中国科学: 地球科学 2013 年 第 43 卷 第 7 期: 1096 ~ 1105
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

自然科学基金项目进展专栏

论 文

地震滑坡的动力学机制研究

朱守彪[①②*], 石耀霖[②], 陆鸣[①], 谢富仁[①]

① 中国地震局地壳应力研究所, 北京 100085;
② 中国科学院计算地球动力学重点实验室, 北京 100049
* E-mail: zhushoubiao@gmail.com

收稿日期: 2012-07-09; 接受日期: 2012-12-30; 网络版发表日期: 2013-06-28
国家自然科学基金(批准号: 40974020)、国土资源部行业专项(编号: SinoProbe-07)、地震动力学国家重点实验室项目(编号: LED2012B01)和基本科研业务专项(编号: ZDJ2009-1)资助

摘要 地震滑坡会造成巨大灾害, 但对其动力学机制的认识还十分有限. 本文根据汶川地震中主要滑坡体的几何及运动特征, 抽象出一般的概念模型. 通过基于不连续变形体动力过程的有限单元方法, 对滑坡的运动特征及动力学过程进行数值模拟. 计算结果定量给出了在地震动的作用下, 滑坡体运动的全部历程, 特别是展示了滑坡的启动、滑移、抛射、碰撞、飞行以及爬升等典型的运动学特征. 计算结果表明, 在地震动惯性力及重力的共同作用下, 当克服了滑坡体与滑床之间的摩擦力后, 滑坡启动, 滑坡体沿滑床由慢到快滑行, 直至从滑床上抛射出去. 根据对地震动加速度进行的频谱分析以及对山体进行振型研究的结果可以推知, 汶川大地震很有可能让震中及附近地区的山体发生共振, 加上高山地形本身的放大效应, 致使山坡上的地震动得到显著增大, 从而导致了汶川地震诱发的滑坡事件特别频繁, 滑坡灾害极其严重. 模拟结果还显示: 地震动的方向、振幅、频率、持续时间以及接触面上的摩擦关系对滑坡体的稳定性影响很大. 因此, 本研究对于认识地震滑坡的动力学机制、评估地震灾害以及对于研究地震动态触发问题等有重要的科学意义.

关键词
地震滑坡
地震动加速度
动力学
有限单元
汶川地震

强震后通常会出现大量的滑坡现象[1~4], 造成破坏性极强的灾害. 如 2008 年 M_s8.0 汶川地震时, 北川城西王家岩滑坡在瞬间将~1600 人埋入地下[3,5]; 2005 年 Kashmir M_w7.6 地震中, 25500 人死于地震滑坡[6]; 1933 年四川叠溪 M_s7.5 地震, 山体滑坡使千年叠溪古镇毁于一旦, 500 余人直接丧生[7]; 1920 年宁夏海原 M_s8.5 特大地震, 滑坡造成死伤达 10 万之众[8]. 滑坡体还可以直接摧毁建筑物, 产生堰塞湖, 阻断交通, 影响震后救援. 对地震滑坡的空间展布, 滑坡规模、滑坡体几何特征等与地震的震中距、震级和烈度等关系前人作了充分的研究[2,3,9~15], 取得了重要进展[16].

地震滑坡发生突然, 过程复杂, 从物理上看是一动力行为, 其动力学过程倍受地震工作者和工程技术人员的关注. 早在 1965 年 Newmark[17]基于简单的滑块模型, 根据地震动加速度记录来计算滑坡产生的位移; 但当时没有考虑复杂地形及摩擦系数变化等因素的影响. Keefer[18]通过研究国际上 40 个地震滑坡的实例, 给出诱发滑坡地震的最远震中距, 并得出能够产生滑坡的地震下限为 4.0 级. Campbell 等[19]利用离散粒子模型模拟了滑坡过程, 给出了滑坡体的

中文引用格式: 朱守彪, 石耀霖, 陆鸣, 等. 地震滑坡的动力学机制研究. 中国科学: 地球科学, 2013, 43: 1096–1105
英文引用格式: Zhu S B, Shi Y L, Lu M, et al. Dynamic mechanisms of earthquake-triggered landslides. Science China: Earth Sciences, 2013, doi: 10.1007/s11430-013-4582-9

视摩擦系数随剪切速率的增大而增大, 且不同大小的滑坡体以差不多相同的平均速度运动. 胡广韬[20]提出了边坡动力失稳机制的坡体波动振荡加速效应假说. 毛彦龙等[21]认为地震时的坡体波动振荡在岩坡岩土体变形破坏过程中产生三种效应: 累进破坏效应、启动效应和启程加速效应; Huang 等[22]利用斜面上的滑块模型分析了地震法向加速度对滑坡起始过程的影响; 邢爱国和高广运[23]基于飞机空气动力学原理, 研究了大型高速滑坡凌空飞行的空气动力学效应. Helmstetter 等[24]利用滑块模型, 运用速率状态相关的摩擦形式, 研究了滑坡体运动历程. Patrick 等[25]研究了地形场地效应对滑坡位置的影响. Kuo 等[26]模拟了台湾集集地震中草岭滑坡的动力过程, 给出最大滑行速度达 70 m s^{-1}; 殷跃平[27]通过汶川地震实地滑坡特征分析, 估计最大滑动速度一般大于 70 m s^{-1}, 最大滑行距离达 3.2 km; 崔芳鹏等[28]利用离散元方法模拟得出, 地震纵波产生的水平加速度起到了优势破坏作用.

尽管前人对滑坡的动力学过程进行过一些定量或半定量分析, 但是对于不规则几何形状的滑坡体, 滑坡发生的条件与地震动的频率、振幅、方向究竟有何关系? 复杂山体形态对滑坡的影响又是如何? 滑坡体凌空飞行过程的状态怎样? 等等. 诸如此类问题的定量研究, 目前文献很少见到报道.

本文拟通过动态有限元方法, 对从汶川地震滑坡中抽象出具有不规则几何形态的典型滑坡体进行定量研究, 分析滑坡体运动的全部历程, 由此进一步理解影响地震滑坡的主要控制因素, 认识滑坡的动力学特征.

1 汶川地震滑坡简介

2008 年 5 月 12 日 14 时 28 分在四川省发生了汶川 M_s8.0 强烈地震. 该地震发生于在青藏高原东缘的龙门山断裂带上. 地震造成的地表破裂带长度达约 300 km, 最大垂直及水平向错距分别约为 6.2 和 4.9 m[29].

强烈的汶川地震造成了大量的滑坡现象, 在大约 48678 km^2 的区域内, 地震诱发了不低于 48000 处滑坡[14]. 其中面积超过 50000 m^2 的大型滑坡多达 112 处, 规模最大的两处分别是大光包及文家沟滑坡; 导致人员伤亡最为严重的为北川县的王家岩滑坡[3].

震后地质调查发现, 汶川地震滑坡主要沿地震地表破裂带呈带状分布, 且基本上都发生在断裂带的上盘; 特别是滑坡距离断层很近, 有超过 80%的滑坡位于离中央断裂 5 km 的范围内[3]. 姚鑫等[14]对汶川地震滑坡的统计分析表明, 汶川地震滑坡受坡度大小的控制, 滑坡集中发生在坡度较大的区域, 滑坡的易发性随着坡度的增加而升高. 在以较破碎的岩石为主的地层中, 滑坡多发生在坡度小于 30°的部位; 在以较坚硬岩石为主的地层中, 滑坡多发生在坡度大于 40°的部位. 如: 北川唐家山滑坡地形坡度总体为 40°, 滑床坡度为 50°~85°; 北川王家岩滑坡坡度为 50°, 北川中学新区滑坡 60°~70°, 青川东河口滑坡坡度 70°~80°; 滑床面大体上都具有前缘平缓、后缘高陡的特征[3]. 汶川地震滑坡的滑床面几何特征复杂, 主要以阶型、凸型、勺型、座落型(振胀型)滑坡和巨大滚石 5 种类型最为典型[30].

据汶川地震目击者形容, 地震滑坡时一般都是轰鸣阵阵, 山摇地动, 地面如波浪起伏, 尘土飞扬, 烟雾弥漫, 站立不稳甚至摔倒在地等现象. 汶川地震滑坡场景壮观, 运动特征极其丰富, 主要为整体滑动型和碎裂滑动型[8]. 滑坡启动后, 巨大的坡体沿滑床高速下滑, 势不可挡, 有摧毁一切之势. 由于强烈的地震动作用, 有的滑坡体被抛射出去, 飞向远处, 当与坡体接触后, 再次弹跳, 甚至临空飞行, 飞跃河流、树林, 然后再沿山坡向上爬升, 有的折返. 如: 东河口滑坡及大岩壳滑坡[3]以及马成府北滑坡及王家山东南滑坡[31]都见到滑坡体凌空飞行现象; 青川红石河滑坡冲到河对岸爬高超过 30 m, 绵竹小天池滑坡向对岸爬高超过 20 m[32], 平武县平通镇大嘴山滑坡, 坡体爬高约 50 m[31]. 特别是在汶川地震的极震区, 滑坡体物质被从高位抛出的现象是非常普遍的. 大体可以分为局部块体的抛射和大规模坡体物质的整体抛射. 局部块体的抛射在沿岷江、绵远河等河流两岸公路和河床上随处可见, 被抛射出来的巨石规模大者可达百余吨(如在映秀百花著名的“地震石”, 其重高达 300 余吨). 这些巨石可以在对应的坡体上找到它们的“来源”, 但是却找不到它们运动的痕迹, 显然是被强大的震动临空抛射出来的[33].

但是, 这些滑坡体在汶川地震之前, 在重力作用下是处于稳定状态的; 许多地方经受住了几千年的风雨甚至地震的考验. 由于汶川地震能量巨大, 产生了多种类型、多种运动特征的滑坡现象; 这些异常丰

富的滑坡现象为人们深入研究滑坡机制提供了难得的机遇. 但由于汶川地震滑坡分布范围广、数量多、密度高、种类齐全, 地形、地质环境各异, 对于这种过于复杂的情况, 难以对具体的滑坡一一开展数值模拟. 所以本文拟从这些滑坡类型中抽象出既能够尽多的包含汶川地震滑坡的主要特征, 又易于数值处理的概念模型(图 1)来加以研究.

2 计算原理及有限元模型

地震时, 山体与滑坡体受到重力及地震波产生的惯性力的共同作用. 当重力与惯性力的作用超过滑坡体接触面上的摩擦力后, 滑坡体开始滑行运动.

2.1 物理方程

物体在外载荷的作用下, 运动方程的一般形式为

$$[M]\{\ddot{u}\}+[C]\{\dot{u}\}+[K]\{u\}=F(t), \tag{1}$$

其中, $\{\ddot{u}\}$, $\{\dot{u}\}$和$\{u\}$分别为加速度、速度及位移向量, $[M]$, $[C]$和$[K]$分别为质量矩阵、阻尼矩阵及刚度矩阵; $F(t)$为外载荷向量(包括重力与地震动的惯性力).

理论上, 在知道了介质的质量、密度、阻尼和外载荷后, 就可以根据边界条件, 通过求解方程(1)得到加速度、速度及位移随时间变化的结果. 对于单自由度或简单的几何形状、简单的外力作用的情况, 方程(1)有解析解. 然而, 通常情况下, 对于多自由度, 复杂边界、介质物性不均匀或外载荷随时间不规则变化(如地震动)等的情况, 方程(1)没有解析解, 必须借助于计算机进行数值求解, 本文通过有限元方法, 利用商业软件 MSC.MARC 实施模拟计算.

Savage 和 Hutter[34]认为滑坡体受 Mohr-Coulomb 准则控制, 滑面上的运动服从 Coulomb 摩擦定律, 并建立了滑坡的一维模型. 在此基础上, Savage 和 Hutter[35]、Gray 等[36]以及 Pudasaini 和 Hutter[37]建立了二维模型, 并且计算结果与实验室结果符合得很好[38]. 由于滑面上的摩擦关系极其复杂,文中根据朱守彪和张培震[29]以及 Zhu 和 Zhang[39,40]的结果, 对复杂的摩擦关系作简化处理, 选取摩擦依速度相关的形式, 具体如下:

$$\mu=\mu_0+(a-b)\cdot\ln(V/V_{\mathrm{ref}}), \tag{2}$$

其中 μ 为摩擦系数, μ_0 及 a, b 为待定参数(选取参照文献[39, 40]), V 及 V_{ref} 分别为滑动速度及参考速度. 此外, Mohr-Coulomb 破裂准则的具体形式如下:

$$\tau=C+\mu\sigma_n, \tag{3}$$

式中, τ为滑动面上的摩擦力, C 为黏聚力, 文中取 0.8 Pa[28,41], μ 为摩擦系数, σ_n 为滑面上的正应力. 计算中取(2)式中的 μ_0 为 0.35[42], 重力(g=9.8 m s^{-2})作为体力加入到模型中, 地震动加速度作为边界条件从模型底部输入. 当滑面上受到的剪切应力大于摩擦力时, 滑坡体开始滑动.

2.2 模型参数及边界条件

为研究汶川地震中一般滑坡的动力学行为, 文中根据汶川地震中滑坡体所处的山体形态, 滑坡体的几何产状等, 构造了具体一定代表性的概念模型(图 1). 总体上, 滑坡坡度~50°, 滑床几何具有前缘平缓(重力作用下处于稳定状态)、后缘高陡的典型特征. 图中山坡高峰 C 点的高度为 960 m, 水平跨度 GH 长为 1650 m. 滑坡体的滑床面(图 1 中的 DEFK 曲线)从下向上, 由缓到陡, 其倾角大约从 10°开始, 变化到 15°再到 80°, 呈铲状构造. J 点附近为平坦的地面, L 为小山坡. 构建小山坡的目的是模拟滑坡体的爬高.

有限单元网格划分及节点分布见图 1. 模型中有三角形单元 3715 个, 节点数为 2012. 为简单起见, 滑坡的模拟中, 认为滑坡体在运动过程中只发生变形, 不会碎裂, 因此模型中的介质选为线弹性体. 滑坡体的滑动利用有限元中的接触单元技术来实现[29,39,40].

参照汶川地震后对滑坡体及滑床介质的岩石力学实验结果[3]及文献[28, 41], 文中选取的物性参数见表 1(其中覆盖层厚度为 100 m). 模型的边界条件为地震动加速度, 选取汶川地震中卧龙台记录的结果(图 2), 从模型底部输入. 为防止地震波在底面及

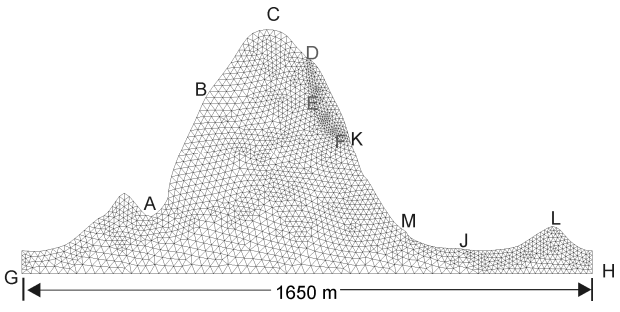


图 1 模型的几何形状及其有限元网格剖分

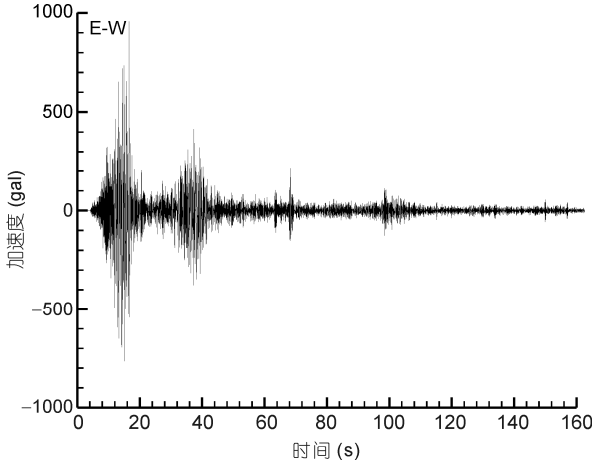


图 2　模型底部施加的加速度边界条件

卧龙台记录的加速度时程曲线(水平向), 其峰值加速度为 958 gal=9.58 m s^{-1}, 台站震中距为~21.1 km. 资料来自中国地震台网中心

表 1　模型中岩石的物性参数

	杨氏模量 (GPa)	泊松比	密度(kg m^{-3})	阻尼
覆盖层	45	0.28	2050	0.4
岩石层	65	0.25	2650	0.4

两侧边界上发生反射, 文中采用吸收边界[44]; 但整个山坡表面均为自由面.

3　计算结果

利用动态有限单元方法, 对山体及滑坡体在重力及地震动作用下的运动状态及动力特征进行了数值计算. 地震前, 整个山体(包括滑坡体)在重力作用下处于稳定状态. 由于模型中介质为线弹性, 在重力作用下滑坡体保持静止状态与作用时间无关, 所以在计算中, 先让重力作用 1 h, 然后再从模型底部施加 2008 年汶川地震中卧龙台记录的强地面运动水平向加速度(图 2). 动态过程的计算时间为 120 s, 时间步长为 0.01 s. 下面将给出主要的计算结果.

3.1　运动特征

图 3 展示了滑坡体在运动过程中典型位置的快照. 图 3(a)是在重力作用下, 滑坡体处于稳定状态, 接触面上没有产生相对滑移. 其后, 随着底部地震动的施加, 滑坡体开始启动直至下滑. 图 3(b)是在模型底部加入地震动加速度 1 s 后, 滑坡体的位置图. 对照图 3(a), 可见此时滑坡还没用启动, 滑坡体与滑床之间没用明显的相对位移. 图 3(c)为地震动作用 2 s 后滑坡的位置. 图中显示此时出现了明显的相对位移, 表明滑坡体克服了黏聚力及摩擦力, 滑坡开始启动. 图 3(d)是地震动作用 4 s 后的结果, 由图可见滑坡下滑量增大. 图 3(e)是地震动施加 8 s 后滑坡的位置; 图中显示滑坡下滑量很大, 滑坡体与滑床之间出现明显的分离. 图 3(f)显示滑坡体继续下滑. 图 3(e)~(g)显示滑坡体在地震动作用后 10~15 s 的位置; 图中显示滑坡体继续快速下滑, 但仍与滑床没有完全分离; 在 t=15 s 时它们之间仅仅只有一个点相互连接. 当 t=18.45 s 时, 图 3(h)显示滑坡体与滑床完全分离, 滑坡体被抛射下滑, 此时滑坡体只受重力作用.

在图 3(h)~(i)之间, 滑坡体飞跃而下, 与山坡没有任何接触, 可以看出在此范围里, 山坡上的植被会完好无损, 汶川地震中时常会出现这种现象[3,32,33,44]. 在时间 t=25.3 s 时, 滑坡体着地(图 3(j)), 与地面发生碰撞; 在时间为 27 s 时, 滑坡体平躺在地面上(图 3(k)), 但这时滑坡体的动能很大, 速度很快. 碰撞结束后, 滑坡体从地面上跃起, 凌空飞行(图 3(l)). 在 t=32 s 时, 滑坡体与右侧的小山坡接触, 但其尾端仍悬空(图 3(m)). 在 t=34.45 s 时, 滑坡体沿小山坡向上爬行, 其尾端落地(图 3(n)); 图 3(o)显示的是滑坡体继续爬升.

以上通过计算定量给出了在不同时刻, 滑坡体的运动状态, 基本上反映了汶川地震中滑坡体运动的主要特征. 为详细了解运动的速度, 图 4 给出了滑坡体在受到地震动作用后, 其几何中心附近点的速度随时间的变化情况(可以与图 3 进行对比). 图 4 显示, 滑坡过程中最大速度为 89.7 m s^{-1}, 与殷跃平[27]给出的汶川地震滑坡的最大滑动速度一般大于 70 m s^{-1} 的结果有一致性.

根据图 4, 可以进一步看出整个滑坡过程中, 滑坡体的运动状态在不断改变, 速度是随时间变化的. 特别是图 3(h)~(j)显示的这一段时间里(对应的时间为 18.45~23 s), 尽管滑坡体离开了滑床, 只受重力作用, 但图 4 所示的在这段时间里的速度大小表明, 滑坡体不是作简单的抛体运动, 而同时还发生了转动. 此外, 图 4 还进一步显示, 在 90 s 后, 滑坡体基本停止运动.

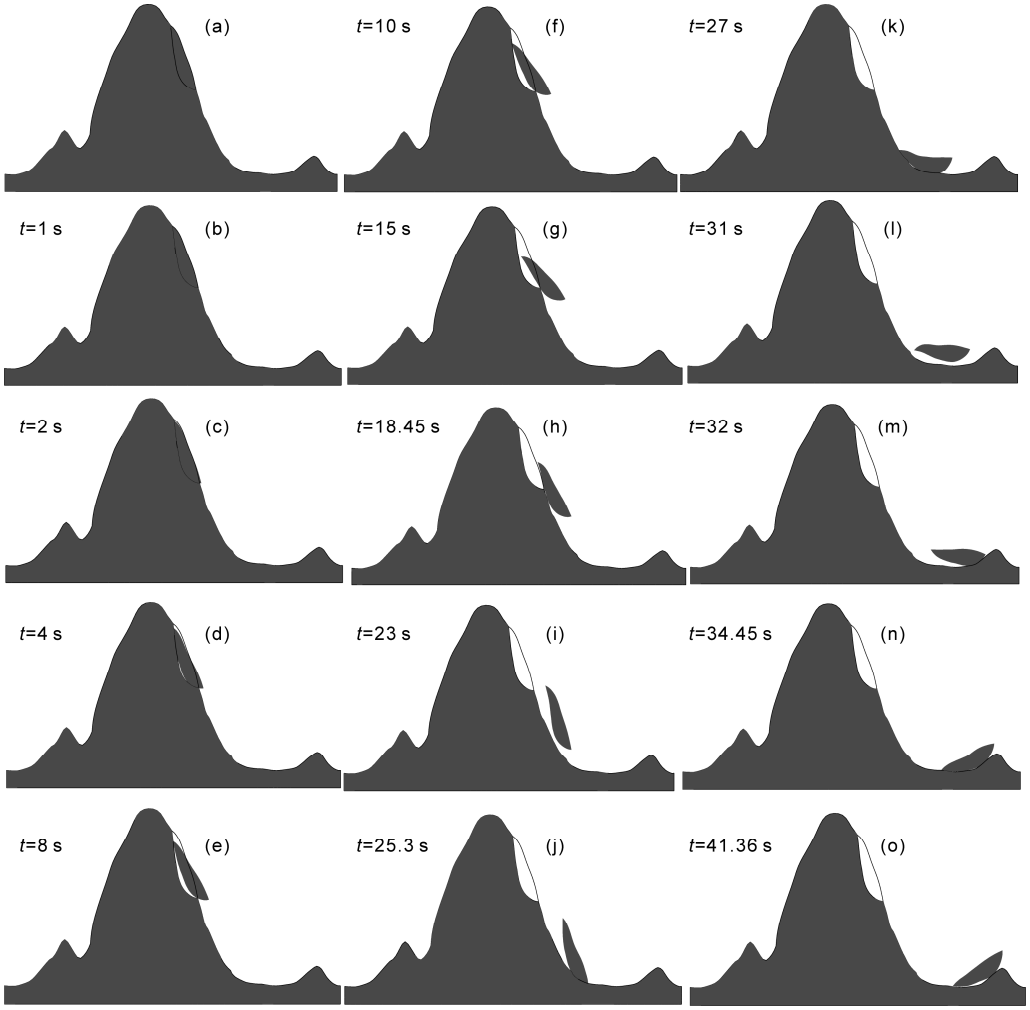


图 3　滑坡体在不同时间运动状态的快照

(a) 重力作用下的稳定状态; (b), (c)和(d)分别表示在地震动作用 1, 2 及 4 s 时滑坡体的运动状态

3.2　山体对地震动的动力响应

下面通过计算山体与输入的地震动加速度之间的关系, 进一步研究滑坡的动力成因.

3.2.1　不同高度处加速度特征

地震发生后, 地震波从震源处向外四面传播, 当其到达地表自由面时地震波要发生反射. 若自由面不是平面, 而是如图 1 所示的山坡, 则地震波在坡体之间会发生多次反射, 这样除了增大地震波的振幅外, 也等效于增加了地震动的持续时间. 此外, 高山地形可能要对地震动进行放大, 山体对地震动有可能还要产生共振效应, 进一步对地震动进行放大, 促进滑坡的产生. 为了解地形对地震动的放大效果, 进一步研究滑坡的动力学过程, 模拟计算中同时给出了在不同地形高度处地震动加速度随时间的变化情况. 图 5 为山坡上不同高度处的水平向加速度随时间变化. 图 5(a)~(c)所示的加速度分别对应着图 1 中的 A, B 和 C 三点的加速度.

由图 5 可见, 图 1 中的山凹处 A 点的加速度(图 5(a)), 其最大振幅为 13.4 m s^{-2}; 尽管其最大值不是很大, 但还是比底部输入的地震动加速度要大; 而图 5(b)中的峰值加速度高达 18.3 m s^{-2}, 是底部输入加速度(峰值为 9.57 m s^{-2})的~2 倍; 但图 1 中的最高点 C 处的加速度峰值只有 17.6 m s^{-2}, 比山腰的 B 点还要稍小一些. 这可能与实际地形的几何、介质参数及地震动属性等相关, 具体是什么因素决定的还需要深入分析.

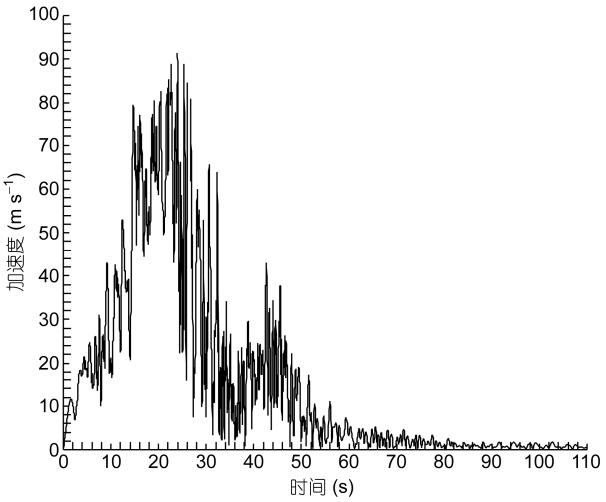


图 4　滑坡体运动速度随时间变化曲线

最大速度为 89.7 m s^{-1}

因此, 分析滑坡体在地震动作用下的力学性质时, 不能以记录到的峰值加速度作为外在的惯性力, 地形的放大效应不可不考虑. 由图 5 可知, B 点的地震动加速度放大了~2 倍. 这就使得本来不容易发生滑坡的地方更容易产生滑坡, 这或许就是汶川地震滑坡特别频繁、规模特别巨大、致灾特别严重的重要因素.

3.2.2　地震动加速度的频率特性与山体的振型分析

山体为什么能够对地震动进行放大? 除了地震波沿坡面的反射、叠加和干涉外, 地震动频率特性与山体的振型之间的关系也起着重要作用. 若两者频率接近, 山体可以产生共振, 大大增加地震动幅度.

因此, 文中首先利用 Fourier 变换, 对地震动加速度进行频谱分析. 图 6 为图 2 记录的地震动加速度的频率特性曲线(右图为放大的图), 由图可见, 地震动频率谱中高能量主要集中在频率为 0.6~9.5 Hz 的范围, 峰值对应着 2.35 Hz. 若构建物或山体的自振频率在 2.35 Hz 附近, 就会引起共振, 地震对它的破坏力就特别强. 此外, 图 6 中结果显示对于频率大于 30 Hz 的高频地震动, 其地震波能量较小, 因而所起的作用就不会太大.

下面将进一步研究山体的固有频率与振型. 为此, 文中对山体进行振型分析, 即是将方程(1)中的外载荷去除. 通过有限元计算, 得到了前 10 阶固有

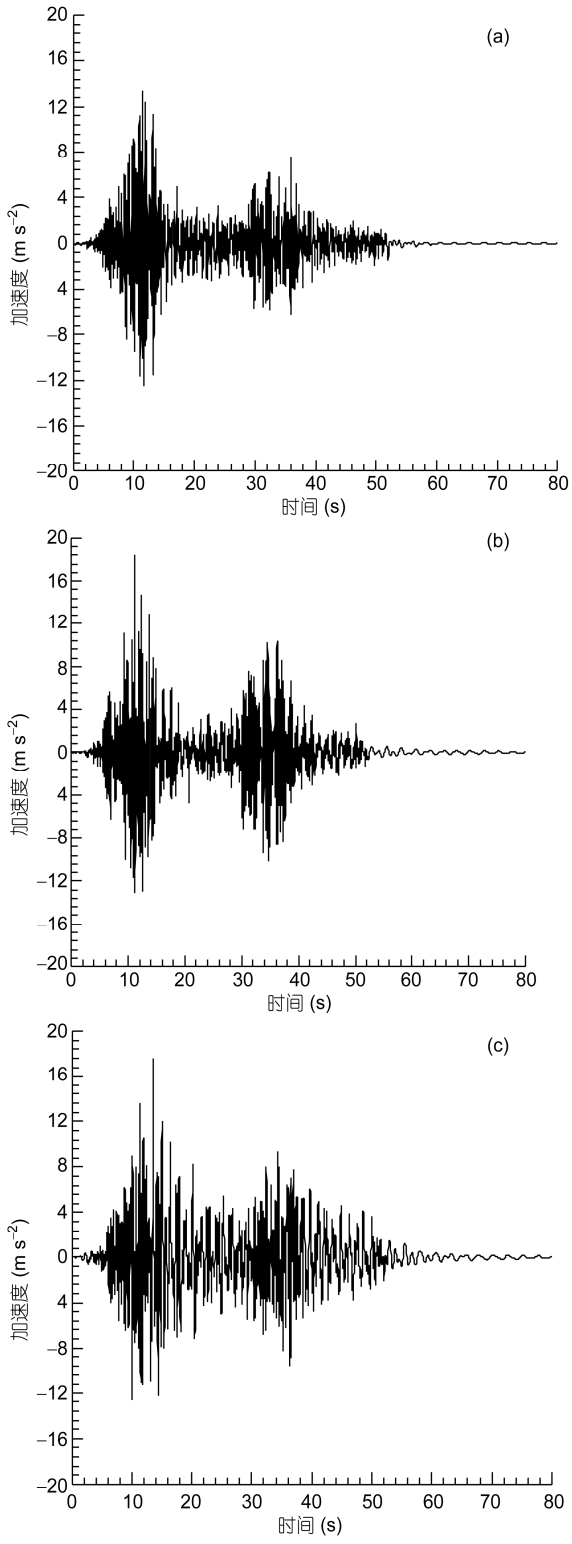


图 5　山体不同高度处加速度时程曲线

(a) 对应图 1 中 A 点的加速度; (b) 对应图 1 中 B 点的加速度; (c) 对应图 1 中 C 点的加速度

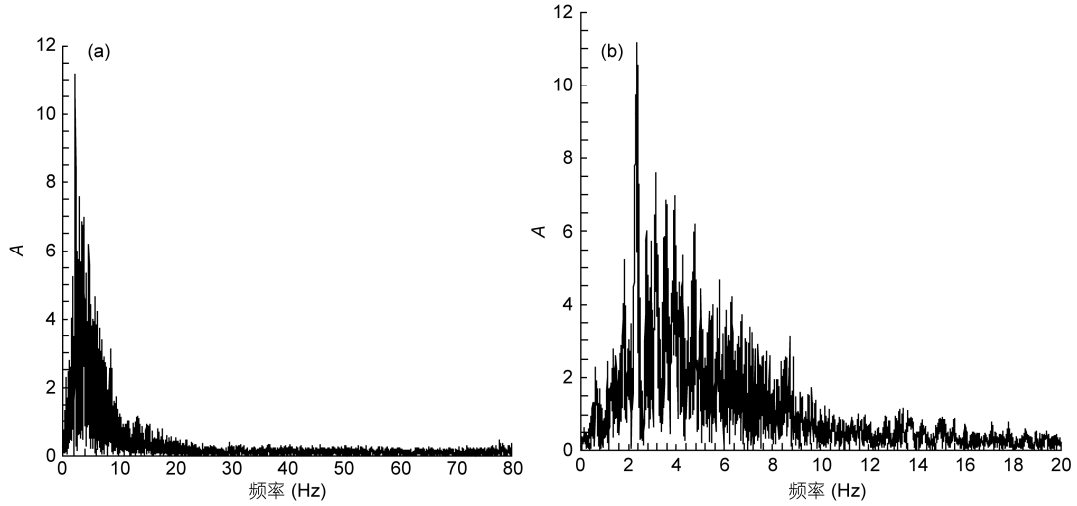


图 6　卧龙台记录的地震动加速度频率特性曲线

(b) 频率为 0~20 Hz 的放大结果

表 2　模型前 10 阶振型及其固有频率

振型序号	固有频率(Hz)
1	0.403
2	0.772
3	0.916
4	1.120
5	1.366
6	1.827
7	2.272
8	2.400
9	2.488
10	2.644

频率及振型结果(表 2). 表中显示, 模型中山体的固有频率基本上与汶川地震地震动频谱中高能量频段一致. 这样就容易形成共振作用. 同时图 7 给出了前 8 阶振型的模态分布.

对地震动加速度进行频谱分析以及对山体进行振型研究后发现, 汶川地震地震动的频率与典型山体的自振频率重叠范围较宽, 这样汶川地震能够使得震中及附近地区的山体产生共振, 地震动得到显著放大, 有可能造成汶川地震诱发的滑坡事件特别频繁, 滑坡规模空前宏大.

需要指出的是, 实际山体是三维的, 而以上分析是基于二维模型, 这中间有一定的差距. 此外, 实际滑坡体附近还缺乏地震动加速度的实际记录. 因此, 文中的分析还是初步的.

4　讨论与结论

以上对地震滑坡的运动特征以及滑坡与地震动的关系进行了研究分析, 下面进一步探讨影响地震滑坡的主要控制因素.

4.1　影响滑坡的主要因素

(ⅰ) 地震动的属性

为研究方便, 文中选取具有单一频率、简单的正弦波作为地震动加速度的形式, 施加到模型底部. 具体的加速度 a 的形式如下:

$$a=A\sin(2\pi ft), \tag{4}$$

其中 A 为振幅, f 为地震动加速度的频率, t 为时间.

假定模型中的其他参数都不变化: 如滑坡面上的摩擦关系, 介质的物性, 地震波作用的时间等都不改变, 先让 A=9.8 m s^{-2}(即一个重力加速度), 让波的频率 f 从小到大变化: 变化范围为 0~50 Hz, 变化步长为 0.5 Hz. 大量的模型计算结果显示: 在振幅不变的情况下, 随着频率的变化, 滑坡体的稳定性会发生改变. 在频率较小时, 滑坡现象易于发生, 随着频率变大, 产生滑坡现象越来越困难. 特别是当 $f\geqslant$20 Hz 时, 未出现滑坡现象. 但在此时, 若将 A 增加为 20 m s^{-2} 时, 仍然可见滑坡现象出现. 这种现象与 Voisin[45]研究地震动态触发的情形有些类似, 低频应力波比高频的易于触发地震[45]. 同样, 本文研究滑坡的方法也可以用来研究地震动态触发问题. 有关这方面的研

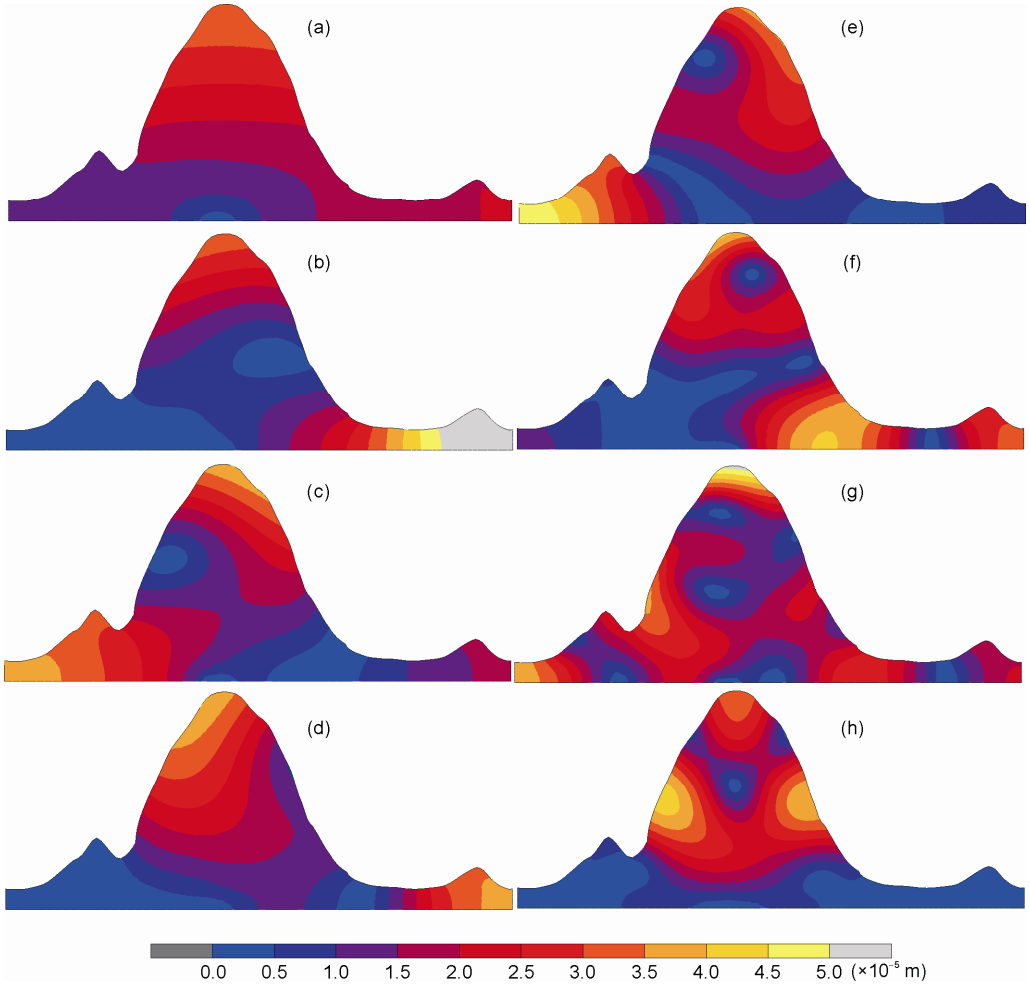


图 7　1~8 阶振型分布图(位移的等值线)

(a) 第一振型, (b) 第二振型, (c) 第三振型, (d) 第四振型, (e) 第五振型, (f) 第六振型, (g) 第七振型, (h) 第八振型

究, 作者正在探索.

可是, 当将频率增加到 f=50 Hz, 即使让 A=50 m s^{-2}, 也不会发生滑坡现象.

因此, 滑坡现象发生与否不仅与地震动振幅相关, 同样还与其频率大小密切相关. 此外, 模拟结果还表明滑坡与地震动持续的时间有关; 地震动作用的时间越长, 越有利于滑坡的产生.

(ii) 山体的放大效应

上文已经给出山体对地震动加速度有放大作用, 显然山体的放大效应对地震滑坡有促进作用. 但山体的放大作用, 一方面是与山体地形的几何形状(地震波的反射、叠加等)、山体的高程有关(山体越高放大效应越好); 另一方面还与地震动本身的频谱相关. 若地震动的频谱与山体自身的振动频率相近时, 会出现共振现象, 可能会增加地震动的强度. 一般来说, 特大地震的地震动频率往往较低, 容易使得山体发生共振; 但震级不是很大的地震, 其地震动频率往往较高, 难以让山体发生共振, 山体对其的放大效果就很有限. 实际上, 山体只对特别强的特大地震才产生共振响应.

(iii) 接触面的形状及摩擦关系

文中的滑坡体与滑床的接触面(图 1)是一个铲状结构, 由下向山逐渐变陡, 倾角由最下部的10°变化到 15°, 再到 80°直至几乎垂直. 我们知道, 接触面越是平缓, 越是不容易发生滑坡现象, 反之接触面若是很陡就易于发生滑坡. 但是, 文中作了一个极端情况的模型, 滑坡体为一个直角三角形, 即下底面完全水平, 侧面竖直. 滑坡体在重力作用下处于绝对稳定状

态, 但只要外界载荷作用条件合适(如: 振动幅度足够大, 接触面的摩擦系数较小), 地震动作用还是可以让该滑坡体产生滑移现象. 汶川映秀巨大的"地震石"可能这是这样产生的.

同样地, 接触面上的摩擦关系也会影响地震滑坡, 显然摩擦系数小易于使得滑坡形成. 但摩擦属性也很重要, 即使静态摩擦系数较小, 但摩擦若是随着滑移的增大而增大(滑移强化)或速度强化[46,47], 这样的摩擦本构关系也就不易于产生滑坡.

(iv) 地震动加速度的方向

以上分析中输入的地震动加速度均为水平向的, 由于在近场时垂直向加速度的幅值很大, 那垂向地震动对滑坡的影响如何, 下面进行详细分析.

为研究方便, 取公式(4)中的 f=4 Hz, A=8 m s^{-2}, 即加速度为

$$a=8\sin(2\pi 4t). \quad (5)$$

将公式(5)的加速度量值分别以水平向及垂直向施加到模型底部, 其他模型参数与上述的一致. 计算结果显示, 当式(5)的加速度作为水平向施加时, 能够产生滑坡. 但当式(5)的加速度作为垂直向载荷施加到模型底部时, 不能产生滑坡现象; 若要产生滑坡, 必须增加垂向加速度的幅值. 这一简单的实验证明, 地震动加速度的方向对滑坡产生重要的影响, 在本文的模型中垂向加速度触发滑坡的能力比水平向的差.

由于实际地震时, 滑坡体既受水平向加速度的作用, 也受垂向地震动的影响. 垂向及水平向地震动对滑坡的影响究竟如何, 可能还与滑坡体的几何形状, 地震动属性等因素相关, 今后还需要深入分析.

地震滑坡涉及许多学科, 文中只对地震动特征及地形与地震滑坡的关系进行了分析; 但诸如降水、地层岩土类型、土动力学反应等其他因素的影响未予讨论, 也没有模拟滑坡体的破裂过程和破裂机制. 因此, 还有很多科学问题值得深入研究.

4.2 结论

根据本文的计算与分析, 得出以下初步认识: 通过有限元方法可以模拟地震滑坡的全部运动过程. 计算结果定量给出了在地震动的作用下, 滑坡体运动的全部历程, 特别是展示了滑坡的启动、滑移、抛射、碰撞、飞行以及爬升等典型的运动学特征. 模拟结果表明, 当滑坡体克服了与滑床之间的摩擦力后, 滑坡开始启动, 滑坡体沿滑床由慢到快滑行, 直至从滑床上被抛射出去. 对地震动加速度进行频谱分析以及对山体进行振型研究后认为, 汶川地震地震动加速度的频谱与典型山体的自振频率重叠范围较多, 这样汶川地震就有可能使得震中及附近地区的山体产生共振, 再加上高山地形本身的放大效应, 致使山坡上的地震动得到显著增大, 从而造成了汶川地震诱发的滑坡事件特别频繁, 滑坡灾害极其严重. 同时, 地震动的方向、振幅、频率、持续时间以及接触面上的摩擦关系等对滑坡体的稳定性也有显著影响.

因此, 本研究对于认识地震滑坡的动力学机制、评估地震灾害以及对于研究地震动态触发问题等有重要的科学意义.

致谢 感谢审稿专家提出的宝贵意见.

参考文献

1 李忠生. 国内外地震滑坡灾害研究综述. 灾害学, 2003, 18: 64–70
2 Dong J J, Lee W R, Lin M L, et al. Effects of seismic anisotropy and geological characteristics on the kinematics of the neighboring Jiufengershan and Hungtsaiping landslides during Chi-Chi earthquake. Tectonophysics, 2009, 466: 438–457
3 许强, 裴向军, 黄润秋, 等. 汶川地震大型滑坡研究. 北京: 科学出版社, 2009
4 Kirschbaum D, Robert A, Yang H, et al. A global landslide catalog for hazard applications: method, results, and limitations. Nat Hazards, 2010, 52: 561–575
5 崔芳鹏, 许强, 谭儒蛟, 等. 地震动力作用触发的斜坡崩滑效应模拟. 同济大学学报(自然科学版), 2011, 39: 445–450
6 Dunning S A, Mitchell W A, Rosser N J, et al. The Hattian Bala rock avalanche and associated landslides triggered by the Kashmir Earthquake of 8 October 2005. Eng Geol, 2007, 93: 130–144
7 四川地震局. 1933 年叠溪地震. 成都: 四川科学技术出版社, 1983
8 孔纪名, 阿发友, 吴文平. 汶川地震滑坡类型及典型实例分析. 水土保持学报, 2009, 23: 66–70
9 孙崇绍, 蔡红卫. 我国历史地震时滑坡崩塌的发育及分布特征. 自然灾害学报, 1997, 6: 25–30

10 周本刚, 王裕明. 中国西南地区地震滑坡的基本特征. 西北地震学报, 1994, 16: 95–103
11 Eeckhaut M V, Poesen J, Govers G, et al. Characteristics of the size distribution of recent and historical landslides in a populated hilly region. Earth Planet Sci Lett, 2007, 256: 588–603
12 乔建平, 蒲晓虹, 王萌, 等. 汶川地震滑坡的分布特点及最大震中距分析. 自然灾害学报, 2009, 18: 10–15
13 王秀英, 聂高众, 王登伟. 汶川地震诱发滑坡与地震动峰值加速度对应关系研究. 岩石力学与工程学报, 2010, 29: 82–89
14 姚鑫, 许冲, 戴福初, 等. 四川汶川 M_s8 级地震引发的滑坡与地层岩性、坡度的相关性. 地质通报, 2009, 28: 1156–1162
15 陈晓利, 李传友, 王明明, 等. 断裂带两侧地震诱发滑坡空间分布差异性的主要影响因素研究——以北川地区的地震滑坡分布为例. 地球物理学报, 2011, 54: 737–746
16 Sassa K, Tsuchiya S, Ugai K, et al. Landslides: A review of achievements in the first 5 years (2004–2009). Landslides, 2009, 6: 275–286
17 Newmark N M. Effects of earthquake on dams and embankments. Geotechnique, 1965, 15: 139–160
18 Keefer D K. Landslides caused by earthquakes. Geol Soc Am Bull, 1984, 95: 406–421
19 Campbell C S, Cleary P W, Hopkins M. Large-scale landslide simulations: Global deformation, velocities and basal frictions. J Geophys Res, 1995, 100(B5): 8267–8283
20 胡广韬. 滑坡动力学. 北京: 地质出版社, 1995
21 毛彦龙, 胡广韬, 赵法锁, 等. 地震动触发滑坡体滑动的机理. 西安工程学院学报, 1998, 20: 47–50
22 Huang C C, Lee Y H, Liu H P, et al. Influence of surface-normal ground acceleration on the initiation of the Jih-Feng-Erh-Shan landslide during the 1999 Chi-Chi, Taiwan, Earthquake. Bull Seism Soc Am, 2001, 91: 953–958
23 邢爱国, 高广运. 大型高速滑坡近程空气动力学效应研究. 岩石力学与工程学报, 2003, 22: 778–783
24 Helmstetter A, Sornette D, Grasso J R, et al. Slider block friction model for landslides: Application to Vaiont and La Clapière landslides. J Geophys Res, 2004, 109, doi: 10.1029/2002JB002160
25 Patrick M, Hovius N, Haines J A. Topographic site effects and the location of earthquake induced landslides. Earth Planet Sci Lett, 2008, 275: 221–232
26 Kuo C Y, Tai Y C, Bouchut F, et al. Simulation of Tsaoling landslide, Taiwan, based on Saint Venant equations over general topography. Eng Geol, 2008, doi: 10.1016/j.enggeo.2008.10.003
27 殷跃平. 汶川八级地震滑坡高速远程特征分析. 工程地质学报, 2009, 17: 153–166
28 崔芳鹏, 殷跃平, 许强, 等. 地震纵横波时差耦合作用的斜坡崩滑响应研究. 岩土工程学报, 2010, 32: 1266–1273
29 朱守彪, 张培震. 2008 年汶川地震发生过程的动力学机制研究. 地球物理学报, 2009, 52: 418–427
30 殷跃平. 汶川八级地震滑坡特征分析. 工程地质学报, 2009, 17: 29–38
31 韩金良, 吴树仁, 何淑军, 等. 5.12 汶川 8 级地震次生地质灾害的基本特征及其形成机制浅析. 地学前缘, 2009, 16: 306–326
32 黄润秋. 汶川 8.0 级地震触发崩滑灾害机制及其地质力学模式. 岩石力学与工程学报, 2009, 28: 1239–1249
33 许强. 汶川大地震诱发地质灾害主要类型与特征研究. 地质灾害与环境保护, 2009, 20: 86–92
34 Savage S B, Hutter K. The motion of a finite mass of granular material down a rough incline. J Fluid Mech, 1989, 199: 177–215
35 Savage S B, Hutter K. The dynamics of granular material from initiation to runout. Part I: Analysis. Acta Mech, 1991, 86: 201–223
36 Gray J, Wieland M, Hutter K. Gravity-driven free surface flow of granular avalanches over complex basal topography. Proc Math Phys Eng Sci, 1999, 455: 1841–1874
37 Pudasaini S P, Hutter K. Rapid shear flows of dry granular masses down curved and twisted channels. J Fluid Mech, 2003, 495: 193–208
38 Pudasaini S P, Hutter K. Avalanche Dynamics: Dynamics of Rapid Flows of Dense Granular Avalanches. New York: Springer, 2007
39 Zhu S B, Zhang P Z. Numeric modeling of the strain accumulation and release of the 2008 Wenchuan, Sichuan, China, Earthquake. Bull Seism Soc Am, 2010,100: 2825–2839
40 Zhu S B, Zhang P Z. FEM simulation of inter-and coseismic deformation associated with the 2008 Wenchuan earthquake. Tectonophysics, 2012, doi: 10.1016/j.tecto.2012.06.024
41 冯文凯, 何川, 石豫川, 等. 复杂巨型滑坡形成机制三维离散元模拟分析. 岩土力学, 2009, 30: 1122–1126
42 Brodsky E E, Gordeev E, Kanamori H. Landslide basal friction as measured by seismic waves. Geophys Res Lett, 2003, 30: 2236, doi: 10.1029/2003GL018485
43 Clayton R, Engquist B. Absorbing boundary conditions for acoustic and elastic wave equation. Bull Seism Soc Am, 1977, 67: 1529–1540
44 Yuan R, Xu X, Chen G, et al. Ejection landslide at northern terminus of beichuan rupture triggered by the 2008 M_w7.9 Wenchuan earthquake. Bull Seism Soc Am, 2010, 100: 2689–2699
45 Voisin C. Dynamic triggering of earthquakes: The nonlinear slip-dependent friction case. J Geophys Res, 2002, 107(B12): 2356, doi: 10.1029/2001JB001121
46 Scholz C H. The Mechanics of Earthquakes and Faulting. New York: Cambridge Univ Press, 1990
47 Scholz C H. Earthquakes and friction laws. Nature, 1998, 391: 36–42