

内蒙古桌子山中奥陶统拉什仲组深水水道沉积

肖彬,何幼斌,罗进雄,苑伯超

长江大学地球科学学院,武汉,430100

内容提要:内蒙古桌子山中奥陶统拉什仲组发育一套典型的浊流沉积。通过详细的野外观察和室内岩石薄片鉴定,分析了拉什仲组的岩石类型及其组合关系,划分出5种岩相类型及3个深水水道复合体。在此基础上,综合分析了拉什仲组水道复合体沉积特征,建立了拉什仲组深水水道沉积模式。研究表明,下部水道复合体砂岩具有向上变细变薄的特征,水道侧向迁移加积趋势明显,可能位于深水水道的弯曲带;而中部及上部水道复合体水道砂体侧向延伸稳定,二者上部均为一套粉砂岩、页岩薄互层沉积,水道复合体以垂向加积作用为主,可能发育于水道末端。

关键词:深水水道沉积;水道复合体;中奥陶统;拉什仲组;桌子山

深水水道被定义为长条形的、由浊流或与浊流相关的作用所形成的持续延伸的负地形,是沉积物搬运的长期通道。浊流沉积体系内水道的形态和位置受控于沉积作用或是侵蚀作用,亦或是二者的共同作用(Mutti and Normark, 1991)。在深水沉积体系中,深水水道是非常重要的沉积物疏导系统,向上与峡谷相连,向海盆方向演变成孤立弯曲水道、水道前端朵体(孙辉等, 2011)。深水水道沉积具有复杂的内部结构、多期侵蚀、沉积物过路和充填过程(袁圣强等, 2010a),其形成受控于海平面升降、区域构造运动、沉积物供应变化及气候等因素(Reading and Richards, 1994; Stow and Johansson, 2000; Piper and Normark, 2001; Bouma, 2004; Adedayo et al., 2005)。深水水道充填沉积可由多种重力流沉积物组成,如滑动、滑塌、碎屑流、浊流沉积等(Carlos and Jasim, 2003),沉积物类型可为砾岩、砂岩、粉砂岩、泥岩以及它们的混合充填。正是由于深水水道沉积内部结构复杂及影响因素繁多,给深水水道沉积研究及深水油气的勘探开发带来了较大的挑战。

目前,有关深水水道的研究主要基于古代露头、地震数据、深水钻探和深水油气开采数据进行。与国外相比,我国关于深水水道的研究尚属起步阶段,研究成果多基于对水道的三维地震解释(付彦辉

等, 2009; 吴时国和秦蕴珊, 2009; 李云等, 2010; 袁圣强等, 2010b; 李冬等, 2011; 刘军等, 2011; 孙辉等, 2011; 李磊等, 2012a, 2012b; 刘新颖等, 2012a, 2012b),关于深水水道沉积的古代露头研究尚不多见。内蒙古桌子山地区中奥陶统拉什仲组发育一套典型的浊流沉积。有关拉什仲组的生物地层、沉积特征及古地理背景,前人已有较多研究(林畅松等, 1991; 高振中等, 1995; 冯增昭等, 1998; 费安玮, 2001; 晋慧娟等, 2005),而关于拉什仲组浊流水道沉积特征的研究尚属空白。为此,本文依据野外实测剖面、薄片观察等资料,详细分析了拉什仲组的岩相类型及水道复合体沉积特征,建立了研究区深水水道沉积模式,为深水水道沉积提供又一野外露头实例。

1 地质背景

研究剖面位于内蒙古乌海市海南区,是鄂尔多斯盆地西北部奥陶系典型剖面(冯增昭等, 1998)。大地构造位置处于鄂尔多斯西缘贺兰构造带北部地区,贺兰构造带与秦岭、北祁连海槽构成三叉裂谷系(高振中等, 1995; 林畅松等, 1995; 晋慧娟等, 2005)。贺兰拗拉谷活动的主要时期为寒武纪至奥陶纪,尤其在中奥陶世,为拗陷沉降最盛时期,此时

注:本文为国家自然科学基金资助项目(编号41072086)、高等学校博士学科点专项基金资助项目(编号20104220110002)的部分成果。

收稿日期:2013-05-20;改回日期:2013-11-04;责任编辑:黄敏。

作者简介:肖彬,男,1985年生。博士研究生。主要从事沉积学的学习和研究工作。通讯地址:430100,湖北省武汉市蔡甸区长江大学地球科学学院;Email:xiaobin19@126.com。通讯作者:何幼斌,男,1964年生。教授,主要从事沉积学的教学和研究工作。Email:heyb122@163.com。

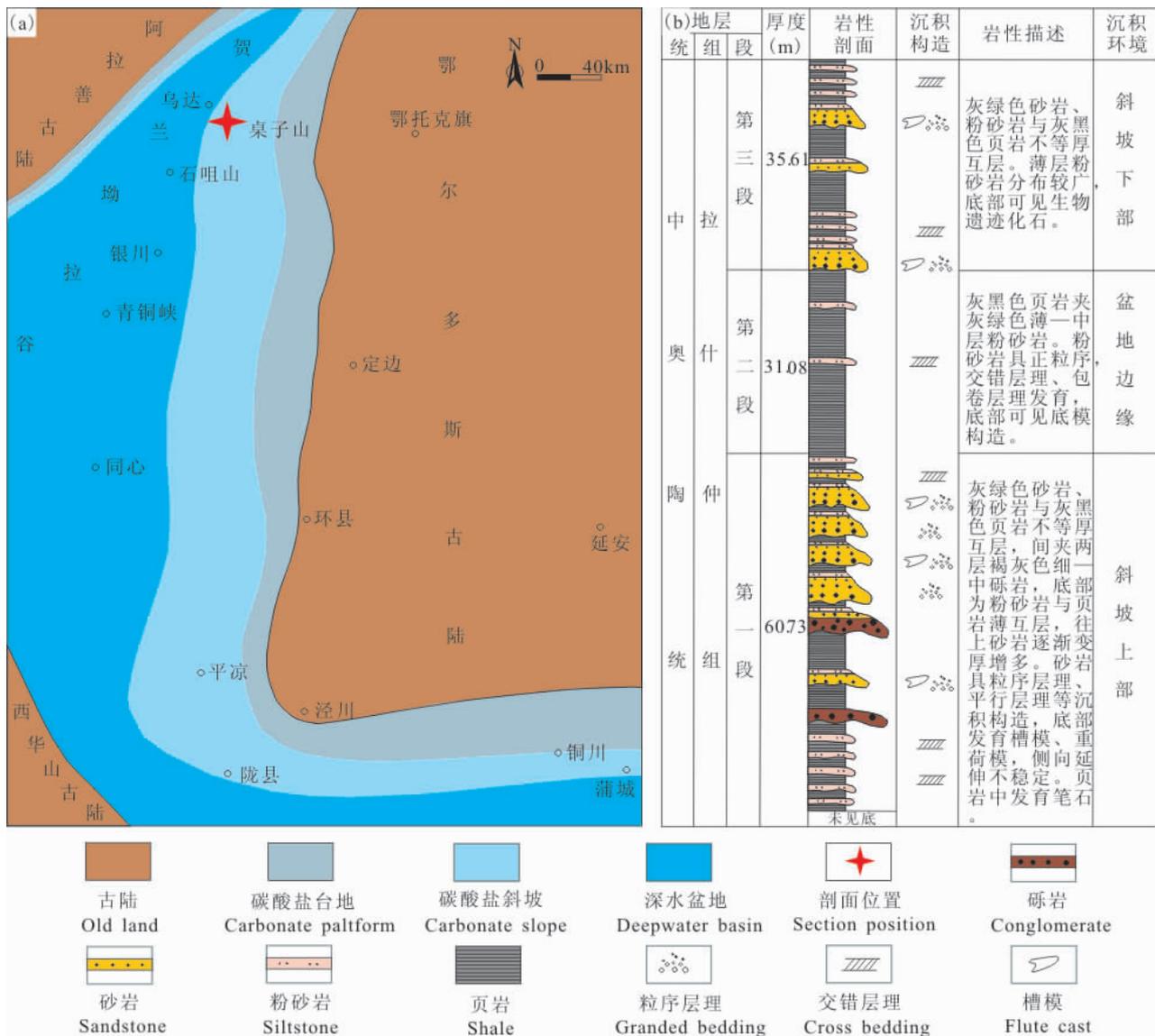


图 1 内蒙古桌子山地区中奥陶世岩相古地理图(a)及拉什仲组柱状剖面图(b)(图 1a 据孙宜朴等,2008 修绘)

Fig. 1 Lithofacies paleogeographic map (a) and stratigraphic column of the Lashizhong Formation(b) of the Middle Ordovician in Zhuzhishan area, Inner Mongolia (Fig. 1a modified from Sun Yipu et al. ,2008)

本区古地理格局比较明显(图 1a),自西向东依次为深水盆地区、碳酸盐斜坡、碳酸盐台地及鄂尔多斯古陆(高振中等,1995)。

桌子山地区中奥陶统由下往上依次发育的地层为乌拉力克组、拉什仲组、公乌素组及蛇山组。拉什仲组与下伏乌拉力克组呈整合接触,与上覆公乌素组关系不清(内蒙古自治区地质矿产局,1991),宏观上为一套灰绿色砂岩、粉砂岩与灰黑色页岩不等厚互层,可分为 3 个岩性段(图 1b)。第一段为灰绿色砂岩、粉砂岩与灰黑色页岩不等厚互层,间夹两层褐灰色细中砾岩,底部为粉砂岩与页岩薄互层,往

上砂岩变厚增多;第二段为灰黑色页岩夹灰绿色薄一中层粉砂岩;第三段为灰绿色砂岩、粉砂岩与灰黑色页岩不等厚互层。其中,砂岩侧向延伸不稳定,多呈透镜体状,砂岩具正粒序,底部发育槽模、重荷模等沉积构造。粉砂岩中常见交错层理、包卷层理,薄层粉砂岩底面常可见生物遗迹化石,遗迹化石组合相当于 Nereites 遗迹相(费安玮,2001)。页岩颜色为灰黑色,普遍发育笔石。5 个页岩样品地球化学测试结果显示, Sr/Ba 为 0.61 ~ 0.84, V/(V + Ni) 为 0.75 ~ 0.76。上述特征表明,研究区拉什仲组为大陆斜坡至盆地边缘沉积环境。

2 岩相

根据拉什仲组岩石类型及其组合关系,结合室内薄片鉴定,拉什仲组共划分出5种岩相类型,分别为基质支撑砾岩相、中厚层砂岩夹页岩相、规则薄层粉砂岩与页岩互层相、不规则薄层粉砂岩与页岩互层相及页岩夹薄—中层粉砂岩相。

2.1 岩相1——基质支撑砾岩

岩相1为褐灰色基质支撑砾岩(图2a),主要发育在拉什仲组第一段中部。岩层厚度一般为0.2~1.5 m,侧向延伸极不稳定,呈透镜体状产出。砾岩层内部无明显组构,多为基质支撑(图2b),少量为颗粒支撑,与下伏页岩及上覆砂岩呈突变接触,上部接触面为不规则状。砾石成分主要为含生屑泥晶灰岩及燧石,含量约占岩石的35%~65%,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。填隙物以砂质为主,含量约为25%~40%,次为泥质杂基,约占10%~15%。此外,砾岩中还见有腕足类、三叶虫及海百合等浅海相生物碎屑化石,化石大多保存不完整。

岩相1中砾岩多呈透镜状,侧向及向上变为砂岩,反映了大陆斜坡的水道充填沉积。砾岩基质中黏结性泥含量较少,主要以砂质为主,指示了流体的高浓度流动和塑性流变学特征。另外,砾岩无明显组构,且与上覆砂岩具有不规则的接触面,揭示了原始沉积体的整体快速冻结过程。孟庆任等(2007)将该类岩相解释为砾质碎屑流,而Shanmugam(1996)将碎屑流分为砂质碎屑流和泥质碎屑流两类。因此,本文将其解释为砂质碎屑流沉积。砾岩基质中的腕足类、三叶虫及海百合等浅海相的生物碎屑化石大多比较破碎,推测经碎屑流从浅海搬运至深海。

2.2 岩相2——中厚层砂岩夹页岩

岩相2以灰绿色中厚层砂岩夹灰黑色薄层页岩为特征(图2c),主要发育在拉什仲组第一段上部及第三段。砂岩与页岩厚度比一般大于5:1,具有较高的砂泥比。砂岩一般为细粒长石岩屑石英砂岩、杂砂岩,单层厚度一般40~80 cm,侧向延伸较不稳定,呈透镜状。砂岩具正粒序,常见平行层理、交错层理等沉积构造,可见不完整的鲍马序列。砂岩底面与下伏页岩呈突变接触,常见冲刷面及槽模、重荷模等沉积构造。

镜下观察,砂岩成分较为复杂,颗粒成分主要为石英和岩屑,偶见长石,还见少许云母碎片,常含盆

内生物碎屑。其中石英一般介于67%~76%之间,平均值约72%,岩屑一般介于15%~25%之间,平均值约20%,主要为燧石岩、泥岩岩屑。杂基主要以泥质杂基充填,泥质杂基因成岩作用而大多数被钙质、硅质、铁质交代。碎屑颗粒磨圆度较差,多为次棱角状—棱角状,具不等粒结构。

岩相2具有正粒序特征和上部渐变的接触关系,笔者将该岩相解释为浊流沉积。依据主要有以下几点:①浊流沉积是在能量逐渐衰减的情况下,通过悬浮沉降的方式卸载其内部的沉积颗粒,粗粒及细粒部分在沉积期间依各自的降落速度分布沉降,并形成正粒序。正粒序指示了沉积流体的牛顿流变性质和紊乱流动状态,是解释浊流沉积最可靠的标准(高红灿等,2012);②浊流属于紊流,对下伏地层具有较强的侵蚀能力,通常可形成冲刷面、槽模及沟模等沉积构造;③岩相2中发育不完整的鲍马序列,该序列被认为是浊积岩所特有的沉积构造(Bouma, 1962)。此外,岩相2砂岩层侧向延伸不稳定,呈透镜状,进一步说明其应为浊流水道沉积。

2.3 岩相3——规则薄层粉砂岩与页岩互层

岩相3以规则灰绿色薄层粉砂岩与灰黑色页岩互层为特征,主要发育在拉什仲组第三段,一般发育在中厚层砂岩之上(图2d),构成向上变细变薄层序。粉砂岩厚度一般小于10 cm,最大厚度可达20 cm,侧向延伸较为稳定,多呈现平行分层,可见交错层理、波状层理及粒序层理等沉积构造。粉砂岩底部界面较为平整,常可见生物遗迹化石构造(图4e、f),偶尔可见槽模、沟模等沉积构造。

岩相3从上述沉积特征来看,同样应该属于浊流沉积。但其与岩相2具有明显的不同:①岩相3岩性粒度比岩相2更细,单层厚度较薄,一般小于10 cm;②岩相3粉砂岩层多呈平行分层,且成层稳定,分布范围较广,而岩相2砂岩多呈透镜状;③岩相3粉砂岩底部界面较为平整,常可见生物遗迹构造,并呈凸迹保存在薄层粉砂岩的底面,说明其对下伏页岩的侵蚀能量相对较弱,而岩相2中砂岩底面常见冲刷面、槽模等沉积构造,反映了其较强的侵蚀能力。因此,笔者将岩相3解释为远源浊流沉积,认为其发育于水道末端,由于限制性环境的消失而形成的分布范围较广、流体能量较弱的朵体沉积。

2.4 岩相4——不规则薄层粉砂岩与页岩互层

岩相4为不规则灰绿色粉砂岩与灰黑色钙质页岩薄互层,砂泥厚度比为1:2~1:7,主要发育在拉什仲组第一段下部。该相粉砂岩层厚较薄且不规



图2 内蒙古桌子山地区中奥陶统拉什仲组岩相类型的野外照片及解释

Fig. 2 Outcrop photographs and interpretations showing the lithofacies of the Middle Ordovician Lashizhong Formation in Zhuozishan area, Inner Mongolia

(a) 基质支撑砾岩;(b) 基质支撑砾岩局部放大;(c) 中厚层砂岩夹页岩;(d) 规则薄层粉砂岩与页岩互层;(e) 页岩露头经风化呈现出灰绿色;(f) 不规则薄层粉砂岩与页岩互层,处于远端天然堤,泥质含量较高;(g) 不规则薄层砂岩与页岩互层,处于近端天然堤,泥质粉砂岩中可见交错层理及脉状层理。硬币直径2 cm,地质锤长30 cm

(a) matrix supported conglomerate;(b) partial enlarged of the photograph (a);(c) medium to thick bedded sandstone with shale;(d) the interlayers of regular thin-bedded siltstone and shale;(e) weathered shale with gray green;(f) the interlayers of irregular thin-bedded siltstone and shale, located at channel-distal levee, with high content of clay;(g) the interlayers of irregular thin-bedded siltstone and shale, located at channel-proximal levee, the mud siltstone develop cross-bedding and flaser-bedding. Coin with a diameter of 2 cm, geological hammer with a length of 30 cm

则,一般厚2~5 cm,侧向连续性较差,底部界面相对不平整。粉砂岩主要为泥质粉砂岩、钙质粉砂岩,粒序层理不明显,常可见平行层理、交错层理和波状层理等沉积构造(图2g)。

岩相4与岩相3相比,粒序层理不明显,侧向延伸不稳定,连续性较差,交错层理、波状层理及爬升波痕交错层理等沉积构造出现更为频繁,认为该相是携带沉积物的流体在水道内发生溢流而形成的天然堤沉积(Bruhn and Walker, 1997; Hickson and Lowe, 2002; Beaubouef, 2004; Kane et al., 2007; Schwarz and Arnott, 2007)。区分天然堤沉积与远源低密度浊流沉积主要依据以下几点:①天然堤沉积砂体侧向延伸没有远源低密度浊流沉积稳定,由近端天然堤到远端天然堤泥质含量相对增加,岩层变薄(图2f、g);②天然堤沉积一般由中—高密度浊流在水道内溢流所形成,所以在流体能量上更强,造成平行层理、交错层理、爬升波痕交错层理等沉积构造出现更为频繁;③缺少发育较好的正粒序层理。这些特征表明天然堤沉积比流体能量逐渐减弱的远源低密度浊流沉积,在流体能量上具有更强的脉动性。

2.5 岩相5——页岩夹薄—中层粉砂岩

岩相5以灰黑色页岩夹少量灰绿色薄—中层粉砂岩为特征,在剖面中所占比例比较大,最厚处可达32 m厚。页岩颜色主要为深灰色至灰黑色,露头经风化呈现出灰绿色(图2e)。页岩中水平层理较为发育,并含有丰富的叉笔石及双笔石类化石(费安玮, 2001)。

页岩颜色为深灰色至灰黑色,并且含有丰富的笔石化石,可以判断该相是在深水安静环境下由悬浮物质降落而沉积形成,为深水原地沉积,其间伴有少量的远源浊流沉积(Stow et al., 1996; Stow and Tabrez, 1998)。

3 水道发育特征

根据拉什仲组水道复合体沉积特征及发育位

置,划分出3个水道复合体,分别为下部水道复合体、中部水道复合体及上部水道复合体。

3.1 下部水道复合体

下部水道复合体位于拉什仲组第一段中上部,主要由岩相1和岩相2组成。砂岩单层厚一般为0.4~0.8 m,最厚为1.3 m,总体砂泥比一般大于5:1。砂岩中发育平行层理、粒序层理,砂岩底部常见泥岩撕裂屑及砾石,具冲刷面(图3f),发育槽模(图3g)、重荷模等沉积构造。粉砂岩多与砂岩伴生出现,构成向上变细层序,发育交错层理、包卷层理。

从整体上来看,下部水道复合体砂岩层具有向上变细变薄的特征。砾岩多发育在水道复合体的底部(图3a),往上水道轴部多发育具高砂泥比的中厚层砂岩夹薄层页岩(图3c),一般由多期水道叠置合并形成,单期水道砂体侧向延伸不稳定,一般宽为30~50 m,往两侧砂体尖灭,水道翼部页岩相对增多,砂泥比降低(图3d)。水道复合体的顶部可见砂泥薄互层沉积(图3e),规模较小,具有低砂泥比的特征,Mayall等(2006)将其解释为低砂泥比的水道天然堤沉积,为水道衰亡期的产物。整体上,下部水道复合体沉积砂体相对较厚,粒度较粗,可能距离物源相对较近。在图3a、3b中,可以看出浊积水道具有明显的向北西方向侧向迁移加积的趋势,为侧向迁移加积型水道复合体(Kolla et al., 2007)。

3.2 中部及上部水道复合体

中部及上部水道复合体分别位于拉什仲组第三段下部及上部,主要由岩相2及岩相3组成。砂岩一般厚20~50 cm,具正粒序,砂岩底部常发育冲刷面及槽模、重荷模等底面构造,顶部多发育包卷层理、交错层理等沉积构造(图4d)。粉砂岩厚度一般小于10 cm,底面较为平整,在薄层粉砂岩的底部常可见到生物遗迹构造(图4e、4f)。

中部及上部水道复合体具有相似的发育特征(图4a、4g)。水道复合体下部一般发育中层细砂岩

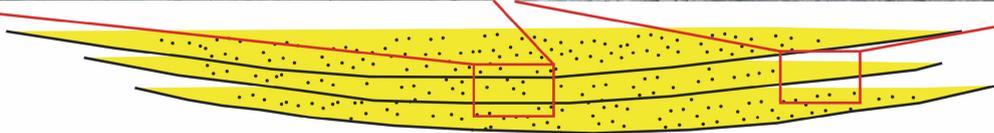
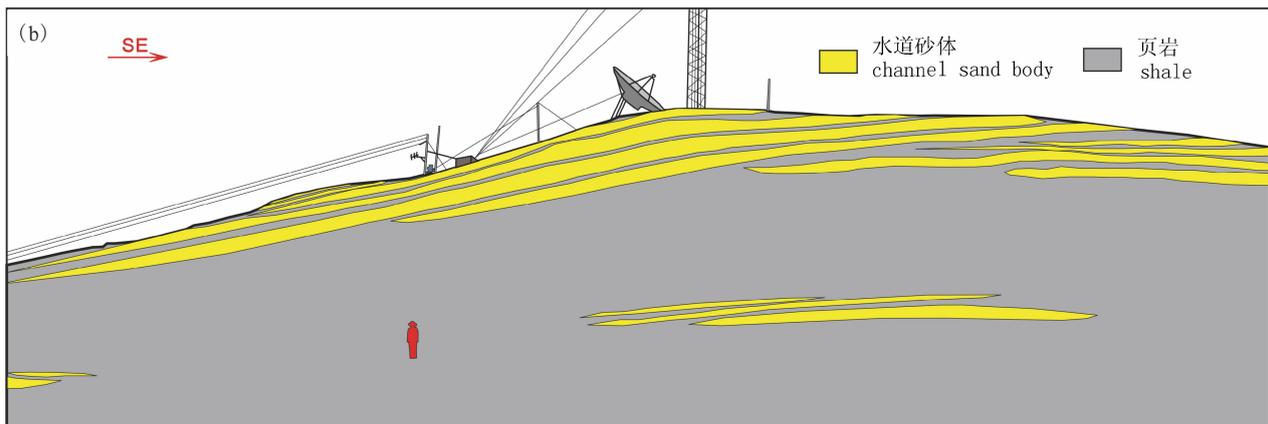
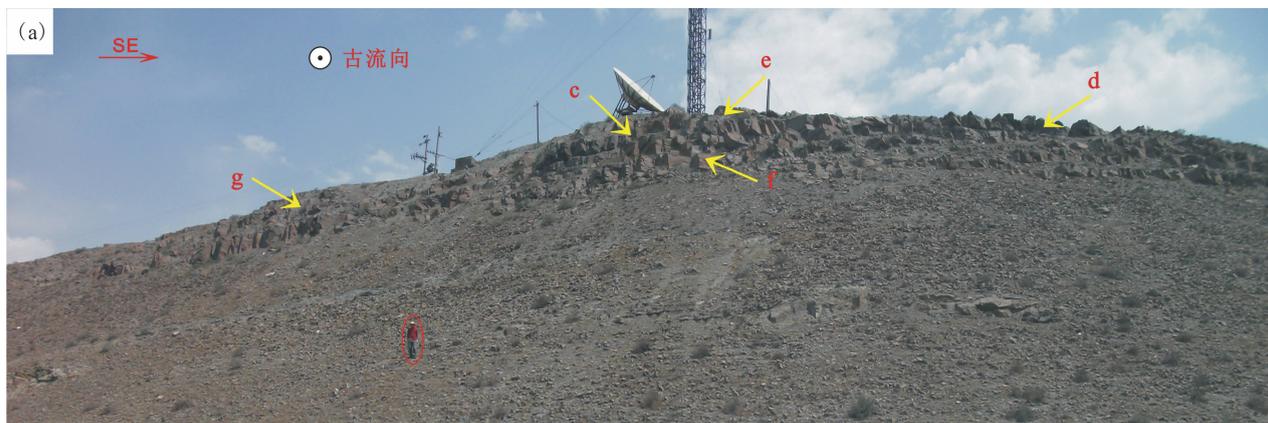


图3 内蒙古桌子山地区中奥陶统拉什仲组下部水道复合体野外照片及解释

Fig. 3 Outcrop photographs and interpretations showing the lower channel complexes of the Middle Ordovician Lashizhong Formation in Zhuozishan area, Inner Mongolia

(a) 下部水道复合体整体照片;(b) 下部水道复合体示意图;(c) 水道轴部中一厚层砂岩夹页岩;(d) 水道翼部砂岩相对减少,页岩增多;(e) 水道复合体顶部的砂岩、页岩薄互层沉积;(f) 砂岩底部冲刷面,对底面及侧向均有侵蚀作用;(g) 槽模
(a) photomicrograph of the lower channel complex;(b) schematic diagram of the photograph (a);(c) medium to thick bedded sandstone with intercalated shale at the channel axis;(d) sandstone with a relative decrease at the channel limb;(e) alternating thin sand and mudstone layers at the top of the channel complex;(f) an erosion surface presents at the bottom of sandstones, leading to bottom and side erosion surface;(g) flute cast

夹页岩,水道砂体延伸相对稳定,局部可见水道砂岩透镜体尖灭于页岩中(图4b、4c、4g)。二者上部均为一套规则的薄层粉砂岩与页岩互层,成层稳定,分布范围较广。与下部水道复合体相比,中、上部水道复合体砂岩岩层相对变薄,粒度较细,分布范围更广,说明该沉积时期可能距离物源相对较远。水道砂体侧向延伸相对稳定,水道侧向迁移不明显,整体上以垂向加积作用为主,为垂向加积型水道复合体(Kolla et al., 2007)。

4 沉积模式探讨

重力流沉积属于地质事件沉积,重力流的发生及其时空演化间接反映大地构造活动背景并受大地构造的控制(万秋等,2011)。研究区位于鄂尔多斯西缘贺兰构造带北部地区,主要活动期为寒武—奥陶纪。桌子山地区奥陶系重力流、等深流的形成和空间展布明显受贺兰坳拉谷的控制。同时,通过对拉什仲组的古流向进行分析,发现该时期重力流主要是自东向西推进,与该时期的大陆斜坡方向基本一致(图1),说明沉积物主要来自桌子山地区东侧,推测可能为鄂尔多斯古陆提供了物源,通过海底峡谷搬运至盆地边缘,这为拉什仲组深水水道沉积的形成奠定了物质基础。

根据拉什仲组水道充填岩性及结构特征来看,下部水道复合体以中厚层砂岩夹页岩为主,底部发育有碎屑流沉积,说明此时距离物源相对较近。水道侧向延伸不稳定,向北西方向侧向迁移加积明显。据高振中等(1995)研究发现,桌子山地区中奥陶世发育等深流沉积,古流向为北西或近北西方向,且水动力条件相对较强。考虑到等深流流向与拉什仲组下部水道复合体的迁移方向一致,因此我们就会提出疑问——下部水道复合体是否为深水单向迁移水道沉积(吴嘉鹏等,2012;李华等,2013)? 丁海军和徐焕华(2009)在拉什仲组识别出“碎屑岩等深岩

体”,并认为不存在鲍马序列,然而笔者在野外剖面观察中并未发现明显的等深流沉积标志,且见有水道的侧向侵蚀现象(图3f)。因此,本文认为该时期水道迁移可能由于发育在水道弯曲带所形成,在深水水道弯曲带水道常表现出侧向迁移、扩张和向下游波及的特征(程岳宏等,2012)。中部及上部水道复合体下部多发育中厚层细砂岩夹页岩,砂岩呈透镜状,侧向延伸较上部水道复合体相对稳定,上部为一套粉砂岩、页岩薄互层的朵体沉积,整体上以远源浊流沉积为主,水道复合体垂向加积作用明显,此时可能位于下陆坡水道末端出口处。

综合前文所述及国内外研究成果,建立了拉什仲组的深水水道沉积模式(图5)。平面上看,拉什仲组主要发育有水道、堤岸、朵体等沉积单元,局部可能发育有决口扇及废弃水道沉积。剖面上看,从大陆斜坡到盆地边缘,依次发育峡谷块体滑塌沉积、水道—天然堤沉积以及水道前端朵体。

5 结论

(1) 识别出5种岩相类型,分别为基质支撑砾岩相、中厚层砂岩夹页岩相、规则薄层粉砂岩与页岩互层相、不规则薄层粉砂岩与页岩互层相及页岩夹薄—中层粉砂岩相。

(2) 下部水道复合体具有砂岩向上变细变薄的特征,水道向北西方向侧向迁移加积明显,为侧向迁移加积型水道复合体,可能发育于深水水道弯曲带;而中部及上部水道复合体水道砂体侧向延伸稳定,水道复合体上部朵体沉积均较为发育,为垂向加积型水道复合体,可能发育于水道末端出口处。

(3) 在实测剖面的基础上,结合国内外研究成果,建立了研究区拉什仲组的沉积模式。平面上,主要发育水道、堤岸、朵体等沉积单元;剖面上,从大陆斜坡到盆地边缘,依次发育峡谷块体滑塌沉积、水道—天然堤沉积以及水道前端朵体。

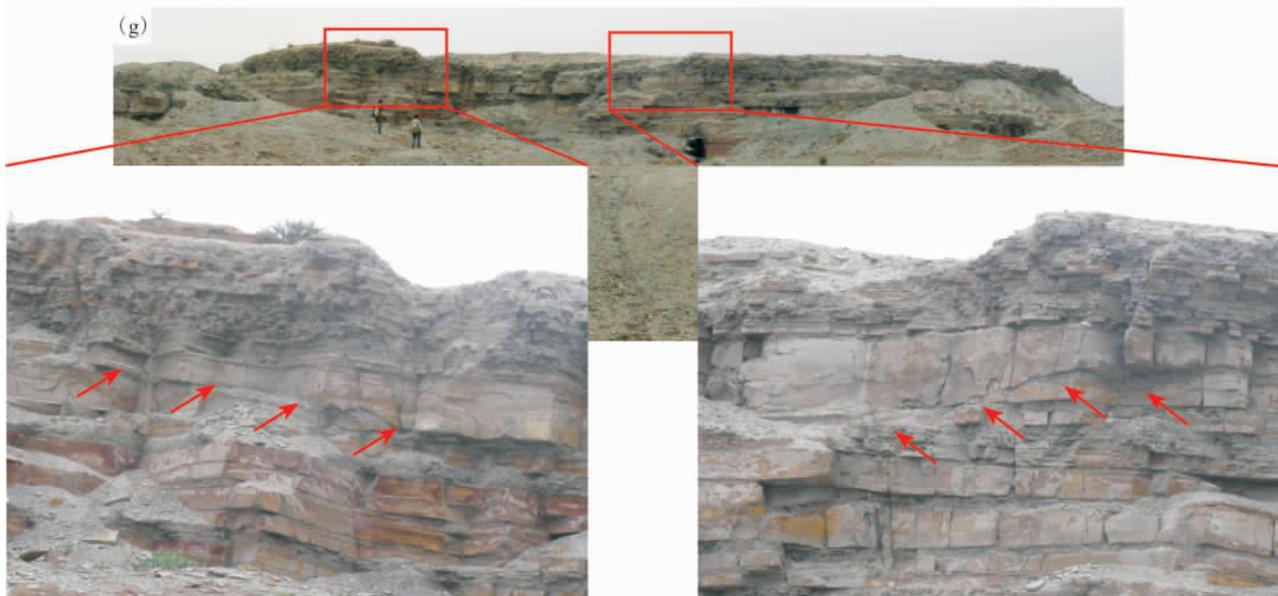
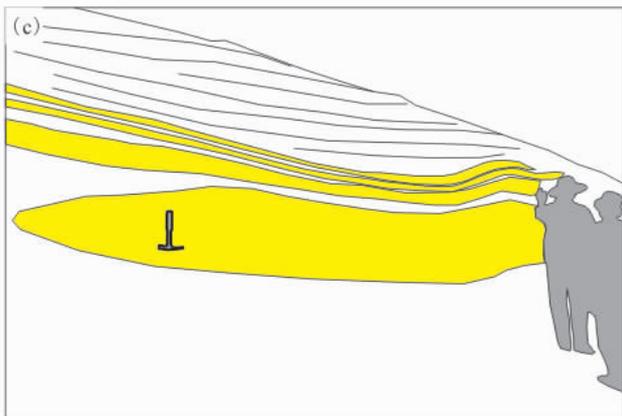


图 4 内蒙古桌子山地区中奥陶统拉什仲组中部及上部水道复合体野外照片及解释

Fig. 4 Outcrop photographs and interpretations showing the middle and upper channel complexes of the Middle Ordovician Lashizhong Formation in Zhuozishan area, Inner Mongolia

(a) 中部水道复合体整体照片,砂岩侧向延伸稳定;(b)下部为中层砂岩夹页岩,上部为薄层粉砂岩、页岩互层;(c)照片 b 示意图;(d)上部粉砂岩中包卷层理;(e)平面上 helminthopsis ichnosp 产于拉什仲组中上部薄层粉砂岩中;(f)平面上 zoophycos 产于拉什仲组中上部粉砂岩中;(g)上部水道复合体及局部水道放大,箭头所指为水道砂体尖灭处

(a) photomicrograph of the middle channel complex, the sandstone layers extend stably on the lateral side;(b) the lower part is medium-bedded sandstone with intercalated shale, the upper part is the interlayers of thin-bedded siltstone and shale;(c) schematic diagram of the photograph (b);(d) siltstone with convolute bedding;(e) helminthopsis ichnosp developed in the thin-bedded siltstone from the middle to upper parts of Lashizhong Formation;(f) zoophycos developed in the thin-bedded siltstone from the middle to upper parts of Lashizhong Formation;(g) photographs of the upper channel complex with partial enlarged of channels, arrows represent the channel sand-body pinch out

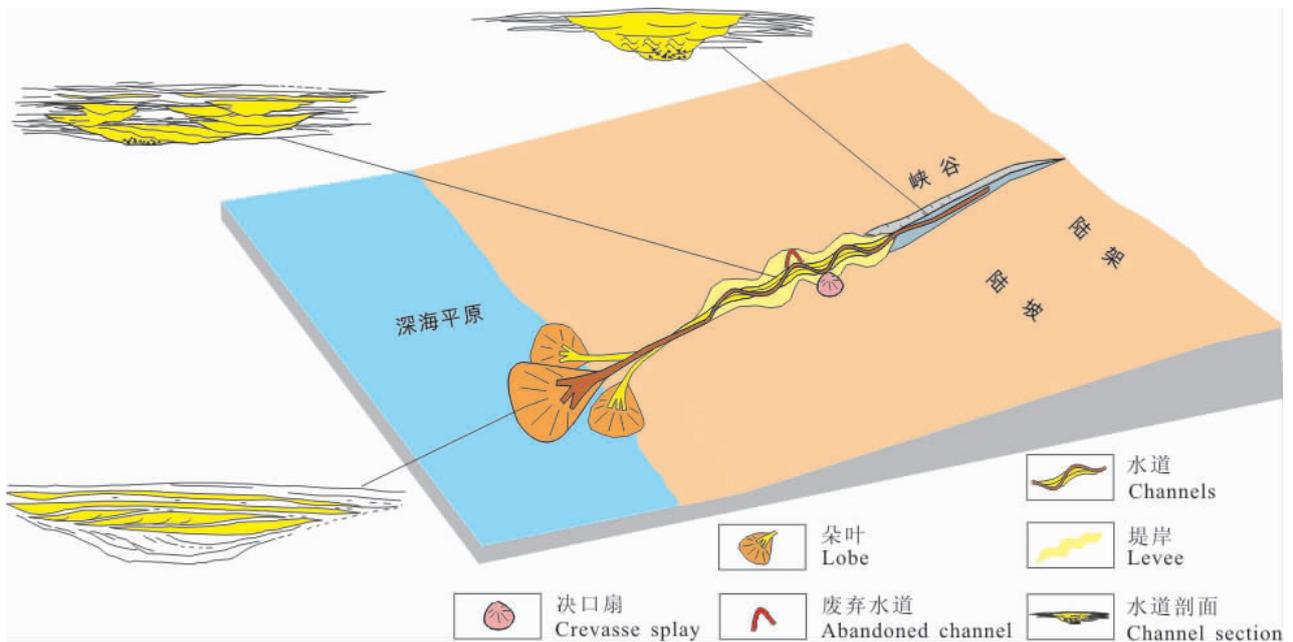


图 5 内蒙古桌子山地区中奥陶统拉什仲组深水水道沉积模式示意图

Fig. 5 Schematic diagram of depositional model for submarine channels of the Middle Ordovician Lashizhong Formation in Zhuozishan area, Inner Mongolia

致谢:感谢长江大学赖志云教授在薄片鉴定方面给予的帮助!感谢河南理工大学胡斌教授在生物遗迹化石方面给予的指导!感谢审稿专家提出的宝贵的修改意见及贵刊编辑的辛勤工作!

参 考 文 献 / References

程岳宏,于兴河,刘玉梅,赵厚祥,李胜利,谭程鹏,戴明建,李攀. 2012. 正常曲流河道与深水弯曲水道的特征及异同点. 地质科技情报,31(1):72 ~ 81.

丁海军,徐焕华. 2009. 浊流与等深流的流态转化. 新疆石油地质, 30(1):87 ~ 91.

费安玮. 2001. 鄂尔多斯盆地拉什仲组遗迹化石组合与古环境. 高

校地质学报,7(3):278 ~ 287.

冯增昭,鲍志东,张永生,谭健. 1998. 鄂尔多斯奥陶纪地层岩石岩相古地理. 北京:地质出版社,33 ~ 37.

付彦辉,吕福亮,袁圣强,马玉波,吴时国. 2009. 琼东南盆地陆坡区深水浊积水道的地震相特征. 热带海洋学报,28(4):87 ~ 92.

高红灿,郑荣才,魏钦廉,陈发亮,陈君,朱登锋,刘云. 2012. 碎屑流与浊流的流体性质及沉积特征研究进展. 地球科学进展,27(8):815 ~ 827.

高振中,罗顺社,何幼斌,张吉森,唐子军. 1995. 鄂尔多斯地区西缘中奥陶世等深流沉积. 沉积学报,13(4):16 ~ 26.

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.

李冬,王英民,王永凤,徐强,王杰平. 2011. 琼东南盆地中央峡谷深水天然堤—溢岸沉积. 沉积学报,29(4):689 ~ 694.

- 李华,王英民,徐强,韩自亮,徐艳霞. 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.
- 李磊,邵子玮,都鹏燕,徐继璞. 2012a. 穆尼盆地第四纪深水弯曲水道:沉积构型、成因及沉积过程. *现代地质*,26(2):349 ~ 354.
- 李磊,王英民,徐强,黄志超. 2012b. 被动陆缘深水重力流沉积单元及沉积体系——以尼日尔三角洲和珠江口盆地白云凹陷深水区为例. *地质论评*,58(5):846 ~ 853.
- 李云,郑荣才,高博禹,胡晓庆,王昌勇. 2010. 深水扇沉积研究现状和展望——以珠江口盆地白云凹陷珠江深水扇系统为例. *地质论评*,56(4):549 ~ 560.
- 林畅松,杨起,李思田,李祯. 1991. 贺兰奥拉槽早古生代深水重力流体系的沉积特征和充填样式. *现代地质*,5(3):252 ~ 263.
- 林畅松,杨起,李思田. 1995. 贺兰拗拉槽盆地充填演化分析. 北京:地质出版社,1 ~ 143.
- 刘军,庞雄,颜承志,柳保军,李元平,胡琏,郑金云. 2011. 南海北部陆坡白云深水区浅层深水水道沉积. *石油实验地质*,33(3):255 ~ 259.
- 刘新颖,于水,陶唯祥,胡孝林,郝立华. 2012a. 刚果扇盆地上中新世深水水道充填结构及演化特征. *地球科学*,37(1):105 ~ 112.
- 刘新颖,于水,胡孝林,陶唯祥. 2012b. 深水水道坡度与曲率的定量关系及控制作用——以西非 Rio Muni 盆地为例. *吉林大学学报(地球科学版)*,42(1):127 ~ 134.
- 孟庆任,渠洪杰,胡健民. 2007. 西秦岭和松潘地体三叠系深水沉积. *中国科学 D 辑:地球科学*,37(增刊1):209 ~ 223.
- 内蒙古自治区地质矿产局. 1991. 内蒙古自治区区域地质志. 北京:地质出版社,87 ~ 109.
- 孙辉,范国章,吕福亮,徐志诚,马宏霞. 2011. 孟加拉湾缅甸若开盆地上新统斜坡水道复合体沉积特征. *沉积学报*,29(4):695 ~ 703.
- 孙宜朴,王传刚,王毅,杨伟利,许化政,刘文斌,伍天洪. 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.
- 万秋,李双应,王松,孔为伦. 2011. 鄂西地区茅口组重力流沉积特征及古地理意义. *沉积学报*,29(4):704 ~ 711.
- 吴嘉鹏,王英民,王海荣,李华,彭学超,邱燕,李冬. 2012. 深水重力流与底流交互作用研究进展. *地质论评*,58(6):1110 ~ 1120.
- 吴时国,秦蕴珊. 2009. 南海北部陆坡深水沉积体系研究. *沉积学报*,27(5):922 ~ 930.
- 袁圣强,曹锋,吴时国,姚根顺,王海荣,李丽. 2010a. 南海北部陆坡深水曲流水道的识别及成因. *沉积学报*,28(1):68 ~ 75.
- 袁圣强,吴时国,姚根顺. 2010b. 琼东南陆坡深水水道主控因素及勘探应用. *海洋地质与第四纪地质*,30(2):61 ~ 66.
- Adedayo A A, Timothy R M, Graham S A. 2005. Transient fan architecture and depositional controls from near-surface 3-D seismic data, Niger Delta continental slope. *AAPG Bulletin*,89:627 ~ 643.
- Beaubouef R T. 2004. Deep-water leveed—channel complexes of the Cerro Toro Formation, Upper Cretaceous, southern Chile. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*,88:1471 ~ 1500.
- Bouma A H. 1962. *Sedimentology of Some Flysch Deposits: A Graphic Approach to Facies Interpretation*. Amsterdam:Elsevier Pub., 168 ~ 169.
- Bouma A H. 2004. Key controls on the characteristics of turbidite systems. In: Lomas S A, Joseph P. eds. *Confined Turbidite Systems*, London:Geological Society,9 ~ 22.
- Bruhn C H L, Walker R G. 1997. Internal architecture and sedimentary evolution of coarse-grained, turbidite channel—levee complexes, Early Eocene Regencia Canyon, Espirito Santo Basin, Brazil. *Sedimentology*,44:17 ~ 46.
- Carlos P, Jasim I. 2003. Reconstruction of turbidity currents in Amazon Channel. *Marine and Petroleum Geology*,20:823 ~ 849.
- Hickson T H, Lowe D R. 2002. Facies architecture of a submarine fan channel—levee complex: the Juniper Ridge Conglomerate, Coalinga, California. *Sedimentology*,49:335 ~ 362.
- Kane I A, Kneller B C, Dykstra M, Kassem A, McCaffrey W D. 2007. Anatomy of a submarine channel—levee: an example from Upper Cretaceous slope sediments, Rosario Formation, Baja California, Mexico. *Marine and Petroleum Geology*,24:540 ~ 563.
- Kolla V, Posamentier H W, Wood L J. 2007. Deep-water and fluvial sinuous channels—Characteristics, similarities and dissimilarities, and modes of formation. *Marine and Petroleum Geology*,24:388 ~ 405.
- Mayall M, Jones E, Casey M. 2006. Turbidite channel reservoirs—key elements in facies prediction and effective development. *Marine and Petroleum Geology*,23:821 ~ 841.
- Mutti E, Normark W R. 1991. An integrated approach to the study of turbidite system. In: Weimer P, Link M H. eds. *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems*. New York, Springer-Verlag:75 ~ 106.
- Piper D J W, Normark W R. 2001. Sandy fans: From Amazon to Hueneme and beyond. *AAPG Bulletin*,85:1407 ~ 1438.
- Reading H G, Richards M. 1994. Turbidite systems in deep-water basin margins classified by grain size and feeder system. *AAPG Bulletin*,78(5):792 ~ 822.
- Schwarz E, Arnott R W C. 2007. Anatomy and evolution of a slope channel—levee complex set (Neoproterozoic Isaac Formation, Windermere Supergroup, southern Canadian Cordillera); implications for reservoir characterization. *Journal of Sedimentary Research*,77:89 ~ 109.
- Shanmugam G. 1996. High-density turbidity currents: Are they sandy debris flows? *Journal of Sedimentary Research*,66:2 ~ 10.
- Stow D A V, Reading H G, Collinson J. 1996. Deep seas. In: Reading H G. ed. *Sedimentary Environments; Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Science,395 ~ 453.
- Stow D A V, Tabrez A. 1998. Hemipelagites: facies, processes and models. *Geol. Soc. Spec. Pub.*,129:317 ~ 338.
- Stow D A V, Johansson M. 2000. Deep-water massive sands: nature, origin and hydrocarbon implications. *Marine and Petroleum Geology*,17(2):491 ~ 498.

Submarine Channel Complex Deposits of the Middle Ordovician Lashizhong Formation in Zhuozishan Area, Inner Mongolia

XIAO Bin, HE Youbin, LUO Jinxiong, YUAN Bochao

School of Geosciences, Yangtze University, Wuhan, 430100

Abstract: Turbidity current deposits of the middle Ordovician Lashizhong Formation well developed in Zhuozishan Area. Based on field work and thin section analysis, the lithotypes and its relationship have been studied, and five lithofacies and three submarine channel complex deposits have been identified. According to integrated analysis on sedimentary characteristics of channel complex deposits, a depositional model for the submarine channels of Lashizhong Formation is proposed. The study indicates that the lower submarine channel complex deposits mainly consisted of sandstones with fining and thinning upwards stacking patterns, resulting from obvious lateral migration and vertical aggradation of the channel complex, which probably located at the region of sinuous submarine channel; The middle and upper channel complexes consist of sandstones extending stably on the lateral side, both with the thin alternating layers of siltstones and shales in the upper part, resulting from vertical aggradation of the channel complex, which probably located at the terminus of channels.

Key words: submarine channel complex deposits; channel complex; the Middle Ordovician; Lashizhong Formation; Zhuozishan area

《地质论评》等被遴选为“2013 中国最具国际影响力学术期刊”

据发布,《地质论评》等继 2012 年之后,继续被中国学术期刊(光盘版)电子杂志社、清华大学图书馆、中国学术文献国际评价研究中心遴选为“2013 中国最具国际影响力学术期刊”。

在 2013 年度的遴选中,定义了期刊国际影响力指数(Clout Index, CI)。对于自然科学和工程技术类学术期刊, CI 是以被 SCI(即美国科技情报研究所的 Science Citation Index)统计源期刊引用的数据基础计算得出。公式为:

$$CI = \sqrt{2} - \sqrt{(1-A)^2 + (1-B)^2}$$

其中, A 为某期刊在 SCI 中的影响因子(非 SCI 期刊为被 SCI 统计源期刊引用的影响因子)经线性归一法标准化后的标准值, B 为某期刊在 SCI 中的总被引频次(非 SCI 期刊为被 SCI 统计源期刊引用的总被引频次)经线性归一法标准化后的标准值, A 、 B 均在 0~1 之间。

2013 年参与遴选的科技期刊共 3502 个。 CI 在前 5% 的学术期刊被遴选为“中国最具国际影响力学术期刊”(表 1)。

表 1 与地质学有关的部分“2013 中国最具国际影响力学术期刊”

刊名	CI ×1000	总被引 频次	影响 因子	刊名	CI ×1000	总被引 频次	影响 因子	刊名	CI ×1000	总被引 频次	影响 因子
Chinese Science Bulletin	588.3	7447	0.973	地质论评	107.7	955	0.279	冰川冰土	73.7	659	0.178
岩石学报	262.0	2498	0.609	地质通报	104.8	962	0.231	地球科学	72.4	585	0.256
Acta Geologica Sinica(E)	226.7	1720	0.985	地球物理学报	100.6	911	0.236	岩石矿物学杂志	71.8	482	0.385
地质学报	203.4	1602	0.808	地球化学	99.2	777	0.386	高校地质学报	71.0	566	0.262
岩石力学与工程学报	188.5	1883	0.294	岩土工程学报	87.3	853	0.123	古生物学报	68.1	504	0.302
地学前缘	134.4	1152	0.405	中国科学(D辑)	82.4	726	0.215	石油勘探与开发	67.9	475	0.338
岩土力学	112.6	1120	0.146	地球学报	78.3	516	0.432	中国地质	65.8	528	0.237
矿床地质	111.0	733	0.612	煤炭学报	76.6	701	0.165	石油学报	60.9	552	0.136
				第四纪研究	76.0	616	0.267	地球科学进展	55.8	521	0.147
				古脊椎动物学报	75.8	513	0.400	自然资源学报	57.8	507	0.151
				科学通报	75.3	714	0.131				