪最早期风暴沉积记录及其地质意义

Early Sinian Storm Deposits in the Eastern Yangtze Gorges Area and their Geological Significance

沉积学报. 2020, 38(1): 182–195 <https://doi.org/10.14027/j.issn.1000-0550.2019.003>

湘西北龙山地区下奥陶统桐梓组潮坪风暴岩的发现及其意义

Characteristics of Tempestite of Lower Ordovician Tongzi Formation, in the Longshan Area, Northwestern Hunan and Its Geological Significance

沉积学报. 2016, 34(5): 830–841 <https://doi.org/10.14027/j.cnki.cjxb.2016.05.003>

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

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

沉积学报. 2016, 34(3): 478–486 <https://doi.org/10.14027/j.cnki.cjxb.2016.03.005>

川北南江地区下三叠统飞一段风暴沉积特征及地质意义

The Sedimentary Characteristics and Geological Significances of Carbonate Tempestites near the Boundary of Late Permian to Early Triassic at Nanjiang Section, North of Sichuan Basin

沉积学报. 2015, 33(5): 899–908 <https://doi.org/10.14027/j.cnki.cjxb.2015.05.006>

川中大安寨段风暴沉积特征及分布模式

Storm Deposition of the Da'anzhai Member(Jurassic) in Central Sichuan Basin

沉积学报. 2015, 33(5): 909–918 <https://doi.org/10.14027/j.cnki.cjxb.2015.05.007>

鄂尔多斯盆地东胜东三叠系—侏罗系湖泊风暴沉积的发现及其意义

钟建华¹,倪良田²,孙宁亮³,郝兵³,薛纯琦³

1. 中国矿业大学(北京)煤炭资源与安全开采国家重点实验室,北京 100083

2. 中国石化集团胜利石油管理局博士后科研工作站,山东东营 257000

3. 中国石油大学(华东)地球科学与技术学院,山东青岛 266580

摘要 鄂尔多斯盆地东北部东胜—纳林河一带出露的中生界三叠系—侏罗系—白垩系地层,为一套河湖相沉积(白垩系可能有风成沉积)。在三叠系—侏罗系地层中发育完好的风暴沉积和风暴岩。在东纳林煤矿—德胜西岔路口的109国道两侧长约40 km的三叠系—侏罗系地层中发育风暴沉积,该德胜西剖面连续长度达548 m。这套风暴沉积主要为一套河流—三角洲—湖泊沉积(有少量泥炭沼泽),并以发育典型的风暴沉积构造:丘状构造(Hummocky Structures, HS)、洼状构造(Swaley Structures, SS)、丘状交错层理(Hummocky Cross Stratification, HCS)和洼状交错层理(Swaley Cross Stratification, SCS)极为引人注目。初步研究认为,这套风暴沉积和风暴岩主要发育在浅水湖泊中。主要特点:1)凡发育有风暴沉积或风暴岩的地方,地层的层性极差,地层多呈透镜状、豆荚状或波浪状;2)岩层的接触关系主要为冲刷面,很少正常沉积接触,冲刷面呈不规则波浪状,最大起伏可达2 m;3)丘状和洼状构造具有连续的正弦曲线的完美形态,规模在中大型,波长在数米到近百米,高数十厘米到1~2 m;4)岩性及其组合主要为一套黄褐色砾岩+砂岩+灰色泥岩;具有明显的二元结构(下粗上细;下部块状上部发育层理);在以粗碎屑为主的风暴沉积中砾岩是常见的底部沉积。在纳林煤矿附近有煤层形成的风暴沉积和风暴岩;5)在德胜西岔路口的重要剖面的风暴沉积和风暴岩底部发育了1~3层较厚的砾石层,其中中间一层为厚度数十厘米到1~2 m,砾石直径大者可达30~40 cm,大部分具有叠瓦构造,前者可能指示了向湖的风暴回流,后者指示了向岸的冲洗流,揭示了风暴冲洗流非常强劲;6)灰色含砾块状泥岩,砾石呈漂浮状,揭示含砾泥岩是风暴冲洗流形成的类似于泥石流的快速沉积,而非正常天气形成的静水沉积;厚度数十厘米的含砾泥岩揭示了当时的沉积速率相当大,也揭示了风暴流极其浑浊,可能几乎接近饱和;7)振荡流占优势,但在某些部位又具有明显的复合流和振荡流特点。8)总体沉积背景是一种宽阔浅水湖泊环境,以原地振荡垂向沉积为主。鄂尔多斯盆地三叠系—侏罗系湖泊风暴沉积是一种新的沉积类型。到目前为止,还未见到有关如此大型的HCS和SCS的相关报道。研究表明,形成这种风暴沉积的水体的最大深度在50 m左右。鄂尔多斯盆地早三叠世—中侏罗世的风暴沉积和风暴岩的长期发育与长期稳定的强烈亚洲季风有关。

关键词 丘状构造和洼状构造;HCS和SCS;湖泊风暴;鄂尔多斯盆地

第一作者简介 钟建华,男,1957年出生,博士,教授,沉积学和构造地质学,E-mail: 957576033@qq.com

通信作者 倪良田,男,博士后,E-mail: 382938098@qq.com

中图分类号 P618.13 **文献标志码** A

0 引言

在上个世纪70年代风暴沉积被发现并引起了学者的重视,并迅速成为沉积学的研究热点,但至今风暴沉积仍有很多基本问题未得到解决。近期的研究发现鄂尔多斯市东胜区东部沿109国道从纳林煤矿到德胜西岔口及昌汉布拉克的40余公里的公路两侧发育了很好的风暴沉积或风暴岩(图1)。通过详细的

野外工作取得了新的认识,对深化湖泊风暴沉积或风暴岩的研究具有重要的科学意义。

风暴沉积作为一种较特殊的沉积体,其形成风暴理论上要求60 m水深和水体温度在26.5°(原生风暴)的环境。风暴沉积(台风、飓风、风暴潮、或地震海啸)是由(热带)风暴形成的,一般发育在正常浪基面与风暴浪基面之间^[1-6]。风暴破坏了原来的正常水温和水动力条件,一方面改造原地沉积,另一方面又

收稿日期:2019-12-30; 收修改稿日期:2020-05-02

基金项目:国家自然科学基金项目(42072138)[Foundation: National Natural Science Foundation of China, No. 42072138]

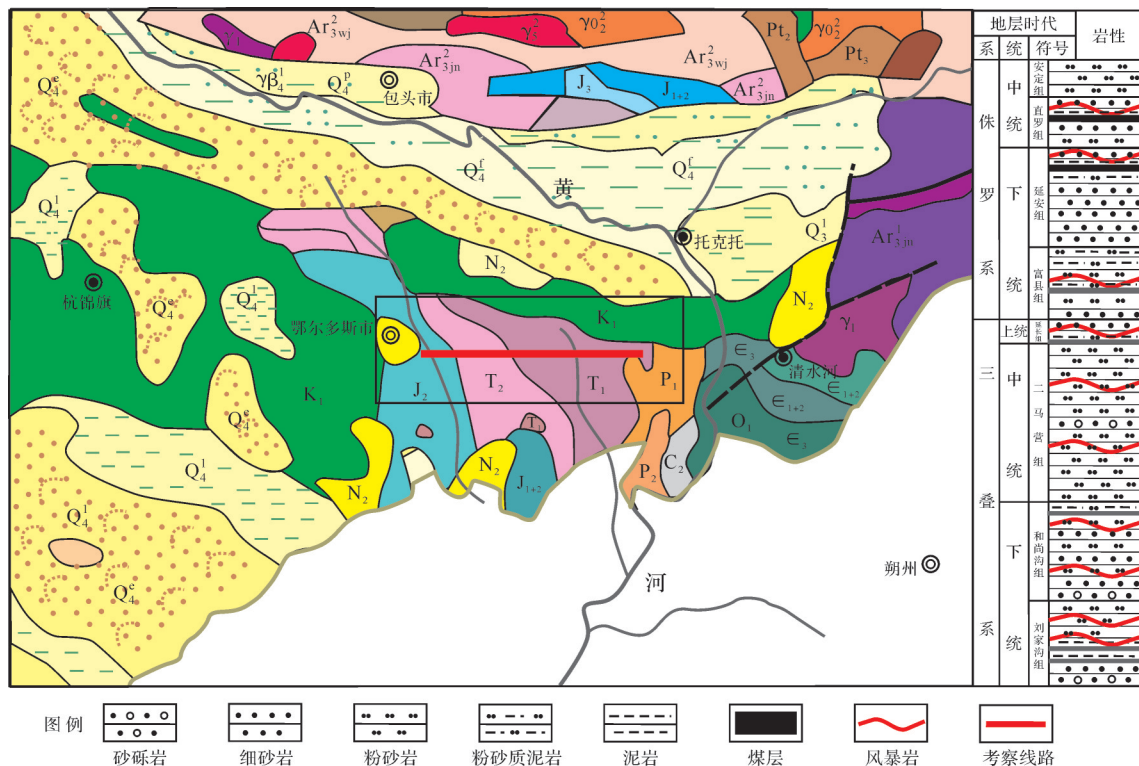


图1 鄂尔多斯东部中生界风暴沉积的交通位置

Fig.1 Location map of Mesozoic storm deposits in eastern Ordos

把风暴从浅水处翻搅起来的较粗粒碎屑带到“静水环境”或冲上海岸(海啸),形成这种低能条件下的高能沉积,并与低能的细粒沉积交互在一起。风暴的能量非常大,风暴浪可冲向50 m高的海岸悬崖顶并搬运直径20 m的巨砾,形成一种特殊的沉积—悬崖顶部风暴沉积(Cliff Top Storm Deposits, CTSD)^[7]。在斜坡带,风暴翻搅起来的粗粒碎屑会继续沿斜坡流动,如坡度足够大,风暴翻搅起来的粗粒碎屑会突破风暴形成的浪基面而继续前进,形成浊流沉积,这一点在山东青岛灵山岛洋礁洞出露明显。小型风暴作用的深度只有数米,大型风暴作用的深度则可达百十米,可能甚至更深(约为200 m)。例如2004年由8.9级的海底地震引发的印尼海啸,其海浪高度超过了10 m,按照波长与波高的关系推测,其海浪波长可达100 m以上。有资料表明,波浪作用的深度一般在波高的20倍,波长的2倍。由此可以推测2004年印尼海啸引起的风暴作用面超过200 m。尽管风暴成因的证据不及人们的期待,但现代大陆架风暴沉积的研究较丘状交错层理更为深入^[8]。风暴的这些动力参数是认识风暴沉积的基础。

风暴沉积和风暴岩最初发现于海相地层,但近

年来在湖相地层中也有发现。有意思的是,湖泊的风暴沉积和风暴岩是在岩芯中首先发现的^[8],后来有很多相关报道^[9-15]。当然,最早发现湖泊风暴沉积的可能是Allen^[16],但他似乎不大确定是风暴沉积。我们认为,要在直径约10 cm的岩芯上发现丘状交错层理(Hummocky Cross Stratification, HCS)和洼状交错层理(Swaley Cross Stratification, SCS)是比较困难的,要求观察非常仔细。即便到目前为止,与海相风暴沉积和风暴岩相比,陆相风暴沉积和风暴岩的露头研究还不充分。从风暴的严格定义来看,湖泊是不可能形成风暴的,所以也就没有真正意义上的风暴沉积和风暴岩。但是,1986年Greenwood *et al.*^[18]就曾在加拿大大湖(Canada Great lakes)的湖泊中做过风暴沉积的观察实验,获得了典型的HCS和SCS层系及其组合与风暴流参数之间的关系。2016年加拿大—美国的五大湖之一的伊利湖也出现了大风暴(图2),而每年11月份,五大湖湖边的风速也高达45~50 km/h。在这段时间里,水面温度维持在11℃左右,湖浪最高时可以达到25 ft(约7.6 m)(图2)。因此在伊利湖发现的风暴(过路风暴)否定了这个推论。从湖泊沉积物的特点看,发育风暴沉积构造和

图2 伊利湖的风暴(据中国日报^[17])Fig.2 Storm in Yili Lake (modified from China Daily^[17])

沉积体也是客观的,所以必须肯定湖泊环境可发育风暴沉积和风暴岩是不争的事实。此外,在露头尺度研究风暴沉积和风暴岩的成果相对较少,所以开展这方面的研究有重要意义,尤其是研究区露头出露极好,可以做三维观察描述。本文旨在从内蒙鄂尔多斯市东胜区东部发现的典型风暴沉积和风暴岩,探讨相关的科学问题。

1 地质概况

研究区位于鄂尔多斯盆地东北部,自晚古生代结束地台沉积后,研究区受东西向挤压,发生隆升和褶皱,海水完全退出,进入陆内沉积演化阶段,出现了大型湖泊,形成了三叠系—侏罗系的一套河流—三角洲—湖泊相砾岩—砂岩—泥岩—煤层组合。发育风暴沉积和风暴岩的地层为侏罗系—三叠系。其中研究区纳林煤矿主要为侏罗系的煤系,向东层位逐渐变为三叠系的河流湖泊相砂泥岩,风暴沉积和风暴岩发育在这套地层中,这套中生界地层基本是水平的,风暴岩累积出露长度超过了1 000 m。本次研究的具体地点从鄂尔多斯以东纳林煤矿经德胜西岔路口向东至昌汉布拉克的109国道两侧(图1),长度约40 km。该路段断续出露了非常好的风暴沉积和风暴岩,其中最好的露头在德胜西岔路口的萨拉齐,剖面长度548 m。我们对这此剖面进行详测。

2 风暴岩与风暴沉积特征

本文涉及的丘洼构造(Hummocky Structures and Swaley Structures, HSSS)不是丘状交错层理(Hummocky Cross Stratification, HCS)和洼状交错层理(Swaley Cross Stratification, SCS),因为内部没有发育层理,故不存在交错层理。根据大量的野外观察,

风暴岩或风暴沉积、尤其是大型的风暴岩或风暴沉积都不发育或很少发育丘状交错层理和洼状交错层理,而是发育底形上凸的丘状构造(Hummocky Structure, HS)和底形下凹的洼状构造(Swaley Structure, SS),这两种构造是风暴侵蚀形成的。它们在露头上出现的频率远远多于丘状交错层理和洼状交错层理,可作为风暴岩和风暴沉积发育的可靠证据。所以,很有必要同时使用丘洼状构造(Hummocky Structures and Swaley Structures, HSSS)来描述风暴沉积。

同时需要说明的是,本文使用的丘洼构造的宽度指的是两个最低的和最高点之间的宽度,而不是指半波宽度(图3)^[18],因为这种测量方法在野外可更好用来确定丘洼构造的宽度,如果觉得不妥,可以除以2,这样就能跟常规参数一致。因此文中的丘洼构造宽度比一般的丘洼构造宽一倍。另外,文中的丘洼构造的高宽比也比一般的大一倍,这一点一定要注意。

2.1 风暴岩与风暴沉积的岩性岩相组合

概括起来,鄂尔多斯以东109国道剖面发育的典型的风暴岩和风暴沉积,共有七种岩性岩相及组合,分别包括:1)砾岩相。代表风暴早期的冲洗回流。2)含砾砂岩相。代表风暴早中期的冲洗流和震荡流复合流,发育不对称丘状或洼状交错层理。3)砂岩+砾岩相。代表风暴中期的震荡流。发育对称丘状或洼状交错层理;4)砂岩+泥岩。代表风暴中晚期的震荡流。发育对称丘状或洼状交错层理。5)泥岩相;代表风暴晚期的震荡流。发育对称丘状或洼状交错层理。6)含砾泥岩—粉砂岩相。7)煤、黏土岩相与泥炭沼泽相。分述如下:

(1) 砾岩相

①描述。在德胜西萨拉齐548 m长的剖面上砾

岩是常见的,一般有1~3层,其中中间一层最稳定,贯穿东西向剖面,似乎是风暴沉积的“标配”。但厚度不稳定,在0~2 m之间,以数十厘米为主,仅见于剖面下部(图4~6)。由一系列黄褐色细砂岩岩块组成,最大砾石直径达30~40 cm(图4)。砾石成分与顶底母岩相同,没有外源砾石,均为底部半固结砂岩侵蚀破碎形成。砾石一般呈松散、未固结、无分选和无磨圆状态,叠瓦构造比较发育,大部分具有明显左倾排列(图4),直径多在十几厘米,大者超过30 cm,可见水流速度极大。砾石具有明显的左倾叠瓦构造(白色椭圆),指示水流自左流向右,野外实际指示水流自东向西。揭示了风暴作用的前期强烈的风暴冲洗流,侵蚀搬运了浅水区(三角洲区)的半固结砂层。在德胜西1 km长的剖面上这种砾岩常见,有3~5层,有时也能见到呈背靠背的双倾向砾石,构成了一个丘形构造。砾石的长轴也经常顺层面近水平排列,揭示了垂向加积。顶底均接触面参差不齐,短距离内起伏度可达数十厘米。最大厚度在2.0 m左右。其他两层砾石层稳定性相对较差,有时呈透镜状,揭

示了风暴冲洗流在局部存在。在山东青岛的灵山岛白垩系湖泊—三角洲沉积中发育的风暴沉积和风暴岩也有砾岩^[18]。

②解释。本岩相顶底皆为风暴相特点明显的风暴沉积或风暴岩,所以认定这层砾石也是风暴成因。解释为风暴高潮期对浅水砂质基底的侵蚀形成的,是风暴冲洗流沉积(storm-swashing sediments),是风暴沉积的基础,但本身并不具备风暴沉积的要素。德胜西大剖面右倾的叠瓦构造指示了风暴冲洗流的流动方向自西流向东,但在剖面内部叠瓦倾斜有变化,表明风暴冲洗流不稳定,具有差异性。在德胜西岔路口大剖面中部,有的砾石呈右倾叠瓦构造,可能指示风暴启动时的强烈向岸流。这种砾石相不是辫状河相,依据为:1)发育在一套湖泊沉积中,没有任何河流相标志;2)均匀稳定的层位,都产于一套风暴岩的底部,是风暴沉积的“底座”,上面发育了很好的不对称HCS和SCS;3)砾石成分均为黄褐色砂岩,与HCS和SCS基底砂岩相同的内碎屑,而非古陆的外源砾石;4)没有任何河流相的标志。砾石的叠瓦构造

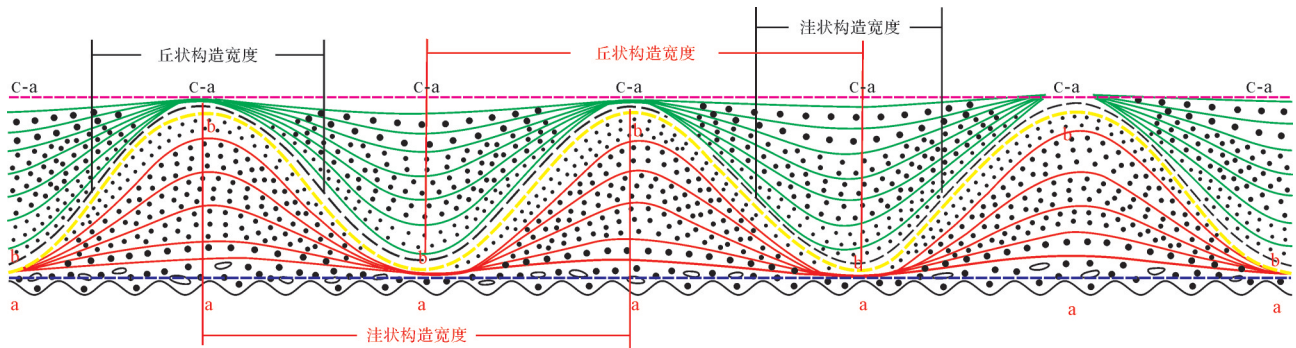


图3 丘洼构造的结构和几何参数^[18]

(a) 风暴最大侵蚀冲洗面; (b) 风暴高位稳定面和包络面; (c) 风暴结束时的浪基面; 红色字为本文使用的参数; 黑色字为合理的理论宽

Fig.3 Configuration relationships of hummocky structures and swaley structures^[18]

(a) erosion surface formed by largest storm (b) envelope curve during the highest water level (c) wave base at the end of the storm, red words rare the parameter used in this paper. black words are reasonably wide in theory



图4 风暴沉积底部的砾石层

Fig.4 Conglomerate layer at the base of storm sediments

排列是较可靠的古流指示意义,指示水流流向滨外或盆地中心。所以,从德胜西大风暴沉积剖面可以初步判断盆地中心在向西方向。

(2) (含砾)砂岩相

①描述。是主要的岩相,常见且广泛分布。一般为黄褐色中厚层状或豆荚状、透镜状不同粒度的砂岩。砂岩中发育了对称的丘状及洼状交错层理、板状交错层理、平行层理及块状层理(图5),也常含同生砾石。丘状交错层理呈近对称丘形,底部有一明显的侵蚀面和一砂砾岩层。砾岩层呈黄褐色,均为同生砾石,粒度多在数厘米,直径在3~5 cm,大者可以超过10 cm;厚度不稳定,在数厘米到数十厘米,主要为含砾中细砂岩,指示当时的单向流自左向右,与区域总体单向水流方向一致。砾石层之下多为灰色泥岩。丘状交错层理系也具有明显的正粒序性或二元结构,底部为黄褐色中层状块状砾岩,砾石呈左倾叠瓦构造,中上部为黄褐色薄层状中粗砂岩,有时含细砾。顶部又有一层砾岩,但砾石为灰色的泥砾,粒度明显偏小,多在数厘米(图5a),白色虚线是丘洼

构造的分界,白色虚线上面为洼状交错层理,洼状交错层理的岩性明显偏小。白色虚线以下为丘状交错层理。最底部为黄褐色中层状砾岩,砾石为同沉积砂岩,分选和磨圆均很差,部分砾石呈板片状,多厚1~3 cm的板片状,最大长度约20 cm,砾石成分为细砂。顶部为黄褐色块状砾岩,砾石为砂岩内碎屑,都具有微弱的左倾叠瓦构造(白色扁椭圆),在近顶部砾石呈微弱的“八”字形排列,揭示流形成丘状构造的汇聚水流。图5b中的丘状交错层理是一种复合流形成的丘形构造,发育在黄褐色的中粗砂岩中,局部含同生砂砾。纹层具有双曲面形态(sigmoidal form),是典型的单向水流形成的不对称波痕侧向牵引形成的,丘状层理的顶部发育了小型浪成波痕,波宽数厘米到10 cm,波高1~2 cm;揭示了波浪振荡流的作用。类板状交错层理底部呈下凹弧形,顶面呈上凸弧形,整体呈眼球状,由50个右倾细层组成(图5a),揭示了单向流动形成的砂波向右单向迁移了50次左右,揭示了流水波痕的结构,是牵引流和震荡流复合(composite current,复合流)形成的。

②解释:本岩相是风暴在湖缘靠三角洲附近作用形成的,风暴的侵蚀物质充足,风暴早期强烈侵蚀形成的底部回流沉积了砾石层,风暴中后期沉积了砂层。单一震荡流形成了对称的丘形构造,顶部细层对下部细层形成了明显的削截。由于水体较浅,风暴流具有震荡和牵引的双重属性,形成了底部为板状交错层理和顶部为丘状层理的复合丘状构造。从最底部的灰色块状黏土岩可以看出,总体是一个浅湖环境。砂砾是从湖缘或三角洲被风暴侵蚀破碎搬运而来。

(3) 砂岩+砾岩相

①描述。最为常见。多位于砾岩相之上,其上也多为泥岩,是一个风暴成因的砾石相+砂岩砾岩相+泥岩相完整序列的中下部。底部砾石成分与砾岩相相同,同样没有外源砾石,均为底部半固结砂岩侵蚀破碎形成;砾石为黄褐色细砂岩岩块,最大可见直径达30~40 cm(图6)。砾石可也单独成层,也可以与砂混合成砂砾岩;砾石还可以漂浮在砂岩中。砾石的长轴或扁平面多顺层,没有叠瓦现象。厚度极不稳定,多在数十厘米到2 m之间,部分地方也有尖灭现象,丘洼构造连续性较差,尤其是在下部,而冲刷面很发育,揭示了水较浅和风暴作用能量很大。仅见于萨拉齐大剖面下部(图6a),底部砾石混杂堆

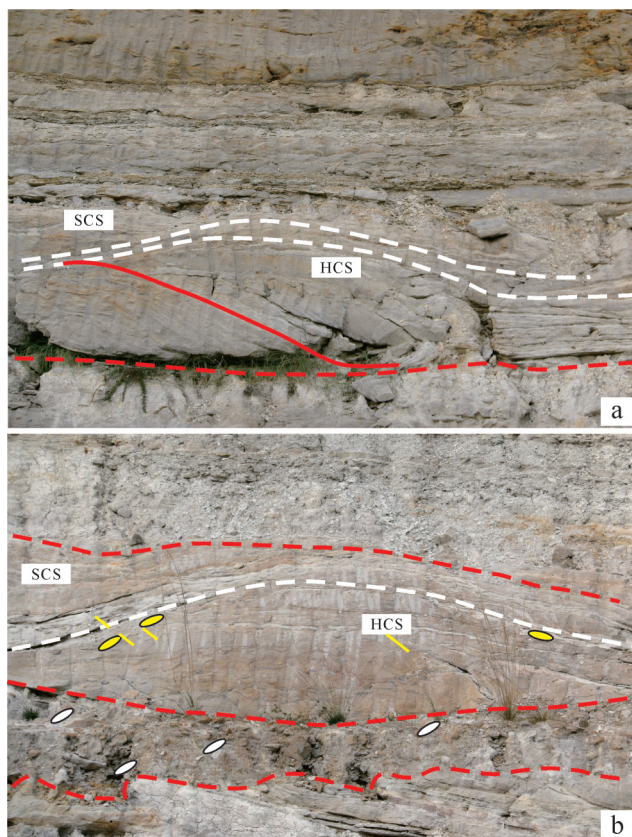


图5 丘状交错层理、洼状交错层理与冲刷充填面
(a)复合流形成的丘状构造或丘状交错层理;(b)近对称的丘状交错层理

Fig.5 HCS, SCS and swash-filling surface

(a) HS or HCS formed by combined-flow; (b) almost symmetrical HCS

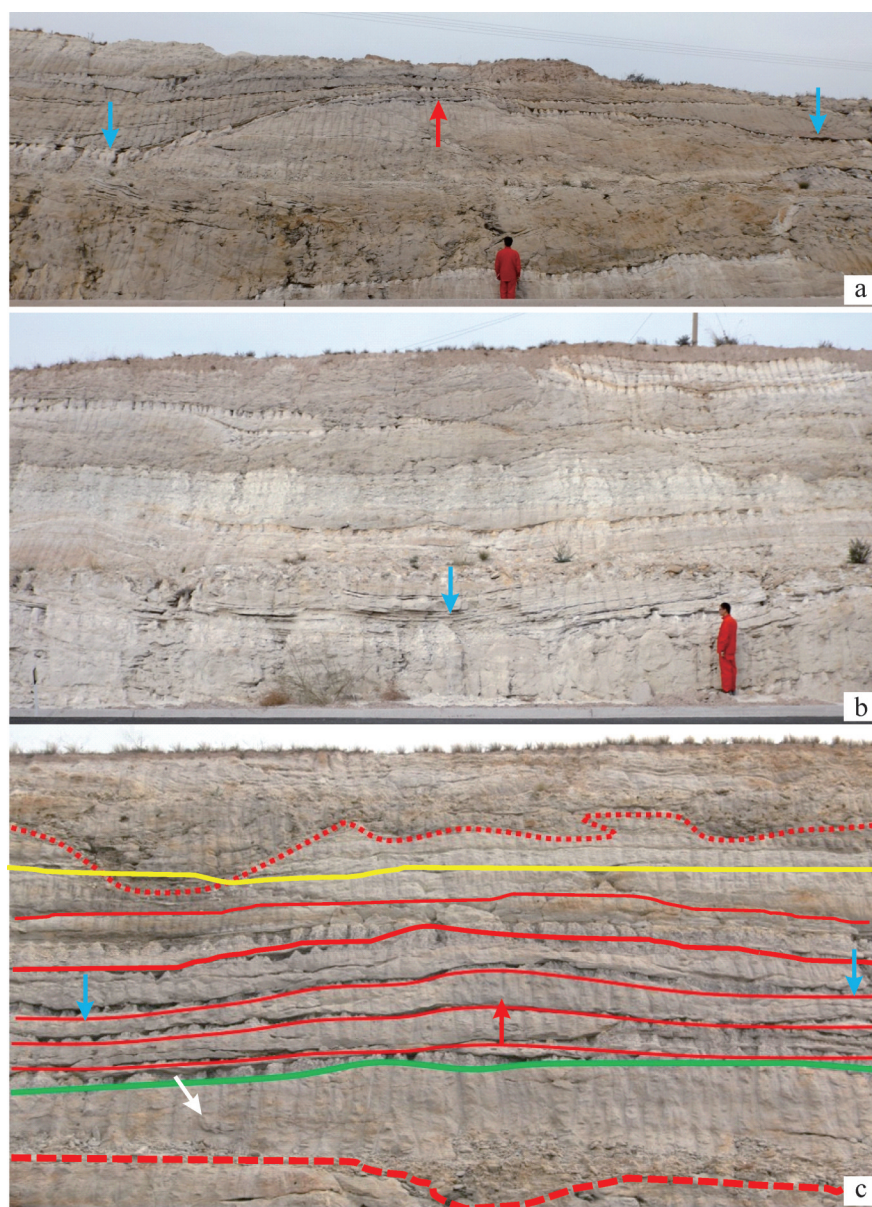


图6 砂砾岩构成的大型丘洼构造

(a)大型的丘状构造和洼状构造,冲刷面很发育;(b)大型洼状交错层理,残留宽度12.70 m,残留高度1.2 m;(c)大型丘洼构造和冲刷侵蚀面

Fig.6 Large-scale hummocky and swaley structures formed by sandstone and conglomerate

(a) large HS and SS, with well-developed erosion surface; (b) large SCS 12.70 m wide \times 1.2 m high; (c) large hummocky and swaley structures with erosion surfaces

积,无分选,无磨圆,砾石有时呈叠瓦构造排列,倾向多变;但砾石的长轴多顺层面排列,有时侧向连接构成模糊的洼状或丘状。接触或基底式胶结。顶底也均极度参差不齐,短距离内起伏度可达数十厘米。洼状构造如图6b蓝色箭头所示,残留宽度宽12.70 m,残留高度1.2 m,发育在黄褐色薄层发育在中粗砂岩中,被灰色极薄层(数厘米厚)泥岩分隔,薄层彼此平行。丘洼构造连续性较差,而冲刷面很发育,揭示了水较浅和风暴作用能量很大。底部在两侧有明显的

冲刷面,顶部有一厚近1 m的黄褐色砾岩层,揭示了强烈的风暴底流侵蚀。砾石大部分具有左倾叠瓦排列,指示水流自左流向右,实际指示水流自西流向东,推测为向湖底流。丘形构造同相可叠加(红色实线)(图6c),叠加厚度可达4 m多。底部砾石呈双倾向叠瓦排列,揭示存在双向水流,可能是风暴早期的冲洗。顶部发育了一个大型的冲蚀面,左侧的冲坑深2 m左右,其中又被砂砾层快速充填。存在两个明显的冲刷侵蚀面,侵蚀高度1~2 m。

②解释。本岩相是底部砾岩相相变产物,与风暴减弱直接有关,砾石的长轴和扁平面顺层分布是垂向加积的结果,是风暴流中的悬浮物质在重力作用下“坠落”产物。砾石与砂的混合就是快速“坠”积的结果,没有经过水平运移分选。顶部多呈波浪状,丘形和洼形明显,显然受到了风暴浪的影响和控制。其上的灰色块状泥岩是风暴结束后的正常湖相沉积,是位于正常浪基面以下的标志。

(4) 泥岩相

①描述。鄂尔多斯以东 109 国道两侧的风暴岩和风暴沉积大部分发育在浅灰色—深灰色泥岩中(图 7),丘状构造与洼状构造可垂直的异相叠合,形成豆荚状构造(图 7a),泥岩呈块状,少见页理,厚数十厘米到数米,有时夹少量薄层(3~5 cm 厚)粉砂岩,构成很好的砂泥韵律层(图 7b),砂泥比小于 1/3~1/5。泥岩有时形成底辟。

②解释。本岩相为较浅湖低能环境下的,所以岩层多呈块状,没有任何层理。风暴岩或风暴沉积则为风暴振荡流(oscillatory flow)形成的,系风暴高潮期产物。湖面开阔,湖底平坦,风暴可以在大范围

内自由振荡,形成对称的、连续性很好的、侧向变化很小的大规模具典型风暴特点的 HCS 和 SCS。没有定义为深湖是由于:1)黏土岩呈灰色,而非黑色,有机质含量不高;2)经常有非浊流砂进入;3)这种黏土在现代青海湖鸟岛附近大三角洲分流河道间湾发育很好,水深也多在 1~2 m。但这里的水深可能会稍大,因为没有任何砂岩,估计远离分流河道。

(5) 泥岩+(极薄)泥质粉砂岩或粉砂岩相

①描述。主要发育在鄂尔多斯以东 109 国道两侧的风暴岩和风暴沉积大部分发育在灰色黏土岩夹极薄含泥质粉砂岩中(图 8,9),黏土岩呈块状,无页理,豆荚状,厚 10~80 cm;黏土岩夹黄褐色极薄层状粉砂岩,厚 0~5 cm;平均 3 cm 厚(80 个数据),构成很好的砂泥韵律层,砂泥比小于 1/10~1/40。如图 8 所示,发育在湖泊相灰色泥岩相中一个较完整的大型丘状构造和一个洼状构造,左侧的大型丘状构造波长 50 m,右侧大型洼状构造波长 48 m,所以波长为 98 m,波高为 2 m。可以拟合两个正弦函数: $Y = 1/4\sin 1/3x$ 和 $Y = 0.95\sin 2\pi x/41$ 。如图 9 所示,底部为黄褐色中层状块状细砂岩,顶部为波状层理(白色虚线夹持的部分,注意不是交错层理),为浅灰色纹层状砂质黏土和泥质粉砂,构成明显的二元结构。上部丘状构造粒度明显小于底部,似乎又有三个小旋回(图 9 中红色箭头),丘状构造的两侧有两个洼状构造。所以,洼状构造与丘状构造不是同时形成的,而是形成于丘状构造之后。丘状构造的底部为一明显的冲刷侵蚀面(红色虚线)。最底部为灰色黏土层,为湖泊相沉积。

②解释。湖泊受风暴影响,一般气候时浪基面以下的静水区受风暴浪作用,浪基面下移,黏土沉积搅起,形成一种泥浆,并快速沉积下来,波浪形成丘状和洼状底形,并带入少量的粉砂,在风暴作用面上形成极薄的粉砂层,记录下风暴作用。粉砂是风暴从浅水搬运而来。

(6) 含砾泥岩—粉砂岩相

①描述。这是一种很特殊的岩性岩相,发育少。洼状交错层理也具有明显的二元结构,下部为黄褐色薄层状粉砂岩以低角度缓凹为特点,底部为凹凸不平的侵蚀面;上部为浅灰色泥岩,含大量扁平的粉砂岩砾石,长轴大部顺层面分布(图 10)。灰色泥岩含砾石,砾石的成分与砾岩、砂砾岩或围岩相同,是一种盆地内的同生砾石。灰色泥岩块状,厚数十厘

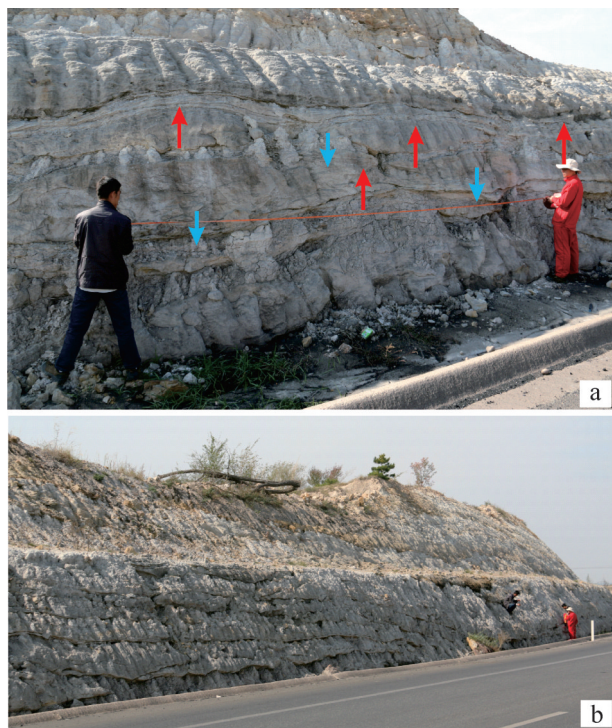


图 7 昌汉布拉下三叠统和尚沟组黏土岩中的丘洼构造
(a)垂直异相叠合的大型丘洼构造;(b)同相叠合的大型丘洼构造

Fig.7 Large-scale hummocky and swaley structures developed in Lower Triassic Heshanggou Formation claystone in Changhanbula:
(a) vertically in-phase stacking; (b) out-of-phase stacking

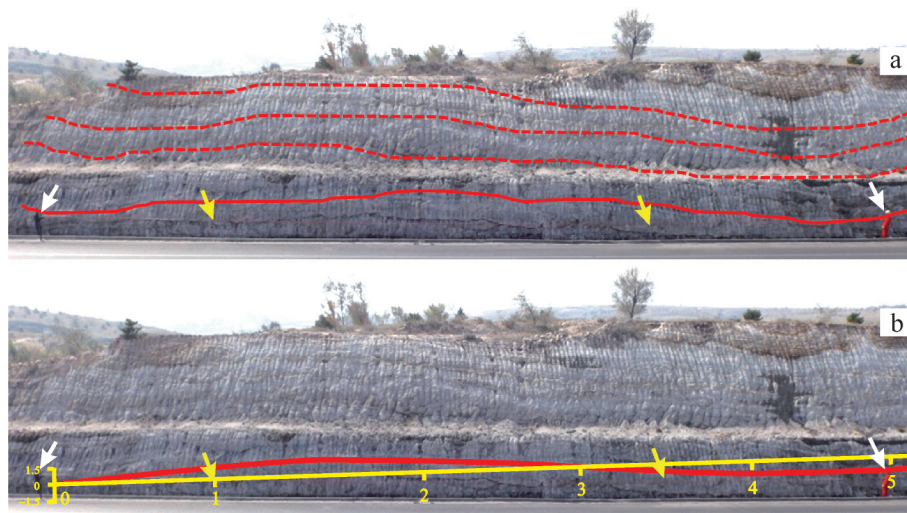


图8 昌汉布拉下三叠统二马营组泥岩中的丘洼状构造

(a)同相叠加的大型丘洼状构造;(b)剖面底部构成一个较完整的大型丘洼状构造,黄色箭头指示了测剖面的皮卷尺,白色箭头指示了两位正在测量剖面的研究生

Fig. 8 (a) In-phase stacking of a series of large hummocky swaley structures; (b) relatively complete large hummocky and swaley structures at the bottom of the section. The yellow arrows indicate the measuring tape; the white arrows indicate the two graduate students who are measuring the section

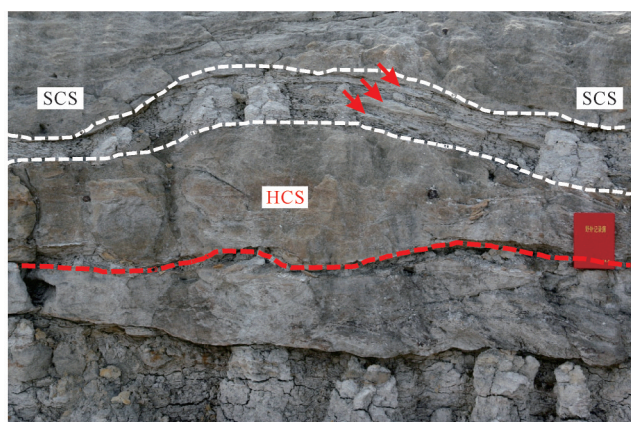


图9 昌汉布拉下三叠统典型的丘状构造

Fig. 9 A typical hummocky structure of Lower Triassic in Changhanbula

米,但不稳定,多呈豆荚状,有时侧向尖灭。上层面多呈波状或丘状和洼状,记录了风暴作用。

②解释。含砾泥岩是一种少见的岩性或岩相,多位于砂砾岩之上,被认为是风暴浪把泥砂搅起混合,形成一种泥石流状的物质。所以,这种岩相是从一种类似于泥石流沉积形成的,而非正常湖泊静水沉积的泥岩,所以没有层理呈块状。从其中的砾石直径(大约3~4 cm)可以看出,风暴浪的振荡作用非常大,垂向速度分量可达100 cm/s(表1)。从泥岩的颜色看应该在正常浪基面以下的还原环境,水深应该在数米以下的滨浅湖相。这种灰色的泥岩在青海

湖1~2 m深的间湾中有发育,因为湖水浅,波浪很难作用到浅水区,所以浅水区的浪基面也很高。砾石呈半悬浮状夹在泥岩中,且长轴顺水平分布,揭示了一种快速的垂向沉积,可能与风暴流的骤然失速有关。

(7) 煤、黏土岩相与泥炭沼泽相

①描述。这种岩相及其少见,在现代有过类似实例,但发育在海相中。特点是煤层或炭质泥岩被风暴作用形成波浪状(丘状和洼状)顶形非常漂亮,波宽多在3~5 m,波高1 m左右(图11)。煤层中的丘状与洼状交错层理或丘状与洼状构造。呈非常标准的正弦曲线状,宽度在12~15 m,高度在1~1.2 m。煤层等厚,以暗煤为主,没有层理,比较破碎(图11a)。表明煤层受到了风暴的作用,泥炭很可能从泥炭沼泽被搬运到滨浅湖中,形成了一种“异地”煤。在黏土岩中有微弱的根土岩现象,因为煤层等厚,所以认为是正常沉积在煤层底部的风暴沉积之上的,是一种继承性的丘状与洼状构造。底部的丘状和洼状交错层理比较复杂,具有宽度大和高度小的特点,发育在一套灰色—黄褐色泥质粉砂岩中。表明风暴作用到三角洲平原附近。主要发育在纳林煤矿及其以西。洼状交错层理与丘状交错层理可垂向叠合(图11b),形成透镜状(或眼球状)构造,两者之间有一非常平整的冲刷面(红色虚线)。丘状交错层理主要为泥质粉



图 10 粉砂岩和泥岩中的洼状交错层理
洼状交错层理具有明显的二元结构,宽 5.9 m,高 0.75 m, $L/H=7.92$,纳林煤矿

Fig.10 SCS developed in silt and mudstone, with obvious binary structure 5.9 m wide \times 0.75 m high, $L/H = 7.92$, Nalin coal mine

表 1 鄂尔多斯中生界丘形构造特征及参数表

Table 1 Features and parameters of Triassic-Jurassic hummocky structures in eastern Ordos

序号	宽度/m	高度/m	宽/高	形态与二元结构	岩性及其组合与沉积构造	地点
1	55(27)	2.1	26.19	呈非常对称的丘状	灰色泥岩为主夹极薄粉砂岩,两者比值在 1/10~1/20。 泥岩呈块状,无任何层理	昌汉布拉北侧剖面(T1)
2	42(21)	1.55	13.55	呈非常对称的丘状	灰色泥岩为主夹极薄粉砂岩,两者比值在 1/10~1/20。 泥岩呈块状,无任何层理	昌汉布拉北侧剖面(T1)
3				不明显,呈豆荚状;	—	
4	9.60	1.11	9.65	非常明显的侵蚀丘, 不对称,左陡右缓	黄褐色块状砂砾岩和含砾砂岩	德胜西岔路口南侧剖面(T2)
5	9.1	0.9	10.11	近对称丘形	黄褐色薄中层状砂岩夹极薄层泥岩。不完善丘状交错层理	德胜西岔路口北侧剖面(T2)
6	4.3	0.55	7.81	近对称丘形	灰色薄中层状黏土岩和砂质黏土岩	
7	2.73	0.34	8.03	极对称丘形	泥质粉砂和砂质黏土岩。发育了丘状交错层理	纳林煤矿附近(J2)
8	5.0	0.35	14.29		极薄层粉砂岩,水平层理或波状层理发育	德胜西岔路口南侧剖面(T2)
9	4.25	0.40	10.63	丘形明显;近对称	黄褐色块状均一致密砾岩和黑色泥页岩	德胜西岔路口南侧剖面(T2)
10	1.56	0.22	7.09	丘形明显;近对称	黄褐色块状均一致密砂岩,发育了不大完善的丘状交错层理	德胜西岔路口南侧剖面(T2)

砂或砂质黏土,证明受到了明显的振荡流的作用。丘状构造之上为薄煤层夹薄黏土层,煤层总厚 40 cm 左右。煤层也具有层状结构,薄层厚 10 cm 左右,其间夹的黏土层厚 1~2 cm;主要为暗煤。底部洼状交错层理呈典型的洼状,基本对称,发育在泥质细粉砂岩中。洼状构造宽 8.5 m,厚 1.25 m, $L/H = 6.8$;细层在核部厚 10~20 cm,具有韵律结构。中心为厚 30 cm 的透镜状核(SCS 处),核之上变成较薄的近水平层,但在左侧被切割,两侧变薄至数厘米。洼状交错层理之上为一厚 3~10 cm 的纯黏土层(红色虚线),为静水期沉积。其上又发育了一个近于对称的丘状交错层理,纹层均呈上凸丘形,厚度多在数厘米,中部厚,边

缘薄,发育在粉砂质黏土泥砾中,显示了能量较高。丘状交错层理规模较小,仅宽 2.73 m,高 0.34 m, $L/H = 8.03$,含菱铁矿结核。该现象发育在纳林煤矿附近 109 国道北侧。

②解释。本岩相位于三角洲水上平原与水下平原交界处,此处发育了泥炭沼泽。风暴从开阔的湖面长驱直入,进入泥炭沼泽,但从丘状洼状交错层理的对称性看风暴还是以振荡流为主,并未出现复合流,表明这一带并非风暴浪作用的前沿,前沿可能延伸到三角洲水上平原。从灰色根土岩推测当时的水深最多在 2~3 m,在现代青海湖也有类似的灰色黏土层,其形成水深也在 2~3 m 以内。在这么浅的水体内

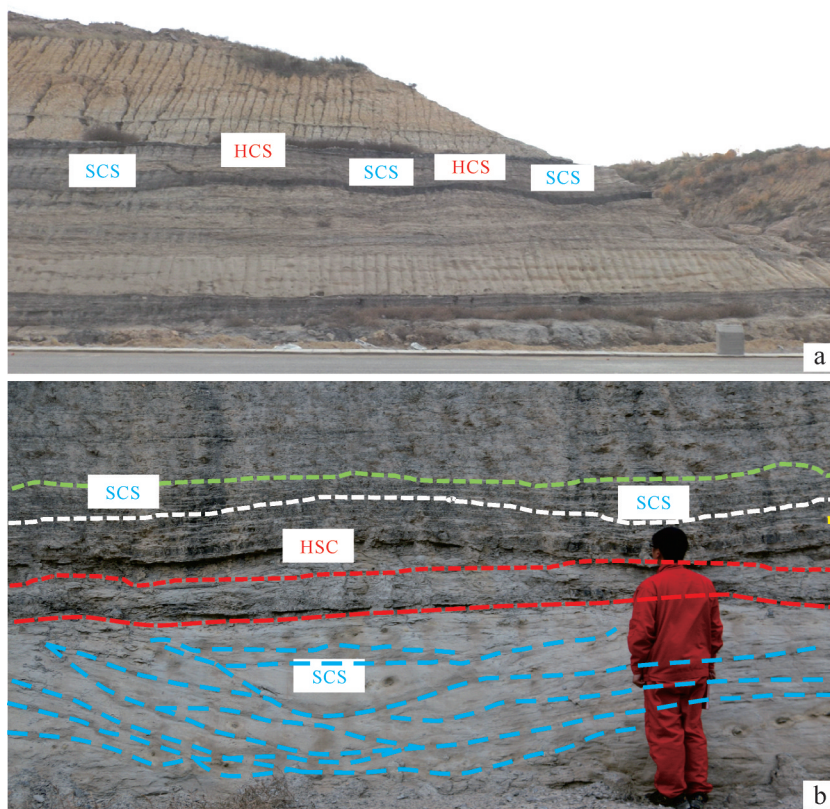


图 11 侏罗系统延安组丘状与洼状构造

(a)正弦曲线状丘洼构造;(b)洼状交错层理与丘状交错层理的垂向叠合

Fig.11 Hummocky and swaley structures: (a) sinusoidal; (b) vertical superposition of b-depression cross-bedding and collicular-shaped cross-bedding

要发育宽3~5 m,高1 m左右的波浪似乎难以理解。

值得注意的是,在德胜西粗粒丘状构造或丘状交错层理的底部多会发育一层中厚层状的块状砂砾岩,是风暴回流形成的风暴最初沉积,具有牵引流和密度流的双重属性,所以其中的扁平砾石多具有叠瓦构造排列(图3,4)。这种沉积在形态上是平坦的,没有任何风暴流震荡沉积的丘洼构造特点。但一定是风暴沉积,是风暴最高潮时的沉积,由风暴高潮时在盆地浅部侵蚀的碎屑被风暴底流带到较深水沉积下来,如遇到较陡的坡度则可以由重力驱动,转变为密度流,但在东胜风暴沉积中并未见到。

我们知道,风暴作用应该包括两个方面:(先)侵蚀和(后)沉积,两者同等重要,如果没有风暴的侵蚀就不会有风暴的沉积。丘状交错层理和洼状交错层理只是风暴沉积作用的一个方面或一个产物,而很多时候在风暴作用剖面中观察到的不仅仅是沉积的一面,侵蚀作用的一面也同样重要。在德胜西大剖面这一点表现的淋漓尽致。在山东青岛灵山岛典型丘状洼状构造发育区也可以看到这一现象。此外,

要注意的是,有时即使发育了这种沉积也多半会被后期的强烈风暴流侵蚀而荡然无存。必须承认,在深水细粒风暴沉积中风暴冲刷侵蚀面是不发育的,甚至根本就不存在。

2.2 HCS及SCS几何学特点

前文已经展示了一些丘洼构造,对其特点已经有所了解。丘状交错层理最先是由 Harms *et al.*^[19]于1975发现,并将丘状交错层理定义为“发生在厚15~50 cm的层系中,具有波状、侵蚀基底和在顶部发育波痕和虫迹;纹层呈波状、平行或以切线相交于基底,在任意倾向其倾角一般小于15°”。Hunter *et al.*^[20]认为风暴作用形成的丘状层一般由数个至数十个厘米级厚的薄层组成,其上被风暴过后的低能水平层理或小型纹理覆盖,再往上为正常气候下的静水沉积。Gilbert^[21]于1899发现和描述了这种层理,之后,Fairchild^[22]进一步地研究了这种沉积构造,可见这种沉积构造具有一定的广泛性。Campbell^[23]深入地研究了这种沉积构造,得出的结论是“这种大型的波痕层理成因不明”。所以,至少在此之前这种沉积构造

都不叫丘状交错层理(或洼状交错层理),更没有发现它是风暴成因,但它已经引起了人们的关注。Harms *et al.*^[19]可能是最早把这种沉积构造称为丘状交错层理(或洼状交错层理),并赋予它风暴成因意义的学者。Greenwood *et al.*^[8]基于岩芯详细地探讨了湖泊粉砂级风暴沉积的特点,由于尺度太小并没有很好地获得风暴沉积的真正特点,但总结出了风暴沉积的四个特点,很不明确和准确。丘状交错层理(Hummocky Cross Stratification)是一种重要的构造,由临滨和大陆架波浪形成的,是一种波浪占优势的沉积相。探讨其变化能够帮助我们解释沉积历史和古地理环境^[24]。丘状洼状层的倾向没有定向性,倾角一般小于 15° ,丘状交错层理一般发育于粉砂到细砂中。每个细层的顶部一般富集云母和植物残屑,表明了细层内存在分选性^[24]。

很难有一种常见的沉积构造能像HCS和SCS那样最具有单一的成因和环境意义。沉积学家认为HCS就是风暴沉积,风暴沉积就一定有HCS。所以,HCS是一种风暴沉积或风暴岩的指纹沉积构造^[19]。有意思的是,与HCS一起发育的洼状交错层理(SCS)则在丘状交错层理发现七年后被报道^[25]。这反映了一个问题:HCS和SCS是不是紧密共生的,如果是,为什么会相隔如此之久会由另外两人发现?丘状交错层理与洼状交错层理在成因上有联系,但洼状交错层理被描述成切割各向异性的丘状交错层理^[26]。从这点上看,两者既有成因联系、又有明显区别。以至于有人把这两种沉积构造称为“神秘的构造(two enigmatic sedimentary structures)”^[26],从一定程度上揭示了这两种沉积构造还有许多未知的东西。虽然Dumas *et al.*^[26]通过实验来探讨丘状交错层理与洼状交错层理的成因,但由于尺度太小和其他问题,并未真正解决这个问题。我们认为造成这种局面的一个关键问题是到目前为止我们对这两种层理的精细描述还远远不够,因此,准确地描述HCS和SCS是有必要的。研究区露头条件非常好,尤其是德胜西剖面可以很好的观察描述HCS和SCS。

丘状或者洼状交错层理是风暴的振荡流形成的沉积构造^[15,25,27]。它们一般发育在风暴浪能作用到的相对较浅的水体中,这样才能使波浪的轨迹能够作用到沉积物上,但水体也要有一定深度,能够确保波浪的对称性和定向水流不发育^[24,26]。发现丘状交错层理的风暴成因首先是在摆动(振荡)水流

(oscillatory flow)的动力学特点与丘状交错层理的成因联系上取得突破的,而振荡流的成因又与风暴密切联系,三者构成了一个完整的认识和发现过程。无疑非定向水流对形成HCS和SCS有巨大影响,非定向水流以向岸流和离岸流为主,所以形成的交错层理的非对称性主要倾向滨岸和远岸。反过来,根据HCS和SCS的非对称性(倾角较大的细层的倾向)又可以判断定向底流的流动方向。强烈的复合流有可能形成不对称的HCS(图4a)^[27-28]。这种现象在邻近或近源的露头中常见^[28]。

一般的丘状洼状构造规模较小,宽度多在数十厘米到 $1\sim 2\text{ m}$ ^[16,24]。观察到的现代风暴形成的丘状交错层理的波长多在 $0.3\sim 0.6\text{ m}$,远远小于古代丘状交错层理,但是波长与波高的比例(8~12)还是可以比较的^[8]。Harms *et al.*^[19,29]和Walker^[30]总结了丘状构造,得出的结论是丘状构造高度多在 $10\sim 50\text{ cm}$ 。

在鄂尔多斯东部三叠系—侏罗系中的风暴沉积和风暴岩最大的特点是HCS和SCS发育的非常完好,有如下特点:1)HCS和SCS具有连续的正弦曲线的完美形态,规模在中大型,长宽在数米到 50 m ,高数十厘米到 2 m 多。在德胜西发育丘洼构造的剖面连续长度达 548 m ,发育了大量中大型丘洼构造(图6)。2)HCS和SCS细层的倾角小到中等,小者在 10° 以下,甚至 $3^{\circ}\sim 5^{\circ}$,非常平缓(图8,11);中等者在 $10^{\circ}\sim 20^{\circ}$ (图6)。大者可达 20° 以上(图6a、图9)。在逆流方向细层的倾角较陡,而在顺流方向细层的倾角则较缓。3)岩性及其组合主要为一套黄褐色砾岩+砂岩+灰色泥岩;具有明显的二元结构;在纳林煤矿附近有煤层形成的风暴沉积和风暴岩。4)粒度跨度大,大者直径超过 50 cm ,小者为黏土级。在德胜西岔路口的重要剖面的风暴沉积和风暴岩底部发育了1~3层巨大的砾石层,其中中间一层厚数十厘米到 $1\sim 2\text{ m}$,砾石直径大者可达 $30\sim 40\text{ cm}$,普遍具有西倾的叠瓦构造,揭示了风暴冲洗流非常强劲。5)灰色含砾块状泥岩,砾石呈漂浮状,揭示含砾泥岩是振荡流形成的快速沉积,而非正常天气形成的静水沉积;厚数十厘米的含砾泥岩揭示了当时的沉积速率相当大,也揭示了风暴流极其浑浊,可能几乎接近饱和。6)振荡流占优势,但在某些部位又具有明显的复合流和振荡流特点(图5)。7)总体沉积背景是一种宽阔浅水湖泊环境,以原地振荡垂向沉积为主。8)风暴沉积的主要特点是(先期)高速侵蚀和(后期)快速

沉积^[25]。沉积物几乎完全来自于浅水带的风暴流侵蚀,被侵蚀的物质又被风暴搬运到较深的地方快速沉积下来。部分丘状和洼状构造的相关参数见表1,关于波长与波高的另一些问题后文将详细讨论。

在鄂尔多斯东部中生界的风暴沉积或风暴岩中,由风暴震荡形成的丘形构造应包括三种:一种是发育丘状交错层理(HSC)的丘形构造,这种丘形构造是由振荡流沉积形成的(图4b、图6c);第二种是丘形体^[20],表面隆起成丘,但内部均一,没有任何层理,由风暴的振荡流侵蚀形成“残丘”;第三种是表面呈丘形,但内部具有层理,但这些层理与形成丘形构造的振荡流无关,有的甚至是形成洼形构造的振荡流。同样,在鄂尔多斯东部中生界的风暴沉积或风暴岩中,由风暴震荡形成的洼形构造应包括三种:1)发育洼状交错层理(SCS)的洼形体;2)洼形体(swales),表面凹陷成洼,但内部均一,没有任何层理,或有以前由非振荡流形成的层理,由风暴的振荡流侵蚀形成;3)表面呈洼形,但内部具有层理,但这些层理与形成洼形构造的振荡流无关,有的甚至是形成丘形构造的振荡流。鄂尔多斯东部中生界风暴沉积和风暴岩最重要的一点是其中的丘状和洼状构造侧向连续性很好,常常组合成很好的正弦曲线。以岩性和尺度作为主要参考依据,对四个丘洼构造进行了正弦曲线拟合,获得了一个非常完美的结果(图12),表明风暴侵蚀时是严格的正弦波动。用正弦曲线拟合了德胜西岔路口发育在泥岩中的最大丘状构造,同样获得了很好的正弦曲线,并符合 $Y = 1/4\sin 1/3x$ 。这种高度的拟合可能反应了形成丘状构造的条件非常均一,如底形平坦、沉积底质非常均一及风暴波动非常

规则。但压实作用会使丘状和洼状交错层理的高度明显减小,在实际观察中可以见到有的泥岩中的丘状或洼状交错层理变成顶平或底平的形态,所以用正弦曲线拟合时会出现振幅压低现象,得到的拟合曲线振幅偏小,可以用泥岩压实率做一个校正。过去采样的泥岩压实率一般多为20%,可能偏小,用30%或许更为合适。在后文中计算垂向速度时这个校正尤为重要。另外,后期风暴的侵蚀也会把丘状构造削截变低,所以有时候丘状构造出现平顶,而相邻的洼状构造还保持完好的符合正弦曲线的,所以在做正弦曲线拟合时只要尽量照顾洼状构造即可,平顶的丘状构造可以认为“拔尖”,比正弦曲线的波峰高出一些。需要指出的是,尽管得到了很完美的正弦曲线,用它们可以求解风暴的垂向悬浮速度,而且具有一定的合理性(见后文)。但是其周期性的物理意义还难以解析。在后文中求解风暴周期时获得的值与这些正弦曲线的周期大相径庭。那么,拟合出来的正弦曲线是否有物理意义?我们对研究区的一些丘状洼状构造的进行了实测,采集了一些结合参数(表1,2)部分结果总结见表1,2。

以上是对东胜西丘洼构造做的简单总结,仅仅只是几乎数不胜数的丘洼构造中的几个样本,是否具有代表性还有待于实践检验。

项立辉等^[31]指出,丘状交错层理的纹层倾角较小,一般小于 10° ,个别达 $12^\circ\sim 15^\circ$ 。波长(L)与波高(H)比值较大,一般 L/H 大于9,个别为4,反映以平缓丘体为多。在鄂尔多斯东部中生界状的丘状构造的波长与波高的比值多大10(表1,2),最大可达26.19,而洼状构造的最大值也可达22.38,表明更加扁平。

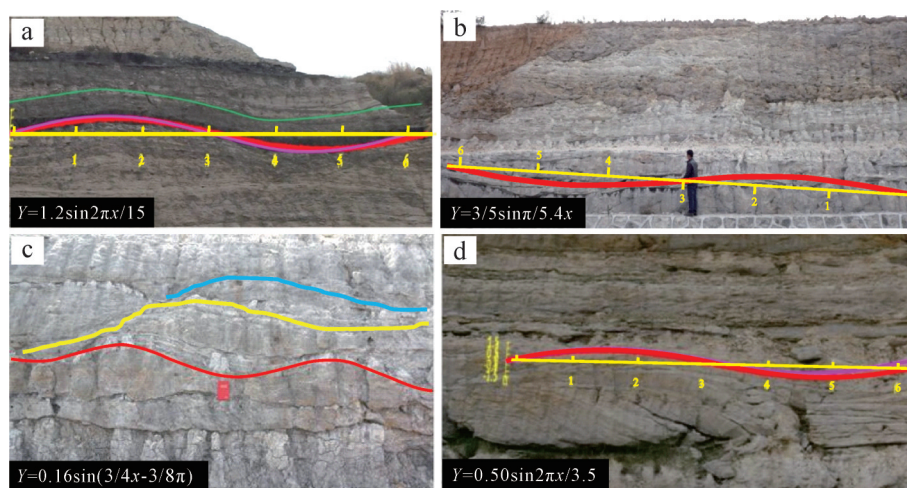


图12 四个丘洼构造拟合正弦曲线图

Fig.12 The four fitted sine curves based on hummocky and swaley structures

表2 鄂尔多斯中生界洼形构造特征及参数表

Table 2 Features and parameters of Triassic-Jurassic swaley structure in eastern Ordos

序号	宽度/m	高度/m	宽/高	形态与二元结构	岩性及其组合	地点
1	47	2.1	22.38	呈非常对称的洼状	灰色泥岩为主夹极薄粉砂岩,两者比值在 1/10~1/20。 泥岩呈块状,无任何层理	昌汉布拉北侧剖面(T1)
2	13.30	0.90	14.78	不对称的洼形, 左侧(靠湖)发育完善, 右侧较窄	黄褐色中层状中粗砂岩。平行层理发育,顶底具有明显的冲刷面。 尤其是顶部具有一厚约 1 米的大砾石层	德胜西岔路口(T2)
3	12.7	1.20	10.58	比较对称的洼形, 但因侵蚀而保存不全	黄褐色薄层状中粗砂岩。平行层理发育,顶底具有明显的冲刷面。 尤其是顶部具有一厚约 1 米的大砾石层	德胜西岔路口(T2)
4	9.9	1.25	7.92	近对称洼形,二元结构非常明显	底部为黄褐色薄层状细中砂岩,上部为灰色块状泥岩	德胜西岔路口(T2)
5	8.53	1.25	6.80	近对称洼形	灰黄色薄层状粉细砂岩	纳林煤矿附近(J2)
6	2.60	0.32	8.03	极对称洼形	煤、泥质粉砂和砂质黏土岩,发育了洼状构造或洼状交错层理	纳林煤矿附近(J2)
7	5.4	0.30	18.00	对称洼形	发育在泥岩中,薄层粉砂岩盖帽,所以算作粉砂岩的动力	昌汉不拉(T2)
8	1.7	0.20	8.50	极对称洼状	灰色块状均一砂岩	纳林煤矿附近(J2)

研究区 L/H 差异比较大,但有一定规律:1)一般规模大者 L/H 较大,反之相反,如昌汉布拉北侧剖面的最大泥岩丘状构造宽 55 m,高 2.1 m, $L/H = 26.19$;而德胜西岔路口大剖面中的小型砂岩丘状构造宽 1.55 m,高 0.22 m, $L/H = 7.09$ 。2)泥岩中的丘状构造 L/H 较大,砂岩中的较小。3)一的规律是水较深 L/H 就较大,反之相反;表明水越深风暴的影响也越弱。洼状构造的情况与丘状构造基本相同。

2.3 侵蚀冲刷面及充填构造

侵蚀冲刷是风暴作用的基本特点(图 3~6),可以说没有侵蚀冲刷面或充填构造就不是(典型)风暴岩和风暴沉积,要不在丘状交错层理获得正式名称和赋予风暴成因之前曾一直被称为“truncated wave-ripple lamination”^[23]。2014 年 2 月在英国威尔士中部锡尔迪金郡遭受了一次强烈的风暴作用,风暴曾使海滩的第四系沉积物(主要为淤泥)遭受强烈侵蚀,侵蚀的最大深度可达 1.0 m 左右(根据树桩高度推测),使得 5 000 年前的古森林重新裸露(图 13),可见风暴的侵蚀能力非常强烈。

冲刷充填构造非常普遍,尺度较大,高度多在数十厘米,宽度数米到数十米,或更宽。总的来说,风暴沉积和风暴岩的共生伴生构造特点与风暴的大能力和沉积速率和体量大有关,其总特点是横向变化快、稳定性差、多层叠置。在风暴作用的早期到风暴作用的最高潮是以侵蚀冲刷为主的,因为浪基面下降,作用产物是侵蚀冲刷面。侵蚀冲刷面具有规则

的正弦或余弦形态(图 4),揭示了风暴作用的动力学特点具有波动性和与一般的侵蚀面区别。有的侵蚀面则比较或很平整(图 11b、图 12d),可能与高速大流量的冲洗流有关。但在多数情况下往往由于底质、底形的非均质性和风暴流本身的紊流等导致侵蚀冲刷面不具有规则的正弦或余弦形态。所以多数情况下侵蚀冲刷面都不规则,在鄂尔多斯东部中生界这一点表现得很淋漓尽致(图 6)。图 6a 中的很多侵蚀面规模较大,可见部分长 10 余米,上下起伏达 1~2 m,揭示了当时的风暴浪非常之大。不同丘洼构造正弦曲线特点不明显,对下部地层有明显的削截,侵蚀面上下部地层的地层明显不同,揭示了侵蚀面作为一个事件界面的重要性。侵蚀面倾角一般很小,多在 $10^{\circ} \sim 15^{\circ}$ 以下,有的倾角可达 $20^{\circ} \sim 30^{\circ}$,最大可达(图 6c),当时几乎是一个侵蚀大坑。图 6a 侵蚀面规模非常大,侵蚀削截非常强烈,两侧可延伸 100 余米。图 6 中的侵蚀面与大型丘状或洼状交错层理共生,岩层厚度也更大、粒度也更粗(出现中厚层砾岩)。非常值得一提的是,在鄂尔多斯盆地北部的纳林河 G109 国道两侧就发育了很好的正弦曲线风暴侵蚀面。波宽可达数十米,波高近 1 m。

正向侵蚀面可以形成丘形构造,负向侵蚀面可以形成洼形构造。在侵蚀洼陷之间的许多正向不规则性就是侵蚀丘^[20]。侵蚀面上往往是粗粒沉积,可是陆源的,也可是盆内的;磨圆可以很好,也可以很差;分选性总体较差或很差。丘形构造和洼形构造内部



图13 2014年2月威尔士中部锡尔迪金郡某海滩遭受风暴侵蚀后裸露出5000年前的森林

(据互联网英国媒体)

(a) 风暴强烈的侵蚀,使侵蚀面暴露了大量树桩(黄色箭头所指)和最大直径达10 cm的砾石(红色箭头所指);(b) 风暴强烈的侵蚀,使侵蚀面暴露了大量树桩(黄色箭头所指)和最大直径达30 cm的砾石(红色箭头所指)。砾石的磨圆度分选非常好,表明以前这里曾是海滩

Fig.13 In February 2014, an ancient beach in Ceredigion County, central Wales, was exposed after a storm, where there was once a 5000-year-old forest (source: Internet British media). Severe storm erosion exposed a large number of tree stumps (marked by yellow arrows) and gravels up to (a) 20 cm and (b) 30 cm diameter (red arrows). The gravels are well rounded and sorted, indicating that this place was once a beach (modified from Internet British media)

可以有层理也可以无层理,但层理与侵蚀面不是同期形成的,更不是同一动力场形成的。丘形构造和洼形构造可被看作是一种特殊的软沉积物变形构造,揭示了沉积体在形成后不久与环境的再度平衡。

2.4 伴生、共生构造

除了上述侵蚀冲刷面以外,还有其他伴生、共生构造,主要有:1)叠瓦构造(图3、图4b)。在风暴沉积的旋回底部砾石层中很发育,在底部或逐步的砂砾岩中也有发育,揭示了风暴流也具有牵引流的特点,正是符合复合流的动力特点。这种复合流主要石油向岸或向湖的底部冲洗流形成的;2)软沉积物变形构造。主要有泥火山泥底辟及火焰构造,规模普遍较大,规模最大者宽高可以在数十厘米;也可以见到变形层理。与风暴流的高速冲洗流和快速沉积有关。

2.5 层序与叠置特点

马宝林^[32]把塔里木盆地风暴岩中丘状交错层理分为3种类型:1)简单式。为单个的丘状构造或丘状交错层理,中心上凸两侧收敛,丘径约20~200 cm,丘高1~15 cm,层系从几厘米到50 cm厚;2)叠加式。多个单一的丘状交错层理的重叠,无截切现象,表现出上攀波痕纹理构造的特点,厚10~20 cm不等,多出现在风暴砂层的中部或中下部;3)复合式。也是由多个丘状交错层理重叠而成,形态特征与叠加式相似,但每个层系之间有冲刷和截切象,多出现在风暴砂层的中上部位。实验表明,沉积速率较小(1 mm/min)时丘状交错层理被侵蚀,而洼状交错层理被保存,当沉积

速率较大时则可以形成和保存丘状交错层理(4.2 mm/min)^[28]。所以,风暴沉积的层序特点与沉积速率还有关,从山东青岛灵山岛下白垩统的湖泊风暴沉积的实际情况看,丘状交错层理和洼状交错层理似乎是两极的存在。但是,Dumas *et al.*^[26]认为,丘状交错层理和洼状交错层理在成因上是有联系的,洼状交错层理可以被描述为被截断的各向异性丘状交错层理。从此又可以看出,洼状交错层理与丘状交错层理之间的关系是微妙的,似乎洼状交错层理是丘状交错层理的变种。Dumas *et al.*^[26]的观点认为形成丘状交错层理和洼状交错层理的控制因素是单向水流的速度和沉积速率,换一种表述就是:单向水流的速度和沉积速率控制了是形成丘状交错层理还是洼状交错层理,可以进一步理解为丘状交错层理还是洼状交错层理不是天生形成的,能形成丘状交错层理就不能形成洼状交错层理。从灵山岛的实际情况看,洼状交错层理与丘状交错层理之间的关系也确实微妙的,一方面它们紧密共生,另一方面它们在侧向上又没有连续性,难以从一个连续的沉积层(细层、纹层或岩层)追索到两者是连续的,恰恰相反,两者往往被一个非常明显的间断面(泥膜或侵蚀面)所分隔(我们将其称为丘状交错层理与洼状交错层理的分隔“包络面”)。从风暴形成的振动流特点看,波峰和波谷是同时存在的,如果在波峰处发生了沉积形成丘状交错层理,那么在波谷处也应该发生沉积形成洼状交错层理,事实并非如此。恰恰相反,在波峰处形成丘状交错层理的时候,波谷处则处在剥蚀

时期。洼状交错层理的沉积环境可能是介于丘状交错层理与大型的高角度交错层理之间^[26]。从东胜的野外露头看,丘形构造和洼形构造有三种叠合方式:同相叠合,异相叠合和侧向叠合,其特点以下分述:

(1) 同相叠合。指的是丘形构造、丘状交错层理或洼形构造、洼形交错层理垂直上叠(图6C、图8),这种叠合方式表明风暴的相位自下向上没有移动,也可能揭示了是一次风暴形成的,或者沉积底形有某种特殊的有利于形成这种叠合的条件。在研究区这种叠合方式很典型,但不多见。自下而上丘洼状构造的厚度逐渐减薄和幅度减小。

(2) 异相叠合。丘形构造与洼形构造垂向叠合,两者构成一个大“眼球”(图7, 11)。这种叠合一般规模较小,高度在数厘米到数十厘米,宽度在十余厘米到数米,以细粒沉积岩为主,泥岩和粉砂岩是主体。

(3) 侧向叠合。丘形构造与洼形构造侧向连接过渡(图12c),这是最常见的叠合方式,表示了风暴浪的自然动力转化。规模可大可小,岩性多样。应该形成于水体开阔和水底平坦地带。波浪没有受到底形的约束,波峰与波谷可以连续发育。

必须注意的是,在研究区发育较好的丘洼构造组合中,洼状和丘状构造之间似乎存在一个明显的分界线(面)(图11b中的白色虚线),把丘洼构造完全分开了。所以,洼状构造与丘状构造不是同时形成的,而是形成于丘状构造之后(图3)。这种现象在山东青岛的灵山岛白垩系风暴岩中也有所见。

2.6 风暴浪的波长、波高、周期及水深

在研究风暴沉积时,当时的风暴规模有多大,是必须要明确的一个重要问题,尤其是对东胜这种巨型的丘洼构造,需要清楚地认识其形成条件,即它们形成时的风暴浪的规模(浪高和波宽)和水深。前人已经通过研究丘状交错层理来恢复风暴浪及其风暴浪的动力特点。Dumas *et al.*^[26]通过实验模拟了波浪作用形成底形(波痕),发现波宽在3.5 m以下,波宽略小于波浪作用在沉积物表面的底形宽度(波痕的宽度),建立了公式(1)。他们发现丘状交错层理(或丘形体)的波长 λ_0 受控于波浪底部轨道半径 d_0 ,它们之间的关系为^[28]:

$$\lambda_0 = 0.52 d_0 + 38.5 \quad (1)$$

研究发现,此公式仅适应于小型丘洼构造,对于像研究区的这种大型丘洼构造显然不适用,至少从

补充项38.5 cm就可以看出这个公式不适应于本研究区。但目前还没有更好的公式可以替代,本文暂用此公式进行粗略计算。把丘洼构造的波峰和波谷等于波浪底部轨道,用德来西—昌汉不拉剖面最大的丘状和洼状构造的参数进行简单计算。那个最大的丘洼状构造宽90 m(图8)。公式(1)的补充项忽略不计,公式即为:

$$\lambda_0 = 0.52 d_0 = 0.52 \times 90 = 46.80 (\text{m}) \quad (2)$$

也就是形成区内最大的风暴波长为46.80 m。Immenhauser^[33]提出了一个公式计算风暴浪周期的公式 $L_0 \approx 1.56 T^2$,其中 L_0 为波长, T 为风暴浪周期,于是可得:

$$T = (L_0/1.56)^{-2} \quad (3)$$

将昌汉布拉最大的丘洼构造的参数 $L_0 = 46.80$ m代入公式(3),即 $T = 5.477$ s。这是一个深水条件下根据波长计算周期的公式,而本研究的主要剖面——德胜西剖面却为浅水环境(发育了丘洼构造,表明风暴的影响深度已经超过了丘洼构造的发育深度,故为浅水)。可从另外三个角度计算风暴周期。

(1) 按照Dumas *et al.*^[28]提出的底形稳定性图解在HCS形成过程中波浪的波速一般不超过1 m/s。因此,可以设定波浪流速 $U_w = 1$ m/s,则将 $d_0 = 85.79$ mm代入公式(4):

$$\pi d_0 / T = 1 \quad (4)$$

从而得到, $T = 269.38$ s。因此, T 也会小于269.38 s,这是一个很大的周期值。

(2) 还可从另一个角度计算风暴浪周期(T)。把风暴的搬运看作悬浮搬运,而非推移搬运,所以颗粒的搬运在很大程度上与悬浮有关,即颗粒要保持悬浮的状态至少要确保流体的向上运动速度大于和等于颗粒的沉降速度,这一个概念就相当于最小流化速度(V_{mf} , minimum velocity)。

用三种方法的计算结果差别极大(表3)。其中前两者方法的计算结果与理论数值差别巨大,到了16~19 cm的砾石,用前两种方法计算的最小悬浮速度都达到了超音速。到了32 cm直径的砾石,用第二种方法计算的结果竟达3~4倍音速,很明显前两种方法存在问题,有必要放弃,而本研究基于模拟实验拟合的公式计算出的数据相对合理。因此可利用本研究拟合的公式进行计算,求不同粒度砾石的最小悬浮速度,进而获得风暴浪的动力参数。

表 3 实验和不同方法计算得出的不同粒度颗粒的最小悬浮速度
Table 3 Comparison of the minimum suspension velocities of different particle sizes calculated by experiment and different methods

粒径/mm	$U_{mf}^{\blacksquare}/(m/s)^{[36]}$	$U_{mf}^{\star}/(m/s)^{[37]}$	本文实验/(m/s)	$U_{mf}^{\blacktriangledown}$ (本文经验公式计算)
0.125	0.000 2	0.000 2	0.030 7	
0.25	0.000 6	0.001	0.045	
0.5	0.002	0.003	0.063	
1	0.01	0.013	0.107	
2	0.04	0.05	0.13	
10	0.95	1.23	0.44	
20	3.79	5.2	0.66	
30	8.52	11.69	0.82	
40	15.15	20.8	0.98	
50	23.67	32.5		1.1
60	34.09	46.8		1.24
70	46.39	63.7		1.36
80	60.6	83.19		1.48
90	78.58	107.81		1.63
100	97.01	133.1		1.75
110	117.39	161.05		1.86
120	139.7	191.67		1.96
130	163.95	224.94		2.06
140	190.15	260.88		2.16
150	218.28	299.48		2.25
160	248.36	340.74		2.35
170	280.37	384.66		2.44
180	314.33	431.24		2.53
190	350.22	480.49		2.62
200	388.06	532.4		2.7
210	427.84	586.97		2.79
220	469.55	644.2		2.87
230	513.21	704.1		2.95
240	558.81	766.66		3.03
250	606.34	831.88		3.11
260	655.82	899.76		3.19
270	707.24	970.3		3.26
280	760.6	1 043.5		3.33
290	815.89	1 119.37		3.41
300	873.13	1197.9		3.49
310	932.31	1 279.09		3.56
320	993.43	1 362.94		3.63

注： $U_{mf}^{\blacksquare} = 0.000\ 59d^2(\rho_p - \rho_f)g/\mu^{[34]}$ ； $U_{mf}^{\star} = 0.00081d^2(\rho_p - \rho_f)g/\mu^{[35]}$ ； $U_{mf}^{\blacktriangledown} = 4.525 \times 10^{-7} \times (\rho_s - \rho_f)gD^{0.629\ 3}/\mu$ (本文)； $\mu = 0.894\ 9 \times 10^{-3}$ (25℃)。

以图 6c 左下角的最大直径 22 cm 的砾石为实例提取其参数进行计算,通过拟合的公式可知其悬浮速度为 2.87 m/s(表 3),就是说风暴浪要把湖边直径 22 cm 的砾石用悬浮的方式搬运到较深水的地方,其垂向的分速度必须大于 2.87 m/c,否则这个粒径的砾

石就会沉在水底,无法以悬浮的方式被搬运到湖中较深水的地方。2.87 m/s 的流速是非常快的,揭示了风暴非常强烈。众所周知,风暴浪的振荡流运动非常复杂,主要特点是紊流,它既有向上的分量,也有水平分量,而且还有向下的分量(图 14)。

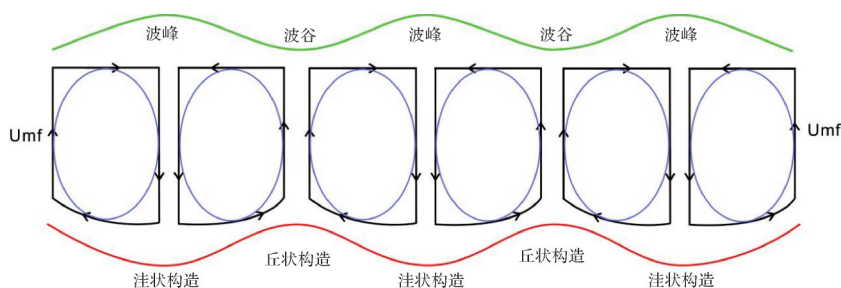


图14 风暴浪动力模式及丘洼构造和砾石的排列

蓝色椭圆是水质点的简化运动轨迹;黑色的梯形是为了计算简化的水质点运动轨迹;底部红线为沉积面底形,也代表丘洼构造;顶部绿线代表波浪

Fig.14 Model of storm-wave dynamics. Blue ellipses are simplified trajectories of water particles. The black trapezoids are simplified trajectories of water particles for calculation. The lower red line represents sedimentary surface, and also HCS and SCS. The upper green line represents storm waves

可以把波浪的水质点运动看出是一个椭圆形的闭合流(图14绿色线),因此有闭合回路上的任何一点速度相同(图14)。这里不考虑定向回流形成的水平叠加速度。但由于考虑计算的方便,把椭圆的运动轨迹简化成梯形(图14黑色线)。由于是闭合流线,垂直速度应该等于水平速度。

风暴浪的另一个重要参数是周期(T)。丘洼构造的一个完整的宽度可以看成是一个波长(图9)。研究区最可靠的丘洼构造宽度是图6c中的丘洼状构造的10.85 m宽。把这个参数当做研究区丘洼构造的最大波宽进行计算。由于波浪运动的质点实际可能是椭圆(图9中的蓝线),而且可以看做是闭合椭圆,所以在椭圆上的任何一点速度都是相同的,且把水质点从出发点回到原点称为一个周期。由于无法确定实际水深,但知道近似的波宽(洼状交错层理的半个宽度),所以可以近似地计算波浪周期为一个洼状交错层理的宽度除以水质点的运动速度,求得最小的周期:

$$T = W/U_{mf} \quad (5)$$

用丘洼构造宽10.47 m的一半(5.24 m)作为物理模型(图14),可得 $T = 1.83$ s。因为仅考虑了波浪质点在水面或水底水平运动的时间,没有考虑垂直运动耗费的时间,很容易计算得到总周期 $T_1 = 7.30$ s。由于计算得到的是一个只考虑了最小悬浮速度,当砾石被悬浮到最高点开始向两侧运动时风暴的悬浮速度就会骤减,因此悬浮速度必须远大于最小悬浮速(U_{mf}),所以风暴的实际周期会远小于7.30 s。这个周期是一个非常短的周期,一般海洋风暴浪的周期多在数百到数千秒,甚至更长^[36]。观察表明现代海洋风暴潮的周期约为 $10^3 \sim 10^5$ s,或者 $1 \sim 10^2$ h^[36]。从表3

可以看出,如果采用Richardson^[34]和Lowe^[35]的公式计算,风暴浪的周期就会大到不可思议的长度。具体的计算过程在此忽略。

(3) 此外,可从本研究模拟实验获得的参数(表3)来计算风暴周期。从表3可知,22 cm的砾石的悬浮速度为2.87 m/s;值分别代入公式(4),可得德胜西大型砂砾丘洼构造的风暴周期 $T = 11.45$ s。该值与采用本研究采用的模型(图14)和方法($T = W/U_{mf}$)计算的结果(7.30 s)非常吻合,说明其具有一定的可靠性。计算昌汉布拉大型丘洼构造(图8),取中砂的最小悬浮速度为0.063 m/s,将该值分别代入公式(4),可得昌汉布拉的风暴周期(T) = 4 275.88 s = 1.19 (h)。

这个值与用Immenhauser^[33]法计算获得的值(5.477 s)差别极大,后者是前者的782倍。从上可知,用不同方法和不同参数计算获得的风暴周期差别很大。海洋风暴潮的周期约为 $10^3 \sim 10^5$ s,或者 $1 \sim 10^2$ h^[36]。所以,我们的计算结果也有一定的合理性。从这个角度也揭示了研究区当时是一个很大的湖泊。但必须正视的是,离散的计算结果表明风暴浪的周期的恢复目前还存在很多困难,需要今后不断探讨。

海洋风暴是(台)风沿海面运动形成的剪切力牵引海面海水发生同向运动形成的,从台风中心向边缘海运动一般需要较长的时间,所以风暴浪的周期也很长。研究表明,长周期的海浪比风暴和海啸的海浪要高^[37]。海啸的优势波长可达数百公里,优势波的周期可达数十分钟,到达海边后也可达数分钟。大风暴和海啸之间的主要区别并不是海浪的高度,而是后者的长周期。因此,我们计算获得的风暴周期较长是可以理解的。但风暴浪进入浅海、尤其是

滨浅海后其周期和波宽会骤减,而频率和波高会骤增,所以我们计算获得的风暴周期可能应该明显小于计算值。从此可以看出,无论是那一种计算和计算结果都只能用做参考。值得一提的是,前人研究发现在风暴浪波高5 m,周期为16 s时可以在50 m深可以产生0.7 m/s的振荡流,可以搬运粉砂;而同样的风暴浪在10 m深可以产生2.0 m/s的振荡流,可以搬运砾石^[20]。而风暴浪波高5 m,但周期为6 s时则只能影响10 m水深,总之,波浪周期越长影响的水深越大^[20]。风暴周期对风暴动力、油气是对风暴沉积的影响这个问题今后应该深入探讨,以求获得更加合理的值。

丘状交错层理形成的水深一直是风暴沉积和风暴岩研究的热点^[20,38],同时也是难点。Bourgeois^[38]认为发育风暴岩的水深最大在50 m。Hunter *et al.*^[20]建立了一个风暴浪周期与浪高及影响水深的关系图,揭示相对于同样高度的风暴浪,其周期越长影响的深度越大。对于一个特定的波高来说,波浪的周期变长影响的水深就越大(图14)^[39],由此可知,丘状构造的高度与波浪的大小及水深均有一定关系。长周期的波浪可以在较深的水体中形成短周期的波浪在较浅的水体中形成同样高度的丘状构造。因此不能简单地根据丘状构造的高度判别水深。由公式(1)和(2)可以推定,在波高一定的情况下波长越大则水深越大。所以,在从丘形构造来研究水深需要考虑丘形构造的高度和宽度。当然,总体上来说丘形构造越大反应的水体深度就越大,而Ito *et al.*^[40]认为这种层理的波长随着风暴沉积层厚度的增加而增大,并且随着古水深深度的增加而减小,它的波长被认为是由风暴潮引起的底层振荡水流轨道直径的函数。有效的风暴浪基面深度为风暴波长的1/3^[41],从这一观点可以获得,形成德胜西大剖面的最大丘状构造或交错层理(图6)的水深为12.80 m,是半深水湖泊环境。在德胜西的548 m长的风暴沉积剖面上,丘洼构造的波长变化较大,从6.0~25 m均有分布。因此,从丘洼构造的波长可以推测当时风暴沉积发育的水深范围2.0~8.33 m,为三角洲前缘—浅湖环境。而在纳林煤矿侏罗系煤系中的丘洼构造波长在3.50~8.53 m,因此,由丘洼构造可以推测当时风暴沉积发育的水深为1.17~2.84 m,是三角洲水下平原环境。

再利用另一个方法来推算大型丘洼构造形成时的古水深。Greenwood *et al.*^[8]实际观察到湖泊在深水2.0 m左右可形成波高数厘米、波长0.3~0.6 m的典型

丘状交错层理,水深与HSC波高的比例约为1/15(本文推算)。Dumas *et al.*^[28]对现代实例观察表明,当波浪的周期在14 s和浪高3.5 m时可以在13~50 m深的海底形成丘状交错层理。因此风暴浪高与影响水深的比例可以在1:10以上,甚至可达1:14。如果以该值类比,那么形成昌汉布达2.1 m高的大型丘状构造的形成时水深应该在30 m左右。而推测形成德胜西大型砂砾丘洼构造(高1.25 m,表2)形成时的水深在17.5 m左右。

3 古地理及古气候讨论

通过HSC恢复古湖泊水深对于湖泊古地理、古沉积及烃源岩发育具有重要意义。从上述可知,东胜东的风暴沉积和风暴岩经历了一个长期的过程,从早三叠世到中侏罗世,大概从250~165 Ma,历时约80 Ma。如此长时期内在同一个地点发育风暴沉积或风暴岩无疑是一个很罕见、但很有地质意义的事件,能够反映气候和古地理的重要信息。

早三叠世随着潘加亚大陆向北移动,陆地更均匀地分布在赤道两侧,整个潘加亚泛大陆对称于赤道分布(表1)^[42],因此在潘加亚泛大陆内部离海洋较远,在赤道强烈的阳光照射下会形成高温干旱气候,并形成强烈的蒸发环境。在中国西北地区晚二叠纪气候开始变得干旱,并沉积了红色岩系和蒸发岩;二叠纪末潘加亚泛大陆在靠近赤道的地区季风盛行,直到三叠纪赤道地区和中纬度大陆内部的季节性变得更加分明,且更加干燥,季风最为强烈。三叠纪位于赤道到中纬度地区的大陆内部都比较干燥。研究区位于潘加亚大陆内部,必然会受到整体气候的影响和控制。在早三叠世气候开始变得四季分明,气候干旱。研究区以东100 km的神木一带,三叠系(和尚沟组、刘家沟组等)—侏罗系是一套红色碎屑岩,此时亚洲区季风盛行,且强度最大^[43-44]。强大的季风会在潘加亚泛大陆内部造成四季分明的气候特征^[43]。从三叠世开始,鄂尔多斯盆地转变为内陆盆地,三面被高山包围(东面吕梁山、西面贺兰山、北面阴山),南面临特提斯海,特提斯洋的暖湿气流可以直达鄂尔多斯盆地,使得鄂尔多斯盆地也处于较湿润气候的湖水泛滥的地理环境。直到侏罗纪,由于秦岭隆起高度不大,暖湿气流翻越秦岭使鄂尔多斯盆地维持温暖湿润的气候,发育了广泛分布的煤系地层。与此同时鄂尔多斯盆地一直受亚洲季风的影响,使

得鄂尔多斯大湖在 80 Ma 时期发育风暴沉积和风暴岩。直到白垩纪,秦岭的大幅隆起阻断了特提斯洋气流,使鄂尔多斯盆地全面转向干旱气候,并发育了巨厚的红色风成碎屑岩。

另外需要明确的重要问题是,德胜西大风暴沉积剖面底部大砾石的优势排列方向是倾向东(图4),亦或是交错层理的细层倾向西(图5)?这种大砾石是由风暴冲洗流从岸边被搬运到浅湖中的。冲洗流一般是逆风暴方向发育,因此可以推测当时的季风是由西向东方向。交错层理的细层倾向西是由东向西的具牵引流性质的风暴底流形成的,也指示当时的季风方向是由西向东的。但其可靠性还有待于今后进一步的验证。

4 结论

(1) 鄂尔多斯东胜以东 109 国道自纳林煤矿到昌汉布达拉 40 余公里的剖面两侧的三叠系砂砾岩、砂泥岩、泥岩和侏罗系的煤层及黏土岩中,发育了典型的大型湖泊风暴沉积或风暴岩,其中最好的剖面在德胜西 109 国道的两侧,发育风暴沉积的剖面连续长度可达 548 m。

(2) 风暴形成的 HCS 和 SCS 规模中等—大,波宽多在十余米,波高在数十厘米到 1 米多;最大的 HCS 和 SCS 波长为 40~50 m,波高最大可达 2.1 m,揭示了当时的湖泊范围极大,可能与现在鄂尔多斯盆地的范围接近或更大。

(3) 通过模拟并拟合公式计算了携带不同粒度风暴的最小悬浮速度,分别得出了粉砂和直径 22 cm 砾石的最小风暴浪的悬浮速度和相应周期,结果非常离散,从数秒到数百秒、甚至数千秒。

(4) 发育风暴沉积的环境总体为较浅水区,可以分为 3 种:1) 以纳林煤矿为代表的侏罗纪三角洲(水下)平原相。发育泥炭沼泽。HCS 和 SCS 规模较小,波宽多在数米,波高多在 50 cm 以下;2) 以德胜西一带三叠纪为代表的滨浅湖相。发育黄褐色砂岩,水深达十余米;3) 以昌汉布达拉三叠纪为代表的半深湖相。发育灰色黏土岩,HCS 和 SCS 规模较大,波宽多达数十米,波高多为 1~2 m,水深约 50 m 以内。

东胜中生界风暴沉积和风暴岩提供了罕见的研究湖泊风暴的实例。目前的研究仍然不够深入。希望今后有更多学者关注该露头的研究,进一步丰富和完善我国的风暴沉积研究。

参考文献 (References)

- [1] Pflüger F. Matground structures and redox facies [J]. *Palaaios*, 1999, 14(1): 25-39.
- [2] Noffke N. Extensive microbial mats and their influences on the erosional and depositional dynamics of a siliciclastic cold water environment (Lower Arenigian, Montagne Noire, France) [J]. *Sedimentary Geology*, 2000, 136(3/4): 207-215.
- [3] Pruss S B, Fraiser M, Bottjer D J. Proliferation of Early Triassic wrinkle structures: Implications for environmental stress following the end-Permian mass extinction [J]. *Geology*, 2004, 32(5): 461-464.
- [4] Calner M, Eriksson M J. Evidence for rapid environmental changes in low latitudes during the Late Silurian Lau Event: The Burgen-1 drillcore, Gotland, Sweden [J]. *Geological Magazine*, 2006, 143(1): 15-24.
- [5] Calner M. A Late Silurian extinction event and anachronistic period [J]. *Geology*, 2005, 33(4): 305-308.
- [6] Puga-Bernabéu Á, Martín J M, Braga J C. Tsunami-related deposits in temperate carbonate ramps, Sorbas Basin, southern Spain [J]. *Sedimentary Geology*, 2007, 199(3/4): 107-127.
- [7] Hall A M, Hansom J D, Williams D M, et al. Distribution, geomorphology and lithofacies of cliff-top storm deposits: Examples from the high-energy coasts of Scotland and Ireland [J]. *Marine Geology*, 2006, 232(3/4): 131-155.
- [8] Greenwood B, Sherman D J. Hummocky cross-stratification in the surf zone: Flow parameters and bedding genesis [J]. *Sedimentology*, 1986, 33(1): 33-45.
- [9] 张金亮,寿建峰,赵激林,等. 东濮凹陷沙三段的风暴沉积[J]. *沉积学报*, 1988, 6(1): 50-57. [Zhang Jinliang, Shou Jianfeng, Zhao Chenglin, et al. Storm deposits in the Shasan member, Oligocene, Dongpu Depression [J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 1988, 6(1): 50-57.]
- [10] 姜在兴,赵激林,刘孟慧,等. 东濮凹陷西部湖相风暴沉积的初步研究[J]. *沉积学报*, 1990, 8(1): 107-114. [Jiang Zaixing, Zhao Chenglin, Liu Menghui, et al. Preliminary research into lacustrine storm-current deposits: An example from the western Dongpu Depression [J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 1990, 8(1): 107-114.]
- [11] 马永生,仲力. 风暴沉积、风暴岩的研究现状[J]. *地质科技情报*, 1990, 9(3): 9-14. [Ma Yongsheng, Zhong Li. Recent development of study on storm deposition and tempestites [J]. *Geological Science and Technology Information*, 1990, 9(3): 9-14.]
- [12] 袁静. 山东惠民凹陷古近系风暴岩沉积特征及沉积模式[J]. *沉积学报*, 2006, 24(1): 43-49. [Yuan Jing. The sedimentary characteristics and models of Paleogene tempestites in Huimin Sag, Shandong province [J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2006, 24(1): 43-49.]
- [13] 郭峰,郭岭. 柴达木盆地西部古近系湖相风暴岩[J]. *新疆地*

- 质, 2011, 29(2): 125-129. [Guo Feng, Guo Ling. Lacustrine tempestite sediment features of Paleogene, West Tsaidam Basin [J]. Xinjiang Geology, 2011, 29(2): 125-129.]
- [14] Liu X, Zhong J H, Grapes R, et al. Late Cretaceous tempestite in northern Songliao Basin, China [J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2012, 56: 33-41.
- [15] 钟建华, 倪良田, 邵珠福, 等. 青岛灵山岛下白垩统风暴岩与风暴沉积的发现及意义 [J]. 古地理学报, 2016, 18(3): 381-398. [Zhong Jianhua, Ni Liangtian, Shao Zhufu, et al. Tempestites and storm deposits in the Lower Cretaceous from Lingshan Island, Qingdao [J]. Journal of Palaeogeography, 2016, 18(3): 381-398.]
- [16] Allen P A. Wave-generated structures in the Devonian lacustrine sediments of South-East Shetland and ancient wave conditions [J]. Sedimentology, 1981, 28(3): 369-379.
- [17] 中国日报-中文国际. 加摄影师冒险拍摄伊利湖排空巨浪 [DB/OL]. (2016-02-03) [2020-04-07]. http://world.chinadaily.com.cn/2016-02/03/content_23370248_10.htm. [China Daily-Chinese international. Canadian photographer ventures to capture the billows emptying lake Erie [DB/OL]. (2016-02-03) [2020-04-07]. http://world.chinadaily.com.cn/2016-02/03/content_23370248_10.htm.]
- [18] 钟建华, 倪良田, 孙宁亮, 等. 青岛灵山岛下白垩统湖泊风暴沉积与风暴作用 [J]. 地质学报, 2020, 94(10): 3036-3061. [Zhong Jianhua, Ni Liangtian, Sun Ningliang, et al. Lacustrine storm and tempestite of Lower Cretaceous in Lingshan Island, Qingdao, Shandong [J]. Acta Geologica Sinica, 2020, 94(10): 3036-3061.]
- [19] Harms J C, Southard J B, Spearing D R, et al. Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences [M]//Society of economic paleontologists and mineralogists short course No. 2. Lecture Notes, Dallas, 1975: 161.
- [20] Hunter R E, Clifton E H. Cyclic deposits and hummocky cross-stratification of probable storm origin in Upper Cretaceous rocks of the Cape Sebastian area, southwestern Oregon [J]. Journal of Sedimentary Petrology, 1982, 52(1): 127-143.
- [21] Gilbert G K. Ripple-marks and cross-bedding [J]. Geological Society of America Bulletin, 1899, 10(1): 135-140.
- [22] Fairchild H L. Beach structures in the Medina Sandstone [J]. The Journal of Geology, 1901, 9(6): 549-550.
- [23] Campbell C V. Truncated wave-ripple laminae [J]. Journal of Sedimentary Research, 1966, 36(3): 825-828.
- [24] Dott Jr R H, Bourgeois J. Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences [J]. Geological Society of America Bulletin, 1982, 93(8): 663-680.
- [25] Leckie D A, Walker R G. Storm-and tide-dominated shorelines in Cretaceous Moosebar-Lower Gates interval-Outcrop equivalents of deep basin gas trap in western Canada [J]. AAPG Bulletin, 1982, 66(2): 138-157.
- [26] Dumas S, Arnott R W C. Origin of hummocky and swaley cross-stratification—The controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate [J]. Geology, 2006, 34(12): 1073-1076.
- [27] Arnott R W, Southard J B. Exploratory flow-duct experiments on combined-flow bed configurations, and some implications for interpreting storm-event stratification [J]. Journal of Sedimentary Petrology, 1990, 60(2): 211-219.
- [28] Dumas S, Arnott R W C, Southard J B. Experiments on oscillatory-flow and combined-flow bed forms: Implications for interpreting parts of the shallow-marine sedimentary record [J]. Journal of Sedimentary Research, 2005, 75(3): 501-513.
- [29] Harms J C. Primary sedimentary structures [J]. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 1979, 7: 227-248.
- [30] Walker R G. Shallow marine sands [M]//Harms J C, Southard J B, Spearing D R, et al. Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. Dallas: SEPM Society for Sedimentary Geology, 1975, 1: 75-89.
- [31] 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.]
- [32] 马宝林. 塔里木盆地西北缘震旦纪风暴岩成因探讨 [J]. 沉积学报, 1991, 9(3): 59-64. [Ma Baolin. Discussion on the origin of the Sinian tempestites in the northwestern margin of Tarim Basin [J]. Acta Sedimentologica Sinica, 1991, 9(3): 59-64.]
- [33] Immenhauser A. Estimating palaeo-water depth from the physical rock record [J]. Earth-Science Reviews, 2009, 96(1/2): 107-139.
- [34] Richardson J F. Incipient fluidization and particulate systems [M]//Davidson J F, Harrison D. Fluidization. New York: Academic Press, 1971: 25-64.
- [35] Lowe D R. Water escape structures in coarse-grained sediments [J]. Sedimentology, 1975, 22(2): 157-204.
- [36] 姜兆敏. 有关风暴潮近似解的研究 [D]. 南京: 河海大学, 2004. [Jiang Zhaomin. The study to approximate solution of storm surge [D]. Nanjing: Hohai University, 2004.]
- [37] Barbano M S, Pirrotta C, Gerardi C. Large boulders along the south-eastern Ionian coast of Sicily: Storm or tsunami deposits? [J]. Marine Geology, 2010, 275(1/2/3/4): 140-154.
- [38] Bourgeois J. A transgressive shelf sequence exhibiting hummocky stratification: The Cape Sebastian Sandstone (Upper Cretaceous), southwestern Oregon [J]. Journal of Sedimentary Petrology, 1980, 50(3): 681-702.
- [39] Myrow P M, Lukens C, Lamb M P, et al. Dynamics of a Transgressive Prodeltaic System: Implications for geography and climate within a Pennsylvanian Intracratonic Basin, Colorado, U. S. A. [J]. Journal of Sedimentary Research, 2008, 78(8): 512-528.

- [40] Ito M, Ishigaki A, Nishikawa T, et al. Temporal variation in the wavelength of hummocky cross-stratification: Implications for storm intensity through Mesozoic and Cenozoic[J]. *Geology*, 2001, 29(1): 87-89.
- [41] Pérez-López A, Pérez-Valera F. Tempestite facies models for the epicontinental Triassic carbonates of the Betic Cordillera (southern Spain)[J]. *Sedimentology*, 2012, 59(2): 646-678.
- [42] Parrish J T. Climate of the supercontinent pangea[J]. *The Journal of Geology*, 1993, 101(2): 215-233.
- [43] Parrish J T. Upwelling and petroleum source beds, with reference to Paleozoic[J]. *AAPG Bulletin*, 1982, 66(6): 750-774.
- [44] Parrish J M, Parrish J T, Ziegler A M. Permian-Triassic paleogeography and paleoclimatology and implications for therapsid distributions[M]//Hotton N H, MacLean P D, Roth J J, et al. *The ecology and biology of mammal-like reptiles*. Washington D C: Smithsonian Press, 1986: 109-132.

Discovery and Significance of Lake Storm Deposits in the Triassic - Jurassic of Eastern Dongsheng, Ordos Basin

ZHONG JianHua¹, NI LiangTian², SUN NingLiang³, HAO Bing³, XUE ChunQi³

1. State Key Laboratory of Coal Resources and Safe Mining, China University of Mining and Technology(Beijing), Beijing 100083, China

2. Postdoctoral Scientific Research Station, Shengli Oilfield Company Ltd., SINOPEC, Dongying, Shandong 257000, China

3. School of Geosciences, China University of Petroleum (East China), Qingdao, Shandong 266580, China

Abstract: Mesozoic rocks are exposed in the northeastern corner of Ordos City. The main strata consist of a set of Triassic-Jurassic lacustrine deposits. Well-developed storm deposits and tempestites are found in the Triassic-Jurassic. The main site of the study is in the Triassic-Jurassic on both sides of National Highway 109 from Nalinhe coal mine to western Desheng, a distance of about 40 km. The western Desheng profile shows well-developed storm deposits and tempestites over a continuous length of 548 m. These are mainly a fluvial-delta-lacustrine deposit (with a few peat bogs), which is remarkable for its type-perfect HCS and SCS. Preliminary studies suggest that this set of storm deposits and storm rocks mainly developed in shallow lakes. The main features are as follows. (1) Where there are storm deposits or storm rocks, the stratification is very poor, and the strata are mostly lenticular, or lenticular/wavy. (2) The mounds and depressions form perfect medium- and large-scale continuous sinusoidal curves of wavelength ranging from several meters to nearly 100 meters, and amplitude ranging from tens of centimeters to 1-2 meters. (3) The lithology and its combinations are mainly a set of yellow-brown conglomerate + sandstone + gray mudstone. It has an obvious binary structure (lower coarse / upper fine). Stratification has developed in the upper part of the lower block. Conglomerate dominated by coarse debris is a common bottom deposit in the storm deposits. Storm deposits and tempestites have been formed by coal seams near the Nalinhe coal mine. (4) Gray gravel-bearing block mudstone with floating gravel reveals that it was deposited rapidly, similar to debris flows formed by storms rather than hydrostatic deposits formed in normal weather. The pebbly mudstone is tens of centimeters thick, which indicates a considerable rate of deposition at the time. (5) In western Desheng, a prominent profile of storm sediments and rock, the bottom developing the 1 to 3 thick gravel layers, with a middle layer tens of centimeters to 1-2 m thick and large amounts gravel 30-40 cm in diameter, most with imbricate structure. The former may be instructed the backflow storm in the direction of the lake, which indicates flushing flow to the lake shore caused by very strong storms. (6) Oscillatory flow is dominant, but has clear characteristics of composite and oscillatory flow in some places. (7) The overall sedimentary background is that of a broad, shallow lake environment, with mainly in situ oscillatory vertical deposition. Lake storm deposits and tempestites in the Triassic-Jurassic in Ordos is not usual; to date, no such large HCS and SCS have been reported anywhere worldwide. This study has shown that the lacustrine water in which these storm deposits and tempestites were formed was about 50 meters deep.

Key words: hummocky structure and swaley structure; HCS and SCS; lacustrine storm; Ordos Basin