

引用格式: 李华, 何幼斌, 徐艳霞. 鄂尔多斯盆地西北缘中奥陶世发现等深岩丘[J]. 沉积学报, 2025, DOI: 10.14027/j.issn.1000-0550.2025.039. CSTR: 32268.14/j.cjxb.62-1038.2025.039. [LI Hua, HE YouBin, XU YanXia. Mounded Contourite in Middle Ordovician, Northwestern Margin of Ordos Basin [J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2025, DOI: 10.14027/j.issn.1000-0550.2025.039. CSTR: 32268.14/j.cjxb.62-1038.2025.039.]

鄂尔多斯盆地西北缘中奥陶世发现等深岩丘

李华, 何幼斌, 徐艳霞

长江大学地球科学学院, 武汉 430100

摘要 【目的】鄂尔多斯盆地西缘及南缘奥陶系等深流沉积极为发育, 沉积现象丰富, 是等深流沉积研究的理想地区。鄂尔多斯盆地西缘奥陶系克里摩里组发育等深岩丘, 该等深岩丘的发现及形成机理研究不仅为等深岩丘的研究增加了又一实例, 还可帮助研究区等深流环流系统的重建及古环境的恢复。【方法】通过野外露头测量、薄片及古水流等资料, 研究了等深岩丘的形成机理。【结果】(1) 研究区泥晶、粉晶及含泥等深流沉积极为发育。岩性主要为深灰色斑状薄层泥晶及粉晶石灰岩, 界面多为波状, 透镜状较为明显, 断续顺层分布; 水平层理、波状层理及侵蚀面较为常见; 生物碎屑较多, 生物扰动及潜穴发育; 古水流方向为北东向, 大致平行斜坡。(2) 等深流沉积为长条形丘状, 呈北西—南东向展布, 大致平行斜坡, 为较为典型的等深岩丘。(3) 等深岩丘内发育次级等深流丘状体, 具有明显的丘状外形, 岩性为泥晶及粉晶石灰岩, 下部及上部为含泥石灰岩夹极薄层泥岩。4 个小型丘状体厚度 152 cm, 可分为 11 期。丘状体内部发育一系列进积沉积, 整体呈细—粗—细沉积序列。生物扰动及潜穴极为常见。(4) 等深岩丘可分为早期萌生、中期成型及晚期衰减三个阶段。【结论】等深岩丘为相对高能的等深流作用而成。等深流在向北东运动过程中, 螺旋型次生环流可发生侵蚀及沉积作用而形成等深流水道。同时, 逆时针运动的次生环流可对沉积物进行搬运, 在等深流水道向海盆一侧形成丘状等深流沉积。

关键词 等深流; 等深流沉积; 等深岩丘; 鄂尔多斯盆地; 克里摩里组

第一作者简介 李华, 男, 1984 年出生, 博士, 教授, 沉积学, E-mail: 501026@yangtzeu.edu.cn

中图分类号: P512.2 **文献标志码:** A **文章编号:** 1000-0550 (2025) 00-0000-00

0 引言

等深流是深水沉积环境中常见的流体之一, 为地球自转形成的大致平行深水斜坡运动的温盐环流 (Rebesco *et al.*, 2014)。持续作用的等深流可形成大规模的等深流沉积。目前, 现代等深流沉积研究较多, 古代地层记录中等深流沉积研究相对较少 (李华和何幼斌, 2017)。中国等深流沉积发育层位众多, 包括川西震旦系、扬子地台周缘寒武系、鄂尔多斯盆地奥陶系、广西志留系、秦岭泥盆系、松潘三叠系、珠穆朗玛峰地区侏罗系、珠江口盆地中新统等 (李华和何幼斌, 2017)。国外摩洛哥及塞浦路斯两地等深流沉积露头研究成果也极为丰富 (Stow *et al.*, 2002a; Stow and Smillie, 2020)。等深流在运动过程中易受到地形等影响, 导致流体性质 (螺旋流及层流)、运移路径等发生变化, 进而形成不同类型的等深流沉积 (Hernández-Molina *et al.*, 2008; Li *et al.*, 2013)。现代等深流沉积根据外形及内部结构特

征可分为大型长条状、限制型及水道相关等深流沉积/漂积体(drift)(Rebesco and Stow, 2001; Stow *et al.*, 2002a; 李华和何幼斌, 2017; Hüneke *et al.*, 2021)。而古代地层记录中等深流沉积(等深岩/等深积岩)常根据粒度划分为泥质、粉砂质、泥晶、粉晶、砂屑等深岩/等深流沉积等(高振中等, 1995; 高振中, 1996; 李华等, 2024a)。在实际研究中,如能在等深岩粒度研究基础上结合现代沉积的形态分析,对地层记录中等深流运移路径重建、沉积演化及古地理恢复极其重要。然而,野外等深流沉积受露头出露面积等影响,以层状或席状等深流沉积最为常见,极少见到丘状等深流沉积(等深岩丘)(图1)。目前,国内分别在湘北九溪奥陶系盘家嘴组,鄂尔多斯盆地西缘奥陶系平凉组及桌子山地区乌拉拉克组发现了两个等深岩丘研究实例(Duan *et al.*, 1993; 高振中等, 1995)。上述两个等深岩丘实例均是基于地层厚度、古地貌、剖面对比以及结合现代沉积研究等提出,并系统开展形成机理分析,而在野外露头中尚未观察到“典型”的次级丘状体。

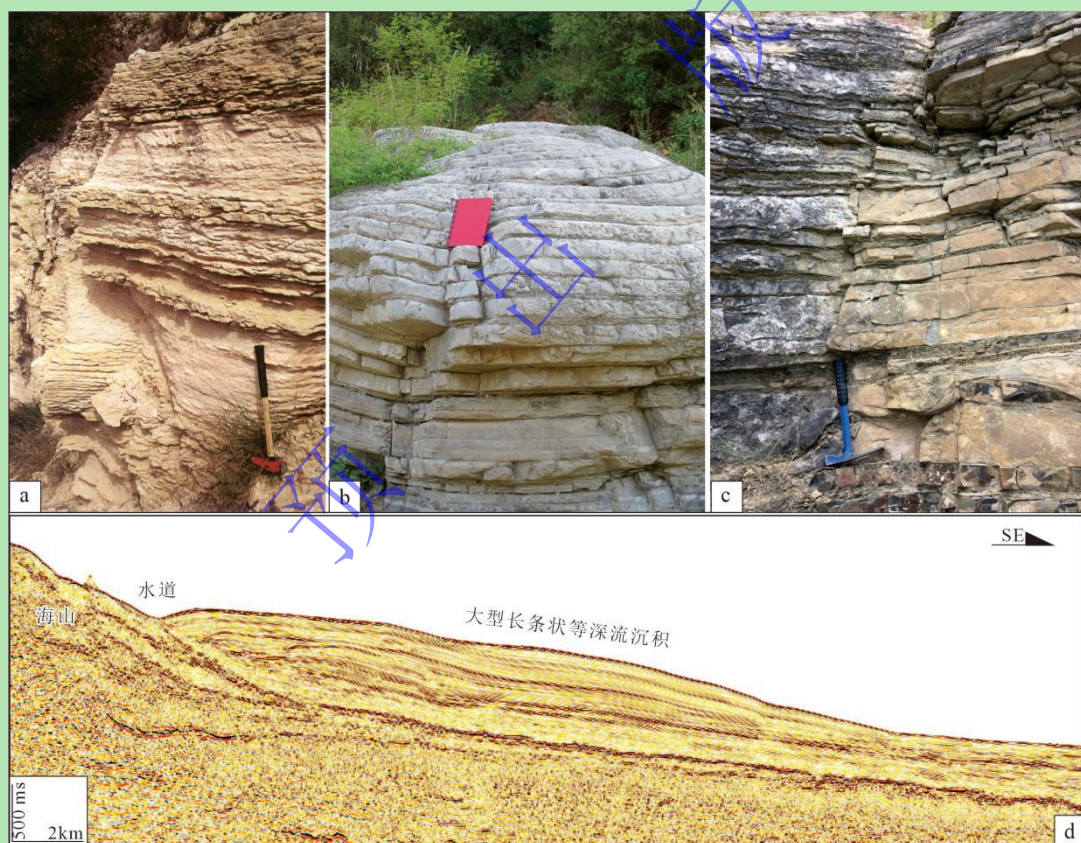


图1 等深流沉积特征

(a) 塞浦路斯 (Stow *et al.*, 2002a); (b) 陕西富平; (c) 甘肃平凉; (d) 南海北部 (Li *et al.*, 2013)

Fig.1 Characteristics of contourite

鄂尔多斯盆地南缘及西缘中晚奥陶世等深流极为活跃,发育泥晶、粉晶/粉屑、砂屑等深流沉积(屈红军等, 2010; 李华等, 2016, 2018, 2024b; 李华和何幼斌, 2017; 李向东等, 2017; Wang *et al.*, 2022)。经研究发现该区等深流沉积具有如下典型特征:(1)薄

层泥晶石灰岩沉积为主，局部见砂屑及砾屑石灰岩，少量生屑石灰岩；（2）层状为主，界面多平直，透镜状少见；（3）多尺度的细—粗—粗序列较为常见；（4）多平行斜坡运动（屈红军等，2010；李华等，2016，2018，2024b；李向东等，2017；Wang *et al.*，2022）。2023年9月，笔者团队在乌海石峡谷地区开展奥陶系克里摩里组等深流沉积研究时发现了大规模具有波状界面，呈透镜状断续分布的等深流沉积，并初步开展了这类“典型及特殊”的等深流沉积形成机理研究（李华等，2024b）。据此推测，乌海石峡谷、桌子山地区还应发育大规模类似的等深流沉积。为此，2024年7月，团队再次开展了乌海地区等深流沉积研究。经研究发现，克里摩里组发育大规模的层状、透镜状的等深流沉积，其形态为长条形丘状，可能为等深岩丘，与现代沉积分类中的涂抹型漂积体（plastered drift）类似。同时，在等深岩丘内部还发现了一种具有特殊外形的次级等深流丘状体，其外形为丘状，内部进积及期次清晰。野外和室内分析认为，其还有可能为斜坡滑塌构造。2025年4月及7月，团队成员再次开展了该露头实地考察，并增加了样品采集及对比分析，最终认为研究区克里摩里组等深流沉积为等深岩丘，且其内部发育次级等深流丘状体。该类型等深流沉积的发现和研究表明不仅增加了古代地层记录中等深岩丘实例（新层位），还可直接帮助该区等深流环流系统（能量变化及沉积演化）的重建，服务古环境的恢复。

1 资料和方法

本研究包括野外露头观察、剖面实测、古水流测量与恢复及薄片鉴定等。实测剖面克里摩里组共 14.94 m。其上覆因构造变形较为严重，未进行详细测量及取样。野外分层以细—粗—细旋回为原则，共分 7 层。古水流恢复数据来源交错层理及砾屑石灰岩中的叠瓦状构造。每个交错层理测量纹层产状 10 个以上，本次共获基础数据 67 个。叠瓦状构造中的所有砾石倾向尽量获取（共 26 个，文中结合照片展示 18 个），室内利用吴氏网进行校正，最终恢复古水流。薄片取样尽量按细—粗—细旋回，每个旋回大致 3 块，重点现象取样较多，如等深流丘状体一个旋回取薄片 5 块，共制作和观察薄片 16 块。

2 区域地质概况

鄂尔多斯盆地西缘桌子山地区地理位置处于内蒙古乌海地区，该区因桌子山顶部较为平坦与方桌相似而得名。研究区主要属于鄂尔多斯盆地西北缘，东北部为伊盟古陆，西北为阿拉善古陆，南部为天环向斜（图 2a）（王振涛等，2016）。桌子山地区奥陶系从下至上发育三道坎、桌子山、克里摩里、乌拉力克、拉什仲、公乌素及蛇山组。相对海平面从桌子山组

到克里摩里组呈上升趋势，至乌拉力克组时期达到最高，随后逐渐开始下降（图 2b）（李向东等，2023）。其中，克里摩里组以深灰色薄—中层泥晶石灰岩为主，局部发育厚层—块状砾屑石灰岩及中层泥晶或亮晶胶结砂屑石灰岩。交错层理、水平层理、叠瓦状构造等较为发育。生物碎屑相对较多，以放射虫、海绵骨针、三叶虫等最为常见。克里摩里组沉积时期，鄂尔多斯盆地西缘由东向西依次发育伊盟古陆、碳酸盐岩台地、斜坡、深水及深水盆地（图 2c）（于洲等，2021）。

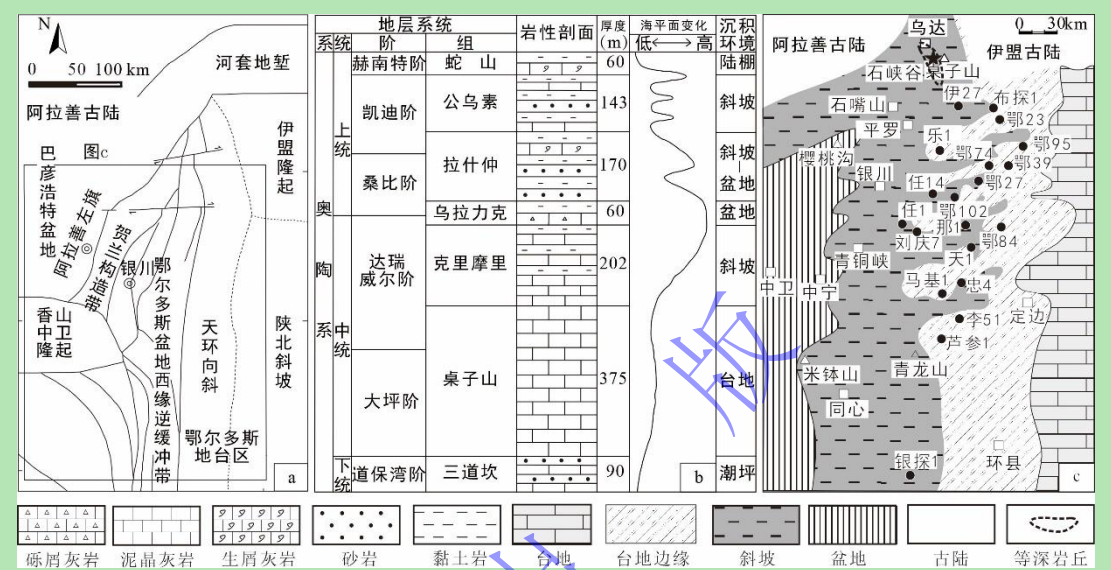


图2 桌子山地区地质概况

(a) 构造单元划分（王振涛等，2016）；(b) 地层及特征（李向东等，2023）；(c) 克里摩里组沉积时期古地理（于洲等，2021）

Fig.2 Geological setting of the Table Mountain area

3 沉积类型及特征

3.1 剖面特征

研究区位于桌子山地区，露头出露情况良好，下伏地层桌子山组与上覆地层克里摩里组接触关系清楚（图 3）。克里摩里组与乌拉力克组连续沉积，界线清晰（图 4a）。桌子山剖面克里摩里组出露地层地质现象清楚，未见顶。本次测量剖面共分为 7 层，厚度 14.94 m（图 3）。

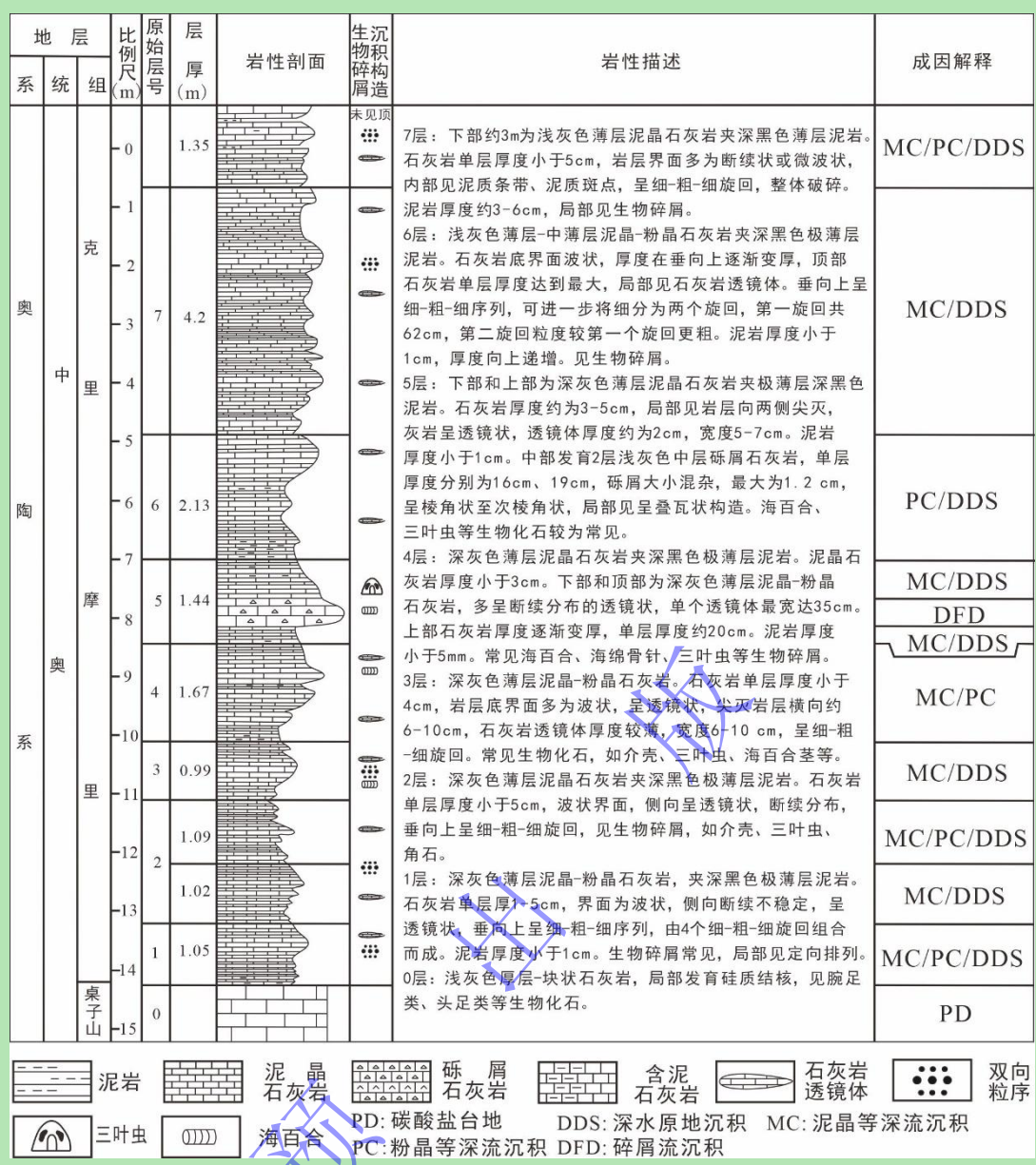


Fig.3 Stratigraphy of the Kelimoli Formation in the Table Mountain area

底部桌子山组为浅灰色中一厚层泥晶石灰岩，见腕足、头足类、海百合等化石。与上覆克里摩里组整合接触（图 4b）。克里摩里组岩性为深灰色斑状薄层泥晶石灰岩，局部见粉晶石灰岩、砾屑石灰岩及含泥石灰岩，夹极薄层泥岩（图 4c~e）。泥晶、粉晶及含泥石灰岩底部多为波状界面，石灰岩呈透镜状，断续顺层分布，内部见波状纹层。含泥石灰岩—泥晶石灰岩—粉晶石灰岩—泥晶石灰岩—含泥石灰岩组合极为常见，其单层厚度呈薄—厚—薄，构成多尺度的细—粗—细沉积序列（图 4c, d）。同时，石灰岩表面常见黄褐色及深灰—浅灰色斑状团块，其形态不规则。野外滴酸及室内薄片分析认为，该斑状团块有白云石交代及生物活动（扰动及潜穴）两种成因，前者为白云石交代而成的白云岩，后者为生物扰动及生物潜穴等作用的泥晶及粉晶石灰岩。水平层理、波状层理、生物扰动等极为常见。生物化石较

为丰富，常见放射虫、海绵骨针、角石、三叶虫、海百合及其他介壳生物碎屑（图 4f-h）。交错层理恢复古水流方向为北东向（图 4b）。

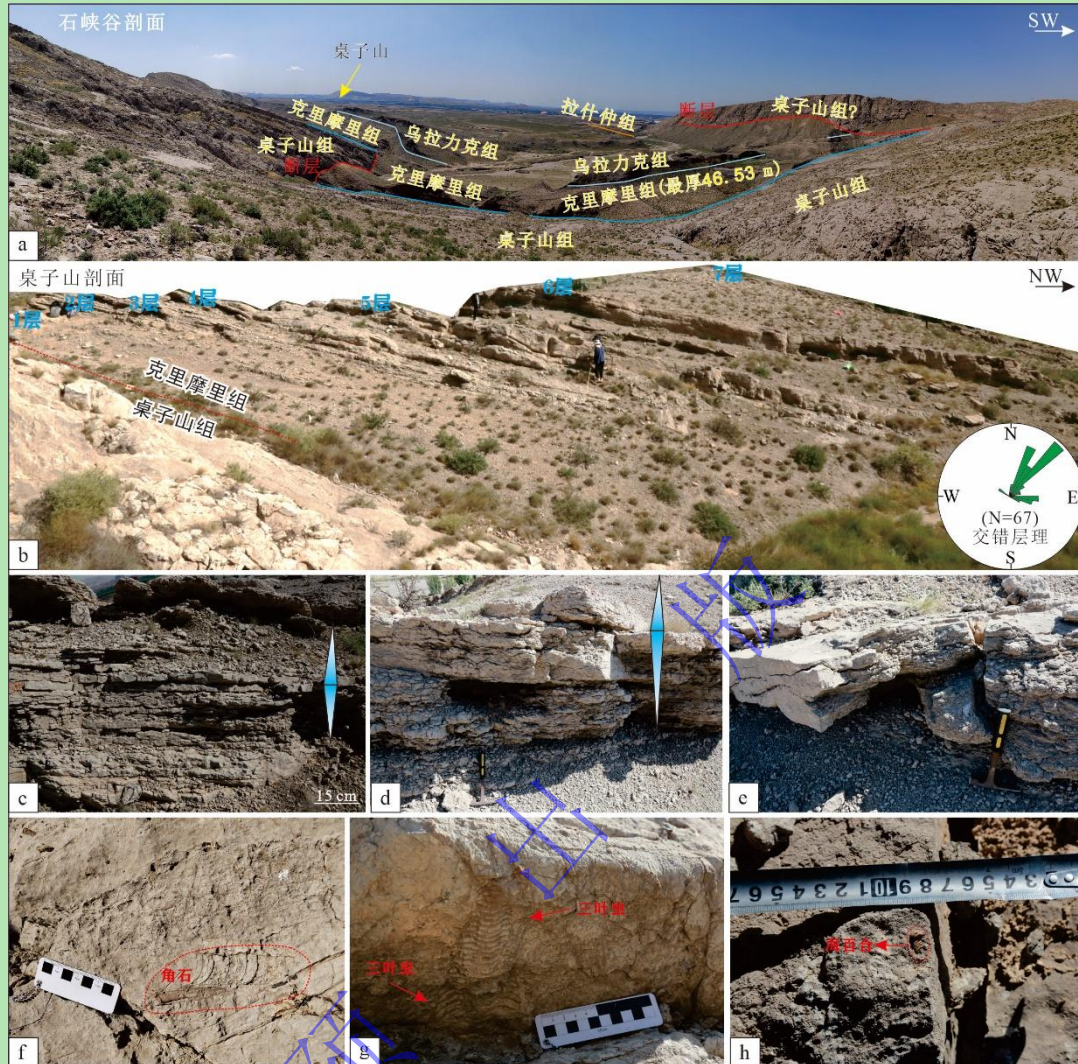


图 4 桌子山地区泥晶石灰岩沉积特征

(a) 石峡谷中晚奥陶系地层分布，克里摩里组最厚 46.53 m，向南西减薄；(b) 露头整体特征；(c) 薄层泥晶石灰岩，波状界面，透镜状，细—粗—细序列，2 层；(d) 薄层泥晶及含泥石灰岩，透镜状，波状界面，透镜状，断续分布，细—粗—细序列，4 层；(e) 灰色砾屑石灰岩，6 层；(f) 角石，泥晶石灰岩，2 层；(g) 三叶虫，砾屑石灰岩底部，5 层；(h) 海百合，砾屑石灰岩，5 层

Fig.4 Sedimentary characteristics of micrite in the Table Mountain area

在剖面第 5 层及实测剖面上覆地层中还见浅灰色中—薄层砾屑石灰岩、含砾屑石灰岩及砂屑石灰岩（图 5）。部分砾屑石灰岩及含砾屑石灰岩中砾屑见叠瓦状排列及粒序层理，呈块状及下细上粗沉积序列（图 5a, b）。叠瓦状构造中砾石倾向指示古水流方向为 SW 向（图 5a, b）。砂屑石灰岩发育粒序层理，交错层理，呈下粗上细正粒序序列，交错层理反映古水流方向为 SW 向（图 5c, d）。

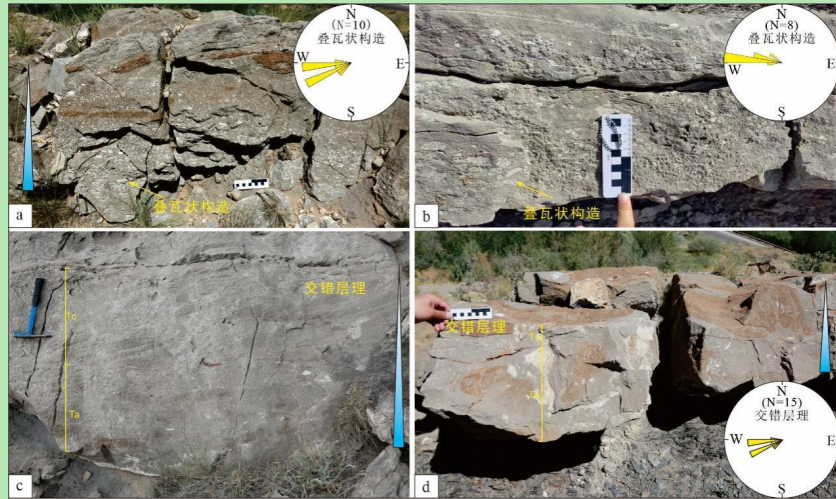


图5 桌子山地区砾屑石灰岩及砂屑石灰岩沉积特征

(a) 浅灰色中层砾屑石灰岩，发育粒序层理及叠瓦状构造，实测剖面上覆地层观察点；(b) 浅灰色薄—中层砾屑石灰岩，叠瓦状构造发育；5层；(c) 浅灰色中层砂屑石灰岩，粒序层理，交错层理发育，桌子山南部公乌素镇；(d) 浅灰色中层砂屑石灰岩，实测剖面上覆地层观察点

Fig.5 Sedimentary characteristics of calcrudite and calcarenite in the Table Mountain area

3.2 等深流及重力流沉积特征

综合前人研究成果，岩性及古水流等特征，认为研究区发育等深流及重力流沉积，主要依据如下。

等深流沉积通常具有9个方面的特征(高振中, 1996; Stow *et al.*, 2002a; Rebesco *et al.*, 2014; 李华和何幼斌, 2017; Stow and Simillie, 2020; Hüneke *et al.*, 2021; 李华等, 2024a):

(1) 多形成于深水沉积环境；(2) 以细粒沉积为主；部分长条形颗粒具有顺层分布特征；(3) 分选中等—好；(4) 牵引流沉积构造较多；(5) 指向性沉积构造指示古水流平行斜坡，与重力流方向大致垂直；(6) 具有不同尺度的细—粗—细序列；(7) 生物扰动发育；(8) 多形成或保存于相对海平面上升(较高)时期；(9) 与重力流沉积特征明显不同。而重力流中碎屑流沉积常具有粒度粗，砾岩及砾屑石灰岩较为常见，块状层理为主，局部可见粒序层理。浊流沉积多发育鲍马序列，呈下粗上细正递变序列，古水流多顺斜坡向下。

鄂尔多斯盆地西缘中—晚奥陶世由东向西依次发育台地、台地边缘、斜坡及盆地(图2c)(于洲等, 2021)，桌子山地区位于深水斜坡区。克里摩里组岩性主要为泥晶石灰岩，少量粉晶石灰岩、含泥石灰岩及泥岩(图3, 4)。生物碎屑较多，长条形生屑略具顺层分布特征(见4.2部分)。波状纹层及小型交错层理较为常见(图4c~e)。交错层理恢复古水流方向为NE向，大致平行斜坡(图4c)，与砾屑石灰岩中的叠瓦状构造及砂屑石灰岩中交错层理指示古水流方向垂直(图5)。生物扰动极为发育，野外特征多为黄褐色斑块状。显微镜下可见斑状或团块状粉晶及泥晶方解石，生物钻孔较为常见(详见第4部分)。米级、厘米级

细—粗—细沉积序列极为常见（图 3, 4）。波状界面发育，透镜体呈连续或断续顺层分布（图 4c~e）。克里摩里组沉积时期，相对海平面总体持续上升（图 2b）（李向东等，2023）。前人在研究区开展了大量基础工作，证实研究区在中晚奥陶世等深流较为活跃（高振中等，1995；李向东等，2017；Wang *et al.*, 2022；李华等，2024b；姚凤南等，2025）。基于上述特征，认为研究区克里摩里组等深流沉积极为发育，以泥晶等深流沉积为主，粉晶等深流沉积次之，含泥等深流沉积最少。

另外，研究区还见砾屑石灰岩及砂屑石灰岩。砾屑石灰岩中见叠瓦状构造，呈层状或透镜状，底部常见侵蚀面，块状层理及粒序层理发育，反映高能的水动力作用。叠瓦状构造指示古水流方向为 SW 向，顺斜坡向下（图 5a~b）。砂屑石灰岩多为层状分布，底部侵蚀面发育，粒序层理及交错层理较为发育，构成不完整的鲍马序列，如 Ta, Tab（图 5c, d）。交错层理反映古水流方向为 SW 向，该方向为顺斜坡向下（图 5d），与上述泥晶等深流沉积水流方向垂直（图 4b）。研究区位于斜坡区，水体深度较大，无明显的风暴沉积序列，因此认为砾屑石灰岩为碎屑流沉积，而砂屑石灰岩为浊流沉积。

4 等深岩丘沉积特征

4.1 等深岩丘规模及展布特征

在前人研究工作基础上，结合团队最新地质填图及剖面实测等成果，认为桌子山地区克里摩里组分布较广，在石峡谷、甘德尔山、桌子山、老石旦东山及公乌素镇均有出露，地层相对连续。从地形上来看，克里摩里组下伏地层桌子山组多为高山，而克里摩里组多为高山下的低矮山丘。从厚度上来看，尽管克里摩里组分布较广，但地层厚度变化较为明显。在石峡谷地区克里摩里组厚度为 46.53 m，向南桌子山地区厚约 100 m，再向南至老石旦东山厚度增至 292 m。总体来看，研究区克里摩里组以老石旦为中心，老石旦区域最厚，向北至石峡谷减薄，向南地层未见出露，仅根据地层趋势推测，认为该组等深流沉积具有近南北向展布，老石旦最厚，向北及向南厚度减薄，等深流沉积呈丘状，可能为长条状等深岩丘，大致平行斜坡，类似漂积体（drift）。另外，在石峡谷地区，克里摩里组厚度具有明显的向南西方向减薄趋势（图 4a）。综上，推测研究区克里摩里组等深流沉积为大型的等深岩丘，其呈北西—南东向展布，大致平行斜坡（图 2c）。

4.2 等深流丘状体外形及内部特征

克里摩里组等深岩丘内部发育次级等深流丘状体，其外形、内部结构及规模可能类似漂积体（drift）内部的沙波（dune）。因已发表 dune 成果主要为碎屑岩（Lobo *et al.*, 2000；

Hernández-Molina *et al.*, 2018), 该词直译为“沙丘”, 但研究区以泥晶石灰岩为主, 本次暂译为等深岩丘内部的“等深流丘状体”。

在剖面第4层发育具有丘状外形的等深流丘状体。该丘状体总厚度约449 cm, 可大致分为11期(图6a)。底部岩性为含泥石灰岩, 夹极薄层泥岩, 向上逐渐过渡为泥晶石灰岩, 中部为泥晶及粉晶石灰岩, 上覆逐渐变为泥晶石灰岩及含泥石灰岩, 整体呈细—粗—细沉积序列。石灰岩底部为波状界面, 部分界面较为平直, 透镜状明显, 并具顺层断续分布特征(图6)。

根据界面特征及组合具有明显形态变化原则, 在该丘状体内部识别出了4个次级丘状体(D1—D4)。各小型丘状体之间界面较为清晰。以D1为例, 重点介绍等深流丘状体内部特征。该丘状体顶部及底部界面向北, 呈波状, 顶底界面向北及向南双向相交, 整体表现为丘状(图6b~e)。丘体内部波状界面清晰, 向北西方向逐渐进积, 下超于底部界面之上, 底界面局部地区见明显侵蚀接触(图6b, d)。而丘体内部向南东方向仍具有类似特征, 发育一系列进积, 并逐渐收敛, 与底部界面为侵蚀接触(图6c, e)。

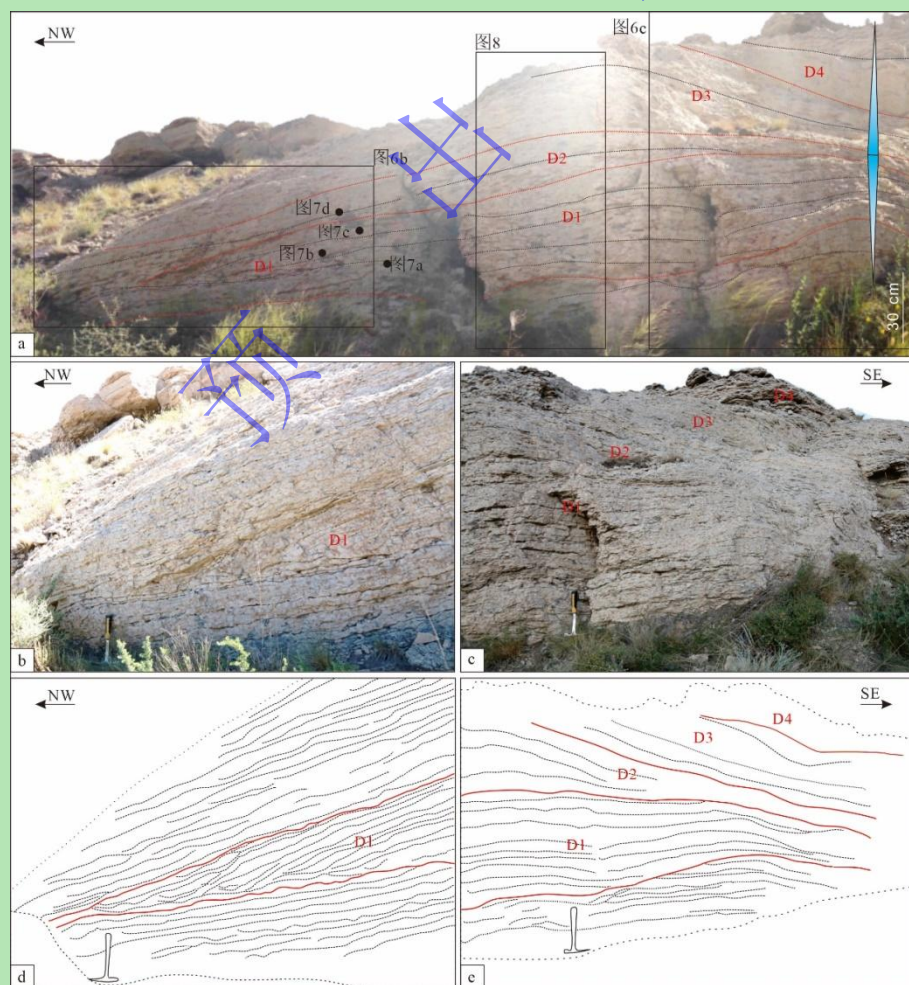


图6 桌子山地区等深流丘状体野外特征

(a) 等深岩丘整体特征, 丘状, 多期; (b, d) 丘状外形, 内部发育进积; (c, e) 丘状, 向南东收敛

Fig.6 Field characteristics of contourite dune in the Table Mountain area

D1 岩性以泥晶及粉晶石灰岩为主 (图 7)。局部粉晶富集, 呈团块及斑状 (图 7a)。生物化石极为丰富, 多破碎, 常见放射虫、海绵骨针、三叶虫、介壳等碎屑 (图 7a~c), 部分生物碎屑 (海绵骨针) 略具顺层分布特征 (图 7b)。生物潜穴及扰动极为常见。潜穴多呈树枝状, 内部充填以粉晶方解石为主, 另见少量泥晶方解石及生物碎屑 (图 7a, c)。而生物扰动多为粉晶方解石, 见少量砂屑及粉屑, 形态各异, 不规则, 为条带状、团块状 (图 7d)。

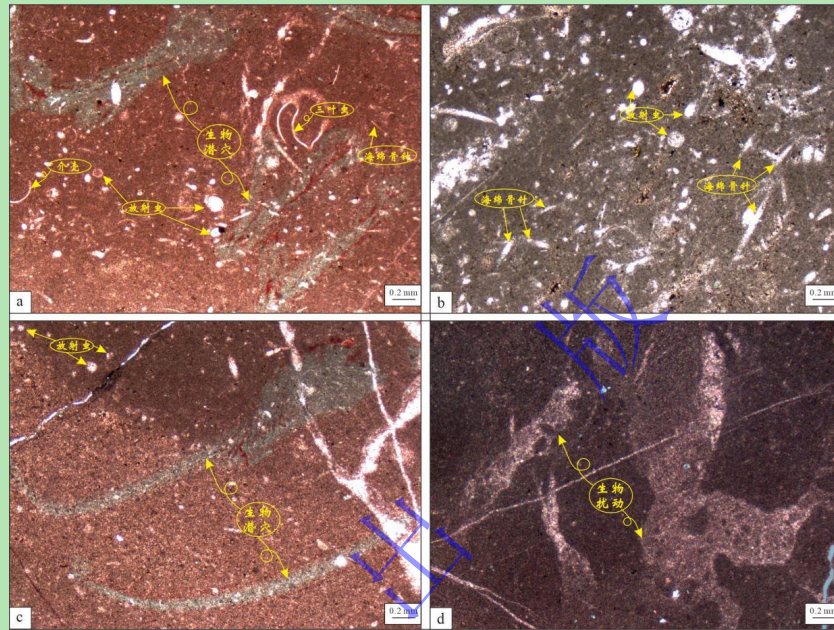


图 7 桌子山地区等深流丘状体显微结构特征 (薄片位置见图 6a)

(a) 生物碎屑及生物潜穴, 三叶虫, 介壳, 海绵骨针等; (b) 生物碎屑, 放射虫, 海绵骨针等; (c) 放射虫, 生物潜穴; (d) 生物扰动

Fig.7 Microscopic texture of contourite dune from the Table Mountain area (Thin section location shown in Fig.6a)

4.3 等深流丘状体沉积序列

该区等深流丘状体整体为细—粗—细双向递变序列, 厚度约 152 cm (图 8), 镜下可见毫米级的细—粗—细序列。内部发育波状侵蚀面。从下至上可分为 5 段, 特征如下。

C1 段: 底部与下伏地层整合接触。岩性为深灰色薄层含泥石灰岩, 夹极薄层泥岩。石灰岩单层厚度多小于 3 cm, 泥岩厚度通常低于 0.5 cm。底部及层内界面多为波状, 但总体较为平直。生物碎屑含量较高, 多破碎, 放射虫、三叶虫、海绵骨针及介壳等较为常见。生物潜穴较为发育 (图 7a)。

C2 段: 与下伏 C1 段整合接触, 顶部与 C3 段为侵蚀接触。岩性以深灰色薄层泥晶—粉晶石灰岩为主。石灰岩单层厚度多小于 3 cm, 但总体比 C1 段厚。内部见明显的波状小型侵

蚀面。黄褐色斑状构造相对较多。粉晶石灰岩含量相对较少，多为团块状。生物碎屑较多，局部富集，部分海绵骨针具有顺层分布特征（图 7b）。生物扰动及潜穴较为发育。

C3 段：与下伏 C2 段及上覆 C4 段呈明显的侵蚀接触，界面特征清晰，底部界面为波状侵蚀界面，顶部界面相对平直。岩性为斑状粉晶—泥晶石灰岩。石灰岩单层厚度约 1~5 cm。顶底界面明显的石灰岩厚度约 20 cm，内部见多层薄层石灰岩，但底部界面为波状，泥质条带较少，多为断续分布的透镜状，单层厚度较难测量。粉晶石灰岩以团块状为主，部分形态不规则，含量较 C2 段高。放射虫，介壳等生物碎屑常见。粉晶方解石呈团块状分布，可能为生物扰动作用而成。另见生物潜穴及少量泥质斑点（图 7c）。

C4 段：与下伏 C3 段侵蚀接触，与上覆 C5 段渐变接触。岩性为深灰色斑状薄层泥晶石灰岩，少量粉晶石灰岩。沉积特征与 C2 段类似。

C5 段：与下伏 C4 段及上覆地层呈渐变接触。深灰色薄层含泥石灰岩发育，夹极薄层泥岩。沉积特征与 C1 段相似。

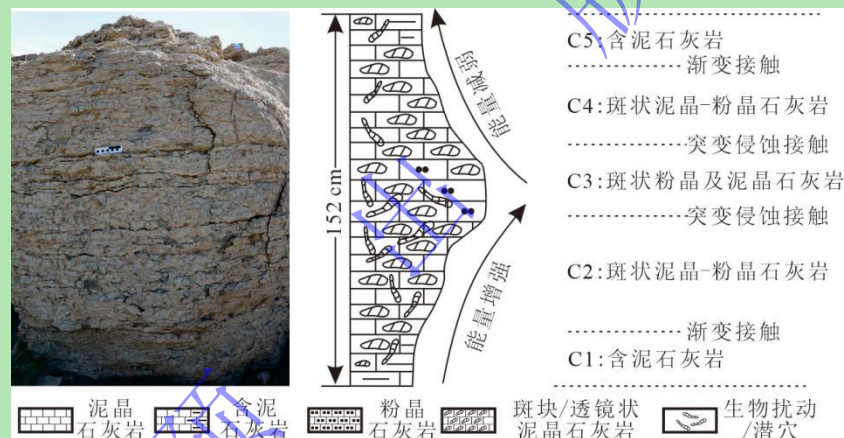


图 8 桌子山地区等深流丘状体沉积序列（照片位置见图 6a）

Fig.8 Facies Sequence of the contourite dune in the Table Mountain area (Figure location shown in Fig.6a)

5 讨论

5.1 等深岩丘发育过程

研究区克里摩里组等深岩丘可分为三个阶段，即早期萌生阶段、中期成型阶段及晚期衰退阶段（图 9），与研究区奥陶系乌拉力克等深岩丘类似（高振中等，1995）。

早期萌生阶段：桌子山组沉积时期，研究区发育浅灰色厚层一块状石灰岩，生物化石极为丰富，以角石、笔石、海百合、三叶虫等最为常见，沉积环境为浅水。随后，随着相对海平面上升，克里摩里组沉积早期，研究区沉积环境逐渐从浅水向深水斜坡过渡，深水沉积开始发育。第 1—2 层为等深流沉积萌生阶段，深灰色薄层泥晶石灰岩为主，夹泥灰岩及泥岩，

泥质含量较多，石峡谷地区沉积特征类似（姚凤南等，2025）（图 3，4、图 9a）。

中期成型阶段：克里摩里组中下部至中上部发育多尺度的细—粗—细旋回，石灰岩底部界面从平直向波状过渡。石峡谷地区中下部薄层石灰岩界面多平直，石灰岩以层状为主，而中上部薄层石灰岩底部波状界面较为常见，呈断续透镜状分布。桌子山地区克里摩里组沉积特征较为类似，以泥晶石灰岩为主，局部见粉晶及砂屑石灰岩，泥质含量相对较少，且发育多期的次级等深流丘状体，丘状体内部侵蚀面常见（图 4，6），反映等深流能量增强，该时期为等深岩丘成型阶段（图 9b）。

晚期衰退阶段：石峡谷地区克里摩里组上部，深灰色薄层泥晶石灰岩及泥岩互层出现，泥质含量明显增多，石灰岩含量逐渐下降，石灰岩单层厚度也相应减小（姚凤南等，2025），桌子山及公乌素地区也较为类似，说明克里摩里组沉积晚期，等深流能量逐渐衰弱，丘状等深流沉积逐渐减小，席状等深流沉积开始发育，代表等深岩丘衰退阶段（图 9c）。

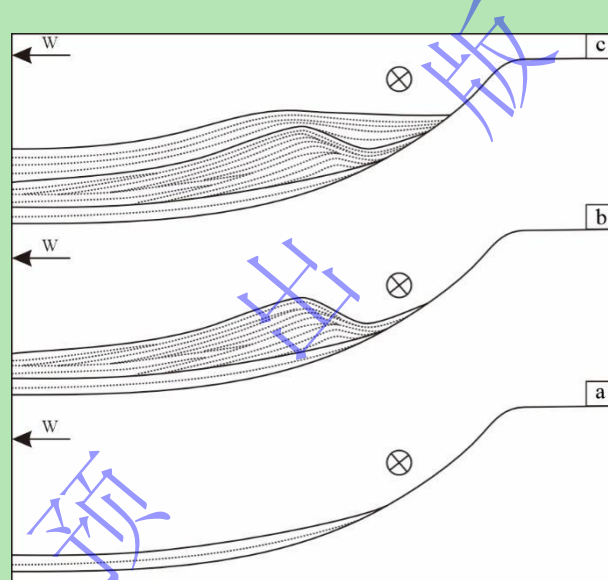


图 9 桌子山地区等深流岩丘形成过程

（a）早期席状等深流沉积阶段；（b）中期丘状等深流沉积阶段；（c）晚期席状等深流沉积阶段

Fig.9 Formation process of mounded contourite in the Table Mountain area

5.2 等深流丘状体水动力变化过程

等深流丘状体的形成与等深流活跃强度密切相关。研究区等深流丘状体不同尺度的细—粗—细沉积序列反映等深流强度的弱—强—弱变化（图 8）。主要体现在以下 3 个方面。

（1）从岩性及组合上来看，下部 C1 段为薄层含泥石灰岩夹极薄层泥岩，单层厚度较薄，细粒沉积发育，反映等深流能量较低。C2 段为薄层泥晶—粉晶石灰岩，粒度及单层厚度相对较厚，说明等深流活动能量逐渐增强。C3 段岩性为粉晶及泥晶石灰岩，粒度及单层厚度最大，等深流最为活跃。随后，C4 段、C5 段岩性及粒度逐渐降低，单层厚度逐渐减小，

代表等深流强度逐渐衰减。

(2) 从内部结构及沉积构造来看, 下部 C1 段界面较为平直, 波状起伏程度较小, 见小型透镜状, 岩层分布稳定, 局部见水平纹层。与上覆 C2 段为渐变接触, 其可能为持续低能的等深流作用。C2 段内部见小层波状纹层, 石灰岩底部波状界面较为明显, 呈透镜状, 侧向分布较为连续。局部位置见小型侵蚀面, 推测等深流活动加强, 能量相对较高。C3 段顶底为明显的侵蚀接触, 内部见明显的波状界面, 局部见侵蚀面, 透镜体规模较大, 断续顺层分布, 推测此时等深流最为活跃。C4 段与下部 C3 段呈明显的突变侵蚀接触, 内部沉积特征与 C2 段类似, 说明等深流活动逐渐减弱。C5 段与 C1 段特征相似, 推断等深流进一步衰减。

(3) 从研究区沉积演化来看(图 3), 等深流沉积具有明显的细—粗—细序列特征。桌子山组以浅灰—灰色厚层—块状泥晶石灰岩为主, 为浅水碳酸盐台地。而克里摩里组发育深灰色薄层泥晶石灰岩, 沉积环境为水体深度较大的斜坡, 总体具有相对海平面上升的特征(图 2b)。同时, 从下至上, 细—粗—细旋回厚度在各层有所不同。其中, 1—3 层旋回厚度相对较小, 内部可细分为多个次级细—粗—细旋回, 此时期相对海平面刚从桌子山组沉积时期的浅水向克里摩里组沉积时期深水变化, 等深流开始活跃, 能量相对较低(图 3)。第 4—7 层, 尽管细—粗—细旋回厚度各有不同, 变化相对较大, 但旋回最大厚度相对增加, 说明等深流活动持续增强(图 2b)。第 5 层的砾屑石灰岩推测为碎屑流沉积, 其可能与相对海平面次级升降变化及构造活动等相关的地质事件相关。

5.3 等深岩丘沉积模式

等深流在运动过程中, 由于外部地形、运移路径及环境变化等影响, 会表现出螺旋流(次生环流)及层流两种性质(Hernández-Molina *et al.*, 2008; Li *et al.*, 2013)。前者在特殊地形地区, 相对高能的等深流在运动过程中会产生逆时针运动的螺旋型环流, 其速度相对较高, 可发生侵蚀及沉积作用。当次生环流作用较强时, 螺旋形环流的侵蚀作用可形成等深流水道(moat)。同时, 逆时针作用的环流可对沉积物进行横向搬运, 在等深流水道(moat)靠海盆一侧形成丘状等深流沉积, 并在等深流沉积体内发育一系列向海盆进积沉积。当等深流速度较低, 能量较弱时, 以层流为主, 等深流沉积以席状为主。

鄂尔多斯盆地桌子山地区中奥陶世克里摩里组沉积时期, 高能的等深流在向东北平行斜坡运动过程中, 因靠近斜坡一侧与斜坡接触面积大, 水体深度相对较小, 而靠海盆一侧与斜坡接触面积相对较小, 水体深度较大, 导致等深流摩擦力差异而形成螺旋型次生环流。环流发育处发生侵蚀及沉积作用形成等深流水道, 逆时针运动的次生环流可将水道及斜坡沉积物

向海盆一侧进行横向搬运,最终在水道靠海盆一侧形成丘状等深流沉积。该等深流沉积内部发育明显的向海盆进积的丘状体(图10)。而相对低能的等深流在向北运动过程中以层流为主,席状等深流沉积发育。

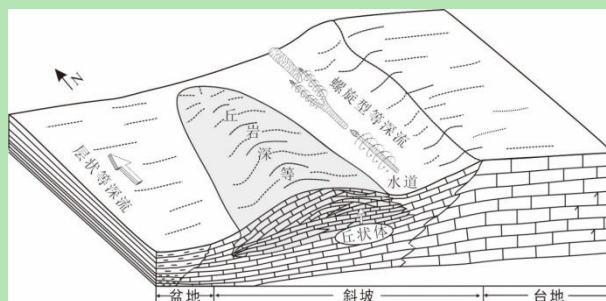


图10 桌子山地区等深流岩丘沉积模式

Fig.10 Model of mounded contourite in the Table Mountain area

6 结论

(1) 研究区等深流沉积较为发育,局部发育碎屑流沉积。等深流沉积岩性以深灰色薄层泥晶、粉晶石灰岩为主,另见含泥石灰岩及泥岩。底部界面多为波状,石灰岩呈透镜状,断续顺层分布。水平层理、波状层理、侵蚀面、生物扰动及潜穴较为常见。生物碎屑较为发育。沉积序列为细—粗—细。等深流向北东大致平行斜坡运动。等深流沉积为长条形丘状,北西—南东向展布,可能为大型的等深岩丘。

(2) 研究区等深岩岩丘内发育等深流丘状体。该丘状体外形为丘状,厚约152 cm,可分为11期。丘状体内部见一系列进积,可进一步识别出4个具有丘状外形的次级丘状体。丘状体具有典型的细—粗—细序列。从下至上可分为含泥石灰岩、泥晶与粉晶石灰岩、粉晶与泥晶石灰岩、泥晶与粉晶石灰岩、含泥石灰岩5段,代表一个等深流能量先增强后减弱的完整过程。

(3) 等深岩丘形成经历了早期萌生、中期成型及晚期衰退3个阶段。其主要为等深流在向北运动过程中,局部产生逆时针旋转的次生环流作用而成。次生环流可发育侵蚀及沉积作用而形成等深流水道。同时,次生环流可侵蚀、横向搬运细粒沉积物,在等深流水道靠海盆一侧形成丘状沉积体,沉积体内部见一系列向海盆进积沉积。

(4) 桌子山地区奥陶系克里摩里组等深岩丘的发现及研究,是继湘北奥陶系,鄂尔多斯盆地南缘平凉地区(平凉组)及西缘桌子山地区(乌拉力克组)两地之后的又一实例(新层位)。同时,等深岩丘内次级等深流丘状体的研究对提升该区等深流沉积研究认识,恢复古环流具有重要作用。

致谢 参加野外工作的还有赵仲祥副教授, 研究生姚凤南、何一鸣、吴吉泽、姜纯伟、张显坤、李纾羽、郭濛濛、郑友怡、刘娜、侯向阳。两位外审专家和编辑老师提出了诸多宝贵的意见和建议, 在此一并表示衷心的感谢。

参考文献 (References)

- 高振中, 罗顺社, 何幼斌, 等. 1995. 鄂尔多斯地区西缘中奥陶世等深流沉积[J]. 沉积学报, 13 (4): 16-26. [Gao Zhenzhong, Luo Shunshu, He Youbin, et al. 1995. The Middle Ordovician contourite on the west margin of Ordos[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 13(4): 16-26.]
- 高振中. 1996. 深水牵引流沉积: 内潮汐、内波和等深流沉积研究[M]. 北京: 科学出版社, 47-86. [Gao Zhenzhong. 1996. Deep-water traction current deposits: A study of internal-tide, internal-waves, and contour currents and their deposits[M]. Beijing: Science Press, 47-86.]
- 李华, 何幼斌, 黄伟, 等. 2016. 鄂尔多斯盆地南缘奥陶系平凉组等深流沉积[J]. 古地理学报, 18 (4): 631-642. [Li Hua, He Youbin, Huang Wei, et al. 2016. Contourites of the Ordovician Pingliang Formation in southern margin of Ordos Basin[J]. Journal of Palaeogeography, 18(4): 631-642.]
- 李华, 何幼斌. 2017. 等深流沉积研究进展[J]. 沉积学报, 35 (2): 228-240. [Li Hua, He Youbin. 2017. Research processes on contourites[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 35(2): 228-240.]
- 李华, 何幼斌, 黄伟, 等. 2018. 鄂尔多斯盆地南缘奥陶系平凉组深水沉积特征及其与古环境关系: 以陕西富平赵老峪地区为例[J]. 沉积学报, 36 (3): 483-499. [Li Hua, He Youbin, Huang Wei, et al. 2018. Research on relationship between characteristics of deep-water deposits and palaeoenvironment in the Ordovician, Pingliang Formation, southern margin of the Ordos Basin: A case of Zhao-laoyu countryside, Fuping town, Shaanxi province[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 36(3): 483-499.]
- 李华, 何幼斌, 李向东. 2024a. 深水沉积地质导论[M]. 北京: 石油工业出版社, 149-156. [Li Hua, He Youbin, Li Xiangdong. 2024a. Introduction of deep water deposits[M]. Beijing: Petroleum Industry Press, 149-156.]
- 李华, 何幼斌, 姚凤南, 等. 2024b. 鄂尔多斯盆地西北缘奥陶系克里摩里组等深流沉积[J]. 古地理学报, 26 (4): 962-971. [Li Hua, He Youbin, Yao Fengnan, et al. 2024b. Contour current deposits in the Ordovician Kelimoli Formation, northwestern margin of Ordos Basin[J]. Journal of Palaeogeography (Chinese Edition), 26(4): 962-971.]
- 李向东, 阙易, 郇雅棋. 2017. 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, 32 (3): 276-291. [Li Xiangdong, Que Yi, Huan Yaqi. 2017. Analysis of vertical sedimentary successions in the Lower part of Kelimoli Formation, Middle Ordovician, Zhuozishan area[J]. Advances in Earth Science, 32(3): 276-291.]
- 李向东, 魏泽昶, 陈洪达. 2023. 鄂尔多斯盆地西缘上奥陶统拉什仲组内波和内潮汐沉积成因分析[J]. 地质学报, 97 (4): 1278-1294. [Li Xiangdong, Wei Zeyi, Chen Hongda. 2023. Genetic analysis of internal-wave and internal-tide deposits in the Upper Ordovician Lashenzhong Formation, western Ordos Basin[J]. Acta Geologica Sinica, 97(4): 1278-1294.]
- 屈红军, 梅志超, 李文厚, 等. 2010. 陕西富平地区中奥陶统等深流沉积的特征及其地质意义[J]. 地质通报, 29 (9): 1304-1309. [Qu Hongjun, Mei Zhichao, Li Wenhui, et al. 2010. The characteristics of Middle Ordovician contour current deposits and geological implication in Fuping region, Shaanxi province, China[J]. Geological Bulletin of China, 29(9): 1304-1309.]
- 王振涛, 周洪瑞, 王训练, 等. 2016. 鄂尔多斯盆地西缘北部奥陶纪盆地原型: 来自贺兰山和桌子山地区奥陶系的沉积响应[J]. 地质论评, 62 (4): 1041-1061. [Wang Zhentao, Zhou Hongrui, Wang Xunlian, et al. 2016. The Ordovician Basin prototype in the northwest Ordos Basin: Constraint from the Ordovician sedimentary respond in the Helan-Zhuozi Mountains[J]. Geological Review, 62(4): 1041-1061.]
- 姚凤南, 李华, 何幼斌, 等. 2025. 鄂尔多斯盆地西缘桌子山地区中一晚奥陶世沉积环境演化[J]. 断块油气田, 32 (4): 581-588. [Yao Fengnan, Li Hua, He Youbin, et al. 2025. Evolution of Middle-Late Ordovician sedimentary environment in Zhuozishan area, western margin of Ordos Basin[J]. Fault-Block Oil & Gas Field, 32(4): 581-588.]
- 于洲, 周进高, 李程善, 等. 2021. 鄂尔多斯盆地西缘奥陶纪克里摩里组—乌拉力克期构造—岩相古地理特征[J]. 天然气地球科学, 32 (6): 816-825. [Yu Zhou, Zhou Jingao, Li Chengshan, et al. 2021. Tectonic-lithofacies paleogeographic characteristics of

- Ordovician Kelimoli and Wulalike stages in the western edge of Ordos Basin[J]. *Natural Gas Geoscience*, 32(6): 816-825.]
- Duan T Z, Gao Z Z, Zeng Y F, et al. 1993. A fossil carbonate contourite drift on the Lower Ordovician palaeocontinental margin of the Middle Yangtze Terrane, Jiuxi, northern Hunan, southern China[J]. *Sedimentary Geology*, 82(1/2/3/4): 271-284.
- Hernández-Molina F J, Llave E, Stow D A V. 2008. Continental slope contourites[J]. *Developments in Sedimentology*, 60: 379-408.
- Hernández-Molina F J, Campbell S, Badalini G, et al. 2018. Large bedforms on contourite terraces: Sedimentary and conceptual implications[J]. *Geology*, 46(1): 27-30.
- Hüneke H, Hernández-Molina F J, Rodríguez-Tovar F J, et al. 2021. Diagnostic criteria using microfacies for calcareous contourites, turbidites and pelagites in the Eocene-Miocene slope succession, southern Cyprus[J]. *Sedimentology*, 68(2): 557-592.
- Li H, Wang Y M, Zhu W L, et al. 2013. Seismic characteristics and processes of the Plio-Quaternary unidirectionally migrating channels and contourites in the northern slope of the South China Sea[J]. *Marine and Petroleum Geology*, 43: 370-380.
- Lobo F J, Hernández-Molina F J, Somoza L, et al. 2000. Patterns of bottom current flow deduced from dune asymmetries over the Gulf of Cadiz shelf (southwest Spain)[J]. *Marine Geology*, 164(3/4): 91-117.
- Rebesco M, Stow D A V. 2001. Seismic expression of contourites and related deposits: A preface[J]. *Marine Geophysical Researches*, 22(5/6): 303-308.
- Rebesco M, Hernández-Molina F J, Van Rooij D, et al. 2014. Contourites and associated sediments controlled by deep-water circulation processes: State-of-the-art and future considerations[J]. *Marine Geology*, 352: 111-154.
- Stow D A V, Faugères J C, Howe J A, et al. 2002a. Bottom currents, contourites and deep-sea sediment drifts: Current state-of-the-art[M]//Stow D A V, Pudsey C J, Howe J A, et al. *Deep-water contourite systems: Modern drifts and ancient series, seismic and sedimentary characteristics*. London: Geological Society, 22: 7-20.
- Stow D A V, Kahler G, Reeder M. 2002b. Fossil contourites: Type example from an Oligocene palaeoslope system, Cyprus[M]//Stow D A V, Pudsey C J, Howe J A, et al. *Deep-water contourite systems: Modern drifts and ancient series, seismic and sedimentary characteristics*. London: Geological Society, 22: 443-455.
- Stow D A V, Smillie Z. 2020. Distinguishing between deep-water sediment facies: Turbidites, contourites and hemipelagites[J]. *Geosciences*, 10(2): 68.
- Wang Z, Fan R Y, Zong R W, et al. 2022. Middle Ordovician bottom current deposits in the western margin of the North China craton: Evidence from sedimentary and magnetic fabrics[J]. *Sedimentology*, 69(3): 1424-1455.

Mounded Contourite in Middle Ordovician , Northwestern Margin of Ordos Basin

LI Hua, HE YouBin, XU YanXia

School of Geosciences, Yangtze University, Wuhan 430100, China

Abstract: [Objective] Contourites are well developed along the southern and western margins of the Ordos Basin, where sedimentary characteristics are abundant, making it an ideal area for research. Mounded contourite is a special type of contourite formed in the Ordovician Kelimoli Formation in the western margin of the Ordos Basin. This study examined mounded contourites, reconstructed the contour current circulation, and identified the paleoenvironment. [Methods] Using outcrop, thin section, and paleocurrent, we determined the mechanism of mounded contourites. [Results] (1) Micrite-, calcisiltite-, and muddy contourites are well developed in the study area. The lithology is mainly dark grey mottled thin micritic and calcisiltitic limestone with a wavy boundary. The

Foundation: National Natural Science Foundation of China, No. 42272113, 42272115.

Corresponding author: LI Hua, E-mail: 501026@yangtzeu.edu.cn

contourites are lenticular-shaped. Horizontal-, wavy- bedding, and erosive surfaces are observed. The contourites are rich in bioclastic fragments, and bioturbation and burrows are well developed. The paleocurrent direction is northeast, parallel to slope. (2) Mounded contourites are mounded, and elongated shape, with a NW-SE orientation, approximately parallel to the slope. (3) Contourite dunes developed in mounded contourites, showing e micrite and calcisiltite, muddy limestone interbedded with thin mudstones in the lower and upper sections. The grains of the mounded contourites range from fine-coarse-fine, with a total thickness of 152 cm, which can be divided into 11 units. Four small mounded contourites developed with series progradation. Bioturbation and burrows are observed. (4) The mounded contourite can be divided into early initial, middle formative, and late decline stages.

[Conclusions] Mounded contourites resulted as a relatively high energy contour current moved northeastward. Helical flow can lead to erosion and deposition, forming a moat. Anticlockwise secondary flow also can transport sediment, and develop mounded contourite on the side of the moat facing the deep sea basin.

Key words: contour current; contourite; mounded contourite, Ordos Basin; Kelimoli Formation

