

<http://www.geojournals.cn/georev/ch/index.aspx>

黄河三角洲(泄水)包卷层理的成因研究

钟建华

(石油大学资源系, 山东东营, 257062)

侯启军 钟延秋

(大庆石油勘探开发研究院, 黑龙江安达, 163712)

内容提要 黄河三角洲上发育了大量的(泄水)包卷层理,按形态和规模可以分为两类:一类是规模较小(高宽在3~5 cm左右)、呈规则褶曲状的包卷层理,其“背斜”尖锐紧闭,“向斜”圆滑宽阔;另一类规模较大,高度在10~20 cm左右,形态复杂,可以是直立圆柱状,直立板片状,也可以是直立卷曲板片状。无论是前者、还是后者,中心多为砂“核”,有时中心有一个或多个泄水孔。通过研究发现,它们的成因与相对静水条件下快速沉积和波浪震荡引起沉积物泄水,形成密度倒置、重力失稳,最后导致发育底辟变形有关。

关键词 包卷层理 波浪震荡 泄水 底辟 三角洲 黄河

包卷层理是一种比较常见的沉积构造^[1~5],但到目前为止,人们对它的成因还没有统一看法,因而使包卷层理的环境分析意义带有很大的不确定性。黄河三角洲上发育了大量的包卷层理,因为近年来黄河断流而暴露良好,为研究包卷层理及其成因提供了一个非常理想的场所,再加上黄河三角洲上的包卷层理未受成岩作用的影响,而保存了原有的成因面貌,使我们能更好地进行包卷层理成因研究。本文从观察到的实际现象出发,结合物理模拟实验及数理分析,从一个比较全面的角度探讨包卷层理的成因。

1 黄河三角洲包卷层理的特征

黄河三角洲上的包卷层理在形态和大小规模上明显地可以分为两类,其特征如下:一种是规模较小、形态呈规则褶曲状的包卷层理,它们一般高宽3~5 cm,“向斜”宽阔圆滑,“背斜”紧闭尖锐,彼此相连,紧密发育,形态和谐,规模近一致,分布稳定(图版 I-1),而层系之间往往由一层厚0.5~1 cm或稍厚(数厘米)的纹层状未变形的粉砂层和粘土层分隔(图版 I-1)。包卷层理与下部层理可以是突变接触,也可以是渐变接触,因此,包卷层理的“基底”可以是平直状的,也可以是参差状的,包卷层理与上部层理则都是突变接触的(图版 I-1)。通过仔细观察发现有的包卷层理的尖锐紧闭的背斜向上突起乳头状,有时中心有一小孔,估计是泄水孔。另一种是规模较大,但有时不甚规则的包卷层理,它们一般高10~20 cm,形态呈蘑菇状(图 I-2)、直立圆柱状、短直立板片状或长直立卷曲板片状(长度最大可超过1 m)。其中心一般为砂核,有时有一个或多个小圆孔(图版 I-3),估计也是泄水孔。与前述的小型包卷层理相比,这种

注:本文为石油大学(华东)博士基金资助项目部分成果。

本文1998年3月收到,11月改回,周健编辑。

中大型的包卷层理似乎粉砂含量更占优势,而纹层状粘土相对较少。这种包卷层理的底部往往有较厚的粉砂层,一般以单层出现,不构成层系组。

2 包卷层理的成因分析

以上简要介绍了黄河三角洲上的包卷层理,种种现象表明它们的成因与底辟和泄水有关:部分小型包卷层理尖锐紧闭的背斜向上隆起成乳头状,并且有的中心有一(泄水)小圆孔;有的中、大型的包卷层理(蘑菇状包卷层理)中心有一砂核和一个或多个泄水孔,蘑菇状包卷层理顶缘外延成伞状,实际上是泥火山作用的产物。模拟实验证实了在实验室条件下也能产生非常类似于包卷层理的变形层理,而这种变形层理的产生过程和机制与波浪震荡泄水导致沉积物密度倒置,产生重力失稳,进而通过形成底辟、泄水或泥火山而使沉积物发育包卷层理。

在自然条件下,沉积物为什么会泄水导致密度倒置,产生重力失稳,进而通过形成底辟、泄水、泥火山而发育包卷层理,以下从模拟实验、野外实际观察和数理分析角度综合说明之。

2.1 模拟实验

有名的水槽实验大大地推动了沉积学的发展。三十余年来,不少人采用物理模拟实验方法来研究沉积学或与沉积学有关的问题,取得了不少成果^[6~16]。受前人启发,笔者也采用了一些简单的方法做了一个有趣的实验,具体过程如下。

取一定规格(30 cm×30 cm×60 cm)的玻璃养鱼缸(简称“玻璃缸”)。在玻璃缸内按1~2 cm厚沉积粉砂层和粘土层6~10层(本次讨论中采用7层模型),见图版I-4。用手使劲拍击水面或摇晃玻璃缸产生波浪,这时我们可以看到沉积物随波浪震荡而上下起伏(靠上部的沉积物有微量地随波浪的水平往复运动),起伏幅度自上向下递减,发生了液化。Dalrymple也描述了波浪作用引起沉积物液化的现象^[17]。一段时间后,沉积物的上部界面明显下沉(将图版I-5与图版I-4比较,注意沉积物界面相对于白色胶布记号线的变化)。沿第4层粘土层的底部排出过量水,使粘土层与底部粉砂层拆离(图版I-5)(这一现象对于探讨含油气盆地的烃类流体拆离作用,烃类的迁移富集或成藏及由此引起的滑脱作用具有重要意义。稍后,过量的水向某些部位运移集中,形成“水丘”(图版I-5右侧)。当“水丘”发育到一定程度时,在“超高压”(上覆沉积物的重量及静水压力联合形成的)的作用下,“水丘”顶部被刺破而发生泄水(图版I-5水底的浑浊部分),形成泥火山。如进一步震荡水体形成波浪,缸中的沙泥交互层便会发育如图版I-6、7所示的变形层理。

有必要说明一点的是:如果完全用粉砂或完全用粘土,无论如何震荡也形成不了包卷层理。这一点与野外实际观察结果是一致的:黄河三角洲的包卷层理总是发育在粉砂和粘土的交互层中(图版I-1~3)，“纯”粉砂或“纯”粘土层中从来未见到过典型的包卷层理。

2.2 野外实际观察

1996年黄河发生严重断流,直到9月17日下午5时左右黄河胜利大桥才开始过水,第二天下午3时左右,笔者前往胜利大桥北侧的边滩观察,发现北侧边滩已被洪水淹没,在原边滩上沉积了一层厚约30 cm的沙泥交互层。这种沙泥交互层有一个非常重要的特点:靠边滩浅部波浪作用较强的地方,上部有一层半固结的硬壳,下部则软如稀泥,用手捞起“硬壳”与“稀泥”比较,发现沉积物成分没有明显差别。在边滩覆水较深和波浪影响不到的地方,沙泥交互层则自上而下均呈稀泥状。很明显,是波浪震荡导致沉积物发生了泄水“固化”,出现了浪基面以上的沉积物“固化”的现象,形成了密度倒置,为形成包卷层理创造条件,事实上其中已经发育了

包卷层理。1997年7月2日,笔者再次前往观察,发现其中确已形成了包卷层理。

2.3 包卷层理的形成过程与机制分析

刚沉积下来的沉积物颗粒因是随机沉降和沉积,彼此之间大多以棱角接触,因此颗粒之间有大量孔隙,在孔隙内有大量的孔隙水,如图1a所示。当受波浪震荡影响时,颗粒发生运动,除了随波浪作以上下运动为主和侧向运动为辅的椭圆运动外,其自身还会不断地旋转调整,使颗粒从棱角接触转变为“面”接触,发生紧密堆积(图1b)。由于波浪震荡的能量自沉积物的表面向下逐渐变弱,因此,沉积物自上而下孔隙度的减少率逐渐减小,在一定深度为零。观察表明,孔隙度的减小率顶部(第1、2)层可达20%~30%,向下(第3、4层)降到10%~20%,再向下(第5、6、7层)降到0~10%(注意比较图版1-4、5)。因此,沉积物便会出现密度倒置($\rho'_{s1} > \rho'_{s2} > \rho'_{s3} > \rho'_{s4} > \rho'_{s5}$ 和 $\rho'_{c1} > \rho'_{c2} > \rho'_{c3} > \rho'_{c4}$)和重力失稳(图1b),开始发育底辟(图1c),在波浪作用的扰动下,底辟进一步发育(图1d),如波浪进一步作用,底辟进一步发育成典型的(泄水)包卷层理。有的“背斜”发生了泄水,有的没有;有的“背斜”被波浪摊平,连续性受到了破坏,有的未受到破坏,实际情况是多数未受到破坏。(图1e)。因此,研究包卷层理的成因问题实际上是研究底辟的问题。

前人已建立了两层粘度和密度不同介质的数学模型^[18,19]。通过实验和野外观察,我们发现包卷层理的形成实际上主要也是沿某一界面发生的,这一界面将上下沉积分为两个变形行为和变形结果完全不同的两层,因此,可以采用前人有关两层粘度和密度不同介质的数学模型来研究和讨论有关问题。

在讨论之前有必要将实际情形简化。我们把包卷层理最大变形面作为界面,将沉积物分为上下两层。尽管上、下层的密度是自上而下逐渐减小及粘度是自上而下逐渐增大的,但我们也把它们看成在同一层内是不变的。水体的影响忽略不计,经过简化,这样我们就可以使用图2的理论模型。

通过 Navier-Stokes 运动方程:

$$\frac{\partial \vec{V}}{\partial t} + (\vec{V} \cdot \nabla) \vec{V} = -\frac{1}{\rho} \nabla P + \nu \nabla^2 \vec{v} + \vec{g} \quad (1)$$

连续不可压缩介质有:

$$\text{Div} \vec{V} = \nabla \cdot \vec{V} = -\frac{\partial V_x}{\partial x} + \frac{\partial V_z}{\partial z} = 0 \quad (2)$$

由于是非常缓慢的运动,故有近似方程:

$$(U \cdot \nabla) U = 0 \quad (3)$$

采用重力势表示重力作用:

$$\vec{g} = -\nabla U \quad (4)$$

(1)式可以简化为:

$$\frac{\partial \vec{V}}{\partial t} = -\nabla \left(\frac{P}{\rho} + U \right) + \nu \nabla^2 \vec{v} \quad (5)$$

速度 \vec{V} 可以表达成:

$$\vec{V} = -\nabla \Phi + \nabla \times \Psi \quad (6)$$

通过上述方程式的一些替换关系,(1)式可以简化成:

$$\nabla^2 U = 0 \quad (7)$$

$$\nabla^2 \Phi = 0 \quad (8)$$

$$V \nabla^2 \Psi = 0 \tag{9}$$

$$\partial \Phi / \partial t = p / \rho + U \tag{10}$$

方程(2)~(4)式可表达成:

$$\Phi = (A\Phi e^{kz} + B\Phi e^{-kz}) \cos(kx) e^{\omega t} \tag{11}$$

$$\Psi = \vec{j} (A\psi e^{mz} + B\psi e^{-mz}) \sin(kx) e^{\omega t} \tag{12}$$

由于 $m = \sqrt{K^2 + \omega/\nu}$ (式中 K 为波数, ω 为生长率, ν 为动态粘性系数) 和 $\omega \ll \nu$, 所以有 $m \approx k$ 。因

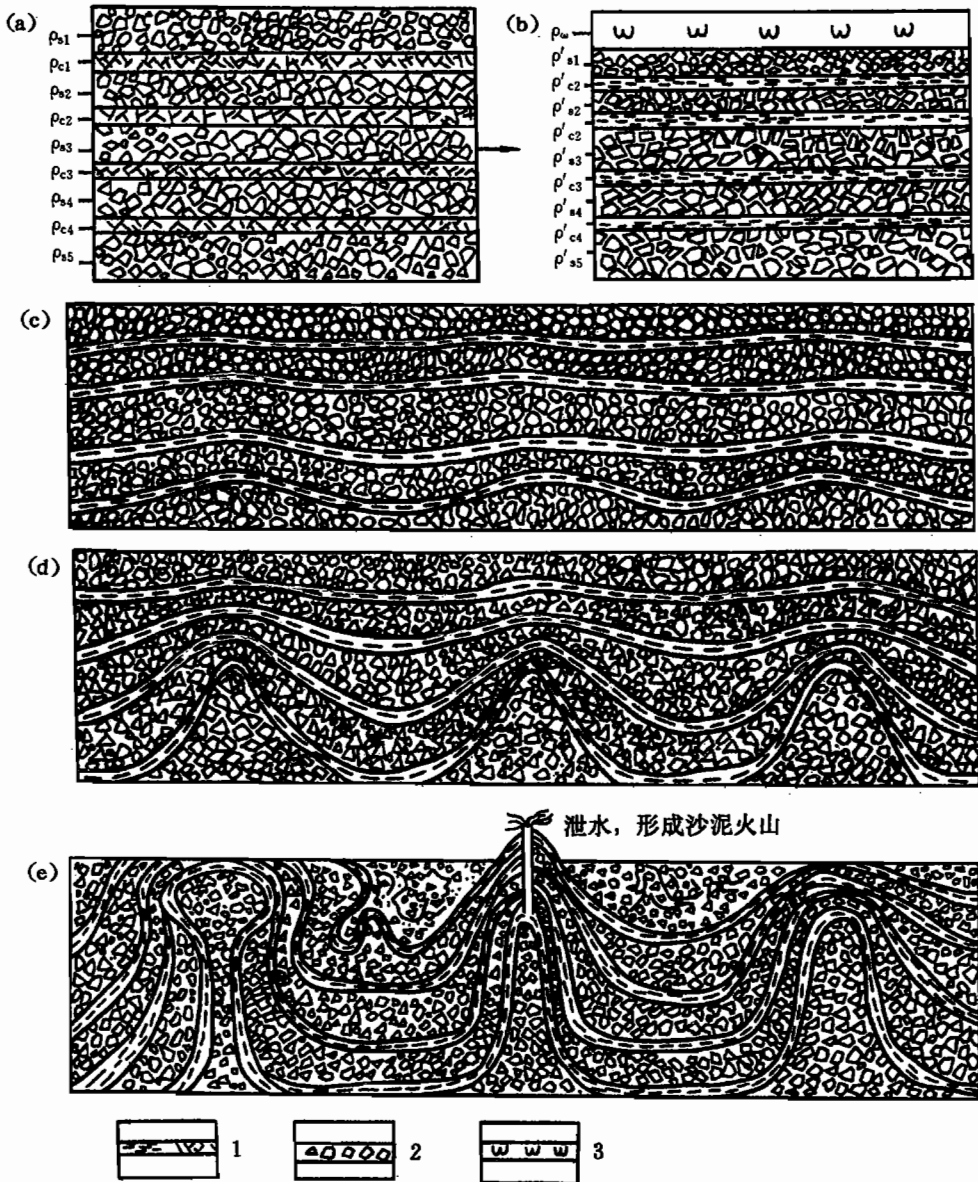


图 1 波浪震荡形成包卷层理示意图

Fig. 1 Sketch for the formation of convolute bedding by wave-inducing

1—粘土层; 2—粉、细砂层; 3—水体(层)

1—Clay layer; 2—silt and/or fine sand layer; 3—water layer

此(2)式又可以近似地写成:

$$\Psi = \vec{j}(A\psi e^{kz} + B\psi e^{-kz})\sin(kx)e^{i\omega t} \quad (13)$$

通过复杂的求解可得出(Selig, 1965)^[18]:

$$K = \frac{2.15}{h_2} \left(\frac{\rho_2 \nu_2}{\rho_1 \nu_1} \right)^{1/3} \quad (14)$$

式中: h_2 为底辟层厚度, ρ_1, ρ_2 和 ν_1, ν_2 分别为盖层和底辟层的密度和动态粘性系数。从上式可看出, 当沉积物的类型确定后, ρ_1, ρ_2 和 ν_1, ν_2 就是常数了, K 则取决于底辟层本身的厚度(h_2)了。

我们可以利用野外和模拟实验的数据来检验一下(14)式。取图版 I-1 中底辟层的厚度为 1 cm, 而图版 I-2 中底辟层的厚

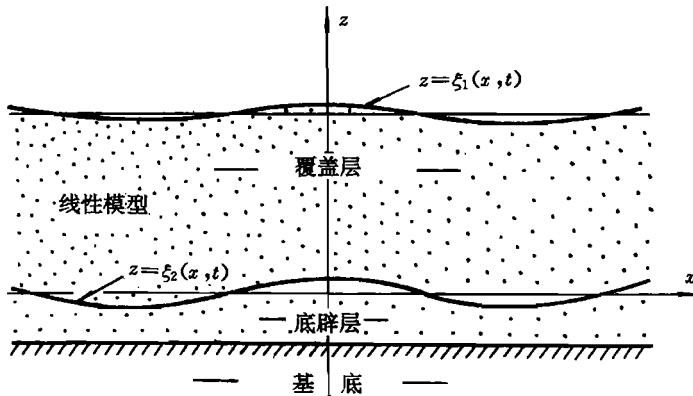


图 2 底辟力学分析的几何模型

Fig. 2 Geometric model of the diapir mechanics analysis

度为 5 cm, 我们有两者的波数比为:

$$n = \frac{k_1}{k_2} = \frac{\frac{2.15}{1} \left(\frac{\rho_2 \nu_2}{\rho_1 \nu_1} \right)^{1/3}}{\frac{2.15}{5} \left(\frac{\rho_2 \nu_2}{\rho_1 \nu_1} \right)^{1/3}} \quad (15)$$

由于沉积物性质基本相同, 因此(9)式可近似地简化计算为:

$$n = \frac{k_1}{k_2} = 5$$

上式表明图版 I-1 中的波数是图版 I-2 的 5 倍, 从图版 I-1 中可以看到在 20 cm 长度内发育有 6 个左右包卷层理(每个包卷层理看成一个波), 波长约为 3.3 cm, 而图版 I-2 中平均约每 20 cm 有一个包卷层理, 波长约为 20 cm。比较接近于理论计算结果。再看一看模拟实验结果: 图版 I-6 在 20 cm 内有 4 个“波”, 波长约 5 cm, 其底辟层厚度约 1.5 cm(注意观察底辟的变形主要发生在第 3、4 层中, 尤其要注意照片左侧的第 5 层底辟是发育在第 4 层“向斜”基础上的, 可以表明第 3、4 层的底辟是靠其自身发育的, 再从形成时间看, 第 3、4 层先发育底辟后第 5 层才开始发育底辟), 波长约 5 cm, 而图版 I-7 在每 20 cm 只有 1 个“波”, 波长约 20 cm, 其底辟层厚度则有 5.5 cm, 前者的“波”密度是后者的 4 倍, 经计算不难看出 $n=3.7$, 两者比较接近。

波浪震荡不仅仅使沉积物泄水, 形成密度倒置和重力失稳, 而且还可以使沉积物的内摩擦系数或粘性系数降低, 使沉积物具有更好的塑性或流动性, 因此更易于变形形成连续性较好的包卷层理, 无论从实际观察和理论分析均可证明这一点; 模拟实验表明, 刚沉积下来的砂泥交互层, 如果没有受到波浪震荡, 其内摩擦系数或粘性系数相对较高, 用手触之有半固结的感觉, 即便是将其倾斜到 45°也不会发生流动变形。但如果受波浪震荡的影响, 砂泥交互层的内摩擦系数或粘性系数则急骤降低, 用手轻轻触之便会变形, 表现出比未受波浪震荡时更柔软。再从理论分析的角度也好理解这一现象: 未受波浪震荡, 沉积物颗粒是以棱角相接触的, 而受波浪

震荡影响后,沉积物颗粒便“悬浮”在孔隙水中,大部分颗粒不直接接触,而是以水膜作为介质相互隔离(图1b),所以后者具有相对较小的内摩擦系数或粘性系数,故后者更易于变形形成包卷层理。

以上简要地分析了包卷层理的形成过程和机制。前人已对包卷层理的成因进行过解释,有两种解释已接近我们的结果:一种认为包卷层理的成因与“液化”有关;另一种认为与波浪的波峰和波谷压吸有关^[3]。显然前者已非常接近我们的结果,但其未解释沉积物液化的根本原因及包卷层理的形成过程和根本机制;后者虽然意识到了包卷层理的成因与波浪有关,但机制不准确。因为波浪的波峰和波谷的位置是随时变化的,它们不可能长期固定在某处,而包卷层理的形成过程相对波峰、波谷的变化则缓慢得多,否则其连续性就不会发育如此之好;再者,包卷层理的“波长”远远小于波浪,在力学上根本难以将包卷层理的“背斜”与波浪的吸拨和包卷层理的“向斜”与波浪的压迫结合起来。当然,还可从其它的角度否定这一点^[3]。

在这里有必要指出的是,快速沉积形成的“松散”(细)碎屑沉积物是形成泄水包卷层理的首要物质条件,如果细碎屑沉积物是非常缓慢沉积形成的,那很有可能因为自压实作用泄水和部分胶结而固化,即使是冲天大浪也难形成真正的包卷层理,正因为这一点,(真正的)包卷层理的成因也就赋予了它在沉积环境分析中的重要意义:沉积物快速沉积和靠近浪基面。因此,极有可能意味是一种事件沉积——洪水或风暴沉积。当然,这仅仅只是根据有限事实(黄河三角洲上的包卷层理成因)及理论分析做出的推断,尚需今后验证。

3 结束语

黄河三角洲上包卷层理的成因是波浪震荡泄水导致沉积物密度倒置,进而引起底辟形成的,笔者以往将其称为泄水变形层理^[5]。必须指出,前人指的包卷层理仅仅只是一个具有形态意义的变形层理术语,它包括了本文讨论的及以外的其它成因的包卷状变形层理。因此,不能简单地将前人所谓的包卷层理均归于本文中的成因。有些论文中提到的包卷层理明显属于重力滑动、浊流或生物扰动等成因。

最后,需要强调一点的是:相对静水条件下快速沉积形成的“松散”(细)碎屑沉积物(砂泥交互层)及波浪震荡是包卷层理形成的两个必要条件,二者缺一不可。

参 考 文 献

- 1 Allen J R L. The possible mechanics of convolute lamination in graded sand beds. *Jour. Geol. Soc. London*, 1997, 134: 19~31.
- 2 De Boer P L. Convolute lamination in modern sands of the estuary of the Oosterschelde, the Netherlands, formed as the result of entrapped air. *Sedimentology*, 1979, 26: 283~294.
- 3 刘宝珺主编. 沉积岩石学. 北京:地质出版社, 1992. 91~93.
- 4 陈景山. 沉积构造. 见:冯增昭主编. 中国沉积学. 北京:石油工业出版社, 1994. 294.
- 5 钟建华, 马在平. 黄河三角洲上变形层理的研究. *沉积学报*, 1998, 16(1): 12~18.
- 6 McKee E D, Reynolds M A, Baker C H. Experiments on intraformation in unconsolidated sediment. *Prof. Pap. US Geol. Surv.*, 1962, 450~D, D155~D160.
- 7 Selley R C, Shearman D J. The experimental production of sedimentary structures in quicksands. *Proc. Geol. Soc. London*, 1962, 1599: 101~102.
- 8 Southard J B, Young R A, Hollister C D. Experimental erosion of calcareous ooze. *Jour. Geol. Res.*, 1971, 76: 5903~5909.
- 9 Finn W D L, Emery J J, Gupta Y P A. Shaking table study of the liquefaction of saturated sands during earthquakes. *Proc.*

- 3rd Eur. Symp. Earthquake Eng. ,Bulgarian Academy of Sciences,Sofia. 1970, 253~262.
- 10 Maltman A J. Shear zones in argillaceous sediments-an experimental study. In: Jones M, Preston R M F, ed. Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks. Spec. Publ. Geol. Soc. London,1987,29:77~87.
 - 11 Tsuji T, Miyata Y. Fluidization and liquefaction of sand beds-experimental study and examples from Nichinan Group. Jour. Geol. Soc. Japan,1987,93:791~808.
 - 12 Owen G A. Shaking table for experiments on soft-sediment deformation. Jour. Sedim. Petrolo. , 1992, 62:733~743.
 - 13 Nichols R J, Sparks R S J, Wilson C J N. Experimental studies of the fluidization of layered sediments and the formation of fluid escape structures. Sedimentology,1994,41:233~253.
 - 14 Ellen J P, John B S, Eurique R V G. Experiments on the entrainment threshold of well-sorted and poorly sorted carbonate sands. Sedimentology,1996,43:33~40.
 - 15 Geraint O. Experimental soft-sediment deformation; structures formed by the liquefaction of unconsolidated sands and some ancient examples. Sedimentology,1996,43:279~293.
 - 16 Richard G B, Ulla A, Margit J. Experimental study of sediment structures created by a spatangoid echinoid, Echinocardium mediterraneum. Proceedings of the Geologists Association,1997,108:183~189.
 - 17 Dalrymple R W. Wave-induced liquefaction; a modern example from the Bay of Fundy. Sedimentology,1979,26:835~844.
 - 18 Selig F A. Theoretical prediction of salt dome patterns. Geophysics,1965,30(4):633~643.
 - 19 Andetell J M, Geglá J, Dzulyński S. On the deformational structures in systems with reversed density gradients. Ann. Soc. Geol. Pol. , 1970,40:3~30.

Genesis of the (Sluicing) Convolute Bedding in the Yellow River Delta

Zhong Jianhua

(Resource Department, Petroleum University of China, Dongying, Shandong, 257062)

Hou Qijun and Zhong Yanqiu

(Research Institute of Petroleum Exploration and Development, Daqing Petroleum Administration, Anda, Heilongjiang, 163712)

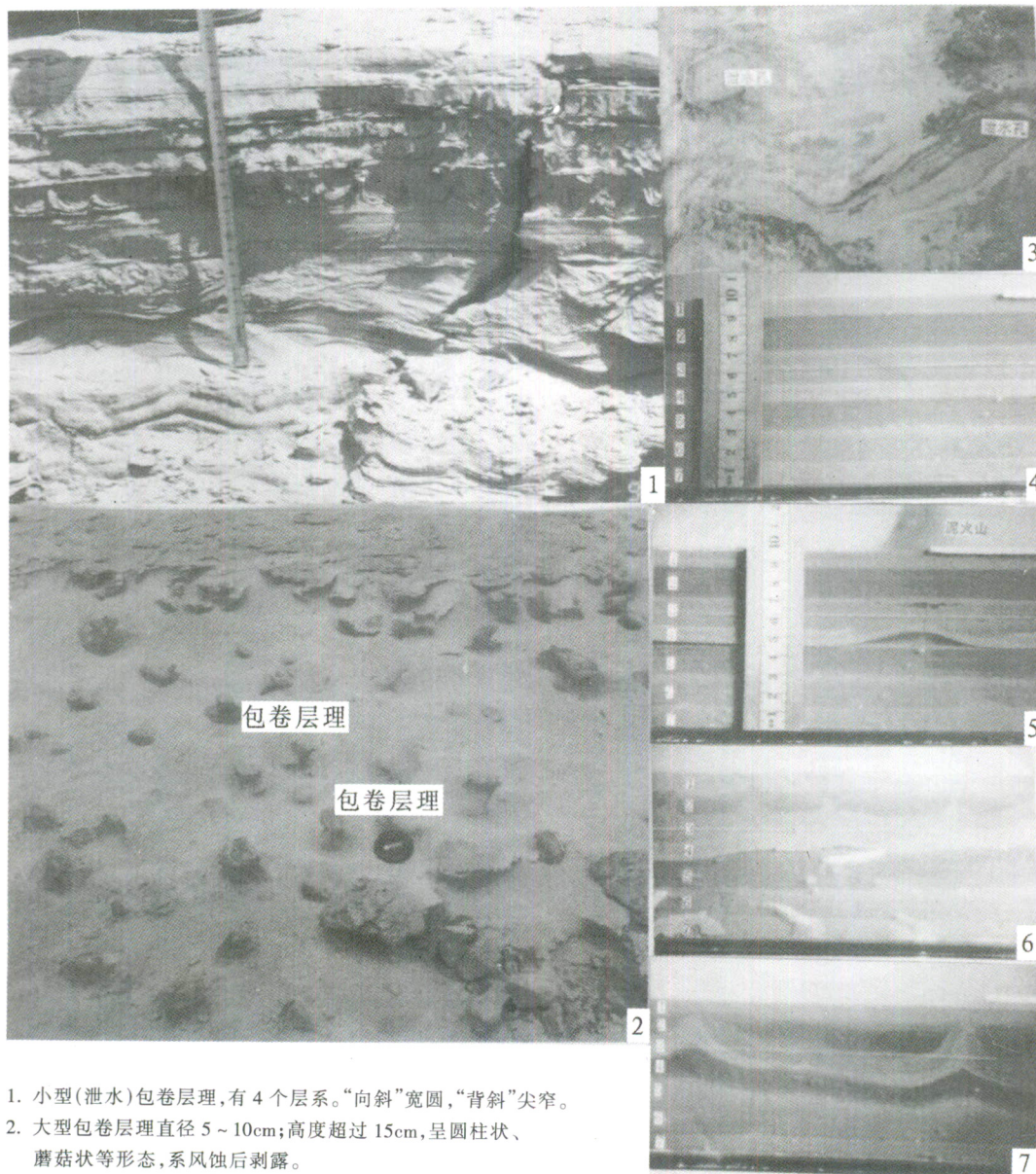
Abstract

This study focuses on the convolute bedding. There are a lot of convolute beddings in the Yellow River delta. They may be divided into two kinds according to their shapes and sizes; one is small in size (ca. 3~5 cm high and ca. 3~5 cm wide) and its shape is like a regular fold. The "anticline" of the convolute bedding is chevrony and tight and the "syncline" is broad and smooth. The other is relatively large in size (ca. 10~20 cm high) and complex in shape, being either upright cylindrical and upright tabular or upright curly tabular. Whether in the first case or in the second the center of the convolute bedding is commonly marked by a sand "ball" and sometimes there is one or a few sluicing holes in the center. The study reveals that the convolute bedding is genetically related to rapid deposition and wave-shaking. Wave shaking makes the loose sediment sluicing, resulting in the inversion of the density gradient, instability and diapiric deformation, thus forming convolute bedding.

Key words: convolute bedding; wave-shaking; sluicing; diapir; delta; Yellow River

作者简介

钟建华,男,1957年生。1993年于中国科学院大地构造研究所获理学博士,1995年底在西北大学地质系博士后流动站完成博士后工作。一直从事构造地质学和沉积学研究,现任石油大学(华东)资源系教授。通讯地址:257062,山东省东营市石油大学资源系。



1. 小型(泄水)包卷层理,有4个层系。“向斜”宽圆,“背斜”尖窄。
2. 大型包卷层理直径5~10cm;高度超过15cm,呈圆柱状、蘑菇状等形态,系风蚀后剥露。
3. 中、大型包卷层理,左上角者呈穹窿状,中心为夹纹层状粘土层的砂核,有3个(泄水)小孔,四周为粘土层。下方为卷曲板片状的包卷层理,中心也为夹纹层状粘土层的砂核,右上角也有一(泄水)小孔,四周也为粘土纹层。
4. 玻璃缸中沉积不久(<24h)的(7层)砂泥交互层,1、4、7层为粘土层,2、5层为粉砂层,3、6为泥质粉砂层,注意顶面与白色胶布记号基本平齐。
5. 轻微震荡后沿第4与第5层界面有过量的孔隙水骤留,形成一水层,使第4及第5层之间出现“流体拆离”,再稍后,水向一处或多处集中,形成一“水丘”,超高压使上部砂泥层被“刺穿”,发生泄水,进而形成泥火山。注意1、2、3及4层经震荡发生紧密堆积,泄水后厚度变小,注意将图版I-5与图版I-4比较。
- 6、7. 进一步震荡,沉积物便发育了包卷层理。由于底辟层厚度不同,形成的包卷层理波长不同,图版I-6中的底辟层厚度相对较小,仅有第3、4层发生底辟变形,厚度仅为1.5cm左右,而图版I-7中的底辟层厚度相对较大,3、4、5及6层都发生了变形,厚度为5.5cm。所以前者波数较大,后者波数较小。