

水下收缩裂隙天然实验研究中获得的新认识

赵振宇^{1, 2)}, 周瑶琪^{1, 2)}, 马晓鸣²⁾, 郑平³⁾, 冀国盛²⁾

1) 中国石油大学地球化学与岩石圈动力学开放实验室, 山东东营, 257061;

2) 中国石油大学地球资源与信息学院, 山东东营, 257062;

3) 中国石油西南油气田分公司勘探开发研究院地质实验室, 成都, 610051

内容提要:通过青岛市唐岛湾沿岸7个实验工区的考察测试、实验分析、数据处理等,对现代泥质沉积物水下收缩裂隙的整体形成过程、定量分级、各参数间拟合关系、开裂规律以及充填物沉积模式等进行了详细研究,并且建立了相应的地质演化模型。裂隙整体形成过程分4个阶段,依次为:泥水混合物初始混浊阶段;沉积物压实稳定阶段;裂隙形成阶段以及裂隙充填阶段。裂隙形态定量分级可分别用横缝长、纵缝长、裂隙面积和基块面积等参数表示,共分4级。其中裂隙各参数之间的拟合关系以及开裂规律地质建模分析等,对于定量描述裂隙形态、结构、变化规律,预测区域性裂隙规模、判别区域沉积环境等具有重要意义。沙泥质地层裂隙开裂过程中的异常高压作用(形成机理与大地构造中的异常高压相似)以及裂隙分叉角度的统计分析(最多为 90° ,其次为 120°)均属首次提出。其中异常高压作用对于初始裂隙的形成、沉积物粒间水的有效排出以及主要渗流通道的发育起到了重要作用。单一泥质地层裂隙内充填物沉积模式与沙泥互层的多旋回地层略有差异,主要表现为沙层的润滑作用以及对早期裂隙内充填物类型的影响。裂隙纵剖面中生物发育层的出现,对于裂隙内充填物的物理、化学性质将产生重要影响。

关键词:水下收缩裂隙;定量研究;开裂规律;分叉角度;充填模式;地质建模

长期以来,人们对于水下收缩裂隙或者泥裂多数停留在定性的描述上,缺乏深入的定量化研究(邓宏文, 1993; Armstrong et al., 2000; 赵澄林, 2001)。水下收缩裂隙是泥质层在水下脱水收缩或者含盐度增大而形成的沉积变形构造,常见于潮下浅水、湖和湖泊沉积物中,多边形不发育,裂隙较窄,看起来很像干裂(泥裂),但是两者在形成环境、开裂规律、裂隙充填等方面却存在很大差异(冯增昭, 1990; 王颖等, 2003)。本文以青岛市唐岛湾沿岸七个水塘为实验工区,对现代泥质沉积物水下收缩裂隙的整体形成过程、定量分级、各参数间拟合关系、裂隙开裂规律、裂隙充填模式等进行了详细研究,并且建立了相应的地质演化模型,这些对于定量描述裂隙形态、结构、变化规律,预测区域性裂隙规模、分布范围,判别区域沉积环境等具有十分重要的理论现实意义。

1 研究区地质概况

唐岛湾位于青岛市黄岛经济技术开发区南部,

沿岸以障壁海岸相沉积为主,波浪作用微弱,很难形成高能环境,因此在平坦的坪地上形成了宽广的潮坪沉积和湖沉积,如图1。沉积构造类型多样,潮坪生物群以种类少而数量多、海相和陆相混生为特征,半咸水或广盐度生物大量发育,分异度低(冯增昭, 1990)。

1.1 实验工区边界条件

实验工区未注入泥水混合物(海水+淤泥)之前,均为人工养殖水塘,形状近圆形或椭圆形,周缘塘堤高 $0.8 \sim 1.2$ m,平均面积约 8000 m^2 。塘堤及其外围以混杂沉积物为主,包括砾、砂、粘土以及少量水泥、石灰等,裂隙不发育,芦苇生长茂盛,土壤略显碱性($8 < \text{pH} < 9$)。塘底平坦,边坡平缓,两者面积比约为 $1:5$ 。

1.2 注入泥水混合物情况

注入实验工区内的泥水混合物,均来自唐岛湾潮间带海域,水为黄海海水,泥为潮坪沉积或湖沉积的淤泥,外观上呈灰色、灰蓝色和灰黑色,具有腥味、臭味等特征,有机质含量达 $8\% \sim 10\%$,粘粒含

注:本文为国家自然科学基金资助项目(编号40072042)的成果。

收稿日期:2007-01-15;改回日期:2007-03-26;责任编辑:章雨旭。

作者简介:赵振宇,男,1980年生。博士。主要从事地球动力学、地球化学以及盆地沉积学的研究。Email: zhaozhenyu110@yahoo.com.cn。

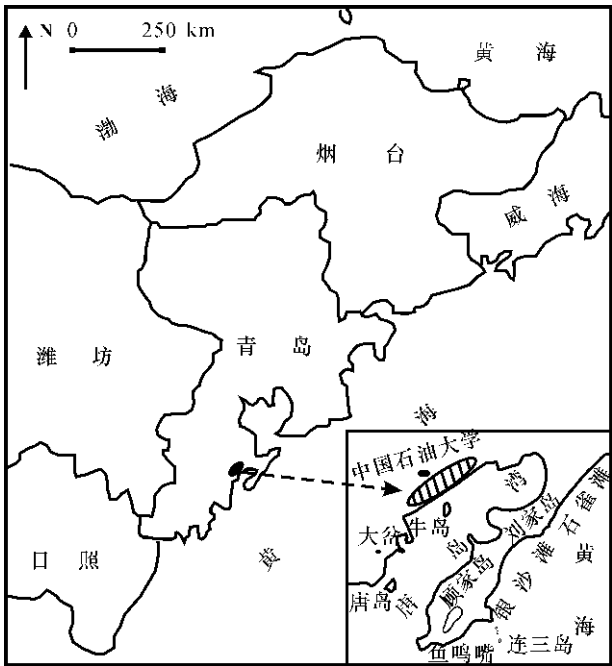


图 1 研究区域位置图

Fig. 1 The territorial location of work areas

量高达 70% ~ 80%,天然含水量大于液限,孔隙比大于 1.5(徐永福, 1999)。用大型抽水机将泥水混合物分别抽运到七个水塘内,泥水比例约为 1 : 4。刚注入时塘中央水深、盐度、浪高、沉积物砂的粒级、沙泥比等具体参数见表 1。其中裂隙发育度为地层单位面积内裂隙面积所占的百分比,共分 3 级:差(<10%)、中(10%~30%)、好(>30%);生物干扰度为地层单位面积内生物活动面积所占的百分比,其中包括生物钻孔、爪印、爬行迹等,共分 3 级:弱(<5%)、中(5%~15%)、强(>15%)。各区内粘土矿物成分近同,蒙脱石、伊利石、高岭石的相对含量依次为 40%±5%、35%±5%和 25%±5%。

1.3 实验过程观测

2004 年 6 月至 2006 年 7 月,历时两年,观测了水下收缩裂隙的形成过程、开裂规律、影响因素、裂隙充填模式等,共收集数据 5000 多个,裂隙平面、剖面图版 300 多张,开挖剖面 6 个。在实验工区内,水下收缩裂隙的形成大致经历了 4 个阶段(如图 2):

(1)泥水混合物进入低洼地带的初始混浊阶段:如图 2a,由于经历了巨大的扰动,沉积物在短时间内很难沉积压实,所以较细的物质悬浮于水中,一些大

的介壳和粗的内碎屑、沙石则沉积在底部,形成了初步的分选。此时沉积物处于松散状态,没有明显分层,水体震荡有助于沉积物的进一步分选(Parker, 1999; 赵澄林, 2001; Shuichiro, 2004)。

(2)沉积压实稳定阶段:如图 2b,沉积物按粒度大小依次沉积,形成向上逐渐变细的正粒序层,压实作用增强,水位线基本不变。随着相对可容空间的增大,作用于沉积物之上的静水压强也随之增加。当沉积物压实到一定阶段后,上覆泥质层(粘土)就变成了有效的隔水层,阻碍了下伏水体的向上渗出,当透水速率+降雨速率≤蒸发速率时,压实作用停止。

(3)水位线下降,盐度增大,裂隙形成阶段:如图 2c,此时水深变浅,一般小于 40~50 cm,风的强度、温度、日照量、降雨量变化都会对裂隙的形态及规模产生重要影响(Armstrong et al., 2000)。此阶段沉积物粒间水分先后两个阶段渗出,且渗流渠道各不相同:① 爆发式涌出:随着沉积物的逐步压实,泥质隔水层阻碍了粒间水的有效渗出,致使透水速率不断减小,破坏了其与蒸发速率之间的平衡,因此在隔水层以下空间便形成了异常高压带(异常高压承载了上覆的静水压力和泥质地层压力)。与此同时,粘土本身的脱水收缩力也在逐渐增加。可以说,初始裂隙的形成,是两者合力的共同结果,但后者是主导。裂隙产生瞬间,隔水层内及其下伏粒间水在异常高压作用下爆发式涌出,其物理过程如图 3a。研究证实,随着裂隙级别的降低,异常高压作用逐渐减弱;随着隔水层中粘土成分的增加,异常高压作用逐渐增强。② 隙壁渗流:异常高压作用不但迫使粒间水爆发式涌出,同时也促使裂隙基块内形成多个主要的渗流通道。这些渗流通道的上端多分布在裂隙

表 1 裂隙研究区域参数调查表

Table 1 Some parameters of mud cracks in work-studying areas

工区号	1	2	3	4	5	6	7
水盐度(%)	3.57	3.57	3.54	3.54	3.75	3.64	3.62
塘中央水深(cm)	70±5	60±5	60±5	90±10	70±5	60±5	80±10
塘堤水深(cm)	20±5	25±5	20±5	40±5	10±5	15±5	20±5
浪高(cm)	10±2	10±2	10±2	15±2	10±2	10±2	15±2
注泥水比例(%)	25	25	30	20	30	20	25
砂粒级	粉砂	粉砂	粗粉砂	细砂	粉砂	细砂	细砂
含砂量(%)	10	15	12.5	20	20	25	15
裂缝发育度	差	中	中	好	好	好	差
裂缝分维值 D	1.235	1.413	1.334	1.507	1.498	1.475	1.227
生物干扰	中	强	弱	中	中	中	强

壁两侧,下端多向下延伸到基块内部,分布形态如图3b。随着裂隙基块中次级裂隙的形成,这种渗流通道也随之被破坏、遗弃。

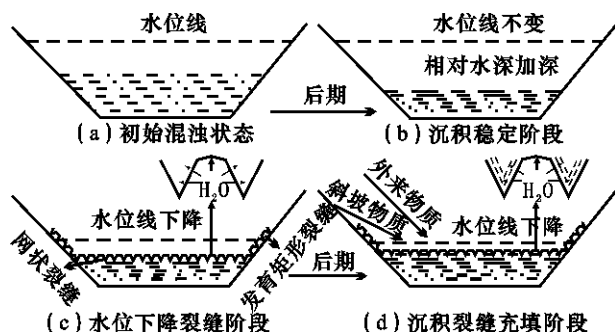


图 2 水下收缩裂隙整体形成过程

Fig. 2 The forming process of subaqueous mud-shrinkage cracks

(a)— mud—water mixture in the beginning; (b)— sustained sediment step; (c)— cracking step after water table drop; (d) filling step of muddy cracks

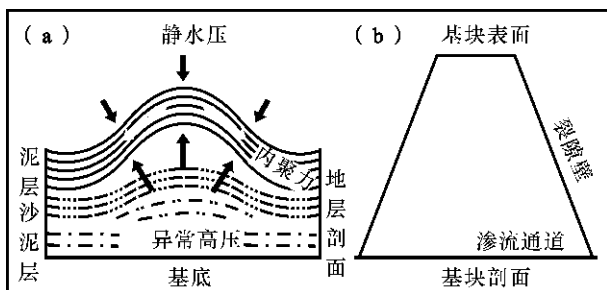


图 3 沉积物间水渗流模式:

(a) 爆发式涌出; (b) 隙壁渗流

Fig. 3 The flow model of intergranular waters in muddy sediments: (a) explosive eruption; (b) infiltrating fluid

(4) 沉积裂隙充填阶段:如图 2d,随着水位的逐渐下降,裂隙的宽度和深度也随之增加。裂隙进入充填阶段后,充填物有两种来源方式,分别为外来物质和本身的斜坡物质。如为淡水注入,裂隙会暂时略微闭合,待后期恢复到原来的状态或者更大。如为咸水注入,初期裂隙也会暂时闭合,由于盐度效应,其闭合程度略低于淡水,但后期裂隙开裂程度要比原来进一步加大。如为泥水混合物注入,则继续重复上面三个过程。

2 水下收缩裂隙参数定量化研究

研究区水下收缩裂隙主要有矩形收缩裂隙和网

状收缩裂隙两种形式,前者多发育在实验工区的斜坡地带,后者则出现在相对平缓地区(如图 2c),二者相对数量比约为 5 : 1,因此矩形裂隙的研究应占主导地位。

2.1 水下收缩裂隙各参数描述

矩形收缩裂隙由三部分组成:两条分别相互平行的纵向裂隙、横向裂隙以及二者共同围成的裂隙基块,如图版 I-1(L_y :纵缝长; L_x :纵缝宽; S_x :横缝长; S_y :横缝宽)。其平面结构,类似于矩形,长边多为纵向裂隙,与岸边垂直,短边多为横向裂隙,与水边平行,矩形面积相当于裂隙基块。拐点(裂隙延伸过程中的转折点)多为两边或三边交叉而成。在相同级别裂隙中,纵向裂隙最长可达 15 m,一般 2~6 m,最宽约为 6~7 cm,一般集中在 2~4 cm;横向裂隙最长可达 12 m,一般 1~5 m,最宽可达 4~5 cm,一般集中在 1~4 cm。两者裂隙倾角基本为 90°,都呈“V”字型,裂隙面吸附物质多为灰色、灰黑色淤泥颗粒,有机质含量高,因此较为光滑。

网状收缩裂隙由两部分组成:网状裂隙和裂隙基块,如图版 I-2,3。其平面结构,类似于网状或接近圆形(图版 I-2 中的收缩圆),无长短边之分。拐点多为三边或四边交叉而成。由于自然界中相对平坦区域很少,因此,在网状收缩裂隙区内也会存在大量的矩形裂隙,相反亦然。网状裂隙边长较为平均,最长可达 3 m,一般集中在 1~2 m,最宽可达 4~5 cm,一般集中在 1~3 cm。裂隙倾角较大,约 90°,裂隙面光滑,充填物粒度由下至上明显变细。

2.2 水下收缩裂隙定量分级

水下收缩裂隙定量分级可以用多个参数来衡量(Parker, 1999; Shuichiro, 2004; 周瑶琪, 2006),共分四级,具体如图 4。纵向裂隙长分级(cm):一级:大于 90;二级:50~90;三级:20~50;四级:小于 20。横向裂隙长分级(cm):一级:大于 60;二级:40~60;三级:20~40;四级:小于 20。裂隙面积分级(cm^2):一级:大于 1000;二级:500~1000;三级:50~500;四级:小于 50。基块面积分级(cm^2):一级:大于 8000;二级:1000~8000;三级:500~1000;四级:小于 500。

2.3 水下收缩裂隙各参数拟合分析

本文通过定量模拟、曲线拟合等多重手段,得到了一些重要的经验公式,如图 5。其中图 5(a~h)为裂隙本身内部各参数之间的曲线变化关系,对于全面了解水下裂隙形态、结构、变化规律,预测区域性裂隙规模、分布范围具有重要意义。图 5i 利用现代

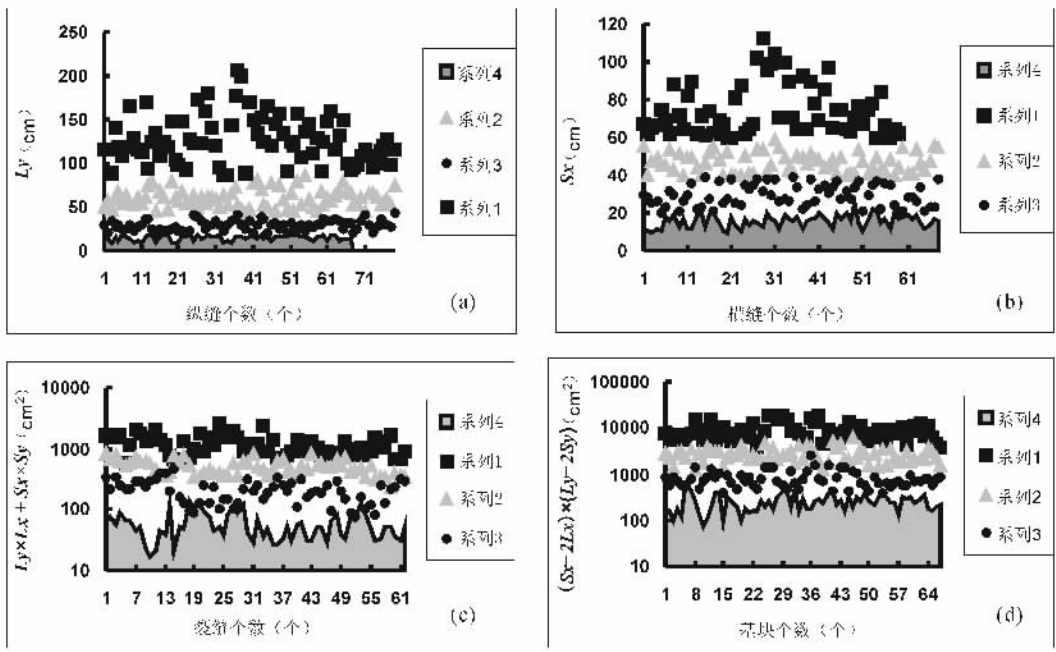


图 4 裂隙各参数分级情况

Fig. 4 The quantitative orders of shrinkage-mud cracks by some parameters
(a) 纵缝长分级; (b) 横缝长分级; (c) 裂隙面积分级, 裂隙面积 = $(L_y \times L_x + S_x \times S_y)$; (d) 基块面积分级, 基块面积 = $(S_x - 2L_x) \times (L_y - 2S_y)$ 。 L_y, L_x, S_x, S_y 代表意义如图版 I-1, 单位均为 cm, 图中系列后数字代表裂隙级别
(a) Dividing order by longitudinal crack lengths; (b) Dividing order by lateral crack lengths; (c) Dividing order by crack area, Crack area = $(L_y \times L_x + S_x \times S_y)$; (d) Dividing order by block area, Block area = $(S_x - 2L_x) \times (L_y - 2S_y)$. The representative meaning of L_y, L_x, S_x, S_y is the same to ones of Fig. I-1, the unit is cm, the serial number represents the order of crack

数值分形理论, 讨论了裂隙平面分维值 D 与沉积物含砂量之间的拟合关系, 并得出拟合公式, 这对于预测同类地区裂隙分布状况具有重要帮助。图 5j 利用数值理论分析, 能在众多数据中有效区分各工区的裂隙参数, 斜线 L 之上区域, 代表裂隙发育较好地区, 离斜线越远, 相对越好; 斜线 L 之下, 代表裂隙发育较差地区, 离斜线越远, 相对越差。同时对于区域沉积环境也有较好的指示作用, 斜线 L 之上, 代表粘土含量高, 盐度偏大, 泥水注入时能量高, 裂隙形成时期水体稳定。斜线 L 之下, 正好相反。如果岩石地层中出现原生泥岩裂隙, 代表该区域在相当长的时间里, 处于稳定的海陆过渡相或者内陆咸水湖相沉积区。

3 水下收缩裂隙开裂规律建模分析

3.1 单边开裂式

单边开裂式指次级裂隙从基块一边向另一边单向垂直延伸的过程 (Velde, 1999), 如图版 I-4。它包含两种生长模式, 分别为线性生长模式和非线性

生长模式: 前者有两个地质模型, 即纵向裂隙生长模型和横向裂隙生长模型, 主要发育于斜坡地区; 后者有三个地质模型, 即规则波动模型、不规则波动模型和分叉模型, 主要发育于相对平坦区域。

3.1.1 线性生长模式

在实验工区斜坡地带, 由于泥质沉积物化学成分、粒度均匀, 因此线性生长模式普遍发育。如图 6 纵向裂隙生长模型, 随着水位的逐渐下降, 裂隙前端将由岸边向水中心一直延伸, 走向垂直于等水量线。换句话说, 裂隙的开裂方向与退水方向一致, 二者路径重合。

通常情况下, 裂隙前端位于水深 20~40 cm 处, 根据不同区域粘土成分的差异, 此值会略显不同。裂隙前端为最小张应力点, 由于其左右两侧含水量的不同和裂隙本身的存在, 左侧最小张应力 σ_1 曲线的曲率明显大于右侧 (如图 6), 且最大值位于岸边与端点的中部, 右侧张应力 σ_1 则随着水深的增加而逐渐增大。在基块表层任何一点, σ_1 经历着增大—减小—增大的周期性变化, 与之对应的最大张应力

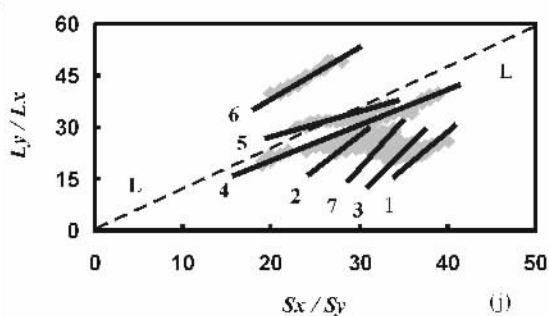
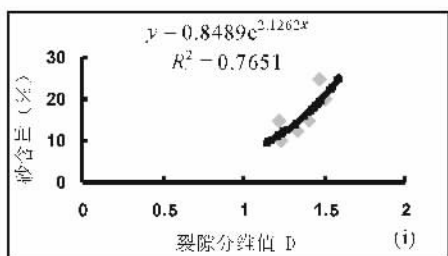
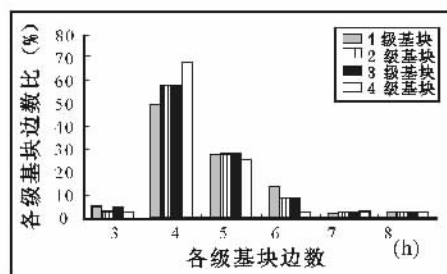
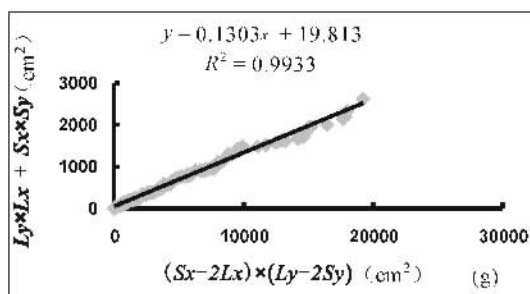
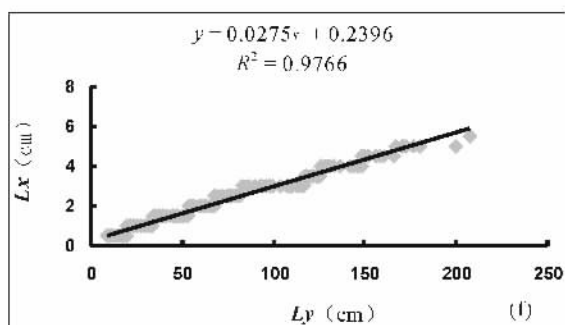
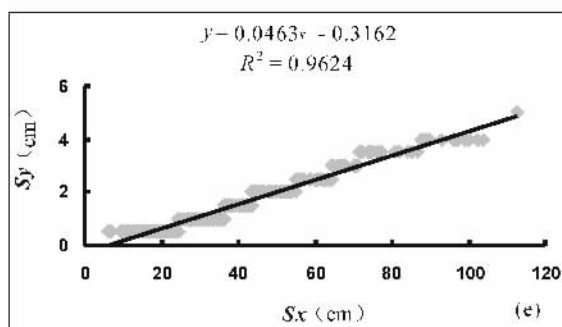
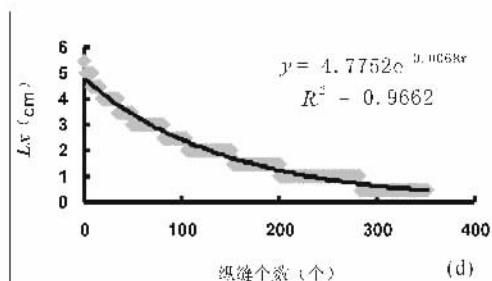
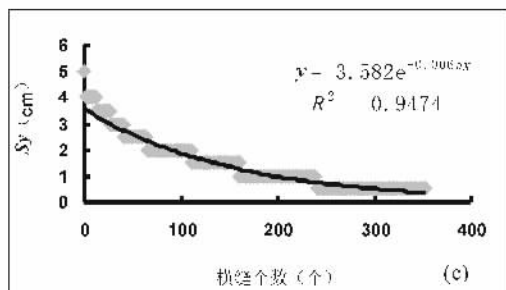
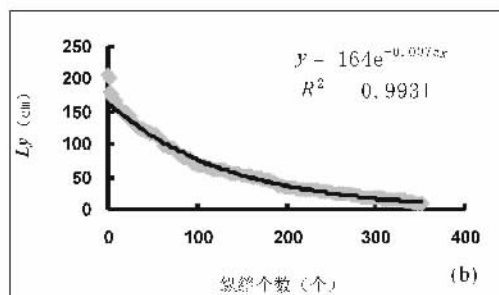
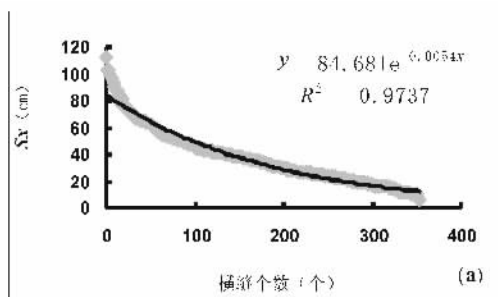


图 5 裂隙各参数之间的关系

Fig. 5 The matched relation of some parameters in cracks

(a)各级横缝长总体变化趋势;(b)各级纵缝长总体变化趋势;(c)各级横缝宽总体变化趋势;(d)各级纵缝宽总体变化趋势;(e)横缝长与横缝宽变化趋势;(f)纵缝长与纵缝宽变化趋势;(g)块体面积与裂隙面积变化趋势;(h)各级别裂隙边数累计百分比;(i)含砂量与裂隙分维值 D 变化趋势;(j) $L_y/L_x - S_x/S_y$ 工区来源反映图

(a)—the cumulative plot of all lateral crack lengths;(b)—the cumulative plot of all longitudinal crack lengths;(c)—the cumulative plot of all lateral crack widths;(d)—the cumulative plot of all longitudinal crack widths;(e)—the cumulative plot of all lateral crack lengths and widths;(f)—the cumulative plot of all longitudinal crack lengths and widths;(g)—the cumulative plot of blocks and cracks area;(h)—the summation percentage of all crack sides;(i)—the cumulative plot of sand contents and crack fractal values;(j)—the cumulative plot of $L_y/L_x - S_x/S_y$ responding to the crack area

σ_2 却保持不变,这主要因为在 σ_2 方向上不存在裂隙,没有破坏该方向上应力的整体性。伴随着新裂隙的形成,旧的应力模式被打破,应力 σ_1 增大但仍重复上面增大—减小—增大的周期性变化,应力 σ_2 的变化趋势如图 7。

图 7 展示了沉积物面应变 ϵ 与含水量 ω 、应力平衡点 O 与裂隙生长趋势之间的关系。每级横向裂隙生长大致经历了三个阶段,第一阶段如图 7a,由于岸边与水中心含水量不同,加上斜坡倾角效应,致使靠近岸边一侧首先出现裂隙。图中应变曲线展示了沉积物内部质点的实际变形关系,平衡点 O 左侧应变小于右侧,但两侧合力 $F_L = F_R$ 。各参数计算公式如(1)~(4),它们直接反映了本身对沉积物内部应力变化的影响:

$$F_L = F_{NL} + Mg \sin \beta \quad (1)$$

$$F_N = f(\omega, \epsilon, t) + f(\rho, t) \quad (2)$$

$$F_R = F_{NR} - Mg \sin \beta \quad (3)$$

$$F_L = F_R \quad (4)$$

其中 g :重力加速度; M :质点质量; β :斜坡倾角; F_{NL} : O 点左侧沉积物内聚力; F_{NR} : O 点右侧内聚力; $f(\omega, \epsilon, t)$:含水量 ω 、面应变 ϵ 和温度 t 的函

数; $f(\rho, t)$:泥土密度 ρ 和温度 t 的函数; F_L : O 点左侧沉积物合力; F_R : O 点右侧沉积物合力。

第二阶段如图 7b,随着沉积物的逐步脱水,裂隙宽度逐渐增加,平衡点 O 右移,此时 $F_{LB} > F_L$, $F_{RB} > F_R$, O_L 为新的应力平衡点。在沉积物脱水收缩后期,D 点将要出现新的裂隙,此时点 O_C 为该阶

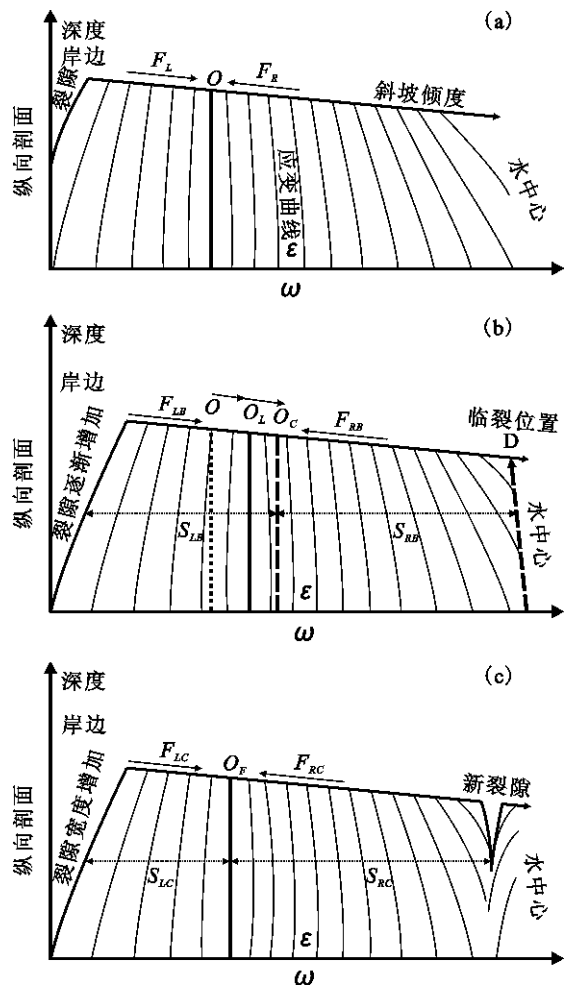


图 7 横向裂隙生长地质建模分析

Fig. 7 The geologic models of lateral crack growth

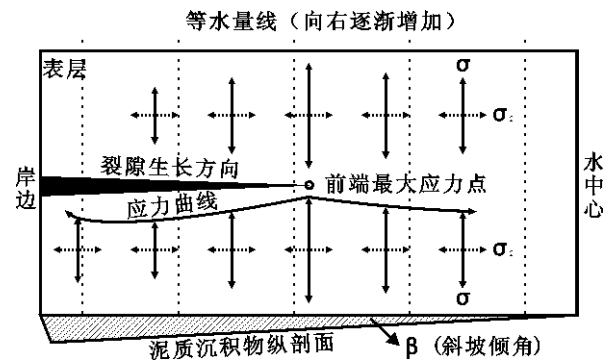


图 6 纵向裂隙生长地质建模分析

Fig. 6 The geologic model of longitudinal crack growth

段最终应力平衡点,且左侧距离 $S_{LB} <$ 右侧距离 S_{RB} 。

第三阶段如图 7c 所示,D 点出现新的裂隙,旧的应力平衡被打破,新平衡点 O_F 相对旧平衡点 O_C 向左移动,此时左侧距离 $S_{LC} <$ 右侧距离 S_{RC} , $F_{LB} > F_{LC}$, $F_{RB} > F_{RC}$ 。 O_F 右侧应变仍然继续增大,而左侧应变则比第二阶段略小。

总结裂隙生长演化的三个阶段,其主要参数变化如下: $F_{LB} > F_{LC} > F_L$, $F_{RB} > F_R > F_{RC}$;在坐标系中,平衡点位置 $O_C > O_L > O_F > O$;平衡点左侧面应变 $\epsilon(b) > \epsilon(c) > \epsilon(a)$,距离 $S_{LB} > S_{LC}$,裂隙宽度 $(a) < (b) < (c)$,平衡点右侧面应变 $\epsilon(c) > \epsilon(b) > \epsilon(a)$,距离 $S_{RB} < S_{RC}$ 。随着斜坡倾角 β 的增大,每条裂隙可能延伸的最大长度也随之增加。伴随新的次级裂隙的出现,这种参数的动态演化进入下一个循环过程。

3.1.2 非线性生长模式

裂隙以单边形式开裂延伸时,如果前方粘土成分、颗粒大小不均匀,地形特征以及外界影响因素不同时,就会导致裂隙生长方向突然转变,偏离预定的“轨道”(Petit, 1999)。泥水混合物输入实验工区后,有机质粘土多沉积在相对平坦区域,所以该区域沉积物粒度均匀,含水量相对平衡。在泥质层脱水收缩时,收缩应力通常以一点为中心,形成收缩圆盘模式(简称收缩圆,图版 I-2),其形成机理与玄武岩柱状节理类似。在两个收缩圆相切部位,往往出现新的裂隙。同时,由于相邻收缩圆的共同作用,导致裂隙基块形状接近于网状,因此该区域多发育网状收缩裂隙,如图版 I-3。

图 8a 为裂隙开裂的不规则波动模型,其两拐点(裂隙生长过程中的转折点)间距离 ΔL 不等,裂隙走向在 $[\pm\delta\theta, -\delta\theta]$ 区间内波动(Horgan, 2000)。圆形或者椭圆形代表泥质沉积物集合体。实体箭头表示裂隙生长的真实途径,虚线代表裂隙可能产生分叉的部位。图 8b 为裂隙开裂的规则波动模型,其两拐点间距离 ΔL 近乎相等,裂隙走向也呈规律性变化($\pm\delta\theta$)。

通过图 8a 与 8b 对比可知,沉积物颗粒的均质程度及其排列方式是产生裂隙形状差异的主要原因。该区域中裂隙的生长,类似于光在介质中传播,遵循光的反射、折射定律,显示出明显的波动性,但是裂隙生长又被限制在一个小的波动宽度 S_d 内。这种简化的地质模型,可以应用于裂隙的参数计算和计算机模拟。同时也可以获得更多的重要信息,

包括泥质沉积物的物理化学性质,沉积环境和裂隙的分布特征等(Parker, 1999; Karmakar, 2005)。

沉积物颗粒的排列方式可以用紧密度(C)来表示(Horgan, 2000):

$$C = 4\pi S / P^2 \tag{5}$$

其中 S :集合体的面积; P :集合体的外缘周长。

沉积物颗粒的均质性可以用延伸度(E)来表示(Horgan, 2000):

$$E = (\lambda_1 / \lambda_2)^{-1/2} \tag{6}$$

$$\lambda_1 = S_{xx} \sin^2 \Phi + S_{yy} \cos^2 \Phi + 2S_{xy} \sin \Phi \cos \Phi \tag{7}$$

$$\lambda_2 = S_{xx} \cos^2 \Phi + S_{yy} \sin^2 \Phi - 2S_{xy} \sin \Phi \cos \Phi \tag{8}$$

$$\begin{cases} \Phi = \frac{1}{2} \arctg \frac{2 S_{xy}}{S_{yy} - S_{xx}} \\ S_{yy} > S_{xx} \end{cases} \tag{9}$$

其中: λ_1, λ_2 :沿着长轴、短轴方向的二阶矩; S_{xx}, S_{yy}, S_{xy} :协方差, Φ :长轴方向倾角。

分叉裂隙的产生,与裂隙本身的物理生长过程有关(Jeffrey, 1996),如图 9。从统计数据得知,分叉角度分布概率最大的区域是 90° ,多发育于沉积物粒度均匀地区,主要形成在裂隙生长的初始阶段,并保持稳定;其次是 120° ,发育地区的沉积物粒度

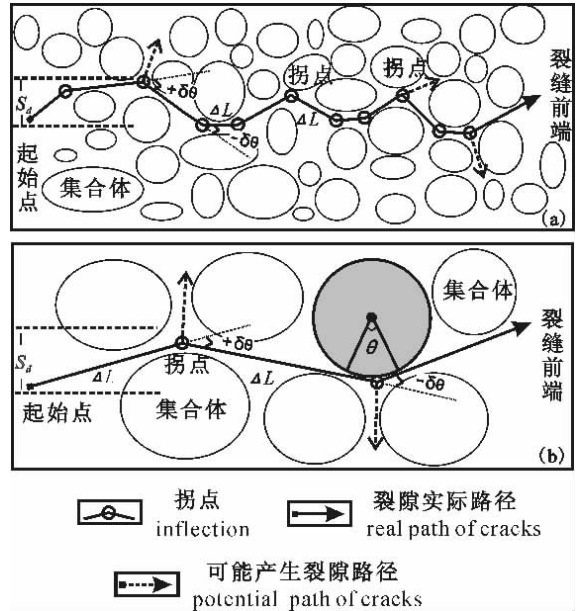


图 8 裂隙生长的规则波动模型和不规则波动模型
Fig. 8 The fluctuation models consisting of two types, such as irregular model and regular model, (a) The irregular fluctuation models of cracks growth; (b) The regular fluctuation models of cracks growth

均质性相对略差,主要形成在裂隙生长的晚期阶段,且容易被后期新生裂隙切割,因此平面上分叉裂隙多呈现出“Y”字型或者“T”字型结构。通过模型分析认为:两种分叉角度格局的形成,与能量的释放和颗粒排列方式有关。在裂隙分叉部位,通常存在三个圆形集合体(图 9),分别正交于裂隙的三条边,此时的应力状态便易形成 90° 或 120° 。如果分叉裂隙前端没有圆形集合体,那么则与能量的释放有关(Horgan, 2000; Vogel et al., 2005)。

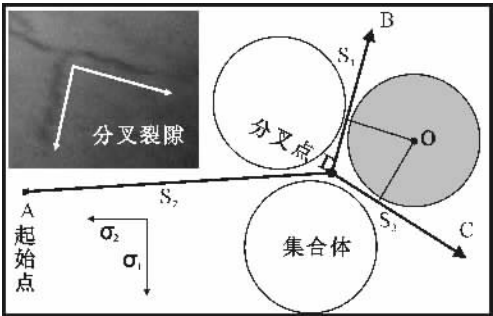


图 9 裂隙分叉结构示意图

Fig. 9 The schematics of an asymmetric branched crack under uniaxial tension

3.2 双边汇合开裂式

双边汇合开裂式指裂隙从基块两条相互平行边同时开始生长,并最终交于基块中心的一种生长模式,如图版 I -5,图 10,主要发育于实验工区内相对平坦地区。

在裂隙生长初期,两条裂隙 A 和 B 几乎位于同一条直线上。当两裂隙前 endpoint (生长前端) 相距一定距离 S_a 时,两者会同时发生相对弯曲变形,形成一个核部结构,如图 10。这种结构的产生,与泥质沉积物中集合体的应力状态分布有关,即收缩圆效应——在双边汇合进行到中后期时,如果直线 AB 上或者附近某处沉积物成分略有差异,那么该部位通常会形成收缩圆式的应力分布,并最终形成图 10 所示的核部结构。

核部结构具体参数可表示如下(10)~(12):

$$d = (S_a^2 + S_b^2) / 4S_b \tag{10}$$

$$\theta = \arcsin [2 S_a S_b / (S_a^2 + S_b^2)] \tag{11}$$

$$S_{ab} = 2 \left[\pi d^2 \frac{\theta}{180} - \frac{1}{2} S_a \left(d - \frac{S_b}{2} \right) \right] \tag{12}$$

其中曲线的半径 d 和核部面积 S_{ab} 反映了沉积物中泥沙的相对含量,核部两顶点的垂直距离 S_b 反映了沉积物的均质性和应力分布特征。在粘土成分

较高地区, d 和 S_{ab} 相对较大,而在含砂量较高地区,两者则相对较小。在 7 个试验工区内,以上各参数可以通过测量获得,对于定性区分沉积物中泥、沙含量,判别区域沉积环境以及预测裂隙分布及规模具有重要意义。

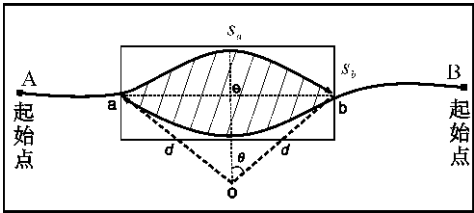


图 10 双边汇合开裂式地质模型

Fig. 10 The geologic model of bilateral intersection—cracking pattern

3.3 底界中心开裂式

底界中心开裂式指裂隙生长从基块底界某点出发,并逐渐向四面延伸的过程,如图版 I -6,图 11 展示了地层剖面中应力曲线以及裂隙锋面的分布模式。这种泥质裂隙结构,将切穿整个泥质沉积物层,应力曲线表现为对称或者不对称的羽状结构(实线),向上逐渐趋于平缓,裂隙主应力轴垂直基底向上延伸。在某些情况下,单一的应力曲线会分裂出两条或者多条曲线并且沿着相反的方向延伸。裂隙锋面(虚线)垂直应力曲线逐渐向外扩张(Adam et al., 2002)。

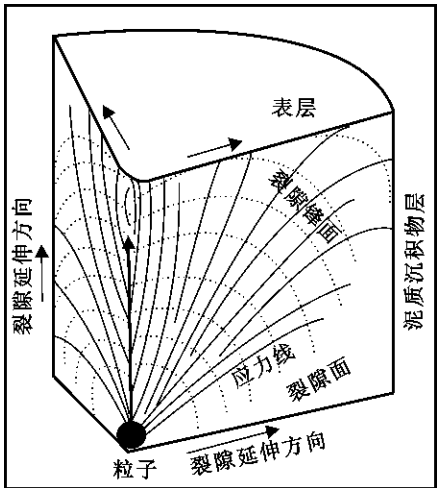


图 11 底界中心开裂式地质建模分析

Fig. 11 The geologic model of central dispersion—cracking pattern at the bottom of muddy sediments

该模式的形成,主要与基底粒子有关。在裂隙生长起始处,基底粒子破坏了沉积物中的应力状态,致使颗粒周围应力相对集中,因此裂隙锋面首先以半圆或者半椭圆形从此处向上延伸。当羽状应力曲线到达沉积物表面时,便以互相垂直的方向发生横向延伸,应力曲线趋于平缓,并最终与邻近的其他裂隙相交。

4 水下收缩裂隙充填模式

在七个实验工区内,由于注水期次、泥沙含量的不同,沉积物在沉淀过程中,形成了各自的地层特征,主要有以下两种,单一的粉沙泥质地层和沙泥互层的多旋回地层。在斜坡区域和中心平坦区域,同一套地层的裂隙充填模式也略有差异,这主要与外来物质的阶段性沉积有关(Hallet et al., 1995; Petit et al., 1999)。

水下收缩裂隙具有多级旋回、多个期次的充填特征。在整个裂隙充填过程中,包括了多个一级旋回(L),每个一级旋回包含两个二级旋回,分别为水下裂隙充填阶段(A)和暴露裂隙充填阶段(B),每个裂隙充填阶段又包含若干个三级充填期次(P和F)。其中水下裂隙充填阶段(A)是肯定存在的,而暴露裂隙充填阶段(B)则带有随机性,这与水的注入量和蒸发量有关(Chertkov, 1999)。

4.1 单一地层裂隙充填模式

在七个实验工区中,除5、6号工区外,其他均以含粉沙泥、泥质地层为主。同一套地层的不同区域,裂隙充填特征也不尽相同,这主要与外来物质的阶段性注入有关。本文根据实际情况,将工区分为斜坡区域和中心平坦区域两部分进行研究,结合充填期次P和F,建立起随时间演化的地质理论模型。

斜坡区域充填模式如图12,分为两个充填阶段——水下充填阶段(A)和暴露充填阶段(B),每个充填阶段又包含了多个充填期次。其中 P_1 、 P_3 等奇数段为退水期(蒸发期),此时水量减少; P_2 、 P_4 等偶数段为注入期,此时水量增加,并带来外源物质。F系列代表沉积物暴露时的充填期次,其中 F_1 、 F_3 等奇数段为注入期,此时水量增加; F_2 、 F_4 等偶数段为退水期(蒸发期),此时水量减少,外源物质主要以风为载体进入裂隙区。纵坐标的相对粒度与裂隙内充填物粒度相对应,可以反映出由裂隙壁至裂隙中心充填物粒度的韵律变化情况。

图12a为水下充填阶段,由裂隙壁至裂隙中心,经历了三个充填期次,分别为 P_1 、 P_3 的退水期, P_2

的注入期,相对粒度经历了细—粗—细的韵律变化。图12b为暴露充填阶段,是经水下充填后继续沉积而来,又经历了两个期次,分别为 F_1 的注入期, F_2 的退水期,相对粒度呈现逐渐增大的趋势。通过图12a、12b的比较可以得出:裂隙内充填物粒度韵律变化与外来物质的充注期次相对应,充注期次越多,韵律变化越明显;对比两个充填阶段的相对粒度,前者明显小于后者。

在充注期次相同的情况下,中心平坦区域裂隙内充填物粒度变化与斜坡区域相近,但相对粒度明显小于后者,这与外来物质的阶段性分选沉积有关。如图13,在水下充填阶段(A),相对粒度同样经历了细—粗—细的韵律变化,在暴露充填阶段,相对粒度也呈现出逐渐增大的趋势。对比图13a、13b,我们得出了与图12相同的结论。

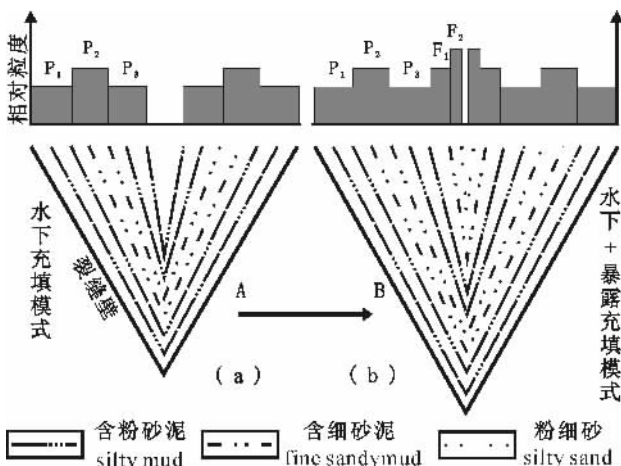


图12 斜坡区域裂隙充填模式

Fig. 12 The filling models of shrinkage cracks in slope facies

4.2 多旋回泥沙地层裂隙充填模式

在实验工区5、6中,地层以多旋回的泥沙互层为主,如图14a,每个旋回均为正粒序沉积,由下至上,依次为细沙—泥质细沙—泥。这种韵律性旋回的形成,主要与两个因素有关:①低洼地区经历了多期充注;②每期充注后水体保持震荡状态,沉积分选较好。

泥沙旋回地层的裂隙开裂过程与单一性泥质地层略有差异。如图14b,当泥质层开始脱水收缩时,由于沙层的存在,起到了一定的润滑作用,发生了层间滑动,大大减小了因表层泥质体收缩时下伏泥质体发生形变而带来的阻力。裂隙发育较好的区域,泥、沙层厚度比通常在0.2~0.25之间。泥质层开

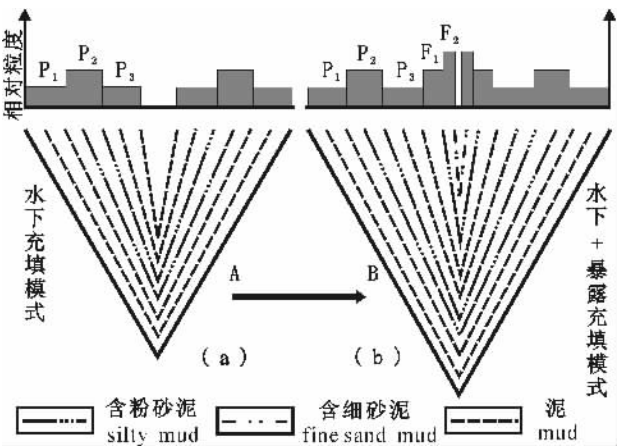


图 13 中心平坦区域裂缝充填模式

Fig. 13 The filling models of shrinkage cracks in flat area

裂的初始阶段,沙层形态基本不变,由上至下,泥质层裂隙幅度逐渐减小(图 14b)。当泥质层裂隙宽度增大到一定程度时,由于沙子自身的重力作用,便会滑落到裂隙底部,形成了最早期的无序状沙层堆积,这与单一性泥质地层裂隙内的早期沉积明显不同,同时也充分说明了沙层在裂隙形成过程中的重要作用。

在裂隙经历了这样一个特殊的沉积阶段之后,其他充填期次的沉积特征与单一地层裂隙内沉积模式相近。斜坡区域水下充填模式,如图 14c,由裂隙壁至裂隙中心,同样经历了三个期次,分别为 P_1 、 P_3 的退水期, P_2 的注入期,相对粒度经历了细—粗—细的韵律变化。为了表示裂隙底部的沙层沉积,把其相对应的粒度柱子(坐标中的柱状图)放到了裂隙边缘的外部,所以 P_1 应包含两个粒度柱子,分别为先前的沙层沉积和后期的退水沉积。图 14d 为暴露充填模式,同样经历了两个期次,分别为 F_1 的注入期和 F_2 的退水期,相对粒度呈现逐渐增大的趋势。

通过图 14c、14d 的比较可以得出:裂隙内充填物粒度韵律变化与外来物质的充填期次相对应,充填期次越多,韵律变化越明显,相反易然;对比两个充填阶段的相对粒度,前者明显小于后者。在充填期次相同的情况下,中心平坦区域裂隙内充填物的粒度变化与斜坡区域相近,但相对粒度明显小于后者,这与外来物质的阶段性分选沉积有关。如图 14e,在水下充填阶段,相对粒度经历了细—粗—细的韵律变化,在暴露充填阶段 f,相对粒度呈现出逐渐增大的趋势。对比图 14-e、f,我们得出了与图 14-

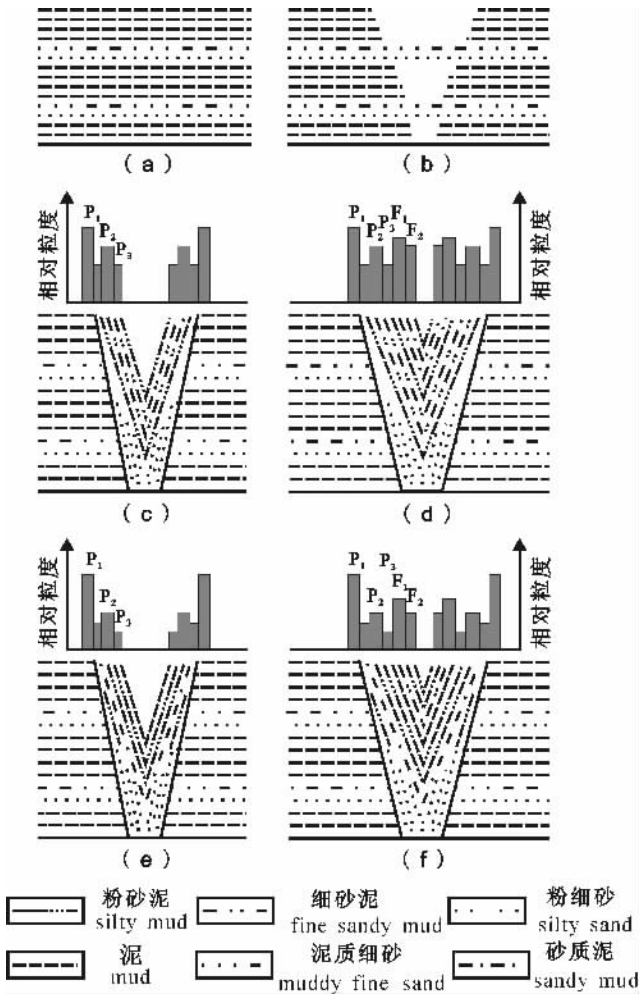


图 14 泥沙互层地区裂缝充填模式

Fig. 14 The filling models of shrinkage cracks in interbedded mud—sand layers

c、d 模式相同的结论。

4.3 暴露地层裂隙充填模式

当实验工区 6、7 的水位线降至沉积物表面以下两个星期之后,我们沿着横向裂隙和纵向裂隙分别挖两个剖面。每个剖面长 2m,深 1.5m,具体情况如图版 I-7,整个裂隙纵剖面分为三层:第一层为裂隙层;第二层为生物发育层(图版 I-8);第三层为非饱和和含水层。顾名思义,裂隙层主要指现阶段裂隙所能延伸到的部位,随着含水量的下降,裂隙逐渐向下延伸。一般该层位高 20~40cm,内部裂隙呈“V”字型,裂隙内充填物粒度较大,密度较小,因此含水量小于同等深度的裂隙基块。

在前人的研究中,生物发育层未见报道(邓宏文, 1993; Armstrong et al., 2000; 赵澄林, 2001)。从图版 I-7 可以看出,该层位高 20~25cm,层位上

端和下端近于平行,挖开剖面时,植物根系长 5~6cm。随着含水量的持续下降,裂隙层逐渐向下延伸,但生物发育层基本保持不变,这可能与植物的生存条件有关。随着裂隙深度的增加,植物生长所需的氧气和温度都受到一定的限制。因此,生物发育层所处的剖面位置就被限定在一定深度,层位厚度也基本不变。这些根系的存在,对于有效阻止裂隙后期闭合,改变裂隙充填物的物理、化学性质,改善裂隙渗透率及水动力机制具有重要意义。

非饱和含水层为裂隙形成的后备基地。如果长时间没有泥水注入,随着沉积物含水量的下降,裂隙发育层会一直向下延伸,穿过生物发育层,直至洼地基底(Sara et al., 2001)。

5 结论

通过对七个实验工区内水下收缩裂隙的实地观察分析,初步得到以下 5 个结论:

(1)水下收缩裂隙的形成大致经历四个阶段:①泥水混合物进入低洼地带的初始混浊阶段;②沉积压实稳定阶段;③水位线下降,盐度增大,裂隙形成阶段,此阶段沉积物粒间水分先后两个时期渗出,且渗流渠道各不相同,分别为爆发式涌出和隙壁渗流;④沉积裂隙充填阶段。在裂缝形成初期,异常高压作用起到了不可忽视的作用,仅次于泥土的脱水收缩力。随着裂隙级别的降低,异常高压作用逐渐减弱;随着隔水层中粘土成分的增加,异常高压作用逐渐增强。

(2)水下收缩裂隙按形态大小共分四级,可以用多个参数衡量,分别为纵向裂隙长分级,横向裂隙长分级,裂隙面积分级和基块面积分级。通过参数定量模拟、曲线拟合等多重手段,得到了一些重要的经验公式,这些对于全面了解水下裂隙形态、结构、变化规律,预测区域性裂隙规模、分布范围具有重要意义。

(3)水下收缩裂隙开裂方式有 3 种,分别为单边开裂式,双边汇合开裂式和底界中心开裂式。分叉裂隙的产生,与裂隙本身的物理生长过程有关,从统计数据得知,角度分布概率最大的区域为 90°,其次是 120°。

(4)水下收缩裂隙具有多级旋回、多个期次的充填特征。裂隙内充填物粒度变化与外来物质的充注期次相对应,充注期次越多,韵律变化越明显。泥沙旋回地层的裂隙开裂过程与单一性泥质地层略有差异,主要表现为沙层的润滑作用和裂隙底部最早期

的无序状沙层堆积。

(5)处于暴露期的水下收缩裂隙,整个裂隙纵剖面分为三层:第一层为裂隙层;第二层为生物发育层;第三层为非饱和含水层。随着沉积物含水量的下降,裂隙发育层会一直向下延伸,甚至穿过生物发育层,直至洼地基底。

参 考 文 献 / References

- 邓宏文, 钱凯. 1993. 沉积地球化学与环境分析. 兰州: 甘肃科学出版社.
- 冯增昭, 王英华. 1990. 中国沉积学. 北京: 石油工业出版社.
- 王颖, 朱大奎, 曹桂云. 2003. 潮滩沉积环境与岩相对比研究. 沉积学报, 21(4): 539~546.
- 徐永福. 1999. 宁夏膨胀土膨胀变形的速率过程参数的确定. 河海大学学报, 25(7): 100~103.
- 赵澄林. 2001. 沉积学原理. 北京: 石油工业出版社.
- 周瑶琪, 赵振宇, 马晓鸣, 冀国盛. 2006. 水下收缩裂隙沉积模式及定量化研究. 沉积学报, 24(5): 672~679.
- Armstrong A C, Matthews A M, Portwood A M. 2000. Crack-up: a pesticide leaching model for cracking clay soils. Agricultural Water Management, 44: 183~199.
- Adam C M, James B K, Alison M Anders. 2002. Neoproterozoic sand wedges: crack formation in frozen soils under diurnal forcing during a snowball Earth. Earth and Planetary Science Letters, 204: 1~15.
- Chertkov V Y, Ravina I. 1999. Morphology of horizontal cracks in swelling soils. Theoretical and Applied Fracture Mechanics, 31: 19~29.
- Hallet P D, Dexter A R, Seville J P K. 1995. Identification of pre-existing cracks on soil fracture surfaces using dye. Soil & Tillage Research, 33: 163~184.
- Horgan G W, Young I M. 2000. An empirical stochastic model for the geometry of two dimensional crack growth in soil. Geoderma, 96: 263~276.
- Jeffrey S K, Joseph F S J, Charles P S. 1996. Mud cracks and dedolomitization in the Wittenoom Dolomite, Hamersley Group, Western Australia. Global and Planetary Change, 14: 73~96.
- Karmakar S, Kushwaha R L, Stilling D S D. 2005. Soil failure associated with crack propagation for an agricultural tillage tool. Soil & Tillage Research, 84: 119~126.
- Parker P Anthony. 1999. Stability of arrays of multiple edge cracks. Engineering Fracture Mechanics, 62: 577~591.
- Petit J P, Christopher A J W, Geoffrey Ruiz. 1999. 'Crack-seal', slip: a new fault valve mechanism? Journal of Structural Geology, 21: 1199~1207.
- Sara Preston, Stephan Wirth, Karl Ritz. 2001. The role played by microorganisms in the biogenesis of soil cracks: importance of substrate quantity and quality. Soil Biology & Biochemistry, 33: 1851~1858.
- Shuichiro Yoshida, Kazuhide Adachi. 2004. Numerical analysis of crack generation in saturated deformable soil under row-planted vegetation. Geoderma, 120: 63~74.
- Velde B. 1999. Structure of surface cracks in soil and muds. Geoderma, 93: 101~104.

Vogel H, Hoffmann J H, Roth K. 2005. Studies of crack dynamics in clay soil: I. Experimental methods, results, and morphological quantification. *Geoderma*, 125; 203~211.

图 版 说 明 / Explanation of Photos

- 1. 矩形收缩裂隙平面图。
- 2. 网状收缩裂隙平面图。
- 3. 网状收缩裂隙整体分布图。
- 4. 单边开裂式。
- 5. 双边汇合开裂式。
- 6. 底界中心开裂式。

- 7. 裂隙纵剖面分层结构示意图。
- 8. 生物发育层扩大图。
- 1. The plan view of rectangular cracks.
- 2. The plan view of reticular cracks.
- 3. The areal distribution of reticular cracks.
- 4. The monolateral intersection—cracking pattern.
- 5. The bilateral intersection—cracking pattern.
- 6. The central dispersion—cracking pattern at the bottom of muddy sediments.
- 7. The schematic diagram of vertical profile along a crack.
- 8. The amplified figure of biologic layer.

Some Discoveries on Researching Subaqueous Mud-shrinkage Cracks in Present Muddy Sediments

ZHAO Zhenyu^{1, 2)}, ZHOU Yaoqi^{1, 2)}, MA Xiaoming²⁾, ZHENG Ping³⁾, JI Guosheng²⁾

- 1) Laboratory of Geochemistry & Lithosphere Dynamics, China University of Petroleum, Dongying, Shandong, 257061;
- 2) Resources and Information Institute, China University of Petroleum, Dongying, Shandong, 257062;
- 3) Geological Laboratory of Exploration and Development Research Institute of PetroChina Southwest Oil and Gasfield Company, Chengdu, 610051

Abstract

On the basis of expeditionary research and experimental analysis of seven work areas in the coastland of Tangdao Bay, this paper attempts to research the subaqueous mud-shrinkage cracks (SMSC) in present muddy sediments on some significant aspects, such as continuous course of forming cracks, quantitative classification, fitting relation of its parameters, pattern of crack growth, sedimentary models of filling compounds, and the respectively geologic succession models. The course of forming cracks is divided into four phases, as follows: (1) the turbid phase of mud—water mixtures in the beginning; (2) the compacted phase of muddy sediments; (3) the forming phase of SMSC; (4) the filling phase of SMSC. The quantitative grade of SMSC in the size is described by some parameters including the length of longitudinal crack or lateral crack, the area of cracks or crack segments and so on (having 4 grade). The cracking pattern of mud cracks and the matched relation of its parameters are important characters to describe the physical and chemical properties of mud or soil, to reflect the environment of forming cracks and forecast the distribution of area cracks. The ‘abnormal pressure action’ in the process of crack growth on sand—mud layer (the forming mechanism of abnormal pressure is similar with the one in the geotectonic framework) and the statistical analysis for angles of bifurcation (the maxima is 90°, the second is 120°) are all first putted forward to investigate SMSC, where the abnormal pressure plays an important role in initial step of forming cracks, discharging water from sedimentary pores, and developing on the primary flow matrix. It is different between the homogeneous layer and the sand—mud interbedded layer in many aspects, such as the lubricating action of sand layers and the initial filling style in shrinkage cracks. In vertical section of cracks, there is a biological layer, where seed plants can germinate and grow on suitable conditions, which has a vital function on changing the physical and chemical properties of crack filling.

Key words: subaqueous mud-shrinkage crack; quantitative analysis; cracking pattern; angle of bifurcation; filling model; geologic model

