

定量地震学

理论和方法

[美]安艺敬一 P. G. 理查兹 著

第二卷



地震出版社



定量地震学

理论和方法

第 2 卷

【美】安 艺 敬 一 著
P. G. 理查兹

唐美华 吴宁远 译

姚振兴 校

地 震 出 版 社

1 9 8 6

内 容 简 介

本书是一部专著，系统地介绍了如何使用地震学的方法定量地解释实际资料。全书分为两卷，第二卷概括了近年来地震学前沿领域取得的进展，其中包括地震学反演问题、三维非均匀介质中的地震波以及震源理论。

本书可以作为地震学专业研究生的教材，也可以供构造物理、地震、地球物理勘探等方面的科技人员参考。

Keiiti Aki, Paul G. Richards

Quantitative Seismology

Theory and Methods

Vol. II

W. H. Freeman and Company, 1980

定量地震学——理论和方法

第 2 卷

〔美〕安艺敬一、P. G. 理查兹 著

唐美华 吴宁远 译 姚振兴 校

责任编辑：裴 申

地 震 学 社 出 版

北京复兴路63号

北京丰华印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行

全 国 各 地 新 华 书 店 经 售

850×1168 1/32 13 印张 335 千字

1986年5月第一版 1986年5月第一次印刷

印数 0001—2100

统一书号：13180·271 定价：3.65 元

目 录

..... (1)

第十一章 地震数据分析..... (4)

11.1 地震数据和有关发现 (4)

11.1.1 天然震源 (5)

11.1.2 人工震源 (13)11.2 地震数据的质量 (22)11.2.1 采样法则 (23)11.2.2 混淆现象 (25)11.2.3 初动的测量 (25)11.2.4 相速度的测量 (27)

11.2.5 相速度测量的精度——提高数据质量的一个实例 (29)

11.3 用于降低噪声的时间序列分析 (32)11.3.1 面波 (33)11.3.2 体波 (35)11.3.3 反射地震图 (37)

11.3.4 数字滤波 (38)

11.3.5 快速 Fourier 变换 (41)11.3.6 平稳时间序列 (46)11.3.7 功率谱的测量 (51)11.3.8 用最小二乘法进行信号滤波 (54)11.4 地震台阵数据分析 (59)11.4.1 多道最小二乘方滤波器 (61)11.4.2 共同的信号波形模型 (65)11.4.3 频率-波数功率谱 (70)

11.5 有效分析方法的一些实例	(77)
11.5.1 共深度点迭加法	(78)
11.5.2 震源机制已知时自由振荡谱峰的识别	(81)
11.5.3 高阶振型频散的测量	(82)
11.5.4 互相关滤波器	(84)
11.5.5 波谱比	(89)
建议进一步阅读的文献	(92)
问题	(93)
 第十二章 地震学中的反演问题	 (95)
12.1 走时反演	(97)
12.1.1 Herglotz-Wiechert 公式	(97)
12.1.2 包括低速层结构的走时反演	(106)
12.2 反射地震图的反演问题	(115)
12.2.1 反射地震图的反演	(117)
12.2.2 离散情况的反演公式	(119)
12.2.3 连续情况的反演公式	(125)
12.3 线性化系统的反演问题	(132)
12.3.1 模型空间和数据空间	(135)
12.3.2 广义逆	(141)
12.3.3 广义逆解的分辨率和误差	(143)
12.3.4 最大似然逆	(147)
12.3.5 随机逆	(152)
12.3.6 Bachus 和 Gilbert 的方法	(156)
12.3.7 非线性产生的限制	(163)
12.3.8 非 Gauss 误差	(166)
12.3.9 三维地震波速结构的测定: 线性反演的一个实例	 (168)
建议进一步阅读的文献	(174)
问题	(176)

第十三章 三维非均匀介质中的地震波 (178)

13.1 非均匀介质中的射线跟踪 (179)

13.2 弱非均匀介质中的弹性波 (185)

13.2.1 原生平面 P 波 (187)

13.2.2 原生平面 S 波 (189)

13.2.3 散射波的解 (190)

13.3 由于速度扰动引起的散射 (193)

13.3.1 散射波的功率谱 (195)

13.3.2 通过边长为 L 的非均匀立方体时原生波的能量损失 (199)

13.3.3 速度和弹性常数梯度的作用 (200)

13.3.4 由地震台阵观测到的振幅和相位的起伏 (202)

13.3.5 散射问题的分类 (206)

13.4 层状介质的横向非均匀性 (210)

13.4.1 物质性质的扰动 (210)

13.4.2 不规则界面的影响 (214)

13.4.3 不规则内表面问题的 Rayleigh 初解方法 (218)

13.5 地球结构的横向不均匀性引起的地球

自由振荡的波谱分裂 (226)

13.6 有限差分法 (233)

13.6.1 一维波动方程 (234)

13.6.2 二维和三维问题 (241)

13.6.3 源、内界面和边界条件 (249)

13.6.4 例 (252)

建议进一步阅读的文献 (258)

问题 (259)

第十四章 震源运动学 (261)

14.1 远场地震运动学 (262)

14.1.1 均匀、各向同性、无界介质内观测到的远场

位移波形	(263)
14.1.2 利用几何扩散公式研究非均匀各向同性介质的	
远场位移波形	(264)
14.1.3 远操位移波形的一般特性	(266)
14.1.4 低频地震波谱的特性	(268)
14.1.5 单向传播的断层模型	(269)
14.1.6 破裂的成核、扩展和停止	(275)
14.1.7 拐角频率和高频渐近线	(284)
14.2 近场地震运动学	(291)
14.2.1 均匀、无界、各向同性介质内有限位错源的	
近场合成地震图	(292)
14.2.2 传播断层附近的高频运动	(297)
14.2.3 法平面问题	(300)
14.2.4 切平面问题	(305)
建议进一步阅读文献	(315)
问题	(316)
第十五章 震源动力学	(318)
15.1 裂纹以规定速度传播的动力学	(319)
15.1.1 传播着的裂纹其应力与滑动的关系	(319)
15.1.2 裂纹尖端的能量分布	(328)
15.1.3 内聚力	(333)
15.1.4 增长的椭圆裂纹的近场	(337)
15.1.5 圆形裂纹终止情况下的远场波谱	(346)
15.2 自然破裂传播动力学	(354)
15.2.1 法平面剪切裂纹的自然传播：一般理论	(354)
15.2.2 法平面裂纹自然传播的例子	(364)
15.2.3 切平面剪切裂纹的自然传播	(374)
建议进一步阅读文献	(383)
问题	(384)
参考文献	(386)

引 言

开展实用工作的地震学家需要全面掌握其性质随深度变化很大的介质中的波传播理论，于是，就能把震源设想为只作用于介质中的一点，而对震源进行合适的模拟。第一卷涉及了这些基础课题，并描述了如何用各种仪器采集地震数据。本卷以这些内容为基础，论述与过去十年中地震学的巨大进展相应的某些专门课题。

这里我们将从如何分析地震数据并对它们进行反演以取得模型参数的讨论开始。在第十一章(章序从第一卷的十章延续下来)，我们把地震数据看成是由信号和噪声组成的。信号是数据中可用于获取有关地球和震源的某些信息的那部分。我们对如何随着引入每一种新数据而做发现作了历史的回顾后，又描述了改善数据质量即信噪比的各种方法。

第十二章论及地震学的最主要任务之一：对数据进行反演以确定地球内部的结构。我们先以走时数据为例，叙述了经典的Herglotz-Wiechert法，用该方法在1910年前证实了具有固态地幔和液态地核这样明显的地球结构。然后我们又介绍了Gerver和Markushevitch(1966, 1967)把该方法推广到存在低速层的情况。

另一个已完全解决了的反演问题，是在垂直方向不均匀的介质中，利用垂直入射波的反射地震图作为数据。可以发现，阻抗为根据反射地震图求得的垂直向走时的函数，而地震波速则为根据走时数据求得的深度的函数。

对地震学中的任一反演问题，与对上述两个简化了的问题不同，精确的解是未知的。一般说来，可通过线性化-迭代过程获

取反演解：先有个初始模型，解该初始模型的正演问题；再借助于模型参数的扰动，构成初始模型的观测值和计算值之间残差的线性方程；接着解扰动的线性方程；修改初始模型，然后又重复整个过程。这种方法几乎可以用于任何地震数据，包括面波相速度和自由振荡周期。除了其它成果外，Backus 和 Gilbert(1967, 1968, 1970)引入分辨核的概念作为解的非唯一性的量度，做了令人鼓舞的工作。第十二章总结了根据远震走时数据测定大孔径台阵下岩石层的三维地震结构的线性反演方法。

二维和三维不均匀地球模型的地震图的计算方法正处于发展阶段。显然，这些方法不仅是应诸如自然资源勘探这样的实用目的之需，而且是应一些纯科学目的之需，诸如对地球中横向不均匀性引起的自由振荡谱峰值分裂的研究而产生的。即使在地球深处，与横向均匀性的分离也正成为一个关键问题。以体波 PKP 的 GH 分枝为例，这是 Bolt(1962, 1964) 所提出的在内核-外核边界以上约 500 公里处地球液核里间断面所产生的一种分枝。另外几位地震学家发展了这种类型的地核模型来解释数据。但 Doornbos 和 Husebye(1972)在研究了观测到这些波扫过大孔径地震台阵时的速度后，对上述间断面是否存在提出了疑问。King 等(1974)提供了令人信服的证据，支持 Haddon(1972) 关于 GH 分枝产生于核幔边界附近横向不均匀性的理论。这里可清楚地看到把简单的一维结构强加于真实地球时会出现的问题，即这样可能导致错误的垂直结构。

第十三章描述了使地球模型中可能有二维和三维挠度的几次尝试，论及垂直向非均匀地球模型的初始模型，并将小扰动引入介质特性或内界面深度中，这样就自然地延展了前面的章节。我们按照不均匀性的范围和相对于波长的传播距离，把包括三维非均匀介质中震波散射在内的一些问题分类。问题的范围与可应用的方法如射线理论、扰动理论、有限差分法、有限元法和其它数字方法(见图 13.11)是一致的。对于不能采用确定方法的复杂

问题，则采用随机介质加以解决。

地震学中的模型基本上是数学模型。地震学所涉及的物理学是比较简单的，其中大部分包括在运动方程、Hooke 定理和其它几个结构关系式中。然而，以整齐的方式，把所观测的三个空间尺度中具有起伏的时间变化的复杂矢量——波现象简化为对波源和传播介质的描述，这对地震学家是个挑战性的问题，因而，有一个合适的地震波源模型是非常重要的。第十四章和第十五章分别是有关地震断层的运动学和动力学模型的。在运动学模型中，我们研究了远场和近场地震辐射和断层滑动函数间的关系。我们发现空间有限大小的震源的地震辐射实际上与点源的辐射不同，甚至对离该源距离很远的接收器也如此。在动力学模型中，可从构造应力的初始条件和断层带的内摩和内聚特性求得滑动函数。这些模型对研究震源机制和地球中目前的构造活动是很重要的，对预报活动断层的强地震运动的实际目的也很有用。

第十一章 地震数据分析

地震仪所作的地面运动记录, 包含有关产生运动的震源特性和地震扰动在其中传播的介质的特性这两种信息。我们现在的课题是如何从观测记录中获取这些信息。第十二章的课题是用数据反演的方法求得震源和介质的特性。本章我们将讨论用于反演的数据的准备, 目的是尽可能改进数据的质量, 以便详细精确地了解地球内部的情况。

11.1 地震数据和有关发现

地震学家们收集的数据是相当不同的, 因为(i)震源不同; (ii)震源大小、传播距离和接收台阵的尺度范围都很大; (iii)用地震波所作测量的类型不同。

天然地震波源包括地震、火山喷发、风、海浪和陨石撞击。最简单、最普通的人工震源是地下爆破, 但其它能量源, 如气枪、煤气爆炸、电火花和水压振动器变得日益普遍。这些震源提供了相当大的强度范围。最大地震的等效点力约为微震研究中观测到的最小地震的 10^{18} 倍。用于产生地震波的炸药量从几克到百万吨以上(10^{12} 倍)。地震台网的大小范围从探测工程建筑基岩的不到几百米到研究地震震源机制和地球内部构造的 10,000 公里以上(10^6 倍)。地震信号的频率范围则从 0.0001 到 100 赫(10^6 倍)。

由于信号频率、接收台网的尺度和震源大小都有相当宽的范围, 因此有无数种待分析的数据组。

通过回顾新数据如何产生, 又如何由此而作出地震学的一些重大发现的历史, 我们将分别详细阐述天然震源和人工震源地

震数据的内容。

11.1.1 天然震源

无论谁第一次看由地震学家们用 $P, PP, PPP, PcP, S, SS, ScS$ 等符号标出的地震图都会奇怪, 这些图是怎么识别的? 即使地震仪器的奠基人对地震图的曲线也曾困惑不解。(见 Dewey 和 Byerly 于 1969 年所作的有关早期地震仪发明者的详细调查。) 1881 年 3 月, 在东京大学用水平摆得到第一张地方震地震图时, Ewing(1881)和 Milne(1881)就对初始波组是压缩波还是剪切波的问题发生了分歧。但在以后的 20 年内, 大多数人在识别 P 波、 S 波和面波方面已取得一致意见(有一个重要的例外, 如第一卷第一章所提及的)。1889 年 4 月 17 日 Rebeaur-Paschwitz 在波茨坦第一次记录到了一个日本的远震。Oldham 于 1900 年发表了第一条走时曲线。

经过 Milne 的努力, 地震学委员会建立了最初的全球地震台网, 该委员会是由英国科学进展学会于 1896 年组织的。国际地震学协会创立于 1903 年。当时, 记录图和台站速报的质量已获改善, 一些台站不仅报告到时, 而且报告后来 Gutenberg 和 Richter(1954)测定震级时所用的 P 波、 S 波等的振幅。例如, 早在 1910 年的地震, 就有约 30 个台站速报的振幅数据可用。

1918 年开始发表国际地震简报(ISS)。该简报包括世界范围各台站发出的数据, 以及根据这些数据测定的发震时刻和震中。

1951 年报到 ISS 的台站数是 602 个, 其中 108 个在日本。1975 年约有 850 个台站发出报告。以后 ISS 由国际地震中心(ISC)的报告代替, 该中心在英国爱丁堡, 1975 年后位于英国纽伯里。国际地震中心的报告从 1964 年起出版。只要索取, 便可得到报告磁带的复制带。1964-1970 年的数据储存于 15 盘磁带中, 每盘磁带长 2400 英尺, 其信息密度为每英寸 1600 比特(总数为 700 兆比特)。目前每月处理由 50,000—100,000 个观测结果组成的数据。要得到经处理的某些遥远的关键台站(如南太平洋台站)的

数据,等待两年是必要的。ISC 每半年还出版一次地震目录。

多年来,美国海岸和大地测量局 (USCGS) [后曾为美国海洋大气局(NOAA)的环境科学服务局(ESSA), 现为美国地质调查局(USGS)]一直使用有效的震中定位程序。USCGS出版初定震中(PDE)卡片。他们每个月从全世界 700 多台站获取约 40,000 个读数,并为 800 个台站和研究中心提供 PDE 卡片。利用迭代过程改善了这些报告中的走时数据的质量。开始时,震中位置是由观察宏观地震效应加以测定的,而发震时刻是根据震中区震动起始时间来确定的。开始必须用根据已知发震时刻测定的走时和从已知震中到台站的距离来确定走时曲线。对每次新地震,有四个未知的震源参数:经度、纬度、震源深度和发震时刻。若走时曲线已知,原则上在四个台站上识别的单个 P 波可以确定这些参数,因此台站数在四个以上就能提供修改走时曲线的附加信息。

例如,Jeffreys 和 Bullen 从 Zöppritz-Turner 走时表开始,并使用 ISS 报告的数据,计算每次地震的震源参数。根据所计算的震源参数和初始表,将观测走时相对于计算走时的残差列为震中距的函数,这样得到的系统误差再去校正初始表。1940 年发表的 Jeffreys-Bullen 走时表是经典地震学中根据到时数据得到的最大成就之一。以 E.Herrin(1968)为首的小组着手修改 Jeffreys-Bullen 走时表,制订了一个新的 P 波表。

一旦求出走时曲线以后,很自然就要探明地壳结构以解释观测结果。第一个定量地球模型是由 Wiechert 提出的,他及其同事们的结果至今仍然还有价值。例如,Gutenberg 在 1913 年给出的核-幔边界的深度值(2900 公里)非常接近于最近的估算值(2885—2890 公里)。

一旦确定了地球模型,便可以计算未曾考虑过的大量射线路径的理论走时,然后与预测结果作比较。通过这个过程,识别新的震相,观测到时相对于预测到时的残差可用来进一步修改地球模型。

以上我们描述了一个迭代过程：先识别波的类型，测定其时间、震中位置，接着作残差计算、校正走时表和修改地球模型，然后识别新的波型。随着每次迭代循环的进行，我们对地球内部和震源的了解逐渐加深。

在二十年代后期震源研究工作中有一个重要事件，即深源地震的发现。早先 Turner(1922)发表的观测结果表明震源深度有很大变化。该结果是以 ISS 准备时期所得数据为根据的，它没能使许多人信服，因为它还包括了所谓高震源地震(空中)。但后来和达(Wadati, 1928)获得了使人信服的证据，他利用布于日本群岛的密集台网，采用了约 50 个台站的资料，绘制出由震中传播出去的 P 波和 S 波的波阵面图。他比较了具有共同震中的两个事件，发现一个事件的波阵面传播比另一个事件快一倍，对这个观测结果的唯一解释是两个事件的震源深度相差很大。

自从浅田(Asada, 1957)报告了在日本筑波正常活动周期为每天 20 0 多次震动以后，已普遍认为构造活动地区小地震的时空分布是了解现代构造活动的基本资料。他采用了一个与电子放大器(那时尚未普遍用于地震学)相连的动圈式换能器获取微震记录图。目前已遍布全世界的约 50 个永久性地震台网记录了大量有关每个地区微震波走时和振幅的数据。这类台网中开支最大的是 1966 年以来由美国地质调查局在加利福尼亚中部运转的台网。在该台网中，通过商业电话线把从约 26 0 个台站(1979)所得的地震信号传输到门罗公园的分析中心，大多数地震的震中位置和震源深度的精度分别优于 2.5 和 5 公里。该台网用于监测可能发生在大地震前的所有现象，地方震和远震的走时数据也用于研究台网下地壳和上地幔的速度结构。

另一个重要发现是在地震学发展早期，使用密集台网资料作出的。第一个令人信服的初动方向的象限图象由志田于 1917 年 5 月 18 日对一次日本地震观测而得。震源机制的理论和实验研究结果都在 1930 年前后为许多日本地震学家所相信。本多

(Honda, 1962)对早期工作和他自己的工作作了完整的总结概括,其中包括深源地震的最大和最小主应力轴平行于地震带的平面。这现在已是一幅熟悉的下行板块中的应力图。

本世纪五十年代 Hodgson 及其同事采用 Byerly 方法,把震源球投影到地震台站图上,广泛地研究了初动图象的全球资料(Hodgson, 1957)。由于初动方向通常不在台站报告上给出,他们发出调查表到地震台站去收集资料。以这种方式收集的资料当然不够理想,通常有 15%—20%的数据与最后的解不一致。六十年代新资料的引入使不一致明显减少(小于1%),因为同一个观测者以同样的方法直接从世界标准地震台网的标准化长周期地震仪记录图中读取初动得到新的资料。这种方法帮助 Sykes(1967)证实了 Wilson 有关转换断层的想法。这种想法把三种不同类型的地震带[洋脊、岛弧和块体构造(Richter, 1958)]结合成一个全球体系,以致革新了地震构造的概念,还明显地提高了断层面解的可信度。

世界标准地震台网是本世纪六十年代创建的,该台网由图 11.1 所示遍布全世界的约 120 个连续记录的台站组成,它显然是全球通用地震台站系统中最完善的。每个台站都配备有 3 个短周期地震仪和 3 个长周期地震仪,以便测定垂直分量和两个水平分量的地面运动。这些仪器是由动圈式摆与记录电流计相耦合组成的。短周期地震仪的摆和电流计的自由周期分别为 1 秒和 0.75 秒,而长周期地震仪的摆和电流计的自由周期分别为 15 或 30 秒和 100 秒。短周期系统的最大放大倍数可以以 6 分贝为可变阶程,从 3125 变化到 400000 倍,长周期放大倍数的范围是 750—6000 倍。每个台站每天提供 6 张记录图(29.2×91.4 厘米)。资料中心(全国地球物理和日地数据中心,隶属美国国家海洋大气局,在科罗拉多的博尔德)收集记录图,并把复制品分发给任一需要者;其中有原尺寸大小的,有 35 毫米胶卷的,有 70 毫米胶片的,还有包括 24 张地震图的微型卡片(10.5×15 厘米)。

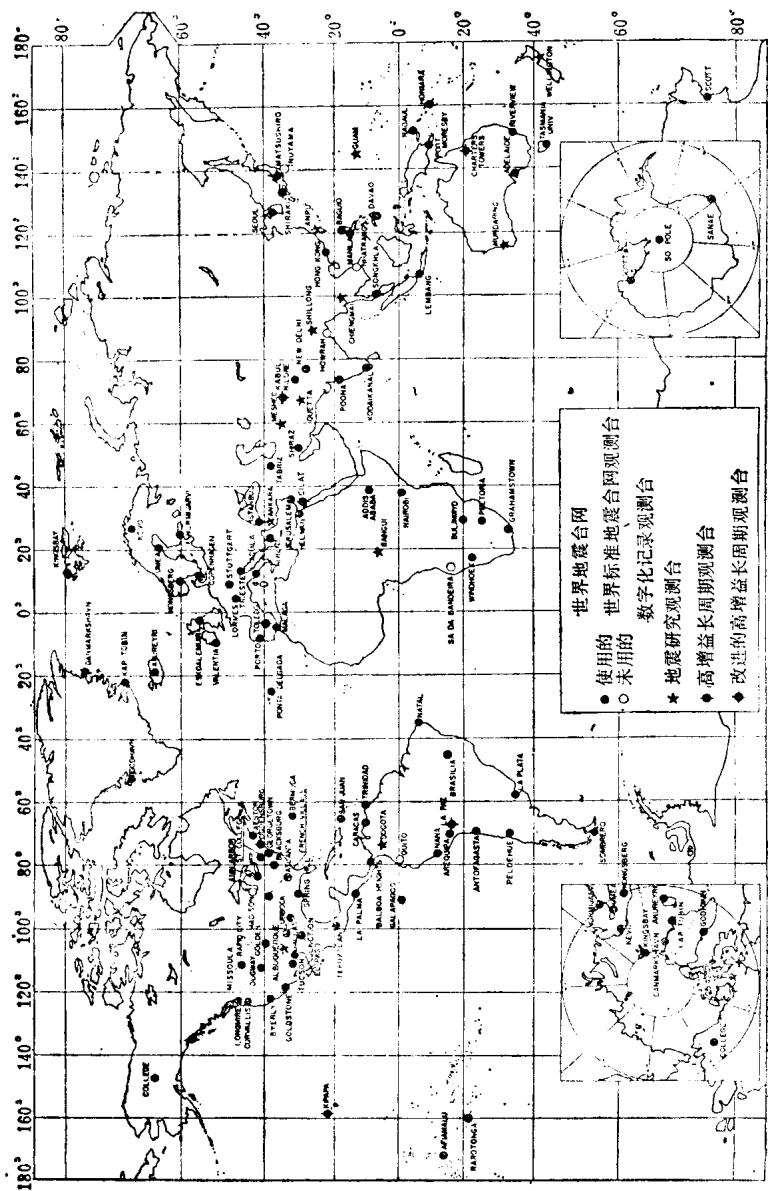


图 11.1

世界标准地震台网的台站(据美国地质调查局, 1977年3月)

世界标准地震台网数据的实际效果只是刚开始显示出来。本章中至此讨论的数据是时间、振幅和特定波群的初动方向，地震图中其余部分均被忽略。由于全球范围标定得很好的地震图易于资用，在地球结构和震源机制研究时就很可能采用一组波的波形或波谱，或甚至整个记录图，这就使地震学成了确实定量的科学。我们把这称为波动理论法，而把仅使用波群的时间和振幅作为数据的方法称为射线理论法。

地震学的波动理论法已有很长的历史了，一直可追溯到 1904 年 Lamb 关于由半空间点力产生地震波的经典论文。Ewing, Jardetzky 和 Press (1957) 总结了这些理论成果，并讨论了它们对各种不同实验的应用。他们书中阐述成功的应用，再加上数字计算机的出现，促进了六十年代波动理论法的产生。该方法主要对长波有效，因为长波对地球结构的细节不灵敏，因此简单模型较为合适。

在波动理论法中最简单形式的数据是未加处理的地震记录图。这样，对一模型计算所得的理论地震图（其中包括仪器响应）就可直接与观测记录进行比较。这种比较的第一个成功的实例，也许是 Pekeris 在 1948 年所进行的海洋声波的工作。较为普通的数据形式是地震图上的选定部分，一般认为由少量已知波形，如 Rayleigh 波，Love 波及其高阶振型组成。

若该部分地震图基本是由单一振型组成的，则观测到的波 $f(x, t)$ 可用一简单表达式近似为

$$f(x, t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} |f(x, \omega)| \exp \left[-i\omega \left(t - \frac{x}{c(\omega)} \right) + i\phi(\omega) \right] d\omega,$$

式中 t 是时间， x 是震源到接收台站的距离， $\phi(\omega)$ 是震源的相位延迟， $c(\omega)$ 是相速度， $|f(x, \omega)|$ 是振幅谱密度。佐藤 (Satô, 1955) 成功地应用了该近似式，从此该式被大量应用于测定地震波的衰减、相速度和震源的相位。因此，在地震图中选定部分的振幅谱和相位谱现在是地震学中的重要数据。