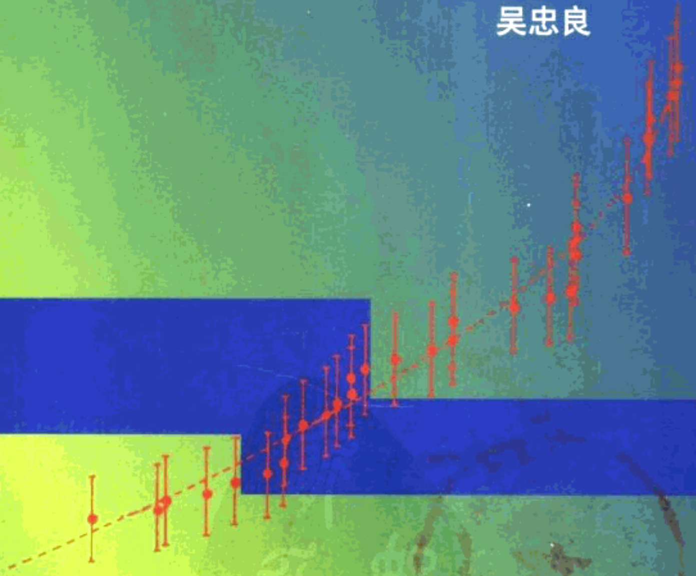
地震震源物理中的临界现象

吴忠良



地震出版社

目　录

前　言

20世纪80年代以来，运用现代物理学的概念和方法来解决与地震有关的一些物理问题，作为一种新的思路，已引起多方面的关注和兴趣(Rundle，1991a，b；吴忠良，1994；Rundle and Klein，1995；Main，1996；Rundle et al.，1997)。

把统计物理学的概念和方法应用于地震问题的研究，在两个方面具有独特的优势。一是在地震学的发展史上曾经观测到很多有趣的现象，例如Gutenberg-Richter定律，等等。但如何解释这些现象却一直是困扰地震学家的难题。地震的统计物理学可以说第一次对这些现象作出了系统的、接近定量化的、物理的说明。二是在震源物理研究中，曾经提出过很多非常简单的“玩具式”模型。很多地震学家原来并没有把这些模型作为真正的地震模型。地震的统计物理学研究在相当程度上赋予这些模型以新的生命力，指出与复杂的模型一样，从这些简单的模型中揭示出的一些带有普遍性的规律反映了地震现象的某些本质特征。

将统计物理学的概念和方法应用于地震问题的研究，也有两方面特有的局限性。一是在地震模型中，人们所考虑的基本单元数通常不能像在凝聚态物理中所考虑的分子或原子的数目那样多。这样，地震的统计物理模型中的涨落将变得不可忽略。二是地震现象十分复杂，简单的模型固然可以揭示出地震的一些基本性质，但过于简单的模型其限度也是显而易见的。

作者一直担心，这样一本概述地震的统计物理学的讲稿的付印是不是有些为时过早。确实，目前这一领域的研究正方兴未

艾，而为大多数人所接受的知识结构的形成，通常需要相当长时间的沉淀。实际上，与增加新的知识相比，对已有的知识的简化与系统化，也是一项重要的创造性的工作。以作者的学识与能力，要胜任这项工作几乎是不可能的。但是另一方面，目前国际上围绕地震预测问题的争论(Geller et al., 1997; Wyss, 1997)，在相当程度上与地震的统计物理学研究有关，其中的一些误用和误导使作者感到不能不冒一点风险“跳出来”，向地震学界和物理学界的同行介绍、评述乃至澄清其中的一些重要的概念。由于作者水平所限，这种显然是抛砖引玉的尝试一定有很多问题。作者热切希望读者提出修改意见。

与本讲稿有关的研究工作得到国家自然科学基金(NSFDYS 49725410)的资助和国家基础研究重点项目《大陆强震的机理和预测》的部分资助。作者得到陈运泰院士、陈颙院士、朱传镇教授、朱照宣教授、刘式达教授的指导和帮助。谨表示衷心的感谢。

第一章　地震现象

第一节　地震震源模型

关于地震是怎样发生的，古人有很多有趣的猜想。古代的日本人认为地震是地下的鲶鱼翻身造成的，我们可以叫做“鲶鱼模型”；古代的印度人认为地震是地下的大象发怒造成的，可以叫做“大象模型”；古代的希腊人认为地震是地下的“气”的运动造成的，可以叫做“气模型”；古代的中国人更深刻一些，认为地震的发生是“阴”和“阳”失调的结果，可以叫做“阴阳模型”。但是这些“模型”并不是现代意义上的模型。因为这些“模型”是无法证明或证伪的。近代的科学家曾经提出过一些地震模型，比较有影响的是地质学家提出的“火山模型”，认为火山是地震的“安全阀”，火山不能顺利喷发时就发生地震。可以认为这是“气模型”的一个具体化，但这个假说同样是不正确的。

为地震学家所普遍接受的地震模型是根据 1906 年旧金山大地震的实际情况提出的，在那次大地震前后，沿圣安德烈斯断层曾进行过几次大地测量，地震前后的大地测量结果清楚地显示出地震孕育和发生的过程，这使得美国地震学家 H. F. Reid 在 1910 年提出“弹性回跳(elastic rebound)模型”，认为断层两侧的构造运动在断层上积累了弹性形变，当弹性形变超过断层所能承受的形变时，就发生地震破裂，地震使断层两侧介质的形变回到原来的状态。

这一模型有三个很有力的证据，一是在一些地方，例如在圣

安德烈斯断层上，大地测量的结果清楚地显示出地震前后的变形；二是在一些地方，例如在旧金山，可以看到从深处穿透至地面的地震断层；三是按照这一模型，地震引起的地面运动的初动的方向既不是随机的，也不是各向同性的，而是应该具有四象限型的分布，这一推测为以后大量的地震观测所证实。这是地震学中的第一个物理的地震模型。

值得注意的是，这里，弹性形变并不是像人们通常想象的那样从零开始积累；地震之后，积累起来的弹性形变也不是"淋漓尽致"地下降到零。相反，更多的观测证据表明，与地球中的"预应力"相比，地震所释放的应力不过是一个很小的部分——任何关于地震前兆和地震预测的模型都必须考虑这个事实，但遗憾的是大多数模型事实上都没有考虑到这一点。换句话说，弹性回跳模型包括两个部分：在地震发生"零时"前后，弹性回跳模型对地震发生过程的描述是准确的：地震表现为一种断层的运动，或者一种构造应变的释放，这是它的"核心部分"。但是构造应变是怎样积累起来的，构造应变释放的结果是什么，它实际上并没有明确地说明，这是它的"非核心部分"。前面提到的观测证据所证明的，仅仅是模型的"核心部分"，因为无论是大地测量结果还是地震观测结果所给出的，都只能是相对的变化量。而具有讽刺意味的是，一些地震预测模型所试图引用的，却恰恰是它未经证实的"非核心部分"。

现在看来，问题与其说出现在"动力学"上，不如说出现在"几何学"上。如果我们认为地震断层是一个简单的几何对象，例如是一个二维的平面，那么形变从零开始积累、地震破裂使形变回到零的图像是不言而喻的。但是实际情况是，地震断层通常不能被认为是一个简单的具有整数维数的几何体，这样在地震断层上的形变积累和形变释放的过程都不像我们想象的那样简单。事实上，即使在"经典"地震学中，这一简单的图像也是有问题的：地震破裂过程的研究和地震活动性的研究表明，我们只有假定地

震断层面两侧的“耦合”(地震学家有时用“摩擦”来描述这种“耦合”)具有非线性的、比较复杂的性质，才能解释所观测到的地震的“行为”。

在地震学中，一个地震的震源可以用位错(dislocation)模型来描述，位错点源在力学上与无矩双力偶等效(Maruyama，1963；Burridge and Knopoff，1964)。为了理解地震的发生过程，借鉴断裂力学的成果，地震学家提出了地震的裂纹模型。对于弹性介质中的脆性裂纹模型，裂纹尖端的应力发散是物理上所不能允许的，与此相应，提出了“滑动弱化”(slip-weakening)模型，即在裂纹尖端存在一个“弱化区”，在这里必须考虑非弹性效应。裂纹模型和“滑动弱化”模型可以统称为地震的断裂力学模型(Madariaga，1983)。地震的断裂力学模型所解决的，与其说是地震发生的动力学问题，不如说是地震发生过程中各个物理量之间的相互关系问题，它减少了描述一个地震所必须的独立变量的数目。为了理解地震波频谱中的高频成分，作为位错模型和断裂力学模型的发展，地震学家提出了两个互补的模型：“障碍体”(barrier)模型(Das and Aki，1977)认为，在地震发生的过程中，地震断层面上总要有一些“障碍体”保持不破，主震的作用是使应力场变得更加不均匀，“障碍体”的最后破坏是余震的主要原因；“凹凸体”(asperity)模型(Lay and Kanamori，1981)则认为，在地震发生之前，地震断层上的一些部分已经完成破裂，有些破裂表现为前震，有些则表现为震前的蠕滑，主震相当于那些坚固的部分的最后破裂，其作用是对应力场进行了“平滑”。

这里介绍的震源模型，都是地震的“运动学”模型，或者是从“运动学”的角度来介绍的震源模型，目的是更好地描述我们所观测到的地震现象。地震的“动力学”的模型，即试图理解“为什么如此”的模型，至今还不是十分成熟。这也正是目前地震预测研究仍有很大的困难的根本原因。我们从第三章起将要讨论的，就是试图解释“为什么”的问题的诸多尝试中的一种。

第二节　地震的频度

地震现象是地球上最为丰富多彩的自然现象之一。可以说没有两个地震是一样的。然而在这里，我们只介绍那些与地震的统计物理学研究有关的地震现象。我们的介绍分为两部分。本节的内容大多属于“经典”地震学，即数字地震记录出现以前的地震学，而下节的内容则大多属于“现代”地震学。

1. 震级·地震矩·地震能量

早期人们用地震造成的破坏程度来度量一次地震的大小，称为烈度。这样做相当于用炸弹造成的破坏程度来度量一颗炸弹的威力，这显然是有问题的。度量地震的大小的工作最初受到天文学中的“绝对星等”的概念的启发。20 世纪 30 年代，美国地震学家里克特(C. F. Richter)用在一个标准距离上测量的地面运动来度量地震的大小，这相当于在一个标准距离上用炸弹引起的空气振动的幅度来度量炸弹的大小，这样就客观多了。Richter 的标准距离是 100 km，他用来度量地面运动的幅度的，是 Wood-Anderson式短周期地震仪的记录图的最大振幅的对数。这个震级称为里氏震级。

应该指出，里氏震级只适用于地方震，即地震震中与记录台站的距离从几公里到 100～200 km 的情况。对于更远的地震，现在一般使用体波震级 m_b 或面波震级 M_S。对于大地震，经典的 m_b 和 M_S 出现“饱和”(Howell, 1981)，人们一般使用矩震级 M_W (Kanamori, 1977; Hanks and Kanamori, 1979)来度量地震的大小。不同震级标度的采用，是因为地震波在地球内部的传播以及震源过程都很复杂(Kanamori, 1978)。但是，在对社会发布地震消息时，地震学家并不特别指明其中的差别(对于公众来说这种差别是没有意义的)，而只是笼统地称为“震级”。在美国，则是笼统地称为“里氏震级”。

震级是对地面运动取对数得到的，因此它与地震能量之间呈对数关系：震级增加2级，能量增加10^3倍。

值得注意的是，在定义上，烈度的大小可以有一个上限，例如，我们可以把毁灭性的破坏的烈度定为XII，而从I到XI度破坏的程度依次递增。但是在定义上，震级却没有一个上限，它只是能量的对数。不过需要指出的是，在地球上，迄今人们还没有观测到9级以上的地震。就是说，地震大小的上限不是地震震级的定义造成的，而是另有物理上的原因。

在现代地震学中，一个常用的用来度量地震的大小的物理量是地震矩：

$$M_0 = \mu D A$$

式中D是地震断层面上的位错量；A是地震断层面的面积；μ是震源区介质的剪切模量。地震矩可以通过野外断层测量得到，也可以通过地震波形反演得到。

另一个有用的物理量是地震的辐射能量E，它可以通过宽频带地震波在频率域的积分得到。

地震矩是描述地震的一个“零频的”物理量，而地震辐射能量是对“整个”频带积分的结果。地震矩所描述的是地震引起的永久变形，因此在构造地质学和地球动力学研究中更重要；地震辐射能量所描述的是地震的过程，因此在工程地震学研究中更重要。特别值得指出的是，能量E不是比地震矩更“好”的地震的量度，它是地震的“另一个”量度。

在传统的地震学研究中，不能直接测量地震的能量，地震矩的测量也比较困难。地震的能量和地震矩一般是通过震级“换算”得到的。从理论上说，这种换算有很大的问题。震级的测量，通常是针对特定的频段、甚至特定的频率进行的。例如，用于测量体波震级m_b的信号通常是周期为1 s左右的体波，而用于测量面波震级M_S的信号通常是周期为20 s左右的面波。而我们知道地震矩是一个“零频”的物理量，能量则是对“整个”频段进行积分的

结果。天然地震，尤其是比较大的天然地震，其震源过程通常比较复杂，这样，震源运动、以及从震源辐射出的地震波的频谱也比较复杂。而传统的用震级来“换算”地震能量或地震矩的做法，相当于用一个特定频段的信息来推算另一个或另一些频段的信息。由此而导致的不确定性显然是很大的。况且，在精确计算能量或地震矩时，还需要考虑地震波辐射随方位的变化。

近年来，随着地震能量和地震矩的常规测定成为可能，人们发现传统的用震级来推算地震能量和地震矩的做法，定性地说似乎仍是可以接受的，但定量地说却是大有问题的：由此而得到的“换算”的结果，通常可以有两个数量级的偏差(例如 Choy and Boatwright，1995)，参见图 1.1。

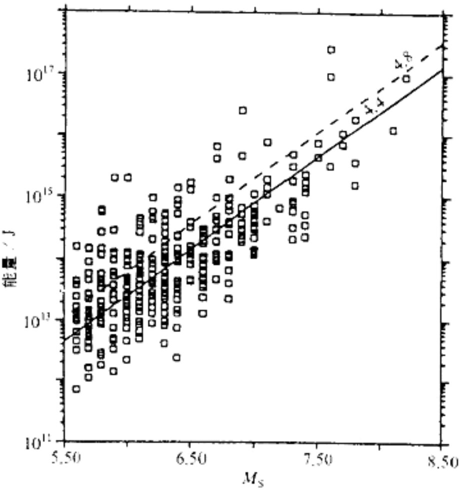


图 1.1　地震辐射能量与面波震级 M_S 之间的关系
(据 Choy 和 Boatwright，1995)
虚线表示理论结果 $\lg E=4.8+1.5M_S$；实线是实际资料拟合结果 $\lg E=4.4+1.5M_S$

2. Gutenberg-Richter 定律

Gutenberg-Richter 定律最初的表述是(Gutenberg and Richter, 1954), 对于震级为 M 的地震, 其发生的年频度 N 与 M 之间存在

$$\lg N = a - bM$$

的关系, 其中 $b\approx 1$。但目前 N 已不仅限于年频度, 而可以指任何一种有意义的频度。在地震的数目比较少、对数线性拟合效果不理想的情况下, 可以考虑累积频度分布(图 1.2)。由于 Gutenberg-Richter 定律的对数线性关系, 用累积分布得到的 b 值是相同的。

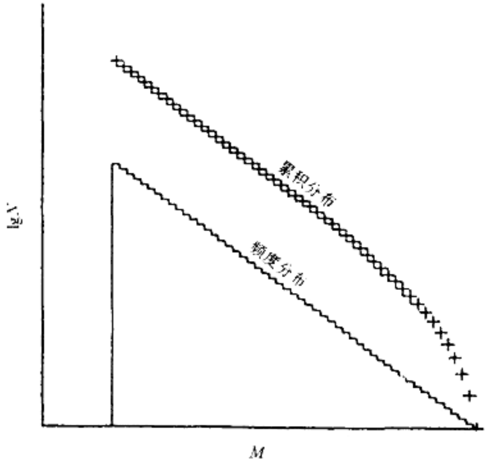


图 1.2 Gutenberg-Richter 关系(示意图), 据 Main(1995)

在地震学中, b 值是描述地震序列的性质的一个有用的物理量。由不同的地震序列得到的 b 值是不同的, 其精度也不相同。但地震学家感兴趣的是, 为什么 b 值约为 1 的数量级, 而不是别的数字。

Gutenberg-Richter 定律是地震学与物理学之间的“接口”之一。在地震的统计物理学中，一个“标准的”表述是(例如 Turcotte，1992)，由于地震能量 E 和震级 M 之间有经验关系

$$\lg E = \alpha + \beta M$$

式中 $\beta \approx 1.5$，则地震频度 N 与能量 E 之间的关系为

$$N \propto E^{-B}$$

式中 $B \approx 0.67$。这是一种典型的标度不变性。

上面说过，用震级 M 来推算能量 E 的公式，可以有两个数量级的偏差。另一方面，现在已经能够直接测定地震的辐射能量(Boatwright and Choy，1986；Choy and Boatwright，1995)。直接对地震辐射能量-频度关系的研究表明(Wu and Gao，1994)，虽然从Gutenberg-Richter定律推算出的能量-频度关系是不可靠的，但是 $N \propto E^{-B}$的关系却仍是存在的。因此，至少对 80 年代以后的中强地震而言，用震级-频度关系来间接地推算能量-频度关系的论述，作为传统地震学的一页，完全可以翻过去了。

从 Gutenberg-Richter 定律出发，还可以论证 $N \propto E^{-B}$的趋势不可能无限制地保持下去。为此，我们计算地球可以提供的用于地震的总能量，就是求和

$$\sum_{E} NE = \sum_{E} E^{1-B}$$

由于 $B \approx 0.67$，因此如果能量 E 很大，则求和将给出发散的结果。要使求和不发散，就必须要求 E 有一个上限。但是，较大的地震是否一直遵从 Gutenberg-Richter 定律、直到它的上限才突然截止，这是一个还不十分明确的问题。这个问题迄今仍没有明确的结论，主要是因为地震的“样本数”太少。

在地震危险性分析(或长期地震预测)中，根据 Gutenberg-Richter 定律，用小地震的频度来推测大地震的发生概率，是一个常用的方法。但是实际上这种方法是有限度的。地震的统计物理

学研究的贡献之一是给出了解决这一问题的一个线索(参见第五章)。

Gutenberg-Richter 定律是否能适用于非常小的地震，这是另一个不十分明确的问题。过去，由于地震观测的能力是有限的，表观上的对 Gutenberg-Richter 定律的偏离往往是地震观测系统的记录能力的有限性的标志，这种偏离也常常被用来评价地震观测系统的性能。但是随着地震观测技术的提高，人们开始发现对于很小的地震，通常是 2～3 级以下的地震，对 Gutenberg-Richter 定律的偏离并不是地震观测系统的记录能力的有限性所造成的(Aki，1987)。一些地震学家推测地震的大小应该有一个下限(Sacks and Rydelek，1995)。最小的地震，称为“地震量子”(earthquake quanta)——应该说，这并不是一个合适的命名，因为“地震量子”并没有我们通常所理解的量子的性质。也许“地震元胞”(earthquake cell)是一个更合适的名称。

不过，如何论证一个特定的观测系统的地震记录是完整的，这是一个迄今仍未解决的问题。目前普遍采用的是 Rydelek-Sacks 检验(Rydelek and Sacks，1989)，这种方法认为自然的和人类活动的“噪声”在夜晚低于白天，因此如果观测到的地震目录明显地受到这种日周期的调制，那么就可以肯定所考虑的地震记录是不完整的。很显然，这个判据是必要性判据而不是充分性判据。就是说不能通过检验的目录肯定是不完整的，但通过检验的目录却未必是完整的。

3. 大森定律

较大的地震之后一般都要发生小一些的余震。余震相当于一种松弛过程。日本地震学家大森房吉发现，余震的频度 n 和距主震的时间 t 之间存在

$$n \propto \frac{1}{(t + t_0)^p}$$

的关系，其中 $p \approx 1$，引入 t_0 是为了避免 n 在主震附近的发散。

当然，不同的地震有不同的余震序列，而上式所给出的规律对不同的地震也不完全相同。但地震学家感兴趣的是，为什么这个关系是一个幂函数关系而不是其他的函数关系，并且为什么 p 的数量级为 1，而不是别的数字。

大森房吉发现大森定律的时候还没有震级的概念。Gutenberg-Richter 定律指出，如果简单地对地震进行计数，那么在地震观测系统能力有限的情况下，占主导地位的地震，就是在地震观测系统的观测能力下限处的地震。实际上，对于不同震级的余震，都可以拟合出各自的衰减规律。但是大森定律的形式是普遍适用的。

对于余震，有两个问题还不是很清楚。第一是怎样定义余震(Molchan and Dmitrieva，1992)。一般说来，① 时间在主震发生之后；② 位置在主震附近；③ 震级比主震小，这是余震的三个基本条件。但问题是时间段、空间范围和震级区间怎样选取。就一级近似来说，这是没有问题的；而仔细追究起来，问题确实是相当大的。这个问题实际上和第二个问题是密切相关的，就是怎样才能区分哪个地震是余震，而哪个地震属于"正常"背景下的地震活动。

近年来随着近震源地震观测的开展，地震定位的精度不断提高，地震学家观测到很多有趣的现象。由于地震预测很难，所以对一个即将来临的大地震进行密集观测通常是难于操作的。相反，在大地震发生之后，以密集的地震台网去观测余震，是比较现实的研究方案。通过余震地震学的研究，人们得到很多重要的认识。如果说一次地震是"一盏灯，它照亮了地球的内部"(这是俄国地震学家、现代地震学的创始人之一 B. B. Galitzin 的名言，它影响了几代地震学家)，那么余震就是一些灯，它们照亮了震源区和震源的物理过程。比如一个学院式的问题是，余震在主震发生之后多久才开始发生。现在的观测结果表明，余震几乎在主震发生的同时就开始发生了。再比如一个实用性很强的问题是大

的余震和小余震有怎样的不同。现在发现，小的余震一般集中在主震断层面附近的 2～3 km 范围内，其震源机制与主震差别不大；而大的余震可以发生在较远的地方，其震源机制与主震有很大的差别。就是说，较小的余震是“从属于”主震的，而较大的余震却是主震“触发”的。再比如一个有趣的问题是余震自己有没有余震。答案是有。如果对余震序列进行仔细的鉴别，就可以发现余震确实可以分成两类。一类可以叫“标准的”余震，另一类可以叫“余震的余震”(Correig et al.，1997)。这样分解之后，人们发现余震序列各自服从自己的大森定律。而表观上的与大森定律的偏离实际上是不同的余震序列“叠加”在一起的结果。余震研究对大地震的研究有用吗？地震学家发现，余震的“弛豫时间”与大地震的“复发周期”成正比。另外，一些地震学家声称，如果一个地区的余震突然多起来，那么这个地区将是发生大地震的危险地区，这个现象称为“余震爆发”(Molchan et al.，1990)。

余震显然是主震的震源过程的一部分。因此如果需要考察主震序列的性质，就必须去掉余震。去掉余震之后，Gutenberg-Richter 定律在 5 级地震左右的位置出现了一个阶跃。我们知道 Gutenberg-Richter 定律是一种标度不变性的结果，而 Gutenberg-Richter 定律的间断则标志着一个特征尺度的存在。值得注意的是，5 级左右地震的震源尺度约为 2～3 km，而小余震也恰好集中在主震断层附近的 2～3 km 的范围内。

4. 地震的分布

地震的时间分布和空间分布都表现出多重分形的特征(图1.3 给出了一个时间分布的多重分形的例子)。在分形几何学中我们知道(陈颙、陈凌，1998)，多重分形的维数“谱”由

$$D(q)=\frac{1}{q-1}\lim_{r\to 0}\frac{\ln\left(\sum_i P_i^q\right)}{\ln r}$$

给出，其中 r 是用来进行“测量”的“标尺”的尺度；P_i 是第 i 个“盒

子”中的地震的分布概率或数密度。当 $q=0$ 时我们就得到容量维数

$$D_0=-\lim_{r\to 0}\frac{\lg N(r)}{\lg r}$$

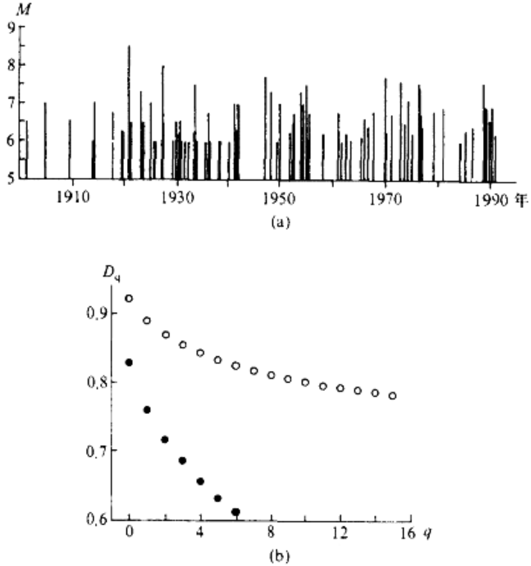


图 1.3　地震的多重分形谱(据 Wang 和 Lee，1997)

(a) 中国南北地震带上的地震时间分布；(b) $M\geqslant 7.0$ 地震的多重分形谱。作为对照，黑点是台湾地震带的地震的结果

其中 N 是非空的“盒子”的数目。当 $q=1$ 时我们就得到信息维数

$$D_1=\lim_{r\to 0}\frac{\sum_i P_i(r)\log_2 P_i(r)}{\log_2 r}$$

其中