

甘肃平凉地区奥陶系平凉组重力流 与等深流交互作用的沉积研究

严世帮¹, 李华², 王季欣²

(1 成都理工大学沉积地质研究院; 2 长江大学地球科学学院)

摘要 以野外露头资料为基础,对甘肃平凉地区奥陶系平凉组重力流及等深流交互作用沉积进行了研究。研究表明,平凉组以砂屑灰岩及泥岩为主,局部见砾屑灰岩;典型岩相包括水平层理页岩相、块状层理砾屑灰岩相、块状层理砂屑灰岩相、粒序层理砂屑灰岩相及透镜状交错层理砂屑灰岩相等5种类型,相应地分别代表深水原地沉积、碎屑流沉积、浊流沉积和等深流沉积。等深流在从东向西大致平行斜坡的运动过程中,在西部由于秦岭—祁连海槽的限制作用,可能导致能量局部增强。平凉组从下至上,重力流沉积规模逐渐减小,等深流沉积逐渐增加。在相对海平面较低时期,重力流极为活跃,等深流作用较弱;在相对海平面上升时期,重力流能量则减弱,等深流作用逐渐显著。等深流可对早期重力流沉积进行搬运、改造、再沉积,进而形成等深流沉积;相反,早期等深流沉积可能会受到后期重力流沉积的侵蚀、破坏。

关键词 鄂尔多斯盆地; 奥陶纪; 平凉组; 浊流; 碎屑流; 等深流

中图分类号: TE121.3'2

文献标识码: A

在深水区,重力流、等深流及内波等水动力极为活跃,在不同水动力作用下可形成不同类型的沉积体^[1-3],其中,重力流多沿斜坡向下运动,可形成大规模的重力流沉积,等深流则在大致平行斜坡运动过程中可形成一系列的等深流沉积,内波、内潮汐在峡谷/水道中沿斜坡向上、向下的双向流动可形成大规模的粉砂—砂质沉积。在同一时空,多种性质的水动力势必相互作用,进而产生不同类型的沉积响应。然而,在实际研究工作中,特别是对地层记录中的深水沉积研究,多是对重力流、等深流及内潮汐沉积单独进行研究,而较少综合考虑其相互作用及沉积响应。因此,在地层记录中如何有效鉴别不同类型的沉积及其相互作用的过程、它们的形成机制如何、主要控制因素有哪些等问题是值得深入研究的。

鄂尔多斯盆地西缘平凉组发育重力流及等深流沉积,地层出露情况理想,沉积现象典型。前人对重力流及等深流沉积做过较为深入的研究^[4-6],但开展重力流与等深流相互作用的研究较少。为此,本文基于平凉太统山剖面实测资料,结合薄片(87个)和粒度分析(9个),以及古水流恢复和古生物等研究成

果,针对重力流和等深流的沉积类型、作用过程及形成机制等方面进行探讨,以期为基础研究提供可靠地质依据。

1 概况

鄂尔多斯盆地位于中国西部华北克拉通,地理位置处于陕西、甘肃、宁夏及内蒙古的部分地区,盆地面积约 $25 \times 10^4 \text{ km}^2$,为中国第二大沉积盆地,它也是典型的多旋回叠合含油气盆地^[7-8]。盆地西南缘位于祁连山造山带、秦岭—大别山造山带与华北克拉通连接区,北部为鄂尔多斯古陆,西部为西华山古陆、秦岭—祁连海槽、祁连地块、北祁连造山带及阿拉善地块,南部为秦岭—大别山造山带,东部富平地区为富平裂堑,整体呈“L”形^[8]。平凉地区位于秦岭—祁连海槽东北部,且在“L”形拐点处的北侧(图1)。

鄂尔多斯盆地面积大,经历了多期构造事件,部分地层缺失严重。盆地南缘的奥陶系从下至上可分为麻川组、水泉岭组、三道沟组/峰峰组、平凉组及背锅山组^[9](图2),在富平(赵老峪地区)也将平凉组和背锅山组称为赵老峪组。

收稿日期: 2017-07-14; 改回日期: 2017-12-05

本文受国家自然科学基金项目“鄂尔多斯盆地西南缘中奥陶统重力流与等深流交互作用沉积研究”(编号:41502101)资助

严世帮: 1985年生。成都理工大学在读硕士研究生,研究方向为沉积学。通讯地址: 610059 四川省成都市成华区二仙桥东三路1号
成都理工大学; E-mail: yansb.gwdc@cnpc.com.cn

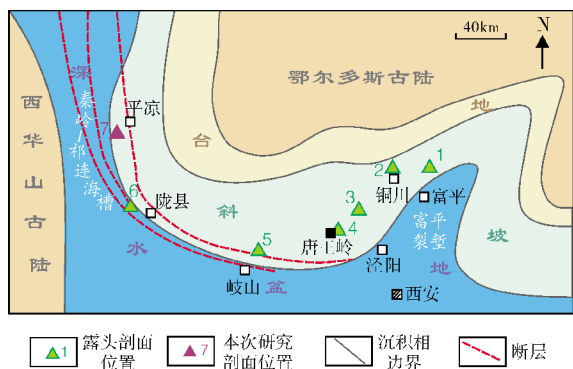


图1 研究区位置及沉积环境图(据文献[4]修改)

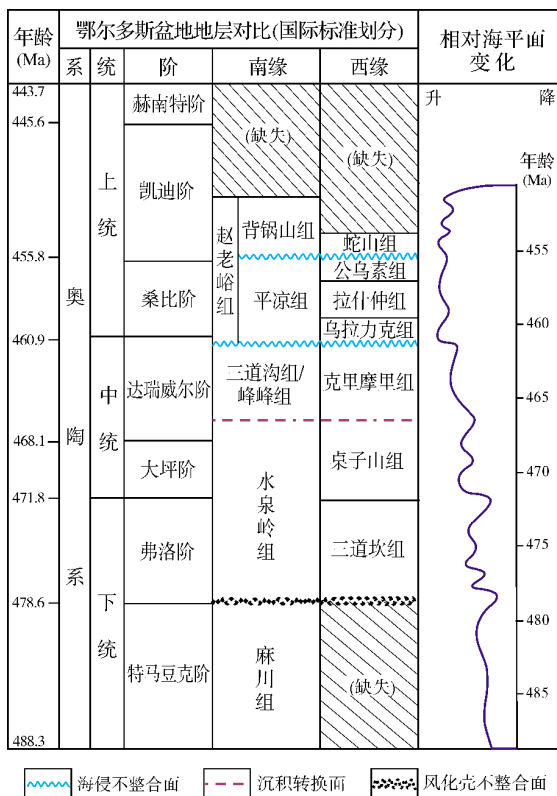


图2 鄂尔多斯盆地奥陶纪地层特征(据文献[9]修改)

早奥陶世,盆地西南缘为水体较浅的广海陆架沉积环境;中奥陶世,盆地西南缘呈“L”形的边缘海,南部为末端变陡的继承性碳酸盐缓坡^[9-12],从北向南大致为古陆、斜坡及深水盆地;晚奥陶世,相对海平面升高,由于加里东运动导致构造活动强度增大,火山及地震等事件加剧,华北地块整体抬升,导致盆地奥陶系遭受不同程度的侵蚀^[8-9]。

2 沉积类型及演化特征

本次研究的平凉地区太统山剖面(位置见图1),奥陶系平凉组地层出露厚度79 m。岩石类型较为单一,多为砂屑灰岩夹页岩(部分硅质页岩)及泥晶灰岩,另见砾屑灰岩,页岩中笔石较为丰富,见槽模及交错层理。

2.1 沉积相类型

可将太统山剖面奥陶系平凉组地层岩性分为以下5类典型岩相:

水平层理页岩相 深灰色页岩多夹于中—薄层砂屑灰岩之中,在剖面广泛发育(图3a,3b),累计厚度6.9 m,约占整个剖面的8.7%。硅质页岩及泥晶灰岩的水平层理较为发育,厚度从几毫米到十几厘米,一般5~18 cm。泥岩中富含笔石(图3c,3d)。本岩相反映沉积时期为深水环境,代表深水原地沉积。

块状层理砾屑灰岩相 剖面下部发育浅灰色、灰色砾屑灰岩,单层厚度10~50 cm,累计厚度7.1 m,约占整个剖面的9%。砾屑成分多为泥晶灰岩,少量硅质及泥砾,大小混杂,分选及磨圆差。砾屑最大达9 cm,最小为2 mm,局部见定向排列(图4),多发育块状层理,局部见叠瓦状构造。本岩相可能为碎屑流沉积。

块状层理砂屑灰岩相 在剖面中上部第26层发育亮晶砂屑灰岩,累计厚度7.4 m,约占整个剖面的9.4%。砂屑灰岩中缝合线极为发育,间距约2 cm,大致平行层面分布(图5a,5b)。砂屑灰岩中见少量的鲕粒(图5c),砂屑粒度(ϕ)为2.6~3.4,分选及磨圆中等—较好,概率累积曲线为1段式(图5d)。该岩相可能为碎屑流沉积,主要依据如下:(1)鲕粒多形成于水体能量较高的浅水,而深水环境中也出现鲕粒,推断可能是由于浅水地区重力流作用而将鲕粒搬运至深水环境;(2)概率累积曲线为1段式,反映沉积物搬运多为悬浮,可能为重力流沉积;(3)缺乏交错层理等沉积构造,主要为块状层理,无明显的鲍马序列,这表明可能为碎屑流沉积;(4)亮晶胶结,说明沉积时期水动力较强且稳定。一般而言,重力流沉积表现为大小混杂,颗粒及杂基共同沉积,而亮晶胶结可能为早期沉积物大小混杂堆积,随后由于其他水动力(如等深流)高能、持续、稳定的作用,可以对其进行改造,将沉积物进行簸选、淘洗,使得粗粒沉积物保留并沉积下来。

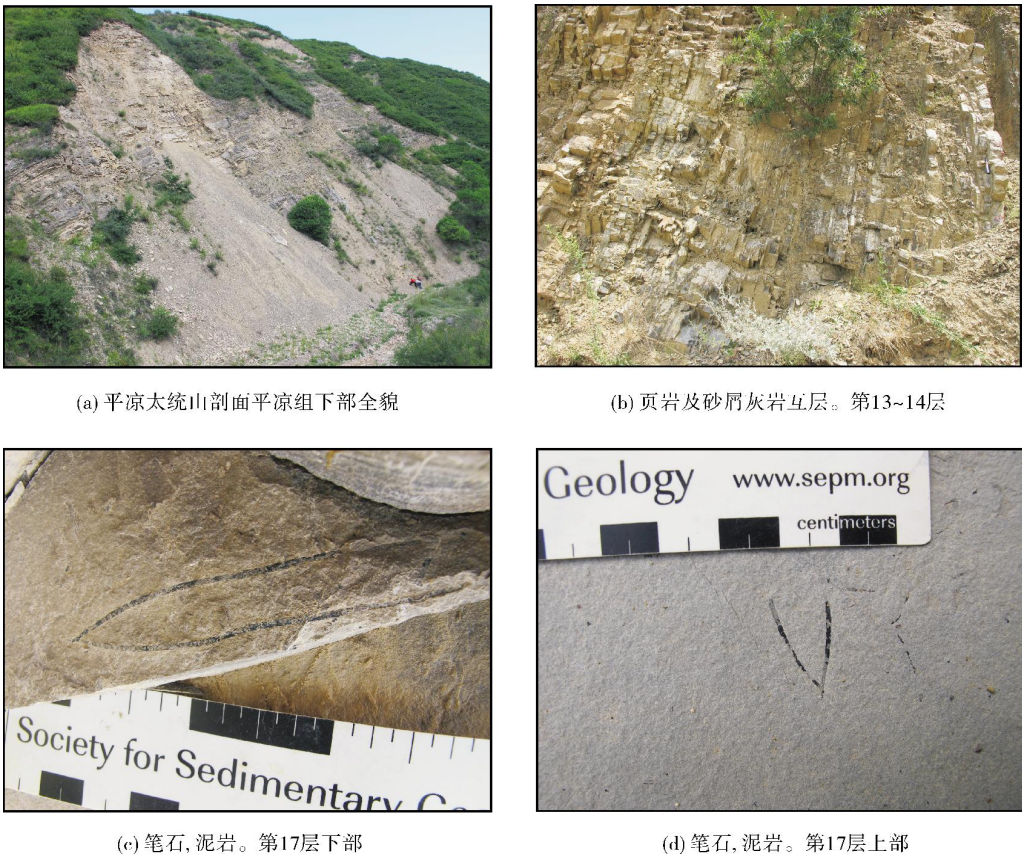


图3 平凉地区太统山剖面平凉组水平层理页岩相沉积特征
层号参见图8

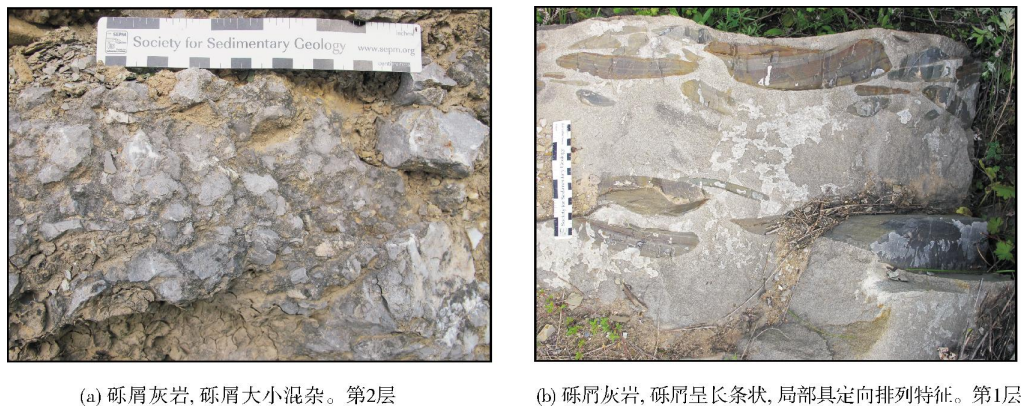
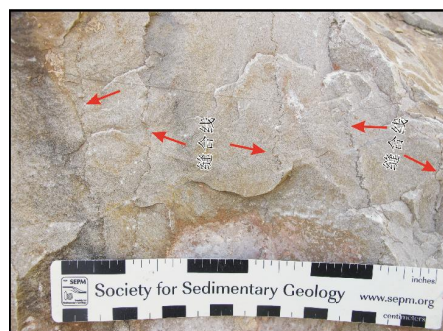


图4 平凉地区太统山剖面平凉组块状层理砾屑灰岩相沉积特征
层号参见图8

粒序层理砂屑灰岩相 灰色—深灰色砂屑灰岩极为发育,单层厚度 5~10 cm,累计厚度 45.1 m,约占整个剖面的 57%。沉积构造较为丰富,常见交错层理、平行层理及槽模等(图 6a, 6b)。总体呈现下粗上细的沉积序列。砂屑多为泥晶方解石,粒度(ϕ)为

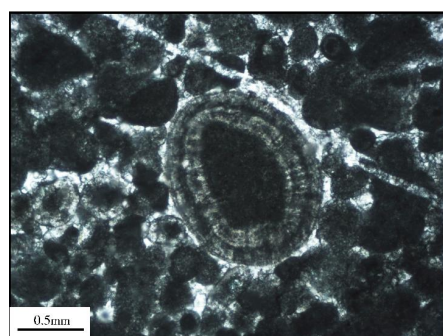
2.2~4.5,分选及磨圆中等—较好(图6c)。概率累积曲线1~2段式,多为1段式(图6d)。综合分析认为该岩相为浊流沉积,依据是:(1)沉积构造为不完整鲍马序列,如 T_{ab} , T_{abc} ; (2)沉积序列为下粗上细; (3)概率累积曲线多为1段式,显示悬浮搬运。



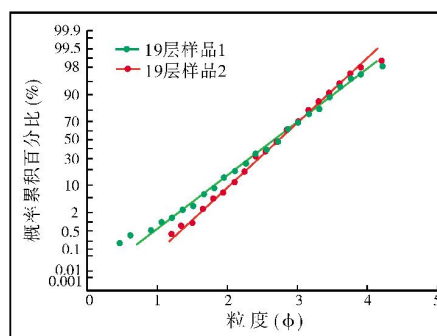
(a) 亮晶砂屑灰岩, 缝合线发育。第28层



(b) 亮晶砂屑灰岩。第29层



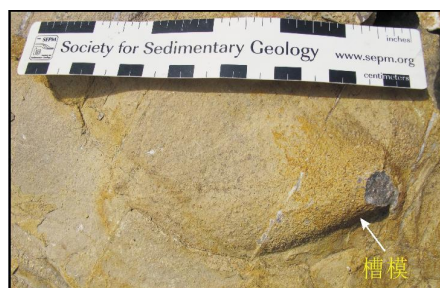
(c) 鲕粒, 亮晶砂屑灰岩。单偏光



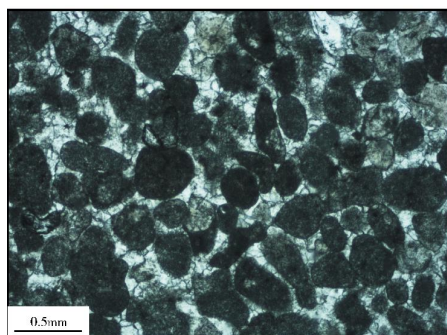
(d) 亮晶砂屑灰岩概率累积曲线。1段式

图 5 平凉地区太统山剖面平凉组块状层理砂屑灰岩相沉积特征

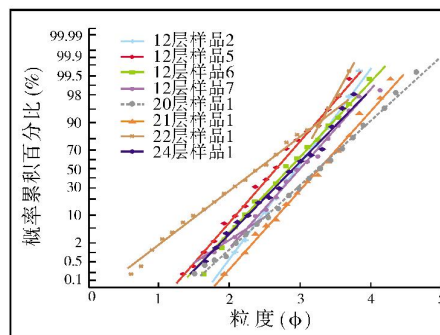
层号参见图 8

(a) 砂屑灰岩夹页岩, 鲍马序列T₄段。第15层

(b) 槽模, 砂屑灰岩底部。第5层



(c) 砂屑灰岩, 分选及磨圆较好。单偏光



(d) 砂屑灰岩概率累积曲线。1段式为主

图 6 平凉地区太统山剖面平凉组粒序层理砂屑灰岩相沉积特征

层号参见图 8

透镜状交错层理砂屑灰岩相 灰色薄层透镜状砂屑灰岩在平凉地区剖面的中上部较为发育,其单层厚度变化较大,一般5~30 cm,累计厚度12.3 m,约占整个剖面的15.6%。层面多为波状,侧向厚度变化明显,局部呈透镜状或扁豆状,单层厚度呈薄—厚—薄的旋回特征,内部见波状或凹凸状侵蚀面。沉积序列多为细—粗—细(图7a)。砂屑多为泥晶灰岩,粒径0.1~0.5 mm为主,次为0.5~2.0 mm,含量35%~65%,分选及磨圆较好;常见生物碎屑(图7b,7c),主要为介形虫、藻屑,另见少量的海百合及腕足类。生物碎屑

分选较好,局部富集,长条形碎屑具有顺层分布特征。交错层理反映的古水流方向大致为北西向^[13]。概率累积曲线为2段式(图7d)。推测该岩相为等深流沉积,主要依据有以下几点:(1)等深流沉积发育在深水沉积环境,厚度一般较薄,呈透镜状,层面波状起伏;(2)砂屑分选及磨圆中等—好;(3)发育交错层理,古水流大致平行斜坡运动,此为等深流典型特征^[14];(4)等深流沉积具有多尺度的细—粗—细沉积序列;(5)概率累积曲线为2段式,反映沉积物为牵引流搬运方式。

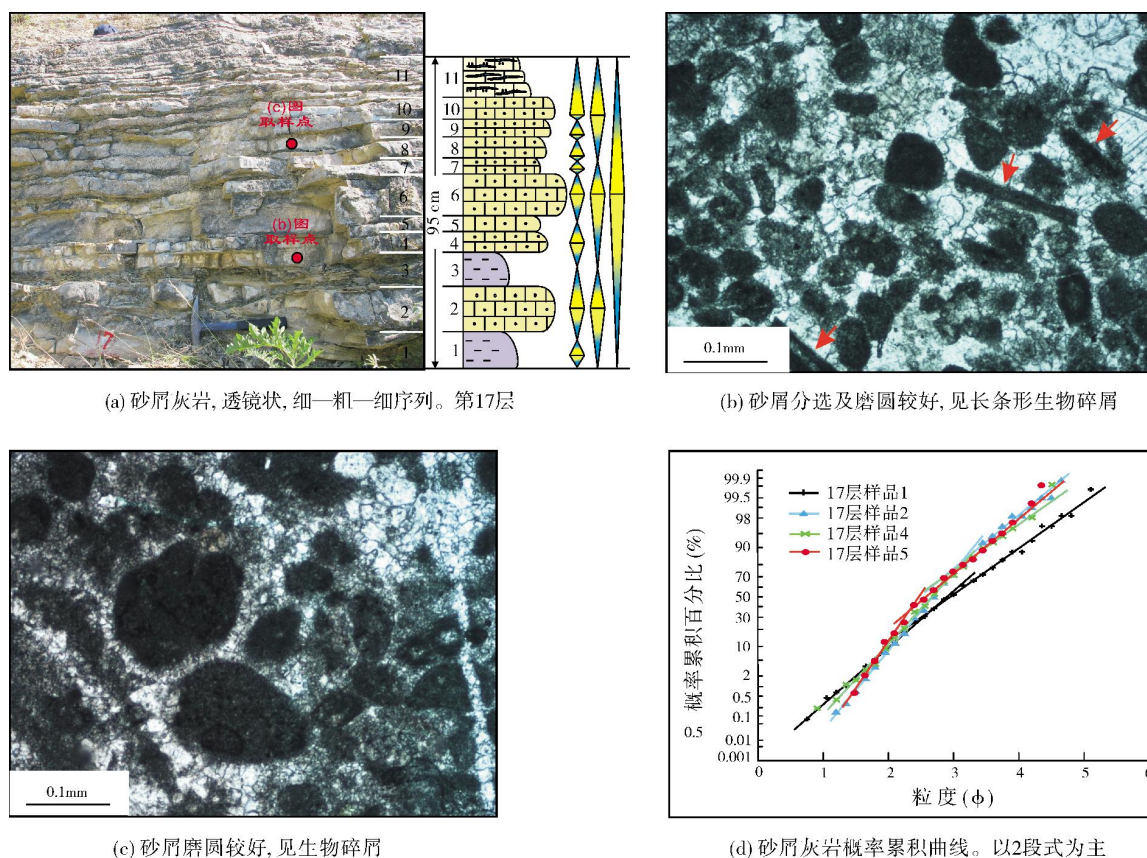


图7 平凉地区太统山剖面平凉组透镜状交错层理砂屑灰岩相沉积特征

层号参见图8

2.2 沉积相演化特征

平凉剖面主要发育5类岩相,分别代表原地沉积、碎屑流沉积(两种)、浊流沉积及等深流沉积(图8),其沉积演化特征大致如下。

下部(1~3层):以深灰色薄层泥岩及灰色砂屑灰岩为主,发育水平层理页岩相及透镜状交错层理

砂屑灰岩相,总体为原地沉积和少量等深流沉积。

中部(4~15层):灰色薄—中层砂屑灰岩及深灰色泥岩较为发育,第4层为块状砾屑灰岩,以粒序层理砂屑灰岩相和水平层理页岩相为主,浊流沉积和原地沉积较为发育,另见少量的碎屑流沉积(块状层理砾屑灰岩相)。

上部(16~30层):灰色薄层透镜状砂屑灰岩、粒

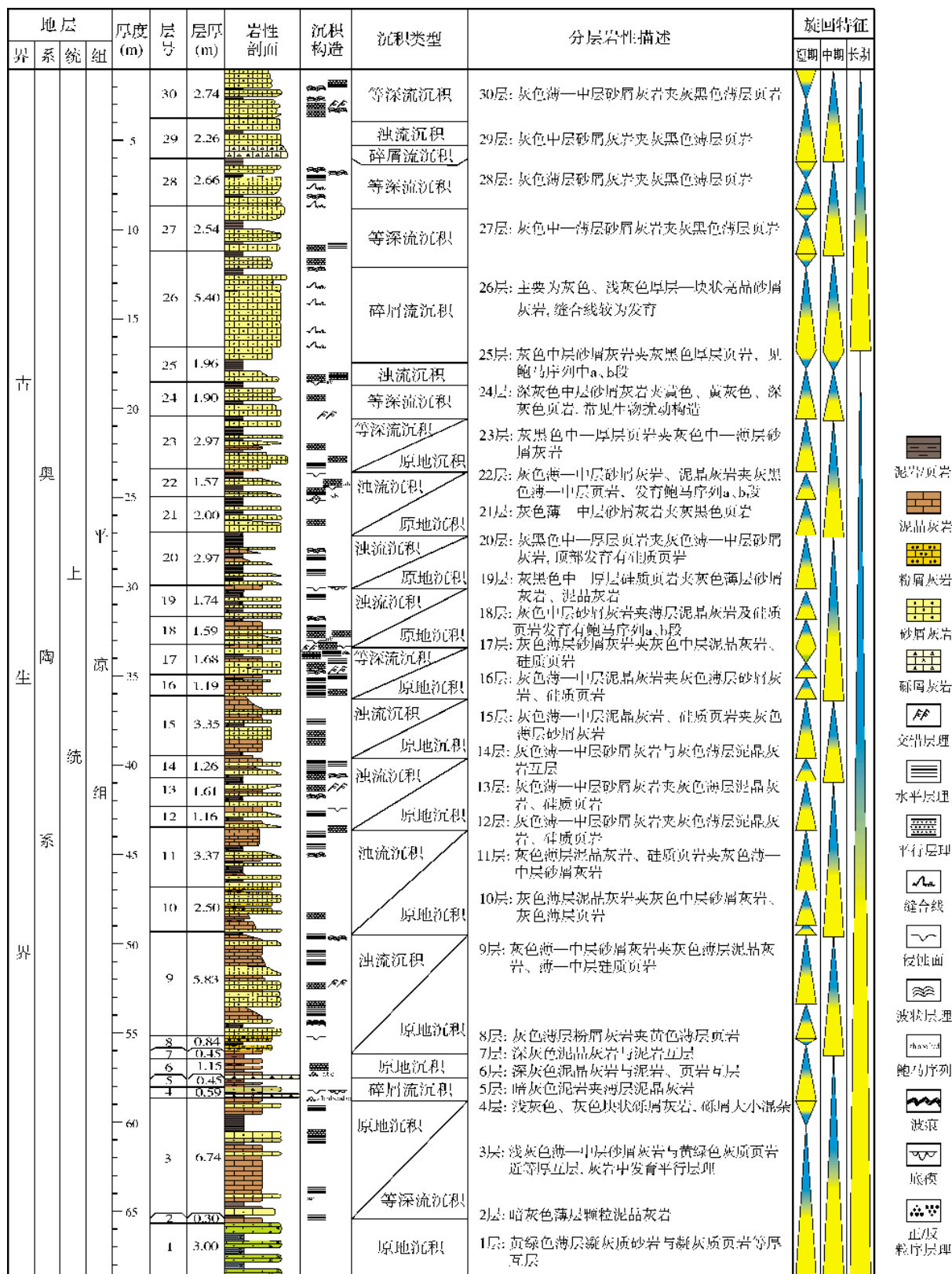


图8 平凉地区太统山剖面平凉组沉积相演化特征

序层理砂屑灰岩及薄层泥岩最为发育,第26层发育灰色、浅灰色厚层—块状亮晶砂屑灰岩。透镜状交错层理砂屑灰岩相、粒序层理砂屑灰岩相最为发育,分别对应等深流和浊流沉积。第26层发育碎屑流沉积。

整体而言,平凉地区下部发育原地沉积和少量的等深流沉积,中部浊流沉积、等深流沉积和原地沉积较为发育,上部发育等深流沉积、浊流沉积和原地沉积。碎屑流沉积在局部地区发育。从下至上,浊流沉积逐渐减少,等深流沉积逐渐增加。

3 讨论

3.1 重力流

平凉地区重力流主要有浊流和碎屑流两类,其中平凉组早期主要为碎屑流沉积,中晚期以浊流沉积为主。重力流的影响因素包括物源供给、地形、相对海平面升降及构造运动等。研究区位于鄂尔多斯盆地西缘,其东北部的碳酸盐台地可为重力流沉积提供丰富的物源。砂屑的分选及磨圆为中等—较好,一方面,可能反映了物源沉积物的分选及磨圆相对较好;另一方面,沉积物在长距离的搬运过程中相互碰撞,最终也可形成分选及磨圆较好的浊流沉积。同时,“裂坡型”^[4]地形使得地层厚度向西急剧增大,导致地形差异明显,这也有利于重力流发育。平凉组沉积时期相对海平面整体上升,导致重力流沉积规模逐渐减小。从碎屑流及浊流沉积转换来看,早期相对海平面较低,重力流以碎屑流沉积为主,随后由于海平面逐渐上升,导致物源供给发生改变,使得中晚期以浊流沉积为主。

3.2 等深流

鄂尔多斯盆地西南缘奥陶系平凉组沉积时期,相对海平面总体上升,等深流逐渐活跃。等深流从东向西大致平行于斜坡运动,在东部富平地区由于富平裂堑的存在而出现分支。规模较小的一支经富平裂堑到达富平(赵老峪)地区,因小规模等深流的能量相对较低,所以发育泥晶等深流沉积。而主体继续向西平行斜坡运动,在陇县地区进入秦岭—祁连海槽,由于海槽的限制性环境,导致等深流能量局部提高,最终形成砂屑等深流沉积。

3.3 重力流与等深流交互作用

一般而言,等深流的速度5~20cm/s,其能量较低,

以细粒沉积为主。它与重力流相比,能量相差可能达几个数量级。因此,当重力流和等深流同时出现时,通常以重力流作用最为显著。但是,在重力流末期或间歇期,其能量极弱时,等深流能量大于重力流或与重力流相当,等深流与重力流相互作用的沉积逐渐显著。另外,在特殊地形,如峡谷、海槽、水道等环境,等深流能量可以局部提高,进而影响重力流沉积,如(西班牙)加的斯湾的沉积特征^[15]。随着等深流作用的不断加强,它可以对早期重力流沉积进行簸选、搬运、改造、再沉积,形成等深流改造重力流的沉积(改造砂),如果对沉积物进行搬运、改造、再沉积,则可形成等深流沉积。相反,当新一期重力流爆发时,重力流则可以对早期的等深流沉积进行侵蚀、破坏。

研究区平凉组碎屑流沉积、浊流沉积及等深流沉积极为发育。早期相对海平面较低,重力流极为发育,等深流作用较弱,以浊流及碎屑流沉积为主。随后,相对海平面上升,重力流规模逐渐减小,能量降低,以浊流沉积为主,而等深流作用却逐渐显著。同时,由于秦岭—祁连海槽的作用,等深流作用在平凉地区局部增加,相对高能的等深流可对早期浊流沉积进行搬运、改造、再沉积,进而形成砂屑等深流沉积。最后,在剖面上可看到等深流沉积与浊流沉积互层,这说明等深流沉积还受到后期浊流的侵蚀、破坏。因此,尽管等深流沉积仅占15.6%,但其形成时的规模应当更大。

4 结论

基于野外露头,对平凉地区奥陶系平凉组碎屑流、浊流及等深流的沉积特征、形成过程进行了研究,主要有以下几方面的认识:

(1)研究区平凉组岩石类型较为单一,以薄—中层砂屑灰岩为主,见少量的砾屑灰岩及泥岩。岩石类型可进一步分为5种典型岩相,分别对应原地沉积、碎屑流沉积、浊流沉积及等深流沉积。

(2)原地沉积以页岩沉积为主,富含笔石。碎屑流沉积可分为两种类型:一是在剖面底部发育的砾屑灰岩,砾屑分选、磨圆差,多为泥晶方解石,部分为泥砾;二是亮晶砂屑灰岩,多为亮晶方解石胶结,含鲕粒,块状层理及缝合线发育。浊流沉积以砂屑灰岩为主,发育不完整的鲍马序列。等深流沉积以薄层砂屑灰岩为主,界面为波状,呈透镜状,见交错层理,古水流方向大致平行斜坡。

(3) 平凉组沉积时期, 从下至上, 重力流沉积规模逐渐减小, 等深流沉积逐渐增加。平凉组沉积早期, 相对海平面较低, 重力流较为活跃, 等深流作用弱, 以浊流及碎屑流沉积为主。平凉组沉积中晚期, 相对海平面持续上升, 重力流规模逐渐减小, 能量相对减弱, 以浊流沉积为主。同时, 由于秦岭—祁连海槽的影响, 等深流的能量局部增强, 可能对早期重力流沉积进行搬运、改造、再沉积, 进而形成等深流沉积。相反, 后期的重力流沉积在爆发过程中, 可对早期等深流沉积进行搬运、改造、再沉积。

致谢: 参加野外工作的还有黄伟、刘朱睿鹭、冯斌、苏帅亦、郝煜及张灿, 黄瑾完成了部分室内工作, 编辑和审稿人提出了一系列建议, 在此表示感谢!

参考文献

- [1] 王英民, 王海荣, 邱燕, 等. 深水沉积的动力学机制和响应[J]. 沉积学报, 2007, 25(4): 495-504.
- [2] Mulder T, Faugetes J C, Gonthier E. Mixed turbidite-contourite systems[M]//Rebesco M, Camerlenghi A. Developments in Sedimentology, Volume 1, Number 60. Amsterdam: Elsevier, 2008: 435-456.
- [3] Shanmugam G. Deep-marine tidal bottom currents and their reworked sands in modern and ancient submarine canyons[J]. Marine and Petroleum Geology, 2003, 20(5): 471-491.
- [4] 吴胜和, 冯增昭. 鄂尔多斯地区西缘及南缘中奥陶统平凉组重力流沉积[J]. 石油与天然气地质, 1994, 15(3): 226-234.
- [5] 高振中, 罗顺社, 何幼斌. 鄂尔多斯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.
- [6] 高振中, 罗顺社, 何幼斌, 等. 鄂尔多斯地区西缘中奥陶世等深流沉积[J]. 沉积学报, 1995, 13(4): 16-25.
- [7] 屈红军, 梅志超, 李文厚, 等. 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, 2010, 29(9): 1304-1309.
- [8] 王振涛, 周洪瑞, 王训练, 等. 鄂尔多斯盆地西、南缘奥陶纪地质事件群耦合作用[J]. 地质学报, 2015, 89(11): 1990-2004.
- [9] 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.
- [10] Song Shuguang, Niu Yaoling, Su Li, et al. Tectonics of the North Qilian orogen, NW China[J]. Gondwana Research, 2013, 23: 1378-1401.
- [11] 李文厚, 梅志超, 陈景维, 等. 富平地区中—晚奥陶世沉积的古斜坡与古流向[J]. 西安地质学院学报, 1991, 13(2): 36-41.
- [12] 陈小伟, 牟传龙, 周恩恩, 等. 鄂尔多斯西缘中晚奥陶世大坪阶—艾家山阶岩相古地理[J]. 中国地质, 2014, 41(6): 2028-2038.
- [13] 李华, 何幼斌, 黄伟, 等. 鄂尔多斯盆地南缘奥陶系平凉组等深流沉积[J]. 古地理论, 2016, 18(4): 631-642.
- [14] Hernández-Molina F J, Llave E, Stow D A V. Continental slope contourites[M]// Rebesco M, Camerlenghi A. Developments in Sedimentology, Volume 1, Number 60. Amsterdam: Elsevier, 2008: 379-408.
- [15] Hernández-Molina F J, Sierro F J, Llave E, et al. Evolution of the gulf of Cadiz margin and southwest Portugal contourite depositional system: Tectonic, sedimentary and paleoceanographic implications from IODP expedition 339[J]. Marine Geology, 2016, 377(8): 7-39.

编辑: 黄革萍

Interaction Between Gravity Flow Deposits and Contourite Deposits in the Ordovician Pingliang Formation, Pingliang Region, Gansu Province

Yan Shibang, Li Hua, Wang Jixin

Abstract: The interaction between gravity flow deposits and contourite deposits has been researched based on the outcrop in Ordovician Pingliang Formation of Pingliang region in Gansu province. It is shown that calcarenite and shale are the mainly lithology of Pingliang Formation, and partly with some calcirudite. It is determined that five typical lithofacies include horizontal bedding shale, massive calcirudite, massive calcarenite, graded bedding calcarenite and lenticular cross bedding calcarenite, which correspond to in situ deep-water deposits, debris flow deposits, turbidites and contourites. The energy of the contour current which moved from east to west paralleling to the slope, might be enhanced in the confined environments of Qinling-Qilian Trough. The scale of gravity flow deposits became weaker from the bottom up in Pingliang Formation, while the scale of contourite deposits became stronger. It is concluded that gravity flow was active and the effect of contour current was weak when the relative sea-level was low, and vice versa. The early gravity flow deposits can be subject to transposition, reconstruction, redeposition by the contour current and then contourites come into being, on the contrary, it is possible that the early contourites are eroded and destroyed by the gravity flow.

Key words: Turbidity current; Debris flow; Contour current; Pingliang Formation; Ordos Basin

Yan Shibang: Master in progress at Chengdu University of Technology. Add: Chengdu University of Technology, 1 Dongsan Rd., Erxianqiao, Chenghua district, Chengdu, Sichuan 610059, China