

房屋抗震设计

[日] 若林实(译音) 著
成源华 朱君道 译

同济大学出版社

房屋抗震设计

[日] 若林实(译音) 著
成源华 朱君道 译

同济大学出版社

原著作者简介

若林实教授毕业于东京大学工程学院建筑系工程学科,是《钢结构设计》和《抗震结构》两部著作的作者,还撰写过250多篇有关钢结构、钢筋混凝土结构、钢与混凝土组合结构以及砌体结构方面的技术论文。他曾在京都大学建筑系和工学研究生院任教,并担任京都大学震害预防研究所所长。此外,他还审查了向各政府委员会提出申请的大量建筑结构的安全度。

责任编辑 黄自良

封面设计 王肖生

房屋抗震设计

[日] 若林实著

成源华 朱君道 译

同济大学出版社出版

(上海四平路1239号)

新华书店上海发行所发行

上海崇江外文印刷厂排版

同济大学印刷厂印刷

开本: 850×1168 1/32 印张 10.375 字数: 294千字

1991年6月第1版 1991年6月第1次印刷

印数: 1-3700 定价: 5.40元

ISBN 7-5608-0795-X/TU·98

前 言

本书除了适用于从事建筑结构设计及施工的开业结构工程师以外，还适用于结构工程系的大学生和研究生。其中的一些部分也会令建筑师们感兴趣。

由地震活动引起的结构问题并不局限于强烈地震活动的地区(如太平洋沿岸地区)才出现，事实上，世界大部分地区也时有出现。本书试图提供一些世界上有关地震工程方面最新发展趋势的资料，并使之能适用于任何国家和地区的抗震设计。虽然本书并非针对某个具体国家的情况，但是美国的规程却常常被用来作为详细讨论抗震设计的例子。这些规程在国际上已为大家所熟知，并经常被其它国家的设计师所引用。那些希望研究适用某个具体国家设计技术条件的设计师们应该查阅该国的文献。

看来，那些讨论抗震结构的书籍通常都过于专门化，因此，它们并不适宜作为缺乏经验的读者的教科书。本书力求提供简便、充分协调、范围广泛的资料，以满足抗震结构设计的需

要。

第一章涉及到引起地震的原因、世界范围的地震活动和以往大地震造成的破坏。这些资料对建筑师们和结构工程师们颇有意义。本章还包含有关于地面运动及其量测方法的资料，而为了设计实践中的应用起见，它对结构工程师也是必不可少的。

第二章论述了振动理论的要素，它们与抗震设计紧密相关。地震力与风荷载是有区别的，它是通过地面振动而作用在结构上的。因此，工程师应该熟知结构的振动特征。作者将本章写得深入浅出，以便让具备了大学数学、力学知识的读者能够理解其推导过程。必须注意，从抗震承载力的观点出发，第2.7节中阐述的抗震安全度概念在评估结构性状方面是实用的。

第三章探讨了各种结构在模拟地震荷载作用下的静力性状，以此形成抗震设计的基本原理，后者将在第四章内讨论之。在第三章内，研究了构件、结点和体系的强度、变形能力和滞变性状。又依次涉及到钢筋混凝土结构、钢结构、混合结构、砌体结构和木结构。

第四章论述了抗震设计的方法。首先详细叙述了其中的两种方法：静力设计法——适用于大多数一般建筑物的结构；动力设计法——适用于大型或重要建筑物的结构。第4.5节提出了一些与抗震承载力有关的设计问题：怎样选择结构材料、结构形式及其构成的体系。此节是作者特意向建筑师们推荐的，因为，在初步设计阶段中，当关于结构形式、布置和材料等问

题作出决策时, 建筑结构的抗震承载力也基本上就确定了。第 4.7 节涉及到设备装置和非结构性构件(如围护墙)等的设计。由于在地震活动期间记录到的破坏情况, 这些内容最近已受到人们的关注。

第五章叙述了基础的设计方法。

第六章涉及到现有建筑物抗震安全度的鉴定问题。同时还叙述了已遭损坏的结构의 修缮办法以及对抗震承载力不够的建筑物进行加固的方法。这些都是很新的课题。其重要性只在最近才被人们充分认识到。对此尚需再作很多的研究工作。

对于作者在撰写本书的准备工作中曾给予帮助的所有的人, 谨在此一并表示衷心感谢。首先, 我必须感谢沃纳 (R. F. Warner) 教授、田二见 (H. Tajimi) 教授和岸田 (Y. Kishimoto) 教授, 因为他们在编辑本书的工作中给予了指导和支持。许多现在的同事和以往同事的给予了各种帮助。对于松井 (C. Matsui) 教授、藤原 (T. Fujiwara) 教授、中村 (T. Nakamura) 教授和森野 (S. Morino) 教授以及岸间 (Y. Kishima) 先生和中岛 (M. Nakashima) 博士的帮助以及他们提出的宝贵意见深表谢意。同时还要感谢帮助作者准备插图的学生和打印文稿的禄田 (K. Rokuta) 小姐。

若林实 (Minoru Wakabayashi)

第一章

地震和地面运动

1.1 地震

1.1.1 地震的成因

1.1.1.1 板块构造学

有关地震的成因,人们曾经提出过各种各样的理论,其中的板块构造理论目前认为是最可靠的。这种理论告诉我们,地球被几层坚硬的板块覆盖着,这些板块之间相互作用就产生了地震。坚硬的构造板块(岩石层 [lithosphere])座落在相对软的岩流层(asthenosphere)上并作刚体运动(图1-1)。在海洋下面,测得这些板块的厚度大约为70km,而在陆地下面的厚度则为此数的两倍。在板块的边界处有一些远洋山脊 (midoceanic ridges)、转换断层 (transform faults)、弧形岛屿 (island arcs),还有一些造山地带(orogenic zones)。在远洋山脊处,灼热的地幔(mantle)朝地球表面流上来并逐渐冷却后构成在水平方向上膨胀的板块。这些构造板块在转换断层处互相穿插,而在造山地带处又被吸收

回到地幔之内。地震一般都产生在消减地带上(图 1-2) 和板块之间产生相对滑动的区域内。

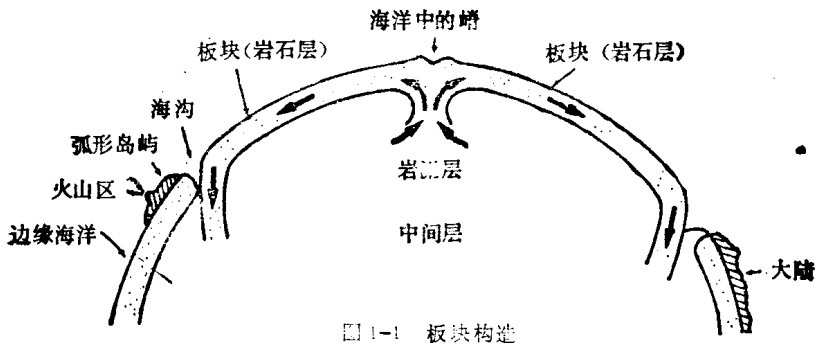


图 1-1 板块构造

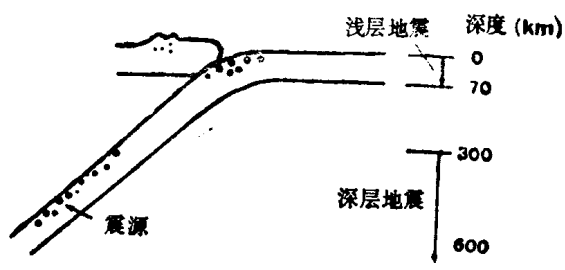


图 1-2 消减地带和震中的理想模型。

图 1-3 中表示的是构造板块的位置、板块移动的方向、海洋山脊的分布等等 (柏林[Berlin], 1980; 博尔特[Bolt], 1978; 宇津[Utsu, 1977])。将此图与地震地图作一比较就增加了对板块理论的信心。

弧形岛屿是构成海洋外缘的一系列弧状群岛,例如千岛群岛、阿留申群岛和日本列岛。弧形岛屿呈现出高的地震势能并在其轴线范围内包含有火山或火山群。虽然中美洲和南美洲的太平洋沿岸并未形成群岛,但仍然把它们当作是弧形岛屿,这是因为它们所有其它的特征都和弧形岛屿相同的原故。在弧形岛屿处,由于一块板块在另一块板块下面滑动而产生了地震。如在图 1-2 中所说明的那样,这些地震一般是较深的(见第 1.1.2.1 节)。

1.1.1.2 断层

在某个平面上发生了岩床之间相互滑动时,就构成了断层。

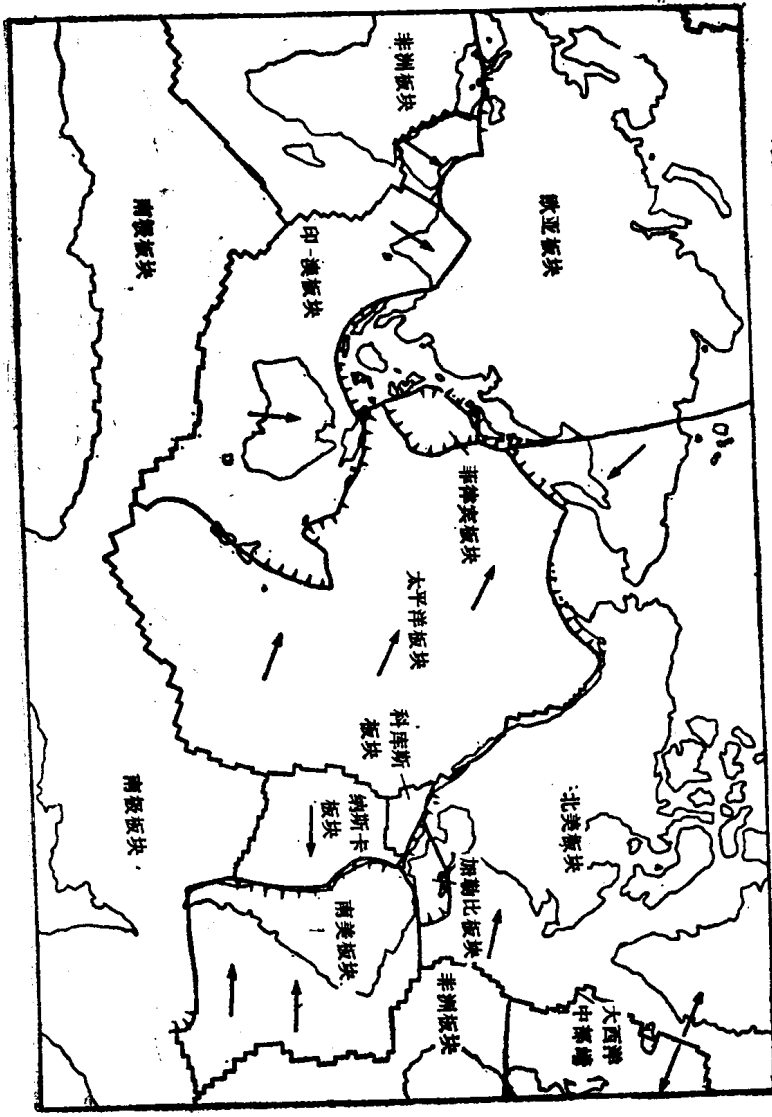


图 1-3 世界构造板块地图。(摘自 B·A·博尔特著“地震入门”一书。版权 1978 年归 W·H·弗里曼及公司, 旧金山。各种权利由 B·A·博尔特保留。

按其方向将滑动分为以下几类：

1、下沉滑动。滑动发生在垂直方向上。

a. 正向断层。上面的岩床向下滑动(图 1-4a)。

b. 反向断层。上面的岩床向上滑动(图 1-4b)。

2. 碰撞滑动。滑动发生在水平方向上。

a. 左侧向断层。从某个岩床看,另一个岩床朝左滑动(图 1-4c)。

b. 右侧向断层。从某个岩床看,另一个岩床朝右滑动(图 1-4d)。

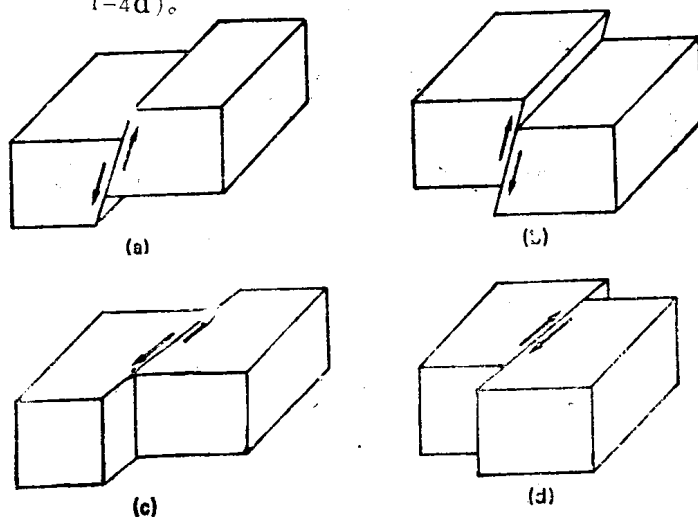


图 1-4 断层运动的几种主要类型。

(a) 正向断层。(b) 反向断层。(c) 左侧向断层。(d) 右侧向断层。

实际的一些断层常常是这四类滑动的组合。

由于地震而出现在地表上的断层被称为地震断层。地震断层不是深层地震造成的。

最为人们熟知的地震断层的例子是在 300m 范围内碰撞滑动了 6.4m 的圣·安德列斯 (San Andreas) 断层, 它是由 1906 年的旧金山 (San Francisco) 地震 ($M=8.3$, 这里的 M 是第 1.1.3.2 节所说明的里氏表 [Richter Scale] 级别) 造成的。在 1940 年的因皮里尔河谷 (Imperial Valley) 地震 ($M=7.1$) 期间, 产生了一条 60km

长、最大滑动达 5m 的右侧向断层(见图 1-12 下方)。

在日本,最著名的断层之一是由 1891 年的浓尾 (Nobi) 地震 ($M=8.4$) 所造成的。这一断层有 80km 长,同时呈现出 6m 的垂直滑动和 2~4m 的水平滑动。在中国,1920 年的甘肃地震 ($M=8.5$) 造成了一条 200km 长的左侧向断层。

一般来说,当断层是由比较小的 $M<6$ 的地震造成时,断层的长度和宽度都不大(见第 1.1.3.2 节),但这样一些地震很少造成地震断层。地震越大,断层也就越大(第 1.1.3.2 节)。

断层是地震的成因而不是地震结果。由断层引起的地震有以下几种途径:

1. 长期在断层中积累起来的应变达到了其极限(图 1-5a)。
2. 在断层上发生滑动并引起回弹(图 1-5b)。
3. 在断层处作用着推-拉力(图 1-5c)。
4. 这种情况相当于突然作用的两个力偶(图 1-5d)。
5. 造成径向波传播的活动。

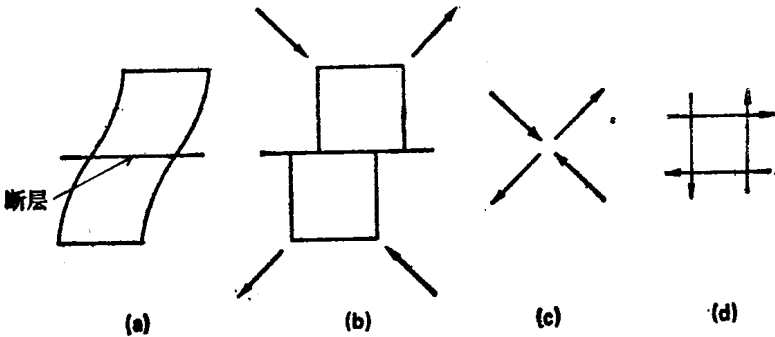


图 1-5 地震机理。

(a) 滑动之前。(b) 由滑动引起的回弹。(c) 推-拉力。(d) 双力偶。

每一对力矩被称为地震力矩或地震矩(笠原 [Kasahara], 1981)。将地震矩定义为: 岩石的刚度乘断层面积, 再乘滑动量。最近, 这已被用作计量地震大小的手段(见第 1.1.3.2 节)。

活动断层是这样一些断层: 它们在过去几十万年中不断发生变位, 并在未来的岁月中仍将继续发生变位。已经用地质和地形

勘测以及航空摄影的方法找到了这种断层。因为在活动断层上经常发生地震,所以,当设计一座要抵抗地震力的重要结构(如核电站)时,在预计地震的地面运动方面就要考虑建筑场地离最近的活动断层或活动断层群的距离、地震活动范围以及与断层有关的其它一些因素。

加利福尼亚州著名的圣·安德列斯断层出现在阿里纳角(Point Arena)和加利福尼亚湾之间的陆地上。太平洋板块对着北美板块向北滑动,这就造成了一条右侧向断层。它引起了蒂洪堡(Fort Tejon)地震(1857)、旧金山地震(1906)以及其它一些地震。

在活动断层上的平均滑动速度是不同的。圣·安德列斯断层和日本南海(Nanakai)海沟的那些最高滑动速度为10~100 mm/年。因此,在一次地震期间滑动了3m就意味着在这些断层上每隔30~300年就要发生一些地震。有些活动断层(如圣·安德列斯断层)总是在不断运动;而另一些活动断层(如日本某些断层)只在发生地震时才运动。

1.1.2 地震和地震波

1.1.2.1 震中

地震运动开始的那个点称之为地震的焦点、中心或震源;而该焦点在地表上的投影就是震中。从焦点和震中到测得地面运动那一点的距离分别称之为焦距和震中距。

地震破坏从焦点传播到其四周地球体的一个有限区域内,这个区域叫做焦点区域。地震越大,焦点区域就越大。

地震被分为浅层地震、中层地震和深层地震,它随着地震焦点的深度而定。其极限深度通常定为70km和300km处。

1.1.2.2 地震波

从地球体内的焦点开始,传播着两种类型的地震波:立体波和表面波。在无限连续介质内传播的立体波具有P波和S波的双重性。P波常常被称为纵向波或压缩波,它传播的方向和它的振动方向相同。S波被称为横向波或剪切波,它传播的方向和它的振动方

向垂直。

P 波的传播速度 V_P 和 S 波的传播速度 V_S 表达如下:

$$V_P = \left[\frac{E}{\rho} \frac{1-\nu}{(1+\nu)(1-2\nu)} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (1-1)$$

$$V_S = \left(\frac{G}{\rho} \right)^{\frac{1}{2}} = \left(\frac{E}{\rho} \frac{1}{2(1+\nu)} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (1-2)$$

其中: E ——杨氏模量 (Young's modulus)

G ——剪切模量

ρ ——质量密度

ν ——泊松比 (Poisson ratio)

对于任何材料都是 $V_P > V_S$, 还有, 如果地球体的泊松比取 0.25 时, 则根据公式 (1-1) 和 (1-2) 得出 $V_P = \sqrt{3} V_S$ 。在地表附近, $V_P = 5 \sim 7 \text{ km/s}$ 和 $V_S = 3 \sim 4 \text{ km/s}$ 。

表面波在地球表面上传播, 并且常在浅层地震中测到此种波。它们主要被分成两种: L 波(洛夫 [Love] 波)和 R 波(瑞利 [Rayleigh] 波)。L 波以分层的形式发生, 在平行于地球表面且垂直于波传播方向的平面内振动。R 波在垂直于地球表面的平面内振动并呈现一种椭圆运动。它的速度小于、但几乎等于 S 波。

P 波到达观测站的时间早于 S 波。因为它的速度较快。在图 1-6 的地震加速度图中, 在 S 波到达之前的某个时间就记录到了 P 波。

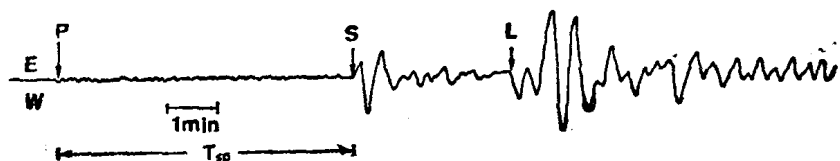


图 1-6 地震的加速度。

记录到 P、S 表面 (L) 波到达的时间。时间从左到右增大。(经水久毛 T. M. Mikumo) 同意的)

P 波和 S 波到达观测站的时间间隔, 称为初期微震持续时间 T_{sp} 。如果两种波沿相同的路线等速行进时, 用下面的公式就求得初期微震持续时间:

$$T_{sP} = \left(\frac{1}{V_s} - \frac{1}{V_p} \right) \Delta \quad (1-3)$$

式中的 Δ 是从焦点到观测点的距离。这意味着，只要在至少三个不同的观测点上作出地震记录的话，就可以定出震中的位置，并能用图解法很容易地求得焦点的深度。

1.1.3 地震表和地震烈度

1.1.3.1 烈度表

烈度表是按照人类的感覺以及地面运动对结构和生物的影响定出地面运动强烈程度的表。它是根据烈度分级的。

已提出的烈度表有加斯坦尔迪(Gastelti)表(1564)和皮格纳发罗(Pignafaro)表(1783)。分10个等级的罗西-福勒尔(Rossi-Forel)表仍在欧洲的一些地方使用。由麦加利(Mercalli)表(1902)和肯肯尼(Cancani)表(1904)发展而成的麦加利-肯肯尼-西贝尔格(Mencalli-Cancani-Sieberg)表仍广泛用于西欧。1931年,诺伊曼(F. Neumann)修改了麦加利-肯肯尼-西贝尔格表,提出分12级的修正麦加利表(MM表)。此表目前已在北美和世界其它部分广泛采用(见表1-1)。其它一些烈度表是12分级的、想把国际上各种烈度表统一起来的梅德维迪夫-斯庞 霍耶尔-卡尔尼克(Medvedev-Sponhour-Karnik) (MSK) 表(1964),还有日本气象厅的分成8级的烈度表。

表 1-1 简略的修正麦加利地震烈度表

烈度值	描 述
I	除了特别合适的环境之外,没有感觉
II	人们在休息时感到
III	室内感觉到,不认为是地震
IV	窗户、器皿和门颤动;停着的摩托车明显摆动
V	户外感觉到;睡着的人惊醒;门摆动
VI	所有人都感觉到;行走不稳;窗户和器皿损坏
VII	难以站稳;驾驶人员注意到;粉刷脱落
VIII	摩托车驾驶受到影响;普通砌体遭损坏

烈度值	描 述
IX	普遍惊慌; 弱的砌体毁坏; 普通砌体严重损坏
X	大多数砌体和框架结构同基础一起毁坏; 路轨稍微弯曲
XI	钢轨严重弯曲; 地下管线破坏
XII	全面遭到破坏; 物体被抛到空中

烈度表是根据可见现象和人类感觉而建立起来的, 如表 1-1 所示。因此, 它们与地面运动的最大加速度没有专门的联系, 所以, 也就没有必要搞清不同烈度表之间的相关性。图 1-7 是使一些烈度表建立相关性的一种努力(日本建筑研究所[AIJ], 1981)。

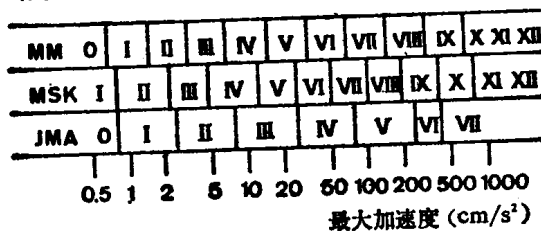


图 1-7 不同类型的烈度表和最大加速度之间的关系。

[摘自日本建筑研究所的“抗震建筑物的设计资料”, 东京, 1981(日文)。]

如果将一次小地震时的各地地震烈度画在一张地图上, 则理想的等震图呈现一个钟形。只要发震断层长达数百公里, 其形状犹如图 1-8 那样(豪斯奈尔 [Housner], 1969)。然而, 等震图实际上取决于震中的条件、地震波从焦点到观测站的路线、观测点的地质条件以及其它一些影响因素, 故其形状甚为复杂。

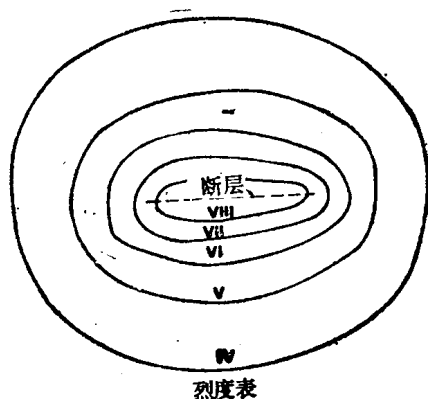


图 1-8 等烈度地面振动的等高线。

1.1.3.2 震级

地震的大小与释放的能量紧密相关。由里克特 (Richter) 于

1935 年定义的震级 M 常被用来表达地震大小。当伍德-安德森(Wood-Anderson)型的地震仪表明离震中 100km 处的最大振幅为 $A \mu\text{m}$ 时, 由公式 (1-4) 求得 M 值为:

$$M = \log A \quad (1-4)$$

然而, 标准地震仪不总是设在离震中 100km 的地方, 在这种情况下, 可用公式 (1-5):

$$M = \log A - \log \Delta. \quad (1-5)$$

其中, A 是在给定的距离处发生某个地震时记录到的最大跟踪振幅; Δ 是作为标准而选择的特定地震时的振幅。

因为地震波的阻尼取决于地下构造, 所以, 对加利福尼亚求出来的震级就不能直接用来确定其它地区的值, 故必须加以修正。举个例子, 对加利福尼亚的地震用公式 (1-6):

$$M = \log a + 3 \log \Delta - 2.92 \quad (1-6)$$

而对日本的地震, 已经推导出公式 (1-7):

$$M = \log a + 1.73 \log \Delta - 0.83 \quad (1-7)$$

这里的 $a(\mu\text{m})$ 是地面振幅, $\Delta(\text{km})$ 是震中距离。这些公式一般来说比公式 (1-5) 更为适用, 因为最大跟踪振幅已被地面振幅 a 所代替, 并且它们可用于任何类型的地震图(笠原 [Kasahara], 1981)。

对于远震距的地震来说, 表面波同样也经常超过立体波(它们具有各种不同的阻尼特征)而起主要作用。因此, 为了从表面波的振幅求出 M 值就需要不同的公式。因为一次地震的震级取决于地震波的行进路线、观测站附近的地下构造以及其它各种条件, 所以, 从一个观测站的数据确定的震级不同于从另一个观测站数据确定的震级。一般来说, 其差值竟达平均值的四分之一。

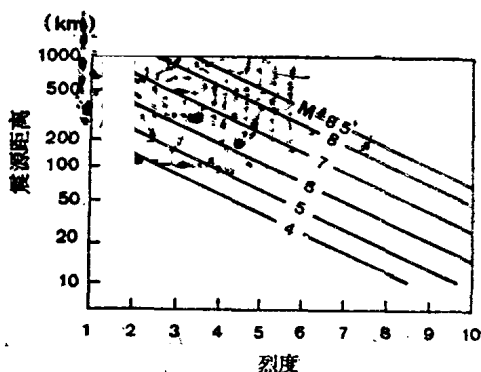
里克特震级称为局部震级; 它不能适用于震中距离远的地震。对于震距远的地震来说, 有时用周期约为 20 秒的表面波震级代替之。

当震级 M 大而震中距离 r 小时, 地震烈度 I 就大。已经研究出这三个量之间的许多关系, 其中, 埃斯蒂娃 (Esteva) 和罗森布

拉什 (Rosenblueth) 于 1964 年提出了下列关系:

$$I = 8.16 + 1.45M - 2.46 \ln r \quad (1-8)$$

式中的 I 是在修正麦加利 (MM) 表上量到的, 而 r 以 km 计。这一公式对于 r 达到和焦点区域同阶的情况, 就不能使用 (宇津 [Utsu], 1977)。图 1-9 说明了上述关系。



震级较大的地震, 其发生的频繁程度小于

震级较小的地震。公式 (1-9) 是震级 M 和震级大于 M 的地震 (在单位时间周期内于特定位置上发生的) 次数 N 之间的经验关系式 (古坦贝尔格 [Gutenberg] 和里克格, 1956):

$$\log N = A - (b \cdot M) \quad (1-9)$$

常数 A 和 b 只根据所考虑的位置而定。唐里克 (Dowrick) 于 1977 年提供了世界各地的 A 和 b 的值。

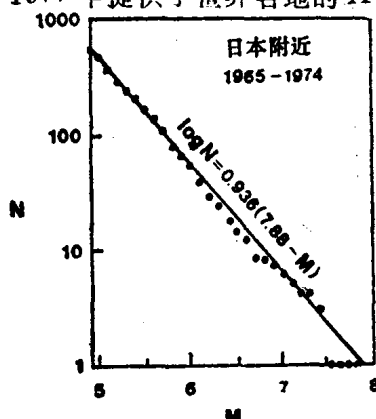


图 1-10 1965-1974 在日本, 震级和出现次数之间的关系。

[摘自宇津 (T. Utsu) 的“地震学”, 东京, 1977]

图 1-10 表示了日本邻近地区地震震级的分布情况, 其中包括内陆地区和离海岸 (其震中于浅 60km) 200km 的近海地区。该图指出, 公式 (1-9) 在此范围内控制得相当好 (宇津 [Utsu], 1977)。豪斯奈尔于 1969 年、1970 年绘出了预计的加利福尼亚地震震级和以往 100 年内曾发生的地震次数之间的关系。

以公里计的地震断层长度 L 与震级有关 (托赫尔 [Tocher], 1958):

$$M = (0.98 \cdot \log L) + 5.65 \quad (1-10)$$