

<https://doi.org/10.3799/dqkx.2018.568>



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

李 华^{1,2,3}, 何幼斌^{1,2,3*}, 冯 斌¹, 郝 炆¹, 苏帅亦¹, 张 灿¹, 王季欣¹

1. 长江大学地球科学学院, 湖北武汉 430100

2. 长江大学沉积盆地研究中心, 湖北武汉 430100

3. 长江大学油气资源与勘探技术教育部重点实验室, 湖北武汉 430100

摘要:深水水道沉积是深水区重要沉积类型之一, 对其形成机制研究不仅能提高深水沉积认识, 还能为油气勘探提供帮助。以露头资料为基础, 对鄂尔多斯盆地西缘奥陶系拉什仲组深水水道形成机制进行了详细研究。拉什仲组岩性以灰绿色页岩及砂岩为主, 另见少量的粉砂岩及砾岩。槽模、交错层理、粒序层理及变形构造等发育。总体反映深水沉积环境, 重力流沉积较为发育。其中, 深水水道沉积极为典型。根据形态、结构及沉积方式等, 将研究区深水水道沉积划分为限制型和非限制型水道沉积。前者包括复合型及垂向加积型水道沉积, 后者由迁移型及孤立型小水道沉积组成。复合型水道沉积厚约 7.5 m, 岩性以粗砂岩为主, 底部见砾岩, 水道轴部沉积、次级水道及水道一堤岸复合体沉积发育, 可分为早期、中期和晚期。垂向加积型水道沉积宽为 12.4 m, 厚为 1.3 m, 宽深比为 9.54, 以中砂岩及细砂岩为主, 水道内部以层状砂岩充填为主。迁移型水道沉积宽为 6.9~12.3 m, 厚为 0.23~0.73 m, 宽厚比 14.11~53.48, 以中—细砂岩为主, 具有明显的北西向迁移特征; 孤立型小水道沉积宽为 0.5~0.6 m, 厚为 0.15~0.25 m, 宽厚比为 2.4~3.33, 多为细砂—粉砂岩组成, 透镜状, 规模小。重力流爆发初期, 能量高, 侵蚀作用强, 发育复合型及垂向加积型水道沉积; 重力流中—后期, 能量逐渐降低, 迁移型水道沉积开始发育; 在重力流后期及末期, 其能量进一步降低, 发育孤立型小水道沉积。而在空间位置上, 复合型及垂向加积型水道沉积多发育在斜坡中上部, 中部及下部发育迁移型水道沉积, 斜坡脚及深海盆地以孤立型小水道沉积最为发育。

关键词:水道; 浊流; 拉什仲组; 奥陶系; 鄂尔多斯盆地; 石油地质。

中图分类号: P624

文章编号: 1000-2383(2018)06-2149-11

收稿日期: 2017-12-11

Type and Evolution of Deep-Water Channel Deposits of Ordovician Lashizhong Formation in Western Margin of Ordos Basin

Li Hua^{1,2,3}, He Youbin^{1,2,3*}, Feng Bin¹, Hao Ting¹, Su Shuaiyi¹, Zhang Can¹, Wang Jixin¹

1. School of Geosciences, Yangtze University, Wuhan 430100, China

2. Research Center of Sedimentary Basin, Yangtze University, Wuhan 430100, China

3. Key Laboratory of Exploration Technologies for Oil and Gas Resources, Ministry of Education, Yangtze University, Wuhan 430100, China

Abstract: The deep-water channel sedimentary type is one of important sedimentary types in the deep-water zone. Research on the mechanism of deep-water channel not only can improve acquaintance of deep-water deposits, but also is helpful to oil and gas exploration. Mechanism of the deep-water channel of the Ordovician Lashizhong Formation in western margin of the Ordos basin was detailedly worked based on outcrop. The lithology of Lashizhong Formation consists of greyish-green mudstone and sandstone and few siltstone and conglomeration with flute cast, cross bedding, graded bedding and deformation structure,

基金项目: 国家自然科学基金项目 (Nos. 41472096, 41502101); 长江青年基金 (No. 2015cqj26); 湖北省创新群体基金 (No. 2015CFA024); 湖北省教育厅科学研究计划中青年人才项目 (No. Q20171308)。

作者简介: 李华 (1984—), 男, 讲师, 博士, 主要从事沉积学教学及科研。ORCID: 0000-0003-4516-9216. E-mail: lh840607@126.com

*** 通讯作者:** 何幼斌, E-mail: heyb122@163.com

引用格式: 李华, 何幼斌, 冯斌, 等, 2018. 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. 地球科学, 43(6): 2149-2159.

which suggests deep-water environment. Gravity flow deposits are well developed. The deep-water channel deposits are also typical. It is found in this study that the deep-water channel deposits could be divided into confined and non-confined channels, based on the morphology, structure, and sedimentary style. The former includes complex and vertical aggradation channel deposits. The latter can be subdivided into migrational channel and isolated small channel deposits. The lithology of complex channel deposits is coarse sandstone and conglomeration in the bottom, containing channel axis deposit, secondary channel and channel-levee system deposits, with 7.5 m in width, which could be divided into developmental, mature and decline phases. The vertical aggradation channel deposits are bedded medium and fine sandstone, with 12.4 m in width, 1.3 m in thickness, and the width-to-thickness ratio of 9.54. The migrational channel is medium to fine sandstone with northwestward migration. The width is 6.9–12.3 m, the thickness is 0.23–0.73 m, and width-to-thickness ratios range from 14.11–53.48. The isolated small channel deposits consist of fine sandstone and siltstone, lenticular shaped, small scale with 0.5–0.6 m in width, 0.15–0.25 m in thickness, and the width-to-thickness ratios of 2.4–3.33. The complex and vertical aggradation channel deposits develop when gravity flow outbreaks. Its energy is usually high with strong erosive power. The migrational channel deposits develop when gravity flow is in middle to later phases when their energy is damped. And the isolated small channel deposits develop during last phase of gravity flow. Its energy further decreases. In the spatial position, the complex and vertical channel deposits usually develop in the middle-upper part of slope. Migrational channel deposits form in the middle-lower slope, and isolated small channel deposits commonly grow in toe of slope and deep-water basin.

Key words: channel; turbidity current; Lashizhong Formation; Ordovician; Ordos basin; petroleum geology.

0 引言

随着科学技术的进步和深水沉积研究不断深入,深水水道逐渐成为沉积学及深水油气勘探的重要对象.深水水道是深水区重要的地形单元,其为连接陆架、陆坡及盆地的重要通道,既是沉积物的主要搬运通道,也是重要的沉积区.然而,深水水道类型复杂多样,划分方案迥异,如限制型与非限制型水道(Gül *et al.*, 2012),侵蚀、过路与沉积型水道(Clark and Pickering, 1996; Kolla *et al.*, 2007),垂向加积型与迁移型水道(Clark and Pickering, 1996; Kolla *et al.*, 2007)和低弯度及高弯度水道(Wynn *et al.*, 2007),不同类型的水道内部流体性质、沉积特征、过程及主控因素各异.目前,对深水水道的研究主要基于高分辨率地震资料和少量钻、测井,研究内容多为水道的沉积特征、类型、宏观演化规律及有利储集体分布规律.而利用露头资料对深水水道研究开展较少(Mayall *et al.*, 2006; Gül *et al.*, 2012; 肖彬等, 2014).鄂尔多斯西缘奥陶系拉什仲组总体为一套深水沉积,发育深水原地沉积及重力流沉积.该地区深水水道较为发育,沉积类型丰富,现象典型.肖彬等(2014)基于典型岩相,结合水道发育位置对其沉积特征和模式进行了研究,但对水道的类型及特征对比分析较少.本文在上述研究的基础上,对水道的类型、沉积特征及过程进行更为全面的对比,最终建立研究区复合型、垂向加积型、迁移型及孤立型小水道沉积模式.

1 地质背景

奥陶纪时期,鄂尔多斯盆地西缘东部为鄂尔多斯古陆,西北部为阿拉善古陆,西南部为西华山古陆;盆地西南缘从东向西,依次发育台地、斜坡及深水盆地(肖彬等, 2014; 李向东等, 2017).研究区位于内蒙古乌海市海南区东南部距发射塔处约 5.4 km 的桌子山地区,其大地构造位置为贺兰构造带与秦岭、北祁连海槽构成的三叉裂谷系(李向东等, 2017)(图 1a 和 1b).

研究区奥陶系为一个完整的海平面升降旋回,中奥陶统从下至上可分为乌拉力克组、拉什仲组、公乌素组及蛇山组(肖彬等, 2014; 李向东等, 2017).其中,拉什仲组总体为一套砂泥岩组成的重力流沉积,根据岩性可分为 3 段.第一段为灰绿色砂岩、粉砂岩及页岩不等厚互层,粒序层理、平行层理、交错层理及变形层理等发育;第二段为灰绿色页岩夹薄—中层粉砂岩,粉砂岩中常见粒序层理、交错层理及变形构造;第三段岩性主要为灰绿色砂岩、粉砂岩及页岩不等厚互层(图 1c).其中,页岩为灰黑色,常见笔石、腕足、腹足及海百合等,其 Sr/Ba 为 0.61~0.84, V/(V+Ni) 为 0.75~0.76;粉砂岩底部发育生物扰动构造,常见 *Helminthoida*, *Helminthopsis*, *Paleodictyon*, *Zoophycos* 及 *Palaeophycus tubularis* 等(晋慧娟等, 2005; 肖彬等, 2014).费安玮(2001)建立了 *Palodictyon* 遗迹化石组合,并认为其相当于 *Nereites* 遗迹相,其多发育在深海浊流环境中.综上所述,研究区拉什仲组总

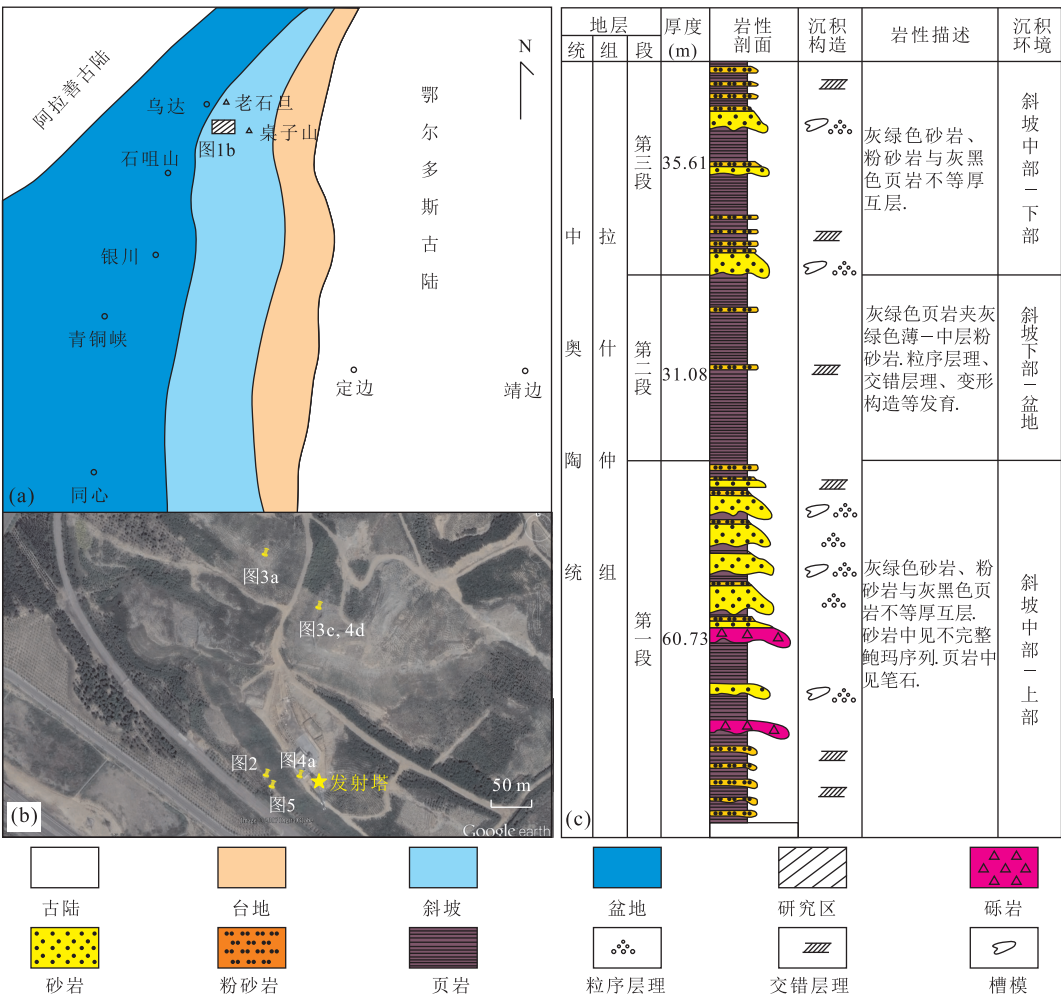


图 1 研究区位置及岩性特征

Fig.1 The location and lithology of the study area

a 和 b 为研究区位置及环境(据孙宜朴等,2008);c 为拉什仲组沉积特征(据肖彬等,2014,有修改)

体为深水斜坡—盆地沉积环境。

2 水道沉积类型及特征

深水水道外形常为“U”形、“V”形及复合形,底部见明显的侵蚀面,呈透镜状(Clark and Pickering, 1996; Mayall *et al.*, 2006; Kolla *et al.*, 2007; Wynn *et al.*, 2007; Gül *et al.*, 2012; 肖彬等, 2014)。研究区水道沉积也具有类似的特征,其主要分布在拉什仲组第一及第三段,根据水道沉积的规模、形态及沉积特征,将其分为限制型和非限制型水道沉积。根据沉积方式进一步将限制型水道沉积划分为复合型及垂向加积型水道沉积;而非限制型水道沉积可分为迁移型及孤立型小水道沉积。其主要特征如下(表 1)。

2.1 复合型水道沉积

复合型水道沉积多发育在拉什仲组第一段底

部,岩性主要为中砂岩,底部见砾岩,顶部发育粉砂岩及泥岩,中部夹少量薄层不等厚泥岩,外形为“V”形、“U”形及复合形。水道沉积厚约 7.5 m,宽度由于两侧构造变形及植被覆盖原因不能准确测量(图 2a, 2b)。复合型水道内含 13 条次一级水道,其在大水道或峡谷内左右迁移、相互切割、垂向叠置,呈透镜状,组成大型的水道复合体。从下至上大致可分为 3 期(图 2c)。

第一期为水道发育早期。底部为砾岩,呈透镜状,宽为 0.72 m,砾岩厚为 0.41 m,宽厚比为 1.76。砾石分选极差,磨圆较好,粒度最小为 3 mm,最大达 8 cm,一般介于 2~4 cm。块状层理发育,局部见正粒序。砾岩为水道轴部沉积(C1),以碎屑流沉积为主。向上水道规模逐渐增大(C2~C4),岩性以中砂岩为主,粒序层理、平行层理及交错层理较为发育,砂岩底部见槽模和重荷模等其他底模,水道间页岩厚度

表 1 研究区水道沉积特征

Table 1 Sedimentary characteristics of channels in the study area

	类型	沉积单元	规模	形状	岩性	沉积构造	沉积序列	重力流类型	沉积过程
限制型水道沉积	复合型水道沉积	轴部沉积、水道、溢流/堤岸	大	透镜状, “U”形、“V”形、复合形	砂岩为主, 少量砾岩	槽模、平行层理、粒序层理、交错层理	下粗上细	碎屑流、浊流	侵蚀、过路、沉积
	垂向加积型水道沉积	轴部沉积、水道	较大	“U”形、“V”形	砂岩为主, 少量粉砂岩	侵蚀面、平行层理、粒序层理	下粗上细	浊流	过路、沉积
非限制型水道沉积	迁移型水道沉积	水道、侧积体、溢流/堤岸	大	“U”形	砂岩	粒序层理、平行层理	下粗上细	浊流	过路、沉积
	孤立型小水道沉积	水道、溢流/堤岸	小	“U”形	砂岩, 粉砂岩	平行层理, 变形构造	下粗上细	浊流	沉积

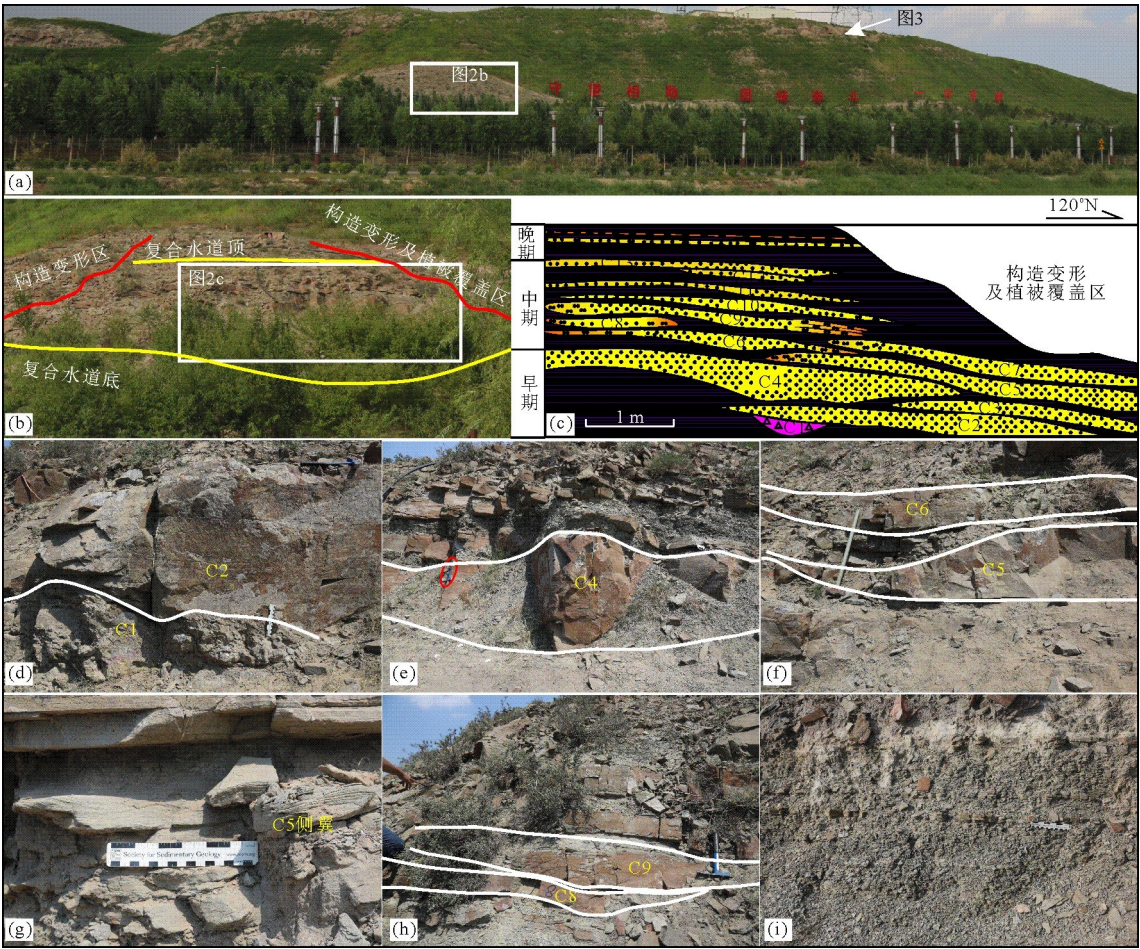


图 2 复合型水道沉积特征

Fig.2 Sedimentary characteristics of complex channels

a.水道野外照片宏观特征;b,c.水道内部充填特征,共 13 条次级水道;d~h.次级水道特征;g.为水道 5 侧翼,细砂—粉砂岩,交错层理发育;i.灰绿色泥岩夹薄层砂岩及粉砂岩

介于0~3 cm.水道沉积厚度介于 0.50~1.12 m,宽度介于6.0~12.1 m,宽厚比介于 7.78~11.00(图 2d,2e).该时期内重力流能量极强,其早期沉积侵蚀形成水道雏形,由于能量较低,以侵蚀作用为主,仅在水道轴部沉积一套砾岩,而后随着重力流高能持续“稳定”,水

道侵蚀—沉积作用相互交替,代表水道发育期.

第二期为水道发育中期.该时期内水道沉积规模逐渐减小,但数量较多,总体呈透镜状(图 2c),水道两侧发育楔状沉积,类似海鸥翼,可能为溢流或堤岸沉积(C5~C13)(图 2f).岩性主要为中砂岩,发育

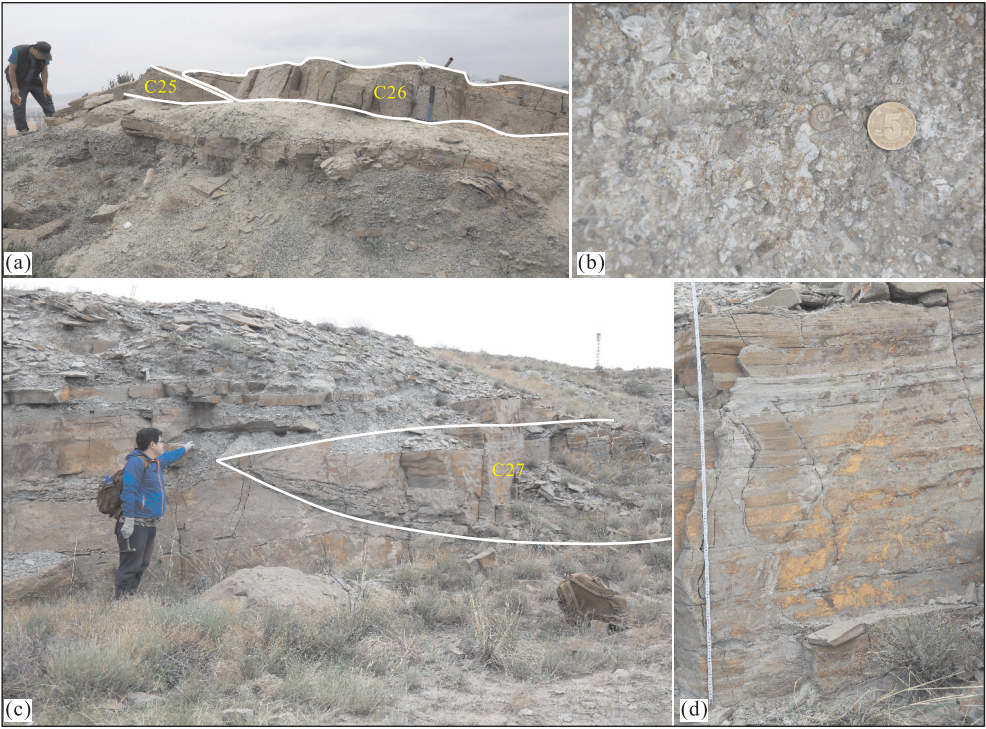


图 3 垂向加积型水道特征

Fig.3 Characteristics of vertical aggradation channels
a,b.砾岩,水道轴部沉积,含生屑;c,d.垂向加积水道,内部为砂岩充填

粒序层理、平行层理、小型交错层理及变形构造(图 2g).水道间泥岩厚度较大(图 2c),一般为 5~20 cm.水道沉积厚度介于 0.2~0.6 m,宽度介于 2.4~15.9 m,宽厚比介于 14.1~35.6.该时期水道沉积规模较小,页岩含量增加,粒度较细,常见不完整的鲍玛序列,说明该时期以浊流沉积为主,碎屑沉积不发育.当浊流能量从强减弱的过程中,其侵蚀能力降低,而沉积作用增强,水道以沉积作用为主.

第三期为水道发育晚期.该时期水道不发育,以灰绿色页岩为主,夹灰绿色薄层细砂—粉砂岩(图 2c, 2i).细砂—粉砂岩一般厚度介于 2~4 cm(图 2i).其反映重力流作用较弱,代表水道被废弃或填满消亡.研究区复合水道的演化过程与 Mayall *et al.*(2006)利用高分辨率地震资料研究深水水道填充及演化过程类似,但水道类型、接触关系、结构更为精确.

2.2 垂向加积型水道沉积

该类型水道沉积以垂向加积沉积为主,少见迁移或侧积充填特征,呈透镜体,水道外形为“U”及“V”形,主要发育在拉什仲组第三段下部,岩性主要为中砂及细砂岩,厚度为 130 cm,宽度为 12.4 m,宽厚比为 9.54.其与复合型水道都发育砾岩,不同的是砾岩发育位置.复合型水道沉积底部(内部)发育砾岩(C1),而

垂向加积水道在其下伏地层发育透镜状的砾岩,且砾石粒度相对复合型水道更细(C25,C26)(图 3a).砾岩可分为两期,呈透镜状,厚度分别为 34 cm 及 27 cm,含生物碎屑,如海百合、介壳及腹足类,局部具有一定的顺层分布特征(图 3b).砾石成分较为复杂,分选、磨圆较好,粒度最小为 2.5 mm,最大为 3.4 cm,一般介于 3~6 mm,具有明显的期次性,见细—粗—细正反粒序及下粗上细正粒序层理.

垂向加积型水道内中砂及细砂岩构成 16 个下粗上细旋回,砂岩以层状为主,平行层理及粒序层理发育,构成多期鲍玛序列的 T_{ab}段,顶部见少量交错层理.水道内部以垂向加积为主,未见明显的迁移现象(图 3c,3d).

2.3 迁移型水道沉积

迁移型水道沉积具有明显的定向迁移特征,侧积体极为发育,多发育在拉什仲组第一及第三段下部.其中,迁移水道发育在拉什仲组第一段上部(发射塔处),多位于复合型水道上部(图 4a);而在拉什仲组第三段下部,其多分布在垂向加积水道上部(图 4d).

迁移型水道沉积岩性主要为灰绿色砂岩,外形为“U”形,透镜状,发育粒序层理、平行层理等,常见鲍玛序列 T_{ab}段,总体为下粗上细正粒序,迁移方向

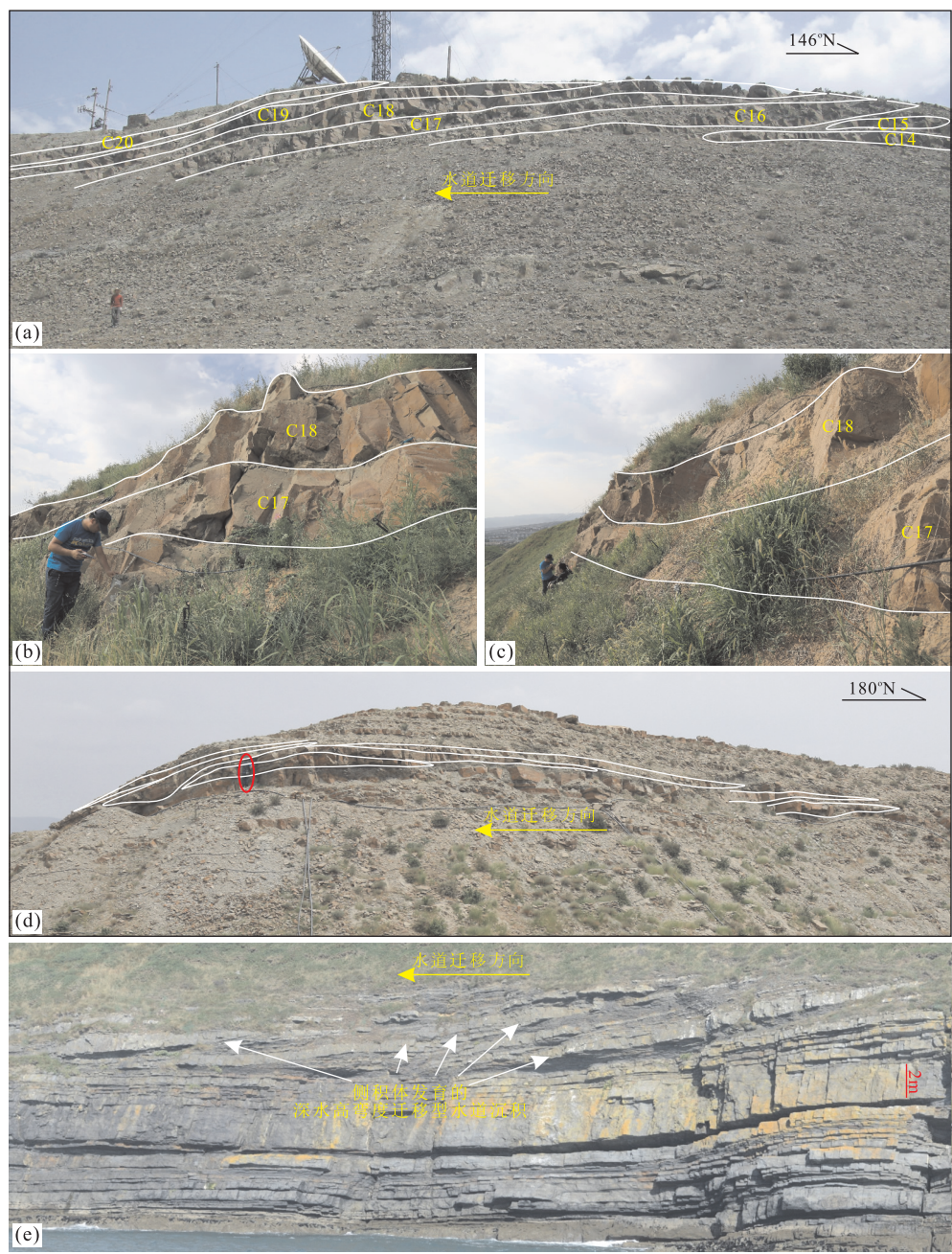


图 4 迁移型水道特征

Fig.4 Characteristics of migrational channels

a~c.迁移型水道,拉什仲组第一段,北西向迁移特征;a 引自肖彬等(2014);d.迁移型水道,拉什仲组第三段,水道具北西向迁移特征;e.爱尔兰北部石炭系 Ross 组迁移水道,侧积体发育

大致为 NW 向.发射塔处迁移型水道沉积规模较大,共可以识别出 7 期迁移水道沉积(C14~C20),其厚度介于 0.6~1.62 m,由于人工植被覆盖,未能测量其宽度.岩性以中砂岩为主, T_a 段极为发育,顶部为粉砂岩—泥岩,厚度介于 0.1~0.28 m(图 4a~4c).垂向加积型水道上部的迁移型水道(6 期),厚度介于 0.23~0.73 m,宽度介于 6.9~12.3 m,宽厚比介于 14.11~53.48(图 4d).岩性多为细砂岩,向上及水

道两侧逐渐过渡为粉砂岩;槽模、底模、交错层理、平行层理及变形构造极为发育,构成不完整的鲍玛序列,如 T_{ab} 、 T_{abc} 、 T_{abcd} .研究区迁移型水道特征极为明显,类似曲流河的边滩沉积,侧积体较为发育,沉积特征与爱尔兰石炭系 Ross 组迁移型水道极为类似(图 4e),推测其可能为深水高弯度水道.

2.4 孤立型小水道沉积

本类型水道沉积规模较小,主要发育在拉什仲

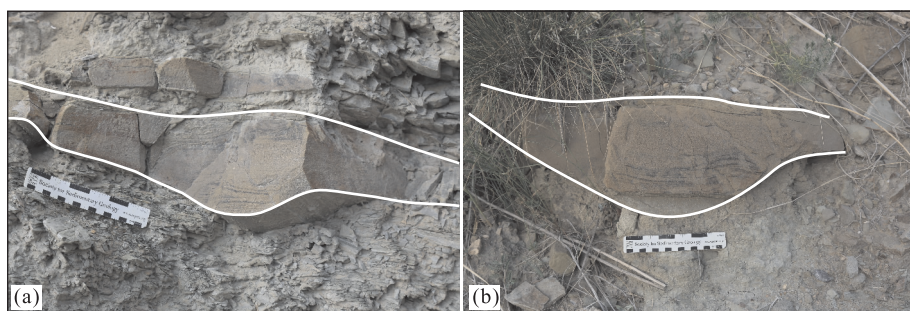


图5 孤立型小水道沉积特征

Fig.5 Sedimentary characteristics of isolated small channels

“U”型,透镜状

组第二段和第一段中部,第三段少见。岩性以细砂岩、粉砂岩为主,槽模、变形构造及平行层理发育,构成不完整的鲍玛序列 T_{ab} 段,外形为“U”形,透镜状,厚度介于 15~25 cm,宽度介于 50~60 cm,宽厚比介于 2.4~3.33(图 5)。

3 水道演化过程

根据水道发育类型及位置,不难发现研究区复合型水道、垂向加积水道、迁移型水道及孤立型小水道的发育及演化具有一定的规律。拉什仲组重力流沉积至少可分为两个阶段。第一阶段由拉什仲组第一、二段组成,第二阶段为拉什仲组第三段。第一阶段随着重力流的爆发、衰减及消亡过程,分别在第一段底部发育复合型水道、中部发育迁移型水道,上部及第二段发育孤立小水道。同时,在复合型水道内部仍具有类似的演化特征。当重力流爆发初期,其能量强,以侵蚀作用为主,碎屑流及浊流较为活跃,可形成一系列次级水道,砾岩等粗粒沉积可以保存下来,随后水道规模逐渐增大;在重力流能量逐渐降低过程中,其形成的水道规模逐渐减小,沉积物粒度变细;当重力流不发育或水道被废弃时,以深水原地沉积泥岩及薄层细砂—粉砂岩为主。第二阶段重力流爆发过程中,水道演化特征与第一阶段类似。

拉什仲组第一段沉积时期重力流能量高、规模大,其强大的侵蚀作用可形成大规模的限制型水道,水道内部发育多期次级水道,最终形成大型的复合型水道。而拉什仲组第三段沉积时期重力流能量较弱(图 1c),其仍可发育限制型水道,但是内部由于能量较低,导致重力流类型较为单一,以浊流为主,多为层状加积充填。

另外,从拉什仲组岩相及重力流沉积类型来看,

水道沉积类型的变化与盆地构造演化及相对海平面升降具有密切的联系。鄂尔多斯盆地西缘及南缘在中奥陶世因构造运动剧烈而存在重要转换面。该盆地在早奥陶世以板块扩张为主,其西缘及南缘为被动大陆边缘;中奥陶世板块俯冲收敛,盆地西缘及南缘变为主动大陆边缘,导致盆地南缘平凉组及西缘拉什仲组沉积时期发育大规模重力流沉积(吴胜和等,1994;高振中等,1995;王振涛等,2015;李华等,2017,2018)。同时,盆地西缘拉什仲组沉积时期,相对海平面先升高再降低(王振涛等,2015),使得拉什仲组从下至上重力流沉积规模先减小再增大,水道规模及类型相应发生变化(图 1c)。

4 沉积模式

研究区从垂向沉积演化分析来看,不同类型的水道沉积与重力流规模及能量变化密切相关。在重力流爆发初期,能量高,沉积物供给充分时,重力流以侵蚀作用为主,可发育大型的限制型水道沉积,其底部发育粗粒的轴部沉积。随后,重力流能量衰减过程中,其组分、流体性质都有所变化。首先,其沉积物粒度逐渐减小,浓度降低,稀释型浊流增多,可能在水道两侧发生沉积。其次,重力流在水道内运动过程中,可能发生外溢,形成堤岸或溢流沉积。第三,随着重力流能量的降低,其具有类似牵引流的特征,在水道弯曲处可形成次生环流,使得水道可能具有迁移特征,而最终形成堤岸/溢流沉积发育的迁移型水道沉积。当重力流后期能量较弱时,沉积物粒度变细,发育一系列的孤立型小水道沉积。重力流末期及间歇期时,重力流作用较弱,水道沉积不再发育,以页岩夹薄层细—粉砂岩为主(图 6)。

从平面上来看,水道沉积类型与重力流的运动、

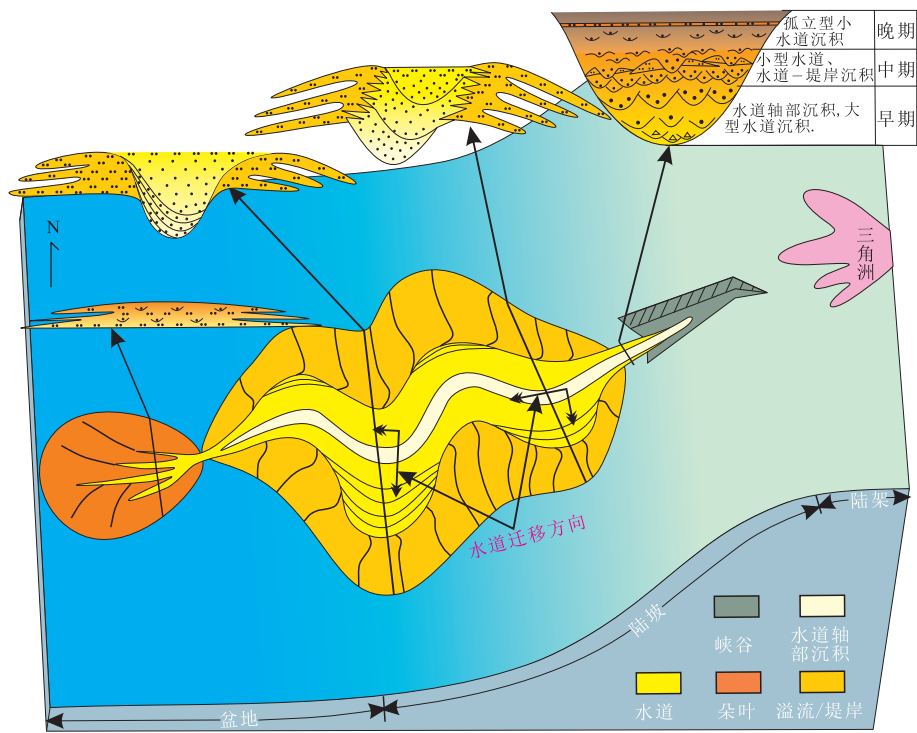


图 6 研究区水道沉积模式

Fig.6 The sedimentary model of deep-water channel deposits in the study area

发育位置具有紧密的联系.当重力流沿斜坡向下运动时,随着搬运距离及时间的增加,其能量、组成及性质不断变化.在上陆坡以峡谷和侵蚀型水道为主(补给水道),重力流以侵蚀作用为主,碎屑流、浊流及滑塌沉积较为发育.随着复合型水道的发育、成熟至衰亡,其内部从下至上分别发育水道轴部沉积,大型水道、水道-堤岸复合体、孤立型小水道沉积.陆坡中下部,重力流能量及浓度不断降低,其以过路沉积为主,发育溢流或堤岸沉积.同时,水道具有明显的迁移特征.根据水道形态、迁移方式及结构,迁移型水道沉积主要有两种类型,包括水道整体迁移及侧积体发育的水道沉积,其形成机制后文讨论.陆坡脚及深海盆地,重力流规模及能量都较小,水道以沉积作用为主,并具有分支的特征,孤立型小水道沉积发育(图 6).

迁移型水道的成因及形成过程一直是深水水道重要研究内容之一.目前,迁移型水道主要有两种类型,一是在深水高弯度水道的拐弯处呈现出明显的迁移特征,侧积体极为发育(Kolla *et al.*, 2007; Wynn *et al.*, 2007; 李华等, 2011).该类型水道在南海、墨西哥湾、西非尼日尔三角洲盆地、下刚果盆地、巴西坎波斯盆地及孟加拉扇等地都较为发育(Peakall *et al.*, 2000; Deptuck *et al.*, 2003; Posamentier, 2003; Kollar, 2007; Wynn *et al.*, 2007; 李

华等, 2011),其成因可能为浊流在运动过程中,特别是在水道弯曲处可形成次生横向环流.横向环流可形成类似曲流河的边滩沉积,导致侧积体极为发育(Keevil *et al.*, 2007; Peakall *et al.*, 2007).另一类迁移型水道弯曲度较低,水道通常从头至尾整体迁移,可能为重力流和等深流共同作用而成,水道迁移方向与等深流运动方向相同(Zhu *et al.*, 2010; He *et al.*, 2013; Li *et al.*, 2013; 李华等, 2013).其在西非加蓬盆地、巴西坎波斯盆地、格林兰、南海琼东南及珠江口盆地都有报道(Séranne *et al.*, 2000; Rasmussen *et al.*, 2003; Biscara *et al.*, 2010; Zhu *et al.*, 2010; He *et al.*, 2013; Li *et al.*, 2013; 李华等, 2013).研究区迁移水道应为第一种类型,其形成与浊流密切相关,主要依据如下:(1)研究区重力流,特别是浊流极为发育,进而发育大规模的浊流沉积;(2)研究区未见典型的等深流沉积;(3)尽管鄂尔多斯盆地奥陶纪等深流较为活跃(李华等, 2016),其在盆地南部从东向西运动,至秦岭-祁连海槽转而向北继续运动.但是,由于研究区位于阿拉善古陆及鄂尔多斯古陆犄角处,等深流在运动过程中会由于地形的阻碍作用而导致能量降低.一般而言,重力流能量远远高于等深流,特别是在等深流受限制地区.综上所述,研究区迁移型水道主要为浊流成因,与等深

流关系较小。

最后,深水高弯度迁移型水道沉积根据水道形态、结构及充填特征可分为两种,即垂向、侧向加积发育及侧向加积(侧积体)发育的迁移型水道沉积。研究区仅发现了侧积体发育的迁移型水道沉积。但是,笔者结合西非尼日尔三角洲盆地、下刚果盆地、琼东南盆地及孟加拉扇实际研究及国内外相关成果,在建立沉积模式时为保证深水水道沉积完整性将两种迁移型水道都设计其中。实际上,两种类型的水道沉积在形成机制上无明显差异,其主要区别在于垂向加积和侧向加积的比率。Kolla *et al.* (2007)认为当浊流以沉积作用为主时,水道沉积多表现为垂向加积特征;当其为过路沉积时,水道沉积侧向加积特征更为明显。因此,迁移型水道在浊流能量相对较高时,垂向加积及侧向加积都较为发育,水道沉积整体性迁移特征明显,其在侧向迁移的同时,具有明显的向下游迁移特征。当浊流能量相对较低时,侧向加积作用大于垂向加积,侧积体极为发育,水道沉积主要为侧向迁移,向下游迁移特征不明显(图6)。

5 结论

以露头资料为基础,对鄂尔多斯盆地西缘桌子山地区奥陶系拉什仲组深水水道沉积的类型、过程及模式进行了研究,主要有以下几方面的认识:

(1)研究区拉什仲组岩性为灰绿色砂岩、泥岩及少量粉砂岩和砾岩,沉积构造丰富,沉积环境为深水,重力流沉积较为发育。(2)研究区水道沉积类型丰富。根据形态、结构及沉积特征将其分为限制型和非限制型水道沉积。前者为复合型及垂向加积型水道沉积构成;后者包括迁移型及孤立型小水道沉积。(3)水道沉积类型与重力流发育时期密切相关。重力流爆发初期,能量高,以侵蚀作用为主,发育复合型及垂向加积型水道沉积。随后,重力流能量逐渐减弱,水道规模逐渐降低,发育堤岸及溢流沉积,迁移型水道沉积发育。重力流中后期,随着重力流能量的进一步降低,孤立型小水道沉积开始发育。重力流末期及间歇期,以页岩沉积为主,夹薄层细砂及粉砂岩。(4)重力流在沿斜坡向下运动过程中,能量逐渐衰减,浓度不断降低,沉积物粒度逐渐变细,在斜坡上部发育复合型及垂向加积型水道沉积,在斜坡中一下部发育迁移型水道沉积,而在斜坡脚及深海盆地以孤立型小水道沉积为主。

References

- Biscara, L., Mulder, T., Gonthier, E., et al., 2010. Migrating Submarine Furrows on Gabonese Margin (West Africa) from Miocene to Present: Influence of Bottom Currents? *Geo-Temas*, 11: 21–22.
- Clark, J. D., Pickering, K. T., 1996. Architectural Elements and Growth Patterns of Submarine Channels: Application to Hydrocarbon Exploration. *AAPG Bulletin*, 80 (2): 194–221. <https://doi.org/10.1306/64ed878c-1724-11d7-8645000102c1865d>
- Deptuck, M. E., Steffens, G. S., Barton, M., et al., 2003. Architecture and Evolution of Upper Fan Channel-Belts on the Niger Delta Slope and in the Arabian Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 20 (6–8): 649–676. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2003.01.004>
- 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): 35–44 (in Chinese with English abstract).
- Gao, Z. Z., Luo, S. S., He, Y. B., 1995. Ordovician Submarine Fan Systems in West Margin of Ordos. *Oil & Gas Geology*, 16 (2): 119–125 (in Chinese with English abstract).
- Gül, M., Cronin, B. T., Gürbüz, K., 2012. Confined Deep Water System Development on the Accretionary Wedge (Miocene, Kahramanmaraş Foreland Basin, S Turkey). *Earth-Science Reviews*, 114 (3–4): 195–217. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.06.002>
- He, Y. L., Xie, X. N., Kneller, B. C., et al., 2013. Architecture and Controlling Factors of Canyon Fills on the Shelf Margin in the Qiongdongnan Basin, Northern South China Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 41 (Suppl.): 264–276. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2012.03.002>
- Jin, H. J., Sun, M. L., Li, Y. C., 2005. The “Sepical” Turbidites Measure of the Middle Ordovician Series in Zhuozishan Area, Inner Mongolia. *Acta Sedimentologica Sinica*, 23 (1): 34–40 (in Chinese with English abstract).
- Keevil, G. M., Peakall, J., Best, J. L., 2007. The Influence of Scale, Slope and Channel Geometry on the Flow Dynamics of Submarine Channels. *Marine and Petroleum Geology*, 24 (6–9): 487–503. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2007.01.009>
- Kolla, V., 2007. A Review of Sinuous Channel Avulsion Patterns in Some Major Deep-Sea Fans and Factors Controlling Them. *Marine and Petroleum Geology*, 24 (6–9): 450–469. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2007.01.004>
- Kolla, V., Posamentier, H. W., Wood, L. J., 2007. Deep-Water and Fluvial Sinuous Channels—Characteristics, Similar-

- ities and Dissimilarities, and Modes of Formation. *Marine and Petroleum Geology*, 24 (6–9): 388–405. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2007.01.007>
- Li, H., He, Y. B., Huang, W., et al., 2016. Contourites of the Ordovician Pingliang Formation in Southern Margin of Ordos Basin. *Journal of Palaeogeography*, 18 (4): 631–641 (in Chinese with English abstract).
- Li, H., He, Y. B., Huang, W., 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 Zhaolaoyu Countryside, Fuping Town, Shaanxi Province. *Acta Sedimentologica Sinica*, 36 (2): 93–109 (in Chinese with English abstract).
- Li, H., He, Y. B., Liu, Z. R. Z., et al., 2017. Characteristic of Gravity Flow Deposit in Pingliang Formation of Ordovician the Southwest Margin of the Ordos Basin. *China Science Paper*, 12 (15): 1774–1779 (in Chinese with English abstract).
- Li, H., He, Y. B., Wang, Z. Q., 2011. Morphology and Characteristics of Deep Water High Sinuous Channel-Levee System. *Journal of Palaeogeography*, 13 (2): 139–149 (in Chinese with English abstract).
- Li, H., Wang, Y. M., Xu, Q., et al., 2013. Characteristics and Processes of Deep Water Unidirectionally-Migrating Channel-Levee System. *Geoscience*, 27 (3): 653–661 (in Chinese with English abstract).
- Li, H., Wang, Y., Zhu, W., 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. *Marine and Petroleum Geology*, 43: 370–380. <https://doi.org/10.13039/501100001809>
- Li, X. D., Que, Y., Huan, Y. Q., 2017. Analysis of Vertical Sedimentary Successions in the Lower Part of Kelimoli Formation, Middle Ordovician, Zhuozishan Area. *Advances in Earth Science*, 32 (3): 276–291 (in Chinese with English abstract).
- Mayall, M., Jones, E., Casey, M., 2006. Turbidite Channel Reservoirs—Key Elements in Facies Prediction and Effective Development. *Marine and Petroleum Geology*, 23 (8): 821–841. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2006.08.001>
- Peakall, J., Amos, K. J., Keevil, G. M., et al., 2007. Flow Processes and Sedimentation in Submarine Channel Bends. *Marine and Petroleum Geology*, 24 (6–9): 470–486. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2007.01.008>
- Peakall, J., McCaffrey, B., Kneller, B., 2000. A Process Model for the Evolution, Morphology, and Architecture of Sinuous Submarine Channels. *Journal of Sedimentary Research*, 70 (3): 434–448. <https://doi.org/10.1306/2dc4091c-0e47-11d7-8643000102c1865d>
- Posamentier, H. W., 2003. Depositional Elements Associated with a Basin Floor Channel-Levee System: Case Study from the Gulf of Mexico. *Marine and Petroleum Geology*, 20 (6–8): 677–690. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2003.01.002>
- Rasmussen, S., Lykke-Andersen, H., Kuijpers, A., et al., 2003. Post-Miocene Sedimentation at the Continental Rise of Southeast Greenland: The Interplay between Turbidity and Contour Currents. *Marine Geology*, 196 (1–2): 37–52. [https://doi.org/10.1016/s0025-3227\(03\)00043-4](https://doi.org/10.1016/s0025-3227(03)00043-4)
- Séranne, M., Abeigne, C. R. N., Lopez, N., 2000. Reply to ‘Oligocene to Holocene Sediment Drifts and Bottom Currents on the Slope of Gabon Continental Margin (West Africa): Consequences for Sedimentation and Southeast Atlantic Upwelling’, *Sedimentary Geology* 128, 179–199 (1999). *Sedimentary Geology*, 136 (3–4): 163–168. [https://doi.org/10.1016/s0037-0738\(00\)00094-4](https://doi.org/10.1016/s0037-0738(00)00094-4)
- Sun, Y. P., Wang, C. G., Wang, Y., et al., 2008. Geochemical Characteristics and Exploration Potential of Middle Ordovician Pingliang Formation in the Ordos Basin. *Petroleum Geology & Experiment*, 30 (2): 162–168 (in Chinese with English abstract).
- Wang, Z. T., Zhou, H. R., Wang, X. L., et al., 2015. Ordovician Geological Events Group in the West and South Ordos Basin. *Acta Geologica Sinica*, 89 (11): 1990–2004 (in Chinese with English abstract).
- 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 (in Chinese with English abstract).
- Wynn, R. B., Cronin, B. T., Peakall, J., 2007. Sinuous Deep-Water Channels: Genesis, Geometry and Architecture. *Marine and Petroleum Geology*, 24 (6–9): 341–387. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2007.06.001>
- Xiao, B., He, Y. B., Luo, J. X., et al., 2014. Submarine Channel Complex Deposits of the Middle Ordovician Lashizhong Formation in Zhuozishan Area, Inner Mongolia. *Geological Review*, 60 (2): 321–331 (in Chinese with English abstract).
- Zhu, M., Graham, S., Pang, X., et al., 2010. Characteristics of Migrating Submarine Canyons from the Middle Miocene to Present: Implications for Paleooceanographic Circulation, Northern South China Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 27 (1): 307–319. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2009.05.005>

附中文参考文献

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):35—44.

高振中,罗顺社,何幼斌,1995.鄂尔多斯西缘奥陶纪海底扇沉积体系.石油与天然气地质,16(2):119—125.

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.

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.古地理学报,18(4):631—642.

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.沉积学报,36(2):93—109.

李华,何幼斌,刘朱睿鸢,等,2017.鄂尔多斯盆地西南缘奥陶系平凉组重力流沉积特征.中国科技论文,12(15):1774—1779.

李华,何幼斌,王振奇,2011.深水高弯度水道—堤岸沉积体形态及特征.古地理学报,13(2):139—149.

李华,王英民,徐强,等,2013.深水单向迁移水道—堤岸沉积体系特征及形成过程.现代地质,27(3):653—661.

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.地球科学进展,32(3):276—291.

孙宜朴,王传刚,王毅,等,2008.鄂尔多斯盆地中奥陶统平凉组烃源岩地球化学特征及勘探潜力.石油实验地质,30(2):162—168.

王振涛,周洪瑞,王训练,等,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.

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.

肖彬,何幼斌,罗进雄,等,2014.内蒙古桌子山中奥陶统拉什仲组深水水道沉积.地质论评,60(2):321—331.