

深水沉积层序与沉积演化模式典型实例 ——莺歌海盆地中深层黄流组

王聪¹, 李茂文², 陈殿远², 刘薇薇², 邰金来²

(1 中海石油(中国)有限公司天津分公司; 2 中海石油(中国)有限公司湛江分公司)

摘 要 从莺歌海盆地东方气田中深层中新统黄流组深水沉积实例出发, 利用多方资料揭示了一个从强制海退早期到海侵晚期的完整自旋回, 以及每个时期深水沉积旋回的特征与发育规律。结合物源及地貌环境特征, 将研究区分为三块, 阐述了每块的特点。黄流组一段深水沉积属于多点供源、较富砂的沉积环境, 且坡陡不大, 海盆较小, 为受沉积自旋回及地貌环境控制的较典型的深水沉积模式。研究区内的有利储层主要为强制海退晚期到低水位域正常海退和海侵早期的堤成水道及前缘决口扇复合沉积, 而之后海侵早期的下切水道对于原有较连续的浊流砂体起到了分割作用, 造成了现今的砂体展布格局。

关键词 深水沉积; 沉积层序; 沉积模式; 莺歌海盆地; 东方气田; 黄流组

中图分类号: P736.22; TE111.3

文献标识码: A

在石油勘探开发实践中, 由于经济的需求及技术的发展, 特别是地震勘探技术与钻井技术的进步, 逐步推动和加深了对深水沉积的研究与认识^[1-4]。越来越多的野外露头、钻井取心、测井测试、以及应用得更多的地震资料等, 揭示了深水沉积的现象以及相的特征^[5-7]。层序地层学也将这些信息用于统筹研究, 总结出了深水体系的沉积演化规律^[8]。这些规律和认识对于指导新区的深水勘探以及已探区的深水沉积储层地质描述都有着重要的意义。

深水环境中的沉积物供给与滨浅海沉积体系的一样, 强烈依赖于海岸线与大陆架边缘的接近程度以及海岸线的移动轨迹(海侵、海退), 所以深水层序的地层沉积规律也是建立在海岸线迁移与深水沉积单元的关系基础上的^[9-10]。这些规律不仅揭示出在基准面变化的每个阶段中重力流类型——黏性碎屑流、高密度浊流、低密度浊流所出现的变化, 而且还包括了海岸线变化的每个阶段中, 深水斜坡和盆底的主要沉积单元、沉积趋势、以及它们之间的沉积演化关系。

沉积物以何种流动机制被搬运、沉淀、改造和再

沉积, 这对于构建地质模型是很关键的^[12]。从浊流及鲍玛序列的提出(1962年)^[13], 到Shanmugam对鲍玛序列的质疑(2000年)^[13]以及他对砂质碎屑流的过分强调, 至今, 人们才更多地认识到深水沉积动力学机制的复杂性与多样性, 并取得了一定的共识: 深水沉积以重力流为主, 但也有牵引流的产物; 重力流本身机制多样, 且它在整个沉积过程中存在着流态的转变^[14]。

虽然对于高密度浊流与砂质碎屑流等概念的争议至今仍然存在, 但是本文在此还是暂将砂质碎屑流归为高密度浊流范畴, 且不去探讨重力流流变机制及沉积物类型间的区别, 只是重在将重力流类型如何融汇在深水层序地层发育特征的研究及沉积演化规律的认识之中, 以发挥其对沉积模式的引领作用。

模式的作用就是预测, 关于深水沉积模式的提炼同样经历着曲折的认识过程。20世纪50—70年代是浊流沉积模式的建立时期, 其中以1962年的鲍玛序列(浊积岩序列)、1978年Walker的综合扇模式为代表^[15], 它们在油气勘探中发挥着重要的影响力。20世纪末开始, 对深水沉积的认识便争论不断: Walker^[16-17]提出

收稿日期: 2013-01-04; 改回日期: 2013-09-12

王聪: 1983年生, 2009年于中国地质大学(武汉)获硕士学位, 现主要从事地震地质综合解释。通讯地址: 300452 天津塘沽闸北路1号中海石油(中国)有限公司天津分公司勘探开发研究院

放弃他自己在 1978 年建立的综合扇模式;Shanmugan^[12,18]清楚地陈述了他的见解;Vail^[19]基于供源形式与沉积物性质,把深水扇分为了 12 种模式。进入 21 世纪,Stow 等^[20]在强调环境对模式影响的基础上,将深水扇模式囊括为 9 种,并从外部构建形态及内在沉积特征的角度对深水沉积体系中的主要沉积单元做了详细的描述。在国内,庞雄等^[5]在上述基础上,在珠江深水扇勘探实践中总结出“源-渠-汇”的深水沉积模式,它在油气勘探中发挥着积极的作用。

2006 年, Catuneanu^[11] 在 Galloway^[21]、Stow^[22]、Posamentier^[23-24]、Kolla^[25]、Weimer 等^[26-27]对深水沉积研究实例所取得的认识基础上,将野外露头、测井取心、地震相特征等依据,融汇在深水沉积体系、层序地层发育规律与地质认识之中,总结出了深水海底扇复合体的层序发育规律与沉积单元演化特征。

1 深水层序沉积背景

1.1 区域背景

深水体系虽然是与同时期海岸线相离最远的一部分,但其沉积物源仍然是来自诸如陆架边缘的三角洲或滨浅海体系,只是在深水特殊环境下的再沉积。研究区(图 1)的深水沉积形成于莺歌海盆地中新世快速裂后热沉降时期,现今深度约 3 km^[28],沉积时正位于华南大陆(北面)、海南凸起(东面)及越南古陆(西面)所包围的深水海盆中。近年来在该区中新统黄流组发现工业气流,打开了深水高温超压气藏^[29]的勘探局面。随着勘探评价研究的深入,逐步认识到了该区的深水沉积主要受西侧兰江、朱江及马江的物源供给影响^[30](图 1、图 2),但关于该区深水沉积特征的研究还不够具体和深入。

1.2 古地貌背景

由地震时间层位的厚度出发,综合钻井信息,在地震反射接触关系及地震相研究的基础上,得出沉积时地貌背景示意图(图 2)。在该图上,可识别出陆坡、盆底的大致区域,斜坡坡脚走向为北东向。

2 深水层序旋回

为了将地球物理资料更好地应用到地质综合研究中,现将研究区的中新世地层划出 5 个地震层序界面:Ta、Tb、Tc、Td、Te(图 3、图 4)。

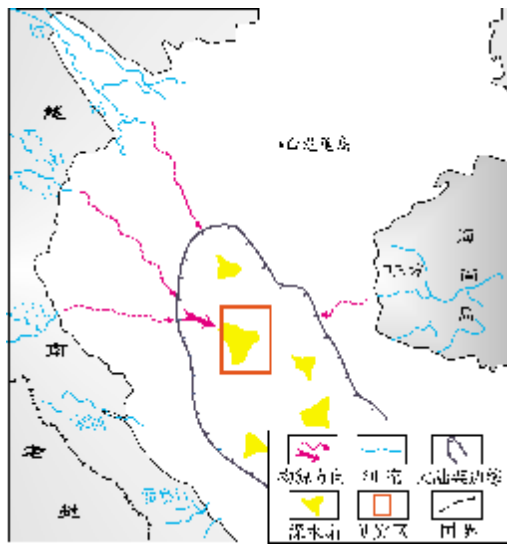


图 1 研究区位置与物源方向

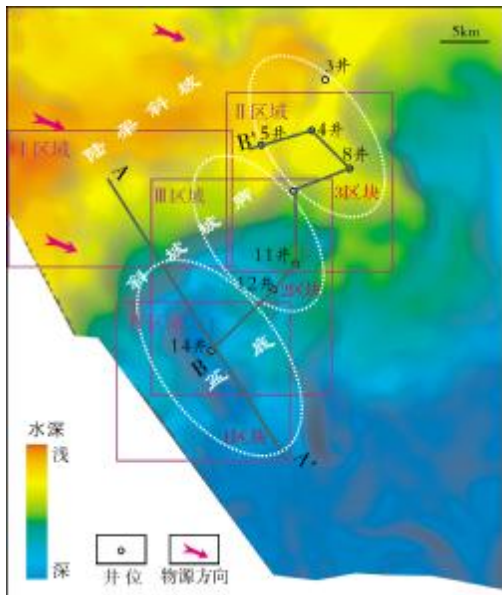


图 2 研究区黄流组古地貌示意图

图中椭圆圈(1 区块—3 区块)为根据物源及地貌环境所作的沉积特征分区;方框(I 区域—IV 区域)为下文地震属性平面图范围

Ta 为高位正常海退与强制海退早期的强制海退面;

Tb 为强制海退早期与强制海退晚期的趋势内相接界面,这是一个穿时很严重的界面^[10],地震层位追踪时易串轴,实际解释工作中可依据地震相差异及相变化趋势来区分;

Tc 为强制海退晚期与低位正常海退的对应整合面;

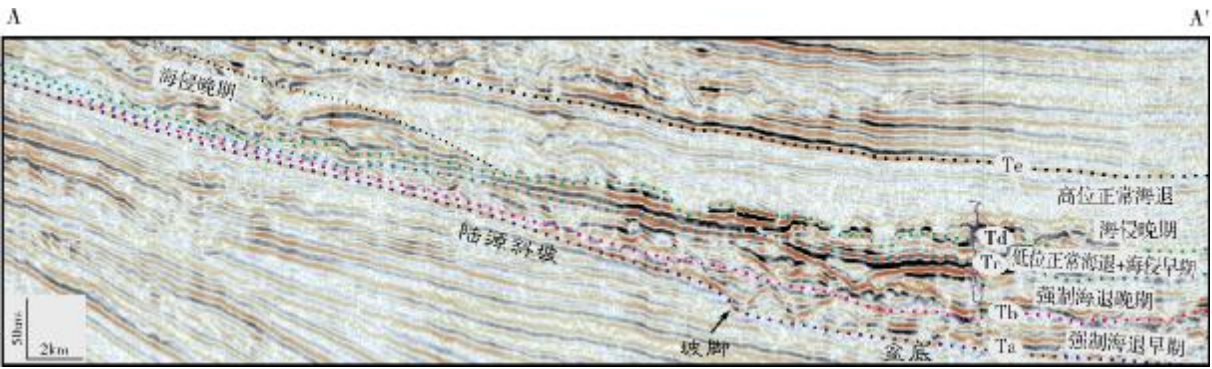


图3 莺歌海盆地黄流组深水沉积地震层序剖面

A—A'剖面位置见图2

Ta 高位正常海退与强制海退早期的强制海退面BSFR (basal surface of forced regression); Tb 强制海退早期与强制海退晚期的趋势内相接界面 WTFC(within-trend facies contact); Tc 强制海退晚期与低位正常海退的对应整合面 CC(correlative conformity); Td 海侵早期与海侵晚期的趋势内相接界面; Te 下一旋回强制海退面

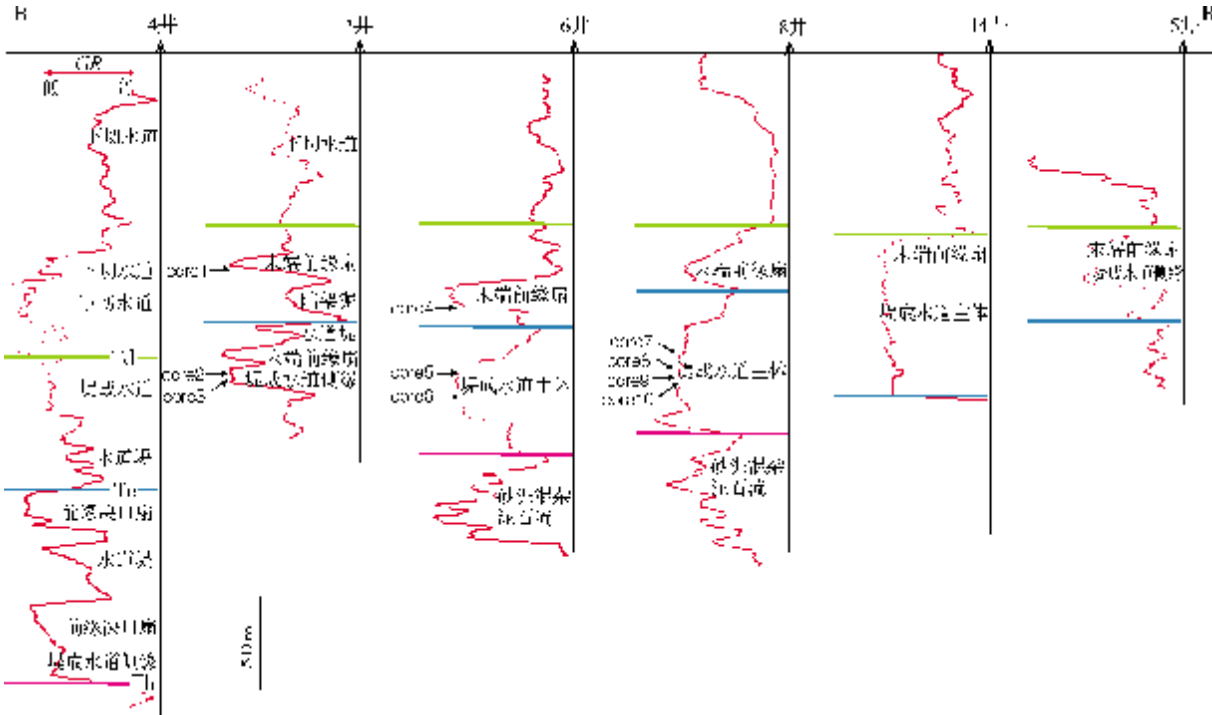


图4 研究区连井相示意图

B—B'连井剖面位置见图2; core1—core10 为取心层位编号; 岩心照片与描述见图5

4井位于盆地可容空间最富足处,是物源沉积物最易沉积之处,井上层序发育最为典型。Tb至Tc之间为强制海退晚期的堤成水道与前缘决口扇复合沉积,其中水道主体厚20~200m,前缘决口扇厚约5~40m。钻遇区Tc至Td主要以堤成水道为主,堤成水道沉积的末端(尾端)前缘扇更薄、更细粒,靠近扇端泥质更重,如2井与6井Tc至Td之间的对比(图5)。14井和5井下部分别对应两个水道分支的主体与侧缘,在其上都直接覆盖平面成朵叶状的末端前缘决口扇沉积。6井、8井的Tc与Td也为堤成水道之上的末端前缘扇体,它们都被后期的下切水道分割,破坏了井间彼此的连通性

Td 为海侵早期与海侵晚期的趋势内相接界面,这也是一个穿时很严重的界面;
Te 为最大海泛面。

在实际研究中,考虑到低位正常海退与海侵早期发育较为类似的沉积单元(图6),以及对应的地震相特征较相似,故将这两者归于同一地震层序内。

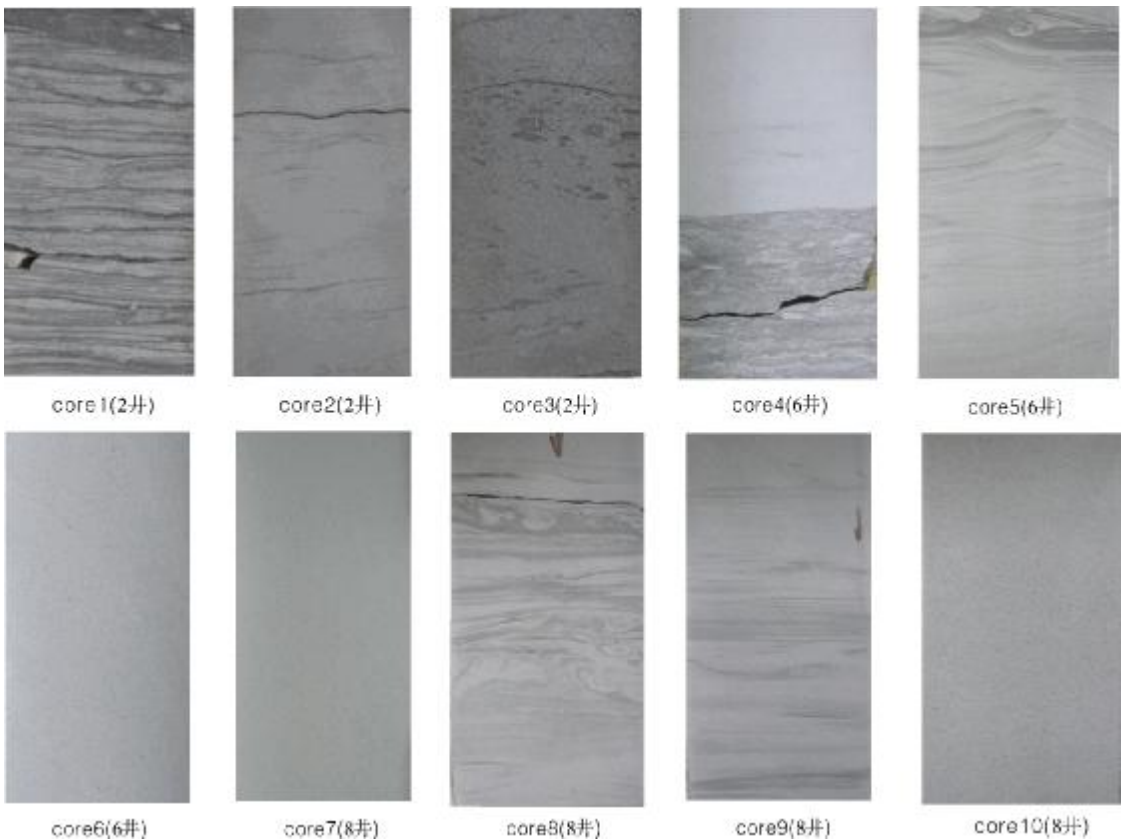


图 5 研究区典型岩心照片
取心层位见图 4

照片显示典型的浊流特征。取心多位于浊流水道及前缘决口扇复合沉积处。core1 为砂泥互层波状层理,反映了浊流能量降至最低的远端前缘扇的形成。core4 处于前缘决口扇,为突变接触,反映出冲刷特征。core3 处于水道侧缘,块状砂岩内的泥质成球状包裹嵌入,之上的 core2 更纯更细的砂岩内泥质呈脉状层理镶嵌其中。core5、core8 分别为浊流水道上部的波纹层理、卷曲纹理,类似鲍玛序列的 C 段; core6、core7 与 core10 为块状递变层理,相当于鲍玛序列的 A 段; core9 为水平层理、波痕层理互层,类似鲍玛序列的 C、D 段

2.1 强制海退早期

虽然此时的海岸线仍远离大陆架边缘,但随着基准面逐渐降低,将引发浅海远端沉积环境的快速变化和风暴浪底的降低,造成大陆架边缘环境的不稳定和沉积物的再沉积,并通常伴有明显的重力流发生。这些重力流多成为高位正常海退期大陆架外部凝缩段的深海细颗粒物,因此强制海退早期的沉积物主要以泥石流流为代表。这种黏性碎屑流(塑性性状)在减速过程中骤然“冻结”。主要沉积单元为陆坡上的冲蚀(盆底槽)及斜坡或盆底的泥石流沉积(图6)。

2.2 强制海退晚期

随着基准面逐渐下降到最低,大陆架可容空间

为负最大,陆源沉积物进入深水环境的量达到最大,这时是深水扇建设的最主要时期。大陆架边缘(如陆架边缘三角洲)等沉积物物源以高密度浊流搬运至深海盆底。由于浊流沉积物具有流体性质,当流速逐渐降下来直至流体能量完全耗尽,它可沉积在地势更低的海盆底,且与下伏泥石流相比,它向盆底会搬运得更远。

通常砂质浊流在靠近斜坡处主要发育高密度浊流的堤成水道。充足的物源供给及较大的搬运能量使得高密度浊流得以在充足的深水海盆可容空间内沉积,因此,这时期斜坡处发育的堤成水道两侧,天然堤并不发育,更多的沉积物被搬运至海盆底,当遇到平坦的深水海盆后则会扩散开来,并以前缘决口扇形式的沉积单元沉积着床(图 6)。

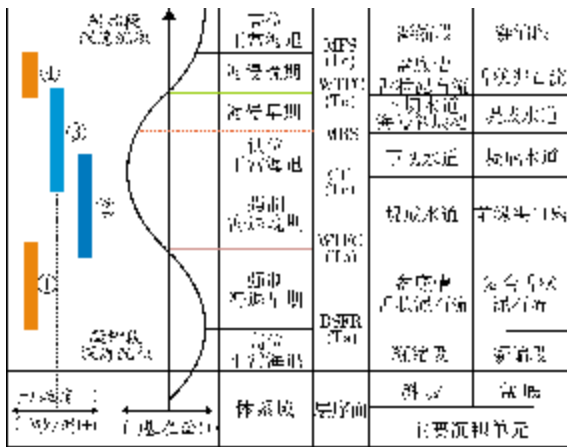


图6 基准面旋回对深水沉积控制作用综合垂直剖面图
(据文献[9-10,24]修改)

BSFR 强制海退底面; WTFC 趋势内相接触面;
CC 对应整合面; MRS 最大海退面; MFS 最大海泛面
① 海床底积的黏性碎屑流(泥石流); ② 高密度浊流和颗粒流,多形成于前缘决口扇; ③ 低密度浊流,多形成于堤成水道及远端前缘扇; ④ 大陆斜坡退积的黏性碎屑流(泥石流)

由于本研究区多点物源的特性,因此多以复合堤成水道和复合前缘决口扇的模式沉积。

2.3 低位正常海退

此期伊始是大陆架可容空间为负值的基准面上升早期,陆架上有相当部分的陆源粗碎屑被沉淀在河道混合充填沉积和加积海岸体系中。随着大陆架的可容空间变为正值,剩下的细粒部分依然可能以低密度浊流的形式越过大陆架,在深水处再沉积。因为这些变弱的低密度浊流相对于之前强制海退晚期的浊流,搬运得更多的是细粒沉积物,搬运的范围也更远,汇聚在沉积末端则以规模较小而又数量较多的远端前缘扇形式而沉积。另外,由于基准面的上升,导致浊流在由高密度向低密度转换的同时,其沉积物的砂/泥比也在变小。

在低位正常海退期,由于河流搬运来的沉积物向深水环境的供给量在减少,所以这时海底扇的沉积速率也相应地减小,地层厚度也因此减薄。低密度浊流在大陆斜坡上趋于负载荷而形成下切水道;在盆底为超载荷而形成堤成水道;在其能量耗尽的末端,则可形成远端前缘决口扇(图6)。

2.4 海侵早期

此时海岸线仍然处在大陆架边缘区域,搬运来

的低密度浊流相对于早先海退的浊流,密度更低,因为河流搬运以及滨面上波浪冲刷作用改造的沉积物又沉淀在“退积”的海滩、河口湾中。由于基准面上升速率的增加,可容空间的增长速率超过了沉积速率,深水环境的沉积速率也会更低,地层更薄;与低位正常海退相比,海侵时河流与海岸体系的砂质沉积效率非常高,海侵早期的低密度浊流其沉积物/水混合物的密度更低,浊流变稀,伴随着砂/泥比的降低,相应的储层性质也变差。海侵早期的浊流在大陆斜坡上易产生下切作用,形成下切水道,而在坡脚及盆底则更易形成堤成水道,此时期的堤成水道由低密度浊流搬运至盆底而成,浊流的密度稀,能量弱,因此堤成水道的两侧,天然堤多较发育(图6)。

2.5 海侵晚期

此时期海岸线远离大陆架边缘,海岸体系中沉积物的有效沉积,大大减少了沉积物进入深水盆地的机会。然而大陆架边缘快速增加的水深造成了水动力普遍不稳定,导致沉积于大陆架和上部斜坡的细粒沉积物的改造和再沉积,形成泥石流(图6)。此时期的泥石流沉积物与强制海退早期的泥石流在地震反射上表现出类似的特点,但以退积方式沉积在更靠近大陆架边缘的位置。

3 主要沉积单元及其特征

随着基准面自旋回的变化,研究区主要发育以下沉积单元,其特征如下:

3.1 黏性碎屑流(泥石流)/盆底槽

常发育于强制海退早期和海侵晚期,此时水流能量的突然变化,使得远离大陆架边缘的疏松非固结水化沉积物进入海盆,造成沉积物整体搬运,通常整体搬运相对于浊流而言距离较短、纵向成块、平面成舌状或席状(图7)。

其中强制海退早期的泥石流进积沉积于盆底,而海侵晚期的泥石流发生退积常超覆于大陆架斜坡上。由于该沉积单元往往不是油气聚集的优势场所,因此考虑到深水钻井成本,实际钻遇该层较少,只在少数井的底部有揭示,无取心;录井显示为砂泥混杂体,其中泥质较重,且分布不均;测井呈砂泥互层特征或递变特征;地震属性平面图显示平面发育形态为舌状。

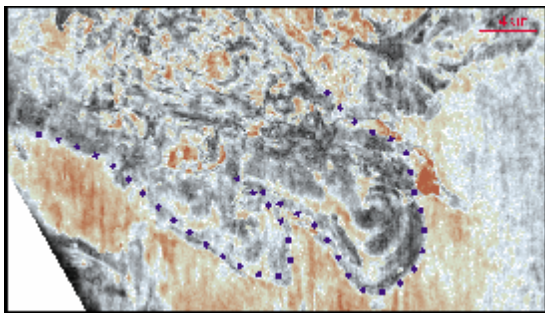


图 7 研究区 I 区域地震属性(均方根振幅)平面图(Te 面附近)
I 区域位置见图 2
海侵晚期退积舌状泥石流沉积, 对海侵早期侵蚀造成的盆底槽(图中蓝虚线部分)

3.2 浊流水道

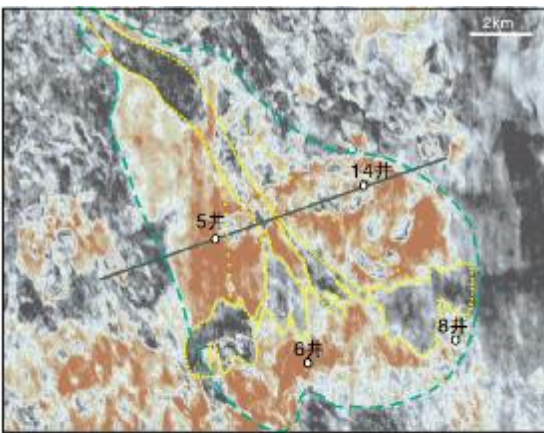
通常受海底地貌控制,发育于大陆斜坡或海底,受地势陡缓影响,易发育成直型或弯曲线。和陆相河流沉积体系相似,浊流水道沉积与水道的“能量/沉积负载”密切相关,由此决定是形成下切还是加积。如高密度浊流由于其在大陆斜坡上潜在的超负载,故易形成加积堤成水道,而低密度浊流易在大陆斜坡上形成深切谷,即下切水道。

3.2.1 堤成水道

堤成水道的形成通常以超负载、加积的高密度浊流为主,水道在平面上成朵叶状展布(图 8a)。低密度浊流的堤成水道更易在盆底发育。在低位正常海退和海侵早期,高密度浊流向低密度浊流转化的过程中,随着浊流体搬运距离的增加,与低密度浊流相关的薄而低的堤更易发育。当堤的高度低于一个临界值时,流体便失去限制,导致了能量的快速消失和末端前缘扇的形成。因此末端前缘决口扇通常在堤成水道的沉积远端或末端伴生,且其主体部分粒度更细,但岩性更纯。

3.2.2 下切水道

下切水道主要发育在低位正常海退及海侵早期。基准面上升开始,更多的粗粒沉积物被河流及海岸体系截留而越来越少,但细的低密度浊流仍得以继续向深水搬运。由于此时搬运来的沉积物更多受事件性沉积作用的影响,重力流特征明显,有一定的侵蚀能力而形成侵蚀沟槽,这些沟槽作为搬运的通道发育成熟后,又受到后期深海泥岩填充,便形成了现今的下切水道。因此在下切水道底部往往存在一



(a) 地震振幅平面图 (Te面附近)
在高密度浊流堤成水道及朵叶状前缘决口扇(绿虚线)之上发育的下切水道,分割了原有连通的砂体。14井钻遇水道主体,5井为水道侧缘,都更靠近物源。前缘决口扇直接发育在堤成水道之上,6井离物源更远,井上显示堤成水道与前缘扇间受泥质层分割;8井明显处于远端(末端)的前缘决口扇,受泥岩分割,且砂岩更细,砂岩中泥质更重,正递变特征明显

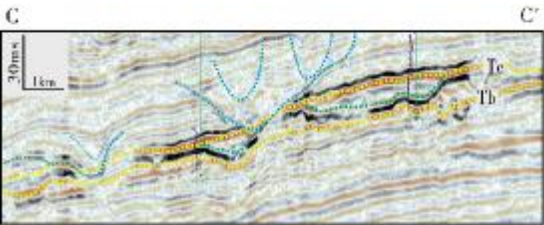
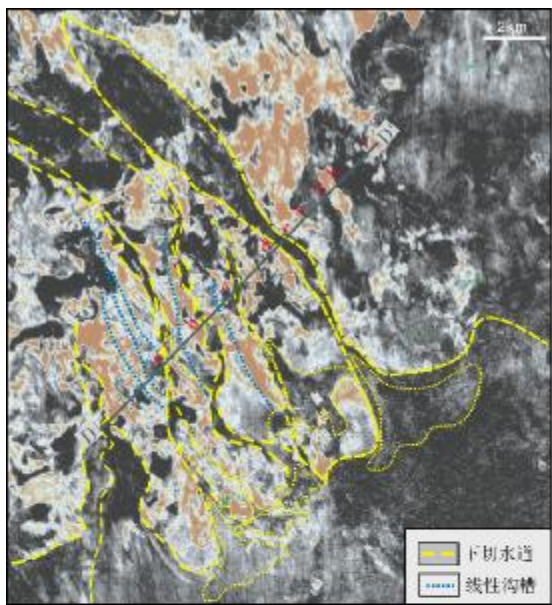


图 8 研究区 II 区域地震振幅平面图与地震剖面图
II 区域位置见图 2

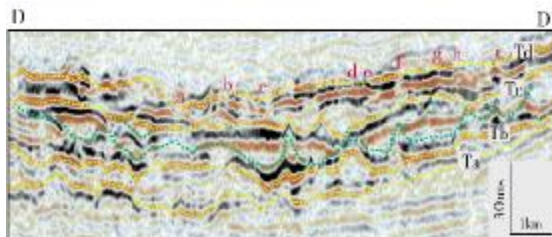
定粒度的低密度浊流沉积物,其中也有可能存在粒度较粗的,但随后填充沟槽的则主要为深海泥岩等细粒沉积。与此对应的地震反射特征为沟槽底部有较强反射界面,但后期填充的深海泥岩与海侵期周围的泥岩类似,因而不存在明显的阻抗差异反射界面(如图 8a 中黄虚线,图 8b 中蓝线)。

海侵伊始,当沉积环境为线物源和缓坡时,因受事件性沉积作用的影响而极易发育散射条带状、相对独立的小型下切沟槽。由于沟槽的横向展布及深度都较小、呈流线型、水道特征在地震上反映不明显,故将此称为线状沟槽^[31]。线状沟槽可破坏及改造下伏沉积物,加上后期深海泥岩的充填,它会起分割原有连通砂体的作用,这种现象在研究区中的 2 区块(图 2,图 9a)较发育,1 区块(图 2)由于有足够的可容空间及较陡的地貌,故易发育成熟的下切水道。



(a) 均方根振幅平面图 (Td面)

由于海侵早期及低位正常海退沉积的厚度较薄,且沉积特征相似,因此平面振幅图反映的是两个时期的平面特征。在原有浊流水道及前缘决口扇复合体基础上,存在受后期下切水道(黄线)切割的现象,且在主要下切水道两侧还发育流线性状的线状切沟(蓝虚线),使得砂体连通性受到分割



(b) D—D'地震剖面图(剖面位置见图9a)

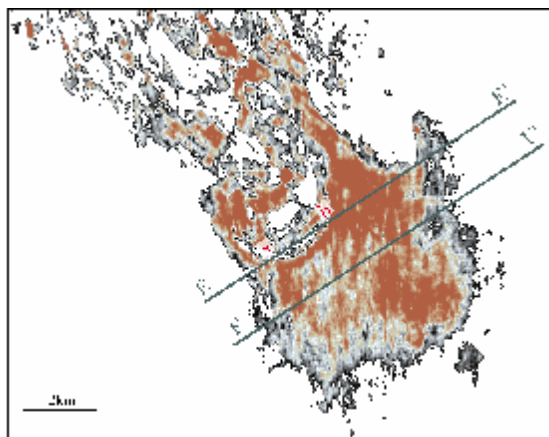
剖面处于斜坡。Td为海侵早期与海侵晚期的相接界面,在此面附近,后期的下切水道切割着已发育的浊流水道决口扇复合体。Ta与Tb之间为典型的泥质乱沉积地震相; Tb与Tc之间为复合型浊流水道,其地震相的水道化特征明显(图中绿色虚线); Tc与Td之间主要为复合型本前缘决口扇地震相,较连续,呈层状

图9 研究区Ⅲ区域地震属性平面图与地震剖面图
Ⅲ区域位置见图2

3.3 前缘决口扇

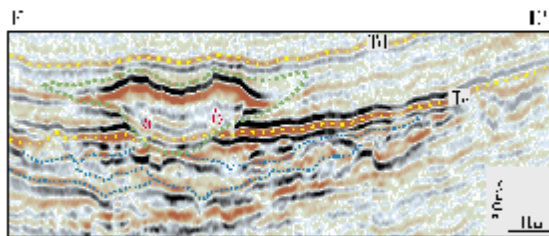
通常所称的“深水扇”,即是以浊流决口扇复合体的形式沉积于深水环境中的,其中决口扇可分为水道侧向决口扇和前缘决口扇。前缘扇的高能流沉积卸载于水道末端,沉积范围相对于舌状泥石流更广。

前缘决口扇的沉积特征也取决于浊流类型。高密度浊流大多沉积供给丰富,侵蚀及建造能力较强,多发



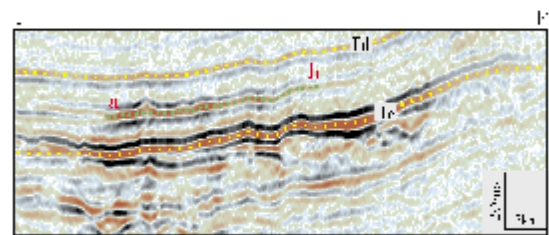
(a) 最小振幅平面投影图

前缘决口扇位于谷底中心,可容纳国民人数附近,从斜坡处扇缘水道流出的河流,在正缘的盆底铺展开来,形成扇状沉积,其叶的半圆半径在20km左右



(b) F—F'地震剖面图(剖面位置见图10a)

位于盆地,但位于海退至海侵早期,Te之下为典型复合型决口扇地震相,水道将不同层,同相轴具有明显的时差,至中上部逐渐由Tc为低位正常海退到Te早期发育的,其型自气密度流相成水道,和表相为时差的高层相状,水五成流均扇台



(c) F'—F''地震剖面图(剖面位置见图10a)

Tc为成层,并接在地震相; Td中的Ta、Tb为远端水道末端的端缘决口扇,其型自气密度流相成水道,和表相为时差的高层相状,水五成流均扇台

图10 研究区前缘决口扇的地震属性平面图与地震剖面图
前缘决口扇位于图2中的Ⅳ区域

育于坡度减缓处,如大陆斜坡坡脚或平坦的深水洋盆,扩散铺开,形成较大的裙带状前缘扇。图6表明,在强制海退晚期,盆底的典型沉积是以前缘决口扇为主。图10a为盆底处高密度浊流前缘扇的典型平面展布特征。

而低密度浊流的前缘扇则多发育于基准面上升期,搬运能量的减弱,导致随着浊流沉积物逐步填充水道,卸载空间的可容能力减小,沉积物搬运至水道尾端更易扩散卸载,因此,在沉积末期以及沉积体的尾端易形成远端前缘扇。随着流体搬运距离的增加,远端前缘扇的厚度会变薄,范围会变小。

4 分区解读沉积演化规律

莺歌海盆地东方气田黄流组深水沉积区整体上属于多点与线物源供源、较富砂型的沉积环境^[20],且坡陡不大,海盆较小,受沉积自旋回及地貌环境的控制较为典型(图11)。该区的有利砂体主要发育期为强制海退晚期及低位正常海退期。现根据研究区内的沉积特征将该区分为3个区块,每个区块的特点如下:

4.1 1 区块

1 区块既靠近海盆,又靠近西侧物源,沉积厚度最大,层序发育完整,它是三个区块内深水沉积特征最典型的。

此区块在强制海退晚期,斜坡处发育复合型高密度浊流的堤成水道,水道顺斜坡走向(北东向)迁移叠合;在盆底发育复合型高密度浊流前缘决口扇

沉积(图 10b)。强制海退晚期末,当基准面降至最低、基准面变化率最小时,发育的典型高密度浊流堤成水道—前缘决口扇体可在地震资料上完整识别(图 10a)。

之后,随着基准面逐渐抬升到低位正常海退,斜坡处发育有侵蚀作用的下切水道,作为向盆底的供源通道,而在盆底则发育由高密度浊流向低密度浊流转化的堤成水道;直至海侵早期,主要为低密度浊流供源的堤成水道侧堤开始发育,呈现两翼凸起的地震反射特征(图 10b),此堤成水道随搬运至盆底的浊流能量降低而至消亡,沉积末端还会伴随末端前缘决口扇的产生(图 10c)。

从低位正常海退开始,基准面上升,沉积物开始在河流至浅海体系中被捕获,因而深海环境中获得的砂开始减少,沉积物出现减少和变细,砂地比降低,物源特征也由多点物源向单点物源转化,叠置特征减弱。等到海侵期,由于海岸体系中沉积物的有效沉积,深水环境中更多以深海泥岩为主覆盖在原有沉积单元之上,包括充填了下切水道侵蚀而成的沟槽。

4.2 2 区块

2 区块相对 1 区块,离物源稍远,沉积厚度也有

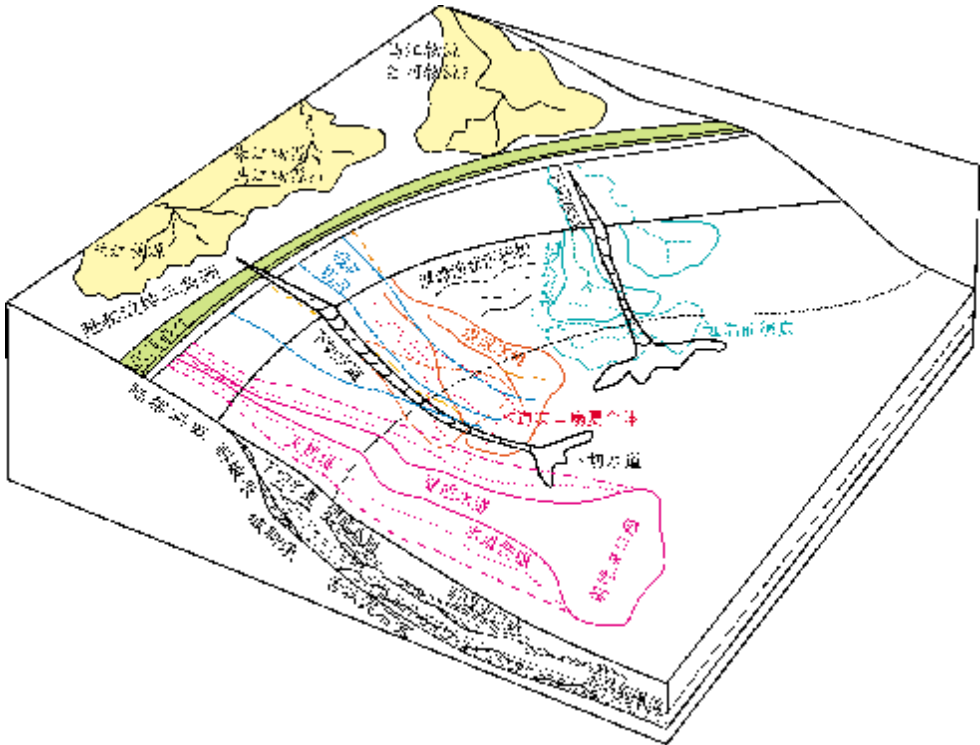


图 11 研究区中新统黄流组深水沉积模式图

所减薄,坡度有所减缓。

在强制海退晚期,此区块与1区块较为类似,主要以高密度浊流复合堤成水道与前缘决口扇沉积为主,但水道规模随物源相对变远而减小,叠合特征也随坡缓而有所减弱,更趋于左右相连,纵向叠置不明显。由于堤成水道的规模变小,水道末端的前缘决口扇规模也变得更小(图11)。

等至海侵期下切水道发育时,水道的分散特性更明显,规模都不大,水道下切成多线型和弯曲流线型,弯曲度应与坡度减缓相关。这些弯曲交错的下切沟槽分割了先前连通的有利砂体,成为最后保存下来的砂体展布形态,这种形态与现今世界各地海底水道朵叶体过渡带的地貌特征^[31]极为相似。

4.3 3 区块

3区块虽与2区块比邻,但其地貌环境与供源机制都与2区块以及1区块有所不同。3区块物源来自西北方,而非1、2区块的正西侧,3区块离物源及盆底都较远,位于缓斜坡处,点物源的供源特点更为突出。之所以3区块在斜坡处发育较独立的高密度浊流堤成水道,推断其物源的浊流携砂能力较1、2区块更强,流势更猛,事件性更强。

图8b中的两个相对独立的堤成水道实为同一水道体系的两个分支,摆动特征不明显。其后发育的下切水道也同属一个沿此点物源供应路线、并分割了原有顶部连通的末端前缘决口扇。

5 结 论

(1)莺歌海盆底东方气田中新统黄流组的深水沉积区为多点物源、富砂、缓坡的沉积环境。该区的沉积演化模式及各层序时期主要发育的沉积单元受地貌环境、物源供给方式、特别是层序自旋回规律的控制。对应于各层序地层时期,发育了对应的沉积单元。

(2)黄流组深水沉积中发育的有利储层主要为强制海退晚期到低位正常海退期的堤成水道及前缘决口扇复合沉积,而海侵早期的下切水道及线状沟槽对于原有较连续的浊流砂体起到分割作用,造成了现今的砂体展布格局。

(3)平面上根据沉积单元发育特征,将研究区分为三个区块,结合不同区块的物源及地貌环境特征,阐述了它们各自的特点和特征。

参 考 文 献

- [1] 彭大钧,陈长民,庞雄,等. 南海珠江口盆地深水扇系统的发现[J]. 石油学报,2004,25(5):17-23.
- [2] 何仕斌,张功成,米立军,等. 南海北部大陆边缘盆地深水区储层类型及沉积演化[J]. 石油学报,2007,28(5):51-56.
- [3] 张功成,米立军,吴时国,等. 深水区——南海北部大陆边缘盆地油气勘探新领域[J]. 石油学报,2007,28(2):15-21.
- [4] 何家雄,陈胜红,马文宏,等. 南海北部大陆边缘盆地深水油气成藏条件早期预测与评价[J]. 天然气地球科学,2008,19(6):780-789.
- [5] 庞雄,彭大钧,陈长民,等. 三级“源-渠-汇”耦合研究珠江深水扇系统[J]. 地质学报,2007,81(6):857-864.
- [6] 庞雄,陈长民,朱明,等. 深水沉积研究前缘问题[J]. 地质论评,2007,53(1):36-43.
- [7] Weimer P, Slatt R M. Petroleum systems of deepwater settings [M]. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists, Distinguished Instructor Series, 2004.
- [8] 庞雄. 深水重力流沉积的层序地层结构与控制因素——南海北部白云深水重力流沉积层序地层学研究思路[J]. 中国海上油气,2012,24(2):1-8.
- [9] Catuneanu O. Sequence stratigraphy of clastic systems: Concepts, merits and pitfalls[J]. Journal of African Earth Sciences. 2002,35(1):1-43.
- [10] Catuneanu O, Hancox P J, Caimcross B, et al. Foredeep submarine fans and forebulge deltas: Orogenic off-loading in the underfilled Karoo Basin[J]. Journal of African Earth Sciences 2002,35(4):489-502.
- [11] Catuneanu O. Principles of Sequence stratigraphy[M]. New York: Elsevier, 2006.
- [12] Shanmugam G. 50 years of the turbidite paradigm (1950s-1990s): Deep-water processes and facies model—A critical perspective[J]. Marine and Petroleum Geology 2000,17(2):285-342.
- [13] Bouma A H. Sedimentology of some flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation[M]. New York: Elsevier, 1962.
- [14] 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.
- [15] Walker R G. Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: Models for exploration for stratigraphic [J] AAPG Bulletin, 1978,62(6):932-966.
- [16] Walker R G. Turbidites and submarine fans[M]// Walker R G, James N P. Facies models: Response to sea level change. Geological Association of Canada. 1992:239-263.
- [17] Walker R G. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts[M]// Walker R G, James N P. Facies models: Response to sea level change. Geological Association of Canada. 1992:1-14.
- [18] Shanmugam G. Ten turbidite myths[J]. Earth-Science Reviews, 2002,58(3/4): 311-341.

- [19] Vail P R. Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy: Part 1: Seismic stratigraphy interpretation procedure[J]. AAPG Studies in Geology 27, 1987:1-10.
- [20] Stow D A V, Mayall M. Deep-water sedimentary systems: New models for the 21st century [J]. Marine and Petroleum Geology, 2000, 17(2):125-135.
- [21] Galloway W E. Accommodation and the sequence stratigraphic paradigm reservoir[J]. Canadian Society of Petroleum Geologists, 2004, 31(5): 9-10
- [22] Stow D A V, Reading H G, Collinson J D. Deep seas[M]// Reading H G. Sedimentary environments: Process, facies and stratigraphy. Blackwell Science, 1996.
- [23] Posamentier H W. Lowstand alluvial bypass systems: Incised versus unincised[J]. AAPG Bulletin, 2001, 85(10):1771-1793.
- [24] Posamentier H W, Kolla V. Seismic geomorphology and stratigraphy of depositional elements in deep-water settings[J]. Sedimentary Research, 2003, 73(3):367-388.
- [25] Kolla V, Posamentier H W, Wood L J. Deep-water and fluvial sinuous channels—Characteristics similarities and dissimilarities, and modes of formation[J]. Marine and Petroleum Geology, 2007, 24(6/9):388-405.
- [26] Weimer P, Slatt R M. Petroleum systems of deepwater settings[M]. Society of Exploration Geophysicists, 2004: 470-471.
- [27] Arthur S. Linked lowstand delta to basin-floor fan deposition, offshore Indonesia: An analog for deep-water reservoir systems[J]. AAPG Bulletin, 2004, 88(1):21-46.
- [28] 谢玉洪, 张迎朝, 李绪深, 等. 莺歌海盆地高温超压气藏控藏要素与成藏模式[J]. 石油学报, 2012, 33(4):601-609.
- [29] 王振峰, 裴健翔. 莺歌海盆地中深层黄流组高压气藏形成新模式——DF14 井钻获强超压优质高产天然气层的意义[J]. 中国海上油气, 2011, 23(4):213-217.
- [30] 裴健翔, 于俊峰, 王立峰, 等. 莺歌海盆地中深层天然气勘探的关键问题及对策[J]. 石油学报, 2011, 32(4):573-579.
- [31] Wynn R B, Kenyon N H, Masson D G, et al. Characterization and recognition of deep-water channel-lobe transition zones. AAPG Bulletin, 2002, 86(8):1441-1462.

编辑:张跃平

Deep-water Sedimentary Sequence and Sedimentary Evolution Model: A Typical Example from Middle Miocene Huangliu Formation in Mid-deep Buried Strata, Yingehai Basin

Wang Cong, Li Maowen, Chen Dianyuan, Liu Weiwei, Xun Jinlai

Abstract: The deep-water sedimentation of Upper Miocene Huangliu Formation reveals one whole single sedimentary cycle from early forced regression to late transgression in Dongfang Gas Field, Yingehai Basin. The sedimentary characteristics and development rule are discussed on each cycle. The study area is divided into three blocks according to the sediment source and geomorphology. The Huangliu Member-1 deep-water sediments are characterized by multiple-source supply, sand-rich environment, gentle gradient slope and small-scale plain basin, which is a typical deep-water sedimentation model controlled by the sedimentary cycle and geomorphology, especially stratigraphic cyclicity. The prospective reservoirs should be the leveed channels and the frontal flood fan that formed during late forced regression to low-stand normal regression and early transgression. The later following cutting-downward channels that formed during early transgression play a role of segmenting the primary continuous turbidity-flow sand body off, which just is the present distribution pattern of sandy reservoir.

Key words: Middle Miocene; Huangliu Formation; Deep-water sediment; Sedimentary sequence; Sedimentary model; Dongfang Gas Field; Yingehai Basin

Wang Cong; male, M Sc, Add: Exploration and Development Research Institute of CNOOC (China) Tianjin Ltd., 1 Zhabei Rd., Tanggu, Tianjin 300452, China