

高分辨率层序地层学

覃建雄 田景春

(成都理工学院沉积所)

随着实验技术、模拟技术和地层对比技术的提高,高分辨率层序地层学应运而生。作为一个基准面旋回变化过程中形成的沉积体进行研究的分支学科,高分辨率层序地层学研究的基本单元是成因层序,即以等时面为界的时间地层单元^[1],研究的基本原理是地层基准面或平衡剖面理论^[2]。地层基准面作为一个抽象的、动态的非物理界面,它是相对海平面、构造沉降、沉积物供给、基底地形等的函数^[1]。基准面位置、运动轨迹及方向、波动振幅及频率等随时间而变化,它能准确、动态地反映容纳空间及沉积过程^[3]。建立在地层基准面原理基础上的高分辨率层序地层学,与Johnson等(1985)的T-P旋回层序、Galloway(1989)的成因层序和Vail等(1987)的层序地层不同,它以岩心、测井、露头和高分辨率地震反射剖面为基础,通过精细层序划分和对比技术,建立各种高级别的成因地层格架,对各种级别沉积体进行四维评价和预测,因而具有客观、动态、准确、精细等优点。

1 基本原理

地层基准面作为相对海平面、构造沉降、沉积物供给、基底地形及古气候等的函数^[1],它控制着容纳空间的变化,容纳空间是一种随地质时间发生变化的动态容积^[3],因而仅仅考虑容纳空间存在与否而不考虑容纳空间的变化速率是远远不够的。当容纳空间为正值时(图1),地层格架主要受沉积供给过程的影响;若沉积物供给速率超过容纳空间增大速率,则发生海岸进积作用;若两者相等,则发生加积作用;若沉积物供给速率小于容纳空间增大速率,则发生退积作用;若容纳空间为零时,则出现沉积分流现象(bypassing);

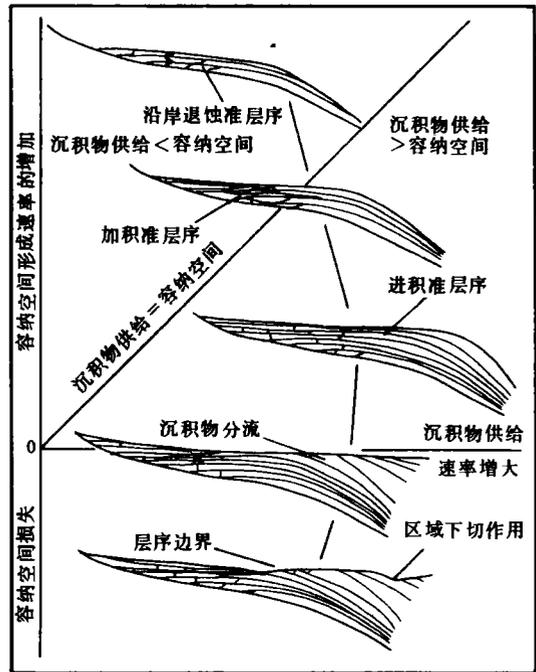


图1 容纳空间与沉积物供给之间的关系
由此产生的地层叠置型式描绘在容纳空间与沉积物供给的比较图中。图中相应的位置配有横剖面,说明单一沉积层序的各不同发展阶段。当容纳空间的增加是正值时,地层格架由沉积供给速率和容纳空间减少速率之间的关系决定;当容纳空间为零时,发生沉积物分流;当容纳空间为负值时,将导致侵蚀和切割现象。

当容纳空间为负值时,则可能出现侵蚀和切割现象。关于地层基准面原理, Cross (1994)^[4] 和 邓宏文 (1995)^[5] 等均已作过详细论述, 现仅探讨高分辨率层序地层研究中的几个重要概念。

1.1 强制海退

与相对海平面下降相关的海退或海岸线海侵—海退旋回中包含有相对海平面下降事件的海退, 称为强制海退 (forced regression, Nummedal 等, 1993)^[1]。当海岸线处发生相对海平面下降时, 即出现强制海退。海岸线不受沉积物供给的影响, 它倾斜地向陆和向海位移^[2]。

1.1.1 非加积强制海退

在相对海平面下降背景下, 无沉积物供给或缺乏容纳空间均可造成强制海退 (图2)^[1]。通常, 海岸线沿着无沉积物供给的延伸方向, 海岸线不断向滩面迁移, 随着海岸线—盆地水深剖面上部的暴露, 出现抬升的海岸线。由于沉积物受侵蚀和浪蚀作用的影响, 在持续下降的海平面形成滩脊。若沉积物供给极其微弱, 期间海平面继续下降, 可造成同一剖面下部暴露, 从而使海岸线较快速向海位移。由海平面下降引起的水平或近水平面暴露, 亦可产生非加积强制海退 (non-accretionary forced regression)^[6]。

在相对海平面下降期间, 沉积作用彻底向盆底迁移, 当向海推进的海岸线达到过陡的面并伴有海平面下降时, 在海岸线处发生非加积强制海退。尽管随着海岸线不断向盆地方向位移, 沉积作用不断向下斜坡迁移, 但进积作用不可能持续很长时间。

1.1.2 加积强制海退

在沉积物供给丰富的地方, 随着相对海平面下降, 海岸线逐渐向盆地迁移, 出现加积强制海退 (accretionary forced regression)^[7]。在相对海平面下降期间, 陆相沉积搬运可能局限于大型切蚀河谷, 并终止于进入汇水盆地的离散点源^[6]。由于切蚀性质使河谷侧向迁移能力受限, 结果导致海平面下降期间, 沉积物载荷和向盆地沉积物供给总量增加, 进而造成局部高的沉积物供给速率。若近岸流能量足够高, 则部分沉积物发生沿岸再分配, 使大范围海岸线受加积强制海退的影响。

由于深切河谷轴向沉积物的侧向搬运速率因素的影响, 初始为饥饿沉积物占据的部分海岸线, 后期可容纳大量沉积物。强制海退区域中加积和非加积交替通常造成向盆地进积的

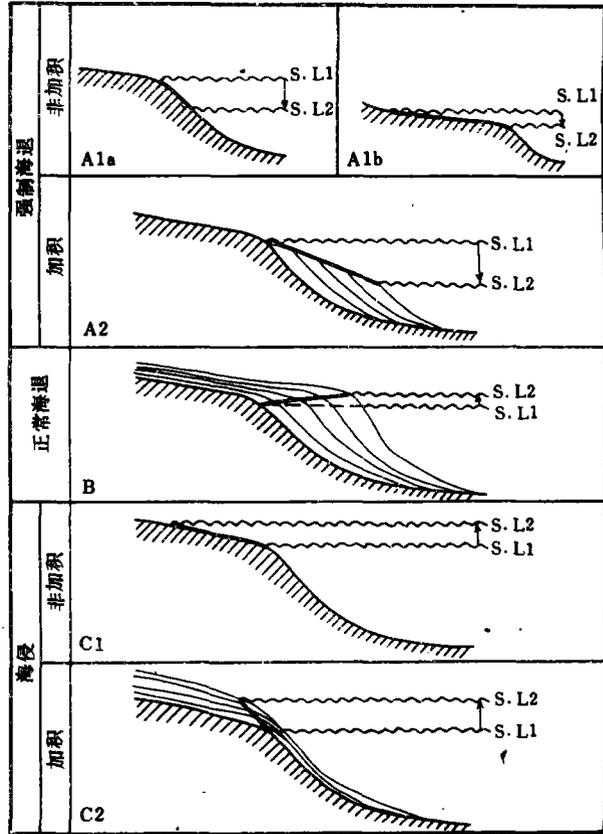


图2 海岸线轨迹成因类型 (Helland-Hansen, 1996)

粗黑线代表海岸线轨迹, 详细说明见正文。

沉积构架。Nummedal 等认为^[1],加积强制海退通常造成向盆变深、向盆变浅和变浅-变深三种成因序列。

1.2 正常海退

在海平面相对稳定或上升期间,当沉积物供给速率大于海岸线处容纳空间增长速率时,发生正常海退(normal regression)^[7],结果使海岸线向海或向陆呈水平或倾斜方式营建(图2)。有关现代和古代正常海退序列的例子很多,最典型的是形成向上变粗和向上变浅序列,它们是滨面潟湖沉积产物,暗示了进积期间某种程度的地层爬升现象^[6]。在海平面上升造成滨岸后容纳空间增加期间,海退可造成陆相沉积净的加积作用所需的空间,该期分流体系较为活跃,且较强制海退期易于发生侧向迁移。通常情况下,海平面上升期沿海岸线的进积速率稍低于海平面下降期,因为容纳空间是增加而非减小,从而可提供更大的容纳空间。

在海平面相对稳定期间,进积作用通常造成厚度与水深相当的序列。若进积作用发生于浪基面以上的浅水环境,则滨面砂与下伏粉砂岩和页岩呈突变而非渐变关系,为一形成于相对海平面下降期间的海蚀面的地层响应。在具微小角度向上倾斜的海岸线爬升和进积期间,相对海平面上升可导致明显扩大的剖面。Cant(1991)计算表明,低于30°的海岸线轨迹爬升,将产生相当双倍厚度的序列。

假设盆底是水平的,则随着相对海平面上升,海岸线前方水深亦增加,如缓坡环境的逐渐变深和陆棚环境的突然变深,均叠加了变深的响应^[5]。结果,盆地过多的沉积物供给,可形成过陡的面,并伴随沉积中心通过块体-重力流过程向盆迁移。在陆棚-斜坡-盆地背景,陆棚边缘通常出现过陡现象,若陆棚狭窄,则海岸线达到陆棚边缘的可能性增加。

1.3 海侵

当海岸线处容纳空间增长速率大于沉积物堆积速率时,则出现海侵,最终造成海岸线向陆迁移,海侵侵蚀改造再沉积面,将上覆滨面和陆棚沉积与下伏沉积分开,该向陆迁移面称为切蚀面,其成因与后退滨面波浪行为有关。

平衡剖面贯穿于滨面后退过程始终,在具干涉海侵的非平衡的海平面静止期间,通常缺失海侵改造证据,表明海侵极其迅速,且盆地浪能过低,不利于切蚀面的发育,海侵可划分为非加积海侵和加积海侵两种类型,这取决于海岸线轨迹与冲积沉积面重合还是与之有差异^[6]。

1.3.1 非加积海侵

非加积海侵(non-accretionary transgression)^[7]揭示,后退海岸线轨迹与海侵波及处海岸线向陆迁移造成的陆上面密切相关。因而相迁移的总角度取决于海侵面坡度,非加积海侵期间海岸线向陆一侧不产生容纳空间,但海侵初期可能曾出现过。

低坡度、高海平面上升速率和低沉积物供给速率有利于非加积海侵的发生,因而容纳空间产生速率明显高于沉积物供给速率。虽然沉积物不断向河口搬运,但这些沉积物大多保存于海侵早期海岸线后的水体中,或沉积于后退滨面侵蚀海岸线后侧,或引起局部剖面处堆积现象。海侵海岸线造成的地层记录通常很薄并以非加积为特征,其典型实例是保存良好的全新世沉积。

1.3.2 加积海侵

加积海侵(accretionary transgression)表明,由于海岸线向陆一侧沉积物供给响应,通常发生地层向上和向陆爬升,因而海岸线轨迹向海侵冲积沉积面偏离。在后退海岸线向陆

侧,容纳空间持续产生并不断充填。

位移角度大于滨面剖面的加积海侵,理论上产生总体向上变深变细的保存完整的相序趋势。若海岸线轨迹坡度低于滨面剖面,则在后退海岸线沉积物中发育切蚀面。切蚀面向陆或向上呈穿时方式推进,导致其下部海侵沉积部分年轻于上覆沉积物。

先期海平面下降形成的深切谷,通常发育加积海侵,而非加积海侵则跨越决口扇地区。河谷海侵体系中向陆一侧高的沉积物供给速率有利于加积的发生,潮坪进一步扩大可导致河口湾沉积环境。

加积海侵期间沉积物保存潜力局部取决于滨面侵蚀深度、沉积物与拍岸浪间的距离,以及海岸线轨迹坡度。与此相似,在潮控背景,关键因素是潮道侵蚀深度而非滨面波浪。

Helland-Hansen 等(1996)^[2]提出了相对陡倾海岸线轨迹的概念性模型,该模式将盆底块体-重力沉积和加积海侵联系在一起。该模式适用于过多沉积物供给和深水汇水盆地相对海平面上升环境,尤其是正常海退造成的过陡斜坡和下斜坡块体-重力流沉积物搬运。随着海岸线坡度接近最稳定的海岸线-盆地斜坡坡度,相对海平面持续上升,从而发生加积海侵成因序列。

2 层序内部构型及成因格架

2.1 关键界面

由于地层基准面变化及相应容纳空间随时间的变化,造成区域性侵蚀面、缓慢沉积面和非沉积面^[7]。它们作为重要的成因标志面,将各种沉积序列纳入具成因和年代地层意义的地层格架中(图3)。

2.1.1 陆上不整合面

判识陆上不整合面(subaerial unconformity)^[2]具有重要意义,因为它具有预测下斜坡序列的潜力。当基准面倾斜地向海和向下位移,且其轨迹坡度大于陆相坡度时,可形成陆上不整合面,这是由于:a.河道切蚀调整以适应向下迁移的基准面;b.决口扇地区的非沉积间断。向海方向,陆上不整合面伸展到海岸线末端位置,陆上不整合面的证据由于随后海侵期间的海侵冲刷,部分或全部消失。河道切蚀通常由于如下原因而消失殆尽:a.当下切的支流体系被上升的海平面淹没;b.在随后海平面上升期间大量沉积物供给,使其埋藏于新的均衡剖面沉积之下。

理论上,陆上不整合面的形成可能需要很长时间,但作为具年代意义的地层标志,它通常与时间面一致,其上沉积物往往比下伏沉积物年轻,向下倾方向,与相关的海相成因整合面对应,但其间对比很困难。Gjeberg(1994)通过研究认为,与陆上不整合面对应的相关面,应置于与最低相对海平面对应的面,根据不整合面横向展布范围,下伏地层变形程度、沉积方式的变化和超过界面的水深或不整合面形成所需的时间跨度,可对陆上不整合面进行分级和归类^[5]。

2.1.2 最大海侵面

作为分隔海侵沉积和海退沉积的面,最大海侵面(maximum transgressive surface)^[1]对应于在最大向陆位置中海岸线转换(turnover)的时间,也是两个海退单元之间垂向剖面的最深水面,相当于Galloway(1989)的“最大海泛面”和Nummedal 等的“最后海侵面^[1]”。

在最大海侵期,陆棚和远滨区域中碎屑注入速率达到最小值,造成代表低沉积速率和海

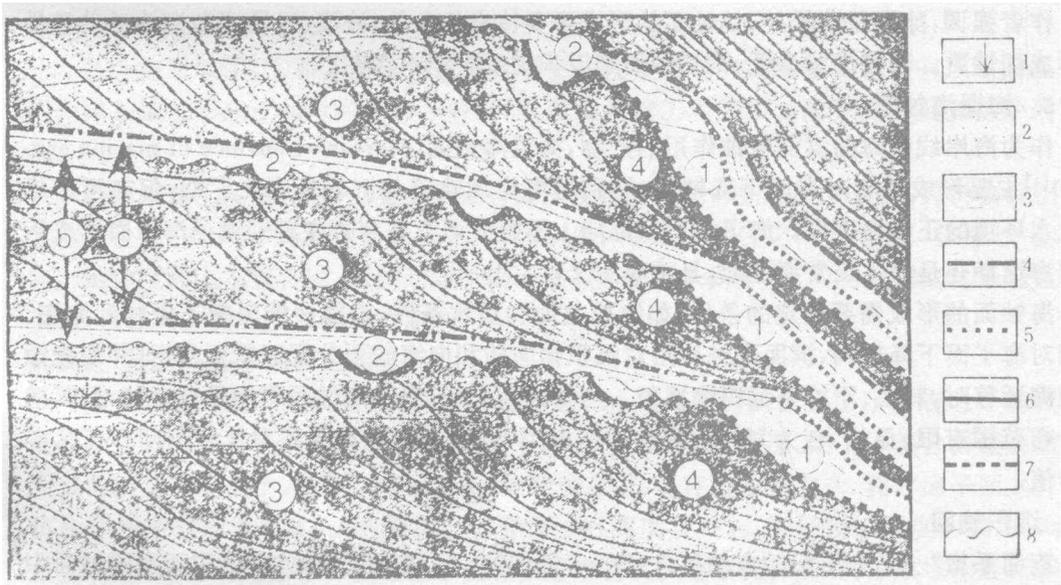
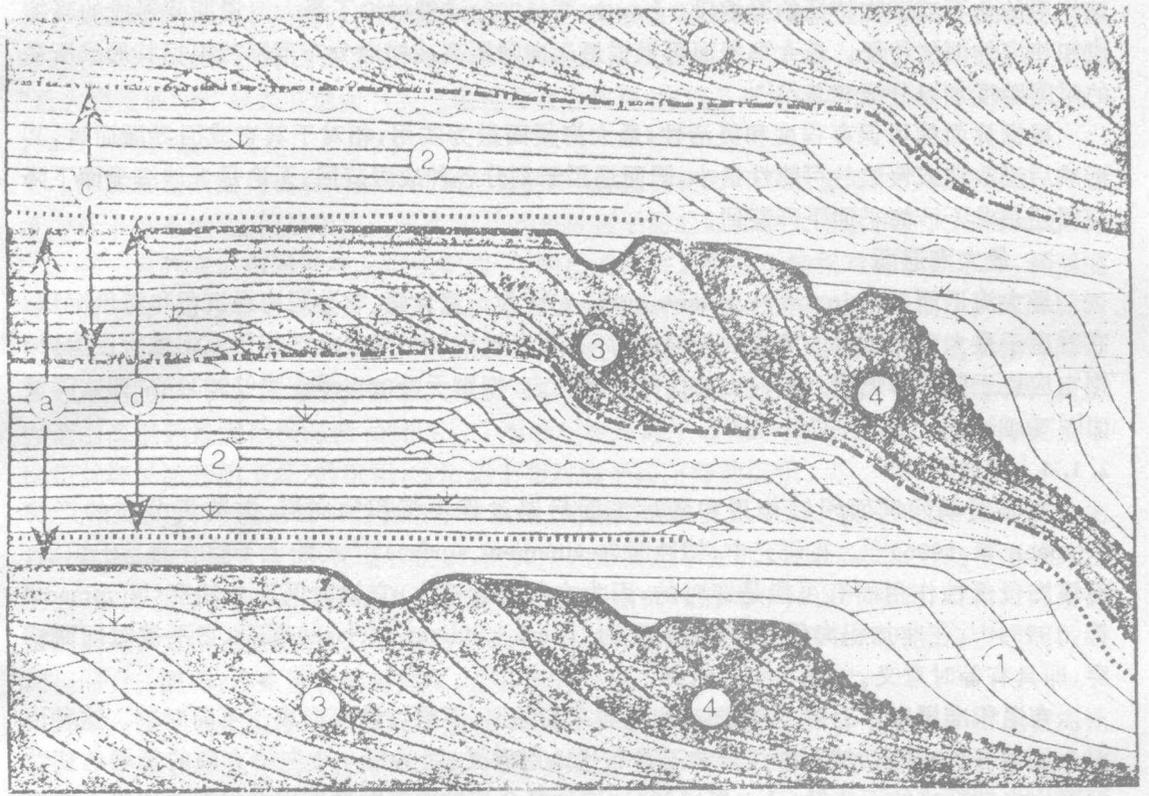


图3 具干涉相对海平面下降旋回中体系域、关键界面和沉积旋回之间的地层关系(Helland-Hansen 等,1996)

- 1. 陆相沉积;2. 滨线砂岩;3. 远滨页岩;4. 最大海侵面;5. 最大海退面;6. 陆上不整合面;
- 7. 海退海蚀面;8. 切蚀面;ⓐ-ⓓ. 旋回序号;①-④体系域序号(详细说明见正文)

蚀作用的化石或矿物特征的凝缩段。Loutit 等(1988)详细讨论了最大海侵期间形成的凝缩段和相应的面的特征。最大海侵面可根据最远向陆距离或横向分布范围或根据其形成所需的时间跨度加以分级和总结^[5]。

根据界面的可保存程度和灵活性,最大海侵面最为实用,相对于其它成因界面而言,其形成后受改造或侵蚀的可能性最小,因而适用于划分各种成因旋回,无论是干涉海平面下降旋回还是非干涉海平面下降旋回。

2.1.3 最大海退面

最大海退面(maximum regressive surface)^[2]为一整合面,它分隔海退沉积和海侵沉积,它对应于最大向海位置海岸线转换的时间,若未被随后的海侵侵蚀作用或切蚀所侵除掉,则它应置于紧随海退序列的向上变深的最初标志,相当于Nummedal 等(1993)的“初始海侵面^[1]”和Embry(1995)的“海侵面”。

2.1.4 切蚀面

为海侵期间滨面侵蚀作用和随后滨面后退过程中沉积物向海、向陆再分布的产物(Hansen 等,1996)^[2]。在研究中,切蚀面(revinement surface)^[2]比陆上不整合面易于识别。但该海侵侵蚀作用面有可能是穿时的,因为在某种程度上,它被时间面所切穿(Nummedal 等,1993)^[1],在非加积海侵穿越“高坡度面”(high-gradient surface)期间,它不被时间面切穿,即具有等时意义。

在退积准层序序列中,可能同时出现数个切蚀面,不同切蚀面形成于不同时期。这种由多个切蚀面构成的切蚀面的组合并不具年代地层意义,因为每一个向陆方向的新增的切蚀面要比先期形成的面年轻(Haq 等,1991)。这种复合切蚀面等时性在很大程度上比单一面的短期穿时性更易于受侵挠。

作者强调,除海侵背景外,切蚀面的形成需要特定的条件,波浪、风暴流和潮汐活动最易于形成切蚀面。若盆地能量低,则切蚀面难以识别或可能不存在。

2.1.5 海退海蚀面

作为海岸线向海的滨面侵蚀作用的产物,海退海蚀面(regressive surface of marine erosion)^[1]主要形成于相对海面下降期间,特别是海岸线轨迹与沉积基底交汇期,但亦可形成于浅水环境的正常海退期。海退沉积顶部陆上不整合面存在与否在判别海退海蚀面形成于强制海退期还是浅水正常海退期,具重要意义。

海蚀面的形成需要特定的条件,如浪控盆地和浅水条件,以能使滨面向下侵蚀到海底。在相对海平面下降期间,滨面侵蚀作用对沉积物向陆和向海的再分配起重要作用,并使侵蚀面向海迁移时,其上、下均有沉积物堆积。与切蚀面相似,海退海蚀面可能是穿时的,且其横向分布范围有限,显然,在为划分沉积旋回的潜力是有限的,但在层序对比和制图方面具实用价值。

2.2 沉积旋回

旋回系指“一系列回归始点的事件(Bates 等1980)”。缓慢沉积面、非沉积面和侵蚀面中任意两个年代地层面之间的沉积构成一个异地层单元,作为具成因意义的地层单元,异地层单元未必反映其中沉积旋回性质。对与地层基准面有关的旋回而言,两个最大海侵面或两个最大海退面、两个陆上不整合面或两个切蚀面就是包含一个沉积旋回的典型的面^[5]。

在地层基准面复合叠加的剖面中,复合海岸线迁移型式由多个岩套(motifs)组成,因而

具有旋回性特点。下文探讨由海退和海侵交替(无或含干涉相对海平面下降)形成的沉积旋回,但不涉及海退和海侵是否是单一的海岸线迁移或长周期复合叠加的产物,文中提及的“最大海侵面”和“最大海退面”,实际也包含复合海退-海侵系列中的最大海退面和海侵面。

2.2.1 体系域

体系域是根据其在旋回中的位置定义的单元,沉积旋回若不考虑其中的关键界面,可划分为若干体系域,它们被限定于最高和最低相对相平面的面和最大海退和最大海侵面之间。

在一系列海退和海侵单元沉积期间,可能已或没有发生过干涉相对海平面下降,若发生海平面下降,则在适当条件下,海退沉积可划分为沉积作用的上升期和下降期^[7]。因而旋回中包含4个体系域,其中3个海退体系域和1个海侵体系域。它的分别是:①形成于相对海平面上升期间(即从最低海平面至最大范围海退)的沉积;②形成于相对海平面上升期间(从最大范围海退到最大范围海侵)的沉积;③形成于相对海平面上升期间(从最大范围海侵至下次相对海平面开始下降)的沉积;④形成于相对海平面下降的沉积。

图3表明干涉相对海平面旋回中体系域、关键界面和沉积旋回之间的地层关系。其中的每一体系域均可进行时空收缩和扩大,但其序列是固定不变的,如体系域①可能很薄或几乎消失,然而有理由认为,至少某些沉积形成于海侵前的相对海平面上升时期,当相对海平面达到最低位置时,沉积物供给可能局部很多,有时可能出现最低海平面和开始海侵之间的时间延滞^[6]。同样,体系域②亦可能薄,尤其当其形成于非加积海侵期间。

每一体系域相当于一个沉积构架(architecture)^[4]。体系域①和③可视为一个正常海退旋回产物或被海侵分割的正常海退事件;体系域②可能由连续的非加积或加积海侵构成,或可能由被海侵分割的正常海退退积组合构成;体系域④可能为一简单的非加积强制海退,或一个加积强制海退,或是联合的加积和非加积强制海退“滨岸低水位准层序 stranded low-stand parasequence)^[5]”。

区分体系域④、①和③的依据包括具突变的侵蚀基底的滨面砂岩或垂向压缩的滨面序列。体系域④形成于相对海平面下降期间,而体系域①和③则以渐变的向上变粗序列为特征。

若体系域①发育完好,且陆上不整合面上发育冲积相,则在向下“下超”的斜坡沉积中产生向陆上超的“S型”斜坡地形的地方,可识别出体系域④和①之间的差别。体系域③和④向上延伸至陆上不整合面,而体系域①则不然。但海退体系域^[3]之间的侧向变化是轻微而渐变的,包括向上变粗变浅的滨线序列。

2.2.2 陆上不整合面界定的旋回

属相对海平面下降产物,该类旋回相当于Vail等(1984)的沉积层序。陆上不整合面可能是划分旋回的良好地层标志,但通常被海侵侵蚀作用所侵除。陆上不整合面避免随后海侵侵除的潜力取决于:a.不整合面形态,如侵蚀愈深,保存潜力愈大;b.相对海平面上升期间沉积作用造成的地层爬升,与陆上不整合面垂直高度有关;c.海侵侵蚀深度。其中,对b而言,陆上不整合面的保存可通过体系域①和②中的沉积地层爬升实现,体系域①进积作用造成的先于海侵的地层爬升越多,保存的陆上不整合面向上游延展愈远;当上覆地层爬升很小时,随后发生的非加积海侵将侵除掉绝大多数上超的冲积相。

随着体系域①变薄或消失,绝大多数陆上不整合面得以保存下来,当体系域②作为加积海侵产物或由加积海侵及正常海退构成时,同样发生同类现象,对第2种情形而言,海侵

地层爬升始于一系列退积准层序中的初始进积脉冲(initial progradation pulse)^[2]。

2.2.3 切蚀面界定的旋回

若体系域①或②爬升地层中的陆上不整合面未能保存,则陆上不整合面、潜在切蚀面和最大海侵面交汇在一起并局部重合,陆上不整合面通常在非加积海侵期间被改造或侵除掉,随后出现切蚀面。在缺失陆上不整合面情况下,切蚀面对沉积旋回的形成具有利条件。在切蚀面向海方向最终消失的地方,它们与最大海退面连接或被最大海退面取代。研究中,应当避免同时运用陆上整合面、最大海退面及切蚀面进行分析,因为在陆上不整合面及相关面与最大海退面之间可能存在穿时性。若以旋回中陆上不整合面为划分依据,则划分盆地相区旋回是与陆上不整合面相关的整合面,而非最大海退面。切蚀面可用于划分沉积旋回,尤其在无海平面下降和不存在陆上不整合面的地方。在运用切蚀面进行沉积旋回划分时应加以小心,首先在海侵期,海岸线向陆一侧并未发生沉积,只有当切蚀面与侵蚀面或暴露面共生时,切蚀面才具等时性,因为陆上不整合面通常是等时的。其次,若通过进积脉冲向陆后退以发生全部海侵(“退积准层序组”)^[1],则可出现数个近等时的向陆推进的切蚀面,它们总体上是穿时的。Walker(1990)对切蚀面作为划分沉积旋回潜在的界面(即海侵侵蚀面)的重要性进行了评估,同时也认识到其在退积序列中的穿时性,但证实了切蚀面在“小型”地层对比中的实用性。

2.2.4 最大海侵面限定的旋回

被最大海侵面限定的旋回与Galloway(1988)的成因地层层序相一致,最大海侵面具有很大的保存潜力,因为它代表沉积旋回中最深的水面,不易被后期浅海或陆相侵蚀。与最大海侵后浅海水海退共生的滨面侵蚀,或与相对海平面下降共生的滨面或河流侵蚀,可能与最大海侵面部分改造或侵蚀有关。

最大海侵面可用于划分含相对海平面下降的序列,亦可用于无相对海平面下降的旋回中,或其它成因旋回中。

2.2.5 最大海退面限定的旋回

该旋回与Johnson等(1985)的海侵-海退(T-R)旋回相当。仅依据最大海退面进行旋回分析通常是不可行的,因为在随后的海侵期间通常伴有改造和侵蚀作用的发生。只有通过地层爬升海侵沉积物,如向陆推进的准层序,该面才能保存下来。另外,难以识别出最大海退面,因为它们通常分布于冲积序列中。然而,在滨面最大向海位置,滨面不受海侵滨面侵蚀的影响,这里易于识别出最大海退面,若结合向陆延展的切蚀面,则在划分沉积旋回中具有重要意义。

3 应用举例

有关高分辨率层序地层学在海相地层和海陆过渡相——三角洲沉积中的应用,Cross(1994)和Nummedal等(1993)、John等(1995)均作了较详细讨论。这里仅简单阐述冲积、湖泊及风成地层中高分辨率层序地层学的研究特点。

3.1 冲积地层层序地层学

相对海平面变化控制着地层基准面变化,基准面变化控制着河系的坡度、均衡高度及位置、下切河谷类型、沉积物数量和保存程度^[3],最终控制着河流的加积和退积及发育方式。

3.1.1 冲积层序界面的识别

在下切作用深至下伏海相地层的薄层冲积地层序列中,识别与地层基准面变化有关的区域性层序边界,或叠置在海相页岩之上的辫状河沉积,或海相页岩中的根土层和煤层,相对容易。识别冲积地层层序界面的依据主要有^[3];a. 通过角度关系识别层序界面。这在标志层广泛分布的近滨海相地层中,尤为可靠^[8]。但在陆相地层内特别是冲积地层中,由于标志层稀少,缺乏生物地层资料,大部冲积地层既不连续又缺乏区域分布的露头,除了其明显的角度关系外,要识别层序边界更加困难。Keith等(1994)认为,通过揭示容纳空间变化速率突变的层序几何形态的研究,可识别出反映异旋回驱动的区域边界,这几乎没什么明确的标准,但是局部的下切作用在宽度和深度上大于河道冲刷作用,表明曾发生过冲积下切作用,特别是在沉积物颗粒大小及构成发生明显变化的层位;b. 通过河谷砂体的叠置型式识别层序边界。砂体叠置型式反映容纳空间形成速率的变化,纯砂岩及粗砂岩互层的多侧向及多层河道砂单元通常代表地层基准面的低速上升。冲积容纳空间形成速率控制河流相砂岩的混合程度^[9]。多层、多侧向混合砂体通常直接覆盖在由异旋回现象驱动的区域边界不整合面上,或直接超覆在主煤层之上,沿走向可追踪数公里^[10],如Keith等(1994)在阿根廷白垩系地层的侧向混合砂至砾质河道充填复合体中,识别出明显的局部深切的侵蚀面;c. 依据冲积下切作用识别区域性层序边界。由地层基准面造成的下切作用,通常受浅海陆棚和冲积平原之间的坡度控制,若浅海陆棚坡度大于冲积平原的坡度,则相对海平面变化通常导致下切作用;在浅海陆棚和冲积平原坡度相近的缓坡背景,地层基准面下移仅导致轻微的河流下切作用,河流剖面仅向海延伸或伴随河谷类型的变化,基准面下移的结果使进入海盆的细粒沉积物含量增多;若浅海陆棚坡度小于河流剖面坡度,基准面下降仅伴随明显的沉积作用而无下切作用发生;d. 根据古土壤层识别层序边界。在河间地区,古土壤层分布对层序边界的识别具有重要意义,古土壤发育的深度及其成熟度,部分反映了地表暴露时间长短及沉积速率较低。

3.1.2 “最大冲积海泛面”的识别

前人对最大海泛面特征进行了详细研究,那么在冲积地层中什么样的地层与最大海泛面同期呢? Posamentier等的概念模式结合Jurvey(1988)、Ross(1990)和Lawrence(1990)的数值模拟表明^[1],最大海泛面反映了地层基准面快速上升,并把向陆退蚀滨面准层序和近滨地层中加积准层序隔开。在冲积地层中,最大海泛时期并非以凝缩作用为标志,而以潮汐作用向原先由纯河流过程控制的地区侵入程度为代表。Shanley等(1994)^[11]证实在河流相地层中,潮汐影响范围可从同期滨面沉积延伸至内陆65km范围,并可与海相地层中最大海泛面建立时间对比关系,潮汐过程向内陆的最大海泛面由河流排水量、地层基准面上升速率、自然地理及潮坪范围的综合作用所控制。现代河口湾和河系研究也证实,潮汐的影响可从周期滨线延至内陆数千米。在受潮汐影响的海岸河流地区,水体逆流并产生“液态泥^[1]”,或浊度最大值带沉积有泥盖层,发育撕裂碎屑、压扁层理及倾斜的异粒相岩层^[12]。沿美国东南部,充填深切谷的第四纪海岸平原沉积物,记载着更新世相对海平面变化时期覆盖在河流相之上的河口湾沉积^[3]。

根据海泛是局限于河谷还是漫延到河间地,陆相沉积记录的型式有相当大的差异。若海侵幅度很小未影响到河间地,则河谷中超覆于河流相之上的河口湾沉积物,在横向上与河间地的泥岩层相当。基准面的上升通常导致潜水面的相应上升,并使沿河谷边缘形成极差的排水条件;当先期排水条件良好和氧化的泥质沉积被淹没时,可形成不良的排水沼泽泥质沉积;若海侵幅度较大并使河间地被淹没时,泥质沉积被浅海相沉积所超覆。河谷和河间地海

泛事件,以河系下游排水条件逐渐变差的沉积组合为特征。

3.1.3 冲积体系域的识别

Sinclair 等(1993)^[12]通过对犹他川南部凯佩罗维茨冲积地层的研究,建立了地层基准面变化和河流层序格架之间的关系(图4),识别出了冲积地层中的低水位、海侵及高水位体系域,通过相几何形态及沉积学标准的研究,这些地层可追溯至旋回性海相地层。低水位体系域以深切谷中的河流相沉积为特征,分布有限,向盆地边缘发生侧向尖灭,体系域内部格架以底荷的砂—砾质沉积为主,具有混合化、向上变粗变厚的河道充填复合体序列;海侵体系域通常直接超覆在层序界面之上,底部通常由侧向混合河流席状砂沉积构成,其中含有较高比例的相互连通的粗粒河道充填砂岩,向上逐渐变为相对孤立的薄层河道沉积,该河道沉积与细粒冲积平原地层和潮汐控制的异粒岩相河道充填砂沉积互层产出,这种从混合砂岩向孤立的潮控沉积的渐变现象,或从底荷沉积向悬浮载荷混合沉积的向上变细变薄序列,揭示了海岸超覆和河流海侵体系域上部的特征,即反映了地层基准面上升时期容纳空间不断增大,这些潮控河流相地层,为同期海相和近滨地层最大海泛面向陆的同期地层;高水位体系域主要由悬浮载荷构成,并以大量的泥质剖面分布为特征,具体包括细粒洪泛盆地沉积、孤立河流相砂岩、断续分布的薄层煤及碳质页岩等,表明为有限容纳空间沉积产物,并呈现很小河面比降的自然景观。

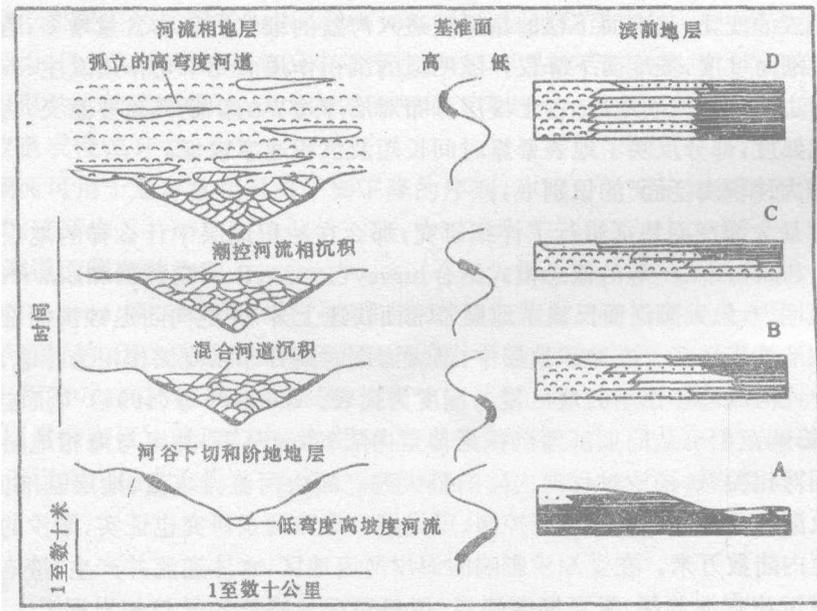


图4 作为基准面变化函数的滨面和河流层序格架之间的关系

3.2 湖泊沉积层序地层学

相对海平面变化明显影响着近滨及海岸平原均衡界面的位置,从而控制着相应的地层格架。然而,随着逐渐向内陆方向,相对海平面变化对容纳空间和均衡界面的影响不断减弱,事实上,陆相地层几何形态与相对海平面之间的关系已很模糊。在湖泊背景下,无论湖泊具开口还是封闭的,湖水面变化均影响着湖泊相地层格架。首先表现为湖平面对容纳空间及湖泊环境中物理能量分布的影响,在这一点上,湖水面变化对湖泊和近邻河流相地层的影响,

与相对海平面对海洋及海岸平原的影响相似。湖水面变化决定了受风浪影响的水域范围,并控制着水柱密度分层或混合的程度^[13]。如此,湖泊相地层格架反映了沉积物注入量和由湖水面变化造成的容纳空间的变化之间的相互作用的产物。其次,海平面变化亦影响着汇水盆地的河系。这与海平面变化对汇入海盆的河系的影响效应相似。结果,邻近湖岸的河流侵蚀和加积作用时间与湖平面相一致,随着不断远离湖岸,其相关性递减。Shanley等(1994)^[11]通过阿根廷白垩系地层高分辨地层研究揭示,由于地层基准面变化,造成广泛分布的层序边界及其间沉积单元,而地层基准面是湖平面、气候、物源及相对海平面变化的函数^[14]。Olsen(1991)对与气候旋回有关的荷兰二叠系Rotliegens群进行研究认为,湖泊沉积层序边界代表了气候逐渐干旱条件下形成的低湖平面产物(图5)。低水位体系域以湖盆中心蒸发岩系和过渡地区分布广泛的风蚀沉积为特征;海侵体系域在湖盆中心由湖泊和泥坪沉积组成,过渡区由潮湿砂坪组成,而沿盆地边缘分布有旱谷和砂坪。在这些地层内,最大海泛面的标志是:湖泊中心有广泛分布的湖泊相组合,沿盆地边缘有广泛分布的内陆萨布哈及河流相沉积;高水位体系域在盆地中心以泥坪和湖泊相沉积为主,而过渡区及盆地边缘分别以潮湿和旱谷型砂坪沉积构成。

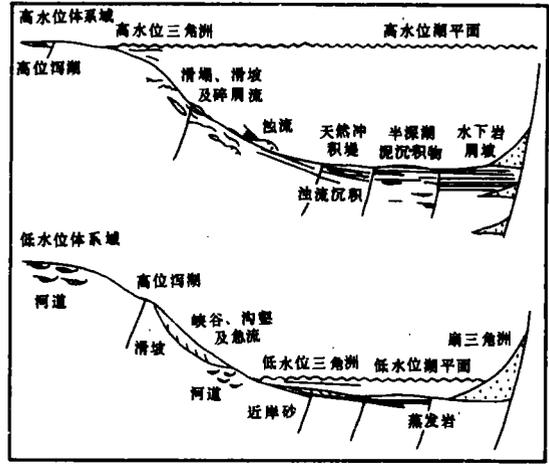


图5 半地堑湖泊沉积层序发育模式(据Olsen, 1991)

笔者对四川西昌盆地上三叠统白果湾组湖泊地层层序进行了研究发现,低水位沉积由向上变粗碎屑楔或碎屑席构成,顶部被河道所截切。在低水位期间有利于吉尔伯特型三角洲体系的发育;在海侵过程中,湖平面上升通常造成以向陆退蚀海岸准层序为特征的海侵体系域,这些以砂和细粒的分流河道和河口砂坝构成的沉积物,上覆为近滨到滨外湖泊相氧化层;高水位湖泊体系域由广泛分布的深水和缺氧薄层黑色有机质页岩沉积构成。以上实为一完全干化湖泊沉积层序发育模式。

笔者对四川西昌盆地上三叠统白果湾组湖泊地层层序进行了研究发现,低水位沉积由向上变粗碎屑楔或碎屑席构成,顶部被河道所截切。在低水位期间有利于吉尔伯特型三角洲体系的发育;在海侵过程中,湖平面上升通常造成以向陆退蚀海岸准层序为特征的海侵体系域,这些以砂和细粒的分流河道和河口砂坝构成的沉积物,上覆为近滨到滨外湖泊相氧化层;高水位湖泊体系域由广泛分布的深水和缺氧薄层黑色有机质页岩沉积构成。以上实为一完全干化湖泊沉积层序发育模式。

3.3 风成沉积层序地层学

在风成体系中,大量沉积物的保存与受潜水面控制的广泛分布的风蚀面有关。这些区域性风蚀面,即所谓的斯托克斯面^[14],在包括岸进沙海及大陆沙海在内的各种风成沉积环境中均有分布。研究表明^[3],单一的斯托克斯面所覆盖的范围可达数十平方公里。因此,在均衡范围内,与侵蚀、潜水面高度比较,它可视为风成体系中的一种地层基准面。不同类型的斯托克斯面(即超界面, *supersurface*)^[3]反映了地层基准面上升速率的变化,并提供了一种风成地层分析的系统框架,因为斯托克斯面是气候变化、海平面变化、构造运动或沙海迁移的函数(Michael等, 1992)。在与海盆或湖泊共生的风成体系中,潜水面高度与湖水面或相对海平面变化紧密相关,更进一步说,局部潜水面可作为地层基准面的区域等势面。显然,风成体系中这些等势面未必与海平面有关,而实际上很可能反映了附近高地长期的气候变迁。

目前,有关层序地层学概念在风成地层中的应用研究,仅局限于湖相与风成相互层地层

中。然而,风成和海相互层地层已从全新世和古代地层得到论证,它有可能揭示海相沉积体系与同期风成地层的关系。由于在风成背景中,潜水面控制着容纳空间,并可能与相对海平面的变化有关,这些地层的研究有可能将层序地层学概念应用于风成地层中。

风成体系层序地层研究的少数实例之一,来自科罗拉多地台中侏罗系砂岩^[3]。研究结果表明,风成体系层序的发育受沉积物供给、潜水面波动、构造沉降及气候变化综合作用的控制。其中,那些具有少量超界面的交错层厚层砂岩,被认为是形成于相对海平面低水位时期,这些地层被称为“干旱型”风成体系,并反映了较低的潜水面和较多的沉积物注入。反之,被多个超界面截切的相对薄层交错层砂岩,叫做“潮湿型”风成体系,它代表沉积物注入量少,并反映出相对海平面高水位期的较高和波动的潜水面。这些研究证实,在某些风成地层序列中,同样可识别出与海相及河流相沉积中相似的体系域。

参 考 文 献

- 1 Nummedal D *et al.* High-resolution sequence architecture; a chronostratigraphic model based on equilibrium profile studies. In: Pasamentier H W *et al.* Sequence Stratigraphy and Facies Associations. International Association of Sedimentologists Special Publication 18, 1993, 55—68
- 2 Helland-Hansen *et al.* Shoreline trajectories and sequences. Geological Society of America Bulletin, 1996, 109(6): 671—687
- 3 Shanley K W *et al.* Perspective of continental sequence stratigraphy. AAPG Bulletin, 1994, 78(4), 544—568
- 4 Cross T A. High-resolution stratigraphic correlation from the perspective of base-level cycles and sediment accommodation. In: Proceedings of Northwestern European Sequence Stratigraphy Congress, 105—123
- 5 邓宏文. 美国层序研究中的新学派. 石油与天然气地质, 1995, V. 16, N. 2, P89~97
- 6 Hunt D *et al.* Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract; deposition during base-level fall. Sedimentary Geology, 1992, 81(1): 1—9
- 7 Hart B S *et al.* Forced regressions and lowstand deltas; Holocene Canadian examples. Journal of Sedimentary Research, 1996, 66(4): 820—829
- 8 Burns B A. Fluvial response in a sequence stratigraphic framework; example from the Montserrat Fan Delta, Spain. Journal of Sedimentary Research, 1997, 67(2): 311—321
- 9 Mackey S D *et al.* Three-dimensional model of alluvial stratigraphy; theory and application. Journal of Sedimentary Research, 1995, 65(1): 7—31
- 10 Arrken J F *et al.* The application of high-resolution sequence stratigraphy to fluvial systems. Sedimentology, 1995, 42(1): 3—30
- 11 Shanley K W. Alluvial architecture in a sequence stratigraphic framework. Journal of Geology, 1994, 102(2): 105—109
- 12 Sinclair H D. High-resolution stratigraphy and facies differentiation of the shallow marine Annot Sandstones south-east France. Sedimentology, 1993, 40(3): 955—978
- 13 Schumm S A. River response to base-level changes implications for sequence stratigraphy. Journal of Geology, 1993, 101(3): 279—294
- 14 Posamentier H W. Forced regressions in a sequence stratigraphic framework; concepts, examples, and exploration significance. American Association Petroleum Geology Bulletin, 1992, 76(7): 1687—1709