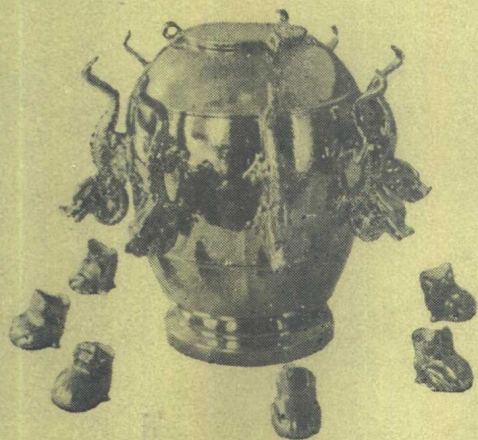


56.2508

6023



地震地磁观测与研究丛书

(五)

震相与地球内部结构



地质出版社

地震地磁观测与研究丛书

(五)

震相与地球内部结构

左兆荣	周兆龙	编译
房明山	金桂芳	
刘福田	刘建华	校

地 质 出 版 社

内 容 简 介

地球内部结构是地震学中的一个重要研究领域。近十多年来,特别是1979年以来,这一领域有了许多新进展。我们编译的这本文集基本上概括了这一研究领域在上述时期内所取得的新成果。全书共分为六章。前两章的重点是研究地球的横向不均匀性,第三章探讨了介质的各向异性,第四章和第五章分别讨论了地球介质的滞弹性和随机不均匀性所引起地震波衰减和散射,第六章涉及到地球内部的一些主要间断面和过渡带。本书取材广泛,内容新颖,可供从事地震学和地球物理学研究人员以及高等院校有关专业的师生参考。

地震地磁观测与研究丛书

(五)

震相与地球内部结构

左兆荣 周兆龙 编译
房明山 金桂芳
刘福田 刘建华 校

*

责任编辑:苏先樱 荣灵璧

地质出版社出版

(北京西四)

河北香河县印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行·各地新华书店经售

*

开本: 787×1092¹/₁₆ 插页: 5 个 印张: 25³/₈ 字数: 597,000

1986年8月北京第一版·1986年8月北京第一次印刷

印数: 1—1,412册 定价: 6.45元

统一书号: 13038·新225

序

以前,地震观测是靠一些分散的单台,各台自行其是地进行观测,然后把测得的数据印成地震目录或报告,互相交换以共同研究。随着电子学和计算技术的进步,全球性的标准地震仪台网和区域性的遥测地震台网已逐步建立起来,观测数据所用的格式和方法正在逐步统一之中,并以电讯、磁带、磁盘拷贝、缩微片或印刷品等进行资料交换供研究之用,资料的保存和使用方法也在不断改进,数据库相继建立起来。计算机的广泛使用,提高了地震数据的处理能力,并给地震研究带来极大的方便,在震相、震源机制、地球内部结构……等方面正展开更深入的研究。这反过来又对观测工作提出了更多的要求,使地震观测向大动态、宽频带,数字化等方向迈进。

地震学与测震学的发展都要求地震观测水平能有个较大的提高,以适应地震研究工作的需要,并使地震研究工作能更好地为四化服务。为此,要了解国内的台站现状与国外的最新研究成果,找出差距,以促使我们的工作很快地赶上去。

《地震地磁观测与研究》编辑部组编出版的“地震地磁观测与研究丛书”,分别介绍了世界上在地震观测和研究各个方面的最新成就和动向,并结合我国的实际情况,对今后工作提出了许多有益的看法。这次参加丛书编译工作的人员,大都是工作在第一线的同志,他们有着丰富的实际工作经验,又有一定的理论水平,这套丛书的出版想会对我国地震界的同行们有一定的参考价值,对他们的工作和思路有所裨益,对我国地震学的研究和地震预报的研究也有更大的帮助。

中国科学院学部委员
国际地震中心理事 秦馨菱

总 前 言

自从传统的单台地震观测转入地震实验场和全球性联合地震观测以来,地震观测数据成百倍地增长,地震资料日益丰富,特别是在地震研究中广泛采用了数字技术和电子计算机之后,地震仪器设备、观测方法、资料数据的规格化、标准化、数字化和现代化,以及地震数据的科学保存与管理已成为地震研究的迫切要求。

目前计算机的应用已进入人类社会的许多领域。各种功能优越的计算机语言和软件系统竞相问世,极大地提高了科技开发的效益,在我国地震研究中正在广泛使用。但是一些已经服务于国民经济、国防建设和直接与人民生活有重大关系的科研项目,还远未能满足要求;已经取得的大量地震资料还有待进一步开发,为地震学研究提供更精确更可靠的数据,使得地震定位、震级和震源参数的精确测定,地球内部结构等许多与国民经济和人民生活紧密相关的基础研究项目,能在较短时间里取得更大的进展。否则,地震研究将难以适应社会发展的需要,同时也会限制学科本身的发展。

为了尽早地把我国地震数据库建立起来,更有效地开展地震信息服务工作,促进基础地震学和应用地震学中 with 国民经济有重大关系的一些研究工作的开展,《地震地磁观测与研究》编辑部决定成立“地震地磁观测与研究丛书”编委会,不定期地出版“地震地磁观测与研究丛书”,介绍国内外的最新成果。第一期拟出版六个分册:

- (一)现代地震台网观测技术
- (二)计算机高级语言——在地震学中的应用
- (三)缩微技术及其在地震学中的应用
- (四)地震学中的射线方法
- (五)震相与地球内部结构
- (六)震级与震源参数测定

前三册主要是介绍现代地震观测中的新技术、新设备、新方法,计算机在地震资料处理和数据管理中的应用,以及国际权威组织正在使用和推荐使用的通用标准和格式;后三册主要是介绍与地震观测有关的基础研究与应用研究成果。由于观测资料的丰富与解释方法的改进,对于地球内部细结构有了更为丰富的认识,并为精确测定多种地震参数提供了一些较新的定量化方法。

丛书内容在选材上,既注意到了反映地震观测中最新科技成果和与之相应的研究领域,同时也适当地介绍了我国地震观测中使用的部分专用设备、资料格式和常用的分析方法,以及我国台网的现状和发展前景。这对于提高我国地震科研队伍的素质、培养科研预备队伍也是十分有益的。

我们期望本丛书的出版发行,能得到各方面的支持和批评指正,从而不断改进丛书的编辑工作,以更好地满足广大读者的需要。

前 言

根据地震记录中震相的运动学特征和动力学特征推测地球内部结构是地震学中的一个传统的研究领域。在这个领域中，人们首先得一个球对称的地球模型，以作为真实地球的一级近似，并把地球分成几个不同性质的壳层，这项工作到三十年代后期就几乎接近于完成，其主要标志是Lehmann (1936) 发现内核、Jeffreys (1939) 发表 P 波和 S 波的速度分层、以及Bullen (1940) 提出地球的密度分布模型。到了六十年代，由于地震观测技术和资料处理技术的飞速发展，使得人们对地球内部结构有了更深入的了解，故从那时以来的进程可描述为对地球内部精细结构的研究过程，所讨论的问题集中于地球介质的横向不均匀性、各向异性、吸收和散射效应，以及地球内部一些主要的间断面和过渡带的结构等等。所有这些问题，毫无疑问是很重要的，而且是地处前沿的探索性课题。了解和应用这些最新科研成果，将有助于促进我国地震学和地震预报科学的发展。为此，我们从大量的文献中选取30余篇论文，编译成本文集。

按照文章的内容，全书分为六章。第一章和第二章分别以面波频散的区域性变化和大量体波走时资料的综合反演等分析方法，测定了地球介质的横向不均匀性；这项工作，结合第三章对地球内部各向异性的研究，将为构造驱动板块运动的地幔对流模型提供最重要的约束。作为当今地震学界最为关注的“地震射线层面摄影术”，即所谓CF方法在地震学中的应用，可以从这里找到其原理、方法及其部分实例和有价值的结果。第四章着重论证了介质的品质因子 Q 的频率依赖性和区域性变化，构造了地球的吸收带 Q 值模型，从而进一步揭示了地震波衰减的物理机制。第五章基于Chernov (1960) 的随机介质散射理论，发展了弱不均匀介质中的地震波理论，用以解释地震图中地震尾波和PKIKP的前驱波记录特征。第六章利用最新地震观测资料和理论地震图方法，对地球内部的一些间断面和过渡带的结构提供进一步的约束。我们认为，上述诸方面的内容基本概括了近十多年来，特别是自1979年以来，有关地球内部结构的研究所取得的主要进展。

诚然，关于地球深部结构也还存在许多有待进一步探讨的问题。对横向不均匀性的效应与各向异性和衰减效应之间的比较和评定尚未进行细致的研究。对地幔 P 波和 S 波速度分布还需开展详细的剖面工作，特别是 S 波速度剖面的资料极少。对地核的性质知道得不如地幔好，尤其是关于外核顶部和内核顶部的速度梯度也还存有争议。精确地测定短周期频带内 Q 与频率的依赖关系也仍然十分必要，存在衰减的区域性变化与由散射而引起的复杂化，这些现象的许多细节仍然不很清楚。开展三维非均匀介质中体波合成地震图的新技术，将会促进有关波的多路径传播和焦散作用的研究。

对照这一研究领域的现状，我国的科学工作者多年来做了许多工作，在某些课题上已达到相当的水平，但也应该承认，有些方面，我们才刚刚起步。实际上，地震预报问题是个相当复杂的问题，这个问题的解决不单是依赖于地震前兆和地壳结构的某些研究，对地幔结构，横向不均匀性、各向异性以及衰减的研究，有助于深入了解地球上部介质的运动规

律和地幔物质的运动性质，以便深入探讨大震之前所观测到的大范围的前兆现象的驱动机制和地震预报的物理基础。在加强这种基础理论研究的同时，还应在管理好现有台站的基础上，加速观测技术的现代化，采用先进的观测手段和分析处理设备，尽快铺设我国宽频带数字地震仪台网，可望我国在地球深部结构这一领域中作出应有的贡献。

在本书的编译过程中，我们曾力图在取材上既为读者提供尽可能新的研究成果，又能提供一些基本理论和方法。为便于读者查阅，把有关文献集中列于各章之尾。我们期望本书的出版能对从事地震学和地球物理学的科研人员以及高等院校有关专业的师生有所裨益。

参加本书翻译工作的有左兆荣、周兆龙、房明山、金桂芳、审校：刘福田、刘建华。汇编：左兆荣；图表监制：周兆龙。在编译过程中曾经得到陈运泰、李幼铭、蔡国利、刘希林等同志以及其他一些兄弟单位的同志热情支持和帮助，特此致谢！

由于我们的水平有限，错误和不妥之处在所难免，请读者批评指正。

地震地磁观测与研究丛书编委会名单

主 编：曲克信

副主编：席云藻 詹贤鋈

委 员：牟其铎 周公成 敦履灿 周兆龙

刘福田 宋臣田 王广福 左兆荣

程天正

目 录

第一章 面波频散与区域构造划分	1
第一节 欧亚大陆三维地壳和上地幔结构	3
第二节 根据北美西部的乐夫波资料联合反演面波相速度和衰减特性	19
第三节 通过球谐函数反演测定地幔瑞雷波群速度的全球分布	33
第四节 通过波形反演测定地幔波的频散和衰减	40
第五节 根据面波频散测定岩石层厚度	51
第二章 P波走时异常与介质的横向不均匀性	
第一节 对西欧上地幔大尺度P波速度横向变化的研究	70
第二节 震源和横向速度变化的联合反演一种成层模型的迭代解	81
第三节 同时确定横向变化介质中的震源位置和速度结构的走时反演	97
第四节 日本关东地区的三维速度结构	104
第五节 NORSAR下横向变化速度结构的射线理论振幅反演	122
第三章 偏振异常与介质的各向异性	
第一节 地震各向异性的研究现状	149
第二节 大陆上地幔P _s 速度各向异性	159
第三节 P波速度各向异性的反演	171
第四节 远震P波走时的方位变化	178
第五节 根据P-S转换波的观测推断地幔各向异性	183
第六节 地球内部的地震射线层面摄影术	191
第四章 地震波的衰减与介质的滞弹性	
第一节 地球的Q值	197
第二节 Q _{scs} 的频率依赖性	218
第三节 短周期P、PcP、ScP和pP波在地幔中的衰减	235
第四节 地球的吸收带Q值模型	249
第五章 地震波的散射与介质的随机不均匀性	
第一节 尾波的起源:震源、衰减和散射效应	269
第二节 PKP波在幔-核边界附近散射的证据	298
第三节 核-幔边界附近不均匀性的证据	313
第四节 根据ISC资料估计PKP波的走时	314
第六章 径向对称构造	
第一节 $\bar{P}$ 和Lg波的模拟以及Sn波的低效传播	322
I 用长距离的折射剖面模拟短周期的地壳震相($\bar{P}$, Lg)	322
II 中国东南部Sn波的低效传播	334
第二节 大陆边缘下200公里深度附近地震间断面的证据	340

第三节	来自上地幔和下地幔之间的过渡带的 S_p 震相·····	347
第四节	深度大于650公里的地幔中存在P波间断面的证据·····	364
第五节	下地幔中S波的重性与 D'' 区域的剪切速度结构·····	372
第六节	根据短周期宽频带全球数字地震台网资料推测内核结构·····	387

第一章 面波频散与区域构造划分

Love(1911)在他获得亚当奖金的不朽著作中曾经指出,在地球表面附近的低速区域中,弹性波形成了频散面波。在论文中,他提出了现在称之为乐夫波的频散理论,并且进一步指出,在存在类似地质条件和速度结构的情况下,瑞雷波也会发生频散。

在使用数字计算机之前的年代里,对于复杂剖面,这些频散关系的计算十分困难。很少发表面波频散的数值计算实例,而总是对简单结构,诸如半空间上的一层或两层结构,或者具有特殊速度和(或)密度梯度的结构作计算,用以验证运动方程的特解(Jeffreys, 1928, 1935; Stoneley, 1928, 1937a, b; 以及其他论文)。早先也曾发现瑞雷波的频散受海洋路径的影响(Stoneley, 1926)。

Gutenberg (1924, 1926) 首先应用面波频散的观测资料,并与简单理论模型的预测相比较,以便推演地壳厚度。根据乐夫波频散的研究,Byerly (1930) 发现海洋地壳的厚度要比大陆地壳的厚度薄得多;至1936年,由面波频散分析而给出的大陆地壳厚度,据现在所知,已足够精确(Gutenberg和Richter, 1936)。Wilson (1940) 发现,世界上三个主要海洋其地壳都相类似。

Ewing和Press (1954) 第一个报告了周期长达400秒的全球基阶振型面波群速度的频散,并且发现与根据以古登堡的S波速度-深度分布为原型的模型所预计的矛盾很小;他们还给出了地幔瑞雷波的Q值在140~225秒的周期范围内大约为150,这些数值现在仍然相当可靠(量级为400秒的周期对应于地球自由振荡振型 S_{10} 的周期)。这可能是表明能采用长周期面波探讨深地幔特性的第一个迹象。

在五十年代末六十年代初,由于几个方面的最新进展,致使测量、解释和反演地壳和上地幔结构的过程受到巨大的推动。由于稳定的长周期地震仪的研究成功(Ewing和Press, 1953; Press、Ewing和Lehner, 1958),可根据长周期面波频散的观测得到有关上地幔结构的信息;1954年曾采用这种地震仪研究了地幔长周期瑞雷波频散。

具有15或30秒固有周期的摆和90或100秒周期的电流计的地震仪的长周期衰减足够平缓,能常规观测6级或稍大的远震所激发出来的面波,其本征函数的本征值为200~400公里的回折深度的 $\frac{1}{e}$ 。这就有助于开展区域尺度的研究。Press、Ewing和Oliver (1956) 采用地幔瑞雷波的群速度频散确定了非洲的地壳结构,这个地区是爆炸地震学方法难以达到的。但是,群速度方法只能提供地震与台站之间结构特性的一种平均估计。由于地震仪频率响应的峰值大约位于20秒,所以,仪器必须安装在距震中相对远的距离上,以便保证记录到中等强度地震所激发出来的短周期面波。在更短的距离上可以得到更弱地震的记录,但是这种弱地震总是不能以足够的强度激发出长周期面波。当然,地震仪必需安装在距地震某一距离处,因此,由群速度方法用于这些地震仪的记录所推得的平均结果是不能给出相当短距离之内地球内部地幔特性变化的估计的。

Press (1956) 曾提出,如果根据彼此靠得很近的长周期地震仪精确测量时的地震

图可以测定不同的相位关系,那么就有可能进行小尺度的区划。Knopoff和Chang (1977)也曾指出,除埃里相或其附近之外,基阶振型的相速度比之基阶振型群速度能更好地分辨地幔结构。Brune和Dorman (1963)首先将相速度方法应用于地幔波。他们推测,加拿大地盾下的地幔其 S 波速度高达4.72公里/秒;而且发现在大约115公里的深度上开始存在 S 波的低速通道,其 S 波速度约为4.52公里/秒,与位于其上方的盖层形成小的速度反差。

Knopoff、Mueller和Pilant (1966)根据类似的长周期地震仪台网记录测定了相速度,这种长周期地震仪台网是为着测定世界上特定区域的地幔结构这一目的而特地架设的;在所论及的情况下,于1960年架设在阿尔卑斯附近的台网由4个台组成。此后的几年中,世界标准地震台网(WWSSN)的大量类似地震仪开始工作,从而使得通过相速度方法进行这种区域性研究成为可能。

随着数字计算机时代的到来,发生了意义深远的变化,使得易于进行频散测量和理论频散关系的计算以及反演观测资料,以便提供地幔结构。可以先将频散波列的记录数字化,尔后进行数值傅里叶分析(Knopoff等, 1966),并通过选择数值窗和滤波使由多重路径引起的干涉效应极小(Pilant和Knopoff, 1964; Knopoff等, 1966)。采用沿着通往震中的大圆路径排列的两台法,可以使横向不均匀性对区域相速度测量的影响达到极小(Knopoff、Berry和Schwab, 1967)。用这种方法处理了阿尔卑斯台网的观测资料,结果表明,阿尔卑斯地区有很厚的地壳根。更令人感兴趣的结论是,地幔中存在有低速通道,通道开始于地表以下80公里深处,通道中 S 波的速度非常低;阿尔卑斯地区的低速通道其速度值为4.2公里/秒,明显低于加拿大地盾低速通道中的速度值4.52公里/秒。

将层-矩阵(layer-matrix)方法用于数字化剖面模型,对相当复杂的水平成层结构的频散计算就大大加快,这种方法适用于数字计算机(Haskell, 1953; Knopoff, 1964; Schwab和Knopoff, 1972; 以及其他作者)。在采用基阶振型的面波研究上地幔时,对瑞雷波观测资料要进行经验校正(Bolt和Dorman, 1961),对乐夫波观测资料要用精确的展平算子(Biswas和Knopoff, 1970),使得上述方法可适用于球状模型。现在,精确的地球展平程序对瑞雷波也能用(Bhattacharya, 1976),这时不考虑重力效应。

面波资料的反演得益于线性化方法对非线性问题的应用。根据扰动理论分析,Knopoff (1961, 1962)可以就简单剖面给出反演问题的系统解,他证明了,确定密度和速度分布的频散资料集的反演,即使基阶振型资料在全频带都是可用的,其解答也总是非唯一的。完全的线性化反演方法必须考虑资料的不确定性和不完整性。

完全的线性反演问题的最重要的解是由Backus和Gilbert (1968, 1970)、Wiggins (1972)以及Jackson (1972, 1973, 1976)给出的。这种反演所以受限制,就是因为它们涉及到线性化过程的应用,因而,如果探测的数值场具有很高的非线性,则会发生困难;尽管如此,线性化方法仍然比有竞争能力的完全非线性的Hedgehog方法有更大的通用性。Hedgehog反演包括对与资料一致的容许解的参数间进行有条理的搜索(Keilis-Borok和Yanovskaya, 1967; Biswas和Knopoff, 1974);然而,在后一种方法中,实际上只能检测维数很少的参数空间。反演方法理论研究的主要结果就是认识到,由于非唯一性,关于反演结果不确定性的评价会与反演结果本身一样重要;如果这种不确定性超过结构特性的局部扰动,那么这种扰动就没有意义。此外,线性反演方法给用户以如下可能性:即由给定的资料集可能得到多少有关地球内部特定区域的信息。

目前,人们已经渡过了积累和解释适宜上地幔研究的频散资料的时期,并且揭开了研究更长周期频散资料的序幕,这种长周期频散资料与谐振地球的自由振型谱的观测有一部分相重叠。IDA台网是由可用于这一目的的一批新仪器所装备的;由这些仪器所得到的资料被用于研究深部地幔的横向不均匀性。

以上叙述是部分文献的年鉴,其重点是强调了计算以及得到有关地球上地幔结构信息的资料积累和面波资料反演的历史进展。这里已经提到了一部分文献,也因为某种原因而舍掉了大量的其他文献,但最主要的还是因为那些文献并未以当时的里程碑而闻世。

本章从大量的近期文献中有选择地介绍了几种面波频散资料的反演方法及其结果,并以Knopoff的一篇权威性评论文章,较详尽地综述了当前面波研究工作中的一些有关问题。

第一节 欧亚大陆三维地壳和上地幔结构^[1]

一、前言

假设欧亚大陆是由几个性质截然不同的构造区组成:前寒武纪地盾(波罗的海、乌克兰、西伯利亚和印度地盾),地震上稳定的沉积地台(西伯利亚和俄罗斯地台),喜马拉雅-札格罗斯-土耳其褶皱带,西藏高原,蒙古-新疆地震活动带以及中国东南部的准稳定地区。对于大部分欧亚大陆地区,无法利用区域地震记录,因而用体波方法研究该地区地壳和上地幔的不均匀性很困难。

然而,面波频散却为研究其传播路径所达到的遥远地区结构提供了一种方法。目前的研究涉及到使用瑞雷波群速度的频散数据,以确定欧亚大陆地壳和上地幔的详细结构。为了改进欧亚大陆地区震源机制的测定工作,提高区别核爆炸和地震的能力,并检验该地区不同板块构造模型,需要更好地了解该地区的地壳和上地幔结构。

应用面波频散方法研究大尺度不均匀性区域,通常包括三个步骤:(1)测量为数众多的交叉穿越该区域的面波频散资料;(2)将该区分成许多子区域(小单元),根据步骤(1)得到的混合路径测量,确定每一小单元的纯路径频散曲线;(3)对适合于每个单元的地震速度模型反演纯路径频散曲线。

面波频散方法的第二个步骤通常称之为区划。这个步骤之所以需要,是因为迄今还没有一种实际理论可用来计算横向不均匀地球模型的理论频散。区划的一般方法就是将一个地区分成若干地质区,并且假定每区横向相对均匀,然后用最小二乘过程根据混合路径资料确定纯路径频散曲线(例如Mills, 1978; Yu和Mitchell 1979; Patton, 1980)。在这些横向相对均匀的地质区中,按照假设的层状半空间模型进行频散资料的反演(Haskell, 1953; Harkrider, 1964)。

尽管面波频散方法在研究上地幔结构中起着重要作用,但是仍难通过它的应用以求得详细的速度模型。这是因为:(1)对于多数区域研究,所用的最长周期小于100秒,这不足以分辨直至软流层的结构,(2)就区划而言,在大多数研究中(仅根据很不充分的地表地质信息)都做得很粗糙,这就可能会模糊掉有关上地幔结构横向变化的信息。

因此,为了更详细地研究直至软流层深度的上地幔结构,有必要采取使用更长周期的方法以改善频散测量的分辨率。为了更精细地研究横向不均匀性的特征,需要对更小的陆

地单元提取纯路径资料。

二、方 法

本节使用了一种改进的‘频率-时间分析’(FTAN)方法,即“匹配-滤波器频率-时间分析”(Feng和Teng, 1983),测量了瑞雷波群速度。这种方法是从Dziewonski等(1972)的‘残差频散测量’方法发展而来的,其测量过程如图1.1.1所示。

对于给定的地震图,首先在频率域中消除仪器响应;然后用最佳带宽滤波器通过频率-时间分析(Inston等, 1971)进行谱校正,以测定频谱 $A_2(\omega) \cdot \exp[i\phi_2(\omega)]$ 。这种最佳带宽滤波器是一种高斯滤波器,被设计成在频率-时间分析的应用中使瞬时分辨极大。因此,第一次迭代谱是光滑的,没有很大的间断。然后,用观测谱 $A_1(\omega) \cdot \exp[i\phi_1(\omega)]$ 对第一次迭代谱的比构制剩余谱。除Dziewonski等(1972)已处理过的相位谱之外,重要的还应将振幅包含在剩余谱公式中,因为振幅随频率的变化通常在短周期上很迅速,故会将误差引进频率-时间分析过程。然后用Nyman和Landisma(1977)所讨论的显示-补偿滤波器(Display—equalized Filter—DEF)通过频率-时间分析方法分析剩余谱,以确定频散资料的校正项。显示-补偿滤波器以一种比最佳带宽滤波器或常带宽滤波器更自然的方式平均信号。显示-补偿滤波器的‘平均范围’近似圆,尽管在整个频率-时间域内圆的大小会变化。由于剩余谱近乎白色,故使用显示-补偿滤波器能够得到很好的分辨。最后,用校正项去校准第一次迭代的频散资料即可得到所要的频散数据。

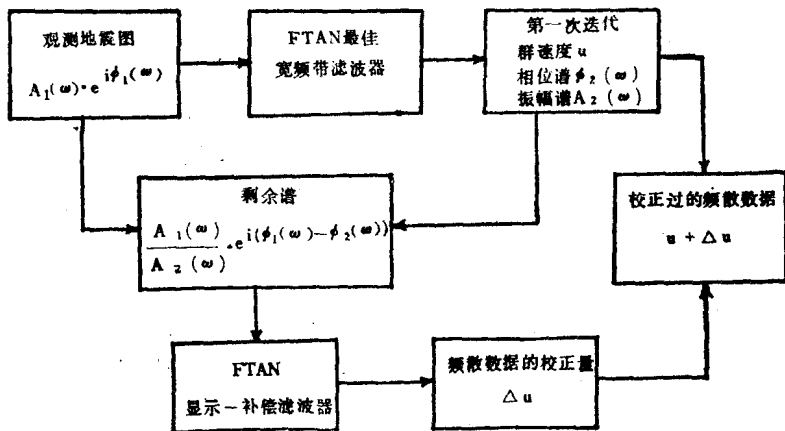


图 1.1.1 匹配滤波器频率-时间分析方法的测量过程

这样一种测量过程可用来逐步地改善分析。然而,经验证明,一次迭代通常就能给出足够好的结果。基于这种新方法所作的详细数值分析证实,对于地震研究观测(SRO)台网的地震图,在一个很宽的周期范围内提取的面波频散资料其精度和分辨率两个方面都得到显著改善(Feng和Teng, 1983)。

这里所介绍的“网格-频散反演”方法以更客观的方式处理区划。这种方法将大陆块在几何上分成地理网格,每个网格单元的大小取决于频散信息的密度。这种划分未采用地表地质信息。人们对网格-频散反演所寄予的希望有两点:地下结构和可能的地表现象都得到复原,地表地质信息用来对结果作独立检验。

为了把“网格-频散反演”公式化,这里把一个给定的大陆块分为 n 个网格单元,并测量了该区域内的 m 条路径的面波群速度。对某一周期 T ,根据第 j 个网格单元所假定的群速度 $U_j(T)$ 计算出第 i 条路径 ($i = 1, 2, \dots, m$) 的理论群速度 $V_i(T)$,亦即

$$\frac{1}{V_i(T)} = \sum_{j=1}^n \frac{d_{ij}}{D_i} \frac{1}{v_j(T)} \quad (1)$$

式中 D_i 是第 i 条路径的总长度, d_{ij} 为第 i 条路径在第 j 个网格内的部分长度。在这一计算的后面所隐含的假设是,给定路径的总相移为各均匀网格单元相移之和,而网格边界上无相移。这里要求网格速度 $u_j(T)$,而 $u_j(T)$ 与测出的群速度 $U_j(T)$ 间的关系和(1)式中 $v_j(T)$ 与 $V_i(T)$ 的关系相同。因此第 i 条路径群速度的校正项为

$$\frac{1}{U_i(T)} - \frac{1}{V_i(T)} = \sum_{j=1}^n \frac{d_{ij}}{D_i} \left(\frac{1}{u_j(T)} - \frac{1}{v_j(T)} \right) \quad (2)$$

将该式写成矩阵形式,有

$$[V]_{m \times 1} = [A]_{m \times n} \cdot [x]_{n \times 1} \quad (3)$$

这是线性反演问题的标准形式。用随机逆理论(Franklin, 1970)来解方程(3)。当观测数目增加时,就可提取更小单元的纯路径频散资料;并可进行横向不均匀性的更详细更实际的研究。然而,单元的大小受限于所用资料最长波长的横向分辨能力。

最后,用随机逆理论,根据纯路径群速度资料得到剪切波速度模型。在反演过程中,所采用的程序是W.L.Rodi用Harkrider (1964)的面波算法所编写的程序及Rodi等(1975)的计算群速度偏导数的方法基础上修改而成的。

三、在欧亚大陆上的应用

为了研究欧亚大陆的横向不均匀性,测量了109条路径的群速度(图1.1.2)。这些路

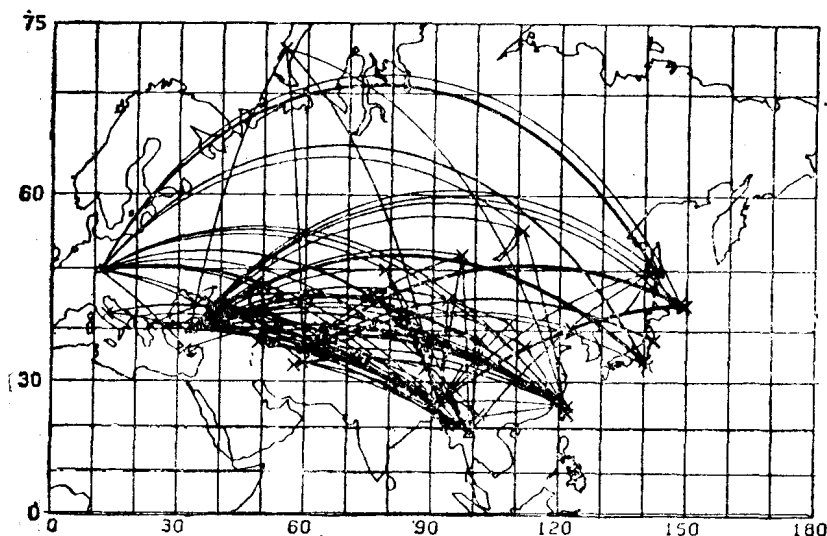


图 1.1.2 本文所用的波路径(叉号为地震事件,三角为SRO台站)

径很好地覆盖了欧亚大陆。本文中的所有43个地震事件(表1)在六个地震研究观测台(SRO)上都记录到了(表2)。这六个SRO台位于德国的格拉芬柏格(GRFO)、土耳其的安卡拉(ANTO)、伊朗的马什哈德(MAIO)、印度的西隆(SHIO)、泰国的清迈

表 1 本文中使用的地震事件的有关数据

地震序号	网格单元	日 期	发震时间 时、分、秒	纬度(°N)	经度(°E)	深 度 (公里)	震 级	
							Mb	Ms
1	4	1978.9.27	02:04:58.2	73.380	54.669	0	5.6	4.5
2	4	1978.9.24	03:29:58.3	73.369	54.708	0	5.7	
3	20	1978.8.3	06:07:35.9	52.143	96.892	33	5.3	5.5
4	22	1979.12.5	00:54:45.8	55.633	111.299	33	5.0	
5	26	1979.4.15	06:19:44.1	42.096	19.209	10	6.2	6.9
6	26	1979.9.19	21:35:37.2	42.812	13.061	16	5.9	5.8
7	27	1978.6.20	20:03:21.0	40.739	23.229	3	6.1	6.4
8	28	1978.9.3.	00:21:15.6	44.404	38.052	33	5.7	5.4
9	29	1978.5.26	13:43:38.2	41.963	46.546	38	5.6	5.2
10	29	1978.12.18	07:59:56.3	47.787	48.192	0	6.0	
11	30	1979.10.1	07:36:59.5	40.077	51.909	33	5.1	
12	31	1978.6.4	19:30:23.4	40.381	63.619	33	6.0	5.1
13	32	1978.11.29	04:33:02.9	49.956	78.765	0	6.0	4.3
14	32	1979.9.25	13:05:53.6	45.083	77.006	40	5.9	5.5
15	33	1979.3.29	02:01:33.4	42.004	83.406	33	5.9	5.5
16	34	1978.10.16	16:30:26.0	45.234	93.682	33	5.0	4.5
17	35	1979.8.24	16:59:30.8	41.145	108.129	33	5.8	5.9
18	37	1978.5.18	12:33:34.0	40.674	122.533	33	5.4	5.2
19	39	1978.3.25	00:31:02.1	44.209	148.971	46	6.1	6.8
20	39	1978.3.23	03:15:20.3	44.932	148.439	33	6.4	7.5
21	39	1978.3.23	19:12:23.6	44.343	149.737	33	6.0	6.8
22	39	1978.10.11	10:26:14.6	44.238	149.028	49	5.3	5.2
23	39	1978.12.6	14:02:01.0	44.592	146.581	91	6.7	
24	39	1979.7.28	15:22:54.9	49.986	142.576	25	5.5	5.2
25	40	1979.5.28	09:27:32.4	36.409	31.751	98	5.9	
26	41	1978.11.4	15:22:19.3	37.674	48.901	34	6.1	6.0
27	42	1978.9.16	15:35:56.6	33.386	57.434	33	6.5	7.4
28	42	1979.1.16	09:50:10.1	33.897	59.472	33	5.9	6.7
29	44	1978.11.1	19:48:28.0	39.349	72.615	40	6.2	6.8
30	45	1977.11.18	05:20:11.3	32.593	88.388	33	5.7	6.5
31	45	1979.5.20	22:59:14.2	30.029	80.310	33	5.8	5.9
32	46	1979.12.2	01:37:10.6	38.488	90.149	33	5.2	5.1
33	47	1978.8.16	14:56:47.4	38.383	101.355	33	5.0	4.3
34	48	1979.6.19	04:15:16.5	37.163	111.846	33	5.0	4.9
35	50	1978.6.12	08:14:26.4	38.190	142.028	44	6.8	7.7
36	50	1978.6.14	11:34:20.0	38.319	142.364	40	6.0	6.3
37	50	1978.10.11	01:49:01.1	33.416	140.793	57	5.9	
38	50	1979.8.12	07:13:20.0	34.515	140.223	61	5.8	
39	52	1978.10.4	13:53:52.0	27.834	85.963	33	5.2	
40	53	1979.1.1	18:51:10.8	20.898	93.752	62	5.3	
41	54	1979.3.15	12:52:29.3	23.157	101.138	33	5.6	6.2
42	55	1978.9.2	01:57:33.4	24.896	121.985	109	6.1	
43	55	1978.12.23	11:23:12.0	23.247	122.075	33	6.6	7.0

(CHTO) 以及中国台湾省的台北 (TATO)。路径的长度约为1500公里到9500公里 (表

表 2 本文中使用的SRO台站的有关数据

台 站	台 站 代 码	纬 度 (°N)	经 度 (°E)
德国格拉芬伯格	GRFO	49.692	11.222
土耳其安卡拉	ANTO	39.869	32.794
伊朗马什哈德	MAIO	36.300	59.495
印度西隆	SHIO	25.567	91.883
泰国清迈	CHTO	18.790	98.977
中国台北	TATO	24.975	121.488

3)。

应用“匹配-滤波器频率-时间分析”方法分析了长周期垂直方向SRO地震图。其中38个中心周期从12秒到372秒。对每张地震图，该方法所能分辨的最长周期取决于路径长度、震源参数和背景噪声。用“匹配-滤波器频率-时间分析”方法所测量的群速度误差小于0.02公里/秒 (Feng和Teng, 1983)。作为该方法的第一步是消除仪器响应 (Peterson等, 1980)。这里没有采用震源相位校正。根据Knopoff和Schwab (1968) 的经验方程, 对这里作群速度测量的距离范围所引进的误差小于0.02公里/秒, 因此, 群速度的总误差应小0.04公里/秒。

通过几乎相同路径上的频散资料检验了资料的重复性。这里以图1.1.3为例, 表明了

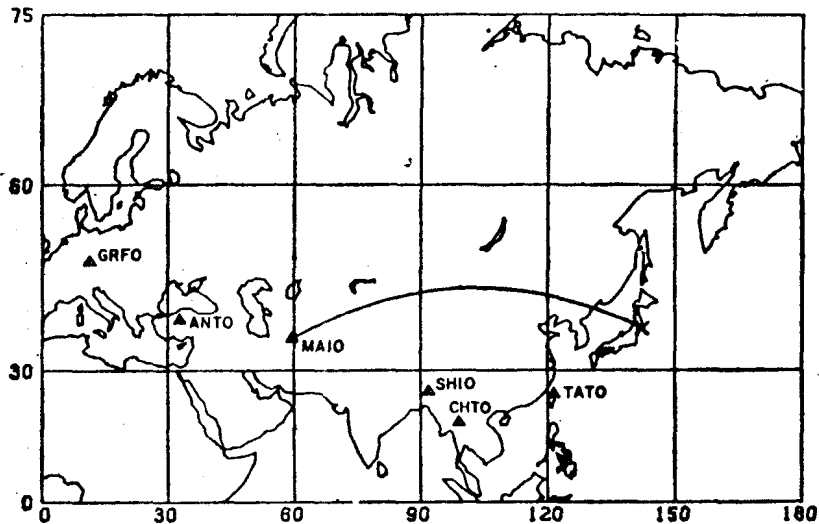


图 1.1.3 第35号地震和第36号地震到MAIO台的路径 (路径55和56)

发生在日本本州的两个地震到达伊朗的SRO台MAIO的路径 (表1.1.3中路径55和56)。图1.1.4表示这两个地震在MAIO台所记到的两张SRO地震图。顶上的那个记录为55号路径的地震图, 底下的那张记录为56号路径的地震图。时间标度的原点置于对应于5公里/秒的速度上。依次的时间标记对应于4.0、3.5、3.0和2.5公里/秒。面波振幅的差异受震源因子的强烈控制。然而, 频散是由路径控制的。所以两条路径应产生几乎相同的结