

文章编号:1672-9854(2007)-02-0039-07

深水内波、内潮汐沉积类型及其油气意义

佟彦明¹,何幼斌²,朱光辉^{1,3}

(1 中国地质大学资源学院; 2 长江大学地球科学学院; 3 中海石油研究中心)



佟彦明

摘要 深水内波、内潮汐沉积可归纳为水道型和非水道型两种基本沉积类型。水道型沉积常发育双向递变层序和单向递变层序,单砂层较厚,它不仅是油气的良好储层,而且常与深水重力流沉积和深水背景泥岩沉积一起构成有利的地层或岩性圈闭,应当列为深水沉积区油气勘探的重点目标。非水道型深水内波、内潮汐沉积一般发育由砂泥频繁互层所构成的对偶层双向递变层序和对偶层单向递变层序,单砂层很薄,油气勘探意义可能不大。广泛分布的大型沉积物波(分为粗、细粒两种)和水道口附近的内潮汐砂坝,是两种比较特殊的内波、内潮汐沉积建造。根据现有研究实例和沉积成因水流理论分布范围等,建立了深水内波、内潮汐综合沉积模式。

关键词 等深流沉积;内波沉积;内潮汐沉积;沉积类型;沉积模式;油气勘探

中图分类号:TE112.22 **文献标识码**:A

佟彦明 1976年生,1999年毕业于江汉石油学院,现为中国地质大学(武汉)在读博士研究生,主要从事含油气盆地分析与油气勘探工作。通信地址:430074 湖北省武汉市中国地质大学资源学院信息所

内波是一种水下波,它存在于两个不同密度的水层的界面上,或存在于具有密度梯度的水层之内^[1]。只要海水密度稳定分层,一个小小的扰动就能引起内波的形成,而这种扰动是普遍存在的。因此,内波同海洋表面波一样广泛发育于各大洋中,但内波的波长、振幅、周期、传播速度及存在深度等却比表面波具有更大的变化范围。周期等于半日潮或日潮的内波,又称内潮汐。

内波和内潮汐是海洋中重要的地质营力,对物质的搬运和沉积有重要影响,且会被保留在沉积记录中。高振中等^[2]在对北美阿巴拉契亚山脉中段奥陶系进行研究时首次在地层记录中鉴别出了内潮汐沉积,并在世界范围内首次使用了“内潮汐沉积”(Internal-tide deposits)这一术语。其后,我国学者又先后在浙江桐庐和临海上奥陶统^[3-6]、新疆塔里木盆地中—上奥陶统^[7-9]、西秦岭泥盆系—

三叠系^[10-11]、江西修水中元古界^[12-13]和湖南石门下寒武统^[14]等地层中发现了内波、内潮汐沉积并进行了系统研究。

内波、内潮汐广泛发育于各种水深处,其在浅水区(风暴浪基面以上)的沉积往往由于其它各种地质营力的叠加,使其难以得到保存或难以识别。本文的讨论对象是深水区的内波、内潮汐沉积。

虽然沉积学家对内波、内潮汐沉积的研究已经有10多年的时间,但并未引起油气勘探学家的足够注意和重视。其主要原因可能是,由于发展时间较短,内波、内潮汐沉积还没有建立一个完整的模式,而只有具体地区的局部模式,因此一定程度上阻碍了勘探学家对这种新的沉积类型的接受和应用。

笔者通过对内波、内潮汐沉积研究现状的深入分析,明确地将其划分为两种基本沉积类型;考虑到各类型沉积成因水流在理论上的分布范围,指出了

收稿日期:2006-10-16

基金项目:国家自然科学基金项目(编号40672071;40272060)资助

内波、内潮汐沉积发育的环境,包括研究实例的沉积环境和其它可能发育的环境;分别论述了内波、内潮汐两种基本沉积类型(水道型和非水道型)及其两种宏观正地形沉积建造(沉积物波、内潮汐砂坝)的沉积特征;在此基础上,建立了内波、内潮汐沉积的综合沉积模式并阐述了它们的石油地质意义。

1 内波、内潮汐基本沉积类型

根据已发现的内波、内潮汐沉积的发育位置和沉积特征,可将其归纳为水道型和非水道型两种基本沉积类型。

1.1 水道型内波、内潮汐沉积

根据研究实例,水道型内波、内潮汐沉积可发育在外陆架至海底平原上的任何沟、道、谷环境。例如,它既可发育在海底峡谷和浊积水道内^[15-16],也可发育在由局部较强的内潮汐流侵蚀床底所形成的潮汐沟道内^[8,17]。

该类型的沉积以发育双向递变层序和单向递变层序为主。其中双向递变层序(图1a,1b)的基本特征是层序中部粒度最粗,向上向下均逐渐变细,反映水动力条件的弱—强—弱变化。而单向递变层序(图1c,1d)的特征是层序下部粒度最粗,向上逐渐变细,与上覆泥质沉积呈渐变过渡,底部与下伏泥岩呈突变接触。高振中等^[19]认为单向递变层序实际上相当于双向递变层序的中上部,其形成时的水动力条件可能仍具有弱—强—弱的变化,只是由于由弱

至强的变化速度过快,使下部先形成的细粒沉积被后来的较强的流动侵蚀掉从而缺失下部的反递变段。以上两种层序均主要由砂级沉积物组成,粒度级别一般为粉砂(或极细砂)—中砂,少量粗砂,厚度一般为几分米~几米。层序内部可发育交错纹理和中型单向交错层。其中交错纹理可以是双向型、单向型或过渡型(某一方向占优势);而单向交错层和爬升波纹交错层理(图1b中部和1d下部),其纹层可向水道上方倾斜或爬升,很可能为长周期内波与内潮汐叠加引起的单向优势流动所致,但也不排除是由其它底流(如海底风暴)与内潮汐共同作用的结果^[15,19]。

有内波、内潮汐发育的海底峡谷和水道,其充填顺序通常是这样的:低海平面时期,一般以发育粗碎屑重力流沉积为特征,此时内波、内潮汐作用的能量不足以改造砂砾级碎屑重力流沉积,并且由于粗碎屑重力流具有较强的侵蚀能力,故此时难以形成可鉴别的内波和内潮汐沉积。随着海平面上升,物源区逐渐远离沉积区,粗碎屑的注入受到抑制,这时内波、内潮汐得以改造细粒重力流沉积物。一个发育齐全的水道充填一般可经历碎屑流充填阶段→颗粒流和浊流充填阶段→内波内潮汐充填阶段→滑塌充填阶段→背景沉积阶段^[12,15,19];而不完全的充填可构成浊流→内波内潮汐→背景沉积旋回^[12]。此外,Shanmugam^[16]也注意到,海底峡谷中的内波、内潮汐沉积经常与碎屑流和滑塌沉积共生,这也说明该充填序列确实具有普遍性。

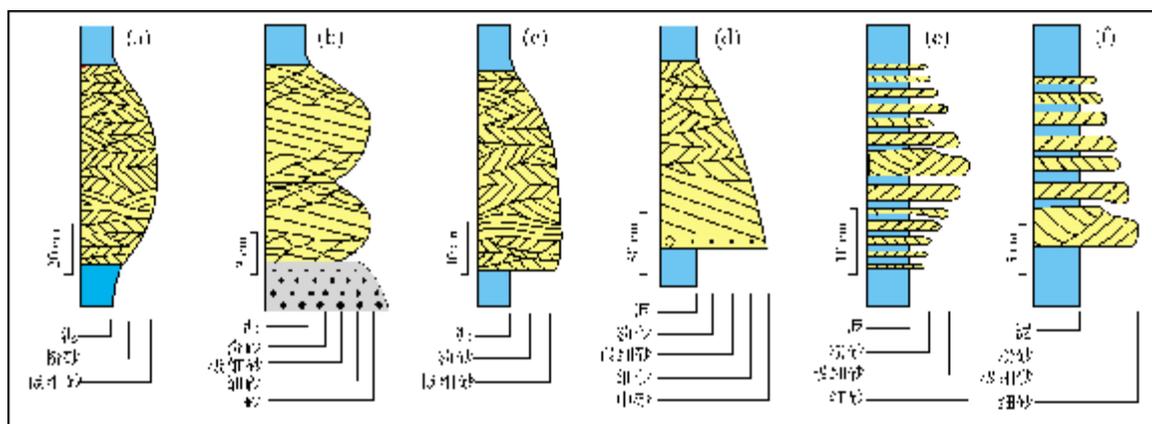


图1 内波、内潮汐沉积层序(据文献[18],有修改)

- (a)由交错纹理砂岩构成的双向递变层序; (b)由中型交错层和爬升波纹交错层理砂岩构成的双向递变层序;
(c)由交错纹理砂岩构成的单向递变层序; (d)由中型交错层和交错纹理砂岩构成的单向递变层序;
(e)由砂泥岩对偶层构成的双向递变层序; (f)由砂泥岩对偶层构成的单向递变层序

1.2 非水道型内波、内潮汐沉积

根据研究实例和非水道型内波、内潮汐流的理论分布范围,可知非水道型内波、内潮汐沉积的分布环境更为广泛,它可发育在外陆架、陆坡、陆隆、海底平原、(半)深海中的海底平台、海底浊积水道天然堤的背坡和海底扇中扇外缘至外扇等地区。

在非水道的环境中,内波、内潮汐流的能量通常不像水道环境中那样强,而是流速较低。在这种情况下,极易产生典型的床沙载荷和悬浮载荷的交替沉积,故垂向上常由砂级颗粒与泥级颗粒组成频繁的薄互层(对偶层),并一起组成脉状层理、波状层理和透镜状层理。这是非水道型内波、内潮汐沉积的显著特点,是与水道型内波、内潮汐沉积的根本区别。层序厚度一般为几分米~几米,其中单层厚度一般为厘米级。层序的韵律性由其中砂级颗粒大小和砂/泥比率的纵向变化所反映,可进一步划分为对偶层双向递变层序和对偶层单向递变层序(图1e, 1f)。前者自下而上具有细—粗—细旋回,层序中部的砂/泥比率高,砂质颗粒粗,向上向下砂/泥比率逐渐降低,砂质颗粒粒度变细;后者相当于前者的中上部。与水道型内波、内潮汐沉积类似,对偶层序中砂岩的交错纹理也可呈双向倾斜或单向倾斜。

例如,我国浙江桐庐和临安地区上奥陶统中就可见内波、内潮汐沉积由砂岩、泥岩薄互层组成并一起组成脉状层理、波状层理和透镜状层理,显示对偶层双向递变层序^[3-5];江西修水中元古界中见砂岩与板岩薄互层,具波状、透镜状、脉状层理,总体表现为对偶层双向递变层序或对偶层单向递变层序^[12-13];西太平洋赤道附近的翁通爪哇海台上约3000 m水深处白垩系中的内波、内潮汐沉积以有孔虫和钙质超微化石细砂—粉砂颗粒石灰岩为主,与蚀变的粉砂级玻屑纹层、海绿石粉砂岩纹层和沸石质粘土薄层间互成层并一起组成波状、透镜状、脉状层理^[19-20]。根据 Klein 的描述^[20],笔者认为翁通爪哇海台上的内波、内潮汐沉积也具有对偶层双向递变层序,中部颗粒较粗并具有平行层理和微细交错纹理,向两端颗粒逐渐变细,可见该海台上的非水道型内波、内潮汐沉积除物源比较特殊外,其垂向层序并无特别之处。

值得指出,郭建秋等^[12]在非水道型内波、内潮汐沉积模式部分描述到,在海底扇中扇外缘至外扇

沉积背景下,内波、内潮汐沉积层序以对偶层双向和对偶层单向递变层序为主,双向和单向递变层序为辅。笔者认为,其中的双向和单向递变层序可能形成于中扇外缘至外扇区没有天然堤的较浅的沟道内。这种沟道可能由偶然增强的浊流所致,沟道形成后,使得该处内潮汐流的能量得到增强;也可能是较强的内潮汐流在局部地区所形成的内潮汐沟。因此这两种层序可能仍成由于水道型内波、内潮汐流,而不应将其算作非水道型内波、内潮汐沉积的特征之一。

2 特殊的沉积建造

规模不同的内潮汐及内波流可形成不同级别的深水牵引流沉积单元,不仅可以形成剖面上厘米级的内波、内潮汐沉积单元,而且还可以在平面上建造特殊的海底正地形单元,即深水大型沉积物波和内潮汐砂坝。这两种特殊的宏观正地形沉积建造,特别是深水大型沉积物波,其规模常可达千米级,在现代海底普遍发育,特别引人注目。这两种沉积建造的主要内部构成可能仍是上述内波、内潮汐沉积的两种基本类型。

2.1 与内波有关的深水大型沉积物波

深水大型沉积物波的成因有多种^[21],它们或以某一成因为主,或是几种成因联合作用的产物。内波是其中的一种重要形成机制^[8, 19, 22-24]。内波可分为前进波和驻波。前进内波既可向上坡方向传播,也可向下坡方向传播。向上坡传播的内波可引起沉积物向下迁移,向下坡传播的可引起沉积物向上迁移^[11],从而形成内部具迁移结构的沉积物波。当内波引起的底流流速较小时,可能不至于将细粒沉积物悬浮起来,但持续的作用可形成与内波规模相当的沉积底形。而内驻波则可形成不发生迁移的、两侧对称的大型沉积物波。

按沉积物的粒度大小,可将深水大型沉积物波分为粗粒(砂、砾级颗粒为主)和细粒(泥、粉砂级颗粒为主)两种类型。由研究实例可知,粗、细粒沉积物波的分布环境一般与水道型和非水道型内波、内潮汐沉积的发育场所相对应。与内波有关的沉积物波,细粒者可以是内波单独作用的产物,而粗粒者则一般是内波与其它底流或重力流联合作用的产物(主要因为内波流的能量不是很强)。由于以上两

点,非水道型内波、内潮汐沉积可以是细粒沉积物波主要的内部构成,而水道型内波、内潮汐沉积可能仅是粗粒沉积物波内部构成的一部分。

与内波有关的深水大型沉积物波,几乎可分布于任何有内波、内潮汐流发育的环境。除内潮汐沟道本身的规模和其内部是否发育有沉积物波(至少未见报道)不是很确定外,海底水道及峡谷环境也常见沉积物波的报道。尽管与非水道环境下的沉积物波相比,其规模(波长、波高等)相对较小,但其本身的分布面积“最小”也可达近1 km²,一般其波长范围也可在100 m以下至1 000 m,波高可达10 m,也就是说其本身的规模也“不小”。因此在海底水道及

峡谷环境也可形成大型沉积物波。

2.2 内潮汐砂坝

深水内潮汐流还很可能在海底水道口环境形成内潮汐砂坝^[16]。与浅水河口环境的潮汐砂坝类似,呈线状延伸的内潮汐砂坝,其长轴顺水道轴方向展布,宽度要比水道口小得多,而水道口外部的席状沉积叶状体则要比水道口的宽度大很多。根据其分布环境,可知内潮汐砂坝的内部构成应以水道型内波、内潮汐沉积为主。

综合以上两节所述,笔者将深水内波、内潮汐的各沉积类型及其特征作了总结(表1)。

表1 深水内波、内潮汐沉积特征及石油地质意义

沉积		分布环境及沉积特征	石油地质意义
基本沉积类型	水道型	可发育于外陆架至海底平原上的内潮汐沟道、海底峡谷和浊积水道环境。常具双向递变层序和单向递变层序,粒度级别一般为粉砂—中砂,少量粗砂,厚度为几分米~几米。砂岩内部常发育双向型、单向型或过渡型交错纹理和中型单向交错层	油气的良好储层;可与深水重力流沉积一起或单独和深水背景泥岩沉积构成有利的地层或岩性油气圈闭;具有比重力流沉积更多样的分布环境
	非水道型	可发育于外陆架、陆坡、陆隆、海底平原、(半)深海中的海底平台、海底浊积水道天然堤的背坡和海底扇中扇外缘至外扇等地区。常具对偶层双向递变层序和对偶层单向递变层序,砂泥对偶层常组成脉状层理、波状层理和透镜状层理。砂级颗粒一般为粉砂—细砂,其交错纹理也可呈双向倾斜或单向倾斜。层序厚度为几分米~几米,单层厚度为厘米级	单砂层很薄,一般仅为厘米级,故其石油地质意义可能不大
特殊沉积建造	深水大型沉积物波	几乎可分布于任何有内波、内潮汐流发育的环境。非水道型内波、内潮汐沉积可以是细粒沉积物波的主要的内部构成,而水道型内波、内潮汐沉积可能仅是粗粒沉积物波内部构成的一部分	粗粒沉积物波中的水道型内波、内潮汐沉积为油气良好储层;并可能为深水地层或岩性油气圈闭的构成要素
	内潮汐砂坝	分布于海底水道口环境。其内部构成应以水道型内波、内潮汐沉积为主	油气良好储层;极易与深水背景泥岩沉积一起形成岩性油气圈闭

3 综合沉积模式

在归纳、总结现有各研究实例的基础上,结合各类型沉积成因水流在理论上的分布范围,综合考虑到深水内波、内潮汐沉积的各种特征,建立了深水内波、内潮汐沉积的综合沉积模式,如图2所示。

由图2a可以看到,水道型内潮汐流不仅可以发育于海底峡谷和浊积水道内,而且还可以发育在由自身对局部地区产生冲蚀所形成的内潮汐沟道内,并在这几种环境中产生水道型内潮汐沉积,甚至可能在浊

积水道口环境形成内潮汐砂坝正地形单元。而非水道型内潮汐流可发育在外陆架、陆坡、陆隆、海底平原、(半)深海中的海底平台、海底浊积水道天然堤的背坡和海底扇中扇外缘至外扇等更为广泛的海底环境。由内波流形成的深水大型沉积物波在深水海底也是广泛分布。其中粗粒沉积物波主要见于水道或峡谷环境,参见图2a中的粗粒沉积物波;细粒沉积物波则占据水道或峡谷环境以外的更广大地区,如图2a中发育于陆坡、水道天然堤(背坡)及陆隆—海底平原等处的细粒沉积物波。此外,还应注意细粒沉积物波的

分布面积、波长及波高一般均显著大于粗粒者, 沉积物波的上攀迁移方向与内波流的流向相反。

图 2b 为内波、内潮汐沉积的地层剖面模式。其中 A—A' 和 B—B' 剖面展示了一个发育齐全的水道充填过程, 即先后经历了碎屑流充填阶段、颗粒流和浊流充填阶段、内波内潮汐充填阶段、滑塌充填阶段和背景沉积阶段等五个充填阶段。C—C' 剖面展示了内潮汐沟道中可能出现的、只有水道型内潮汐成

因砂体和背景泥岩沉积所组成的沉积序列, 砂体单层较厚。而 D—D' 剖面则展示了细粒沉积物波的剖面沉积序列, 可见规模宏大的内波成因细粒沉积物波可能是由非水道型内潮汐成因的粉、细砂岩和背景泥岩沉积所构成, 砂体单层很薄。

图 2 中除了理论推测的内潮汐砂坝和盆底内潮汐沟道以外, 其他各沉积单元和地层剖面模式均基于现代或古代沉积研究实例。

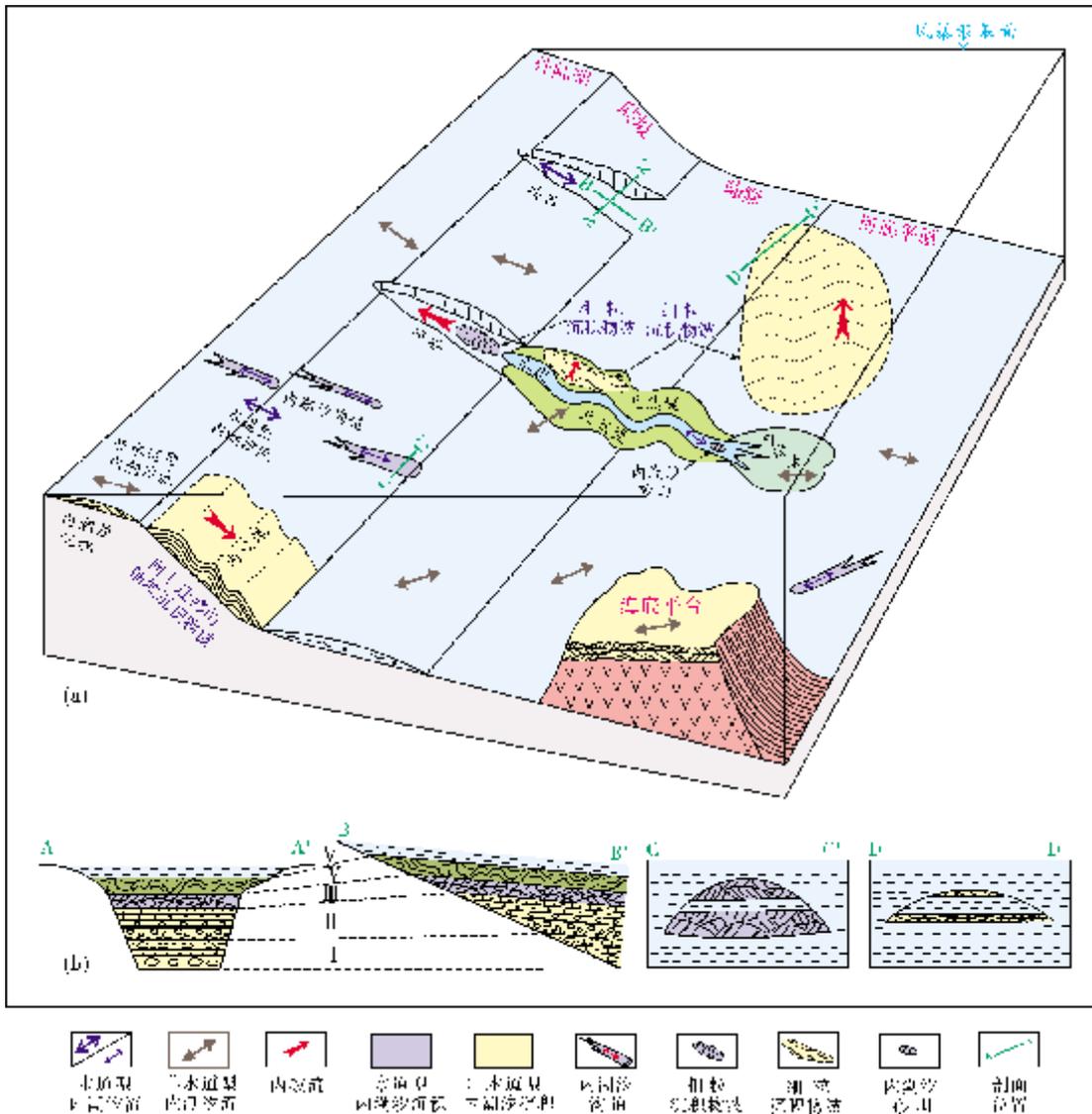


图 2 深水内波、内潮汐沉积综合沉积模式

(a) 深水海底内波、内潮汐流及各类沉积单元的分布; (b) 内波、内潮汐沉积地层剖面模式

A—A'、B—B' 和 C—C' 剖面为水道型内波、内潮汐沉积剖面, 示意可能的地层或岩性圈闭;

D—D' 剖面为非水道型内波、内潮汐沉积剖面, 由于单砂层很薄, 可能对油气圈闭贡献不大。

充填阶段划分: I 碎屑流为主充填阶段; II 颗粒流和浊流充填阶段; III 内波、内潮汐充填阶段; IV 滑塌充填阶段; V 背景充填阶段

4 石油地质意义

水道型内波、内潮汐沉积形成于能量较强的潮流环境,粒度较粗(可达粗砂级),单砂层较厚(可达数米),具有较好的结构成熟度^[25]。该类型沉积不仅是油气的良好储层,而且还可与深水重力流沉积和深水背景泥岩沉积一起构成有利的地层圈闭(图2中的A—A'和B—B'剖面)。此外也可单独与背景沉积构成岩性圈闭,此时内潮汐成因的砂体可构成储集层的主体(图2中的C—C'剖面)。加之其有着比重力流沉积更多样的分布环境,因而也应作为深水沉积区油气勘探的重点目标(参见表1)。

我国学者首先发现了含油气盆地中的内波、内潮汐沉积^[8-9]。在塔里木盆地塔中地区钻遇的中—上奥陶统陆坡相内波、内潮汐沉积中,水道型内潮汐成因的双向交错纹理极细,砂岩单层厚度可达几米,碎屑颗粒以岩屑(35%~65%)和石英(30%~60%)为主,多为次圆状,分选较好。在塔中32井等5口井的17个层段中获含油、油浸、油斑、油迹、荧光等不同级别油气显示,岩心累计64.3 m^[18]。尽管由于多种原因导致了储层物性不是很好^[26],进而阻碍了油气的大规模成藏,但却充分说明了内波、内潮汐沉积成藏的现实可能性。

非水道型内波、内潮汐沉积层序为频繁的砂、泥薄互层,其中的单砂层很薄(图2中的D—D'剖面),一般仅为厘米级,而其一般又是细粒沉积物波的主要内部构成。因而非水道型内波、内潮汐沉积和细粒沉积物波的石油地质意义可能不大(表1)。

内潮汐砂坝,主要应由水道型内波、内潮汐沉积构成,因此也是潜在的油气储层。从其发育环境来看,还极易与背景泥岩沉积一起形成岩性油气圈闭(表1)。但应当注意,内波、内潮汐沉积常发育于暗色泥岩段,单纯根据鲍玛序列,非常容易将内波、内潮汐沉积中具层理构造的砂岩单元解释为B、C、D段沉积或它们的组合^[27]。笔者认为,这种情况对于同时有重力流粒序层出现的地层更是如此,例如此时很容易将内潮汐成因的双粘土层解释为B、D段,将爬升波纹解释为C段等。这种不恰当的解释可能导致对油气圈闭要素不恰当地过高估计,因为如前所述,常在海底浊积水道口附近

发育的内潮汐砂坝一般要比水道口外部的浊积叶状体小得多,这在浊流模式已深入人心(有时似乎成了思维定式)的现今是更加需要注意的。

参考文献

- [1] Lafond E C. Internal waves [M]// Fairbridge R W. The encyclopedia of oceanography. New York: Reinhold, 1966: 402-408.
- [2] Gao Zhenzhong, Eriksson K A. Internal-tide deposits in an Ordovician submarine channel: Previously unrecognized facies? [J]. *Geology*, 1991, 19: 734-737.
- [3] 高振中,何幼斌,李建明,等. 我国发现内潮汐沉积[J]. *科学通报*, 1997, 42(13): 1418-1420.
- [4] 何幼斌,高振中,李建明,等. 浙江桐庐晚奥陶世内潮汐沉积[J]. *沉积学报*, 1998, 16(1): 1-7.
- [5] 何幼斌,高振中,李建明. 浙江桐庐上奥陶统堰口组岩石特征及沉积环境分析[J]. *古地理学报*, 1999, 1(3): 65-72.
- [6] 李建明,王华,何幼斌,等. 浙江临安上奥陶统复理石中的内潮汐沉积[J]. *石油天然气学报*, 2005, 27(1): 1-4.
- [7] 高振中,彭德堂,刘学锋,等. 塔里木盆地TZ30井中上奥陶统内潮汐沉积[J]. *江汉石油学院学报*, 1996, 18(4): 9-14.
- [8] 高振中,何幼斌,张兴阳,等. 塔中地区中晚奥陶世内波、内潮汐沉积[J]. *沉积学报*, 2000, 18(3): 400-407.
- [9] 何幼斌,高振中,张兴阳,等. 塔里木盆地塔中32井中上奥陶统内潮汐沉积[J]. *古地理学报*, 2003, 5(4): 414-425.
- [10] 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): 80-84.
- [11] 王宏伟,何幼斌,孙宜显. 甘肃夏河上二叠统内波、内潮汐沉积[J]. *石油天然气学报*, 2005, 27(4): 561-562.
- [12] 郭建秋,张雄华,章泽军. 江西修水地区中元古界双桥山群修水组内波内潮汐沉积[J]. *地质科技情报*, 2003, 22(1): 47-52.
- [13] 郭建秋,张雄华,章泽军,等. 赣西北前寒武系首次发现内波内潮汐沉积[J]. *地质科学*, 2004, 39(3): 329-338.
- [14] 何幼斌,高振中,郭成贤,等. 石门杨家坪下寒武统榔榔组三段内波和内潮汐沉积研究[J]. *中国地质*, 2005, 32(1): 62-69.
- [15] 高振中, Eriksson K A. 美国阿巴拉契亚山脉芬卡苏地区奥陶纪海底水道中的内潮汐沉积[J]. *沉积学报*, 1993, 11(1): 12-22.
- [16] Shanmugam G. Deep-marine tidal bottom currents and their re-worked sands in modern and ancient submarine canyons [J]. *Marine and Petroleum Geology*, 2003, 20: 471-491.
- [17] 张兴阳. 深水牵引流形成的床形单元组合[J]. *古地理学报*, 2000, 2(2): 28-36.
- [18] 何幼斌,罗顺社,高振中. 内波、内潮汐沉积研究现状与进展[J]. *江汉石油学院学报*, 2004, 26(1): 5-10.
- [19] 高振中,何幼斌,罗顺社,等. 深水牵引流沉积——内波、内潮汐和等深流沉积研究[M]. 北京: 科学出版社, 1996: 1-46.

- [20] Klein G D. Resedimented pelagic carbonate and volcanoclastic sediments and sedimentary structures in Leg 30 DSDP cores from the Western Equatorial Pacific [J]. *Geology*, 1975, 3: 39-42.
- [21] Wynn R B, Stow D A V. Classification and characterisation of deep-water sediment waves [J]. *Marine Geology*, 2002, 192: 7-22.
- [22] 张兴阳, 高振中, 姚雪根. 北大西洋洛克海槽东北部内波沉积——深水大型沉积物波成因的再解释 [J]. *沉积学报*, 1999, 17(3): 464-472.
- [23] 张兴阳, 何幼斌, 罗顺社, 等. 内波单独作用形成的深水沉积物波 [J]. *古地理学报*, 2002, 4(1): 83-89.
- [24] 王青春, 何幼斌, 贺萍, 等. 日本海富山深海水道堤坝大型泥波的成因 [J]. *海洋学报*, 2004, 26(6): 143-148.
- [25] 刘丽军. 深水牵引流沉积特征及研究现状 [J]. *石油与天然气地质*, 1999, 20(4): 369-374.
- [26] 王方平, 高振中, 何幼斌. 塔中低凸起中上奥陶统内潮汐成因砂体储集性能研究 [J]. *江汉石油学院学报*, 2004, 26(3): 35-36.
- [27] 张兴阳, 罗顺社, 何幼斌. 沉积物重力流—深水牵引流沉积组合——鲍玛序列多解性探讨 [J]. *江汉石油学院学报*, 2001, 23(1): 1-4.

编辑: 吴厚松

Classification of Internal-wave and Internal-tide Deposits in Deep Water and Significance to Petroleum Prospecting

Tong Yanming, He Youbin, Zhu Guanghui

Abstract: According to current researching status, internal-wave and internal-tide deposits in deep water have been divided into two basic types of sedimentation, namely channel type and non-channel type. The former generally composes of bidirectional or unidirectional grading sequences with relatively thick single sand layer, so they are good petroleum reservoirs. Besides, together with deep-water gravity flow deposits and background mudstone, they may be the elements of favorable subtle traps, therefore they should be important oil exploration target in deep-water sedimentary area. The latter develops bidirectional or unidirectional grading sequences displayed by lots of very thin sand-mud rhythmites. Because of very thin single sand layer, they are little significant to oil exploration. Internal wave and internal tide deposits may also build up special positive bed forms on deep-water seafloor, i.e. large-scale sediment waves (including coarse-grained and fine-grained ones) spread widely and internal-tide sand bars that are located in channel-mouth environment. An integrated sedimentation model for internal-wave and internal-tide deposits was established based on researched examples and theoretic distributing environments of sedimentary currents.

Key words: Contourite deposit; Internal-wave deposit; Internal-tide deposit; Classification of sedimentation; Sedimentation model; Petroleum exploration

Tong Yanming: male, Ph.D. degree in progress. Add: Faculty of Resources, China University of Geosciences, Wuhan, Hubei, 430074 China