

第三章 储层层序地层学分析原理

层序地层学是 20 世纪 70 年代末发展起来的新兴学科,是沉积学、盆地动力学和地层学完美结合的产物,是地震、钻井、测井、岩心与露头等综合研究手段紧密结合的产物,该理论体系和技术在油气勘探和开发实践中已经发挥了巨大作用。储层层序地层学分析是高分辨率层序地层学基本原理在油气储层研究中的具体应用。实践证明,储层层序地层学分析对认识储层空间三维构成及其控制因素、高精度储层等时性储层单元划分对比、高精度储层非均质性等储层属性有重要指导意义,对认识由储层控制的油藏流体动态变化规律有指导意义。储层层序地层学分析原理已经成为储层地质学的重要理论指导和基本原则。

第一节 高分辨率层序地层学基础

高分辨率层序地层学是以露头、测井、岩心和三维高分辨率地震反射资料为基础,以旋回性等时沉积层序地层学为理论指导,建立不同层次尺度下沉积地层格架,并对地下油气储层、烃源岩和隔夹层进行评价和预测的一项新理论和新技术(邓宏文等,2002)。国外以 Van Wagoner(1990)、Mitchum 和 Vail(1991)和 Cross(1993,1994)等学者为代表。高分辨率层序地层学的兴起,使得地层学研究可以开展到小层序、层组乃至纹层,以及短期、超短期旋回等细小尺度上进行研究,大大提高了地层格架的研究精度,尤其为油气田开发过程中储层的详细研究创造了条件。因此,近 10 年来,高分辨率层序地层学被广泛应用于石油勘探和开发生产实际和科学研究之中,并在本世纪之初达到了层序地层学研究的高潮。

从陆相地层研究角度,尤其是陆相油田开发储层研究角度来看, Cross 等学者为代表的高分辨率层序地层学派有其较强的灵活性和可操作性,适应性较广。因此,这里主要介绍 Cross 等学者的高分辨率层序地层学理论观点。该观点以地层过程——响应动力学原理为指导、以基准面旋回为参照,强调地层基准面旋回变化原理、沉积物体积分配原理、相分异原理和等时性地层对比法则等基本理论与法则。实际应用过程中避免了在陆相地层中识别湖(海)平面变化的尴尬以及对沉积体系域划分为低位、海进和高位的固定模式,因此应用前景广阔。以下对高分辨率层序地层学的几个基本原理简单作一下介绍。

一、地层基准面旋回变化原理

地貌学家认为,基准面是地貌学上分隔发生沉积作用和剥蚀作用的理论平衡剖面,正如 Sloss(1963)所说的“该面之上沉积物不能停留,该面之下可能发生沉积作用和埋藏作用”。Cross(1994)定义基准面为一个势能面,它反映了地球表面与力求其平衡的地表过程间的不平衡程度。要达到平衡,地表要不断地通过沉积或侵蚀作用改变其形态,使其向靠近基准面的方向运动。基准面是一个抽象的、非物理的界面,地层记录中地层旋回性的变化表明该抽象界面的确存在,并控制着地层的沉积与保存作用,这时的基准面就是地层基准面(图 3-1)。基准面是随时间变化而变化的,连续上升半旋回和连续下降半旋回组成一个完整的基准面旋回(base-level cycle)。

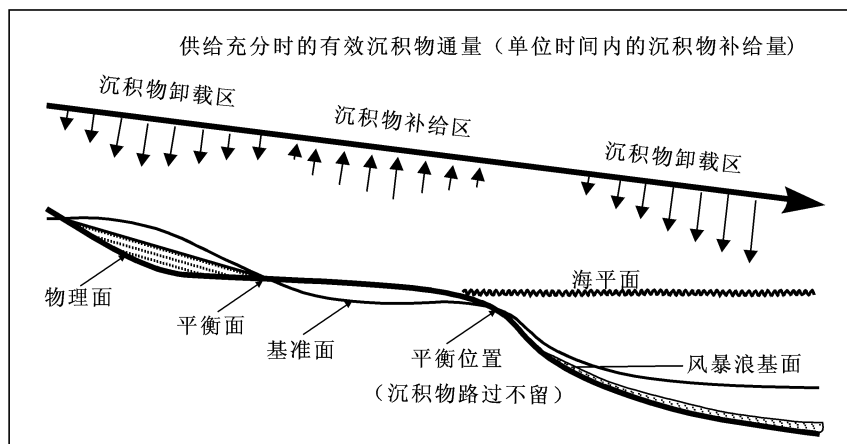


图 3-1 基准面与可容空间变化示意图(据 Cross,1994)

不论规模大小,每种规模的地层基准面旋回导致的地层旋回都是时间地层单元。反过来看,地层旋回的多级次性特征也说明了地层基准面旋回的多级次性。在中小尺度地层层序地层学研究中,目前地层基准面旋回多级次性表述普遍采用长期基准面旋回、中期基准面旋回、短期基准面旋回等名词。短期基准面旋回是以岩心层段沉积相分析为依据来划分;中期基准面旋回是在短期旋回划分的基础上,考虑测井曲线的变化规律组合而成,经过测井约束下的地震地质解释,中期旋回变化可以与高分辨率地震剖面上识别的标志建立起对应关系,进而可以通过地震资料研究中期旋回的变化规律。长期基准面旋回通常以构造和沉积体系演化为背景,通过地震地层层序的识别加以划分确定(图 3-2)。

可容纳空间(accommodation)和沉积物供给(sediment supply)是两个与基准面变化密切

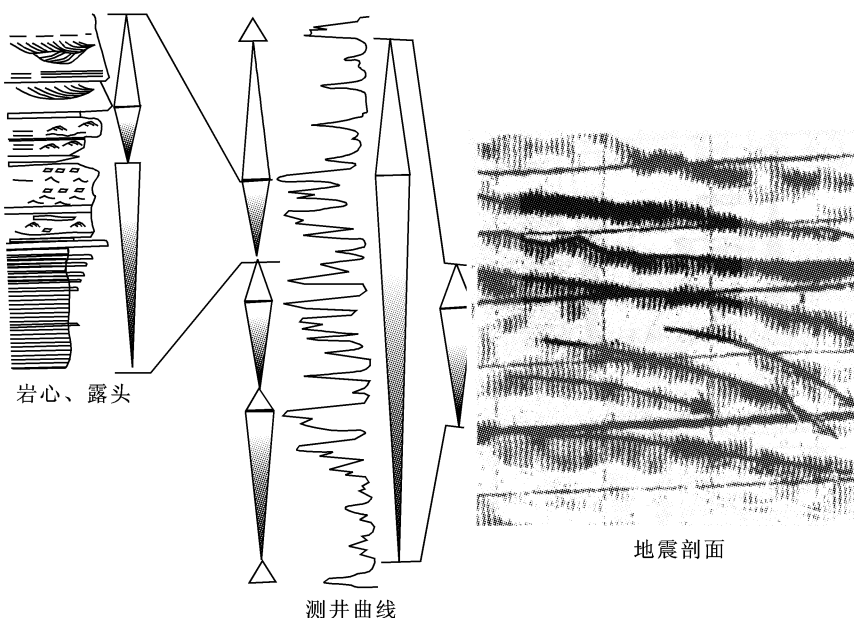


图 3-2 多种资料综合的层序地层旋回性分析方法(邓宏文,2001)

相关的两个基本概念,可容纳空间是指地表和基准面之间可供沉积物堆积的空间体积;沉积物供给是指高出基准面的剥蚀区能够提供的潜在沉积物的多少。可容纳空间(A)和沉积物供给(S)二者联合作用(可以用 A/S 表示)决定了沉积物的保存程度和保存方式,进而决定了油气储层的类型、结构、规模和质量。而基准面旋回的升降变化则决定了可容纳空间(A)和沉积物供给(S)潜在能力的大小。A/S 的变化代表了沉积作用的补偿程度,详细解释如表 3-1 所示。

表 3-1 可容纳空间增加速率和沉积物供给速率比值与沉积作用的关系

比值变化	沉积作用形式	岸线推进方向	盆地补偿作用
$A/S \rightarrow 0$	几乎无沉积作用发生	无静止水体	过饱和补偿,夷平
$A/S < 1$	沉积物发生进积作用	岸线向盆地中心推进	过补偿
$A/S = 1$	沉积物发生加积作用	岸线相对固定不便	等量补偿
$A/S > 1$	沉积物发生退积作用	岸线向陆地方向推进	非(欠)补偿
$A/S \rightarrow \infty$	饥饿性沉积作用	岸线向陆地方向快速推进	饥饿性非(欠)补偿

二、沉积物体积分配原理

上述可容纳空间增加速率和沉积物供给速率比值与沉积作用的关系已经反映出沉积物沉积作用的变化,这种在基准面旋回期间,在相域内保存不同沉积物体积的过程称为“沉积物体积分配”(邓宏文,2002)。沉积物体积分配作用贯穿于基准面相对于地表起伏升降运动过程之中。基准面旋回过程中可容纳空间大小随地理位置变化,进而堆积在可比较的沉积环境中的沉积物体积会发生时空变化(Cross,1998)。当然,这一地层过程遵循“质量守恒定律”,即剥蚀面附近搬运走的物质在该剥蚀面下坡必然存在着在时间上与剥蚀地层相当的沉积物。

由此看出,沉积物体积分配是一个重要概念,因为沉积物体积变化反映了 A/S 值在时间和空间域的变化。其结果直接伴随着地层旋回的对称性变化和地层单元叠加样式变化。

1. 地层旋回的对称性变化

旋回对称性是基准面变化过程中上升半旋回和下降半旋回内形成的岩石记录的变化特征。对称性旋回是指基准面上升和下降半旋回内形成的岩石厚度大致相等;相序组合基本一样。不对称性旋回是指基准面上升和下降半旋回内形成的岩石厚度不相等;相序组合不一样;甚至差别极大。一般在陆相盆地中,对称性旋回的岩石记录较少见,而不对称性旋回的岩石记录很常见。在河流相储层发育的地层中,多数是基准面上升旋回(向上变细相序旋回)组合而成,基准面下降旋回很少发育,导致严重不对称性。相反在大型三角洲前缘相储层发育的地层中,多数是基准面下降旋回(向上变粗相序旋回)组合而成,基准面上升旋回很少发育,这样也导致严重不对称性(图 3-3)。

2. 地层单元叠加样式变化

在较厚地层中,也即在较长期的地层旋回内,沉积物体积分配决定了连续沉积的进积/加积地层单元的叠加样式。地层单元的叠加样式受长期基准面上升和长期基准面下降两种变化形式控制,表现结果则是退积和进积两种沉积层序的变化。通过沉积速度与容纳空间的比值变化可以反映小层序内沉积砂体的叠置方式,这种变化分为加积、退积和进积三种形式(图 3-4)。不同叠置方式决定了砂体垂向组合规律和横向连续性变化规律,对储集砂体预测、地层对

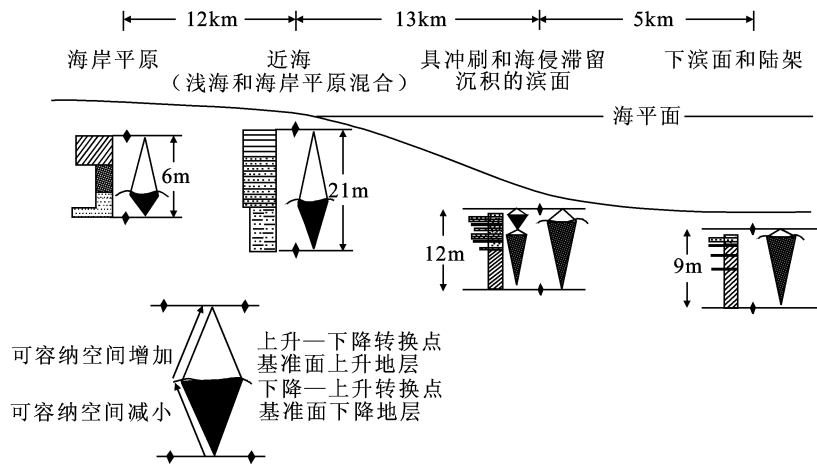


图 3-3 一个成因层序内不同地理位置的对称性变化(Cross,1998)

比、开发井网布置等方面都有重要影响。

在较小尺度的纯砂岩地层中，多期砂体叠加也会构成复杂的相单元和流动单元叠加样式变化，这些变化主要影响储层物性分布，是小尺度储层非均质性程度的重要控制因素。

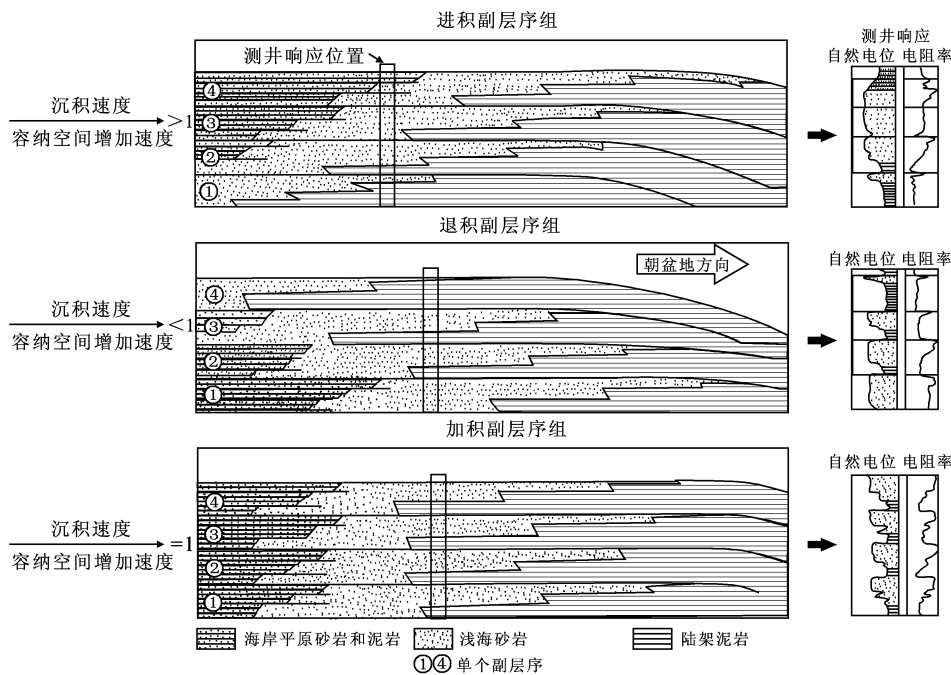


图 3-4 剖面和测井记录反映的加积、退积和进积沉积样式图(Wagoner 等,1988)

三、相分异原理

在基准面旋回及其伴随的可容纳空间的变化过程中，导致沉积物体积分配作用，沉积物体

积随时间和空间的变化又必然发生沉积相的分异作用,相分异作用表现出的沉积地层属性变化包括几何形态、相序、岩石类型、层理类型和岩石物性等方面。相分异是同一沉积体系内砂体几何形态、微相类型、岩石结构以及岩石层间和层内非均质性产生的主要原因。

相分异作用有两种主要类型。第一种是在基准面变化周期中的单个相属性的变化。例如,同是河道砂体,在高可容纳空间和低可容纳空间状态下,其几何形态、侧向连续性、相互切割程度、内部结构等均有明显差异(图 3-5)。该种类型对研究小尺度储层划分与对比和储层内部结构有重要指导意义。

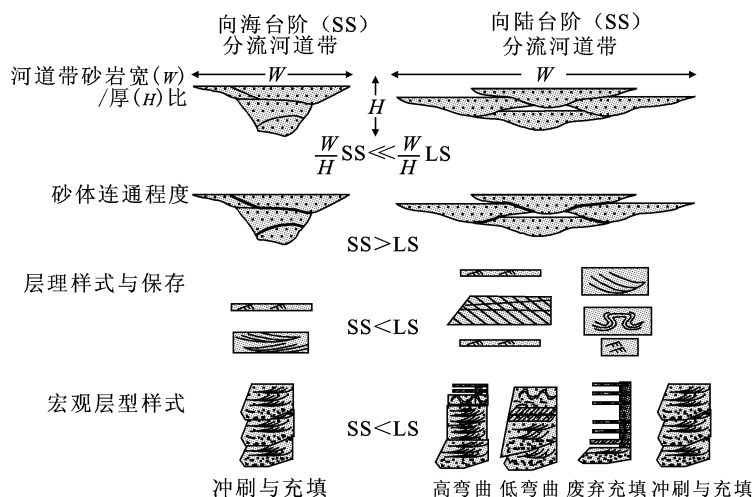


图 3-5 分流河道砂体构成和相分异图(Cross,1994)

第二种相分异作用类型表现为在沉积地形剖面的相同位置垂向上不同的沉积相类型交替变化。例如,河口地带相同位置,由于基准面变化引起的可容纳空间和沉积物供给的变化导致三角洲沉积和潮汐、波浪沉积交替出现,沉积记录产生巨大相分异性。该类型表现尺度大于第一种,对地层对比、沉积体系演化和储层评价预测有重要价值。

第二节 层序地层对陆相储层的控制原理

众所周知,沉积相或沉积环境对沉积保存的储集岩石有控制作用,表现在岩性、结构、粒度、物性等方面,但相的控制作用在岩石地层记录中却表现为储层特性复杂的多样性变化非常明显,如同样是河流沉积砂体地层,却存在储层结构、叠置关系、厚度等巨大的差异。因此,需要应用高分辨率层序地层学的基本原理,讨论地层特性对陆相河流储层特性的宏观控制作用。用层序地层过程观点讨论陆相储层的控制作用显得更全面、更有说服力。

一、地层过程的均一化作用

在沉积岩地层中,被保存下来的岩石记录是由沉积和地层过程的综合因素决定的,其保存与否、保存程度、保存方式、地层特性等可以用基准面变化及其伴随的可容纳空间(A)和沉积物供给(S)的关系加以解释。以下从两个方面加以分析。

(1)相同成因的后期沉积过程对先期沉积物侵蚀作用,造成储层的均一化。如图 3-6 表

示曲流河沉积均一化过程。图 A 表示保留完整的曲流河垂向相序图,在实际岩石记录中,曲流河砂体保留下来的相序变化较大,在低 A/S 值条件下(图 B),第一个完整河流相序形成之后,另一个河道迁移进入该区,冲刷先前沉积的大部分河道沉积,并依此类推,结果形成的地层记录(图 C)与完整的曲流河垂向相序完全不同,实际上仅保留下来相互叠置的底部河道沉积物。在高 A/S 值条件下(图 D),第一个完整河流相序形成之后,继后的河流作用很少冲刷先前沉积的大部分河道沉积,结果是较完整的叠置,形成了不同于低 A/S 值条件下的曲流河垂向地层记录(图 E)。

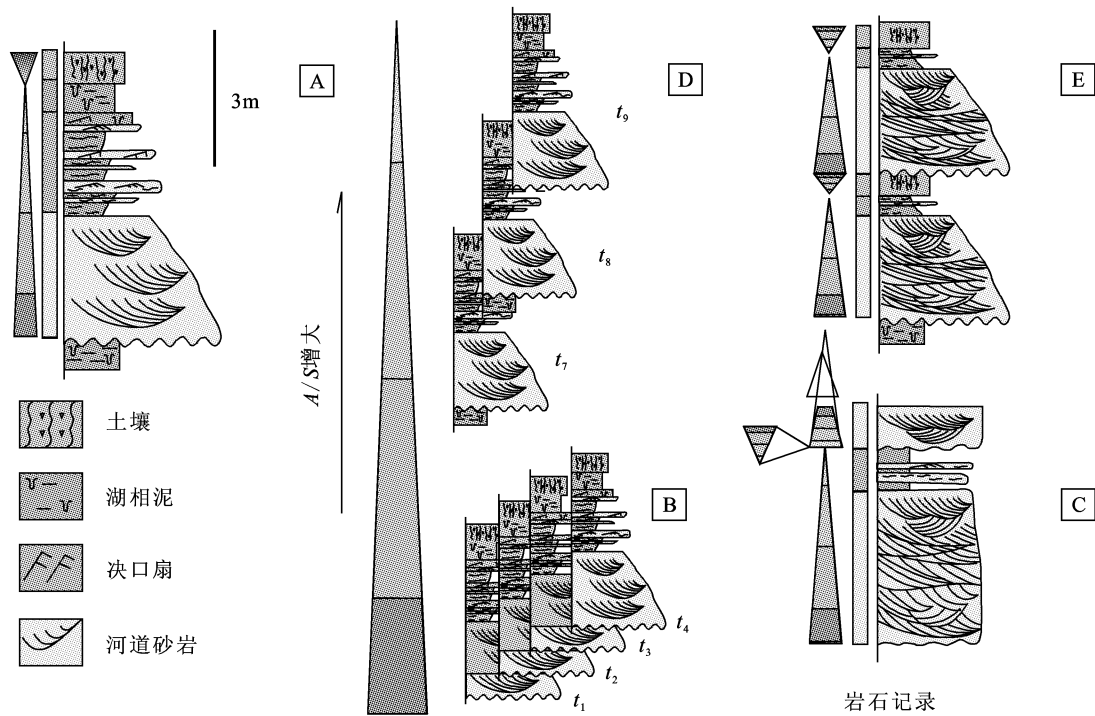


图 3-6 不同的 A/S 条件下河流与洪泛平原地貌单元保存程度差异图(Cross, 1994)

(2)不同成因的沉积体沉积环境先后迁移叠置切割作用,造成储层的均一化。如:现代河口地区和冲积平原地区,沉积环境类型繁杂,且环境的微小变化边界是很清楚的。但是这类地区沉积环境的迁移叠置十分复杂且频繁,在古代地层记录中却只能看到席状的、被均一化的厚层砂体和少量的几种沉积微相类型。

二、小规模储层性质的变化

以河道砂岩中层组厚度和其物性变化为例说明该尺度上储层性质的变化。图 3-7 表示尤他盆地绿河组河流地层在 A/S 值逐渐增加条件下的三个旋回沉积剖面,图中识别出了详细的交错层理类型和其厚度变化,也统计了其孔隙度和渗透率的详细变化。

右边曲线反映了交错层理层组厚度的变化规律。可以看出,在可容纳空间逐渐增加的背景下,三个成因单元内所有单期砂体底部交错层组厚度大于上部厚度;而每个单元中上部单期层组厚度大于下部。其原因是在下部单元开始时 A/S 值低,河床底形相互切割和叠置作用明

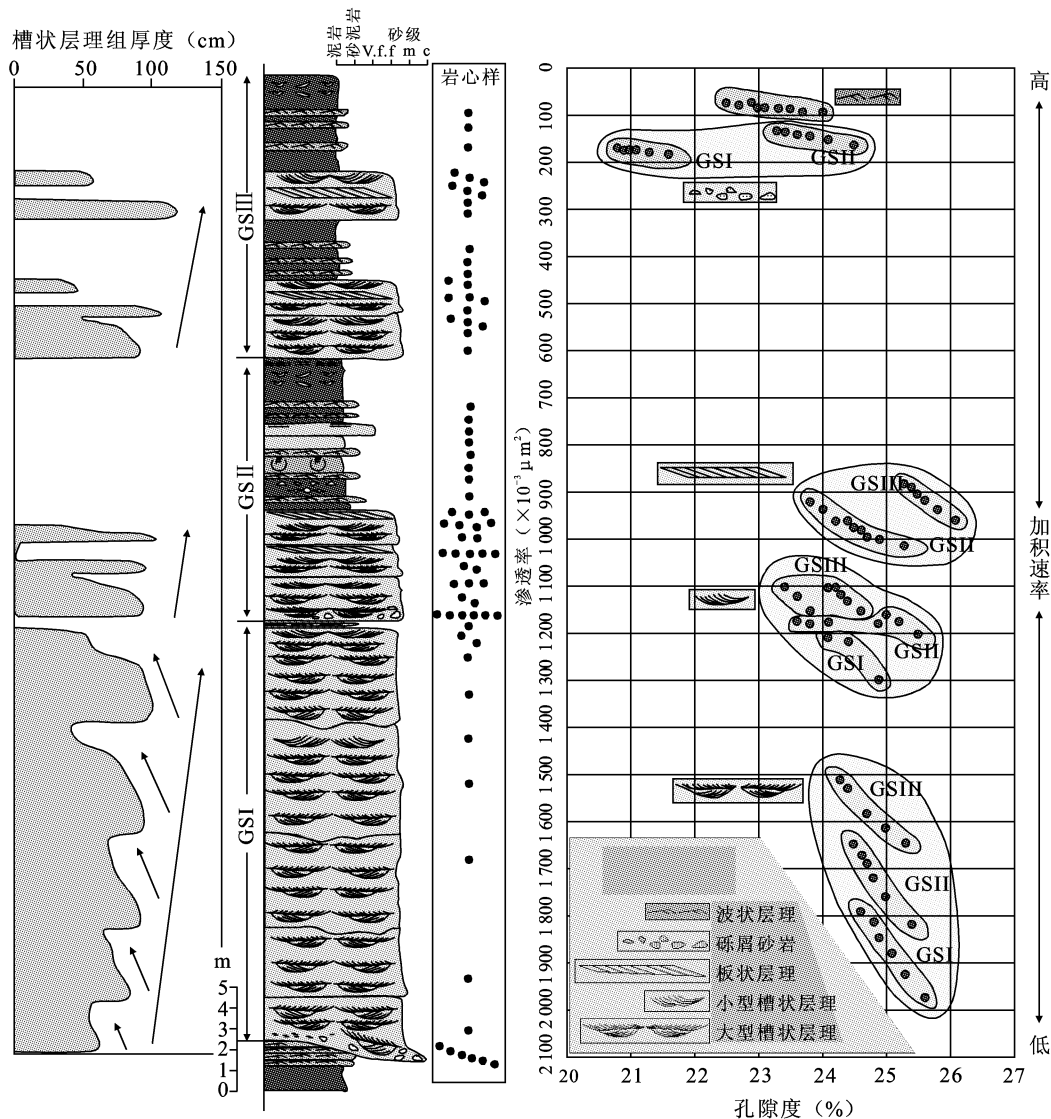


图 3-7 尤他盆地绿河组河流地层在 A/S 值逐渐增加条件下交错层理类型、厚度、孔隙度和渗透率的详细变化图解 (Cross, 2000)

显。随着 A/S 值增加,上部单元中相同类型的河床底形较好地保存下来了。

左边的散点图表示了不同成因地层单元和不同层理单元孔隙度和渗透率的变化。从统计图中可以看出三个明显规律。一是不同层理类型物性存在巨大差异,由好到差依次为大型槽状交错层理、小型槽状交错层理、板状交错层理和波状交错层理。二是同一种交错层理内,下部成因单元地层物性总体好于上部成因单元地层。三是同一成因单元和同一类型的层理组其物性(孔隙度与渗透率交会图)呈线性变化样式。这些变化是由于下部单元 A/S 值低,导致水流能量强,砂体分选性好,自然物性较好。在同一层理组内,水流形式相同,因此物性变化呈线性变化。因此,物性表现出的变化,总体上是由于 A/S 值逐渐增大,水流能量相对逐渐减小所致。

三、中等-大规模储层性质的变化

中等-大规模尺度储层性质的变化,主要反映砂体垂向和横向的组合变化规律及其层间夹层的变化规律,这种变化对油藏规模流体流动影响巨大,关系到油藏开发的效果。以下以断陷盆地和坳陷盆地分流河道作用方式及储层分布为例,说明此尺度上 A/S 值的变化与储层展布规律的关系(图 3-8)。

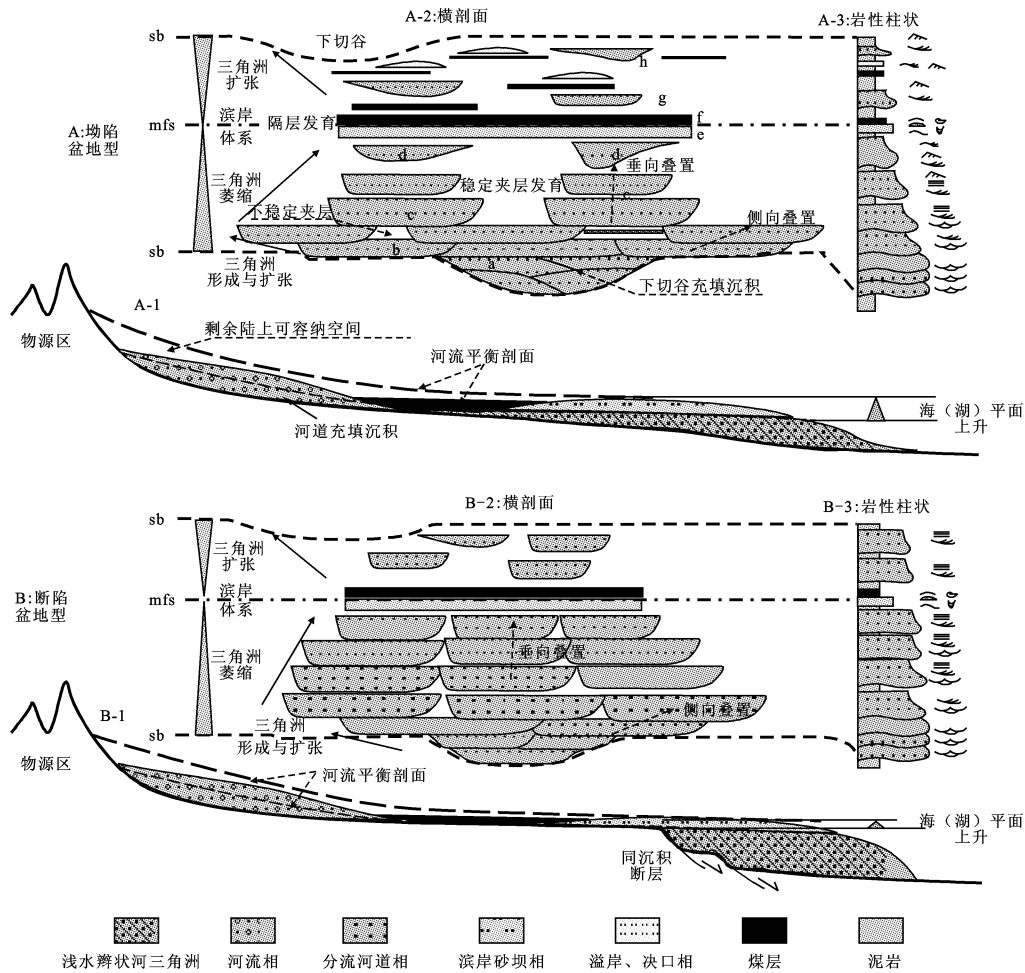


图 3-8 坳陷盆地、断陷盆地浅水辫状河三角洲发育特点及储层宏观分布模式

(王家豪、姚光庆,2002)

1. 坳陷盆地浅水辫状河三角洲发育区河流作用方式及储层分布

坳陷盆地以整体慢速沉降为特征,其浅水辫状河三角洲发育区的古地形开阔平缓,可容纳空间对海(湖)平面变化十分敏感,小幅度的海(湖)平面上升即能形成大量的可容纳空间,导致海(湖)岸线远距离后退。海(湖)平面上升一方面使河流平衡剖面抬升、搬运能力减弱、沉积作用增强;另一方面,能形成大量陆上可容纳空间,这种双重作用直接导致河流上游充填沉积发育、海(湖)盆区陆源供给缺乏、三角洲平原废弃、出现滨岸体系的滨岸沙坝、滨岸沼泽沉积。在

随后的海(湖)平面下降期,由于剩余陆上可容纳空间存在,河流并不能立即回返,即使在基准面下降半旋回的中、上部也仅发育小型的分流河道沉积,表现为沉积滞后现象[图 3-8(A-1)]。根据可容纳空间原理、相分异原理、体积分配原理,进一步分析拗陷盆地内浅水辫状河三角洲发育区河流作用方式及砂体分布理想模式如下[图 3-8(A-2)]:

(1)基准面初始上升, V_a (可容纳空间发育速率)/ V_s (沉积物供给速率)远小于 1,辫状水流强劲,河道沉积局限于之前 $V_a < 0$ 时形成的下切沟谷内,沉积物粒度粗而混杂,大型槽状交错层理发育。储层砂体呈线状分布,内部强烈冲刷,强连通。

(2)基准面继续上升, $V_a/V_s < 1$,河道摆脱下切沟谷的限制,并不断拓宽、分流,三角洲平原形成,辫状分流河道因水流分散而能量降低,沉积物粒度减小,大型楔状交错层理发育;单河道砂体呈宽薄槽状,单期河道砂体侧向冲刷叠置。储层呈面状展布,强连通,仅局部发育不稳定夹层。

(3)基准面继续上升, $V_a/V_s > 1$,但比值不大,沉积体系向物源区迁移,辫状河道稳定性增强,内部冲刷面减少,楔状交错层理、平行层理发育,粒度渐变细特征清晰,渐变段增厚。单河道砂体宽度减小、厚度增加,呈槽状;砂体以垂向叠置为主,稳定夹层发育,储层连通性迅速变差。

(4)基准面继续上升, V_a/V_s 进一步增大,沉积体系向物源区大幅度迁移,三角洲平原规模迅速增大,陆上可容纳空间发育,物源区河道水流能量和沉积物供给迅速减弱,三角洲平原上辫状分流河道规模相应缩小,水流间歇性弱,向低弯度曲流河转化,单期河道砂体呈小型槽状或不对称透镜状,储层砂体分布较孤立。

(5)基准面迅速上升,陆上可容纳空间的发育导致物源区河道充填沉积作用为主,湖盆地区沉积物供给缺乏,滨岸沙坝相发育。

(6)基准面初始下降,在广阔的废弃三角洲平原上发育滨岸沼泽沉积,形成稳定分布的厚煤层。

(7)基准面继续下降, $V_a/V_s < 1$,河流逐渐回返,水流小,能量弱,沉积物粒度细,单期河道砂体规模小,储层分布较孤立。

(8)基准面进一步下降, V_a/V_s 远小于 1,河流侧向侵蚀作用增强而曲流化,河道溢岸、决口、分流作用频繁,分支水系细小而分散,泛滥平原特别发育。单期河道砂体呈强烈不对称透镜状、厚度小、粒度细、小型交错层理发育。

因此,基准面下降半旋回与上升半旋回也并不是一个简单的对称变化过程。在基准面上升半旋回内,河流起始于基准面大幅度下降,可容纳空间小于 0,导致河流回春下切的高能辫状水流,河道砂体多期叠置,储层厚度大、粒度粗、连通性强;在基准面下降半旋回内,河流产生于可容纳空间发育速率减小导致的河流回返,并存在滞后现象,河流水动力弱,储层由小型河道砂体、溢岸和决口扇砂体组成,厚度小,粒度细,分布较孤立。总之,河流的样式、形态、沉积作用的时间、沉积构造及其形成的储层砂体形态、内部结构、隔夹层分布等宏观特征并不是偶然的,而是受 A (可容纳空间)/ S (沉积物供给)控制,随基准面旋回变化而呈规律性变化。

2. 断陷盆地浅水辫状河三角洲发育区河流作用方式及储层分布

浅水辫状河三角洲是断陷盆地缓坡带常见的沉积类型。断陷盆地缓坡带的构造沉降以多级断阶为特征,其同沉积正断裂活动较弱,但控制着可容纳空间的分布[图 3-8(B-1)]。以盆缘断裂为界,盆地区构造沉降速率较高,而盆缘断裂之上地区构造沉降相对静止,形成了盆缘断裂上下可容纳空间发育截然的特征,对海(湖)岸线的位置具有限定作用,是小规模的海

(湖)泛难以逾越的界限,海(湖)岸线水平迁移范围小,导致河流平衡剖面受海(湖)湖平面变化影响不大,物源河流持续性强,沉积物供给较稳定。三角洲平原主要分布在边界断层的下盘,面积小。基准面上升半旋回内,单期河道砂体以宽厚槽状砂体为主,在旋回上部规模逐渐缩小,变化幅度不及坳陷盆地显著,一般不出现低弯度曲流化特征。夹层分布于多个单期河道砂体之间,储层的连通性较强。只有在较大海(湖)泛时,海(湖)水才能浸没开阔平坦的物源区,形成陆上可容纳空间,发育少量稳定夹层[图 3-8(B-2)]。基准面下降半旋回内,一般地,与坳陷盆地比较,由于盆缘断裂之上构造沉降相对静止,剩余陆上可容纳空间小,辫状河流回返较迅速,砂体相对也较发育。

第三节 储层层序地层学综合分析

地震、测井、岩心、露头等资料联合应用是开展高分辨率储层层序地层学研究的重要方法,各类技术之间既要相互支撑,又要各自解决问题。当然,无论哪种方法都要从识别地层界面开始。

一、地层界面识别准则

不同级别类型的地层单位在成因上是相似的,它们的区别主要是在形成时间的长短和界面面积的大小上。这些地层单位的界面是根据以下三个准则确定的。①结构变化:包括岩性突变、粒序突变、成分变化。②地层终止:包括上超、下超、截断。③以虫孔(潜穴)、植物根须或土壤带为标志的准整合(Van Wagoner,1990)。图 3-9 表示的是分辨层面的准则,界面是略经侵蚀的到无沉积的,从而将时代较新的和时代较老的地层分开。界面的连续性有很大变化,从某些纹层组的几平方英寸到某些层或层组的几千平方英里。界面形成较快,从几秒钟到几千年。因此在其所涉及的面范围内实质上是同时的。此外,这些岩层的界面所代表的时间间隔可能比这些岩层本身代表的时间间隔大得多。因此,一般可以利用层和层组对许多沉积环境的广大地区进行年代地层对比。

二、露头、岩心资料层序地层学分析

露头和岩心资料是高分辨率储层层序地层学分析的基础,是不可替代的第一性资料。岩心由于受井孔所限在横向变化上很难追踪,但在垂向上分辨率极高。露头不仅垂向上分辨率高,而且横向变化可以在一定范围内追踪,因而比岩心更能反映层序和旋回的变化规律,是最理想的高分辨率层序地层学分析的对象。

以下引用 Cross 的两张野外照片。图 3-10 是上述尤他盆地绿河组河流地层三个旋回沉积剖面实际野外照片(远观效果),反映地层在 A/S 值逐渐增加条件下向上变细的总体特征。剖面显示,河流砂体在横向和垂向上具有很高的、可识别的分辨率,砂体界面清晰,旋回变化明显,这些都是露头剖面的优势所在。

图 3-11 是该剖面中部河道砂体近观效果图,表现了河道砂体清晰的交错层理层组和纹层的特征,反映了更细的层面特征。

在野外露头剖面中测量砂体形态、厚度、层理特征以及密集取样都是轻而易举的事情。两个图件都表示了虚拟井的位置和形态,钻井取心所反映的层序特征在垂向上其分辨率与露头是一致的,但在横向上不具有连续性,这就是钻井岩心和测井在分析地层特征方面的优势与不足。

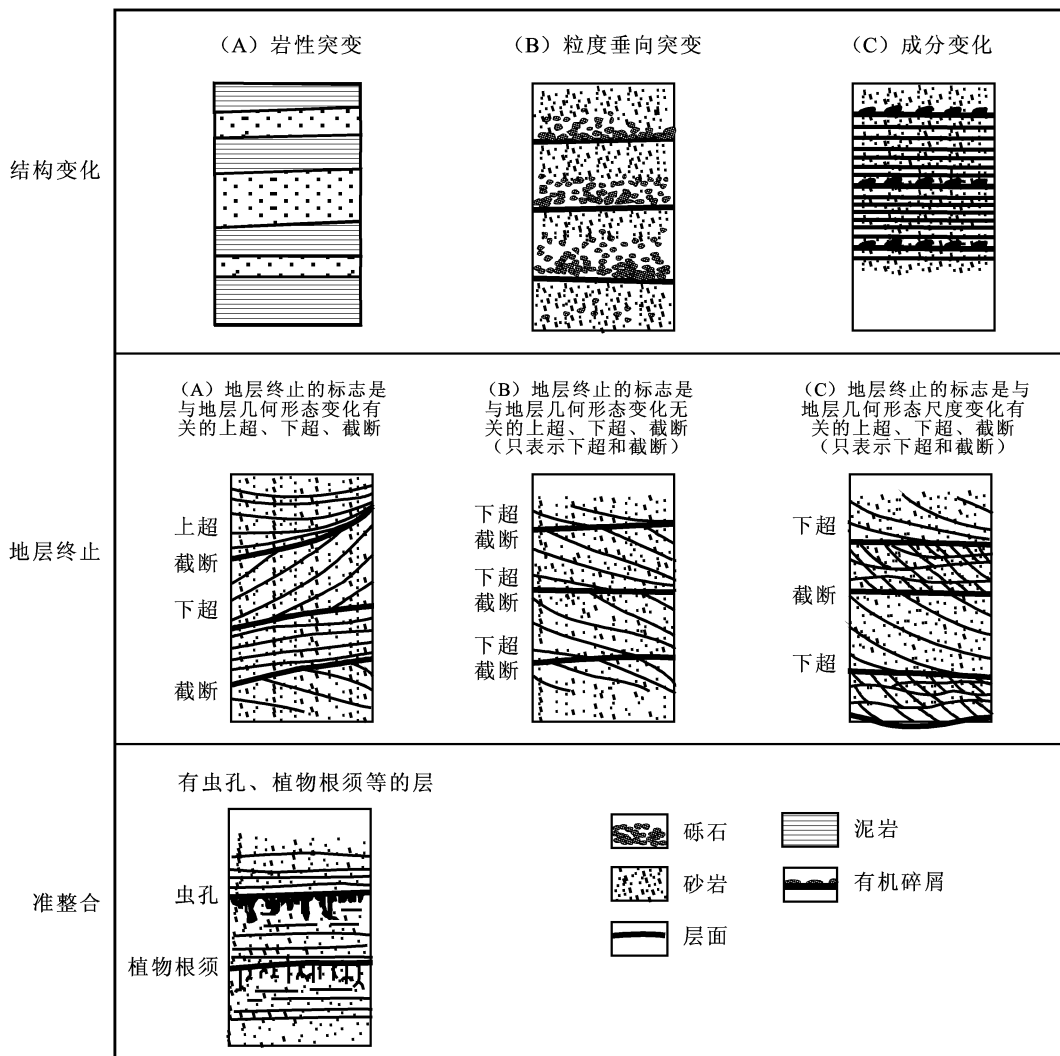


图 3-9 地层界面识别准则 (Van Wagoner, 1990)

三、测井资料层序地层学分析

在油田开发过程中,由于研究尺度大小所决定,储层层序地层学研究更多地依赖测井资料,而且测井资料是岩心、露头第一性资料与地震大尺度间接资料联系的桥梁,显得尤为重要(图 3-2)。测井资料具有与岩心和露头资料同样高的垂向分辨率,在无取心井段完全可以用测井资料进行地层特征、沉积特征和储层特征识别。而且测井资料是数字化资料,其尺度的可变性可以使其与地震剖面对应,即在测井约束下进行精细的地震界面识别和追踪。因此,测井和地震资料的结合各自发挥了其垂向分辨率高和横向追踪能力强的特点。

在油气田开发阶段,由于有大量密集钻井和测井,因此,充分利用测井资料进行砂体精细对比、界面识别,开展高精度的测井层序地层学分析,对于储层建模和油层水淹规律分析意义重大。图 3-12 是宝浪油田测井地层和河道砂体精细对比的实例。该油田宝北区块有近 10

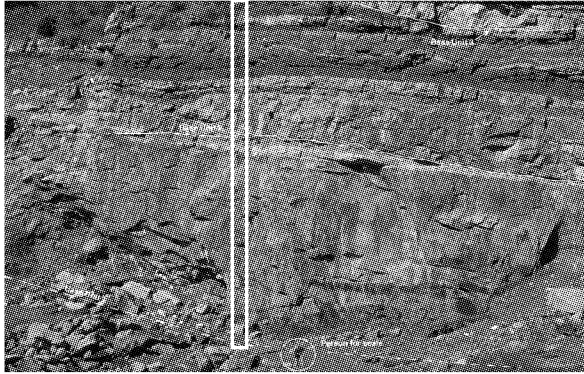


图 3-10 尤他盆地绿河组河流地层三个旋回
沉积剖面实际野外照片(远观效果)
(Cross, 2000)

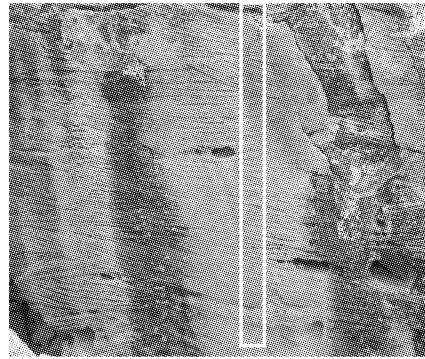


图 3-11 图 3-10 照片中中部旋回砂体内
交错层理照片
(Cross, 2000)

年的开发历史,目前井间距平均 200~300m。主力油层为侏罗系三工河组辫状分流河道砂体。通过利用测井层序地层学分析,应用自然伽马曲线、自然电位曲线、补偿中子曲线对厚层砂体分解和连井对比,识别出四种不同形态、规模的单期河道砂体类型:宽厚槽状型、宽薄槽状型、窄薄槽状型、不对称透镜状型。这套地层划分了 SSC1—SSC5 共 5 个短期基准面旋回(图 3-12)。

SSC1:宽薄槽状砂体发育,岩性粒度粗,含较多稳定夹层,连通性差,总体反映为物源供给充足,断陷活动弱,盆地区可容纳空间小,分流河道侧向拓展能力强;同时,湖平面频繁逾越盆缘发育陆上可容纳空间,导致夹层较发育。上升半旋回包含少量宽厚槽状砂体,其顶部单期河道砂体规模变小,出现窄薄槽状砂体,显示了基准面上升和退积过程。

SSC2:主要由宽厚槽状砂体组成,尤其在上升半旋回内特别发育,岩性粒度粗,含少量不稳定夹层,连通性强,垂向叠置为主,反映为断陷作用较强,高可容纳空间和沉积物供给充足的辫状分流河道沉积。其底部与 SSC1 旋回宽薄槽状、窄薄槽状砂体突变,局部冲刷接触,为旋回底界面的依据。最大湖泛面位于稳定厚煤层的底面。下降半旋回发育少量孤立的宽厚槽状、宽薄槽状砂体,泛滥平原沉积发育。

SSC3:特征与 SSC2 旋回相似。上升半旋回主要由宽厚槽状砂体组成,其底部与厚层泛滥平原泥岩冲刷接触,旋回底界面清晰。

SSC4:与下部旋回相比,储层规模显著减小。上升半旋回发育宽厚槽状、宽薄槽状、窄薄槽状砂体类型,旋回底部宝 6-12 井-宝 1 井储层连通性较强。垂向上砂体规模缩小,体现基准面上升。最大湖泛面位于稳定厚煤层的底界。下降半旋回厚度小,储层极不发育。

SSC5:分流河道砂体形态发生重大改变,主要由分布孤立不对称透镜状砂体组成,为低弯度曲流化辫状分流河道或曲流分流河道沉积。垂向上,砂体规模呈大一小一大的较对称变化,反映了基准面上升、下降特征。

储层岩性组成统计表明,从Ⅲ油组到Ⅰ油组,沉积物粒度迅速变细,反映沉积物供给弱,物源区逐渐剥蚀夷平的过程,从而造成了垂向上由辫状分流河道转变为曲流分流河道、储层规模总体减小。

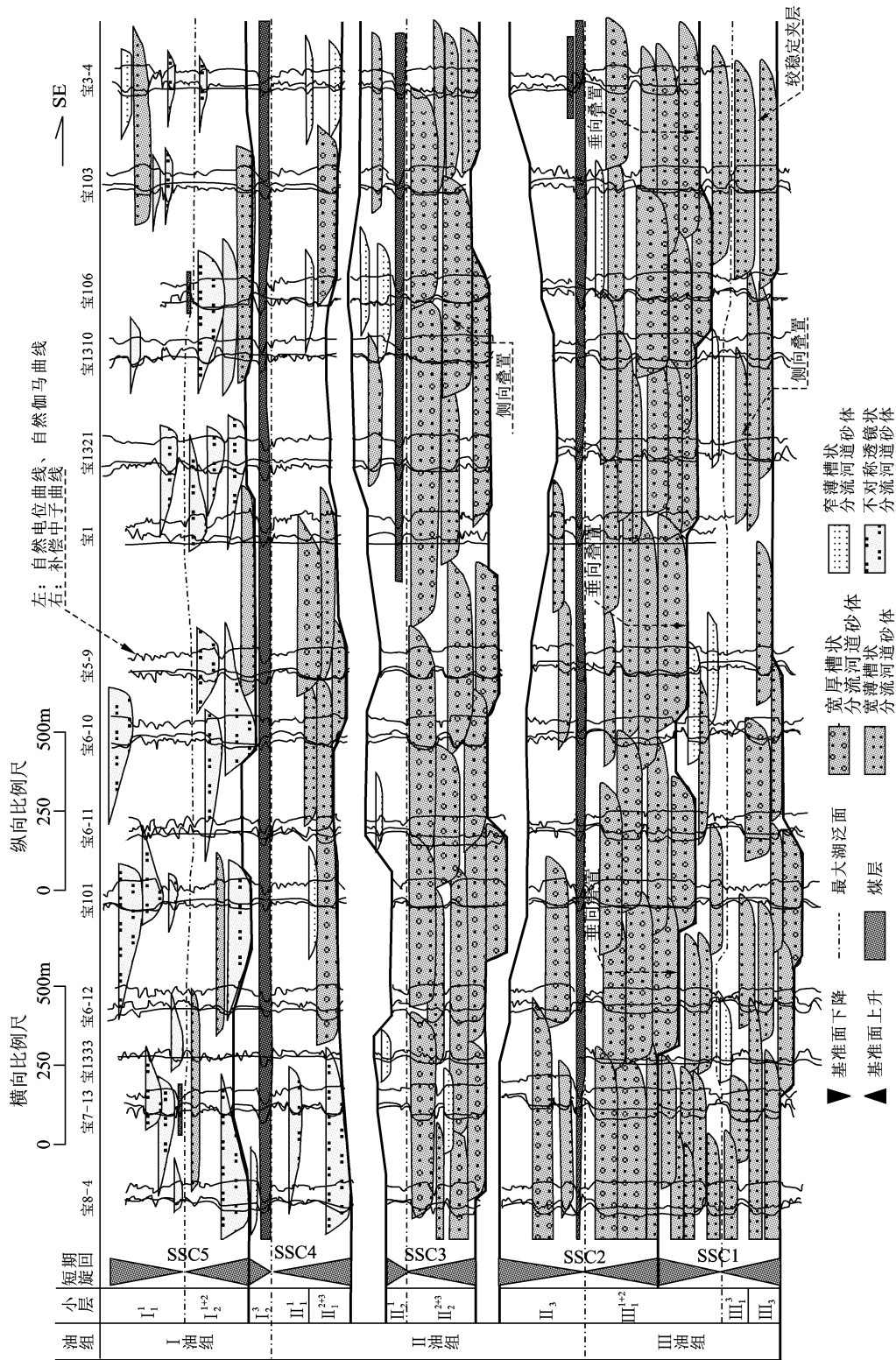


图3-12 焉耆盆地宝浪油田田三工河组砂体旋回性对比图