

大连理工大学教授学术丛书

大坝抗震特性 与抗震计算

DABA KANGZHEN
TEXING YU
KANGZHEN JISUAN

倪汉根 金崇磐 著

大连理工大学出版社

大连理工大学教授学术丛书

The Professors Academic Works Series
of the Dalian University of Technology

大坝抗震特性与抗震计算

倪汉根 金崇磐 著

大连理工大学出版社

(辽)新登字 16 号

图书在版编目(CIP)数据

大坝抗震特性与抗震计算/倪汉根,金崇磐著. —大连:大连理工大学出版社,1994.12

ISBN 7-5611-0979-2

I. 大… II. ①倪…②金 III. 大坝-抗震-计算 IV. TV649

中国版本图书馆 CIP 数据核字(94)第 01681 号

大坝抗震特性与抗震计算

Daba Kangzhen Texing Yu Kangzhen Jisuan

倪汉根 金崇磐 著

* * *

大连理工大学出版社出版发行

(邮政编码:116024)

大连海事大学印刷厂印刷

* * *

开本:850×1168 1/32 印张:17.5 字数:435 千字

插页:4

1994 年 12 月第 1 版 1994 年 12 月第 1 次印刷

印数:0001—3000 册

* * *

责任编辑:水舟 责任校对:寸土

封面设计:孙宝福

* * *

ISBN 7-5611-0979-2

TV · 17

定价:18.00 元

本书由

**大连市学术专著资助出版评审委员会 资助
大连理工大学学术著作出版基金**

The book financed by

**the Dalian Evaluation Committee for
Publishing Academic Works Financed
and
the Publishing Academic Works Foundation
of the Dalian University of Technology**

作者简介

倪汉根,上海市崇明县人,1935年7月生。1963年大连工学院水动力学专业研究生毕业。现任大连理工大学教授,博士生导师,长期研究水坝抗震和高速水流,著有《气核—空化—空蚀》,并发表论文百余篇。

金崇磐,江苏吴江人,1933年5月生。1952年毕业于上海交通大学土木工程系。现任大连理工大学教授,多年从事水利工程、地震工程的教学与科研工作。曾在美国的伯克莱加州大学访问研究。

内容简介

本书共分八章。主要内容
包括:与水坝抗震设计有关的
地震动特性和地震危险性分
析;坝体自振特性和在地震作
用下的反应;库水、地基和坝体
裂缝对水坝自振与反应的影
响;混凝土坝的模型试验与原
型观测;典型混凝土坝和土石
坝的震害与抗震特性;土石坝
筑坝材料的动力特性;土石坝
的动力分析方法和分析实例;
饱和砂土振动液化的原理和分
析判别方法。一至五章由倪汉
根教授执笔,六至八章由金崇
磐教授执笔。

目 录

第一章 地震时的地面运动及地震危险性分析	1
1.1 震级和烈度	1
1.2 地震波和地面运动.....	10
1.3 地面运动的反应谱和设计谱.....	17
1.4 地面运动的富里叶谱和功率谱.....	29
1.5 地震危险性分析.....	51
第二章 坝体自振特性的计算	74
2.1 运动能、应变能和耗散能	74
2.2 无阻尼弹性体的自由振动.....	86
2.3 液体和固体的耦合振动(坝-水耦合系统).....	109
2.4 坝-地基体系的自由振动.....	123
2.5 切缝、裂缝对大坝自振特性的影响.....	155
第三章 坝体地震反应的计算	165
3.1 强迫振动的运动方程	165
3.2 单自由度体系的反应	167
3.3 用振型叠加法求解多自由度体系的反应	169
3.4 用反应谱法确定结构的最大地震反应	172
3.5 多自由度线性系统的频域分析法	180
3.6 体系对地面运动响应的历时计算	184
3.7 结构总地震力的两个性质	198
3.8 坝-基相互作用对地震反应影响的考察及坝-基体系 的地面运动输入方式	202

3.9	有缝结构的地震反应	216
第四章	坝体模型和原型动力试验	245
4.1	坝体模型动力试验的相似律	245
4.2	稳态正弦激振时自振特性的测定	255
4.3	地震模拟振动试验	275
4.4	关于原型观测	297
4.5	坝体动力模型试验中的一些其它问题	315
第五章	混凝土坝的抗震特性和抗震设计	323
5.1	混凝土坝的震害	323
5.2	混凝土坝的动力特性 一些实例	340
5.3	我国现行水工抗震规范规定的混凝土坝 抗震设计方法	377
5.4	重力坝抗震特性的简化确定方法	384
5.5	拱坝的抗震特性	396
5.6	混凝土坝抗震设计一些问题的讨论	410
第六章	土石坝的抗震特性	417
6.1	土石坝的震害概况	417
6.2	土石坝抗震分析方法综述	424
6.3	筑坝土石料的力学特性	432
6.4	土石坝的抗震措施	449
第七章	砂土坝坡、坝基液化判别及防治	453
7.1	砂土液化现象和实验研究	453
7.2	液化判别	458
7.3	有效应力分析方法	471
7.4	土石坝液化的防治	479
第八章	土石坝的动力分析	482
8.1	剪切块理论	482
8.2	时间域上的动力有限元分析方法	487

8.3 频率域上的动力有限元分析方法	494
8.4 坝体地震反应分析实例及讨论	499
8.5 土石坝的地震永久变形分析	512
8.6 面板堆石坝的抗震特性及计算分析	527
参考文献	536

第一章 地震时的地面运动及 地震危险性分析

按地震的成因可以分为构造地震、火山地震、水库地震、爆炸地震等。危害最大也是最常见的是由于地质构造作用引起的构造地震,它是由于断层的错动,把聚积在一定范围地壳内的部分应变能,快速释放而形成的。这种释放的应变能以应力波的形式,从断层面面向四周传递,到达地面,从而引起地面运动,甚至使地表开裂,喷砂冒水。地震时的地面运动是使建筑物产生振动,甚至倒塌的动力源。

1.1 震级和烈度

1. 震源和震中

震源就是断层发生错动、释放应变能的地方,所以震源实际上包括了一定的范围,但为了方便起见,常把震源看作为一个点,如图 1.1.

在构造地震中,震源深度 h ≤ 60 km 者,称为浅源地震; $h > 300$ km 者,称为深源地震。其中以浅源地震的危害为大。

地球通过震源的半径与地表的交点称为震中。因为实际震源并非点源,往往延伸几十乃至几

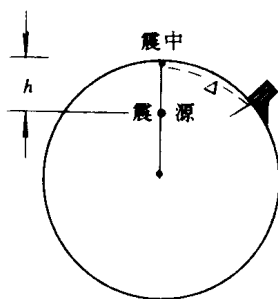


图 1.1 震源示意图

百公里,所以震中位置的确定就很困难,习惯上,震中是指断层滑动的起点在地表的投影。由于地壳内波的传播速度往往知道得不够准确,所以在推算震中时会有一定误差。

2. 震级

震级是一次地震所释放的总能量大小的一种度量。从原则上讲,根据地震时地面运动的振幅,应该可以估计出一次地震所释放的能量。然而由于地壳的不均匀性等原因,这种估计实际上是比较困难的,因此震级 M 不是一个衡量地震大小的精确尺度。

1935年,加利福尼亚理工学院的 Richter 在研究美国南加利福尼亚州的近地震时(当震中距 $\Delta < 1000$ km 时称近震, $\Delta > 1000$ km 时称远震),曾将同一地震时不同台站记录到的最大地面运动的位移 B ,在坐标系 $(\lg \Delta, \lg B)$ 中绘成一条曲线,如图 1.2。由图可见,不同的地震所对应的曲线只是沿纵坐标轴差一常数。因此 Richter 设想,假如以某一条曲线 b_1 作为零级地震的标准,那么其它地震都可以用对数曲线的差值 M 来表示其相对强度。于是,他定义了一个零级地震:当在震中距 $\Delta = 100$ km 处,用标准地震仪所记录的地震图上,两水平向的最大振幅算术平均值为 $1 \mu\text{m}$ 时,相应的地震即为零级地震。因此有^[1]

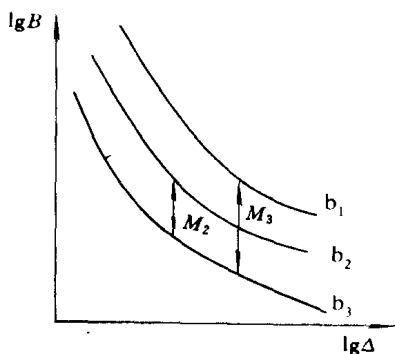


图 1.2 Δ - B 关系曲线

$$M = \lg B - \lg B_0 = \lg \frac{B}{B_0} \quad (1.1)$$

其中 B 是在 $\Delta=100$ km 处实测的某一地震引起的两水平向最大幅值的算术平均值, $B_0=1 \mu\text{m}$. 假如测站的震中距不正好是 100 km, 那么需要查表确定 M , 上述震级定义只适用于近震。

一个地区可能发生的最大地震的震级和该地区的地质构造状况有关。到现在为止, 世界上还没有发现过大于 9 级的地震。1964 年 3 月 28 日阿拉斯加大地震估计为 8.6 级; 我国 1668 年 7 月 25 日, 山东郯城地震是 8.5 级; 1920 年 12 月 16 日, 宁夏海源地震是 8.5 级; 1950 年 8 月 15 日, 西藏察隅地震是 8.5 级。

在一定的地区, 假如把震级 M 看作随机变量, 那么它是按一定的概率密度分布的。1954 年, Gutenberg 和 Richter 分析了几个地区的地震震级分布的实测资料, 得到^[2]

$$\lambda = \alpha_1 e^{-\beta_1 m} \quad (1.2)$$

其中 λ 是某一单位时间, 某一区域内所发生的震级 M 大于 m 的地震平均次数。那么在相应时间和区域内, 发生的地震总次数的平均值为 $\lambda = \alpha_1 e^0 = \alpha_1$. 所以在该地区单位时间内, 若发生一次地震, 它的震级 $M > m$ 的概率为

$$P(M > m) = \alpha_1 e^{-\beta_1 m} / \alpha_1 = e^{-\beta_1 m} \quad (1.3a)$$

于是, 根据概率密度的定义, 有

$$p(m) = \frac{\partial P(M \leq m)}{\partial m} = \frac{\partial (1 - e^{-\beta_1 m})}{\partial m} = \beta_1 e^{-\beta_1 m} \quad (1.4a)$$

即震级服从负指数分布。 α_1 和 β_1 是因地区而异的参数, 它只能从地震的历史资料去统计确定。比如从全球范围看, $\alpha_1 \approx 2.5 \times 10^7$, $\beta_1 \approx 2.02$ (年)。我国河北省的相应值 $\alpha_1 \approx 1.75 \times 10^5$, $\beta_1 \approx 1.52$ (年)。一个地区的 α_1 越大, 表示该地区的地震频度越高。我国, 地震频度最高的是西藏, 从 1893 年到 1979 年共发生 5 级以上的地震 326 次, 相应的频度为 3.80 次/年; 其次是台湾, 5 级以上的地震发生

率平均 1.54 次/年;新疆约为 0.9 次/年。

用式(1.4a)定义震级概率密度函数时,震级 M 的定义域是 $(0, \infty)$ 。但在实际工作中,在地震危险性决策的时候,常常需要知道在某一震级范围内的概率累积曲线,比如从 5 级~9 级,也就是把 $5 \leq M < 9$ 作为全部事件空间。若 m_L 是对地震危险性估计不能忽略的最低震级, m_U 是当地可能的最高震级, λ_L 是某一时段内发生震级高于 m_L 的总次数,则在 (m_L, m_U) 区间内,可采用如下的辅助概率分布^[3]:

$$\lambda = \begin{cases} \lambda_L F^*(m), & m_L \leq M \leq m_U \\ \lambda_L & , m_L \leq M \\ 0 & , m_U < M \end{cases} \quad (1.5)$$

$$\left. \begin{aligned} F^*(m) &= A_0 + A_1 \exp(-\beta_1 m) - A_2 \exp(-(\beta_1 - \beta_2)m) \\ A_0 &= A\beta_2 \exp(-\beta_1(m_U - m_L)) \\ A_1 &= A(\beta_1 - \beta_2) \exp(\beta_1 m_L) \\ A_2 &= A\beta_1 \exp(-\beta_2 m_U + \beta_1 m_L) \\ A &= (\beta_1(1 - \exp(-\beta_2(m_U - m_L))) \\ &\quad - \beta_2(1 - \exp(-\beta_1(m_U - m_L))))^{-1} \end{aligned} \right\} \quad (1.6)$$

在式(1.6)中新增了两个参数 β_2 和 m_U , m_U 值可利用最大震级分布函数来确定。近似最大震级分布通常有三种形式,因为震级存在上限,所以采用 ▮ 型分布,即有^[4]

$$F(m_m) = \exp\left(-\left(\frac{m_U - m_m}{m_U - K_1}\right)^{K_2}\right), \quad K_1, K_2 > 0 \quad (1.7)$$

m_m 是某一时段内出现的最大震级。参数 m_U , K_1 及 K_2 均需从过去的样本值确定。比较简单的方法是取 $m_U = 9$, K_1 为与超越概率 0.632 相应的震级,再经拟合,确定 K_2 。由式(1.7)可得 T 年内出现最大震级 ξ 的概率为

$$P(M_m \leq \xi) = \exp \left(- \left(\frac{m_U - \xi}{(m_U - K_1)T - \lambda} \right)^{K_2} \right), \quad \lambda = \frac{1}{K_2} \quad (1.8)$$

3. 能量

假设地震所诱发的地面运动是简谐的,那么地震的能量 E 就正比于地面运动位移振幅 B 的平方,即 $E \sim B^2$. 由式(1.1)得 $B = 10^{(M + \lg B_0)}$, 所以有 $E \sim 10^{2(M + \lg B_0)}$, 从而 $\lg E \sim 2M + 2\lg B_0$. 这是一个非常粗糙的考虑,实际上地面运动根本不是简谐的,不同的地震,其能量在不同的波段上的分配也不同(即并非均有 $E \sim B^2$). 因此能量 E 和 M 的一般关系式可写成^[5]

$$\lg E = CM + \lg E_0$$

Gutenberg 和 Richter 根据观测数据,确定了待定系数,后于 1956 年由有关会议审定,得目前通用的表达式为

$$\lg E = 4.8 + 1.5M \quad (J) \quad (1.9)$$

由此可见,若震级差 1 级,地震能量大约差 32 倍。这是因为

$$\lg E_2 - \lg E_1 = 1.5(M_2 - M_1) = 1.5$$

$$E_2/E_1 = 10^{1.5} \approx 32$$

若同时承认震级的概率密度表达式(1.4a)及能量震级关系式(1.9),则一次地震释放的能量的期望值为(以 $E(X)$ 表示随机变量 X 的期望)

$$\begin{aligned} E(E) &= \int_0^\infty E(m) p(m) dm = \int_0^\infty E_0 \cdot 10^{C \cdot m} \cdot \beta_1 e^{-\beta_1 m} dm \\ &= E_0 \beta_1 \int_0^\infty (e^{2.31})^{1.5m} \cdot e^{-\beta_1 m} dm = E_0 \beta_1 \int_0^\infty e^{(3.46 - \beta_1)m} dm \\ &= \frac{E_0 \beta_1 e^{(3.46 - \beta_1)m} \Big|_0^\infty}{3.46 - \beta_1} \end{aligned}$$

诚如 Rosenblueth 所指出的那样,若 $\beta_1 < 3.46$, 则 $(E) \rightarrow \infty$, 这意味着一次地震平均释放的能量趋于无限,这在物理上是不可能的。但是,从实际资料统计得到的 β_1 又都小于 3.46, 那么问题在哪里? 也许有两种可能:① 表达式 $p(m) = \beta_1 e^{-\beta_1 m}$ 需要修正,最简

单的修正方法是对 m 给定上限 m_U , 则 $p(m)$ 和 $P(M < m)$ 修改成为

$$p(m) = \frac{\beta_1 e^{-\beta_1 m}}{1 - e^{-\beta_1 m_U}}, \quad m \leq M_U \quad (1.4b)$$

$$P(M < m) = \frac{1 - e^{-\beta_1 m}}{1 - e^{-\beta_1 m_U}}, \quad m \leq M_U \quad (1.3b)$$

对全球而言, $\beta_1 \approx 2.02$, $m_U \approx 9$, 则与上式相应的 $E(E) \approx 10^{10.73} \text{J}$, 所以全球地震能量的年释放量约为 $\alpha_1 \cdot E(E) \approx 10^{18.13} \text{J}$, 它与根据地震目录和式(1.4)得到的估算值^[5] ($10^{18} \sim 10^{19} \text{J}$)是一致的。② β_1 值不假定为常数。实际上, 由高震级统计的 β_1 值比由小震级统计的 β_1 值大。

4. 烈度

烈度和震级不同, 震级是地震所释放的弹性波的总能量的度量, 而烈度是地震对地面影响强弱程度的度量, 即烈度反映地震的作用。但 Newmark 与 Rosenblueth 认为烈度是地方性的地震破坏性的度量, 即烈度反映地震的后果。在同一次地震作用下, 对某一地区影响的强弱程度或破坏程度不仅与地震本身的大小有关, 还与其它许多因素有关, 如震源的深度, 震中距的大小, 地表土的特性, 建筑物地基的好坏, 构筑物的类型和质量等。在实际工作中, 烈度的判定主要是依据震后的自然现象(包括地质现象)、房屋建筑物的破坏程度、人的感觉等等来判断的, 所以它是一种模糊的判断。判断的基本依据则是烈度表。

(1) 烈度表

烈度表是震后判断某一地区烈度的标准。1564年, 意大利地震时, J. Gastaldi 就开始研究烈度表。至今, 世界上曾出现过五六十种烈度表。1923年出现了12度的(M-C-S)烈度表, 是A. Sieberg在G. Mercalli—G. Cancani 12度烈度表的基础上, 对宏观标志作了详细的补充和修订而成。现在世界大多数国家的烈度表, 如美国的

M-M 烈度表、前苏联的 ГОСТ-ВКС-4537 烈度表、我国的新中国烈度表都是参考 M-C-S 烈度表修订而成的。日本的烈度表是 7 度烈度表。

《新中国地震烈度表》大致可以这样描述：人的可感烈度的下界大约是 1.5 度，人人有感的边界大约是 5.5 度，5 度是建筑物开始有损坏的边界，喷砂冒水至少是 6 度，松软地区铁轨弯曲至少是 8 度，Ⅱ类房屋基本上全部倒塌是 9 度，Ⅲ类房屋基本上全部倒塌是 10 度的界。

烈度表本身有一定的弹性，再加上人的主观作用，所以即使同一个地震现象，不同的人去判断会得到不同的烈度，差半度甚至一度都是有可能的。

(2) 基本烈度和设计烈度

我国的地震区划图反映了各地区的基本烈度。基本烈度的含义是指某一地区在今后一定时期内和一般场地条件下可能遭遇到的最大地震烈度。在制订区划图时考虑了两方面的因素，一个方面是工程建设和民用建筑的使用年限，另一方面是考虑了一定年限内可能发生的最大地震的强度、地点和地震影响场的分布。

设计烈度是一特定工程进行抗震设计时的设防标准。根据场地的特定的地质、地貌、建筑物的重要程度，建筑物万一损坏引起次生灾害的严重性等，设计烈度可以比基本烈度高一度，在有些情况下也可以降低一度。但无论提高或降低，都要经过主管部门的审批。

(3) 等震线图

一次地震后，把烈度相等的地区用线联起来，就是等震线图。它实际上是表示了一次地震在一定地质地貌条件下的宏观影响场。等震线图一般可以提供发震断层的走向、倾向的信息。一般，等震线图有一个大致的长轴和短轴，中间区域通常称为极震区，如示意图 1.3。比如唐山地震的极震区是 11 度，相应的长轴是 10.5

km, 短轴是 3.5~5.5 km, 通常极震区的长轴方向就是发震断层的走向。一般情况下, 等震线在断层两侧衰减的快慢是不一样的, 在多数情况下, 断层上盘的岩石比较疏松, 下盘的岩石比较坚固, 因此烈度在上盘衰减很快, 在下盘衰减得慢。

(4) 烈度和震级及地面运动参数间的联系

显而易见, 烈度和震级之间应该有一定的联系, 但由于它和地震时释放的能量、波的传播和震源机制、地质地貌等许多因素有关, 所以震级和烈度的关系有很强的地域性, 不能随便套用。其经验公式很多, 如 1968 年, Esteve 给出的震级 M 、烈度 I 和震源距 R 间的关系为^[6]

$$I = 1.45M - 5.7\lg R + 7.9 \quad (\text{对坚硬土})$$

1975 年, T. R. Toppozoda 根据加利福尼亚和内华达西部的地震资料, 把震级与不同等震线所包围的面积相联系, 得到了一系列经验关系, 如^[7]

$$M = 0.86 + 1.09\lg A(5)$$

$$M = 2.56 + 0.85\lg A(6)$$

等。式中 $A(5)$ 表示烈度等于及大于 5 度的总面积, 其余类推。

文献 1 中给出了由中国的地震资料得到的震级 M 、震中烈度 I_0 和震源深度 h (以 km 计) 之间的关系, 即

$$M = 0.68I_0 + 1.39\lg h - 1.40$$

谢毓寿教授综合国内外地震资料得到了如表 1.1 中的 M 、 I_0 与 h 间的关系。

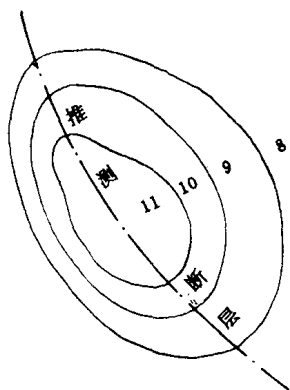


图 1.3 等震线示意图