第34卷 第12期
2019年12月

地球科学进展
ADVANCES IN EARTH SCIENCE

Vol.34 No.12
Dec.，2019

李向东，陈海燕，陈洪达.鄂尔多斯盆地西缘桌子山地区上奥陶统拉什仲组深水复合流沉积[J].地球科学进展，2019，34(12)：1301-1315.DOI：10.11867/j.issn.1001-8166.2019.12.1301.[Li Xiangdong，Chen Haiyan，Chen Hongda. Deep-water combined-flow deposits of the upper ordovician Lashenzhong Formation in Zhuozishan area，western margin of Ordos Basin[J]. Advances in Earth Science，2019，34(12)：1301-1315. DOI：10. 11867/j. issn. 1001-8166. 2019. 12. 1301.]

鄂尔多斯盆地西缘桌子山地区上奥陶统拉什仲组深水复合流沉积*

李向东，陈海燕，陈洪达
（昆明理工大学国土资源工程学院，云南 昆明 650093）

摘 要：深水复合流沉积研究近年来尚处于起步阶段，发现新的实例并探讨复合流沉积构造对环境的指示作用具有重要意义。鄂尔多斯盆地西缘北部内蒙古桌子山地区上奥陶统拉什仲组以深水斜坡至盆地环境下浊流沉积为主，兼有等深流沉积和内波、内潮汐沉积，沉积时具有复杂的水动力条件。在详细的野外观察和测量的基础上，结合已有水槽实验和相关实例的研究成果，对拉什仲组有关复合流沉积构造进行了详细研究。在深水沉积环境中发现了典型的复合流沉积构造，包括复合流层理、准平行层理和小型似丘状交错层理。垂向上可归纳为6种沉积构造序列，分别为：(a)正粒序层—浪成波纹层理—复合流层理；(b)准平行层理—正粒序层—复合流层理；(c)正粒序层—准平行层理；(d)准平行层理—双向交错层理—小型似丘状交错层理；(e)黏土岩中的叠置小型似丘状交错层理和(f)黏土岩中的复合流层理。结合拉什仲组沉积环境和沉积类型，复合流沉积可能为深水环境下浊流、等深流和内波流交互作用形成，依据流体与海底地形的作用，可划分为浊流抑制区(序列a和b)、强交互区(序列c)、内波作用区(序列d)和弱交互区(序列e和f)。该研究对于在地层记录中研究内波、内潮汐与海底地形作用和有关沉积相带划分具有重要意义。

关 键 词：浊流沉积；等深流沉积；内波、内潮汐沉积；复合流沉积；鄂尔多斯盆地
中图分类号：P512.2 **文献标志码**：A **文章编号**：1001-8166(2019)12-1301-15

1 引 言

复合流(combined-flow)是指2种或多种不同类型的流体在时间和空间上的叠加，但一般情况下，将用于叠加的流体限定为单向流和波动引起的振荡流[1]。复合流研究起源于已知水动力条件下的水槽实验，以产生介于流水波痕和浪成波痕之间的复合流波痕为特征，该波痕具有不对称且光滑的波峰及上凸或曲线型的纹层，其厚度在波峰处变薄，在波谷处变厚[2]；此后，基于现代沉积物的观察，则提出了丘状(洼状)交错层理的复合流成因[3~7]。近十多年来，在水槽实验中对复合流的水动力特征和底床形态进行了较为详细的研究，建立了可用于地层记录中复合流沉积研究的底床相图，并不断进行完善和修正[1,8~11]。

复合流沉积主要发育在具有复杂水动力条件的潮坪、河口湾、三角洲前缘、海滩、陆棚及大洋等环境中[1]。地层记录中的复合流沉积最早见报道的

收稿日期：2019-09-29；修回日期：2019-11-18.
* 基金项目：国家自然科学基金项目“阿拉善地块东南缘与鄂尔多斯盆地西缘中、上奥陶统浊流演化及其与内波相互作用研究”(编号：41272119)；云南省教育厅科学研究基金项目“澄江生物群软体印痕化石保存的沉积水动力条件”(编号：2015Z030)资助.
作者简介：李向东(1973-)，男，陕西蓝田人，副教授，主要从事沉积学教学与研究. E-mail：lixiangdong614@163.com

时间是1992年[12]，目前尚处于发现实例和探索研究阶段，就已发现的复合流沉积而言，按交互作用的流体类型，主要包括滨岸环境中波浪与潮汐[13,14]、波浪与沿岸流[15]及风暴与洪水[16]；浅海陆棚环境中风暴引起的波浪与地球自转科氏力引起的地转流[17,18]及波浪与浊流（和风暴作用相关的密度流）[6,19~21]；半深海、深海环境中为和短周期内波有关的深水复合流沉积[22~26]。

鄂尔多斯盆地西缘中、晚奥陶世是深水沉积极为发育的时期[27]，且沉积类型丰富，包括块体搬运沉积[28]、碎屑流[29]、浊流[30~32]、等深流[33,34]和内波、内潮汐沉积[35]，往往形成深水复杂的水动力环境[36]。其中鄂尔多斯盆地西缘北部内蒙古桌子山地区上奥陶统拉什仲组是该地区中、上奥陶统唯一一套深水浊流沉积，整合于乌拉力克组之上，其上为公乌素组薄层石灰岩、泥岩，具有良好的油气储集条件[30~32,37]。本次研究在拉什仲组中发现了深水复合流沉积，这是鄂尔多斯盆地西缘深水沉积中继宁夏香山群徐家圈组[22,35,36]之后的第2例深水复合流沉积实例，总结相应的沉积构造序列，对于进一步研究内波、内潮汐与海底地形作用及其有关沉积相带划分具有重要意义。

2 区域地质背景

鄂尔多斯盆地西缘属于华北—柴达木板块，为华北陆块（克拉通）的一部分，位于华北陆块、阿拉善微陆块和北祁连早古生代造山带之间，总体上呈南北向带状展布，北西方向与阿拉善地块以断裂相接[38]。晚奥陶世艾家山早期基本继承了中奥陶世达瑞威尔期的古地理格局[39]，但是发生了较明显的海退，北部仍然为阿拉善古陆和伊盟古陆；但是东部鄂尔多斯盆地主体则变为剥蚀区（图1），发育斜坡—盆地相沉积模式[40,41]。斜坡呈向西南开口的环带状分布，正常沉积为泥晶石灰岩和泥质石灰岩[40]；中部为深水盆地，沉积细粒的陆源碎屑，以粉砂岩和黏土岩为主，兼有细砂岩；斜坡与深水盆地均发育浊流沉积（图1），而在现今银川和吴忠一带有可能存在一次级古陆[41]。

桌子山地区拉什仲组从下到上可分为3段[31,32]：第1段主要为灰绿色中—厚层砂岩夹灰黑色页岩（粉砂岩和黏土岩），具有较高的砂泥比，往往组成完整或不完整的鲍玛序列；第2段为灰绿色黏土岩夹薄—中层细砂岩、粉砂岩，砂岩层平直，延伸较远；第3段主要由灰绿色薄—中层粉砂岩夹极薄层—薄层黏土岩，粉砂岩厚度一般小于10 cm，最大厚度可达30 cm，侧向延伸较为稳定，垂向上往往构成向上变薄变细序列。在鄂尔多斯盆地西缘北部地区，拉什仲组厚度一般为100~300 m，其中桌子山地区总厚度约为170 m，向南至宁夏韦州大小罗山地区，与拉什仲组同为艾家山期沉积的米钵山组（岩性与古生物化石均类似）厚1 783 m（宁夏同心大罗山剖面），在宁夏青龙山和甘肃环县地区厚度大于500 m。

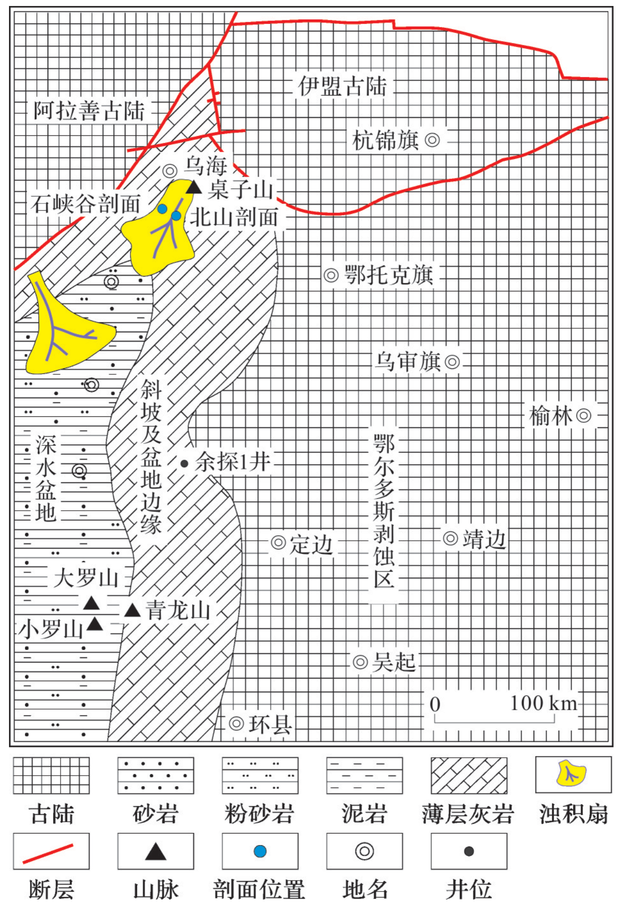

图1 鄂尔多斯盆地西缘晚奥陶世艾家山早期古地理略图[40,41]

Fig.1 Sketch showing paleogeography of early Aijiashan Age in Late Ordovician, western margin of Ordos Basin[40,41]

3 沉积背景

鄂尔多斯盆地西缘北部桌子山地区奥陶系从沉积环境上可分为浅水碳酸盐岩台地相、深水斜坡—盆地相和浅海陆棚相3类（图2）。台地相由下统三道坎组和中统桌子山组组成：三道坎组为浅灰色石英砂岩、灰白色白云质石灰岩、石灰岩互层，属于潮坪沉积；桌子山组由浅灰色厚层石灰岩组成，属

于碳酸盐岩台地沉积。斜坡—盆地相则由中统克里摩里组和上统乌拉力克组、拉什仲组和公乌素组组成。最上部的蛇山组以生物碎屑石灰岩为主，属于浅海陆棚相。总体上经历了一个海平面由上升到下降的完整的旋回。在3种相类型中，以深水斜坡—盆地相为主，且变化较大，其间发生多次海平面的升降动荡[42]，现将属于该相的各组分述如下：

克里摩里组。主要由浅灰色—深灰色薄层泥晶—粉晶石灰岩(厚度一般小于30 cm)夹极薄层灰黑色泥岩组成，从下到上泥岩增多，石灰岩减少，顶部为灰黑色泥岩，并发育有条纹条带构造，为深水斜坡环境下等深流水道—天然堤沉积体系[33]。乌拉力克组主要由含碳硅质泥岩组成，上部为黑色碳质泥岩，底部为含砾屑石灰岩，发育条纹条带构造，为深水盆地相并含有碳酸盐岩重力流沉积[43]。

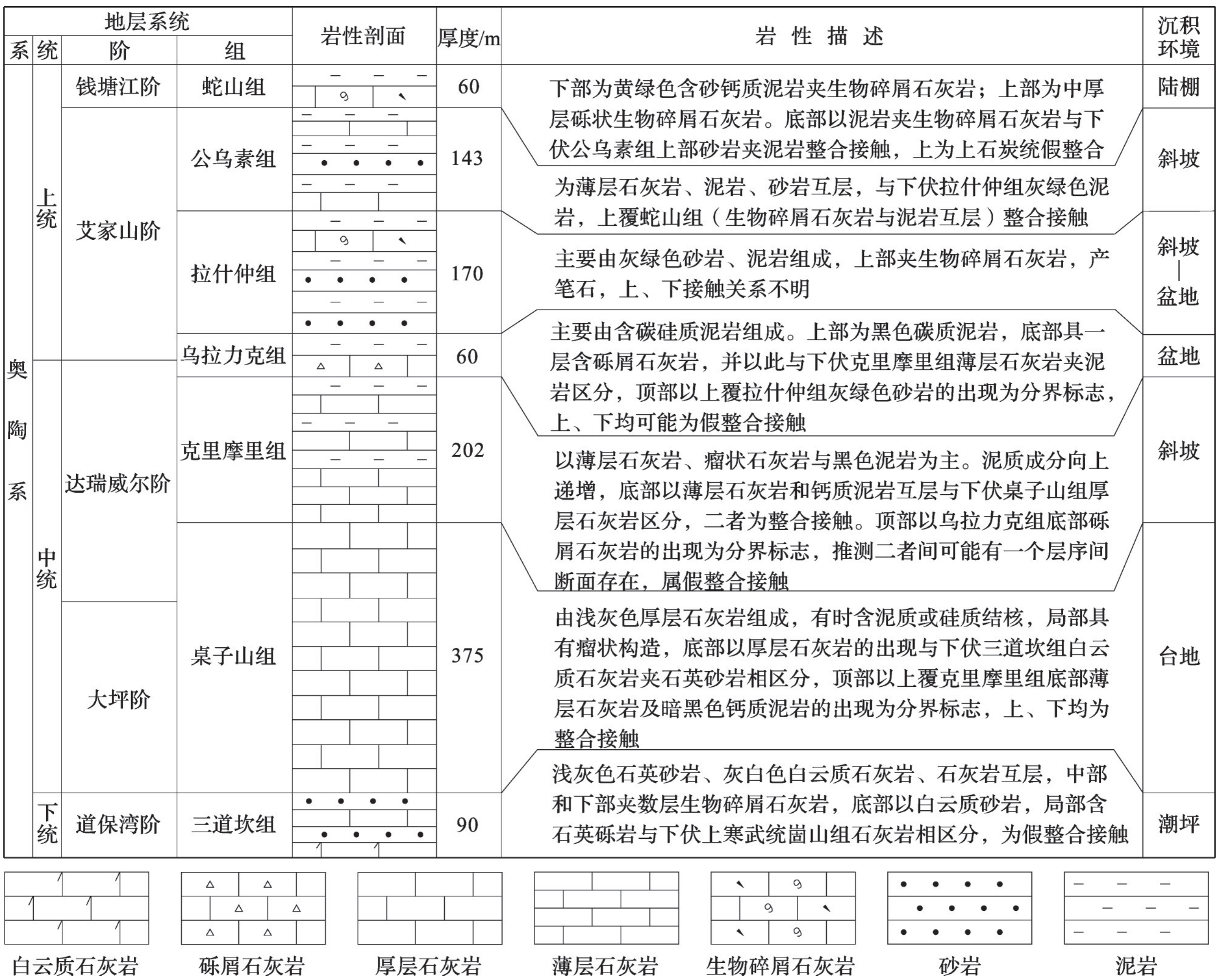

图2　鄂尔多斯盆地西缘桌子山地区奥陶系岩性综合示意图

Fig.2　Lithologic synthesis column of Ordovician in Zhuozishan area，western margin of Ordos Basin

拉什仲组。总体上为一套灰绿色砂岩、粉砂岩与灰绿色黏土岩不等厚互层，底部夹少量砾岩及砾屑石灰岩，中部和上部普遍发育厚度巨大的灰绿色黏土岩夹少量灰绿色薄层粉砂岩(图3a)，反映了极弱水动力条件下的沉积，可作为深水盆地相的直接证据。此外，拉什仲组广泛发育遗迹化石，据前人研究，共识别出6属8种，具有典型的浊积岩相遗迹化石特征，其中以规则网格状的*Paleodictyon*出现频率和丰度最高(图3b)，指示了浊流末端沉积环境[44]。

公乌素组。为灰绿色黏土岩、粉砂岩、细砂岩与浅灰色至深灰色薄层石灰岩互层(图3c)。其中薄层石灰岩之间夹有极薄层黏土岩，且石灰岩层上、下界面均不平整，也称为瘤状石灰岩，岩层上、下靠近界面处往往存在波状纹层或水平纹层，垂向上略显细—粗—细序列，与克里摩里组薄层石灰岩极为相似[33,39]，前人解释为深水斜坡环境下的等深

流沉积[45]。公乌素组遗迹化石较拉什仲组丰富，据前人研究可分为14属17种，8个组合[42,46]。在8个组合中，有2个组合属于*Nereites*遗迹相（图3d），反映深海盆地浊流沉积环境；其余6个组合属于*Zoophycos*遗迹相，代表有机质丰富、平静而贫氧的大陆斜坡环境[42]。前人依据垂向上*Zoophycos*遗迹相和*Nereites*遗迹相的交替分布，将公乌素组划分为2次大陆斜坡与深海盆地的转换[42]，但是*Nereites*遗迹相在剖面上的厚度极为有限，岩性以灰绿色中—厚层细砂岩、粉砂岩夹黏土岩为主，属于浊流沉积，而非深海凝缩层沉积，因此，总体上公乌素组以大陆斜坡环境为主。

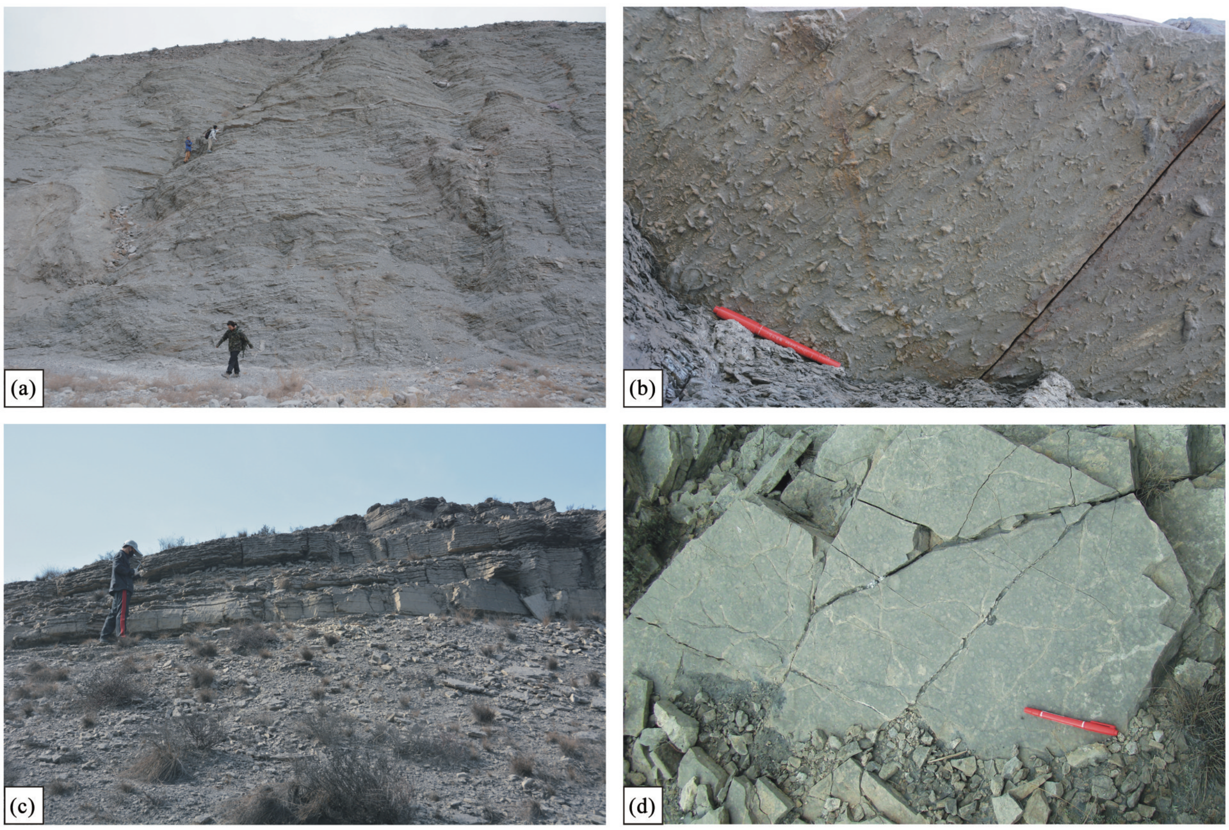

图3 鄂尔多斯盆地西缘桌子山地区奥陶纪深水沉积特征

Fig.3 Characteristics of deep-water depoosits of Ordovician in Zhuozishan area, western margin of Ordos Basin

（a）拉什仲组灰绿色黏土岩夹薄层、极薄层粉砂岩；（b）拉什仲组灰绿色薄层细砂岩底面上发育的*Paleodictyon*遗迹化石，经浊流侵蚀和改造；（c）公乌素组岩性，下部为灰绿色黏土岩夹灰绿色薄层粉砂岩、细砂岩，上部为深灰色薄层石灰岩；（d）公乌素组薄层石灰岩中的*Paleodiciyon* sp.遗迹化石

（a）Grayish green claystone interbedded with very thin- to thin-bedded siltstone, Lashenzhong Formation;（b）*Paleodictyon* trace fossils on base of grayish green thin-bedded fine-grained sandstone, eroded and reformed by a turbidity current, Lashenzhong Formation;（c）Grayish green claystone interbedded with thin-bedded siltstone and fine-grained sandstone overlay by dark gray thin-bedded limestone, Gongwusu Formation;（d）*Paleodictyon* sp. trace fossils in thin-bedded limestone, Gongwusu Formation

4 沉积类型

拉什仲组以深水浊流沉积为主，可分为水道沉积和非水道叶状体沉积2种类型，前者主要发育在北山剖面（图1），依据岩性特征、砂层展布和垂向序列又可进一步分为近源浊流水道和远源浊流水道[31,32]。近源浊流水道发育在北山剖面拉什仲组第1段，岩性以灰绿色厚层—块状细砂岩夹薄层灰绿色泥岩（粉砂岩和黏土岩）为主，砂岩底面的槽模与完整及不完整的鲍玛序列发育（图4a）。剖面中部和下部岩层的底部往往含有砾石，成分以生屑石灰岩和燧石为主，大小混杂，大者可达数厘米，小者仅2~5 mm，多呈次棱角状至次圆状，但整个岩层的主体部分仍为细砂岩。砂岩层侧向上极不稳定，呈透镜体状，除了垂向叠置外，也可向北西方向迁移，形成迁移型水道[32]。远源浊流水道主要发育在北山剖面第3段，岩性以灰

绿色薄—中层粉砂岩、黏土质粉砂岩夹灰绿色极薄层—薄层黏土岩为主，垂向上往往发育单砂层向上厚度变薄、粒度变细序列，具有水道充填特征，其上则发育粉砂岩、黏土质粉砂岩与黏土岩薄互层，两者又组成似“二元结构”，故前人解释为远源浊流水道沉积[31,32]。此外，该段岩层平直，侧向延伸远，为典型的“席状砂”，因此又具有阻塞浊流（ponded turbidity currents）沉积特征[47]。非水道叶状体沉积主要发育在北山剖面第2段和石峡谷剖面下部，岩性以灰绿色黏土岩夹薄—中层细砂岩、粉砂岩和黏土质粉砂岩为主，砂岩层和粉砂岩层平直，延伸较远。

等深流是指由于地球自转而在大洋中形成的温盐环流，这种环流平行海底等深线作稳定的低速流动[48]，因此，古水流方向与区域斜坡方向垂直是深水环境中鉴别等深流沉积的一个重要标志[49]。此外，在一次等深流事件中，往往会出现低流速期与高流速期的交替，在低流速期速度一般为 5~20 cm/s，持续时间从几星期至几个月；在高流速期速度一般为 20~40 cm/s，持续时间为几天至几星期[48]，同时等深流也可受天文旋回的影响（通过气候变化）[50]，故可在沉积记录中形成周期性韵律，表现为同一岩层中具有细—粗—细的粒度变化[33,34,39]。在拉什仲组的水道浊积砂岩中发育条纹条带构造，岩性为细砂岩至中砂质细砂岩，在垂向上具有明显的窄—宽—窄变化韵律和多旋回性（图4b），反映出沉积流体弱—强—弱的变化规律，正好与等深流低流速期与高流速期交替出现的现象吻合。

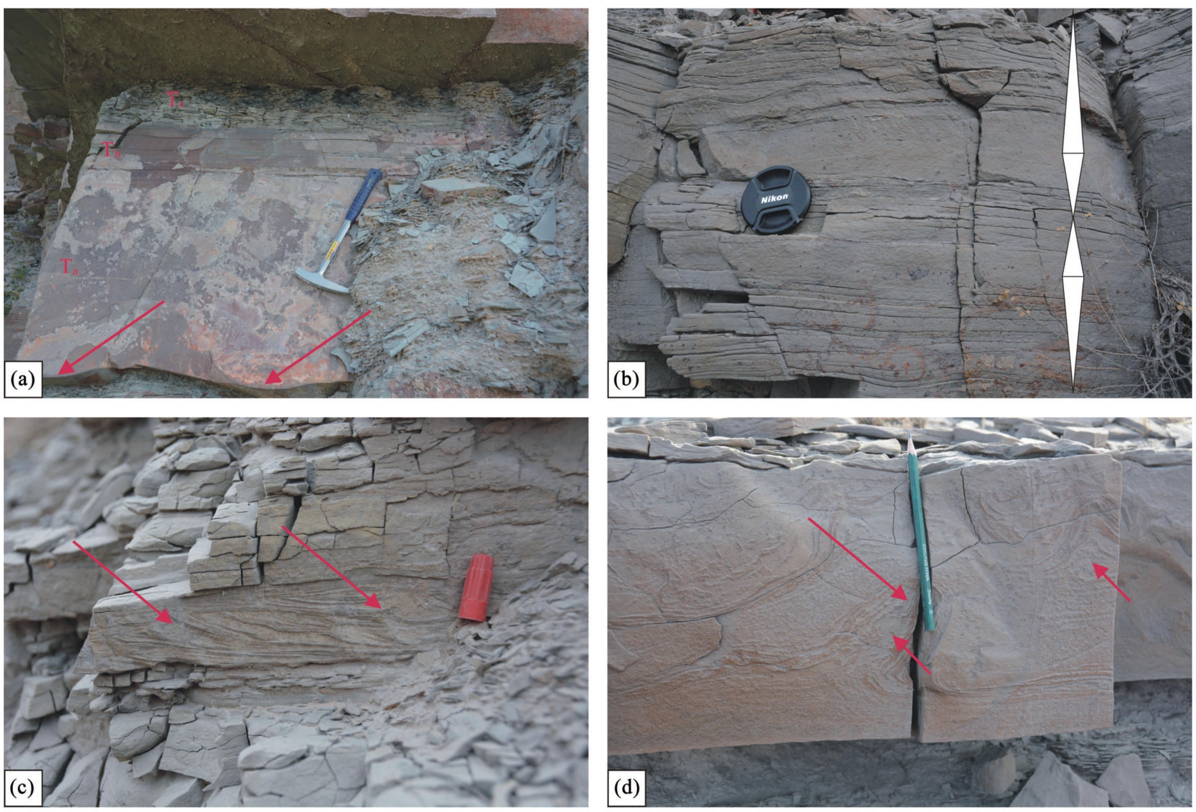

图4 鄂尔多斯盆地西缘桌子山地区拉什仲组沉积类型

Fig.4 Sedimentary types of Lashenzhong Formation in Zhuozishan area, western margin of Ordos Basin

（a）不完整的鲍玛序列，灰绿色厚层细砂岩底面发育槽模（箭头）；（b）灰绿色厚层砂岩中的复合型条纹条带构造，垂向上具有窄—宽—窄序列；（c）灰绿色粉砂岩中的“人”字形交错纹层；（d）灰绿色中层粉砂岩中的包卷层理，垂直变形可呈现紧闭的背形（长箭头）和开阔的向形，背形具有较均一的砂核（短箭头）

（a）Incomplete Boma sequence, flutes (arrow) on base of grayish green thick-bedded fine-grained sandstone; (b) Compound stripped-and-banded structure with narrow-wide-narrow vertical succession in grayish green thick-bedded sandstone; (c) Chevron cross-lamination in grayish green siltstone; (d) Convolute lamination in grayish green medium-bedded siltstone, note the tight anticline (long arrow) with disorganized sand core (short arrow) and flat syncline

内波、内潮汐是一种水下波，它存在于2个不同密度水层的界面上，可以在海底引起双向交替流动，在深水环境中形成双向交错层理[49]。随着研究的深入，发现内波同样具有波动性，可以在深水环

境下产生沉积悬浮[51]，进而形成浪成波纹层理[52,53]，同时，在地层记录的研究中也发现了内波形成的浪成波纹层理[54,55]。此外，近年来的研究发现，具有宽缓向形和紧闭背形，且背形顶部向一边倾斜的包卷层理可能为内波对海底的软沉积物施加周期性的压力（波峰压力方向向下，波谷压力方向向上，两者方向相反）形成，有时背形下部会形成砂核[25,56]。因此，深水环境下的双向交错层理、浪成波纹层理和特殊的包卷层理均可作为内波、内潮汐沉积的鉴别标志[49,52~56]。拉什仲组的灰绿色细砂岩、粉砂岩和黏土质粉砂岩中普遍发育有双向交错层理、浪成波纹层理（图4c），非水道环境中的黏土质粉砂岩中发育有包卷层理（图4d），其特征与内波成因的包卷层理一致[25,56]。

拉什仲组槽模和小型交错层理古水流玫瑰花图如图5所示，其中槽模古水流均测于北山剖面第1段近源水道中的大槽模（长度一般大于10 cm），在玫瑰花图中古水流方向集中，基本限定于第3象限，平均方位为230°，为浊流流动方向，在斜坡环境近源平直水道中可代表区域斜坡方向（图5a）。在小型交错层理古水流玫瑰花图中，共有3个主优势方向和1个次优势方向（图5b），而在区域斜坡方向（230°）并未形成优势方向。3个主优势方向的平均值分别为257°，195°和148°，与区域斜坡方向夹角分别为27°，35°和82°，前2个为小角度锐夹角（小于45°），后1个与区域斜坡方向近于垂直。次优势方向平均值为39°，与区域斜坡方向夹角为191°，近于相反。

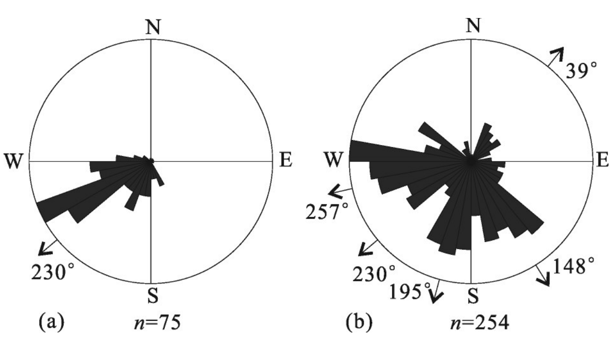

图5 鄂尔多斯盆地西缘桌子山地区拉什仲组槽模（a）和小型交错层理（b）古水流玫瑰花图

Fig.5 Rose diagram of flutes (a) and small-scale cross-laminations (b) in Lashenzhong Formation, Zhuozishan area of western margin of Ordos Basin

在深水沉积环境中，依据古水流和沉积构造特征，存在与区域斜坡方向垂直的水流，其平均方位为148°，在交错层理数据中约占33%，结合水道浊积砂岩中发育的具有窄—宽—窄变化韵律和多旋回性的条纹条带构造（图4b）可判断拉什仲组中存在等深流沉积。存在与区域斜坡方向相反的水流，其平均方位为82°，在交错层理数据中约占9%，尽管不能排除浊流反射成因，但是结合深水环境中发育的浪成波纹层理（图4c）和特殊的包卷层理（图4d），即沉积流体的波动性，则可判断拉什仲组中存在内波和内潮汐沉积。

5 复合流沉积构造

桌子山地区上奥陶统拉什仲组沉积构造类型丰富，层面构造主要包括波痕、槽模、沟模、重荷模和生物扰动构造（生物遗迹化石）；层内构造主要包括粒序层理、平行层理、水平层理、小型交错层理、包卷层理和脉状层理等。在详细的野外观察基础上，结合复合流的水槽实验研究成果[8~11]和地层记录中复合流沉积研究实例[19~26]，在众多的沉积构造中识别出了与复合流有关的沉积构造，主要包括：复合流层理、准平行层理、小型似丘状交错层理和少量爬升层理4类（图6）。

复合流层理是复合流沉积最直接的鉴别标志[1]，既不同于流水波纹层理，也不同于浪成波纹层理。复合流层理在拉什仲组中的浊流水道和非水道环境中均有发育，具有明显的圆滑、上凸的纹层，侧向上呈发散状（图6a），在平面和剖面上（岩层顺纹层裂开），可明显看到略呈不对称（向左）且光滑的波峰，纹层在波峰处变薄、在波谷处变厚（图6b）。岩性为中—薄层粉砂岩和黏土质粉砂岩，多形成于鲍玛序列T_c段，常与浪成波纹层理伴生，如图6a中的复合流层理发育在完整的鲍玛序列中，下部的叠置透镜体中发育具有不均一结构的交错层理，从左向右，纹层由上凹经过平直变为上凸，具有明显的浪成波纹层理特征，发育层段泥质含量较高。也可在垂向上形成准平行层—粒序层—复合流层的序列，图6b中在准平行层理之上则形成2组粒序层和复合流层理序列，其中复合流层理的波长向上变小，自下部复合流层理向上，粉砂岩略显示出向上变细的正粒序特征（图6b）。

准平行层理是复合流沉积的又一种重要的鉴别标志[57]，是介于平行层理和波状层理之间的一种层理，纹层成微波状起伏，波高与波长比值较大，代表了高流态的复合流沉积[9,10]。拉什仲组准平行层理与复合流层理一样，在非浊流水道和水道环境中均有发育。在非浊流水道环境中岩性为灰绿色薄

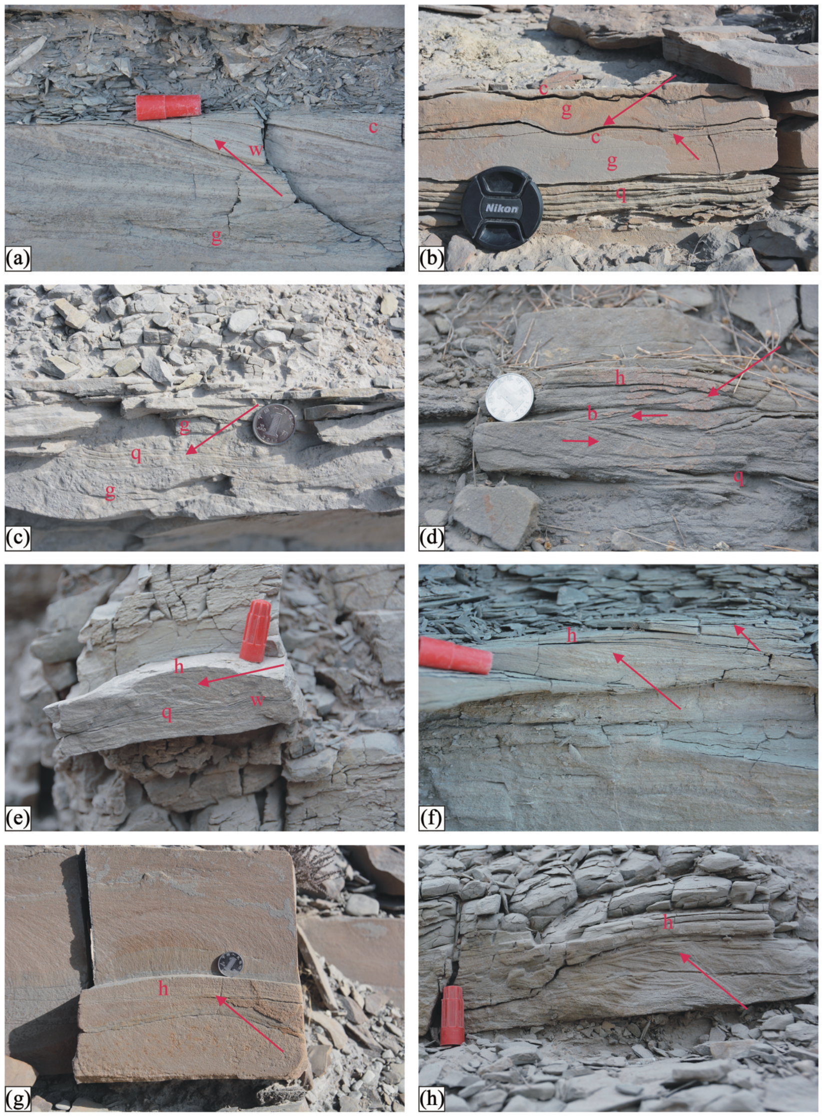

图 6　鄂尔多斯盆地西缘桌子山地区拉什仲组复合流沉积构造

Fig.6　Combined-flow sedimentary structures of Lashenzhong Formationin Zhuozishan area, western margin of Ordos Basin

(a)鲍玛序列T_c段黏土质粉砂岩中的叠置透镜体(长箭头)和复合流纹层,前者具有浪成波纹层理的不均一结构,后者具有明显的上凸纹层;(b)准平行层理、正粒序层和复合流层理,复合流层理具有不对称的波峰(长箭头),纹层厚度向波谷变厚(短箭头);(c)准平行层理,上、下可见模糊的正粒序层;(d)准平行层理、双向交错层理(水平箭头)和内部曲线型纹层(长箭头)的不对称小型似丘状交错层理;(e)波状层理向准平行层理的转化,其上为不对称小型似丘状交错层理,内部为高角度曲线型纹层(箭头);(f)不对称小型似丘状交错层理,内部为低角度曲线型纹层(长箭头),丘状纹层向上渐变为水平纹层(短箭头);(g)对称小型似丘状交错层理,由向上变平缓的丘状纹层组成(箭头);(h)同(g),其下为爬升层理,含有上凸型纹层(长箭头);b:双向交错层理;c:复合流层理;g:正粒序层;h:小型似丘状交错层理;q:准平行层理;w:浪成波纹层理,含不均一结构、束状体、波状层理等;(b)和(g)为中层细砂岩;(c)、(e)和(h)为薄层粉砂岩;(d)和(f)分别为薄层中砂岩和中层黏土质粉砂岩

(a) Amalgamated clayish siltstone lenses with discordant foresets (long arrow) and overlay combined-flow-ripple lamination with convex-up laminae in Tc division of Bouma sequence; (b) Quasi-planar lamination, normal graded layer and combined- flow-ripple lamination, note the asymmetric wave crest (long arrow) and thickening laminae toward wave trough (short arrow); (c) Quasi-planar lamination enveloped by amphibolous normal graded layer; (d) Quasi-planar lamination, bi-directional cross-lamination (horizontal arrow) and asymmetrical small-scale Hummocky Cross-Stratification-like structures (HCS-like) with curved internal laminae (long arrow); (e) Undulatory lamination changed laterally into quasi-planar lamination and overlay asymmetrical small-scale HCS-like structures with high angle curved laminae (arrow); (f) Asymmetrical small-scale HCS-like structures with low angle curved laminae (long arrow) and hummocky strata growth vertically into flat laminae (short arrow); (g) Symmetrical small-scale HCS-like structures with gently hummocky strata upward (arrow); (h) Same as (g), underlaying climbing ripple lamination with some convex-up laminae (long arrow); b: Bi-directional cross-lamination; c: Combined-flow-ripple lamination; g: Normal graded layer; h: Small-scale hummocky cross-stratification-like structures; q: Quasi-planar lamination; w: Wave-ripple lamination, include discordant foresets lens, offshooting lamination and undulatory lamination; (b) and (g) are medium-bedded fine-grained sandstone; (c), (e) and (h) are thin-bedded siltstone; (d) and (f) are thin-bedded medium-grained sandstone and medium-bedded clayish siltstone respectively

层黏土质粉砂岩,一般位于砂层中部,层系厚度较小,上、下略显正粒序(图6c);在浊流水道环境中岩性为灰绿色薄层细砂岩,其上可发育粒序层(图6b)或其他小型交错层理,如图6d中的双向交错层理。在侧向上可与波状层理(图6e)或平行层理呈连续的过渡;在垂向上可形成准平行层理—粒序层—复合流层理(图6b)、粒序层—准平行层理(图6c)、准平行层理—双向交错层理—小型似丘状层理(图6d)和准平行层理—小型似丘状交错层理(图6e)。

似丘状交错层理一般与浊流沉积有关,发育在深水沉积环境中[6,21,22,58,59]。与丘状交错层理相比,主要存在3个方面的差别[6,22,26,59]:①纹层的形态变化主要表现为和丘状层形态相似的丘形,在不对称似丘状交错层理中可形成曲线型的纹层,在侧向上,纹层厚度一般由中心到两边逐渐减薄,有时也可变厚;②内部纹层往往不具有削截面,或仅在丘状层与洼状层及丘状层、洼状层与平行层之间偶尔出现极低角度的削截面;③似丘状交错层理上、下一般无剥蚀面发育,往往出现高流态沉积构造(如似丘状交错层理、平行层理等)与低流态沉积构造(小型或大型浪成波纹层理、复合流层理等)在垂向上交替叠置,且呈连续沉积。

拉什仲组中小型似丘状交错层理发育较为普遍,波高一般为2~5 cm,波长一般为10~20 cm,虽然在浊流水道环境中也有发育(图6d),但是主要发育在非浊流水道环境中(图6e~h)。在浊流水道环境中寄主岩性为灰绿色薄层细砂岩,而在非浊流水道环境中,则为灰绿色薄层黏土质粉砂岩。小型似丘状交错层理的形态以不对称型为主,顶部及丘状纹层略偏向一边,在浊流水道环境中,其方向为NWW向(图6d),与区域斜坡方向夹角较大(大于45°),在非浊流水道环境中一般为SW向,与区域斜坡方向一致(图6e,f)。在不对称似丘状交错层理中,其下部为曲线型纹层(图6d~f中的长箭头所示),上部为丘状纹层,两者之间无削截现象(图6d~f):在图6d中,丘状纹层向两侧变薄,下部纹层近水平状(平行层理),只是在与丘状层交汇处略呈弯曲;图6e中曲线型纹层弯曲较大,具有背流面崩落特征;图6f中丘状层向两侧变厚,其上过渡为水平层(短箭头),曲线型纹层弯曲幅度较小(长箭头),其下为小型似洼状层理,与似丘状交错层理组成透镜体形态,整体上又由2个透镜体叠置。在对称似丘状交错层理中,由单一的丘状纹层组成,垂向上逐渐变宽缓,侧向上无较明显的厚度变化(图6g,h):在图6g中丘状纹层由下向上,由略不对称逐渐变为对称,丘状纹层之下为较均一的粉砂岩,略显正粒序;在图6h中,似丘状交错层理之下为爬升层理,表现为低能沉积构造与高能沉积构造的交替叠置,爬升层理向流微侵蚀面与丘状纹层形态相似,两者之间不存在削截现象,此外,爬升层理中含有少量上凸纹层(箭头),表现出复合流沉积特征。

6 解释与讨论

鄂尔多斯盆地西缘北部桌子山地区中、上奥陶统自克里摩里组起整体上沉积于风暴浪基面之下的深水沉积环境,其中克里摩里组的薄层韵律性石灰岩[39]、克里摩里组与乌拉力克组的条纹条带沉积构造[43]、拉什仲组上部的厚度巨大的灰绿色黏土岩(图3a)、公乌素组的薄层瘤状石灰岩(图3c)[45]和拉什仲组、公乌素组中大量的斜坡相、深海相遗迹化石(图3b、d)[42,44,46]均可作为深水沉积的直接证据。在拉什仲组的深水浊流沉积[30~32]中,伴生有等深流沉积[34]和内波、内潮汐沉积(图4),同时发育的复合流层理、准平行层理和小型似丘状交错层理(图6)则可作为深水复合流沉积的可靠鉴别标志[1,6,57~59]。在深水环境中,内波、内潮汐沉积、等深流沉积和复合流沉积均属于牵引流沉积,由于水动力均较弱且属于事件性沉积,故在岩性、粒度和沉积序列等方面具有相似之处,但在地层记录中依据沉积构造及古水流方向等的综合分析,可对这3种沉积进行区分(表1)。复合流是由单向流和振荡流叠加而成,在拉什仲组沉积时,浊流和等深流为单向流,但两者流动方向垂直,可能发生交互作用,故形成复合流的单向流可能包括低密度浊流、等深流及两者交互作用形成的流体,方向变化较大,同时也会受到地形的影响,如在浊流水道环境中;而振荡流则可能来自内波、内潮汐中的高频部分,即短周期内波。短周期内波具有明显的波动性,可形成浪成波纹层理(图4c),这种内波在西秦岭三叠系[54]和宁夏香山群徐家圈组[55]中均已发现。

关于波浪(振荡流)与浊流或异重流形成的复合流沉积,Lamb等[21]给出一个概念模式(图7)。在模式中,反向流是指当波浪的轨迹速度大于单向流速度时,在一个波动周期内,复合流的流动方向会发生反转,相当于波控复合流[2];脉动流是指当波浪的轨迹速度小于单向流速度时,在一个波动周期内,复合流始终流向同一方向,只是大小发生周期性的变化,相当于单向流主控的复合流[2]或连续脉

表 1　深水牵引流特征与相关沉积构造

Table 1　Fluid characteristics of traction flow and related sedimentary structures in deep-water environment

沉积类型	流体特征	沉积构造	本文中的鉴别标志
等深流沉积	沿海底等高线流动,与区域斜坡方向垂直;在等深流事件中出现低流速期与高流速期的交替;流速可达 100 cm/s;在地史时期可受天文旋回控制	水流方向与区域斜坡方向垂直的单向交错层理;具有粒度细—粗—细周期性变化的条纹条带构造(窄—宽—窄序列)、平行层—均匀层—平行层序列及同一岩层中的岩性序列(如粉砂岩—细砂岩—粉砂岩序列);生物扰动构造发育	与区域斜坡方向垂直的古水流(采用玫瑰花图分析);具有窄—宽—窄序列的条纹条带构造(图 4b)
内波、内潮汐沉积	内潮汐及其他长周期内波可形成双向交替流,或相互叠加形成单向优势流;内孤立波及其他短周期内波可形成紊流事件和振荡流;流速可达 50 cm/s;是否受天文旋回影响尚不清楚	双向交错层理;水流方向与区域斜坡方向相反的单向交错层理;脉状、波状、透镜状层理;浪成波纹层理;镶嵌于黏土岩中的薄鲕粒层;特殊的包卷层理(顶部向一边倾斜、开阔的向形与紧闭的背形及背形下的砂核)	与区域斜坡方向垂直的古水流(采用玫瑰花图分析);浪成波纹层理(图 4c);特殊的包卷层理(图 4d)
深水复合流沉积	深水环境中复合流一般由短周期内波形成的振荡流与低密度浊流、等深流等单向流交互作用而形成;可进而分为波控复合流和流控复合流	复合流层理;准平行层理;小型似丘状交错层理;复合流波痕;波脊平直的不对称 2D 波痕;波长与波高在双对数图解上具有良好线性关系的波痕	复合流层理;准平行层理;小型似丘状交错层理(图 6)

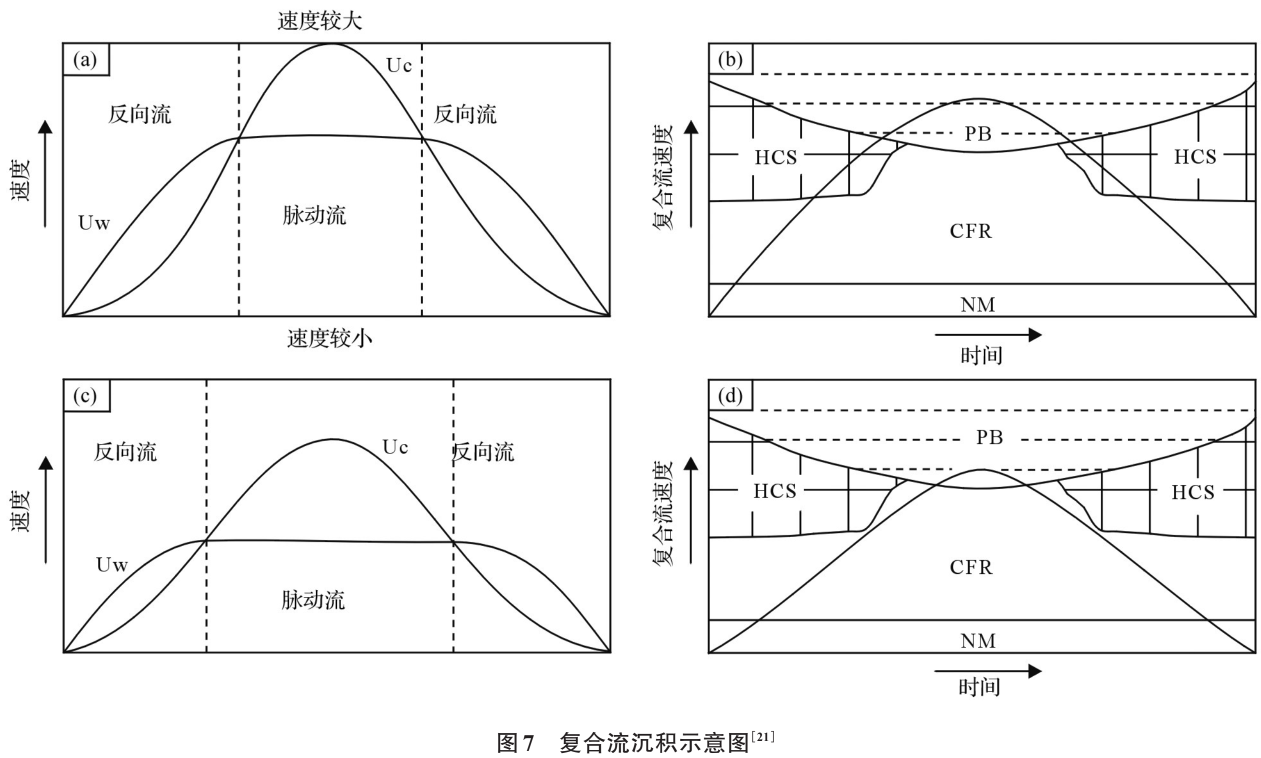

图 7　复合流沉积示意图[21]

Fig.7　Cartoon for deposition of combined-flow[21]

Uw:波轨迹速度;Uc:单向流速度;NM:无颗粒移动;CFR:复合流痕;HCS:丘状交错层理;PB:平行层理;脉动流、反向流的解释见文中;Lamb 等[21]用图(a)和(b)解释流体速度较大的近源沉积;用图(c)和(d)解释流体速度较小的远源沉积

Uw. Wave orbital velocity; Uc. Unidirectional current velocity; NM. No Movement; CFR. Combined-Flow Ripples; HCS. Hummocky Cross-Stratification; PB. Plane Bed; See text for explanation of reversing-current flow and pulsating flow; Lamb *et al.*[21] interpret proximal deposition (higher flow velocity) of turbidity currents with plot (a) and (b), and distal case (lower flow velocity) with plot (c) and (d)

动流[3],为与波控复合流对应,下文称为流控复合流。在图 7a,c 中,单向流与振荡流同步增加和减弱,而在拉什仲组中,内波可能由浊流反射形成(另文详述),因此,内波的强弱变化与浊流的强弱变化一致,只是在等深流作用区或作用期,等深流有自身的强弱周期性变化。

在复合流中由于较多悬浮物的存在,其沉积机制兼具有牵引流和重力流的特征,其中速度对时间的变化率(脉冲性)和速度对空间的变化率(稳定性)在流体的剥蚀与沉积中起到了关键的作用。因

此，复合流不但在速度减小时可发生沉积，而且在速度增加时也可能发生沉积，此时加速度减小或稳定性减小，可导致流体中的悬浮物发生沉积[21,59~61]。

在图 7 中，复合流速度较大时(图 7b)，如果在进入平行层理区域时流体表现为沉积性质，则形成平行层理(或准平行层理)、丘状交错层和复合流层理的叠置次序。当浊流中悬浮泥浓度较大时(浊流水道环境)，高浓度的悬浮泥会对流体能量产生抑制，使高流态流体产生低流态沉积构造[62]，形成正粒序层—浪成波纹层理—复合流层理序列(图 6a)；当浊流影响较大时，形成准平行层理—正粒序层—复合流层理序列(图 6b)或正粒序层—准平行层理序列(图 6c)；当等深流作用较强时，在浊流水道环境中，由于地形限制，可与浊流成相反方向，从而形成准平行层理—双向交错层理—小型似丘状交错层理序列(图 6d)。复合流速度较小时(图 7d)，如果在进入平行层理区域时流体表现为沉积性质，则会出现平行层理(或准平行层理)与复合流层理的叠置次序，当流体穿过丘状交错层理区时，则会形成准平行层理—小型似丘状交错层理序列(图 6e)或小型似丘状交错层理叠置序列(图 6f)，其中透镜体中的似洼状交错层理则可能与流体中的悬浮物浓度变小有关，即与流体的脉冲性有关[5,6,63]；当浊流中砂或粉砂含量较多时，浊流中层密度差异小，流体处于较稳定状态，不易形成流水沉积构造[64]，此时可能在细砂岩或粉砂岩中形成单一的小型似丘状交错层理(图 6g)。当复合流处于速度增加阶段由于不稳定性而发生沉积时，则会形成低能沉积构造与高能沉积构造的交替叠置，如图 6h 中的爬升层理—小型似丘状交错层理序列。

据拉什仲组古水流分析结果，交错层理古水流表现出复杂的样式(图 5)，除区域斜坡方向之外，存在多个主优势方向和次优势方向，结合拉什仲组中发育的包卷层理特征(图 4d)[25]，解释为阻塞浊流沉积(另文详述)。考虑到银川—吴忠古陆存在的可能性[41]和中奥陶世可能为阿拉善地块与鄂尔多斯地块开始拼接的时期，鄂尔多斯盆地西缘在时正好处于构造活跃期[65]，故阻塞浊流的海底高地形可能与北祁连洋的俯冲作用有关，即在俯冲初期弧后挤压环境下形成的水下隆起(图 8)。

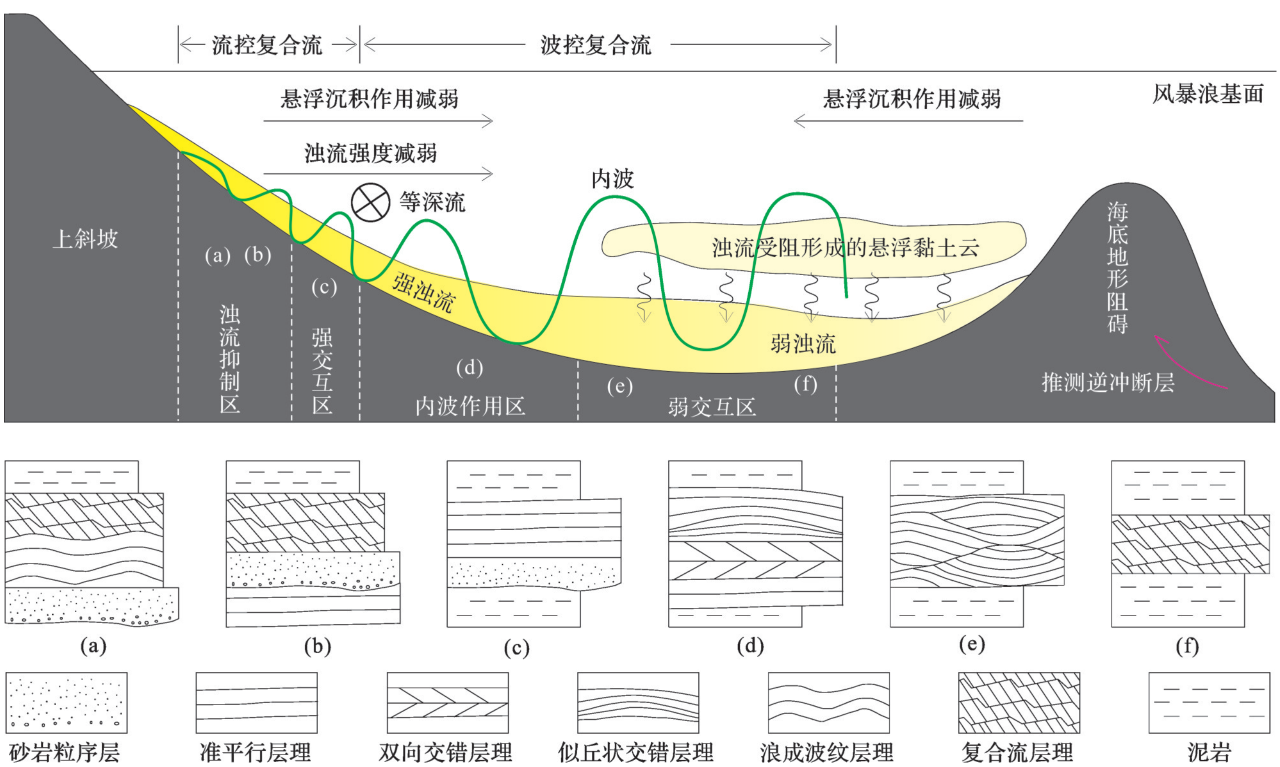

图 8　桌子山地区拉什仲组深水复合流沉积模式示意图

Fig.8　Cartoon for deposition model of deep-water combined-flow in Lashenzhong Formation, Zhuozishan area

在受海底地形阻碍的小型浊流盆地中，浊流全盆发育，强度从发育的斜坡到高地形方向逐渐减弱(图 8)，在斜坡上部，浊流作用为主导，称为浊流抑制区(对等深流和内波流的抑制)，在这一区域中一

般形成以低密度浊流占主导的流控复合流。由于浊流反射，会在不同的密度层（如浊流本身的底部密度层和上部紊流层之间、上部紊流层和反射悬浮黏土云之间以及各层与海水之间）之间形成内波，如受潮汐等其他外力作用，也可能形成内潮汐，为简化内波，突出内波的沉积作用，将不同波列的内波简化为简单波动，内波全盆作用，但在斜坡下部与地形作用强烈，可称为内波作用区（图8），在该区域一般形成以内波成因振荡流占主导的波控复合流，发育小型似丘状交错层理。在内波作用区之上（斜坡方向）为浊流、等深流和内波流强烈交互区域，该区域复合流中振荡流与单向流的强弱关系尚须进一步研究；在内波作用区之下，等深流不发育，只存在低密度浊流和弱的内波流交互作用，可称为弱交互区（图8），该区域同时存在波控复合流（小型似丘状交错层理）和流控复合流（复合流层理）[9~11]。此外，悬浮沉积作用较强烈的2个区域分别为浊流抑制区和弱交互区，前者主要受浊流中高泥质紊流层影响；后者主要受浊流受阻（反射）形成的悬浮黏土云影响。

依据拉什仲组浊流沉积中的复合流层理、准平行层理和小型似丘状交错层理的寄主岩性特征和垂向构造叠置关系，可总结出6种垂向沉积构造序列，包括4种高能环境序列和2种低能环境序列（图8）。序列（a）、（b）和（c）以含有浊流沉积的正粒序层为特征，准平行层理代表了高流态条件[57]，浪成波纹层理和复合流层理发育在黏土质粉砂岩中，代表浊流中高悬浮物浓度对流体能量的抑制[62]，故序列（a）和（b），即图6a，b可能发育在浊流抑制区（图8）；而序列（c），即图6c由于上、下均为黏土岩，粉砂岩中发育正粒序层，说明浊流受到了其他流体的强交互作用，故可能形成于各种流体的强交互区（图8）。序列（d）牵引流沉积构造发育充分，其中以准平行层理和小型似丘状交错层理为特征（图6d），为较典型的波控复合流沉积特征[1,2,8~10,21]，故归为波动与海底的强烈作用区[66]，即内波作用区（图8）。

在图6中，从图6e~h寄主岩性为薄—中层黏土质粉砂岩或粉砂岩，且镶嵌于黏土岩之中，基本上为低能环境下的沉积，其中图6e中似丘状交错层理与准平行层理叠置，但是准平行层理又和波状层理有侧向转换关系，故流体能量稍强；图6g中则受浊流底部密度层影响，然而没有明显的正粒序层，与浊流抑制区和强交互区沉积不同。因此，图6e，g可能属于内波作用区和弱交互区之间的过渡性沉积。而弱作用区沉积序列，结合拉什仲组实际情况（图6f，h）和已有文献研究结果，总结为序列（e）和（f）。在浅海陆棚环境中，由于风暴和正常波浪的交替作用，叠置丘状交错层理［类似于序列（e）］一般发育在风暴对海底强烈作用区之上，而复合流层理和小型丘状交错层理［类似于序列（f）］一般发育在最大风暴浪基面附近[65]。在深水环境中，由于内波存在多个波列[26,52]，故在内波与海底强烈作用区之下还存在有其他密度界面的内波作用，区域比浅海棚可能要广得多，又因为在内波与海底强烈作用区之上受浊流影响较大，故序列（e）和（f）可能形成于内波强烈作用区之下的弱交互区（图8）。

7　结　论

鄂尔多斯盆地西缘北部桌子山地区上奥陶统拉什仲组以深水环境下浊流沉积为主，并发育有深水等深流沉积和内波、内潮汐沉积，浊流、等深流和内波流的交互作用形成深水环境下的复合流沉积，发育有复合流层理、准平行层理和小型似丘状交错层理等沉积构造。在垂向上可分为6种沉积构造组合：（a）正粒序层—浪成波纹层理—复合流层理；（b）准平行层理—正粒序层—复合流层理；（c）模糊正粒序层—准平行层理；（d）准平行层理—双向交错层理—小型似丘状交错层理；（e）黏土岩中的叠置小型似丘状交错层理和（f）黏土岩中的复合流层理。

在深水复杂水动力条件下形成的与内波有关的复合流沉积，依据不同流体交互作用及其与海底地形作用的特征，可划分为浊流抑制区、强交互区、内波作用区和弱交互区。

浊流抑制区以正粒序层、准平行层理和浪成波纹层理或复合流层理的交替出现为特征；强交互区以准平行层理及模糊正粒序层镶嵌于泥质沉积中为特征；内波作用区则充分发育以准平行层理和小型似丘状交错层理为特征的牵引流沉积构造；弱作用区则以叠置小型似丘状交错层理和复合流层理为特征。

参考文献（References）：

［1］ 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.

［2］ Harms J C. Hydraulic significance of some sand ripples［J］. *Geological Society of America Bulletin*，1969，80（3）：363-396.

［3］ Swift D J P，Figueiredo A G，Jr Freeland G L，*et al.* Hummocky cross-stratification and megaripples：A geological double standard?[J]. *Journal of Sedimentary Petrology*, 1983, 53(4): 1 295-1 317.

[4] Nøttvedt A, Kreisa R D. Model for the combined-flow origin of hummocky cross-stratification[J]. *Geology*, 1987, 15(4): 357-361.

[5] Datta B, Sarkar S, Chaudhuri A K. Swaley cross-stratification in medium to coarse sandstone produced by oscillatory and combined flows: Examples from the Proterozoic Kansapathar Formation, Chhattisgarh Basin, M.P., India[J]. *Sedimentary Geology*, 1999, 129(1/2): 51-70.

[6] Basilici G, de Luca P H V, Poiré D G. Hummocky cross-stratification-like structures and combined-flow ripples in the Punta Negra Formation (Lower-Middle Devonian, Argentine Precordillera): A turbiditic deep-water or storm-dominated prodelta inner-shelf system?[J]. *Sedimentary Geology*, 2012, 267/268: 73-82.

[7] Puga-BernabéuÁ, Martín J M, Braga J C, *et al*. Offshore remobilization processes and deposits in low-energytemperate-water carbonate-ramp systems: Examples from the Neogenebasins of the Betic Cordillera (SE Spain)[J]. *Sedimentary Geology*, 2014, 304: 11-27.

[8] 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.

[9] Perillo M M, Best J L, Yokokawa M, *et al*. A unified model for bedform development and equilibriumunder unidirectional, oscillatory and combined-flows[J]. *Sedimentology*, 2014, 61(7): 2 063-2 085.

[10] Perillo M M, Best J L, Garcia M H, *et al*. A new phase diagram for combined-flow bedforms[J]. *Journal of Sedimentary Research*, 2014, 84(4): 301-313.

[11] Wu Xuxu, Parsons D R. Field investigation of bedform morphodynamics under combined flow[J]. *Geomorphology*, 2019, 339: 9-30.

[12] Walker R G, Plint A G. Wave- and storm-dominated shallow marine systems[M]//Walker R G, James N P. Facies Models. Canada: Geological Association of Canada, 1992: 219-238.

[13] Molgat M, Arnott R W C. Combined tide and wave influence on sedimentation patterns in the Upper Jurassic Swift Formation, south-eastern Alberta[J]. *Sedimentology*, 2001, 48(6): 1 353-1 369.

[14] Aschoff J L, Olariu C, Steel R J. Recognition and significance of bayhead delta deposits in therock record: A comparison of modern and ancient systems[J]. *Sedimentology*, 2018, 65(1): 62-95.

[15] Isla M F, Schwarz E, Veiga G D. Bedset characterization within a wave-dominated shallow-marinesuccession: An evolutionary model related to sediment imbalances[J]. *Sedimentary Geology*, 2018, 374: 36-52.

[16] Collins D S, Johnson H D, Allison P A, *et al.* Coupled 'storm-flood' depositional model: Application to the Miocene-Modern Baram Delta Province, north-west Borneo[J]. *Sedimentology*, 2017, 64(1): 1 203-1 235.

[17] Li M Z, Amos C L. Sheet flow and large wave ripples under combined wave and currents: Field observations, model predictions and effects on boundary layer dynamics[J]. *Continental Shelf Research*, 1999, 19(5): 637-663.

[18] Hill P R, Meulé S, Longuépée H. Combined-flow processes and sedimentary structures on the shoreface of the wave-dominated grande-riviére-de-la-baleine delta[J]. *Journal of Sedimentary Research*, 2003, 73(2): 217-226.

[19] Myrow P M, Fischer W, Goodge J W. Wave-modified turbidites: Combined-flow shoreline and shelf deposits, Cambrian, Antarctica[J]. *Journal of Sedimentary Research*, 2002, 72(5): 641-656.

[20] Pattison S A J. Storm-influenced prodelta turbidite complex in the Lower Kenilworth Member at Hatch Mesa, Book cliffs, Utah, USA: Implications for shallow marine facies models[J]. *Journal of Sedimentary Research*, 2005, 75(3): 420-439.

[21] Lamb M P, Myrow P M, Lukens C, *et al.* Deposits from wave-influenced turbidity currents: Pennsylvanian Minturn Formation, Colorado, USA[J]. *Journal of Sedimentary Research*, 2008, 78(7): 480-498.

[22] Li Xiangdong, He Youbin, Zheng Zhaochang, *et al.* Deep-water combined-flow sedimentary structures in Xujiajuan Formation of Xiangshan Group, Ningxia[J]. *Acta Geologica Sinica*, 2010, 84(2): 221-232.[李向东,何幼斌,郑昭昌,等. 宁夏香山群徐家圈组发现深水复合流沉积构造[J]. 地质学报,2010,84(2): 221-232.]

[23] Abdi A, Gharaie M H M, Bádenas B. Internal wave deposits in Jurassic Kermanshah pelagic carbonates andradiolarites (Kermanshah area, West Iran)[J]. *Sedimentary Geology*, 2014, 314: 47-59.

[24] Tinterri R, Laporta M, Ogata K. Asymmetrical cross-current turbidite facies tract in a structurally-confined mini-basin (Priabonian-Rupelian, Ranzano Sandstone, northern Apennines, Italy)[J]. *Sedimentary Geology*, 2017, 352: 63-87.

[25] Tinterri R, Magalhaes P M, Tagliaferri A, *et al.* Convolute laminations and load structures in turbidites as indicators of flow reflections and decelerations against bounding slopes: Examples from the Marnoso-arenacea Formation (northern Italy) and Annot Sandstones (south eastern France)[J]. *Sedimentary Geology*, 2016, 344: 382-407.

[26] Pomar L, Molina J M, Ruiz-Ortiz P A, *et al.* Storms in the deep: Tempestite- and beach-like deposits in pelagic sequences (Jurassic, Subbetic, South of Spain)[J]. *Marine and Petroleum Geology*, 2019, 107: 365-381.

[27] Gao Zhenzhong, Luo Shunshe, He Youbin. Ordovician submarine fan systems in west margin of Ordos[J]. *Oil & Gas Geology*, 1995, 16(2): 119-125.[高振中,罗顺社,何幼斌. 鄂尔多斯盆地西缘奥陶纪海底扇沉积体系[J]. 石油与天然气地质, 1995, 16(2): 119-125.]

[28] Zhang Kang. Olistostrome in Ordovician system, western and southern margin of Ordos Basin[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 1992, 10(1): 11-18.[张抗. 鄂尔多斯盆地西、南缘奥陶系

滑塌堆积[J]. 沉积学报，1992，10(1)：11-18.]

[29] Zhao Jun, He Youbin, Xiao Bin, *et al.* Sedimentary characteristics and sedimentary model of calcirudite in the Wulalike Formation of Middle Ordovician in Zhuozishan area of Inner Mongolia[J]. *Journal of Yangtze University (Nature Science Edition)*, 2014, 11(10): 6-8. [赵俊，何幼斌，肖彬，等. 桌子山地区中奥陶统乌拉力克组砾屑灰岩沉积特征及深水沉积模式研究[J]. 长江大学学报：自然科学版，2014，11(10)：6-8.]

[30] Jin Huijuan, Sun Mingliang, Li Yuci. The "special" turbidite measure of the Middle Ordovician series in Zhuozishan area, Inner Mongolia[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2004, 23(1): 34-40. [晋慧娟，孙明良，李育慈. 内蒙古桌子山中奥陶统的"特殊"浊积岩系[J]. 沉积学报，2004，23(1)：34-40.]

[31] Xiao Bin, He Youbin, Luo Jinxiong, *et al.* Submarine channel complex deposits of the Middle Ordovician Lashizhong Formation in Zhuozishan area, Inner Mongolia[J]. *Geological Review*, 2014, 60(2): 321-331. [肖彬，何幼斌，罗进雄，等. 内蒙古桌子山中奥陶统拉什仲组深水水道沉积[J]. 地质论评，2014，60(2)：321-331.]

[32] Li Hua, He Youbin, Feng Bin, *et al.* Type and evolution of deep-water channel deposits of Ordovician Lashizhong Formation in western margin of Ordos Basin[J]. *Earth Science*, 2018, 43(6): 2 149-2 159. [李华，何幼斌，冯斌，等. 鄂尔多斯盆地西缘奥陶系拉什仲组深水水道沉积类型及演化[J]. 地球科学，2018，43(6)：2 149-2 159.]

[33] Li Xiangdong, Que Yi, Huan Yaqi. Depositional model for contourites the Kelimoli Formation, Middle Ordovician, Zhuozishan area[J]. *Geological Journal of China Universities*, 2018, 24(2): 285-296. [李向东，阙易，郇雅棋. 桌子山地区中奥陶统克里摩里组深水等深流沉积模式[J]. 高校地质学报，2018，24(2)：285-296.]

[34] Li Xiangdong, Chen Haiyan. Deep-water contour currents deposits of Upper Ordovician Lashizhong Formation in western margin of Ordos Basin[J]. *Earth Science*, 2020. DOI: 10.3799/dqkx.2019.119. [李向东，陈海燕. 鄂尔多斯盆地西缘上奥陶统拉什仲组深水等深流沉积[J]. 地球科学，2020. DOI：10.3799/dqkx.2019.119.]

[35] Li Xiangdong, He Youbin, Wang Dan, *et al.* Internal-wave and internal-tide deposits of the Middle Ordovicaian Xiangshan Group Xujiajuan Formation, Ningxia[J]. *Journal of Palaeogeography*, 2009, 11(5): 513-523. [李向东，何幼斌，王丹，等. 宁夏香山群徐家圈组内波和内潮汐沉积[J]. 古地理学报，2009，11(5)：513-523.]

[36] Li Xiangdong, He Youbin, Wang Dan, *et al.* Analysis on palaeocurrent in the Xujiajuan Formation, Xiangshan Group, Middle Ordovicaian, in Southern Helan Mountains[J]. *Geological Review*, 2009, 55(5): 653-662. [李向东，何幼斌，王丹，等. 贺兰山以南中奥陶统香山群徐家圈组古水流分析[J]. 地质论评，2009，55(5)：653-662.]

[37] Guo Yanru, Zhao Zhenyu, Zhang Yueqiao, *et al.* Development characteristics and new exploration areas of marine source rocks in Ordos Basin[J]. *Acta Petrolei Sinica*, 2016, 37(8): 939-951. [郭彦如，赵振宇，张月巧，等. 鄂尔多斯盆地海相烃源岩系发育特征与勘探新领域[J]. 石油学报，2016，37(8)：939-951.]

[38] Liu Xun, You Guoqing. Tectonic regional subdivision of China in the light of plate theory[J]. *Geology in China*, 2015, 42(1): 1-17. [刘训，游国庆. 中国的板块构造区划[J]. 中国地质，2015，42(1)：1-17.]

[39] Li Xiangdong, Que Yi, Huan Yaqi. Analysis of vertical sedimentary successions in the lower part of Kelimoli Formation, Middle Ordovician, Zhuozishan area[J]. *Advances in Earth Science*, 2017, 32(3): 276-291. [李向东，阙易，郇雅棋. 桌子山中奥陶统克里摩里组下段薄层状石灰岩垂向序列分析[J]. 地球科学进展，2017，32(3)：276-291.]

[40] Wu Xingning, Sun Liuyi, Yu Zhou, *et al.* Lithofacies paleogeography of Ordovician in western Ordos Basin[J]. *Lithologic Reservoirs*, 2015, 27(6): 87-96. [吴兴宁，孙六一，于洲，等. 鄂尔多斯盆地西部奥陶纪岩相古地理特征[J]. 岩性油气藏，2015，27(6)：87-96.]

[41] Guo Yanru, Zhao Zhenyu, Xu Wanglin, *et al.* Sequence stratigraphy of the Ordovician system in the Ordos Basin[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2014, 32(1): 44-60. [郭彦如，赵振宇，徐旺林，等. 鄂尔多斯盆地奥陶系层序地层格架[J]. 沉积学报，2014，32(1)：44-60.]

[42] Fei Anwei. Trace fossil assemblages and palaeoenvironment of Middle Ordovician Gongwusu Formation, Zhuozishan, Inner Mongolia[J]. *Geoscience*, 2000, 14(3): 366-372. [费安玮. 桌子山中奥陶世公乌素组遗迹化石组合与古地理环境[J]. 现代地质，2000，14(3)：366-372.]

[43] Li Xiangdong, Huan Yaqi. Origin of deep-water stripped-and-banded mudstones related to contour currents in the Ordovician, Zhuozishan area, Western margin of Ordos Basin[J]. *Journal of Palaeogeography*, 2017, 19(6): 987-997. [李向东，郇雅棋. 鄂尔多斯盆地西缘桌子山地区奥陶系深水条纹条带状泥岩等深流成因分析[J]. 古地理学报，2017，19(6)：987-997.]

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

[45] Li Rihui. Identification of contourites in Middle Ordovician Gongwushu Formation, Zhuozishan, and depositional environment[J]. *Oil and Gas Geology*, 1994, 15(3): 235-240. [李日辉. 桌子山中奥陶统公乌素组等积岩的确认及沉积环境[J]. 石油与天然气地质，1994，15(3)：235-240.]

[46] Li Rihui. Trace fossils and ichnofacies of middle Ordovician Gongwusu Formation, Zhuozishan, Inner Mongolia[J]. *Acta Palaeontologica Sinica*, 1993, 32(1): 88-104. [李日辉. 内蒙古桌子山地区中奥陶世公乌素组的遗迹化石及遗迹相[J]. 古生物学报，1993，32(1)：88-104.]

[47] Liu Qun, Kneller B, Fallgatter C, *et al.* Tabularity of individual turbidite beds controlled by flow efficiency and degree of confinement[J]. *Sedimentology*, 2018, 65(7): 2 368-2 387.

[48] Faugeres J-C, Stow D A V. Bottom-current-controlled sedimentation: A synthesis of the contourite problem[J]. *Sedimentary*

Geology, 1993, 82(1/4): 287-297.

[49] Gao Zhenzhong, Eriksson K A, He Youbin, *et al.* Deep-water Traction Current Deposits—A Study of Internal Tides, Internal Waves, Contour Currents and Their Deposits[M]. Beijing: Science Press, 1998.

[50] Zhao Yulong, Liu Zhifei. Spatial distribution of contourites in global ocean and its paleoclimatic significance—The contribution of international ocean drilling to the studies of contourites [J]. *Advances in Earth Science*, 2017, 32(12): 1 287-1 296.[赵玉龙,刘志飞. 等积体在全球大洋中的空间分布及其古环境意义——国际大洋钻探计划对全球等深流沉积研究的贡献[J]. 地球科学进展,2017,32(12):1 287-1 296.]

[51] Tian Zhuangcai, Guo Xiujun, Yu Le, *et al.* Review of the seabed sediment resuspension by internal solitary wave[J]. *Advances in Earth Science*, 2018, 33(2): 166-178.[田壮才,郭秀军,余乐,等. 内孤立波悬浮海底沉积物研究进展[J]. 地球科学进展,2018,33(2):166-178.]

[52] Pomar L, Morsilli M, Hallock P, *et al.* Internal waves, an underexplored source of turbulence events in the sedimentary record [J]. *Earth-Science Reviews*, 2012, 111(1/2): 56-81.

[53] Li Xiangdong. Proposed classification of internal-wave and internal-tide deposits in deep-water environment[J]. *Geological Review*, 2013, 59(6): 1 097-1 109.[李向东. 关于深水环境下内波、内潮汐沉积分类的探讨[J]. 地质论评,2013,59(6):1 097-1 109.]

[54] Jin Huijuan, Li Yuci, Fang Guoqing. Internal-wave and internal-tide deposits in the palaeostratigraphic record of the western Qinling Mountains and their origin[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2002, 20(1): 80-83.[晋慧娟,李育慈,方国庆. 西秦岭古代地层记录中内波、内潮汐沉积及其成因解释[J]. 沉积学报,2002,20(1):80-83.]

[55] Li Xiangdong, He Youbin, Zhang Mingji, *et al.* Sedimentary types of internal wave and internal tide deposits of Middle Ordovician, Xujiajuan Formation, Xiangshan Group, Ningxia Autonomous Region, China[J]. *Advances in Earth Science*, 2011, 26(9): 1 006-1 014.[李向东,何幼斌,张铭记,等. 宁夏中奥陶统香山群徐家圈组内波、内潮汐沉积类型[J]. 地球科学进展,2011,26(9):1 006-1 014.]

[56] Gladstone C, McClelland H L O, Woodcock N H, *et al.* The formation of convolute lamination in mud-rich turbidites[J]. *Sedimentology*, 2018, 65(5): 1 800-1 825.

[57] Arnott R W C. Quasi-planar-laminated sandstone beds of the lower Cretaceous Bootlegger Member, North-central Montana: Evidence of combined-flow sedimentation[J]. *Journal of Sedimentary Research*, 1993, 63(3): 488-494.

[58] Prave A R, Duke W L. Small-scale hummocky cross-stratification in turbidites: A form of antidune stratification? [J]. *Sedimentology*, 1990, 37(3): 531-539.

[59] Mulder T, Razin P, Faugeres J-C. Hummocky cross-stratification-like structures in deep-sea turbidites: Upper Cretaceous Basque basins (Western Pyrenees, France)[J]. *Sedimentology*, 2009, 56(4): 997-1 015.

[60] Kneller B C, Branney M J. Sustained high-density turbidity currents and the deposition of thick massive sands[J]. *Sedimentology*, 1995, 42(4): 607-616.

[61] Mulder T, Migeon S, Savoye B, *et al.* Inversely graded turbidite sequences in the deep Mediterranean: A record of deposits from flood-generated turbidity currents? [J]. *Geo-Marine Letters*, 2001, 21(2): 86-93.

[62] Sumner E J, Amy L A, Talling P J. Deposit structure and processes of sand deposition from decelerating sediment suspensions [J]. *Journal of Sedimentary Research*, 2008, 78(8): 529-547.

[63] 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): 1 073-1 076.

[64] Arnott R W C. Turbidites, and the case of the missing dunes[J]. *Journal of Sedimentary Research*, 2012, 82(6): 379-384.

[65] Xu Shumei, Feng Huaiwei, Li Sanzhong, *et al.* Study on caledonian movement in Helanshan and its surrounding area[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2016, 32(7): 2 137-2 150.[许淑梅,冯怀伟,李三忠,等. 贺兰山及周边地区加里东运动研究[J]. 岩石学报,2016,32(7):2 137-2 150.]

[66] Eoff J D. Sedimentary facies of the upper Cambrian (Furongian, Jiangshanian and Sunwaptan) Tunnel City Group, Upper Mississippi Valley: New in sight on the old stormy debate[J]. *Sedimentary Geology*, 2014, 302: 102-121.

Deep-water Combined-flow Deposits of the Upper Ordovician Lashenzhong Formation in Zhuozishan Area, Western Margin of Ordos Basin*

Li Xiangdong, Chen Haiyan, Chen Hongda

(*School of Land Resource Engineering*, *Kunming University of Science and Technology*, *Kunming* 650093, *China*)

Abstract: The research of deep-water combined-flow deposits is still in its infancy at present, which has great significance for discovering new case study and discussing the indication effects of combined-flow sedimentary structures on depositional environment. The Upper Ordovician Lashenzhong Formation in Zhuozishan area, Inner Mongolia, in the north of western Ordos Basin, is mainly deposited by turbidity currents concomitant with contour currents as well as internal-waves and internal-tides in deep-water slope and basin floor environment which display typical complex hydrodynamic conditions. Here we studied the deep-water combined-flow sedimentary structures of Lashenzhong Formation in detail based on careful field work, combined with the results of flume experiments and other related case studies in literatures. Several combined-flow sedimentary structures were found in deep-water environment, which include combined-flow-ripple lamination, quasi-planar lamination and small-scale hummocky cross-stratification-like structures. These sedimentary structures can be summarized vertically as 6 sedimentary structure successions: normal graded layer through wave-ripple lamination to combined-flow-ripple lamination (a), quasi-planar lamination through normal graded layer to combined- flow-ripple lamination (b), amphibolous normal graded layer overlaying by quasi-planar lamination (c), quasi-planar lamination through bi-directional cross-lamination to small-scale hummocky cross-stratification-like structures (d), amalgamated small-scale hummocky cross-stratification-like structures enveloped claystone (e) and combined- flow-ripple lamination enveloped claystone (f). The origin of deep-water combined-flow deposits perhaps is the interactions of turbidity currents, contour currents and internal-wave currents according to the sedimentary types and environment in Lashenzhong Formation. Based on the interactions between sedimentary currents and sea floor topography, four sedimentation zones were suggested: turbidity currents restrained zone (succession a and b), strong interaction zone (succession c), internal-wave action zone (succession d) and weak interaction zone (succession e and f). This study will be helpful for the study of interactions of internal-waves and internal-tides with sea floor topography, and related sedimentation zone division in geological records.

Key words: Turbidity current deposits; Contour current deposits; Internal-wave and internal-tide deposits; Combined-flow deposits; Ordos Basin.

---

* **Foundation item:** Project supported by the National Natural Science Foundation of China "Study of the evolution of turbidity currents and its interaction with internal waves of Middle and Upper Ordovician on the southeastern margin of Alxa Block and western margin of Ordos Basin" (No. 41272119); The Science Foundation of Yunnan Provincial Department of Education "Sedimentary hydrodynamics for preservation of soft impression fossil in Chengjiang Fauna" (No. 2015Z030).

First author: Li Xiangdong (1973-), male, Lantian County, Shaanxi Province, Associate professor. Research areas include marine sedimentology. **E-mail**: Lixiangdong614@163.com