第 28 卷　第 5 期
2026 年　10 月

古　地　理　学　报
JOURNAL OF PALAEOGEOGRAPHY（Chinese Edition）

Vol. 28　No. 5
Oct.　2026

文章编号：1671-1505(2026)05-1915-16　　**DOI**:10.7605/gdlxb.2026.118

鄂尔多斯盆地西缘奥陶系拉什仲组槽模特征及主控因素*

李纾羽　何幼斌　李　华　赵仲祥　郑友怡
何一鸣　张显坤　姜纯伟

长江大学地球科学学院，湖北武汉 430100

摘　要　槽模蕴含着丰富的流体动力学信息，但对其特征的描述及主控因素的研究较为薄弱。以鄂尔多斯盆地桌子山剖面奥陶系拉什仲组为研究对象，综合运用野外剖面实测、岩石薄片鉴定及粒度分析资料等总结槽模特征，探讨槽模分布主控因素，建立槽模沉积模式，丰富槽模野外研究实例。结果表明：(1) 研究区拉什仲组中的槽模可见 8 种形态及 3 种组合类型，即简单抛物线（窄）形、简单抛物线（宽）形、球茎状抛物线形、锥状抛物线形（以上为Ⅰ型组合）；纺锤形（Ⅱ型组合）；不对称形、彗星形和螺旋形（以上为Ⅲ型组合）。(2) 水道沉积时期发育的槽模规模最大，朵叶沉积时期发育的槽模形态最为多样。(3) 槽模发育主要受流体性质与特征、能量及速度和侵蚀持续时间控制，流体流动轨迹不同导致槽模形态差异；流体能量强、流速高易形成大规模Ⅰ型组合槽模；随着能量减弱，槽模变小、数量增多，形态由Ⅰ型组合变为Ⅱ型组合；水流侵蚀持续时间越长，槽模分布越密。(4) 高能、高速、高密度的强侵蚀事件，形成高砂泥比、粗粒且分选差的沉积层，多发育Ⅰ型槽模；随能量衰减，流体向低能、低速、低密度的弱侵蚀状态过渡，在细粒、分选好的薄砂岩层下发育Ⅱ型组合槽模。

关键词　槽模　重力流　浊流　奥陶系　鄂尔多斯盆地

第一作者简介　李纾羽，女，2002 年生，硕士研究生，主要从事沉积学方面的研究。E-mail：1402216719@qq.com。

通讯作者简介　何幼斌，男，1964 年生，教授，主要从事沉积学研究教学工作。E-mail：100709@yangtzeu.edu.cn。

中图分类号：P539.2　　**文献标志码**：A

Characteristics and main controlling factors of flute casts of the Ordovician Lashizhong Formation in western margin of Ordos Basin

LI Shuyu　HE Youbin　LI Hua　ZHAO Zhongxiang　ZHENG Youyi
HE Yiming　ZHANG Xiankun　JIANG Chunwei

School of Geosciences, *Yangtze University*, *Wuhan* 430100, *China*

Abstract　Flute casts encode critical hydrodynamic information, yet their characteristics and

---

谨以此文纪念冯增昭先生 100 周年诞辰。

*国家自然科学基金项目（编号：42272115，42272113）资助。[Financially supported by the National Natural Science Foundation of China (Nos. 42272115, 42272113)]

收稿日期：2025-07-15　　改回日期：2026-01-27

controlling factors remain inadequately studied. This paper focuses on the Lashizhong Formation exposed in the Zhuozishan outcrop, Ordos Basin, aiming to document the morphological characteristics of flute casts, investigate the main controlling factors governing their spatial distribution, and establish a depositional model for such structures, thereby enriching field-based geological case studies of flute cast systems. Field section survey, petrographic thin-section analysis, and grain-size parameter analysis were integrated to conduct this research. Key findings include: (1) Eight morphological types and three assemblage types of flute casts are identified in the Lashizhong Formation of the study area, including narrow simple parabolic, wide simple parabolic, bulbous parabolic, and conical parabolic forms (classified as Assemblage Type I), fusiform form (Assemblage Type Ⅱ), as well as asymmetric, cometary, and helicoidal forms (Assemblage Type Ⅲ). (2) Flute casts formed during channel deposition are the largest in scale, whereas those developed in lobe deposits exhibit the greatest morphological diversity. (3) Flute cast formation is primarily controlled by flow energy, velocity, density, and erosion duration. High-energy, high-velocity flows favor large-scale Type I flutes, while decreasing flow energy leads to smaller, more numerous Type II forms. Longer erosion duration results in denser flute distributions. (4) Strong, high-density erosive events form thick, coarse-grained, poorly sorted sandstone layers dominated by Type I flutes, whereas weaker, low-density flows deposit fine-grained, well-sorted thin sandstone beds containing Type II flutes.

Key words flute casts, gravity flow, turbidity current, Ordovician, Ordos Basin

About the first author LI Shuyu, born in 2002, is a master degree candidate. She is mainly engaged in sedimentology. E-mail: 1402216719@qq.com.

About the corresponding author HE Youbin, born in 1964, is a professor. He is mainly engaged in teaching and scientific research in sedimentology. E-mail: 100709@yangtzeu.edu.cn.

重力流理论的形成与发展是沉积学的一场革命(Mutti *et al*., 2009),该理论为深刻理解深水沉积过程提供了全新视角。值得关注的是,深水重力流沉积广泛发育丰富的沉积构造,在流动过程中,由于重力流的能量、密度、流速及流体状态都在变化(操应长等, 2017),直接控制了沉积物的搬运与沉积方式,进而形成了多种类型的沉积构造。因此,沉积构造的类型和组合特征不仅反映了重力流的沉积动力学过程,也为重建古流体演化及沉积环境提供了重要依据。槽模是重力流沉积中典型的底部沉积构造,其形态、规模和分布特征能反映重力流在流动过程中的动力学特征与演化过程。在 20 世纪 50—60 年代,对槽模的研究多集中于形态特征描述与古水流恢复,探讨了底质情况与流线特征对槽模形成的影响(Dżułyński and Walton, 1965);自 20 世纪 70 年代起,对槽模的研究逐渐转向形成机理与动力学过程。Allen (1971a, 1971b) 提出了槽模的演化过程,总结了槽模的基本类型,解释了槽模与湍流涡旋、流体分离层及沉积物侵蚀之间的关系,并基于流动持续时间的变化,探讨了槽模在大小、形态及分布等方面的发展过程,将其划分为 5 个变化阶段。Blumberg 和 Curl (1974) 从流体力学角度解释了槽模表面粗糙度的形成机制。进入 21 世纪以来,研究重心进一步扩展至实验模拟及理论模型的建立,Peakall 等 (2020) 结合实验与理论模型,系统阐释了槽模的形成过程及其与湍流结构、鲍马序列的耦合关系;Baas 等 (2021) 指出,槽模等底模不仅受控于流速与湍流特征,更与流体的黏聚性密切相关且不同类型底模与流体类型存在一定对应关系,此外,底模组合和切割关系的出现揭示了单次沉积事件内部的流态演化过程。因此,槽模不仅是古水流方向的指示器,更是揭示沉积事件流态演变和流体性质的重要证据。虽然前人通过开展沉积模拟实验对槽模进行了较多描述和研究 (Allen, 1971a, 1971b, 1982; Elliott, 2000),但聚焦露头尺度的槽模相关研究仍然匮乏。到目前为止对槽模的时空展布、形成机理及主控因素等方面的研究,尚未见统一的动力学解释或

沉积模式。鄂尔多斯盆地西缘奥陶系地层出露良好，其中拉什仲组发育大量的槽模，为从区域沉积学角度分析槽模形成与演化规律创造了有利条件。本研究通过对研究区野外露头的观察与测量，综合区域地质背景，分析槽模形态及其组合特征，结合沉积单元类型、砂岩厚度和鲍马序列等因素从流体性质、能量以及侵蚀持续时间方面探讨槽模的形成机制，揭示槽模的时空展布及演化规律。以期更全面的恢复研究区拉什仲组重力流特征，从而丰富槽模野外研究实例，深化深水重力流沉积认识。

1　区域地质概况

鄂尔多斯盆地位于中国华北克拉通的西南部，呈南北分区，带状展布，盆地面积约 $3.7\times10^5\ km^2$。盆地西北缘地处西缘逆缓冲带，东临鄂尔多斯地块，北接伊盟隆起，西北部为阿拉善地块（图 1-a）(Sun and Dong，2020)。鄂尔多斯盆地晚奥陶世以海相碳酸盐岩沉积为主，其西缘自东向西依次发育开阔台地、台地边缘、深水斜坡和盆地，斜坡呈 SW 倾向的开放环—带状分布，发育浊流沉积（吴胜和等，1994；肖彬等，2013；王振涛等，2015；吴东旭等，2018），研究区位于内蒙古乌海市海南区桌子山地区，位于贺兰构造带与秦岭、北祁连海槽组成的三叉裂谷系（晋慧娟等，2005；李华和何幼斌，2020；李向东和陈海燕，2020；王鹏伟等，2020）。本区重力流沉积主要分布于斜坡带至深水盆地。

鄂尔多斯盆地西北缘桌子山剖面上奥陶统拉什仲组与下伏乌拉力克组为整合接触，与上覆公乌素组接触关系不清晰。本研究的目的层是上奥陶统拉什仲组一段和三段。总体上为 1 套灰绿色砂岩、粉砂岩与灰绿色、灰黑色黏土岩不等厚互层，底部夹有少量砾岩及砾屑石灰岩(图 1-b)，桌子山剖面实测剖面厚度近 105 m，可根据岩性组合划分为 3 段，整体为深水斜坡—盆地沉积(晋慧娟等，2005；肖彬等，2013；吴兴宁等，2015；李华等，2022)。

2　数据来源和方法

数据来源于对鄂尔多斯盆地西缘桌子山剖面上奥陶统拉什仲组一段中部、顶部和三段顶部剖面的实际地质测量及取样测试。

槽模的三维参数，即槽模的长度、宽度和厚度，长度测量其长轴，宽度测量其最宽的部位，厚度测量其露出地层的距离，共获数据 100 组。

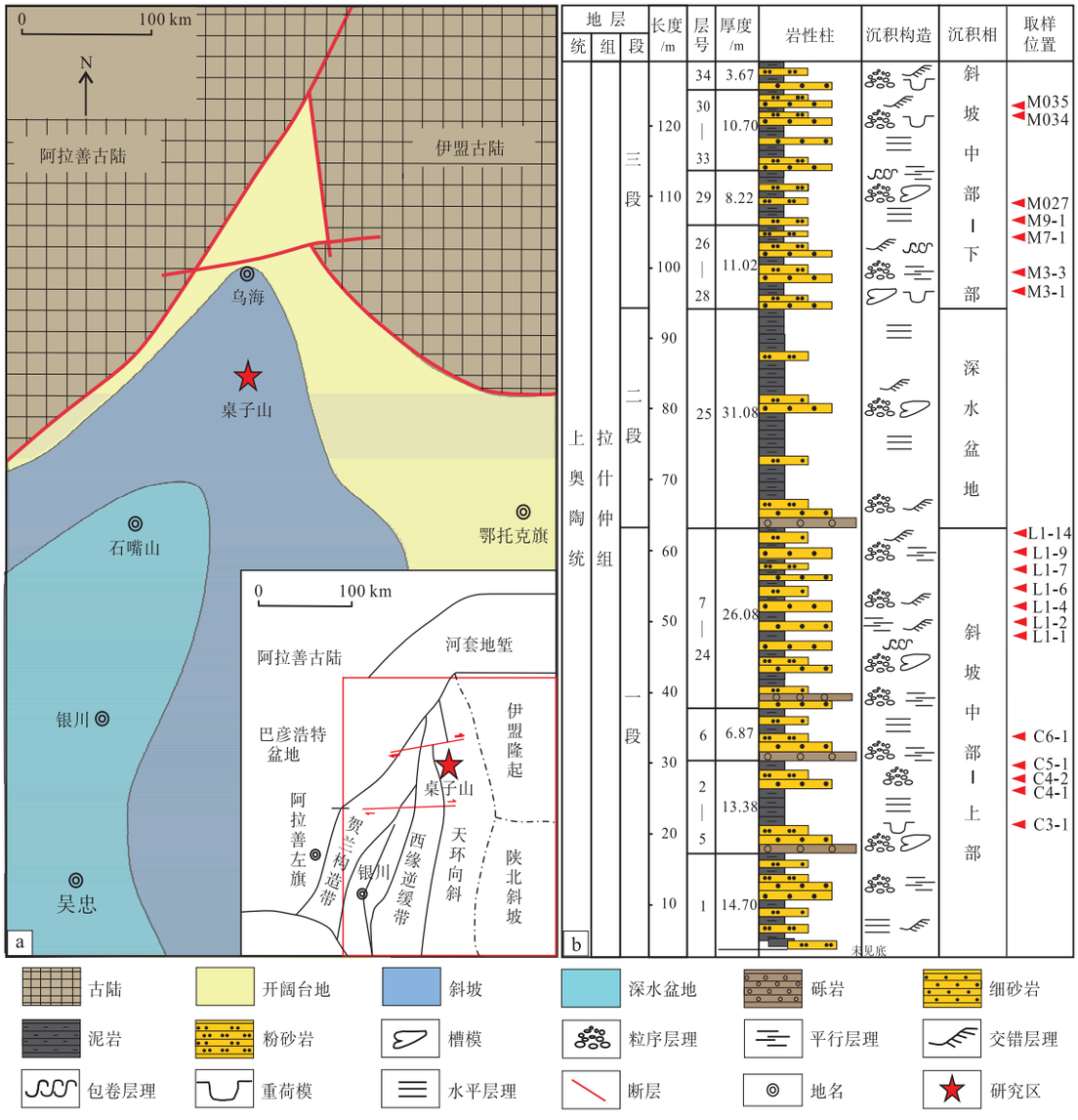
砂岩厚度及砂岩百分含量，测量发育槽模的砂岩厚度及其泥岩厚度 85 个。

古水流方向，选取规模较大的槽模进行测量，每个槽模的古水流方向数据均进行 2 次测量，每个底层面尽可能保证 5 个以上数据，共采集槽模古水流数据 63 组；在小型交错层理中选择较为平直的纹层测量，按照层系划分测量，每个层系测量 6~14 组数据，总计 59 组交错层理古水流数据。利用吴氏网校对野外测量数据进行矫正后绘制古水流方向玫瑰花图，绘图方向的统计角度取 10° 间隔。

粒度资料，来源于 16 块野外样品的粒度分析，采用标准粒度分析方法对样品进行处理，通过镜下薄片测量颗粒直径后选择福克和沃德公式(Folk and Ward，1957) 对相关粒度参数进行计算。

3　沉积单元

已有的研究表明(费安玮，2001；晋慧娟等，2005；李华和何幼斌，2020；李向东和陈海燕，2020)，鄂尔多斯盆地西缘桌子山剖面发育水道—朵叶沉积体系，分为水道、堤岸、近端朵叶和远端朵叶沉积单元，其代表的环境特征直接影响了浊流的特征。早期重力流能量高，堤岸不发育，以水道沉积为主，随着重力流能量的持续减弱，水道溢流形成堤岸及朵叶，近端朵叶能量大于远端朵叶。槽模指示方向通常可解释为斜坡方向(李向东和陈海燕，2020)。经校正的古水流数据显示，重力流流向主要在 181°~319°，基本限定于第 3 象限，因此，其指示的古流方向也代表区域斜坡方向，即从北东倾向南西。鄂尔多斯盆地西缘桌子山剖面拉什仲组一段中部发育水道—堤岸沉积，水道砂体两侧发育楔状的堤岸，界面清晰(图 2-a)。水道沉积呈透镜状，发育粒序层理、小型交错层理和平行层理等(图 2-b，2-c)，可见块状层理和颗粒定向排列，砂岩占比 27%~95%。指示其水动力强，流速快，对应高密度浊流沉积。堤岸发育粒度较细的平行层理，为浊流经过多期沉积充填、溢岸形成，砂层薄。前人分析认为其能量较弱，对应低密度浊流

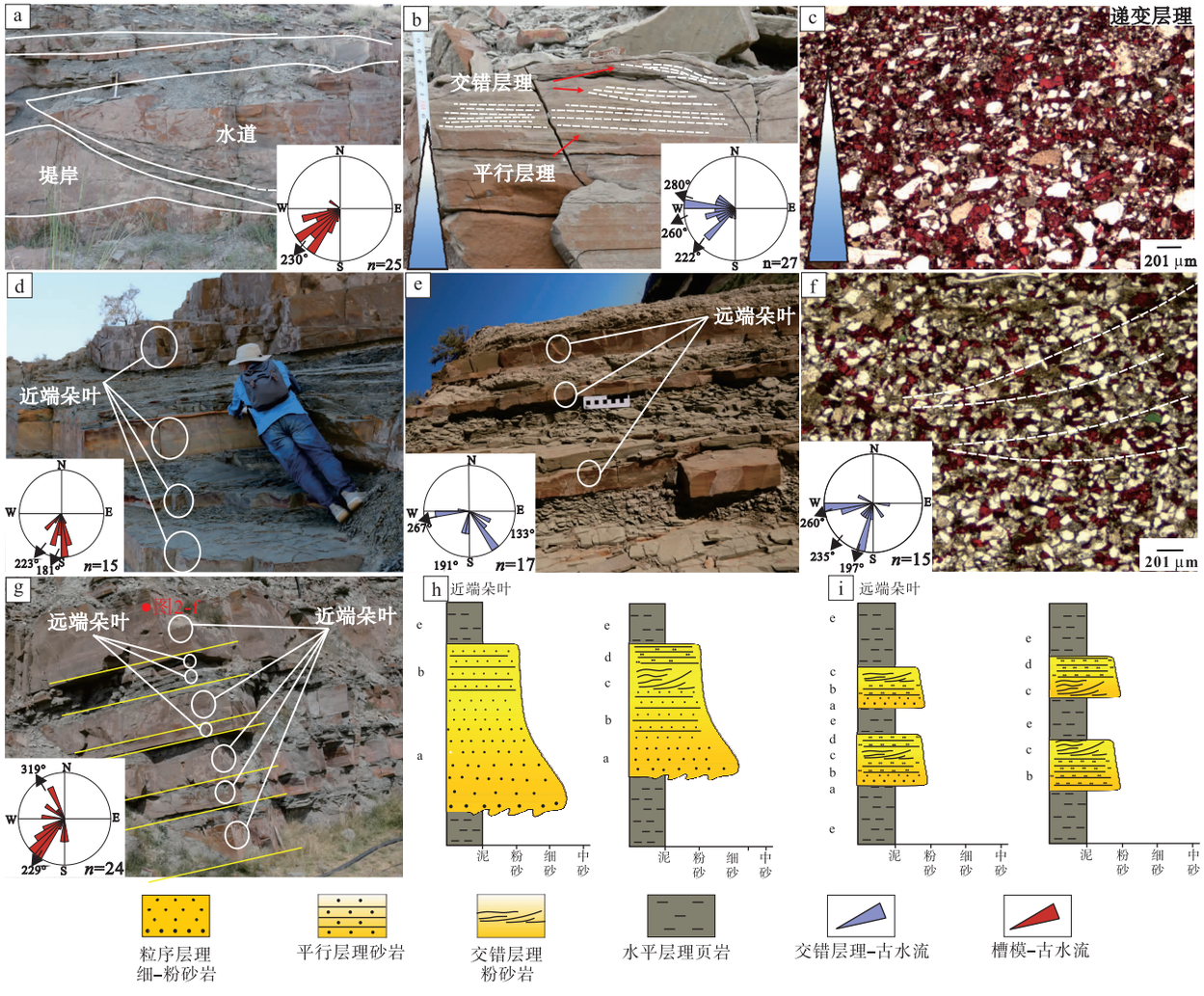


a—构造单元及古地理图（据王振涛等，2015；李向东和陈海燕，2020；有修改）；b—上奥陶统拉什仲组地层综合柱状图（据肖彬等，2013；有修改）

图 1 鄂尔多斯盆地西缘上奥陶统构造单元及古地理图和综合柱状图

Fig. 1 Tectonic units and palaeogeography and comprehensive stratigraphic column of the Upper Ordovician in western margin of Ordos Basin

沉积(何一鸣等，2025)。槽模恢复古水流方向平均方位为 230°(图 2-a)，其交错层理的古水流玫瑰花图(图 2-b)显示了 1 个主优势方向，平均方位为 280°，与斜坡方向的夹角呈小角度锐角；另外 2 个次优势方向中均与斜坡呈小角度锐角，这些特征表明，此时浊流水道环境中存在较强浊流右偏(西向)流动(李向东和陈海燕，2020)。拉什仲组一段和三段上部主要发育朵叶沉积，整体以层状分布为主(图 2-d，2-e，2-f，2-g)，发育粒序层理及平行层理，厚度稳定，界面多平直。根据岩性特征、砂岩厚度、平均粒径和砂岩占比差异(图 2-h，2-i)，朵叶可进一步分为近端朵叶沉积与远端朵叶沉积。近端朵叶沉积砂体的单层厚度大于 15 cm，一般 32～100 cm，多发育厚层—块状细砂岩，砂岩占比 75%～92%，Tab 段占比大于 60%，对应高密度浊流沉积；远端朵叶沉积砂体单层厚度小于 15 cm，一般为 2～10 cm，多发育薄层细砂岩夹泥(页)岩，砂岩占比 13%～53%，Tab 段砂岩



a—水道和堤岸发育示意图及古水流方向（由槽模恢复）；b—交错层理和平行层理及古水流方向（由交错层理恢复）；c—细—粉砂岩，具向上递变的正粒序特征，正偏光；d—拉什仲组三段近端朵叶及古水流方向（由槽模恢复）；e—拉什仲组三段远端朵叶及古水流方向（由交错层理恢复）；f—交错层理，单偏光，紫色为交错层理恢复古水流；g—拉什仲组一段近端朵叶和远端朵叶及古水流方向（由槽模恢复）；h—近端朵叶岩相特征示意图；i—远端朵叶岩相特征示意图

图 2　鄂尔多斯盆地西缘拉什仲组水道和朵叶沉积特征及古水流方向

Fig. 2　Channel and lobe depositional characteristics and paleocurrent directions of the Lashizhong Formation in western margin of Ordos Basin

薄，对应低密度浊流沉积。拉什仲组一段上部古水流平均方位为 229°（图 2-g），而其交错层理的古水流玫瑰花图（图 2-f）显示了 2 个主优势方向，与斜坡方向夹角分别为 31° 和 32° 小角度锐角，特征表明，研究区此时存在较强的浊流左偏（南向）和浊流右偏（西向）交替流动。拉什仲组三段上部古水流平均方位为 181°（图 2-d），斜坡倾向为近南向，交错层理的古水流玫瑰花图（图 2-e）显示了 2 个主优势方向，与斜坡方向夹角分别为 48° 和 86°，1 个次优势方向近平行斜坡流动，故此时研究区存在较强的斜反射流（李向东和陈海燕，2020）。

4　槽模类型及组合特征

鄂尔多斯盆地西缘桌子山剖面拉什仲组浊流沉积中的槽模形态多样，类型丰富，现对其具体特征、类型划分和组合关系进行总结（表 1）。

4.1　形态类型

鄂尔多斯盆地西缘桌子山剖面槽模典型形态可

以分为简单抛物线（窄）形、简单抛物线（宽）形、锥状抛物线形、球茎状抛物线形、彗星形、纺锤形、不对称形和螺旋形槽模共 8 种(表 1)，按照其形态规律将其分为 3 种组合类型，即Ⅰ型（简单抛物线（窄）形、简单抛物线（宽）形、锥状抛物线形和球茎状抛物线形）、Ⅱ 型（纺锤形）和 Ⅲ 型（彗星形、不对称形和螺旋形）。

简单抛物线(窄）形，长、宽和厚范围对应 4~18 cm、0.9~8.2 cm 和 0.1~4.6 cm。长宽比为 3~5，边缘轮廓呈光滑的抛物线形，脊不明显，可见侧边的沟，两端对称(图 3-a)。

简单抛物线（宽）形，规模较大，长度可见 10.4~36.0 cm，宽度介于 10~20 cm 之间，厚 0.8~5.0 cm。曲线光滑流畅，宽度较大，长宽比为 1.5~2.0，突起一端不规则，向另一端变宽、变薄，可见外沟和脊，两端对称，迎水端边缘呈尖突状，且沿水流方向略微内凹(图 3-b)。

锥状抛物线形，底部形态类似于简单抛物线(窄）形，在突起处延伸出一尖尖的“尾巴”向前收敛变细，长度增至 5.0~23.5 cm，宽和厚范围对应 2~12 m 和 0.2~5.5 cm。长宽比在 4 左右，延伸较长，可见脊(图 3-c)。

球茎状抛物线形，长和宽范围对应 5.0~16.5 cm 和 2~10 cm；厚度与锥状抛物线近似。长宽比为 2~5，突起一端见明显的浑圆状突起，向后变宽变薄，未见明显的沟和脊(图 3-d)。

纺锤形，规模一般较小，长、宽和厚范围仅为 2~12 cm、1.0~3.5 cm 和 0.2~0.6 cm。长宽比为 1.5~2.0。前端向内收敛成尖状，长轴平行排列，整体平直，近端从尖锐到适度的圆形，呈扁平状，深度不大，不见中央的脊和侧面的沟(图 3-e)。

彗星形，多伴生于纺锤形，特征近似，长度稍短，范围在 2~6 cm。前部收敛成尖状，尖端向一侧弯曲摇摆发散，延伸不远，长轴弯曲，两端不对称(图 3-f)。

不对称形，长度很短仅为 3~5 cm，宽度在 4~8 cm 间，长宽比为 0.8~2.5，厚 0.1~0.8 cm。由一个完整的抛物线形槽模，及多个单侧粘连发育的槽模组成，粘连发育的槽模不完整，向外规模逐渐变小，长轴彼此平行，两端不对称(图 3-g)。

螺旋形，长和宽范围对应 6~10 cm、2~4 cm；厚度在 4 cm 左右。长宽比为 1.5，其突起端向一侧弯曲，呈螺旋状，可见表面有突起螺旋纹路，延伸不远，两端不对称(图 3-h)。

4.2 组合特征

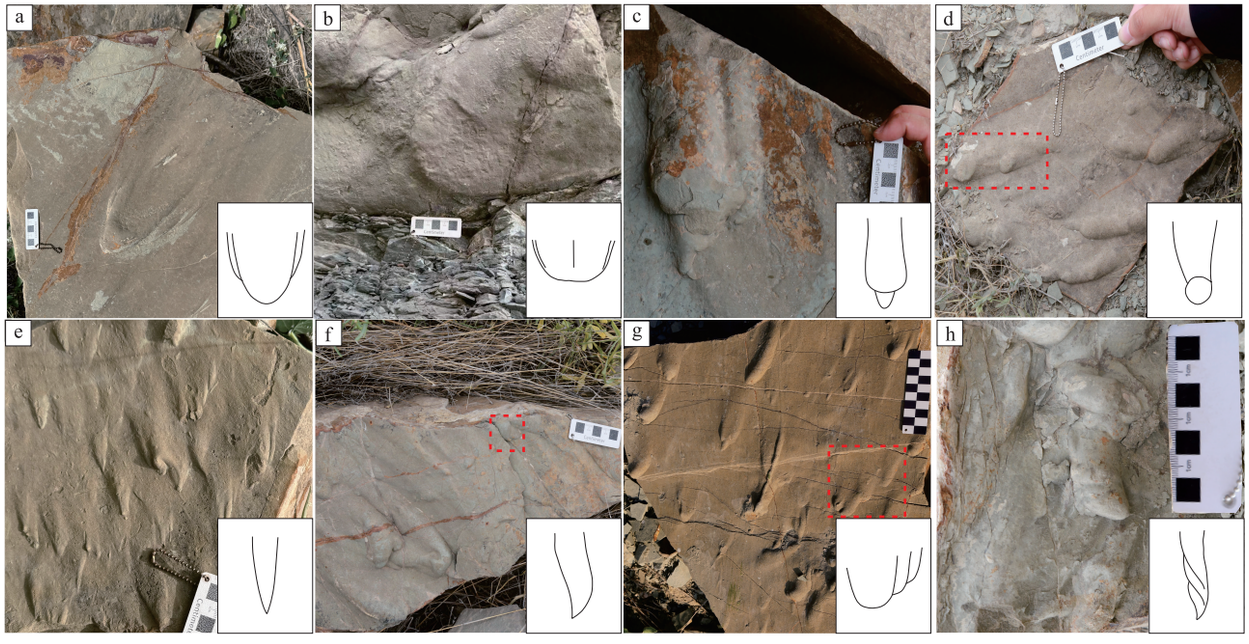
槽模既有独立出现的，也有多个成群出现的。孤立出现的主要是在 1 个底面仅有 1 个槽模（Allen，1969)；组合出现则在 1 个底面上可见多种形态的槽模。研究区以多种形态槽模组合出现的情况为主。多个槽模成群出现时，槽模之间有的间隔较远，有的间隔很近，相互影响或叠置，它们呈彼此平行或近乎平行的关系发育，也存在交叉关系。呈组合出现的槽模有同种形态组合和多种形态组合 2 种情况，若 1 个底面只出现 1 种形态的槽模则称之为同质组合；若 1 个底面含有多种形态同时出现的情况称之为异质模式。进一步分为 3 种组合类型，即Ⅰ型、Ⅱ 型和 Ⅲ 型。

在一个同质组合中，槽模不仅形态类型相同，而且大小上是相似的，本研究区发现简单抛物线(窄）形、纺锤形和简单抛物线（宽）形 3 种同质组合。同质组合中仅发现了 Ⅰ 型和 Ⅱ 型同质组合。

表 1 鄂尔多斯盆地西缘桌子山剖面拉什仲组槽模形态特征

Table 1 Flute cast morphological characteristics of the Lashizhong Formation in Zhuozishan outcrop, western margin of Ordos Basin

类型	对称性	形态	长度/cm	宽度/cm	厚度/cm
Ⅰ型	两端对称	简单抛物线(窄)形	4~18	0.9~8.2	0.1~4.6
		简单抛物线(宽)形	10.4~36.0	10~20	0.8~5.0
		锥状抛物线形	5.0~23.5	2~12	0.2~5.5
		球茎状抛物线形	5.0~16.5	2~10	0.2~2.5
Ⅱ型		纺锤形	2~12	1.0~3.5	0.2~0.6
Ⅲ型	两端不对称	彗星形	2~6	1~3	0.3~0.5
		不对称形	3~5	4~8	0.1~0.8
		螺旋形	6~10	2~4	3~4



a—简单抛物线（窄）形；b—简单抛物线（宽）形；c—锥状抛物线形；d—球茎状抛物线形，红色框处；e—纺锤形；f—彗星形，红色框处；g—不对称形；h—螺旋形

图 3　鄂尔多斯盆地西缘桌子山剖面拉什仲组槽模形态分类（据 Allen，1969；有修改）

Fig. 3　Morphological classification diagram of flute casts of the Lashizhong Formation in Zhuozishan outcrop, western margin of Ordos Basin (modified from Allen, 1969)

以异质组合出现的槽模在研究区最为广泛，1 个底床存在 2 种或 3 种不同的类型，其中有 1 种类型的槽模占主导地位。根据占主导地位的槽模形态来划分，可分为球茎状抛物线形占主导系列、简单抛物线（窄）形占主导系列、纺锤形占主导系列、简单抛物线（宽）形占主导系列以及不对称形占主导系列 5 种。异质模式中 Ⅰ 型、Ⅱ 型和 Ⅲ 型均有出现，但主要是 Ⅰ 型和 Ⅱ 型槽模组合（图 4）。

5　沉积特征

因拉什仲组一段及三段重力流沉积类型及特征差异，分别对不同沉积作用下形成的槽模进行详细观察和测量并对其特征及发育规律进行分析。

5.1　沉积单元类型

水道沉积中，槽模保存不完整，数量较少。槽模长度、宽度和厚度的范围依次对应为 2.8 ~ 36.0 cm、1 ~ 20 cm 及 0.1 ~ 5.5 cm。形态类型单一，多以发育简单抛物线（窄）形、锥状抛物线形和球茎状抛物线形同质组合模式为主。

堤岸属于水道溢出部分，水体分散变薄，浊流能量较弱，粒度极细，槽模保存情况较差，风化严重。槽模数量多且规模小，所见槽模长度、宽度和厚度的范围依次为 2 ~ 8 cm、1.5 ~ 5.0 cm 和 0.2 ~ 2.0 cm。形态单一，多为简单抛物线（窄）形单质模式，由于其流体变薄，侵蚀能力减弱导致槽模与槽模间呈共轭接触，单个槽模边缘模糊不清。

朵叶体沉积中，其槽模保存完整，形态规则；槽模发育数量较复合水道变多，规模变小。其中，近端朵叶沉积中槽模长度、宽度和厚度的范围是 10 ~ 26 cm、5.0 ~ 16.3 cm 和 0.9 ~ 7.0 cm。槽模边缘清晰，形态类型变多，组合模式复杂，可见所有类型的槽模发育；远端朵叶沉积中长度、宽度和厚度的范围为 2 ~ 12 cm、0.2 ~ 13.0 cm 以及 0.2 ~ 1.2 cm。伴生较多沟模和遗迹化石等，形态类型多为简单抛物线（窄）形和纺锤形。

综上所述，水道与朵叶沉积中发育的槽模在规模、形态及组合上各具优势：水道是最具有发育大槽模能力的沉积单元；而朵叶则是产生槽模形态与组合最多样的沉积单元。简单抛物线（窄）形槽模是研究区发育频率最高的形态。根据统计规律发

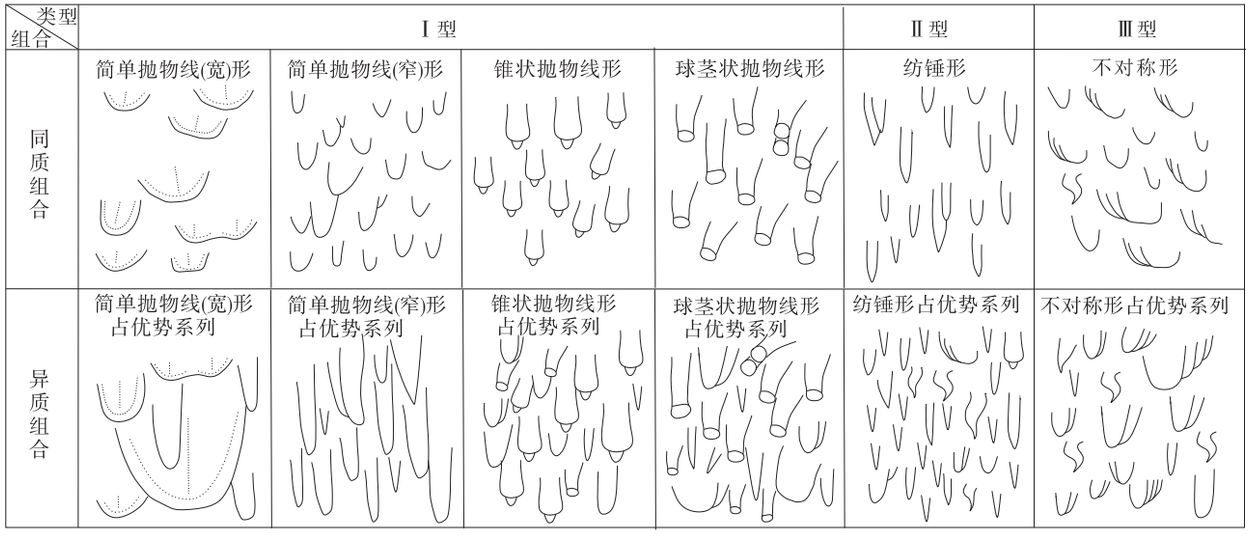


图 4 鄂尔多斯盆地西缘桌子山剖面拉什仲组槽模组合模式

Fig. 4 Pattern diagram of flute cast assemblages of the Lashizhong Formation in Zhuozishan outcrop, western margin of Ordos Basin

现，锥状抛物线形、球茎状抛物线形以及简单抛物线（宽）形槽模产生于较强的浊流能量阶段，纺锤形产生于浊流能量相对减弱的阶段。

5.2 砂岩厚度

随着砂岩厚度的增加，槽模三维参数范围随之变大，槽模三维参数与砂岩厚度的相关性也变大（图 5）。

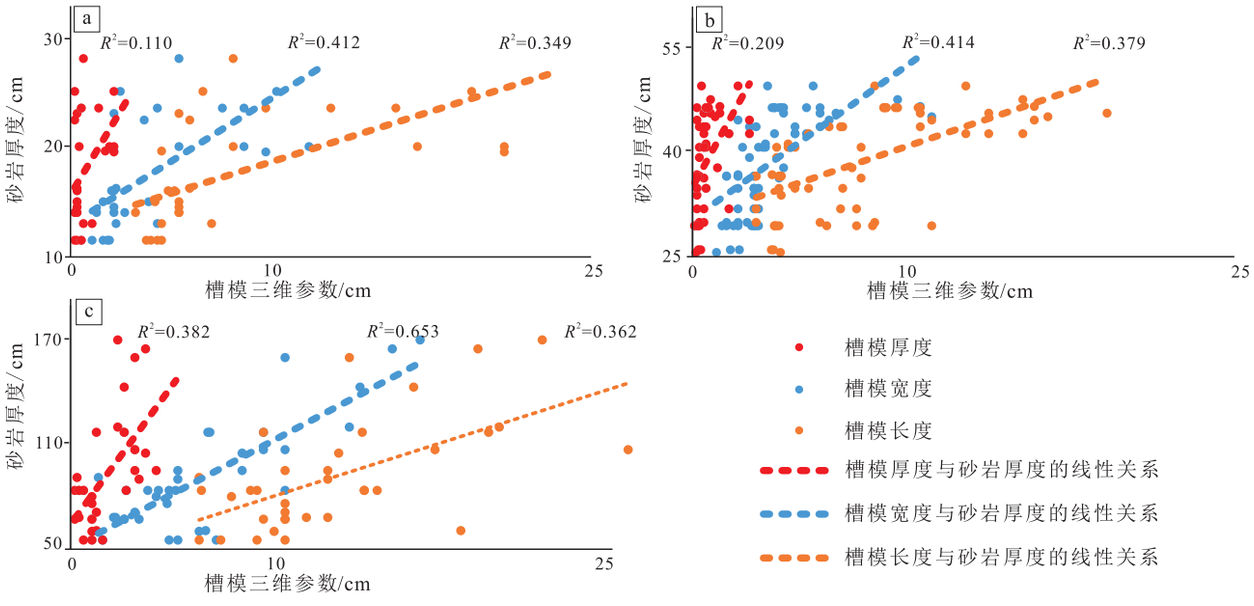
当砂厚小于 25 cm 时，发育长度 4~18 cm，宽度 1~12 cm，厚 0~3 cm 的槽模；砂厚为 25~50 cm 时，槽模变大，长度扩展至 4~20 cm，宽度增至 2~13 cm，但厚度仍维持在 0~3 cm 范围内；当砂厚超 50 cm 时，其长度可达 8~25 cm，宽度范围扩大为 2~16 cm，厚度最大可达 5 cm。随着砂厚的增加，与长度的相关性几乎无变化，但槽模宽度与砂岩厚度的相关性由 0.41 增至 0.65；槽模厚度与砂厚相关性也呈正相关由 0.11 到 0.38，但相关性依旧较弱。

由此可知，槽模宽度与砂岩厚度之间呈现出最显著的线性相关性，且砂厚越大，两者之间的正相关性越强。这一特征很可能与流体横向侵蚀能力在厚层砂岩背景下的持续增强密切相关。相比之下，槽模长度虽然也随砂厚增加而增大，但其相关性并未出现显著强化；槽模厚度与砂厚相关性最弱，说明垂向侵蚀受砂岩厚度约束较小。但当砂岩厚度超过 50 cm 后，槽模深度与砂厚相关性变好，这表明在厚层砂岩条件下，上覆压力的增大可能对流体的垂向侵蚀力产生控制作用，从而使槽模深度受砂厚影响更显著（表 2）。

5.3 鲍马序列

鲍马序列与层理构造的发育存在相对固定的关系，而与槽模之间的关系却不是固定不变的，随着鲍马序列的组合层段的不同槽模形态与规模会发生变化（图 6-a）Baas 等（2021）研究指出，槽模与上覆沉积层序之间未必存在直接成因联系，槽模并非仅限于鲍马序列 Ta 段，而主要反映的是流体与基底之间的相互作用。研究区拉什仲组可见 Tabe 和 Tbcde 等不完整的鲍马序列，通过对其底部槽模的观察，在 Ta 段底部，均发育槽模，几乎不见沟模及生物遗迹化石伴生；而在 Tb 和 Tc 段底部倾向于发育较多的生物遗迹和沟模，伴随少量的槽模。

鲍马序列各层段的槽模特征清晰地反映了流体能量与砂体厚度的差异。在高能量、厚砂岩的 Ta 段底部，槽模以Ⅰ型组合为主，具体表现为简单抛物线（宽）形约占 40%，锥状抛物线形约占 35%，而球茎状抛物线形与简单抛物线（窄）形合计占比 10%~15%。这些槽模规模显著大于 Tb、Tc 段发育的槽模，当槽模长度大于 7.5 cm、宽度大于 5 cm、厚度大于 2 cm 时，其发育频率明显增加，并在 Ta 段占据主导地位。相反，在低能量、薄砂岩的 Tb 与 Tc 段，槽模组合类型以Ⅰ型和Ⅱ型混合为主，其中简单抛物线（窄）形占 85%，纺锤



a—砂岩厚度小于 25 cm 槽模三维参数与砂岩厚度散点交会图；b—砂岩厚度 25~50 cm 槽模三维参数与砂岩厚度散点交会图；c—砂岩厚度大于 50 cm 槽模三维参数与砂岩厚度散点交会图

图 5　鄂尔多斯盆地西缘桌子山剖面拉什仲组砂岩厚度与槽模三维参数相关性

Fig. 5　Relationship between sandstone thickness and three-dimensional flute cast characteristics of the Lashizhong Formation in Zhuozishan outcrop, western margin of Ordos Basin

表 2　鄂尔多斯盆地西缘桌子山剖面拉什仲组砂岩厚度与槽模三维参数统计表

Table 2　Statistical table of sandstone thickness and three-dimensional flute casts of the Lashizhong Formation in Zhuozishan outcrop, western margin of Ordos Basin

砂岩厚度/cm	槽模三维参数/cm			槽模三维参数与砂岩厚度的相关性		
	长度	宽度	厚度	长度	宽度	厚度
<25	4~18	1~12	0~3	0.349	0.412	0.110
25~50	4~20	2~13	0~3	0.379	0.414	0.209
>50	8~25	2~16	0~5	0.362	0.653	0.382

形占 15%(图 6-b，6-c)，同时伴生沟模和遗迹化石。此时槽模规模都很小，槽模长度小于 7.5 cm、宽度小于 5 cm 以及厚度小于 1 cm 的情况主要集中于 Tb 和 Tc 段下(图 6-d，6-e，6-f)。

6　讨论

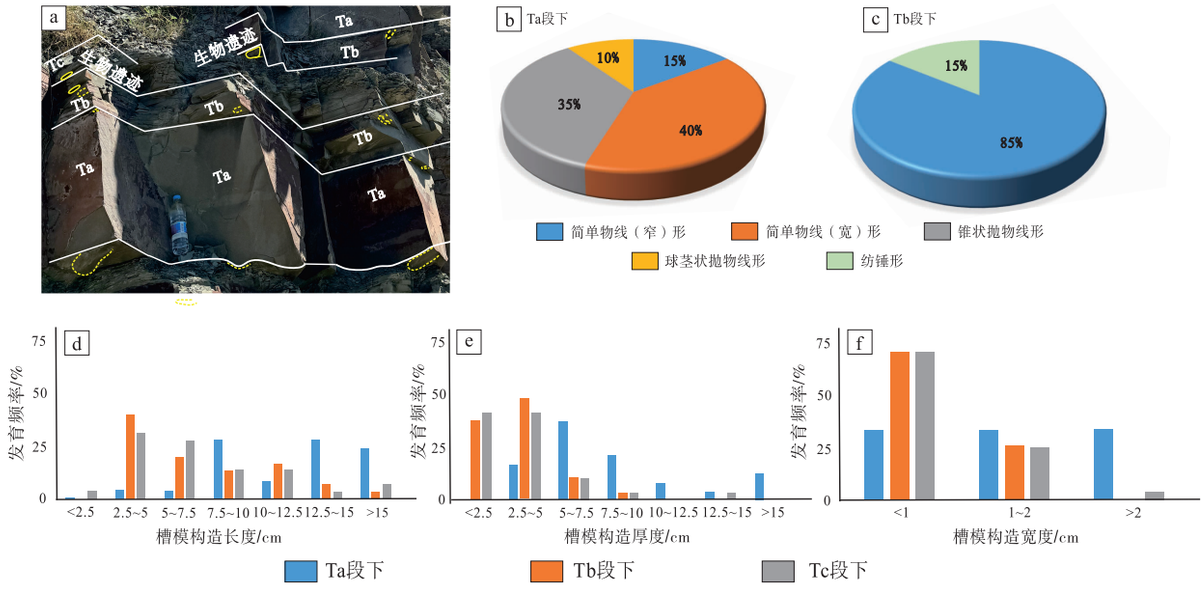
槽模的形成是侵蚀与沉积作用的结果，其发育过程受流体性质、沉积物特征（粒度和分选等）、流体动力学（流速和侵蚀持续时间）和基底抗侵蚀性等方面的控制。由于野外研究仍存在局限性，形成浊积岩的原始流体参数无法直接测量，包括但不限于浊流的速度、侵蚀持续时间和基底抗侵蚀性等参数。故以下暂不深入详细讨论。

6.1　主控因素

6.1.1　流体性质与特征

1）流线特征

一般认为与其形成时水流的分离和涡流的侵蚀有关，同时也与基底缺陷有关，泥质沉积物表面的凹凸不平现象，或者是在侵蚀过程中形成的高低不平的起伏，这些缺陷可能由生物扰动形成的凹坑、床面高度突变或基底非均质性造成，将导致水流的分离或局部涡流的产生（Allen，1982；何幼斌和王文广，2017）。在流动过程中，浊流会与周围环境水体接触并且发生摩擦作用，产生环形涡流现象，导致沉积物呈现自悬浮状态（Middleton，



a—鲍马序列各段下槽模野外照片，白实线代表鲍马序列不同段分界，黄虚线代表底部槽模；b—Ta 段下槽模类型分布特征；c—Tb 段下槽模类型分布特征；d—鲍马序列各段下槽模长度大小发育频率；e—鲍马序列各段下槽模宽度大小发育频率；f—鲍马序列各段下槽模厚度大小发育频率

图 6 鄂尔多斯盆地西缘桌子山剖面拉什仲组鲍马序列各段下槽模特征

Fig. 6 Characteristics of flute casts in each layer of Bouma sequence of the Lashizhong Formation in Zhuozishan outcrop, western margin of Ordos Basin

1978），涡流携带的沉积物因自悬浮保持活跃状态，增强了侵蚀能力，使凹坑进一步加深和延长。

Allen（1969，1971a）的研究证实，槽模的形成与产生流动分离的湍流有关。槽模的形态随着流动分离特征的不同而改变，呈现抛物线形的 Ⅰ 型槽模内发育显著的水平涡旋，涡流方向与主流向一致(图 7-a，7-b，7-c，7-d)，而纺锤形槽模中则形成一对横向旋转的涡流，旋转方向垂直于主流(图 7-e)。形成不对称的 Ⅲ 型槽模，其流动特征还未明确，可能在每个侧面都存在一个不对称的涡流，或者可能是一组涡流。同时，也可能涉及本身扭曲成螺旋状的涡流(图 7-f，7-g，7-h)。

Allen（1971a）将其分为：导致抛物线形态槽模（Ⅰ型）的“不稳定”形态，和形成纺锤形槽模（Ⅱ型）的“稳定”形态。这种分异与槽模内分离流的性质相关，特别是粘性泥质底层在槽模上游通过卷起形成涡流向湍流的转变过程。基于不稳定层流剪切层实验理论（Sato，1956）和槽模实验数据，Allen（1971a，1982）提出了临界缺陷长度 Xcrit 的判定公式：

$$Xcrit = 5.90d(1.25dU/\nu)^{(-7/8)}$$

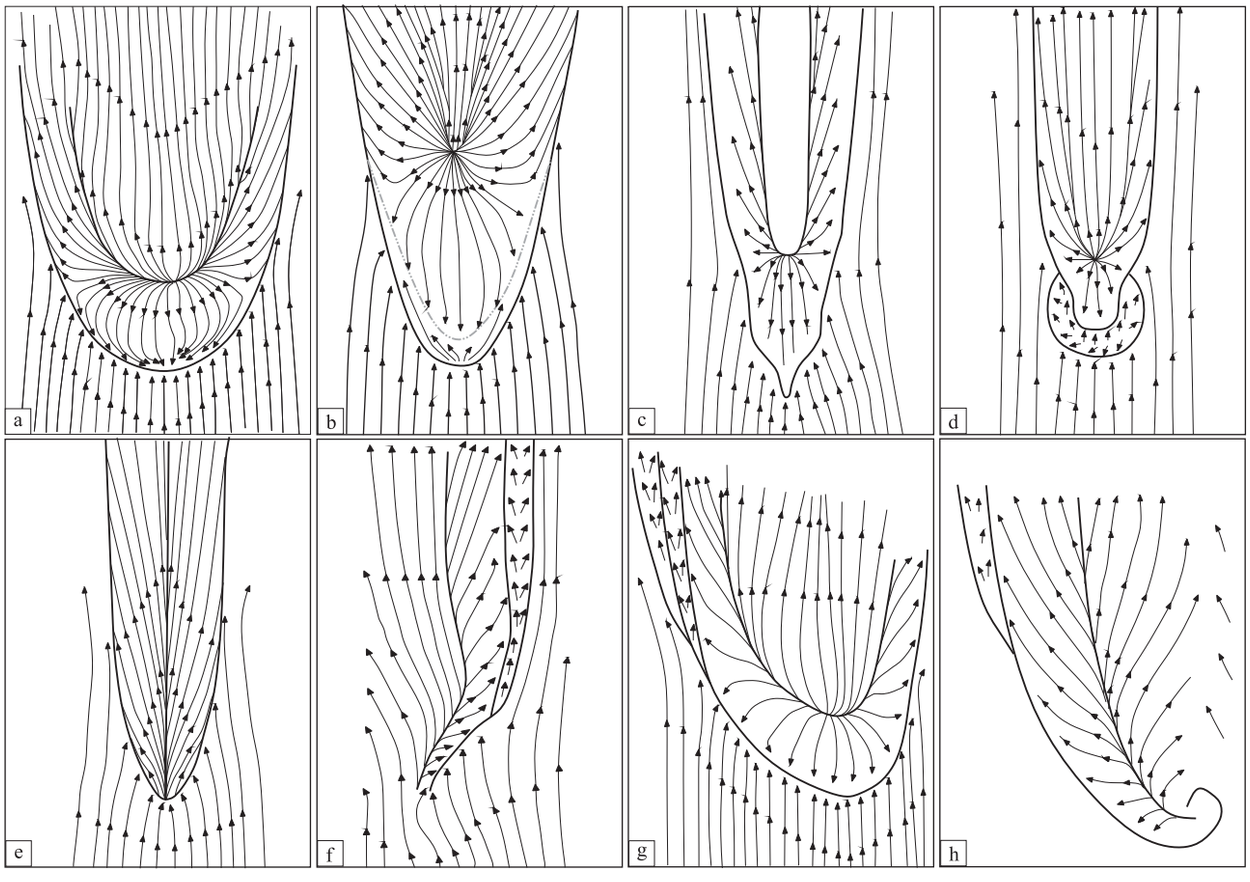
其中 d 为流深，m；U 为平均流速，cm/s；ν 为运动黏度，cm^2/s。

当初始缺陷长度 X>Xcrit 时，湍流直接作用于缺陷形成 Ⅰ 型槽模；当 X<Xcrit 时则发育 Ⅱ 型槽模。

Allen（1971a，1982）认为下游流速会因持续沉积而衰减，并假定流深要么递减，要么基本不变。虽此假设未必绝对成立，但流速与流深乘积必定递减，除非发生自悬浮作用。根据公式分析，Xcrit 将随下游距离增加。若假设初始缺陷尺寸和基底性质不变，则上游多发育抛物线形槽模，下游则以纺锤形为主。这与野外观察中 Ta 段底部多见大型球茎状槽模和简单抛物线（宽）形，而 Tb 和 Tc 段下多为小型纺锤形槽模的现象吻合。通过总结 Allen（1969）所建立的槽模分类，对其形态产生的侵蚀动力学过程通过实验模拟展现出来(图 7)，浊流的涡流和自悬浮现象通过局部侵蚀和定向塑造，直接控制槽模的形成。

6.1.2 浊流能量及速度

浊流的能量与速度是影响沉积特征的关键动力学参数，浊流能量利用沉积物粒度分布、分选、水



a—简单抛物线（宽）形；b—简单抛物线（窄）形；c—锥状抛物线形；d—球茎状抛物线形；e—纺锤形；f—彗星形；g—不对称形；h—螺旋形

图 7　槽模各形态内部流体摩擦线示意图（据 Allen，1969；有修改）

Fig. 7　Patterns of skin-friction lines mapped from minor features for flute casts (modified from Allen, 1969)

动力强度、砂岩占比表征。

1）粒度

粒度是分析沉积物搬运过程中水动力条件的重要依据（Folk and Ward，1957；Sahu，1964；Folk，1966）。

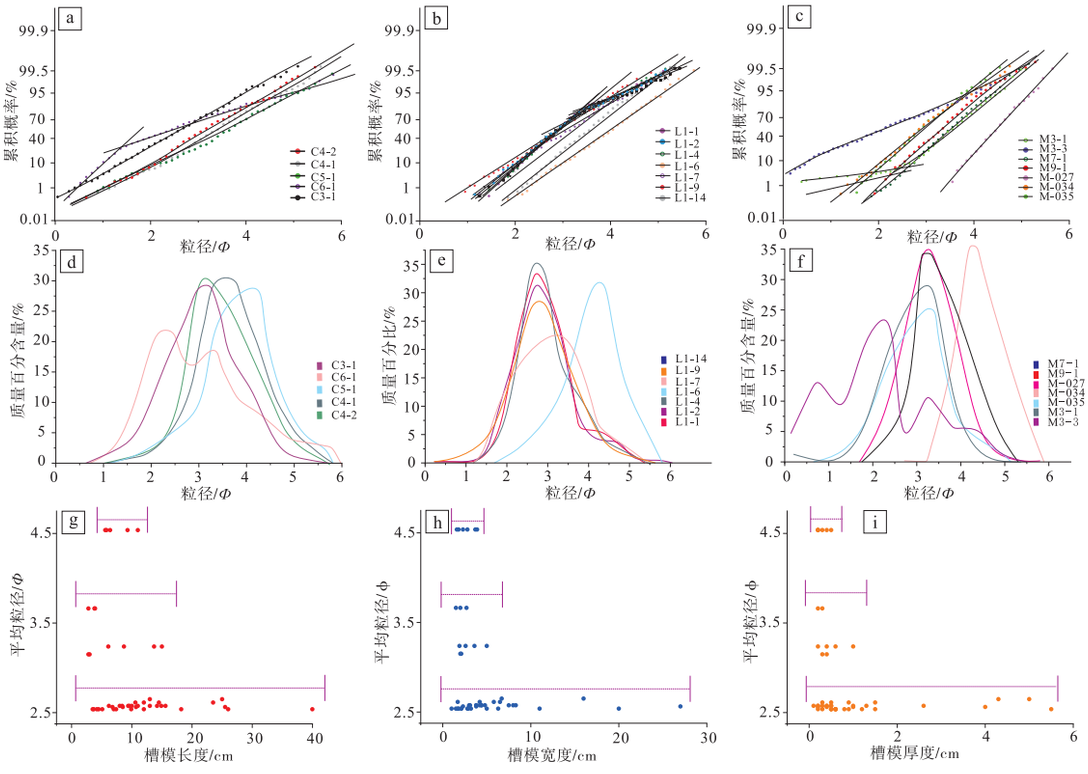
采用福克和沃德公式（Folk and Ward，1957）进行粒度分析，结果显示，研究区样品的平均粒径范围在 2.8～4.5 Φ，分选中等—好，概率累积曲线主要表现为一段式，次为两段式，以悬浮组分为主，跳跃组分较少，滚动组分总体发育较少，反映重力流沉积的特点。具体来说，拉什仲组一段中部，粒度范围在 0.92～10.82 Φ，粒度概率累积曲线主要表现为一段式或两段式（图 8-a），在粒度频率分布曲线上以单峰式为主（图 8-d），峰值多集中在 4.31 Φ 左右；拉什仲组一段上部以中细砂为主，粒度范围在 0.98～5.91 Φ，粒度概率累积曲线主要表现为一段式或两段式（图 8-b）在粒度频率分布曲线上以单峰式为主，峰值多集中于 2.73 Φ（图 8-e）；拉什仲组三段上部以细砂岩为主局部发育极粗砂，粒度范围在-0.94～6.12 Φ，粒度概率累积曲线主要表现为一段式或两段式（图 8-c），粒度频率分布曲线上以单峰式为主，峰值处于 3.37 Φ 左右（图 8-f）。

同时，随着平均粒径由 2.5 Φ 减小到 4.5 Φ，槽模长、宽和厚的发育范围由 1～40 cm、1～27 cm 和 0.1～5.5 cm 减小到 3～15 cm，2～7 cm 及 0.2～1.5 cm（图 8-g，8-h，8-i）（表 3）。故随着平均粒度的减小，槽模发育的平均规模也减小。

2）分选性

标准偏差是判别沉积物粒度分选性、揭示水动力条件强弱的核心指标，也是分析沉积物搬运过程中水动力稳定性的重要依据（Folk and Ward，1957）。

M-034 标准偏差为 1.16，分选差，槽模长、宽和厚依次为 17 cm、15 cm 和 3.1 cm；L1-6 标准



a，b，c—拉什仲组一段中部、上部及三段上部累积概率曲线图；d，e，f—拉什仲组一段中、上部及三段上部累积频率图；g—槽模长度与平均粒径间的关系；h—槽模宽度与平均粒径间的关系；i—槽模厚度与平均粒径间的关系

图 8 鄂尔多斯盆地西缘桌子山剖面拉什仲组槽模规模与平均粒径关系及粒度参数

Fig. 8 Relationship between size of flute casts and average particle size and grain size statistics of the Lashizhong Formation in Zhuozishan outcrop, western margin of Ordos Basin

表 3 鄂尔多斯盆地西缘桌子山剖面拉什仲组粒度分析

Table 3 Granularity analysis of the Lashizhong Formation in Zhuozishan outcrop, western margin of Ordos Basin

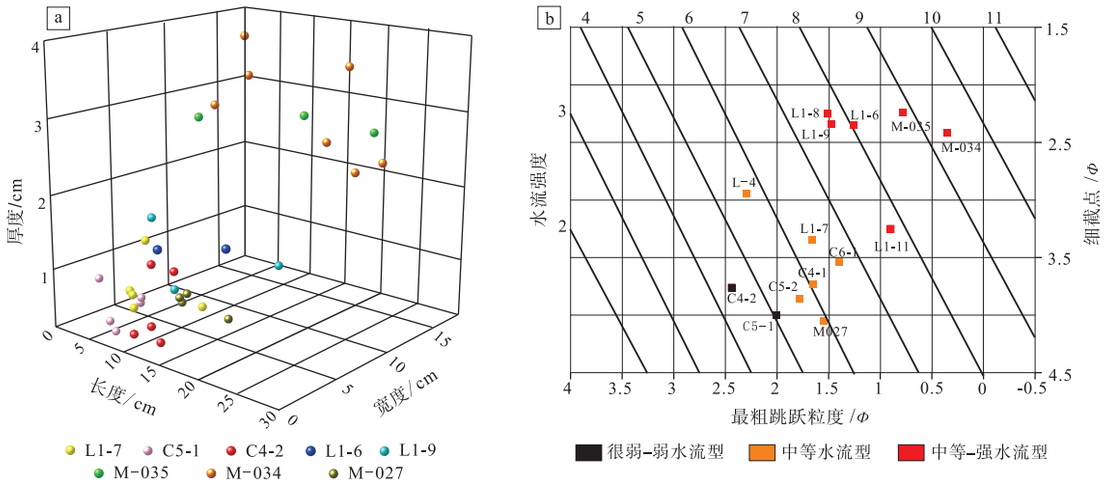
层位	C4-2	C5-1	C6-1	C3-1	L1-3	L1-5	L1-6	M027	M034	M035
平均粒径/Φ	3.39	3.73	2.83	3.32	2.83	2.92	2.88	4.43	2.84	2.86
标准偏差	0.55	0.62	0.87	0.75	0.73	0.78	0.82	0.46	1.16	0.74
偏度	1.35	0.63	3.88	1.37	1.62	1.99	2.46	0.03	0.19	0.21

偏差为 0.82，分选中等，槽模长度、宽度和厚度对应 11 cm、10 cm 和 1.5 cm；M-027 标准偏差为 0.46，分选好，槽模长度、宽度和厚度变小为 9 cm、3 cm 和 0.2 cm（表 3）。大槽模分选性最差，中等规模分选性变好，小槽模分选性最好。因此，分选性变好，槽模逐渐变小，数量逐渐变多（图 9-a）。从沉积动力学方面，是由于粗粒组分减少，底流对基底的切割作用趋弱，槽模的发育厚度也随之减小。

3）水流强度

霍姆斯和奥列费综合利用最大粒径（相当于最粗跳跃颗粒粒径或粗截点）和最大悬浮粒径（或细截点）这两个因素来表示水流强度，将水流强度分为 12 级。0~4 级为很弱水流型；4~5.5 级为很弱—弱水流型；5.5~7 级为弱—中等水流型；7~8 级为中—强水流型；8~12 级为强水流型（孙永传和李蕙生，1986）（图 9-b）。

当水流强度较低时，发育规模小而数量多的槽模，以简单抛物线（窄）形主导的组合类型为主或全部简单抛物线（窄）形单质形式发育，整体对称性较好；随着水流强度的增强，岩层底面槽模的规模逐渐增大，数量相应减少（图 9-a，9-b），



a—鄂尔多斯西北缘桌子山地区槽模三维参数图；b—水流强度与粒度交叉图解

图 9　鄂尔多斯西北缘桌子山地区槽模三维参数图及水流强度与粒度交叉图解（据 Harms *et al.*，1975；有修改）

Fig. 9　Parameter diagram of flute casts length，width and thickness and diagram showing intersection of flow strength and grain sizes the Lashizhong Formation in Zhuozishan outcrop，western margin of Ordos Basin（modified from Harms *et al.*，1975）

在中等强度水流作用下，槽模组合类型变多，可见以纺锤形为主的组合形式、锥状抛物线形为主的组合形式以及简单抛物线（窄）形主导的组合类型；当水流强度达到很强时，涡流能量也达到峰值，底面发育规模巨大的槽模，厚度也显著增加，以锥状抛物线形、简单抛物线（窄）形和简单抛物线（宽）形组合为主，可见少量不对称形槽模和螺旋形槽模。故水流强度与槽模规模成正相关，随着水流强度的减弱，槽模组合由 Ⅰ 型向 Ⅱ 型转变。

综上所述，水流强度越大，槽模的厚度越大。随着水流强度的增加，水体内部湍流能量亦随之增强，而湍流强弱直接控制着槽模厚度的变化。

4）流速

由于在野外未收集到可量化的证据，本研究只利用携带颗粒大小、砂岩占比与同 1 个鲍马序列不同段流速变化考虑其相对大小来进行对比分析。

流速是控制侵蚀痕迹发育的关键因素。槽模大小与流速呈正相关关系，流速差异会在不同粒度沉积物中形成差异化沉积，从而产生多样化的槽模类型。平均粒径与砂岩占比共同反映流体动能，且与流速呈正相关。鲍马序列自下而上粒度逐渐变细，沉积构造由块状层理渐变为水平层理，指示流速递减。流速增大，湍流能量升高，槽模规模增大、深度加深；结合野外观测与水道和朵叶砂岩占比参数推断，鲍马序列由下至上，槽模规模变小，形态由简单抛物线（宽）形、锥状抛物线形向纺锤形、简单抛物线（窄）形过渡，即槽模组合随流速增大由 Ⅱ 型向 Ⅰ 型转变。

6.1.3　侵蚀持续时间

浊流侵蚀作用的持续时间决定了槽模形态种类、规模和槽模组合分布特征。

Allen（1971b）通过水槽实验，模拟了单缺陷、成对缺陷及三重缺陷条件下槽模的形成演化过程，定性阐明了底模形态与分布随水流持续时间的变化规律。不同缺陷条件下槽模发育规律一致，随时间推移，槽模数量减少、单体规模增大，个体间距减小、覆盖面积比例增加，形态趋于均一，组合类型由异质组合向同质组合转变。依据水流持续时间，槽模发育可划分为 5 个阶段。第一阶段：孤立抛物线形槽模分布于平坦底面，伴生沟脊构造（图 10-a）；第二阶段：少数情况出现不对称形槽模，且此时发育的槽模几乎彼此接触分布（图 10-b）；第三阶段：不对称槽模紧邻发育，沟脊构造少见（图 10-c）；第四阶段：不对称槽模占主导（图 10-d）；第五阶段：几乎都是不对称的槽模。槽模随着侵蚀持续时间的增加逐渐变小变密（图 10-e）（Allen，1971b）。浊流的流速、浓度、流体厚度和流经的地形对侵蚀作用的持续时间有重要影响。此外，如何组合这些条件也会导致不同的槽模的形态和组合模式。

6.2　发育模式

鄂尔多斯盆地西缘桌子山剖面上奥陶统拉什仲

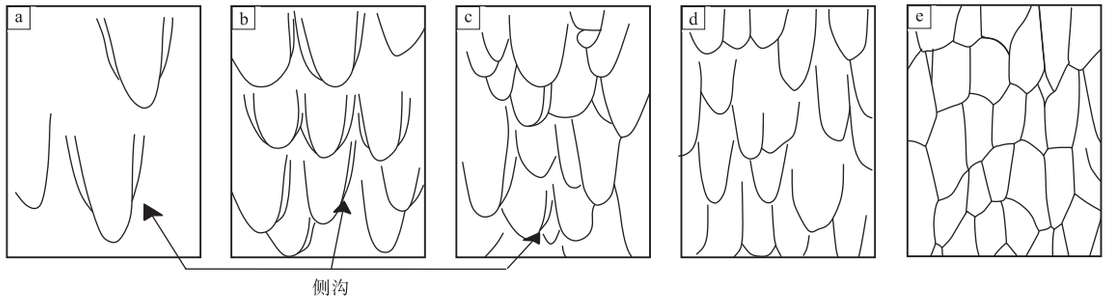


图 10 槽模组合随侵蚀持续时间增加的特征（据 Allen，1971b；有修改）

Fig. 10 Flute cast association from viewpoint of relationship between the duration of flows (modified from Allen, 1971b)

组槽模类型受重力流类型及能量影响，随着重力流特征的改变，槽模的形态、类型、组合模式、大小和密度均发生改变，具有明显的演化规律。受控于沉积环境的变化，以重力流流体类型及特征的演化规律为主线，建立其发育模式(图 11)。

鄂尔多斯盆地西缘桌子山剖面发育水道和朵叶 2 种沉积单元，水道中发育的槽模形态单一，规模中等—大，水道中发育的槽模数量少于朵叶，朵叶中发育丰富的槽模形态类型及复杂的组合模式，但总体规模很小、数量大、分布密集。

高密度浊流携带较大粒径的沉积物，其速度、能量以及侵蚀能力都较大，对下伏泥质底面侵蚀造成规模较大、深度较深的 Ⅰ 型槽模，因此 Ⅰ 型槽模也代表了高能，不稳定的环境。随着侵蚀和沉积作用的进行，密度逐渐减小，流体能量减弱，流速变慢，在低密度浊流沉积下产生形态类型多样，组合模式复杂的槽模。可见 Ⅰ 型、Ⅱ 型和 Ⅲ 型槽模组成的异质和单质槽模组合，以异质为主，由于流体能量的减弱导致流体更易受到地形或底部缺陷的影响而导致流体不集中，变道或飞溅，因此此时可见较多 Ⅲ 型槽模。Ⅱ 型槽模多出现于能量较小的环境，规模较小，代表了低能、稳定的环境。Ⅲ 型槽模成因机制较为复杂，本研究仅通过前人成果分析其为侵蚀持续时间较长时的产物，其他成因机制暂未作详细探讨。

槽模在同一底面上存在多种形态，这主要是由于流体动力学过程的时空非均质性、基底物性差异以及多事件流动的叠加效应。首先，流体条件的不均一性表现为浊流或重力流内部涡流、射流与回流的存在，导致不同位置剪切应力方向与强度的差异；同时，流速、黏度与含砂量在短时间内的瞬时波动，也使得同一次事件能够在同一底面侵蚀出多

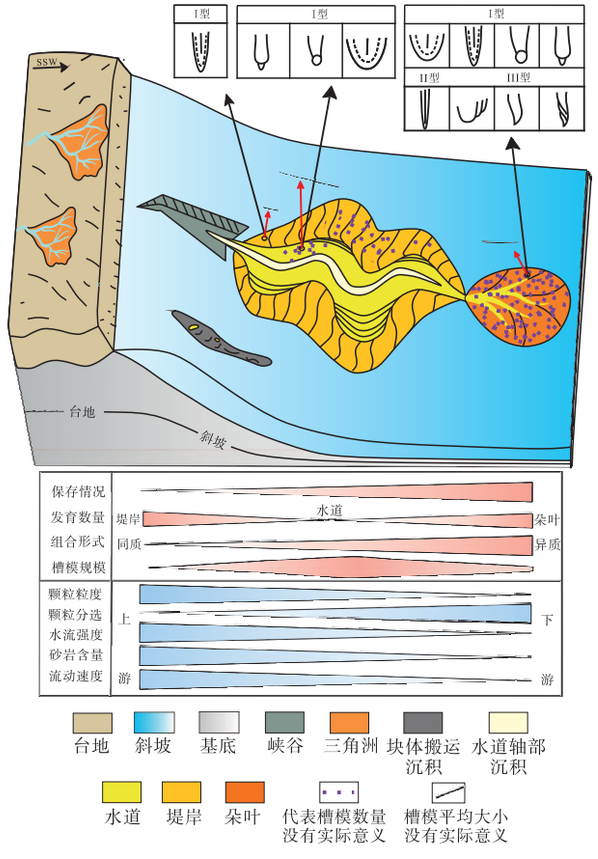


图 11 鄂尔多斯盆地西缘桌子山剖面拉什仲组槽模发育模式

Fig. 11 Sedimentary evolution-stage model of flute casts of the Lashizhong Formation in Zhuozishan outcrop, western margin of Ordos Basin

种形态的槽模。其次，基底性质与流线特征差异对槽模形态亦具有重要控制作用。较软的未固结泥岩基底更易形成深长槽模，而已压实或夹砂砾的硬质基底则仅能发育浅痕或其他底模构造，例如跳模等；此外，基底表面微地貌会改变槽模的发育方向与形态，局部障碍物诱发的旋涡亦可能偏离主流方

向，进一步造成槽模的多样性。最后，沉积的叠加效应也是关键因素，在单次事件内部，高密度浊流快速减弱为低密度浊流时，槽模类型可能依次发生变化并叠加于同一底面；而多期事件的切割与叠覆，则可能改造先前已形成的槽模，从而导致槽模形态更为复杂多变。

根据野外规律总结以及前人成果，总结形态演化规律是随着颗粒粒度变细、分选变好、水体能量减弱、速度减慢或砂岩占比降低，槽模规模变小，形态由简单抛物线（宽）形—简单抛物线（窄）形—球茎状抛物线形—锥状抛物线形—纺锤形依次变化（其过程可以从任何形态开始和结束）（Peakall *et al.*, 2020）。槽模随下游距离的分布，其规模将向下游减小（Allen, 1971a）。

7　结论

1）鄂尔多斯盆地西缘奥陶系拉什仲组槽模类型多样，可见 8 种形态，3 种组合。形态分为简单抛物线（宽）形、简单抛物线（窄）形、锥状抛物线形、球茎状抛物线形、纺锤形、彗星形、不对称形和螺旋形。根据其形态，划分组合类型为Ⅰ型、Ⅱ型和Ⅲ型。

2）鄂尔多斯盆地西缘奥陶系拉什仲组槽模的特征与浊流能量、沉积环境、沉积厚度密切相关。在不同的沉积单元中，随着浊流能量的减弱，由高密度向低密度过渡，槽模平均规模变小，数量变多，形态由Ⅰ型向Ⅱ型转变，组合由异质向同质转变。槽模大小与砂厚呈正相关且与槽模宽度相关性最为明显；鲍马序列 Ta 层底部多只发育槽模且规模较大，Tb 和 Tc 层槽模常与遗迹化石共生。

3）鄂尔多斯盆地西缘奥陶系拉什仲组槽模的形成受控于流体性质、能量、速度及侵蚀持续时间。流线特征决定槽模的形态；浊流沉积的粒度和砂岩占比与槽模长度正相关性最好；水动力强度与槽模深度正相关性最好；随着流速变快，槽模形态由纺锤形向抛物线形过渡；沉积物分选越差，槽模越厚、形态越多；侵蚀持续时间越长，底面发育的槽模越密集。在不同流体能量状态和沉积环境中，大型槽模通常位于浊流上游，规模向下游递减。随着浊流能量减小，槽模形态演化从Ⅰ型向Ⅱ型转变；槽模组合由异质向单质转变；数量逐渐增多。

未来的研究将通过数值模拟和物理实验的手段，在重力流沉积作用机制及深水沉积物的搬运和沉积过程理论研究角度，加强对拟合槽模与重力流转换及混合事件沉积之间关系的研究，建立深水重力流成因的槽模在沉积体系空间分布与动态演变方面的创新性模式，进一步推动学科创新与发展。

致谢　欣逢冯老先生百岁诞辰，特以此文寄托深切怀念与无上崇敬之情。参加野外研究的还有硕士研究生刘娜、侯向阳、张晟、姚凤南、吴吉泽及郭濛濛，在此对野外工作中的倾情帮助表达感谢！感谢编辑部及评审专家仔细审阅全文并提出宝贵的修改意见！

参考文献（References）

操应长，杨田，王艳忠，李文强. 2017. 超临界沉积物重力流形成演化及特征. 石油学报，38(6)：607-621. [Cao Y C, Yang T, Wang Y Z, Li W Q. 2017. Formation, evolution and sedimentary characteristics of supercritical sediment gravity-flow. Acta Petrolei Sinica, 38(6): 607-621]

费安玮. 2001. 鄂尔多斯盆地拉什仲组遗迹化石组合与古环境. 高校地质学报，7(3)：278-287. [Fei A W. 2001. Study of trace fossil assemblage and paleoenvironment of Middle Ordovician Lashizhong Formation, Ordos Basin. Geological Journal of China Universities, 7(3): 278-287]

何一鸣，何幼斌，李华，冯斌，姜纯伟，张显坤，姚凤南，吴吉泽. 2025. 深水斜坡区重力流水道沉积形成机理分析：以鄂尔多斯盆地西北缘乌海地区拉什仲组为例. 地质学报，99(9)：3096-3112. [He Y M, He Y B, Li H, Feng B, Jiang C W, Zhang X K, Yao F N, Wu J Z. 2025. Analysis of the mechanism of gravity flow channel deposits in deep-water slope: a case study of the Lashizhong Formation in Wuhai area, northwestern margin of the Ordos Basin, NW China. Acta Geologica Sinica, 99(9): 3096-3112]

何幼斌，王文广. 2017. 沉积岩与沉积相（第 2 版）. 北京：石油工业出版社. [He Y B, Wang W G. 2017. Sedimentary Rock and Sedimentary Facies (2nd). Beijing: Petroleum Industry Press]

晋慧娟，孙明良，李育慈. 2005. 内蒙古桌子山中奥陶统的“特殊”浊积岩系. 沉积学报，23(1)：34-40. [Jin H J, Sun M L, Li Y C. 2005. The “special” turbidite measure of the Middle Ordovician series in Zhuozishan area, Inner Mongolia. Acta Sedimentologica Sinica, 23(1): 34-40]

李华，何幼斌. 2020. 深水重力流水道沉积研究进展. 古地理学报，22(1)：161-174. [Li H, He Y B. 2020. Research progress on deepwater gravity flow channel deposit. Journal of Palaeogeography (Chinese Edition), 22(1): 161-174]

李华，何幼斌，谈梦婷，冯斌，葛稳稳，孙玉玺，于星. 2022. 深水重力流水道—朵叶体系形成演化及储层分布：以鄂尔多斯盆地西缘

奥陶系拉什仲组露头为例. 石油与天然气地质,43(4): 917-928. [Li H,He Y B,Tan M T,Feng B,Ge W W,Sun Y X,Yu X. 2022. Evolution of and reservoir distribution within deep-water gravity flow channel-lobe system: a case study of the Ordovician Lashenzhong Formation outcrop at western margin of Ordos Basin. Oil & Gas Geology,43(4): 917-928]

李向东,陈海燕. 2020. 深水环境下古水流方向分析和阻塞浊流沉积的识别: 以鄂尔多斯盆地桌子山地区上奥陶统拉什仲组为例. 石油学报,41(11): 1348-1365. [Li X D,Chen H Y. 2020. Analysis of paleocurrent direction and identification of ponded turbidity current deposits in deep water environment: a case study of the Upper Ordovician Lashenzhong Formation in Zhuozishan area, Ordos Basin. Acta Petrolei Sinica,41(11): 1348-1365]

孙永传,李蕙生. 1986. 碎屑岩沉积相及沉积环境. 北京: 地质出版社. [Sun Y C,Li H S. 1986. Sedimentary Facies and Sedimentary Environment of Clastic Rocks. Beijing: Geological Publishing House]

王鹏伟,李华,陈诚,刘映君. 2020. 深水重力流沉积类型与储集性能研究: 以鄂尔多斯盆地西缘奥陶系拉什仲组为例. 海洋地质前沿,36(1): 59-66. [Wang P W,Li H,Chen C,Liu Y J. 2020. Types of deep-water gravity flow deposits and related reservoirs: a case from the Lashizhong Formation of Ordovician on the western margin of Ordors Basin. Marine Geology Frontiers,36(1): 59-66]

王振涛,周洪瑞,王训练,张永生,景秀春,邢恩袁. 2015. 鄂尔多斯盆地西、南缘奥陶纪地质事件群耦合作用. 地质学报,89(11): 1990-2004. [Wang Z T,Zhou H R,Wang X L,Zhang Y S,Jing X C,Xing E Y. 2015. Ordovician geological events group in the west and south Ordos Basin. Acta Geologica Sinica,89(11): 1990-2004]

吴东旭,周进高,吴兴宁,丁振纯,于洲,王少依,李维岭,王淑敏. 2018. 鄂尔多斯盆地西缘早中奥陶世岩相古地理研究. 高校地质学报,24(5): 747-760. [Wu D X,Zhou J G,Wu X N,Ding Z C,Yu Z,Wang S Y,Li W L,Wang S M. 2018. Lithofacies and palaeogeography of the Early-Middle Ordovician in the western Ordos Basin. Geological Journal of China Universities,24(5): 747-760]

吴胜和,冯增昭,张吉森. 1994. 鄂尔多斯地区西缘及南缘中奥陶统平凉组重力流沉积. 石油与天然气地质,15(3): 226-234. [Wu S H,Feng Z Z,Zhang J S. 1994. Sedimentology of gravity flow deposits of Middle Ordovician Pingliang Formation in west and south margins of Ordos. Oil & Gas Geology,15(3): 226-234]

吴兴宁,孙六一,于洲,任军峰,丁振纯,黄正良. 2015. 鄂尔多斯盆地西部奥陶纪岩相古地理特征. 岩性油气藏,27(6): 87-96. [Wu X N,Sun L Y,Yu Z,Ren J F,Ding Z C,Huang Z L. 2015. Lithofacies paleogeography of Ordovician in western Ordos Basin. Lithologic Reservoirs,27(6): 87-96]

肖彬,何幼斌,罗进雄,苑伯超. 2013. 内蒙古桌子山中奥陶统拉什仲组岩石特征及沉积环境. 科技导报,31(34): 45-51. [Xiao B,He Y B,Luo J X,Yuan B C. 2013. Petrological characteristics and sedimentary environment of the Middle Ordovician Lashizhong Formation at Zhuozishan area,Inner Mongolia Autonomous Region. Science & Technology Review,31(34): 45-51]

Allen J R L. 1969. Some recent advances in the physics of sedimentation. Proceedings of the Geologists' Association,80: 1-42.

Allen J R L. 1971a. Transverse erosional marks of mud and rock: their physical basis and geological significance. Sedimentary Geology,5: 167-385.

Allen J R L. 1971b. Bed forms due to mass transfer in turbulent flows: a kaleidoscope of phenomena. Journal of Fluid Mechanics,49: 49-63.

Allen J R L. 1982. Sedimentary Structures: Their Character and Physical Basis,Volume Ⅱ. Amsterdam: Elsevier,Science Publishers.

Baas J H,Tracey N D,Peakall J. 2021. Sole marks reveal deep-marine depositional process and environment: implications for flow transformation and hybrid-event-bed models. Journal of Sedimentary Research,91: 986-1009.

Blumberg P N,Curl R L. 1974. Experimental and theoretical studies of dissolution roughness. Journal of Fluid Mechanics,65: 735-751.

Dżułyński S,Walton E. K. 1965. Sedimentary Features of Flysch and Greywackes. Amsterdam: Elsevier,1-274.

Elliott T. 2000. Megaflute erosion surfaces and the initiation of turbidite channels. Geology,28: 119-122.

Folk R L. 1966. A review of grain-size parameters. Sedimentology,6: 73-93.

Folk R L,Ward W C. 1957. Brazos River bar[Texas]; a study in the significance of grain size parameters. Journal of Sedimentary Research,27: 3-26.

Harms J D,Southard J B,Spearing D R,McBride J S. 1975. Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures. AAPG,2: 161.

Middleton G V. 1978. Submarine Fans and Channels. In: Fairbridge R W,Bourgeois J(eds). Encyclopedia of Sedimentology. Berlin,Heidelberg: Springer,1149-1154.

Mutti E,Bernoulli D,Lucchi F R,Tinterri R. 2009. Turbidites and turbidity currents from Alpine 'flysch' to the exploration of continental margins. Sedimentology,56: 267-318.

Peakall J,Best J,Baas J H,Hodgson D M,Clare M A,Talling P J,Dorrell R M,Lee D R. 2020. An integrated process-based model of flutes and tool marks in deep-water environments: Implications for palaeohydraulics,the Bouma sequence and hybrid event beds. Sedimentology,67: 1601-1666.

Sahu B K. 1964. Depositional mechanisms from the size analysis of clastic sediments. SEPM Journal of Sedimentary Research,34(1): 73-83.

Sato H. 1956. Experimental investigation on the transition of laminar separated layer. Journal of the Physical Society of Japan,11(6): 702-709.

Sun J P,Dong Y P. 2020. Ordovician tectonic shift in the western North China Craton constrained by stratigraphic and geochronological analyses. Basin Research,32: 1413-1440.

(责任编辑 王绍华)