

● 李忠生 著

地震危险区

黄土滑坡稳定性研究

DIZHEN WEIXIAN QU HUANGTU
HUAPO WENDINGXING YANJIU

地震危险区黄土 滑坡稳定性研究

李忠生 著

科学出版社

北 京

内 容 简 介

本书对滑坡体在地震动作用下的稳定性进行了细致的分析和研究,总结了国内外在这方面的研究现状。通过对坡体区域的地震危险性分析,得到了合乎实际的作用于坡体的地震动时程,并对在这些时程作用下的坡体稳定性进行了静态、动态分析,给出了定量的结果,同时还给出了坡体的破坏概率结果。本书集地震危险性分析、工程地质、地震勘探等学科于一体,内容丰富,资料翔实。

本书可供地震工程、地质工程、地震勘探等专业的科研人员、工程技术人员和教师、研究生使用参考。

图书在版编目(CIP)数据

地震危险区黄土滑坡稳定性研究/李忠生著. —北京:科学出版社,2004
ISBN 7-03-013561-X

I. 地… I. 李… III. 地震危险区-滑坡体-稳定性-研究 IV. P642.22

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2004)第 063599 号

责任编辑:董安齐 / 责任校对:包志虹
责任印制:吕春珉 / 封面设计:东方上林工作室

科学出版社 出版

北京东黄城根北街16号

邮政编码:100717

<http://www.sciencep.com>

新蕾印刷厂 印刷

科学出版社发行 各地新华书店经销

*

2004年7月第 一 版 开本:B5(720×1000)

2004年7月第一次印刷 印张:9 1/4

印数:1—1000 字数:176 000

定价:25.00元

(如有印装质量问题,我社负责调换〈新欣〉)

前 言

我国是个多地震国家,因地震引发滑坡而导致的生命财产损失巨大。随着我国经济的发展,人民生活水平的提高,群众居住地的地质环境和国民经济建设中的地质灾害将越来越受到重视,山岳地区的斜坡,特别是地震多发区的斜(滑)坡研究工作备受关注。本书跨地震工程与地质工程两个学科,以全新的思路将地震危险性分析理论与斜(滑)坡稳定性分析相结合,通过对黄土滑坡的深入研究,得到了一些有参考价值的结论。本书的主要内容有:①总结归纳了国内外地震与滑坡之间关系的研究现状,给出了地震滑坡与地震参数、地震滑坡与坡体形态、地震滑坡与地震构造等之间的关系。②提出了反射层析地震勘探方法,并将该方法与折射波地震勘探和反射波地震勘探巧妙地结合起来,形成多方法联合反演。在此基础上,将这些方法成功地应用于滑坡滑动面勘探给出滑动面的深度、形态等参数,应用于坡体及周围地下水位的勘探 给出坡体内各方向的水位深度和变化趋势,应用于确定坡体及附近有无断层构造。通过与现有的工程地质、水文地质资料的对比,证明该方法具有费用低、效率高、能给出连续的地层结构等优点。③运用地震危险性分析理论,论述了滑坡区的区域地震构造和地震活动性、近场区地震活动构造,给出了未来 50 年内场地可能遭遇地震袭击的地震危险性概率分析结果,同时给出了可能遭遇地震的地震动时程。④将 Newmark 方法与场地的地震动时程相结合,通过对坡体施加等效地震动时程,得到了比拟静力法更合理、更准确的稳定性分析结果,解决了目前在坡体稳定性拟静力法分析中常用的将地震力作为一恒定常量的不合理的弊病。⑤应用场地地震反应分析理论,对地震动峰值加速度(PGA)与坡体土层各深度的关系、PGA 与坡体厚度的关系、坡体中各深度处 PGA 的放大系数等进行了深入的探讨研究。⑥根据概率理论推导出了场地可能遭受的 PGA 的概率分布函数和概率密度函数,给出了 PGA 的均值和方差。通过对分布函数的 K-S 检验,得出了未来 50 年内场地可能遭受的地震峰值加速度的分布函数为对数正态分布的结论,并在此基础上得到了坡体在未来 50 年内在地震影响下的破坏概率。

本书得到陕西省滑坡办公室科研经费(中奥合作课题 9802)和长安大学科研经费的资助。

本书的研究工作得到了长安大学胡广韬、彭建兵两位教授的精心指导,长安大学、陕西省地震局的领导和有关部门给予本书所涉及的研究工作大力支持,在此一并表示诚挚的感谢。

由于有些研究工作还在继续,加之作者水平有限,难免存在疏漏之处,恳请读者给予指正。

目 录

前言

1 地震滑坡国内外研究现状	1
1.1 引言	1
1.2 地震滑坡的类型和数量	3
1.3 地震滑坡分布与地震参数间的关系	5
1.4 滑坡与坡度的关系	11
1.5 地震滑坡与地震构造的关系	13
1.6 地震与滑坡滑动方向的关系	14
1.7 地震滑坡稳定性分析中存在的问题	14
1.8 本书研究工作技术路线	16
2 研究区域的相关资料	18
2.1 地理位置、地貌特征	18
2.2 气象、水文条件	19
2.3 地质构造及地震背景	24
2.4 滑坡形成的地壳动力学背景	24
2.5 研究区滑坡的基本特征	25
2.6 滑坡的形变观测	31
3 地震勘探在滑坡勘察中的应用	32
3.1 折射波勘探	33
3.2 反射波勘探	34
3.3 滑坡区地震勘探	38
3.4 滑坡区地震勘探联合解释	64
3.5 结论	65
4 滑坡场地的地震危险性分析	67
4.1 区域地震构造和地震活动性	69
4.2 近场区地震活动构造	80
4.3 场地地震危险性概率分析	83
4.4 基岩地震动时程的人工合成	99
4.5 结论	103
5 地震动作用下滑坡稳定性分析	104
5.1 边坡稳定性分析 Newmark 法	104

5.2 滑坡体的地震反应 107

5.3 滑坡稳定性计算分析 119

5.4 滑坡体的破坏概率分析 124

5.5 结论 130

6 结语 133

参考文献..... 135

1 地震滑坡国内外研究现状

1.1 引言

我国是一个多地震的国家,历史上曾发生过许多次强烈地震,有关地震引起崩塌、滑坡的历史记载相当丰富。最早的记载当数公元前 780 年岐山地震,《国语》记载:“周幽王二年,泾洛渭三川皆震,川竭,岐山崩。”但这些记录毕竟是两千多年不同时代、不同经历的人写成的,各个时代对这一现象认识不尽相同,历史上不同朝代对地震记录的要求不同,记载的详疏程度有相当大差别。从明代起,我国很多州县开始编纂县志,记载发生在各州县境内的灾异,其中包括地震。事实上,从明代中叶以后,地方志才真正完善起来。孙崇绍等(1997)搜集了从 1500 年(明孝宗弘治十三年)计起,截止至 1949 年 9 月 30 日,共计 450 年的地震资料。这一期间,共发生了 $M(\text{震级}) \geq 4 \frac{3}{4}$ 的地震 2074 次(据《中国地震简目》,1988),其中震中在陆地上的(包括台湾省及其他岛屿)计有 1672 次,有准确记载滑坡、崩塌的地震为 134 次,所记载的崩塌、滑坡按震级分布情况见表 1.1。

表 1.1 我国历史地震引起崩塌滑坡次数(1500~1949)

震 级	震中烈度 /度	地震 次数	震中在陆地上的 地震次数	有崩塌、滑坡 记载的次数	有崩、滑的地震 占地震总数/%
<5	~ VI	363	308	9	2.9
5~5.9	VI ~ VII	1150	946	35	3.7
6~6.9	VII ~ IX	439	317	45	14.2
7~7.9	IX ~ X	97	87	33	37.9
≥ 8	$\geq X$	15	14	12	85.7
总 计	—	2064	1672	134	—

我国大量岩土边坡地震崩塌与滑动主要发生在多震的西部地区,即陕西、贵州、宁夏、四川、云南、甘肃、西藏和新疆地区,其中发生边坡地震崩滑最多的为四川和云南两省。辛鸿博等(1999)收集整理了发生在 1216 年至 1996 年间记载较为详细的 125 次地震及其相应的 285 例崩塌和滑坡,在这 125 次地震中,西部地区占了 75%,相应的崩滑边坡占 77%。故此,在研究我国岩土边坡地震崩滑与地震动的关系时,大多以西部地区的事例作为子样,进行统计分析,以其他地区事例作为验证样本,进行相关关系的可靠性和适用范围的验证。

地震滑坡的发生是地震作用和震区的地质、地貌、降雨、地下水等各种环境因素总体综合作用的结果。地震滑坡是地震灾害中的主要次生灾害。强烈地震时,地震诱发的滑坡崩塌灾害,特别是山岳地区,其危害比地震直接造成的还要大,如:

1718年6月19日,甘肃通渭南地震($M_s=7.5$),通渭城北笔架山一山峰崩塌,山地土地多崩,死亡40 000余人。甘谷北山南移(滑坡),掩埋永宁全镇及礼辛留一部分,死伤30 000余人。

1793年5月21日,日本九州岛发生强烈地震,约5.35亿 m^3 的土石自前山东坡下滑2 700m落入有明海湾。滑坡引起海啸,高达10m的涌浪使海湾沿岸80km的地带被破坏,死亡15 000余人。

1933年8月25日,四川叠溪大地震($M_s=7.4$),叠溪千年古城即时为地震滑坡和崩塌所毁灭,500余人随之丧生。叠溪城南5km岷江东岸之小关子亦为一滑坡所毁,使57人死亡。岷江西岸的烧炭沟、吉白沟、龙池、石嘴等十余个村寨,地震时皆随山崩倒。其中靠近岷江的烧炭沟、龙池、白腊等村寨,则完全崩入江中,踪迹全无。在叠溪附近,岷江两岸山体崩塌,堆积成三座高达100余米的天然堆石坝,将岷江完全堵塞,积水成湖,共蓄水约4~5亿 m^3 。当年10月9日最下面一个堆石坝溃决,高达40余米的水头顺河谷奔腾而下,席卷着两岸的村镇。自叠溪城起至灌县止,长约200km的岷江两岸的村镇为之冲毁大半。据不完全统计,死于水灾者达2 500余人,物质损失更不计其数。

1950年8月15日,西藏察隅大地震($M_s=8.5$),崩塌、滑坡堵断河流形成湖泊,震后8天溃决,高达7m的巨浪淹没成千个村庄,死亡人数为地震的3倍以上。

1958年7月9日,美国阿拉斯加州发生强烈地震,里图雅湾岸坡产生滑坡,约3050万 m^3 的土石滑入海湾激起巨大涌浪,滑坡区对岸浪高520m,冲毁森林10 km^2 ,使停泊在海湾口的二艘渔船沉没。

1960年5月21日到6月22日,智利发生几次大地震($M_s=8.5$),地震造成数以千计的滑坡和崩塌,滑坡堵塞了河流,造成严重的灾害。在瑞尼赫湖区发生三次大的滑坡(分别为300万 m^3 、600万 m^3 和3000万 m^3),滑坡堆积于湖中,使湖水上涨24m,湖水溢出淹没了湖西65km的瓦尔迪维亚城,水深2m。

1964年3月27日,美国阿拉斯加地震($M_s=8.6$),地面产生大规模变形,大片地面滑动、陷落和崩塌。此次地震中大多数的伤亡由海啸所造成,而物质损失的极大部分是由滑坡造成的。如克赖依湖四周九个三角洲产生陆地和水下滑坡。水下滑坡最大体积约16万 m^3 ,其引起的回浪尚达9m,水浪最大高达24m,致使沿岸许多建筑物被毁。

1970年5月14日,苏联苏拉克河地区发生强烈地震($M_s=7.5$),产生多处岩石滑坡,在契尔盖依拱坝上游1km,滑落土石300万 m^3 ,将苏拉克河堵断,造成很大的损失。

1970年5月31日秘鲁地震($M_s=7.7$),绝大多数人员的伤亡系由滑坡、崩塌

和泥石流所造成的。来自瓦斯卡兰山北峰的大规模的滑坡和崩塌,使扬盖镇和潘雷赫卡的一部分连同其 18 000 人皆被滑坡和崩塌所埋葬。其伤亡人数占这次地震受害者总数的 40%,成为南美洲地震史上的空前事件。

1976 年 8 月 16 日至 23 日,四川松潘—平武地区发生三次强烈地震($M_s = 7.2, 6.7, 7.2$)。这三次强烈地震由于预报的准确,震前当地居民已撤离建筑物,所以地震时房屋倒塌并未造成居民的伤亡,绝大多数的死伤系由崩塌、滑坡和泥石流所造成。

1989 年 11 月 20 日,重庆市统景发生了 5.2~5.4 的地震,震中烈度仅为Ⅶ度,而地震诱发的十余处崩塌导致 3 人死亡,数十人受伤,地震崩滑造成的死亡人数占本次地震死亡人数的 100%。

地震时在浅海大陆架上诱发滑坡能够破坏海底电缆、海底工程及深海油田的勘探与开采。如 1929 年 11 月 29 日纽芬兰格兰德砂砾浅滩的外海发生 7.5 级强烈地震,震中在水深 1800m 到 3600m 的大陆坡上。地震时产生面积达 20km²、平均厚 20~30m 的海底滑坡,使水深 2750m 到 3300m 之间的全部通信电缆折断。此后该滑坡转化成浊流,以每秒 28.3~19.1m 的速度顺大陆投向深海奔泄,在其前进方向的通信电线依次先后折断。最后一条通信电缆在水深 5230m 处,距震中 480km。

20 世纪,滑坡已经造成了数万人丧生和几十亿美元的损失,尽管人们认识地震滑坡已有两千多年的历史,但对其深入的研究却不多,有许多的问题悬而未果,如:地震震级、地震烈度及地震其他参数与地震滑坡的关系,什么样的滑坡是由地震引起的,什么样的滑坡对人民生命财产危害最大,什么样的地质条件容易引起地震滑坡?边坡稳定性与潜在震源有何关系,等等。

为了回答这些问题,地震学家、地质学家和地质工程学家做了大量工作,并取得了可喜的成果。

1.2 地震滑坡的类型和数量

“滑坡”一词包括的内容很多,大多数滑坡分类依据于地貌、物质、触发机理或其他标准。Varnes(1978)提出的滑坡分类原理和术语,其主要依据因素为物质、运动特性,其次为内破裂角和含水量等因素。滑坡物质分为岩石和土。在此基础上,Keefe(1984)依据地震滑坡运动的特性、内部破裂、地质环境等,将地震滑坡分为三大类,即Ⅰ类滑坡为高度破裂或严重高度破裂,滑坡物质含大量的大石块、小一些的岩石碎块、小土块和土粒,此类滑坡典型的特征是起源于陡的斜坡,其滑动速度从每小时几米到 100km。Ⅱ类滑坡主要指存在分离的剪切面,此类滑坡起源于坡度中等的斜坡,厚度大于 3m,滑动速度为每小时几米或更低。Ⅲ类滑坡指滑动机理主要以流相为主,表面块体由内部裂缝造成破裂而成,并且由于相互分离而形成地堑,块体之间可能填充液相物质。此类滑坡共性是起源并滑动于平缓的坡地上,

滑动速度为每小时几米至几千米,土体快速流动比侧向扩展更具液性化,甚至在平缓的坡地上,其移动的速度为每小时几千米至几十千米或几百千米。Ⅲ类滑坡还包括水下滑坡,这些滑坡比较复杂,运动形式包括旋转滑坡、侧向扩展和流动。在这三大类的基础上,又将其细分为 14 个类型,见表 1.2。李天池等(1978),周本刚等(1994)根据我国西南地区的地震滑坡特点,将地震滑坡按其运动方式划分为推移式滑坡、牵引式滑坡、溜滑性滑坡和崩塌性滑坡四大类,并对每一类进行了细致的描述。

表 1.2 地震滑坡的特性(据 Keefer,1984)

滑坡类型		名称	运动类型	内部破裂程度 ¹⁾	速度 ²⁾	深度 ³⁾
岩石类滑坡	破裂滑坡和崩落(I类)	岩石崩落	跳动、滚动、坠落	高或很高	极快	浅
		岩石滑坡	沿剪切面传递滑动	高	快到极快	浅
		岩石崩滑	岩屑流滑动和(或)流动的复合型	很高	极快	深
	粘聚滑坡(Ⅰ类)	岩石旋转滑坡	沿弧形剪切面滑动	轻微或中等	慢到快	深
		岩石推移滑坡	沿剪切面传递滑动	轻微或中等	慢到快	深
土类滑坡	破裂滑坡和崩落(I类)	土崩落	跳动、滚动、坠落	高或很高	极快	浅
		破裂土滑坡	沿剪切面或低强度敏感土区域传递滑动	高	中等到快	浅
		土崩滑	伴有流动的传递滑动	很高	很快到极快	浅
	粘聚滑坡(Ⅰ类)	土旋转滑坡	沿弧形剪切面滑动	轻微或中等	慢到快	深
		土推移滑坡	沿剪切面传递滑动	轻微或中等	慢到快	深
		土慢速流动	沿剪切面传递滑动并伴有较小的内部流动	轻微	很慢到中等,伴有快速波动	一般为浅,偶为深
	侧向扩展和流动(Ⅲ类)	土侧向扩展	沿液化的砂土砾石底部传递运动	一般为中等,偶为轻微或高	很快	变化不定
		土快速流动	流动	很高	很快到极快	浅
		水下滑坡	复合型,一般有侧向扩展和(或)流动,偶有转动和(或)平动	一般为高或很高,偶为中等或轻微	一般为快到极快,偶为慢到中等	变化不定

1) 内部破裂程度:“轻微”指滑坡内含一个或几个粘聚块体;“中等”指含有一些粘聚块体;“高”指含大量小块体,单个土粒和岩屑;“很高”指完全疏松的单个土粒和岩屑。

2) 速度:

0.6m/年		1.5m/年		1.5m/月		1.5m/日		0.3m/min		3m/s	
极慢	很慢	慢	中等	快	很快	极快					

3) 深度:“深”一般指厚度大于 3m;“浅”一般指厚度小于 3m。

强烈地震诱发滑坡和崩塌的数量,不仅取决于地震本身的影响,而且与发震地区的地质条件和发震时的降雨、融雪等各种因素密切相关。不同地区的地震其诱发滑坡和崩塌的特点也不相同。但总的来说,一次地震引发的滑坡数量总的来说随震级的增加而增大,如 $M_s < 5.5$ 的地震最多触发几十个滑坡,而 $M_s > 8.0$ 的大震至少也要引发几千个滑坡。除震级外,当地的地质条件、地震参数也是影响地震滑坡数量的因素。根据历史资料统计,大多数的地震滑坡发生在原来物质是非扰动的,即不是老滑坡的复活。最容易引起老滑坡复活的情况是最近一次地震强度要比上一次触发滑坡的地震强度还要高,或是本次地震将那些以前因各种原因而形成并处于临界状态的斜坡触发。后者情况在 1906 年旧金山地震和 1976 年意大利 Friuli 地震中得到充分的体现,这两个地震都发生在高降水量的季节。强烈地震除在发震时诱发地震滑坡外,还会造成对原有岩土结构的破坏,这些隐患将在随后的降水作用下形成滞后滑坡,酿成新的灾害。例如 1976 年 5 月发生在云南的龙陵地震,当时发生的同发型滑坡很少,而震后雨季到来后,产生大量的滞后型滑坡,占地震产生滑坡总数的 95% 以上,造成的人员死亡与财产损失比地震还严重。

1.3 地震滑坡分布与地震参数间的关系

本书中所用的震级分为 Richter 面波震级 (M_s), 在小震级时,多数使用 Richter 近震震级 (M_L), 由于 M_s 和 M_L 在大震级时会发生震级饱和现象,即震级并不随地震能量释放的增加而增大,为了解决这个难题,Kanamori (1977) 提出了矩震级 (M_w) 的概念。对于许多地震,在 $M_s = 7.5 \sim 8.3$ 时, M_w 与 M_s 衔接的很好。

1.3.1 触发滑坡的最小地震

为了确定触发滑坡的最小震级,Keefe (1984) 核查了美国从 1958 年到 1977 年间登载在《美国地震》(United States Earthquakes)(年刊)上的地震强度报告,这些报告主要编辑了新闻报道、震区居民的调查统计,以及发给邮递员的问卷表。大多数报告的编辑工作并没有系统地搜集实地滑坡资料,因此所给出的触发滑坡的最小地震仅是调查统计上的概念。

从 1958~1977 年的 20 年间,《美国地震》杂志刊登了 300 个地震事件,其中 62 个是 $M_L < 4.0$, 在 62 个地震之中,仅有一例有触发滑坡的现象。除此之外,触发滑坡的最小地震的报告是 $M_L = 4.0$ 。许多杂志中的报道,描述的都非常详细。根据这些数据,可以得出最小震级触发各种滑坡的类型为:① $M_L \approx 4.0$, 岩石崩落、岩石滑坡、土崩落、破裂土滑坡。② $M_L \approx 4.5$, 土旋转滑坡、土推移滑坡。③ $M_L \approx 5.0$, 岩石旋转滑坡、岩石推移滑坡、土慢速流动、土侧向扩展、土快速流动及水下滑坡。④ $M_s \approx 6.0$, 岩石崩滑。⑤ $M_s \approx 6.5$, 土崩滑。此外, $M_L \approx 5.0$ 作为侧向扩展和流动的最小震级。 $M_L \approx 5.0$ 作为土壤液化的最小震级(Kuribayashi 和 Tatsuoka, 1975,

1977; Youd, 1977)。

尽管缺少小于这些震级的地震滑坡报道,但更小的偶尔产生滑坡的事件也有可能。这里有两个小于 4.0 级地震的报道。Voight(1973)报道了 1925 年 6 月 23 日,在俄亥明州的 Gros Ventre 山谷发生了一次岩崩,而此前 18~20 小时,此地曾发生了大约 $M_L \leq 3.5$ 级的地震。另一报道是 Mathews(1978),1965 年 1 月 9 日在加拿大的不列颠哥伦比亚省的 Hope 附近,一分钟内发生了两次小震 $M_L = 3.2$ 和 $M_L = 3.1$,几乎在发震的同时,产生了山崩。尽管两个例子都有些偶然性,如第一个例子的报道是在事件发生多年后,而第二个例子是二次地震的共同作用的结果,但不可否认,较小的地震($M_L < 4.0$)可以偶然触发一些稳定性处于临界状态的滑坡。

在我国,根据《中国地震目录》及其他主要地震目录,记载了 34 例发生在 5 级地震以下的边坡崩滑事例,记录的最小地震为里氏 4.0 级。在这 34 例滑坡中,有两例分别由 $M_L = 4.0$ 和 $M_L = 4.1$ 级地震引起的,其余 32 例则是由 $M_L = 4.7 \sim 4.9$ 的地震诱发的。有关这些边坡破坏情况及危害程度的典型事例分别摘录如下:
①1967 年山西昔阳 4.0 级地震造成“石崖少量崩塌”和“河床陡崖顶部土层开裂,附近土崖崩塌”。②1973 年宁夏固原 4.1 级地震引起老滑坡产生新滑动,但未见有严重后果的描述。③1964 年山西夏县东南 4.7 级地震造成“山塌,压坏 40 余亩地”。④1973 年河南淅川 4.7 级地震引起“山石崩落,最大直径 3m 以上”。⑤1830 年四川西昌会理间 4.75 级地震引起“金家坝山崩,安宁河水噎一日决,下流数百里,田畴尽淤”。⑥1970 年贵州晴隆西北 4.8 级地震,造成“滑坡 36 万 m^2 ”。⑦1977 年云南泸水 4.9 级地震引起的崩塌“毁坏作物、砸断电线、阻塞公路”。

从理论上讲,所有的滑坡都可能被非震因素触发,如果一个斜坡处于将要滑动的状态,则一个很弱的震动就可能引发滑坡。如 1974 年 7 月 8 日凌晨 2 点 40 分,在云南昭通震区(1974 年 5 月 11 日, $M_s = 7.1$)的老寨堡南 1km 处发生一次巨大的崩塌,崩塌前曾在老寨堡附近大槽村一带发生一次 2.6 级小余震,震后 5 分钟开始崩塌,崩塌极为迅速并击毁了山下原有的老崩塌平台,新老崩塌体一起往下滑动,在其末端形成泥流,整个崩滑体长约 1.5km。从记载的历史事件来看, $M_L = 4.0$ 级地震应定为触发边坡崩滑的最小震级。但是从上述边坡地震破坏的范围、危害程度及工程意义上看,最小震级定为 $M_L = 4.5 \sim 4.75$ 级似乎更为合理。

1.3.2 震级与地震滑坡区域面积的关系

地震滑坡区域面积是在指某次地震作用下,出现边坡崩滑的最小烈度区所包括的区域大小。Keefer(1984)根据 30 个历史地震点出了震级与地震滑坡区域面积的关系(图 1.1),大多数地震滑坡区域在形态上是不规则的,与震中或断层破裂不对称。尽管如此,震级和地震滑坡区域面积还是有强烈的相关性,图中最上边的曲线为一次地震产生地震滑坡的最大影响区域。震级小于 5.3 的曲线是依据烈度数

据而确定的。图中假定小于 4.0 级的地震不产生地震滑坡现象, $M_w \leq 4.0$ 时 $S=0$ 。

在 $5.5 < M_w \leq 9.2$ 区域内, 这些数据可大致用对数-线性公式来表达, 其表达式为

$$\lg S = M_w - 3.46 (\pm 0.4) \quad (1.1)$$

式中, S 为滑坡区域面积(km^2), M_w 为矩震级。影响数据点的散落现象有很多因素, 如不同地区的地震动衰减关系, 区域和震级的不确定性, 除震级以外的其他地震参数及当地的地质条件等。另外一些地震参数如地面运动特征, 肯定会影响地震滑坡区域面积, 但由于很少能记录下历史地震的强震记录, 因此这方面的研究尚处于空白。

Wilson 等(1985)发现地震滑坡的区域范围与 Arias 强度有关, 而 Arias 强度与震级及距离断层破裂的远近有关。因此, 对于给定震级, 可以用超越概率方法预测出地震滑坡的区域范围。

Arias 强度 I_a 定义(Arias, 1970)为

$$I_a = \frac{\pi}{2g} \int_0^T [a(t)]^2 dt \quad (1.2)$$

式中, I_a 的单位为 cm/s , g 是重力加速度(981cm/s^2), $a(t)$ 是地震动的地面加速度, T 为地震动持续时间(简称持时)。通过统计历史地震资料得出 I_a 与矩震级 M_w , 距断层破裂距离 R 有关, 当 $M_w \leq 7$ 时, 其关系式为

$$\lg I_a = M_w - 2\lg R - 4.1 + 0.50P \quad (1.3a)$$

对于 $M_w > 7$ 级的地震, 经外推其公式变为

$$\lg I_a = 3/4 M_w - 2\lg R - 2.35 + 0.50P \quad (1.3b)$$

通过对历史地震的统计, I_a 的临界值对于三类滑坡分别为 I 类 0.11m/s , II 类 0.32m/s , III 类 0.54m/s 。由公式(1.3)可导出 R , 如式(1.3a)可变为

$$\lg R_c = 1/2 M_w - 1/2 \lg I_a - 2.05 + 0.25P \quad (1.4)$$

式中, R_c 为最大影响半径。对于断层破裂长度为 L , 最大影响半径为 R_c , 则地震滑坡的面积 S 为

$$S = \pi R_c^2 + 2R_c L \quad (1.5)$$

式(1.3)和式(1.4)中的 P 是用来表达超越概率的指标, 当超越概率为 50% 时, $P=0$; 当超越概率为 2% 时, $P=+2$; 当超越概率为 98% 时, $P=-2$ 。

李天池(1978)根据我国地震部门编制的烈度图, 计算出单个地震 VII 度以上烈

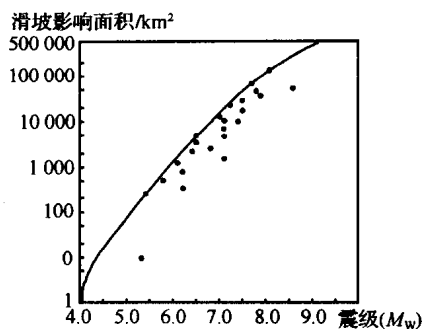


图 1.1 震级与滑坡区域面积的关系(Keefer, 1984)

度区的面积,按照我国区域地质和地貌条件的相似性,并结合我国地震带的划分,把要计算的资料分成两组;第一组为我国南部地区,主要是西南地区,包括川、滇、黔、藏;第二组为我国北部地区,主要包括华北和西北地区。通过回归计算,单个地震Ⅶ度以上烈度区的地震滑坡面积(S)和震级(M_s)的关系近似为

$$\text{南部地区} \quad \lg S = 0.9246M_s - 3.1089 \quad (\text{相关系数为 } 0.72) \quad (1.6)$$

$$\text{北部地区} \quad \lg S = 1.0719M_s - 3.5899 \quad (\text{相关系数为 } 0.87) \quad (1.7)$$

式中, S 的单位为 km^2 。当我们知道预报地震的时间、地点和震级之后,利用上述关系,就可大致圈定地震诱发滑坡和崩塌的区域面积。若把这一范围视为圆形,根据其所在的地区,可由下面两个公式求出其半径 R ,即

$$\text{南部地区} \quad \lg R = 0.4623M_s - 1.8030 \quad (1.8)$$

$$\text{北部地区} \quad \lg R = 0.5359M_s - 2.0436 \quad (1.9)$$

但在一般情况下,等烈度线往往不是圆形,而是椭圆形或是其他的形态,因此,尚需根据当地的构造和地貌条件以及以往地震等烈度线的形态进行修正,才能最后确定这一影响范围的形状。

辛鸿博等(1999)通过对边坡崩滑的Ⅶ度区面积进行计算分析,得到以下结果:

①边坡崩滑区的面积随着震级的增大而增大。这是由于地震震级越高释放的能量越大,其影响范围也就越大。②单个边坡崩滑面积和震级不是一一对应的关系。这主要是由于地震的发震机理、场地周围的区域构造、边坡形态等不同之故。③边坡崩滑区的最大面积(S)与震级(M_s)之间存在着一定的关系,它可以近似地表示为

$$S = 24.061 \times (M_s/4)^{13.252} \quad (1.10)$$

式中, S 为崩滑区域面积(km^2)。式(1.10)仅是对整个西部地区的统计结果。对于各局部地区,表达式形态可能会因地质条件、滑坡类型及震型的不同而变化。

1.3.3 震级、震中距与地震滑坡的关系

岩土边坡在地震中是否发生崩滑,除自身的固有特性外,还取决于边坡所受振动强度和作用时间等参数。地震震级和震中距是衡量强度大小的基本参数。

辛鸿博等(1999)对过去780年间(1216~1996)诱发我国西部地区边坡崩滑的震级(M_s)与崩滑边坡震中距(R)的分布情况进行了分析,见图1.2。由图1.2可以看出:①边坡地震崩滑主要集中在 M_s - R 平面的左上方,90%以上的崩滑边坡发生在震中距 $R=100\text{km}$ 的范围以内。方程(1.11)给出了易出现岩土边坡地震崩滑的区域,即

$$M_s = 4.28 + 0.031R (15 \leq R \leq 120) \quad (1.11)$$

式中, R 为震中距(km)。②边坡地震崩滑存在着一个槛值距离。对于某一震级的地震而言,若边坡到震中的距离大于其槛值,此地震将不会诱发边坡崩滑,反之则有可能诱发边坡崩滑。边坡崩滑的槛值可用边坡崩滑的最大震中距表示。经数理统计分析发现,发生边坡地震崩滑的最大震中距与震级之间存在着良好的关系,根

据我国西部地区边坡地震崩滑的宏观调查资料,这一关系可用下列方程近似地描述:

$$M_s = 3.307 \times R_m^{0.141} \quad (15 \leq R_m \leq 350, \sigma = 0.018, r = 0.999) \quad (1.12)$$

式中, R_m 为最大震中距(单位为 km), σ 为标准差, r 为相关系数。③在边坡可能发生崩滑的区域内有这样一个过渡带,此带内出现边坡地震崩滑的事例很少,并且崩滑点相对分散,说明造成边坡地震崩滑除震级、震中距外,还受其他因素的影响与制约。该过渡带的下限为边坡地震崩滑的阈值线,上限近似于一条双曲线,其统计方程为

$$M_s = \frac{R}{1.775 + 0.118R} \quad (20 \leq R \leq 350, r = 0.999) \quad (1.13)$$

公式(1.13)是根据我国西部地区边坡地震崩滑的宏观调查资料建立的,经过对我国其他地区的 60 个地震边坡崩滑实例的验证,它可作为我国各地区判别岩土边坡是否可能发生地震崩滑的初判标准。

1.3.4 滑坡与地震烈度的关系

地震烈度是描述一个地区地面遭受一次地震影响的强度程度,主要依据人的感觉、地面破裂等定性指标加以确定。世界大部分国家都采用 12 度烈度表。我国采用的是中国烈度表,美国采用的是修正麦卡里烈度(MMI),这两个烈度表的定性描述内容比较相近。烈度描述中经常用地震滑坡作为一个量度指标,联合其他的各种指标,给出地震后的等烈度线。但在实际的调查烈度形成最后等烈度线图时,滑坡作为一个指标所占的比例较小,滑坡指标所定的烈度要比烈度表中描述的烈度要低。Richter(1958)对这种差异进行了探讨,他指出,尽管按相关滑坡指标在 MMI VI 度区内不出现滑坡,但一个大地震可能在 MMI VI 度区内就产生滑坡。

Keefe(1984)对世界历史地震进行统计分析后,得到图 1.3 的结论,他仍然将滑坡按三大类(表 1.2)来进行分别统计。对于 I 类滑坡,触发滑坡的占优势的最小烈度为 MMI VI 度,而最小的触发烈度为 MMI IV 度;对于 II 类滑坡,触发滑坡的占优势的最小烈度为 MMI VI 度,而最小的触发烈度为 MMI V 度;III 类的触发滑坡占优势的最小烈度和最小的触发烈度与 II 类相同。将图 1.3 与地震烈度表描述的内容进行对比,可以发现,图中烈度水平平均低于烈度表中的描述。如,MMI VI 度描述为“在砂或砾石岸坡上,出现小滑坡和陷落”,而 I 类滑坡的占优势最小触发烈度为 MMI VI 度,震后调查报告中最低触发烈度为 MMI IV 度;MMI VIII 度(或更高)为

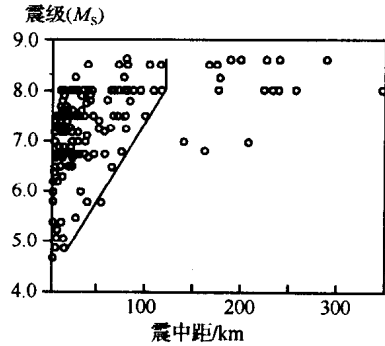


图 1.2 边坡崩滑与震级、震中距的关系(辛鸿博,1999)

“明显的裂纹或裂缝”，而Ⅱ类滑坡的占优势最小触发烈度为MMIⅥ度，震后调查报告中最低触发烈度为MMIⅤ度；MMIⅩ度描述为“平地上泥砂移动”，而Ⅲ类滑坡的占优势最小触发烈度为MMIⅦ度，震后调查报告中最低触发烈度为MMIⅤ度。

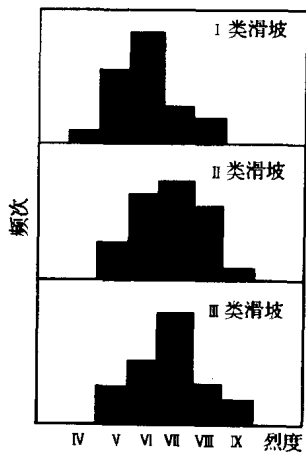


图 1.3 触发滑坡的最小烈度(Keefer,1984)

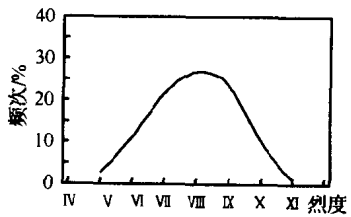


图 1.4 边坡崩滑与地震烈度(辛鸿博,1999)

据孙崇绍(1997)对中国历史地震资料(1500~1949)的统计(参见表 1.1),地震引起的崩塌、滑坡多在 5 级以上的震区,6 级以上的震区内崩、滑的数量显著增大,根据历史地震记载中所反映的烈度,崩、滑大多发生在Ⅶ度及Ⅶ度以上的地区,Ⅷ度以上发生的可能性急剧增大。几次规模特大、破坏特重的滑坡都发生在Ⅹ度及Ⅹ度以上的地区,如 1879 年武都—文县地震的文县桥头滑坡,1933 年藏汶地震的叠溪滑坡,1920 年海原地震的蒿艾里、祁家大山滑坡等,这些恶性事件大多发生在 7 级以上大震的极震区内。

辛鸿博等(1999)对我国 780 年间(1216~1996)的地震资料进行了统计分析(图 1.4),得出了以下结论:①地震诱发的边坡崩滑,主要出现在Ⅶ~Ⅹ度地震烈度区。②边坡地震崩滑次数的概率分布近似于正态分布,其数学期望值等于 8.0。应当指出,这种分布并不意味着位于Ⅶ度以上区的边坡不易崩滑,它仅说明发生在Ⅹ度及其以上区的边坡崩滑数量相对少而已。高烈度区边坡崩滑数量相对少,主要与以下两个因素有关:一是强烈地震发生的概率相对较小,不少地震不存在Ⅹ度及其以上的烈度区;二是Ⅹ度及其以上的烈度区为地震的极震区,其面积与其他烈度区的面积相比要小得多。③Ⅴ度以下烈度区没有出现过边坡地震崩滑的事例,而Ⅴ度区内发生边坡崩滑数量极少,所占比例不足 3%。因此,从工程应用的角度出发,可将Ⅵ度定为地震诱发边坡崩滑的下限,也就是说将地震引发边坡崩滑的最小烈