隐伏逆断层破裂扩展特征的实验研究及其地震地质意义

代树红[1,2)] 马胜利[1)] 潘一山[2)] 何永年[1)]

1)中国地震局地质研究所,地震动力学国家重点实验室,北京 100029

2)辽宁工程技术大学,阜新 123000

摘 要 通过模拟实验研究了逆断层活动过程中上覆沉积层的破裂扩展特征,采用投影条纹测试方法分析了沉积层表面离面(即垂直)位移场的演化过程。结果表明,在沉积层厚度和断层倾角一定的条件下,基岩中的逆断层逐渐向上扩展,并在沉积层表面围绕基岩断层上断点的投影线形成一个离面位移梯度带(即形变带),基岩断层的位移越大,沉积层中的形变带越宽、变形越强烈;但当断层扩展至沉积层表面后,形变带宽度将保持稳定,只是变形随断层位移增加而更集中。对于同样的基岩断层位移和断层倾角,沉积层厚度越大,受基岩断层控制的形变带越宽,即基岩断层的影响范围越大;当沉积层厚度超过某一临界值时,沉积层中会发育因隆起引起的表面拉张破裂。在沉积层厚度和基岩断层位移量一定的情况下,基岩断层倾角的增加将会使表面形变带的宽度减小,但会使变形破坏程度更强烈。实验结果意味着,临界断层位移、临界沉积层厚度以及断层倾角对于确定隐伏逆断层发震产生的地表变形和破坏特征具有重要意义。文中的研究结果有助于进一步认识汶川 M_S8.0 地震的地表变形特征。

关键词 隐伏逆断层 模拟实验 投影条纹测试方法 破裂扩展

中图分类号: P313 **文献标识码**:A **文章编号**:0253 - 4967(2008)04 - 0945 - 12

0 引言

开展活动断层调查和探测,评价其地震危险性,并确定地表“避让带”,是当前活动构造研究中的重要任务,对于有效减轻地震灾害具有重要意义(邓起东,2002;徐锡伟等,2002)。其中,关于深部隐伏发震断层与地震地表变形和破裂的关系是一项需要深入研究的重要课题(韩竹军等,2002)。通过模拟实验研究基岩断层错动在上覆沉积层中的表现,有助于理解隐伏断层在第四纪松散沉积物中的破裂扩展特征。鉴于此,我们已对隐伏走滑断层的破裂扩展特征进行了实验研究(代树红等,2006)。除走滑断层外,逆断层也是引发强震的主要断层类型。逆断层破裂扩展的构造样式与走滑断层和正断层明显不同,其强震破裂的地表效应有其自身的特征(冉勇康等,2007)。2008 年 5 月 12 日汶川 8.0 级大地震就发生在龙门山逆冲推覆断层带上(张培震等,2008),而汶川地震地表破裂带的分布显示了逆断层型地表破裂带结构上的复杂性

〔**收稿日期**〕 2008 - 11 - 28 收稿,2008 - 12 - 08 改回。

〔**基金项目**〕 国家发展和改革委员会高新技术项目(2001977)和辽宁工程技术大学科学技术基金(06A05)共同资助。

(徐锡伟等,2008)。因此,通过模拟实验研究逆断层错动在上覆沉积层引起的变形和破裂,有助于揭示逆断层在松散沉积物中的破裂扩展规律、确定断层活动的影响范围、理解断层的活动习性。

国内外学者在通过模拟实验研究逆断层问题方面已开展了很多工作。例如:Bray(1994)等采用底板提起模型实验模拟了断层垂直错动过程中破裂在饱和黏土中的扩展;董津城(1999)用离心机模拟了不同土质和厚度的上覆土层的破裂过程,并通过有限元方法进行了数值模拟;Taniyama 等(2000)采用沙箱模拟了倾角 45°的逆断层在地震波作用下破裂及其在上覆土层中的扩展;郭恩栋等(2001)通过土箱模型实验,研究了逆断层活动过程中土层的破裂;刘学增等(2004)利用干砂与饱和砂进行了重力场模型试验,研究了不同地质条件下逆断层破裂在沉积层中的传播;Viola 等(2004)采用沙箱模型模拟了走滑和转换挤压体系中逆断层的再活动。赵雷等(2007)对此方面的工作进行了综合评述。对于隐伏逆断层活动对地表的影响问题,一方面需要了解断层错动可能在上覆沉积层中引起的变形和破裂特征,另一方面也需要了解影响地表变形和破裂特征的因素。以往开展的沙箱、土箱、离心机模拟实验,注重土层受到地震断层运动影响时的破裂行为,忽略了断层和上覆沉积层间的相互作用,对于地表变形场的监测也多采用传统的点观测方法。本文拟通过更接近实际断层的模拟实验方法,研究基岩中逆断层向上覆黏土层扩展所引起的土层破裂特征,同时利用投影条纹测量方法分析土层表面的离面(垂直)位移场演化规律,其中将重点讨论断层位移、土层厚度和断层倾角对土层破裂和表面变形场的影响。

1 实验方法

1.1 实验系统

模拟逆断层运动的实验系统如图 1所示,基岩上下盘总长度 1.2m,宽度 0.5m,高度 0.25m;模拟断层的角度可根据实验要求预制,断层带用云母片填充,宽 2mm。沉积层的长度和宽度与基岩尺寸相同,厚度根据实验要求进行调整。加载系统通过位移控制方式推动断层上盘运动;位移量通过置于上盘端部的 HY65 数字位移传感器测量,有效量程为 100mm,分辨率为 1μm,采样频率为 24 次/s。沉积层模型表面位移场通过由计算机控制的测量系统进行观测。断层上盘相对下盘发生错动后,引发上覆沉积层变形,液晶投影仪投射到表面的光栅受变形场调制,调制后的投影光栅图像隐含着沉积层表面的离面位移(即垂直位移)信息。CCD 以 25 帧/s 的采集频率记录经变形调制后的光栅,测量控制系统通过控制输出光栅的相位实现相移技术,经时域去包络法解包相位后得到表面的离面位移场。

1.2 实验标本制作

模拟实验中,实验的几何相似比取 1∶100。自然界沉积物的主要成分由黏土构成,实验采用在断层开挖现场获得的土样作为沉积层模拟材料。

基岩原型抗压强度取作 $\sigma_H = 50$ MPa,密度为 $r_H = 2.5\mathrm{g/cm^3}$,根据相似准则,应力相似比可按公式(1)计算:

$$\sigma_m = \frac{\sigma_H}{\frac{r_H}{r_m} \cdot \alpha_L} = \frac{50}{\frac{2.5}{1.5} \times 100} = 0.3\mathrm{MPa} \tag{1}$$

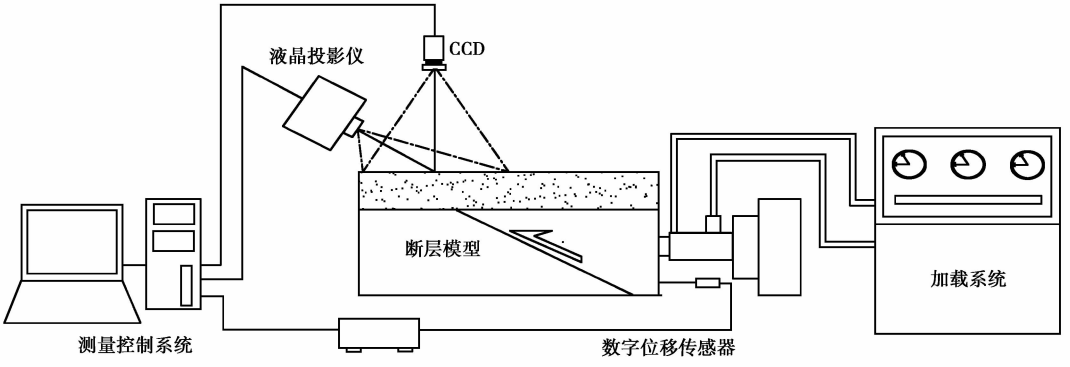

图 1实验系统示意图

Fig. 1　Sketch map of the experimental system.

采用骨料为石英砂、胶结物为石灰和石膏，骨料与胶结物质量配比为 4∶0.3∶0.7 的材料作为模拟基岩的相似材料，配比强度为 $\sigma_m = 0.298$ MPa，视密度 $r_m = 1.5 \mathrm{g/cm^3}$。

模型在制作过程中，基岩岩层材料以 2cm 厚度分层填装压实，并按实验要求预制断层倾角，制作完成约 4d 后相似材料固结并稳定，材料强度达到实验要求；预制沉积层前对基岩和沉积层接触的表面进行湿润处理，使沉积层和基岩产生理想的粘结作用，由于应力相似计算模型中需要的土样强度是原场中的 0.01 倍，所以模型中土样填装后较现场土样松散。

1.3　观测方法

逆断层活动产生的地表垂直变形和破裂在沉积层中的演化过程是本文最主要的研究内容，实验采用投影条纹法来测量表面垂直位移。投影条纹法的基本原理是：将光栅通过投影设备投射到物体表面，并从与投影方向成一定角度的方向记录光栅图像，由于受物体表面变形的调制，记录到的物体表面上的光栅相比变形前的光栅将发生偏移，物体表面的变形高度可以通过分析各点的偏移量获得。实验中采用液晶投影仪输出光栅，测量控制系统可以有效地控制光栅的密度和输出相位，实现相移技术。解除条纹的相位包络是该测量方法的难点，通常采用的方法为空域法，该方法对于误差的传播较强，试验中采用时域解包方法有效地解决了误差传播问题（马少鹏等，2002）。

2　实验结果

图 2 给出了部分实验模型的照片。由图 2 可见，在基岩断层倾角 30°、沉积层厚度分别为 5cm 和 10cm 的条件下，基岩断层向上扩展在沉积层中形成了一条倾角与基岩断层大体一致的逆断层带，并在沉积层表面形成了相应的破裂带（图 2a，b）；但在断层倾角 30°、沉积层厚度 20cm 的条件下，基岩断层的逆冲滑动仅扩展到沉积层底部并转化为水平层间的变形，因此表面未发育断层扩展形成的破裂，而是围绕基岩断层上断点在表面的投影线形成了一个张性破裂带（图 2c）；基岩断层倾角 45°、沉积层厚度 5cm 条件下的实验结果（图 2d）与基岩断层倾角 30°、沉积层厚度 5cm 条件下的结果（图 2 a）基本类似，只是断层倾角为 45°时沉积层表面的变形破坏更强烈。

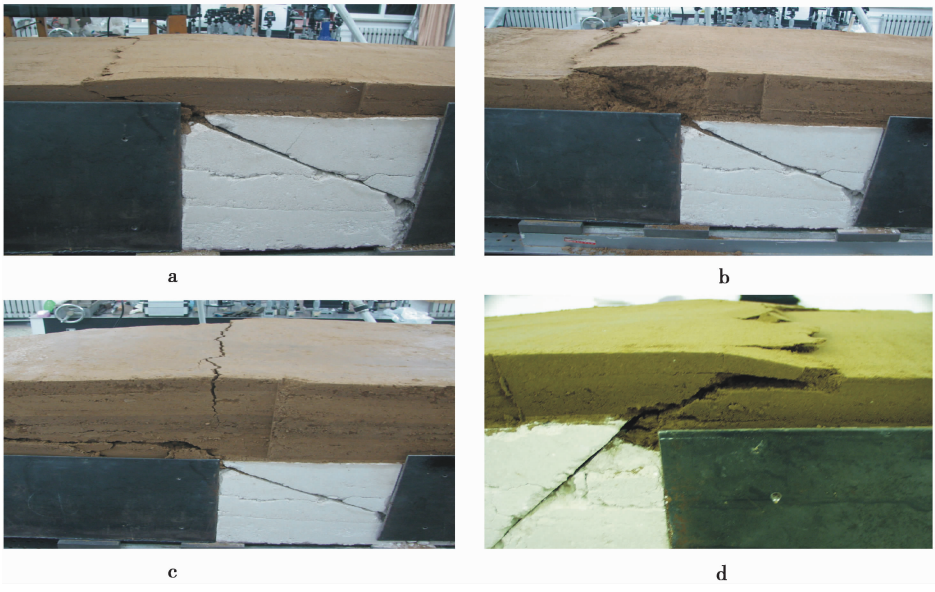

图 2 几种实验模型的照片

Fig. 2 Photos of several experimental models.

a 基岩断层倾角 30°、沉积层厚度 5cm; b 基岩断层倾角 30°、沉积层厚度 10cm;
c 基岩断层倾角 30°、沉积层厚度 20cm; d 基岩断层倾角 45°、沉积层厚度 5cm

2.1 沉积层变形及破裂随断层位移的演化

我们以基岩断层倾角 30°、沉积层厚 10cm 的实验图 2b为例,展示沉积层变形和破裂随基岩断层位移的演化。应用投影条纹法,把断层发生位移前的沉积层表面图像作为基准图像,将断层位移后的表面图像与基准图像进行对比,可得到不同断层位移量对应的表面离面垂直位移场。图 3选取了 9 个断层位移量(从 1 ~9mm)对应的地表破裂分布和离面位移场。由图 3a可见,在基岩断层滑动 1mm 后,随着断层上盘的抬升,围绕基岩断层上断点的投影线形成了一个显著的、分布不对称的垂直位移梯度带(即形变带),其中最大垂直位移部位与断层上断点在表面的投影线基本重合,投影线左侧(即断层上盘方向)形变带较宽,而右侧(即断层下盘方向)形变带相对较窄,但位移梯度变化明显,即变形更强烈。随着基岩断层位移的增加,形变带逐步向右侧扩展,位移量相应增大(图 3b,c)。当基岩断层位移达 4mm 时,形变带宽度趋于稳定,基岩断层扩展至沉积层表面,形成一条同断层上断点投影线平行的破裂带(图 3d)。此后,随基岩断层位移的增大,形变带内位移量增加,表面的破裂带也越来越明显,且最大位移部位向表面破裂方向迁移(图 3e ~ i)。显然,沉积层中的破裂带伴随其隆起变形而产生,表面破裂附近上下盘均表现为上升; 沉积层中自基岩断层上断点的投影线到表面破裂带是垂直位移变化最大、亦即变形破坏最强烈的区域。

图 4 给出了沉积层表面最大离面位移、位移梯度带宽度(以相对位移 1mm 为阀值统计)随基岩断层位移变化的统计关系。由图 4 可见,最大离面位移随基岩断层位移的增加呈线性增加趋势; 位移梯度带(即形变带)的宽度在基岩断层位移较小时随位移增加很快,而当断层位移超过 4mm 后(即当基岩断层扩展至沉积层表面后),增加速度减缓并逐渐趋于稳定。显然,在沉积

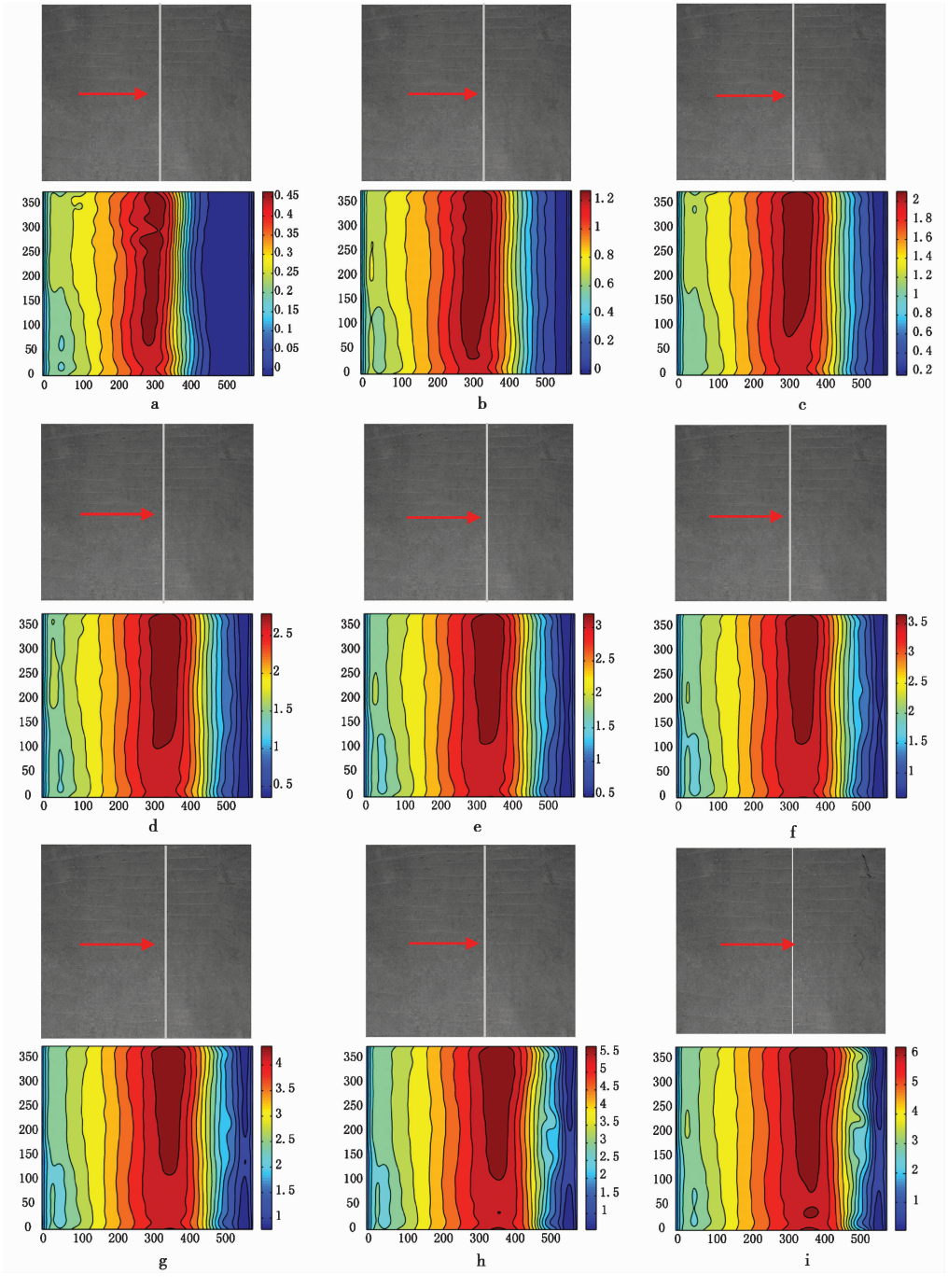

图 3　基岩断层倾角 30°、沉积层厚度 10cm 的实验中沉积层表面的破裂及离面位移随断层位移的变化

Fig. 3　Evolution of surface rupture and vertical displacement with fault slip for the model with fault dip of 30°in bedrock and soil layer of 10cm thick.

a 对应的断层位移 1mm，从 b ~ i 断层位移间隔为 1mm；照片中的白色直线表示基岩断层上断点在沉积层表面的投影，红色箭头表示断层运动方向的水平投影；图中坐标和色标的单位均为 mm

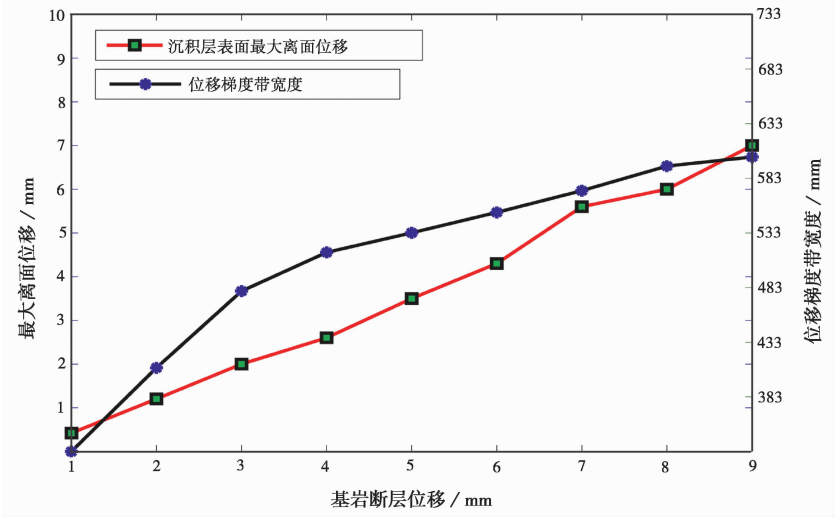

图 4 基岩断层倾角 30°、沉积层度 10cm 的实验中沉积层表面最大离面位移、位移梯度带宽度随基岩断层位移的变化

Fig. 4 The maximum vertical displacement and the width of displacement gradient zone on the surface of soil layer versus fault slip for the model with fault dip of 30° in bedrock and soil layer of 10cm thick.

层厚度一定的情况下,存在一个临界断层位移,超过临界位移后,沉积层中形变带宽度趋于稳定,而临界位移实际上是基岩断层扩展至沉积层表面所需的位移。

2.2 沉积层厚度的影响

为了研究沉积层厚度对其变形和破坏特征的影响,对基岩断层倾角 30°、层厚分别为 5cm、10cm、15cm 和 20cm 的实验进行了对比。图 5给出了基岩断层位移 5mm 时,不同沉积层厚度的模型表面的破裂特征及其对应的离面位移场。从图 5 中可以看到,在沉积层厚度为 5cm、10cm 和 15cm 的情况下,均可见基岩断层扩展至沉积层在其表面所形成的破裂带,只是随沉积层厚度增加,表面破裂带的几何形态更不规则; 在表面破裂上盘存在与破裂走向一致的形变带,其中基岩断层上断点在沉积层表面的投影线附近离面位移最大。从基岩断层上断点在沉积层表面的投影线到表面破裂带,是明显的离面位移梯度带,因此是破裂发生的集中区域。但当沉积层厚度为 20cm 时,沉积层表面未见断层扩展形成的破裂,而是围绕基岩断层上断点在表面的投影线形成了一个张性破裂(图 2c),显然是隆起派生的拉张作用所致,因此表面变形带也以此破裂为中心。沉积层表面破裂带与基岩断层上断点在表面的投影线的距离随沉积层厚度增加而增加,表明基岩断层活动对沉积层的影响范围有随沉积层厚度增加而增加的趋势,但影响区的最大位移量随沉积层厚度增加而明显减小。

图 6 给出了不同沉积层厚度的逆断层实验中沉积层表面最大离面位移随基岩断层位移的变化。由图 6 可见,4 种不同厚度的实验中,沉积层表面最大离面位移均随基岩断层位移增加而呈线性增加,但在沉积层厚度为 20cm 时,最大离面位移随基岩断层位移增加的速率明显降低; 随沉积层厚度增加,最大离面位移 - 基岩断层位移曲线有下移趋势,表明最大离面位移量有随沉积层厚度增加而减小的趋势,其中在沉积层厚度为 20cm 时最大离面位移量明显减小。为了更清楚地揭示沉积层厚度对离面位移量的影响,图 7给出了基岩断层位移分别为 4mm、

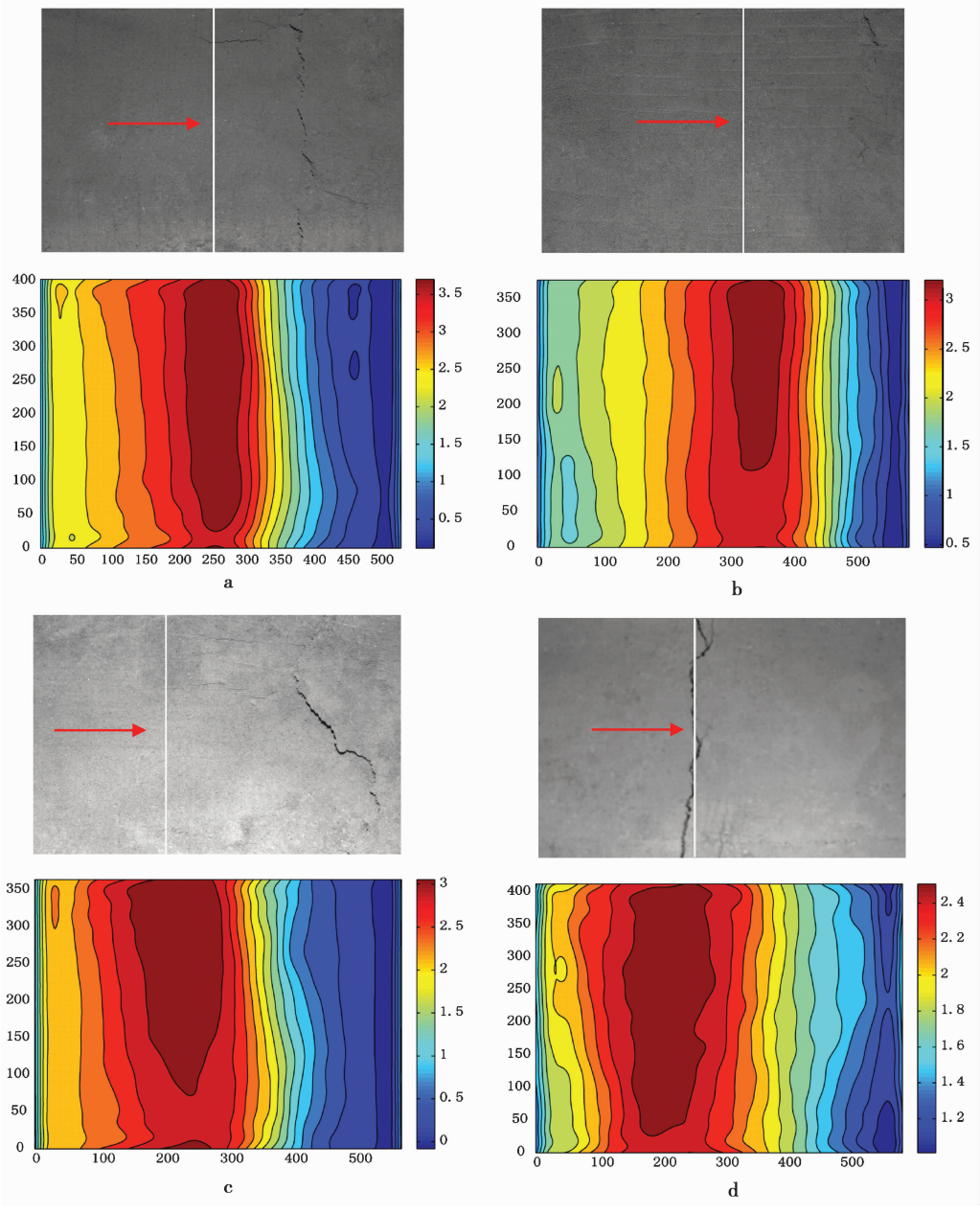

图 5　不同沉积层厚度的实验中沉积层表面的破裂分布及垂直位移场

Fig. 5　Rupture distribution and vertical displacement field on the surface of soil layer for models containing soil layer with various thickness.

a 厚度 5cm，b 厚度 10cm，c 厚度 15cm，d 厚度 20cm；照片中的白色直线表示基岩断层上断点在沉积层表面的投影，红色箭头表示断层运动方向的水平投影；图中坐标和色标的单位均为 mm

5mm 和 6mm 时沉积层表面最大离面位移随沉积层厚度的变化趋势。由图 7 可见，在 3 种断层位移下，沉积层表面最大离面位移量均随沉积层厚度增加而减小，其中沉积层厚度为 20cm 时

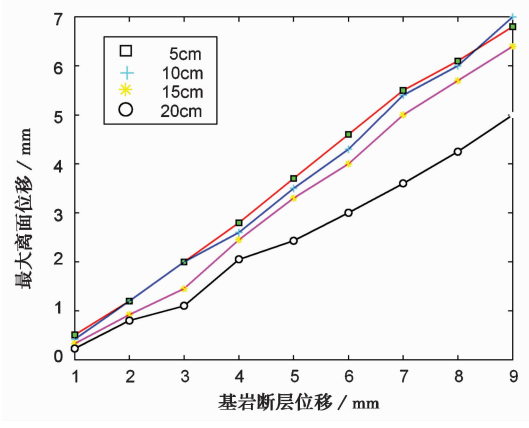

图 6 不同沉积层厚度的实验中沉积层表面最大离面位移随基岩断层位移的变化

Fig. 6 The maximum vertical displacement on the surface of soil layer versus fault slip for models containing soil layer with various thickness.

图例中的数字为沉积层厚度

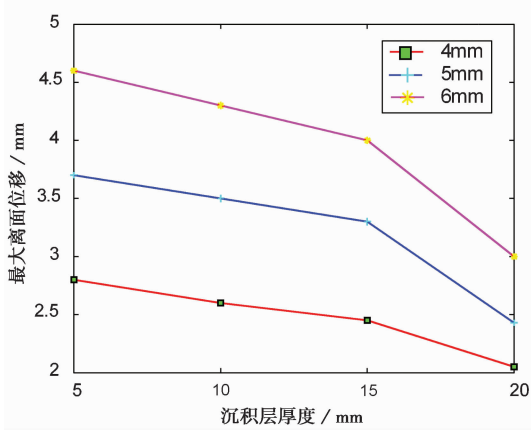

图 7 不同基岩断层位移下最大离面位移与沉积层厚度的关系

Fig. 7 The maximum vertical displacement versus the thickness of soil layer under different fault slip.

图例中的数字为基岩断层位移

减小幅度加大,而且这种趋势在基岩断层位移量较大时更为明显。显然,在 15 ~ 20cm 之间可能存在一个临界沉积厚度,在此厚度之下,基岩断层可扩展至沉积层并在表面形成破裂带;而在此厚度之上,基岩断层不易扩展到沉积层中,其位移被沉积层内部的变形所吸收。因此,临界厚度上下,沉积层表面形变带的特征明显不同,最大离面位移随基岩断层位移的演化关系也发生了变化。

2.3 基岩断层倾角对破裂的影响

为研究基岩断层倾角对沉积层变形和破坏特征的影响,对沉积层厚度为 5cm、断层倾角分别为 30°和 45°的实验结果进行了对比。在 2 种条件下,基岩断层的逆冲滑动均扩展至沉积层中,并在沉积层表面形成相应的破裂带(图 2a,d)。由图 8给出的基岩断层位移为 5mm 时 2 种实验沉积层表面的离面位移场可见,基岩断层上断点在表面的投影线到表面破裂带之间,形成一个位移梯度带(形变带),与断层倾角为 30°的实验相比,断层倾角为 45°时沉积层表面的形变带宽度较小,但最大位移量明显较大。这说明,基岩断层倾角的增加将会使表面形变带宽度减小,但在沉积层表面引起的离面位移及变化梯度会增大,变形破坏的程度会更强烈(图 2)。

3 讨论与结论

3.1 主要实验结果

(1)实验结果表明,在沉积层厚度一定的情况下,基岩中的断层随位移量的增加将向上覆沉积层中扩展,逐渐发育一条倾角与基岩断层大体一致的逆断层带,并在沉积层表面形成一条破裂带。与此过程相对应,在沉积层表面围绕基岩断层上断点的投影线形成了一个显著的、分布不对称的垂直位移梯度带(形变带),从基岩断层上断点的投影线到表面破裂带是位移梯度最大、即变形最强烈的区域,形变带宽度和带内最大垂直位移随基岩断层位移的增加而线性地

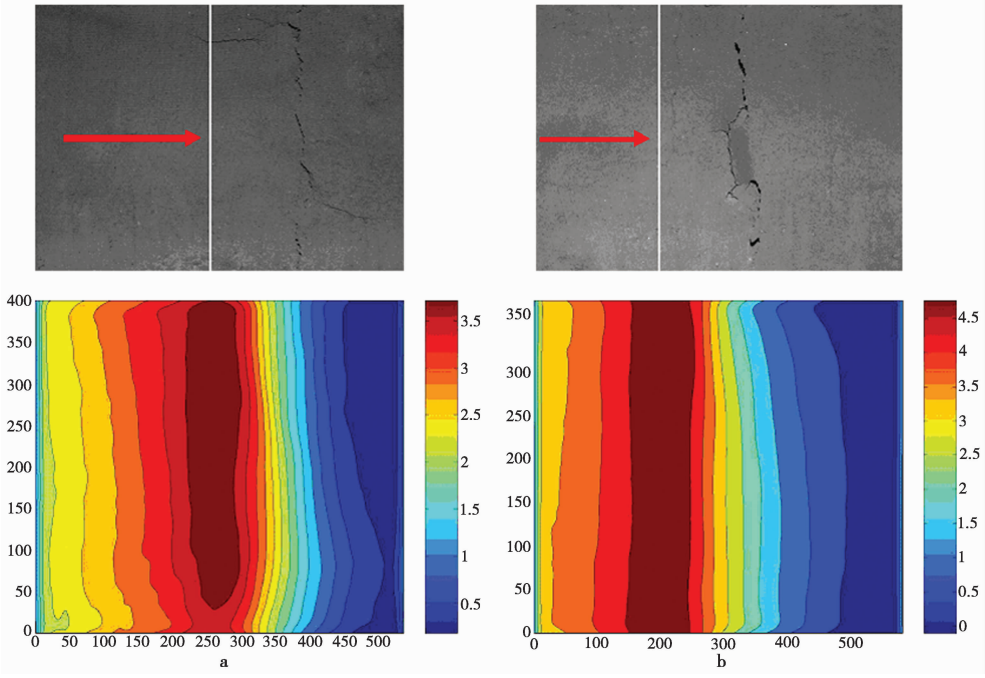

图 8　不同基岩断层倾角的实验中沉积层表面的破裂分布及垂直位移场

Fig. 8　Rupture distribution and vertical displacement field on the surface of soil layer for models with different fault dip.

a 断层倾角 30°；b 断层倾角 45°

增加，但当断层扩展至沉积层表面后，形变带宽度逐渐趋于稳定。因此，断层扩展贯通沉积层所需的位移（临界位移）是确定基岩断层影响范围的重要参数。

（2）沉积层厚度和基岩断层倾角对变形和破裂分布有重要影响。随沉积层厚度增加，沉积层表面的破裂带几何结构趋于复杂，相同断层位移条件下沉积层表面的形变带宽度增加，但带内的垂直位移量则明显减小，表明沉积层厚度增加扩大了断层的影响范围但降低了影响强度；沉积层中发育了 2 种同基岩断层走向一致、但力学性质不同的破裂带，一种是基岩中的逆断层扩展至沉积层中形成的具有剪切性质的破裂带，另一种是位于基岩上断点地表投影位置、由沉积层强烈隆升派生的具有拉张性质的破裂，当沉积层厚度小于某一临界值时，沉积层中以第 1 种破裂为主，沉积层厚度大于临界值时，沉积层中以第 2 种破裂为主，因此，临界沉积厚度是确定基岩断层对沉积层影响的重要参数。在沉积层厚度和断层位移量一定的情况下，沉积层表面形变带的宽度将随基岩断层倾角的增加而减小，但同时，基岩断层倾角越大，形变带内最大位移量越大，在沉积层表面引起的变形破坏的程度越强烈。

3.2　实验结果的地震地质意义

（1）模拟实验的条件与野外地质条件有很大差异，但实验获得的结果与实际地震断层的变形破坏现象有一定的相似性。利用 InSAR 资料对汶川地震地表同震变形场的研究表明，地震引起了较大范围的变形，其中沿发震断层带形成一条宽度 50 ~ 20km 的强烈形变带，且主要分布在地表破裂带上盘，地表破裂带附近上下两盘均表现为上升（屈春燕等，2008），本文的实验

结果与此有较好的相似性；InSAR 资料揭示的汶川 M_S8.0 地震地表破坏带宽度 SW 段宽、NE 段窄，且明显大于断面近垂直的走滑型玛尼地震的地表破坏带，可能与 SW 和 NE 两段断层倾角及运动方式的变化相关(孙建宝等，2008)，由本文不同断层倾角的实验结果以及对比本文与走滑断层的实验结果(代树红等，2006)可知，模拟实验结果与上述结果有很好的相似性。台湾集集地震发震断层上盘发育背冲逆断层或褶皱隆起部位出现过张性裂缝(李锡堤等，2000)，与实验中观察到的不同性质的破裂类似。这种相似性的存在使得利用模拟实验研究各种因素对隐伏逆断层发震产生的地表变形和破坏特征的影响具有实际意义。因此，应在系统开展模拟实验的基础上，开展相关的数值模拟，建立可推广到野外地质条件的断层位移、沉积厚度、断层倾角与形变带宽度之间的关系，并确定临界断层位移和临界沉积层厚度，为分析断层活动的影响范围、推断其可能产生的变形破坏特征提供依据。

(2)活动断层的滑动速率是确定断层上强震复发周期、评价断层的地震危险性的重要参数。之所以对发生汶川地震的龙门山断裂带的潜在地震危险性认识不足，其晚第四纪活动速率很低是重要的原因之一(张培震等，2008)。本文的实验揭示了一个现象，即：当逆断层上覆有沉积层时，断层向上的扩展伴随着沉积层的隆升和变形，这一过程吸收了相当一部分基岩断层的位移，因此，沉积层中形成的断层的位移远小于基岩断层的位移。由此推断，如果发震断层被地表沉积层覆盖，根据沉积层中地震断层的同震位移估算断层的平均滑动速率，有可能低估了发震断层的平均滑动速率。由于本文的实验在观察到表面破裂时就终止了实验，尚无法定量地讨论这一问题。因此，有必要进一步开展实验工作，获得基岩断层位移与沉积层中断层位移的定量关系，并结合数值模拟和野外资料开展综合分析，为更准确地确定断层活动速率提供依据。

致谢 辽宁工程技术大学董子贤高级工程师参加了实验工作，审稿人提出了有益的意见和建议，在此谨致谢意。

参 考 文 献

代树红，马胜利，潘一山，等. 2006. 隐伏走滑断层破裂扩展特征的实验研究 [J]. 地震地质，28(4)：635—644.

DAI Shu-hong, MA Sheng-li, PAN Yi-shan, *et al*. 2006. Experimental study on rupture propagation along buried strike-slip fault [J]. Seismology and Geology, 28(4): 635—644(in Chinese).

邓起东. 2002. 城市活动断裂探测和地震危险性评价问题 [J]. 地震地质，24(4)：601—605.

DENG Qi-dong. 2002. Exploration and seismic hazard assessments of active faults in urban areas [J]. Seismology and Geology, 24(4): 601—605(in Chinese).

董津城. 1999. 发震断裂的安全距离规定简介 [J]. 工程抗震，(2)：14—16.

DONG Jin-cheng. 1999. Brief introduction to the stipulations on safety distance from earthquake causative fault [J]. Earthquake Resistant Engineering, (2): 14—16(in Chinese).

郭恩栋，冯启民，薄景山，等. 2001. 覆盖土层场地地震断裂实验 [J]. 地震工程与工程振动，21(3)：145—149.

GUO En-dong, FENG Qi-min, BO Jing-shan, *et al*. 2001. Seismic test of soil site rupture under fault displacements [J]. Journal of Earthquake Engineering and Engineering Vibration, 21(3): 145—149(in Chinese).

韩竹军，冉勇康，徐锡伟. 2002. 隐伏活断层未来地表破裂带宽度与位错量初步研究 [J]. 地震地质，24(4)：484—494.

HAN Zhu-jun, RAN Yong-kang, XU Xi-wei. 2002. Primary study on possible width and displacement of future surface rupture zone produced by buried active fault [J]. Seismology and Geology, 24(4): 484—494(in Chinese).

李锡堤,郑锦桐,廖启雯. 2000. 921 集集大地震的地盘变形现象及断层禁限建问题 [A]. 见：第八届台湾地区地球物理研讨会论文集. 669—675.

Lee C T, Cheng C T, Liao C W. 2000. Ground deformation of the Chi-Chi earthquake and problems of no or limited construction on active faults [A]. In: Collection Papers of the 8th Taiwan Geophysics Meeting, Taibei, 669—675.

刘学增,滨田政则. 2004. 活断层破坏在土体中传播的实验研究 [J]. 岩土工程学报,26(3)：425—427.

LIU Xue-zeng, Hamada M. 2004. Experiments on rupture propagation of active faults in soil [J]. Chinese Journal of Geotechnical Engineering, 26(3): 425—427.

马少鹏,金观昌,代树红. 2002. 应用时域相位解包方法的三维形貌测量系统 [J]. 光学技术,28(5)：395—397.

MA Shao-peng, JIN Guan-chang, DAI Shu-hong. 2002. 3D profilometry system based on temporal phase unwrapping method [J]. Optical Technique, 28(5): 395—397.

冉勇康,陈立春,沈军,等. 2007. 乌鲁木齐西山断裂组与地表破裂型逆断层古地震识别标志 [J]. 地震地质,29(2)：218—234.

RAN Yong-kang, CHEN Li-chun, SHEN Jun, *et al*. 2007. Xishan Fault group near Urumqi City and paleoearthquake identification on reverse fault [J]. Seismology and Geology, 29(2): 218—234(in Chinese).

屈春燕,宋小刚,张桂芳,等. 2008. 汶川 M_S 8.0 地震 InSAR 同震形变场特征分析 [J]. 地震地质,30(4)：1076—1084.

QU Chun-yan, SONG Xiao-gang, ZHANG Gui-fang, *et al*. 2008. Analysis on the characteristics of InSAR coseismic deformation of the M_S 8.0 Wenchuan earthquake [J]. Seismology and Geology, 30(4): 1076—1084.

孙建宝,梁芳,沈正康,等. 2008. 汶川 M_S 8.0 地震 InSAR 形变观测及初步分析 [J]. 地震地质,30(3)：789—795.

SUN Jian-bao, LIANG Fang, SHEN Zheng-kang, *et al*. 2008. InSAR deformation observation and preliminary analysis of the M_S 8.0 Wenchuan earthquake [J]. Seismology and Geology, 30(3): 789—795(in Chinese).

徐锡伟,于贵华,马文涛,等. 2002. 活断层地震地表破裂“避让带”宽度确定的依据与方法 [J]. 地震地质,24(4)：470—483.

XU Xi-wei, YU Gui-hua, MA Wen-tao, *et al*. 2002. Evidence and methods for determining the safety distance from the potential earthquake surface rupture on active fault [J]. Seismology and Geology, 24(4): 470—483(in Chinese).

徐锡伟,闻学泽,叶建青,等. 2008. 汶川 M_S8.0 地震地表破裂带及其发震构造 [J]. 地震地质,30(3)：597—629.

XU Xi-wei, WEN Xue-ze, YE Jian-qing, *et al*. 2008. The M_S 8.0 Wechuan earthquake surface ruptures and its seismogenic structure [J]. Seismology and Geology, 30(3): 597—629(in Chinese).

赵雷,李小军,霍达. 2007. 断层错动引发基岩上覆土层破裂问题 [J]. 北京工业大学学报,33(1)：20—25.

ZHAO Lei, LI Xiao-jun, HUO Da. 2007. Problems of rupturing process of overlaying soil due to fault dislocation of bedrock [J]. Journal of Beijing University of Technology, 33(1): 20—25(in Chinese).

张培震,徐锡伟,闻学泽,等. 2008. 2008 年汶川 8.0 级地震发震断裂的滑动速率、复发周期和构造成因 [J]. 地球物理学报,51(4)：1066—1073.

ZHANG Pei-zhen, XU Xi-wei, WEN Xue-ze, *et al*. 2008. Slip rates and recurrence intervals of Longmenshan active fault zone and tectonic implications for mechanism of the May 12 Wenchuan earthquake, 2008, Sichuan, China [J]. Chinese J Geophys, 51(4): 1066—1073(in Chinese).

Bary J D, Seed R B. 1994. Earthquake fault rupture propagation through soil [J]. Journal of Geotechnical Engineering, 120(3): 543—561.

Dolan J F, Pratt T L. 1997. High-resolution seismic reflection profiling of the Santa Monica Fault zone, West Los Angeles, California [J]. Geophy Res Lett, 24(16): 2052—2054.

Taniyama H, Watanabe H. 2000. Deformation of sandy deposits by fault movement [A]. In: Proc. 12th WCEE 2000, Tokyo: McGraw Hill, 1—6.

Viola G, Odonne F, Mancktelow N S. 2004. Analogue modeling of reverse fault reactivation in strike-slip and transpressive regimes: application to the Giudicarie Fault system, Italian Eastern Alps [J]. Journal of Structural Geology, 36: 401—418.

EXPERIMENTAL STUDY ON RUPTURE PROPAGATION OF BURIED REVERSE FAULT AND ITS SEISMOGEOLOGICAL SIGNIFICANCE

DAI Shu-hong[1,2)] MA Sheng-li[1)] PAN Yi-shan[2)] HE Yong-nian[1)]

1) *State Key Laboratory of Earthquake Dynamics, Institute of Geology, China Earthquake Administration, Beijing* 100029, *China*

2) *Liaoning Technical University, Fuxin* 123000, *China*

Abstract

In this paper, the rupture propagation along reverse fault in bedrock towards the overlying sediment layer has been studied using modeling tests and the evolution of the vertical displacement field on the surface of sediment layer has been measured using fringe projection technique, in which the effects of fault displacement, thickness of sediment layer and fault dip have been analyzed. The research results indicate that fault in bedrocks propagates gradually towards the overlying sediment layer and a gradient zone of vertical displacement (i. e. a deformation zone) surrounding the projection line of the upper end of fault in bedrock is formed on the surface of sediment layer as the fault slips, given a constant thickness of sediment layer and a constant fault dip. The larger the fault displacement is, the larger the width of the deformation zone and the deformation intensity are. However, the width of deformation zone keeps constant and only the deformation becomes more concentrated as fault displacement increases after the fault propagates to the surface of sediment layer. Under the same fault displacement and the same fault dip, the thicker the sediment layer is, the wider the deformation zone controlled by the fault in bedrock is, i. e. the larger the influencing extent of the fault is. When the thickness of sediment layer exceeds a critical thickness, an extensional rupture may occur on the surface of the sediment layer caused by uplifting of the sediment layer. Under the same thickness of sediment layer and the same fault displacement, the width of the deformation zone on the surface of sediment layer decreases but the deformation intensity increases as fault dip increases. The experiment results imply that the critical fault displacement, the critical thickness of sediment layer and the fault dip play important roles in determining the surface deformation and rupture of earthquake generated by buried reverse fault. The results obtained in this paper are valuable for further understanding the characteristics of surface deformation caused by Wenchuan earthquake.

Key words buried reverse fault, modeling test, fringe projection technique, rupture propagation

〔作者简介〕 代树红，男，1978 年生，2006 年在辽宁工程技术大学获硕士学位，讲师，主要从事实验力学研究，电话：010 - 62009010，E - mail：dsh3000@126.com。