

高等学校教材

737041

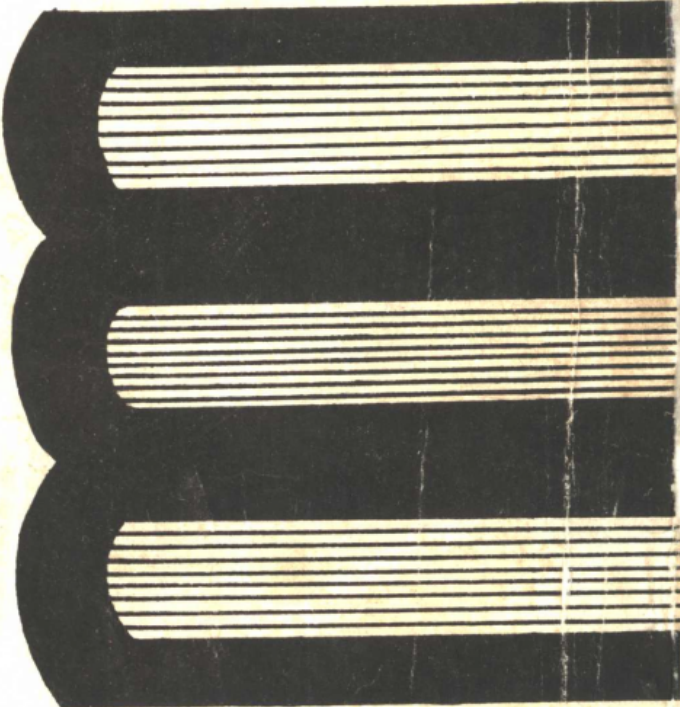
应用地球物理教程

——地震勘探

何樵登 熊维纲 主编



地质出版社



ISBN 7-116-00867-5/P·741

定 价： 3.75 元



高等学校教材

应用地球物理教程

——地震勘探

何樵登 熊维纲 主编

地质出版社

(京)新登字085号

内 容 提 要

为适应改革和拓宽专业面的需要,经地矿部勘查地球物理专业课程教学指导委员会组织编写这套中学时的《应用地球物理教程》全书共分三册,本书是第三分册——地震勘探。

本分册在保持前一轮教材系统的基础上,在内容上有了较大的精简和调整,并注意充实了近年来发展起来的新方法、技术。

本教程作为应用地球物理专业的教材,也可供广大物探工作者学习参考。

※ ※ ※

本分册经地质矿产部勘查地球物理专业课程教学指导委员会地震课程指导小组于1990年10月杭州会议审定,同意作为高等学校教材出版。

※ ※ ※

高 等 学 校 教 材
应 用 地 球 物 理 教 程
——地 震 勘 探

何樵登 熊维纲 主编

*

责任编辑:林清波

地质出版社出版

(北京和平里)

地质出版社印刷厂印刷

(北京海淀区学院路29号)

新华书店总店科技发行所发行

*

开本: 787×1092¹/₁₆ 印张: 14.375 字数: 336000

1991年10月北京第一版·1991年10月北京第一次印刷

印数: 1—2000册 定价: 3.75元

ISBN 7-116-00867-5/P·741

序 言

一、本书是为高等地质院校应用或勘查地球物理专业编写的通用教材。适用学制为四年，教学时数为270—300学时（实践性教学时数除外）。这是以现行教育计划为基础，根据各地质院校近年来的教学经验，由地质矿产部勘查地球物理专业课程教学指导委员会（以下简称“课指会”）于1988年10月北戴河会议上确定编写的通用教程。

二、这套教程定名为《应用地球物理教程》，其中包括六种勘探方法，每种方法列为一篇，分三册出版。在第一分册中包含两篇，即第一篇重力勘探和第二篇磁法勘探，两者各为50学时；在第二分册中包含三篇，即第三篇电法勘探（85学时）、第四篇放射性测量（12学时）和第五篇地热测量（8学时）；第三分册为地震勘探，列为第六篇，90学时。按现行教学计划，各种方法的教学顺序与各篇的次序基本上是一致的。

三、为了更好地贯彻少而精原则，这套教程与20世纪80年代初期按各种勘探方法分册出版的教材相比，在内容上有较大的精减和调整，各种方法的衔接性得到加强，减少了不必要的重复。而且，根据应用地球物理学各分支方法近年来新的发展趋势，充实了一些新内容，使这套教材更具有活力和时代性。当然，各篇的主要内容仍侧重在方法原理和基本知识、基本概念方面。对于实验技术和仪器、设备以及野外教学中可能遇到的一些基本技术性问题，由于学时所限，本书均未详细编写，今后两年将编写适当的实验指导书和野外实习中的现场教学材料，以作为互相配合的教学内容，使学生切实掌握“三基”（基础知识、基本理论、基本技能）。

四、虽然应用地球物理学各分支方法在某些方面近年来均有所发展，但在一些重要方面仍处于研究、探索阶段。例如，用各种方法进行直接找矿及评价异常源的地质背景、区分矿与非矿等方法理论问题，迄今尚无定论。故本书在选材方面有所控制。然而，有关这方面的研究现状和进展情况以及发展趋势等，均有让大学生了解的必要，因此本书各篇之后均列有一些有价值的文献，以增加兴趣和扩大视野，在教学中不断引导学生为发展我国的应用地球物理学做出贡献。

五、为了加深对教材内容的理解和巩固对教学内容的记忆，在本书每篇、章之后，均列有若干习题。内容较灵活，有思考、讨论、评述、计算、构图、分析等各方面的。而且，为了启发学生的独立思考和创造性见解的发挥，在习题之后，均未列“标准答案”。以免对大学生们活跃思想形成约束。各院校授课教员可做好充分准备，组织对某些习题进行讨论，使学生们和师生间互相启发，培养独立分析问题、解决问题的能力。

六、由于应用地球物理学分支方法较多，应用领域较广，并且目前仍在不断扩大中。因此，必须向学生讲授并让其掌握较多的内容。为了提高教学效果，书中选用了丰富的插图，各院校在选用本教材进行授课时，对于图表和较繁的公式，均宜预先制成幻灯片或大挂图，尽量减少用手在黑板上书写公式和绘图，以免占用授课时间。

七、全书各篇中的物理量及单位均采用国际单位制(SI)。

八、根据地矿部教材室和“课指会”的共同研究与推荐，邀请有关院校19位同志参加

这套教程的编写工作，其分工如下：

绪论 傅良魁。

第一篇 重力勘探：罗孝宽(主编)、郭樟民、石宝林。

第二篇 磁法勘探：郭绍雍(主编)、李纪刚、朱文孝、孙运生。

第三篇 电法勘探：傅良魁(主编)、田宪谟、罗延钟、朴化荣。

第四篇 放射性测量：贾文懿。

第五篇 地热测量：于汇津。

第六篇 地震勘探：何樵登和熊维纲(主编)、杨有发、姚姚、钱绍瑚。

为编好本套教程，在执行地质矿产部制订的勘查地球物理专业教学计划过程中，课程教学指导委员会主任赴各有关地质院校进行调查，汇集意见，开始了组织编写工作，并于1988年10月召开了课指会，确定了本教程的编写原则、教学总时数、各篇控制学时及编写各篇章的统一格式及要求等。其后，各课指组分别进行了研究，开始编写。本书第三分册初稿于1990年10月在杭州召开的课程指导小组全体会议上进行了会审。以后，全体编写成员根据会审意见进行了认真、仔细的修改，最后由分册的主编定稿。在编写过程中，包吉山、贺振华等各校老师提出了一些宝贵意见和建议，在此一并表示感谢。

地质矿产部勘查地球物理专业课程教学指导委员会

主任 傅良魁

1990年8月

目 录

绪 论	1
第一章 地震波的动力学 (熊维纲)	3
§ 1 地震地质模型的理想化	3
一、理想弹性介质和粘弹性介质模型	3
二、各向同性介质和各向异性介质模型	4
三、均匀介质、层状介质和连续介质模型	4
四、单相介质和双相介质模型	5
§ 2 地震子波的动力学参数	5
§ 3 地震纵波和横波传播的动力学特点	7
一、地震波的球面扩散	7
二、地震波的能量	10
三、地震波的波形图和波剖面	11
四、地震波场的计算——克希霍夫 (Kirchoff) 公式	12
五、地震波的吸收	15
§ 4 地震波的反射、透射和折射	18
一、平面波的反射及透射	18
二、球面波的反射和透射以及首波形成	23
§ 5 地震面波	25
一、瑞雷面波传播特点	25
二、面波的波散现象	26
§ 6 地震波的薄层效应	27
一、地震薄层	27
二、薄层的干涉效应	28
三、薄层的调谐效应	29
§ 7 地震波的绕射	30
§ 8 地震波的波导效应	33
§ 9 一个反射波记录道形成的物理机制	34
一、地震波的透射损失	34
二、一个地震反射波的记录道	35
三、地震道褶积模型	36
§ 10 地震波的传播速度及其影响因素分析	36
一、层速度	36
二、层速度的变化范围	37
三、影响速度的因素	38
小结	41
第二章 地震波的运动学 (何樵登、杨有发)	44

§ 1 时间场和视速度定理	44
一、时间场的理论	44
二、费马原理	45
三、时距图	46
四、视速度定理	47
§ 2 反射地震波的运动学	47
一、两层介质的直达波和反射波时距图	47
二、水平多层介质的反射波时距曲线方程	54
三、连续介质中波的时间场和反射波时距曲线	56
四、转换反射波的时距曲线	58
五、绕射波时距曲线	59
六、多次反射波时距曲线	60
§ 3 折射地震波的运动学	61
一、折射地震波传播的特殊性	61
二、折射地震波时距曲线	62
§ 4 垂直时距曲线方程	66
一、直达波垂直时距曲线	66
二、反射波垂直时距曲线	66
三、透射波的垂直时距曲线	68
四、折射波垂直时距曲线	69
§ 5 $v-p$ 域内各种波的运动学特点	70
小结	71
第三章 地震勘探数据的野外采集技术及方法 (何樵登、杨有发)	73
§ 1 地震勘探中的有效波和干扰	73
一、地震波波场的特点	73
二、地震干扰波的类型及其特征	74
§ 2 地震波的激发	78
一、炸药爆炸震源	78
二、非炸药震源	79
§ 3 地震勘探的野外数据采集系统	82
一、地震检波器	83
二、地震数据的数字记录系统简介	86
§ 4 地震勘探野外观测系统	89
一、观测系统的图示	89
二、反射波法观测系统	89
三、折射波法观测系统	94
§ 5 地震信息的接收	95
一、接收点间距的选择	95
二、方向特性的利用	96
三、检波器的安置条件	102
四、共反射点多次叠加法 (水平叠加法)	102

§ 6 地震波速度的野外测定	110
一、地震速度测井	110
二、声波速度测井(连续速度测井)	111
三、低速带的测定	111
§ 7 地震勘探工作的组织管理和技术	112
一、地震勘探工作的经济效益	112
二、地震勘探工作的组织	113
三、试验工作	114
四、地震勘探的工作技术	116
小结	117
第四章 地震勘探资料数字处理(姚姚)	119
§ 1 校正和叠加处理	119
一、动校正(正常时差校正)处理	119
二、静校正处理	123
三、叠加	129
§ 2 提高信噪比的数字滤波处理	130
一、滤波器的基本概念	131
二、一维频率滤波	134
三、二维视速度滤波	139
§ 3 提高纵向分辨率的反滤波处理	142
一、反滤波的基本概念	142
二、最小平方反滤波	144
三、预测反滤波	147
四、反滤波中某些问题的讨论	149
§ 4 提高横向分辨率的偏移成象处理	151
一、叠后偏移(自激自收记录剖面的偏移)的基本概念	151
二、绕射扫描叠加偏移	154
三、波动方程偏移	155
§ 5 速度参数的提取	162
一、速度分析	163
二、各种速度的概念及其相互关系	168
三、层速度的计算	170
§ 6 二维反射纵波多次覆盖资料的实际处理	172
一、处理流程	172
二、预处理	173
三、修饰性处理	174
§ 7 地震资料数字处理进展简介	178
一、常规处理中的新方法	178
二、二维反射纵波多次覆盖资料的特殊处理	180
三、适应先进勘探方法要求的处理技术	181
小结	182

第五章 地震资料解释 (钱绍瑚)	183
§ 1 地震反射信息的构造解释	184
一、时间剖面的对比	184
二、地震波场分析	186
三、时间剖面的地质解释	194
四、深度剖面、构造图、等厚图的绘制	197
§ 2 地震反射信息的地震地层解释	199
一、地震层序划分	199
二、地震相分析	200
三、地震相的地质解释	205
四、用地震地层解释方法寻找非构造圈闭	205
五、用地震地层解释方法评价生、储、盖条件	207
§ 3 地震信息的岩性解释与烃类检测技术	208
一、用层速度计算地层的砂泥岩含量	208
二、用振幅信息预测岩性体	209
三、利用薄层的振幅效应确定储集层的厚度	211
四、利用振幅信息检测油气——“亮点”技术	211
五、用纵横波速度求泊松比	214
六、岩石孔隙度、密度的测定	214
§ 4 地震折射信息的解释	214
一、折射波的识别与对比	215
二、折射波综合时距曲线的绘制	215
三、折射界面的绘制	216
小结	219
参考文献	221

绪 论

地震勘探是地球物理勘探的一种重要方法，是以研究人工激发的弹性波在地壳中的传播为基础的，包括一整套探测地壳地质结构（包括矿床本身）的方法。由爆炸或撞击激发的弹性波从激发源向各个方向传播，可穿透地壳很深的层位，在地层中它们产生折射和反射，部分地传回地表，人们用专门的仪器记录到这些振动，并通过测量波的传播时间，研究振动的特征，来确定发生折射或反射的地质界面的埋藏深度和产状，同时判断波所通过的岩石或矿床的性质。地震勘探能够详细地划分地层，高精度地确定沉积地层的倾角，即使它们埋藏很深。因此，地震方法特别广泛地用于解决构造地质问题，尤其是用于寻找石油和天然气矿床；它也广泛地用于普查煤矿、岩盐、铝土以及解决各种工程地质问题。近来，地震方法用于金属矿勘探已日趋增长，在区域地质研究中起着重要作用，在获取地壳和上地幔深部结构的资料方面也有突破性进展。

地震勘探包括两个基本方法：反射波法和折射波法，其它的地震勘探法只是辅助性的或局部地应用。

反射波法基于研究从两个地质层分界面反射的弹性波。它与众所周知的无线电定位测量目标距离的方法有许多共同之处，由于电磁波在空气中的传播速度已知，无线电定位法在测定反射物的距离时变得很简单，而地震反射波法的过程则较为复杂，因为弹性波在地质介质中的传播速度受其成分的影响而在很大范围内变化，且往往为未知。但是，测量从一个震源到达若干观测点的反射波旅行时间，仍然能够求得波在介质中的传播速度并确定发生反射的界面的位置。为了连续地研究反射界面的形状，要在许多点上同时记录振动，一般使用专门地震勘探仪器工作站来记录大地的振动。

折射波法要在离震源较远处（与界面的埋深相比而言）进行观测。这样，地震波的大部分路径是在接近于地层层理方向传播。在许多情况下，用折射波法可能判别地层的岩性。

地震勘探是一个复杂的动力学系统，这个系统中发生着能量和信息的转换：由地震震源激发一次波，它们在地质介质中传播并在其不均匀处产生二次波，在观测点处接收和记录这些波动，得到地震记录；对地震记录进行处理和解释，也经历着一系列的信息转换过程，最后得到地震剖面或构造图等图件。可以认为，震源激发的弹性振动是系统的输入信号，而地震剖面等信息则是系统的输出信号。

分析地震地质介质的参数和在介质中产生的弹性波场的特征之间的相互关系十分重要，这种分析以求解正问题（对给定的地震模型计算波场）为基础。而研究野外观测的方法和技术使我们能够以最少的花费获得所研究波场的充分的信息。处理和解释的有效性则以解反问题（根据观测的波场确定地震模型的结构）为基础。

地震勘探方法在解决各种地质问题时要与其它地球物理和地质方法综合应用，在具体地质条件下，综合应用能够极大地提高地质效果。同其它地球物理方法相比，地震勘探方法的主要优点是精度高、分辨率高、探测深度大。多年以来，西方世界在地球物理勘探方面的投资中百分之九十用于地震勘探。在我国，自大庆油田发现以来，95%的新油田都是

由地震勘探提供构造的，世界上的墨西哥湾油田、中东油田、里海油田和北海油田等许多大中型油田的发现也是如此。

地震勘探作为一种地球物理方法产生于本世纪20年代初，它发展的初始阶段主要以地震学的理论前提和方法为基础。我国是世界上最早有地震记载的国家。公元132年，我国东汉时期杰出的科学家张衡创造了世界上第一台观测地震的仪器——候风地动仪，见图6.0—1。其原理如图6.0—2。这种利用惯性记录的原理，就是在近代地震仪器中也仍然采用。

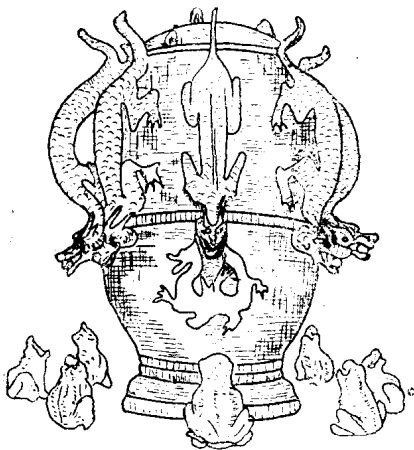


图 6.0—1 候风地动仪

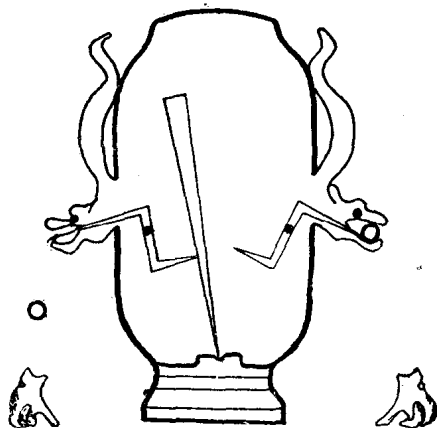


图 6.0—2 地动仪原理图

二十世纪之初，苏联学者加利金（Галькин）在发展记录振动的方法和观测解释方法研究地球内部结构方面取得很大成功。1919年，明特罗普（Mintrop）获得了折射初至波法的专利，1927年反射波法得到工业上的应用。1933年开始在反射波法中应用组合检波。1940年反射波法工作采用10—12道多道仪器，二次大战后增至24道，1960年到1981年，大多数地震队采用48—96道，近来向更多道（1000）记录仪发展。而其间地震仪的记录方式经历了几次变革，从1927年至1952年，多采用光点记录，资料采用人工处理，记录的动态范围小，信噪比低、效率低。从1953到1963年，发展为模拟磁带记录，资料可用模拟计算机回放处理，动态范围增大，信噪比有较大提高，处理达到半自动化。从1964年至现在则发展到数字磁带记录、高覆盖次数观测、资料用数字计算机处理、动态范围很大，精度更高、自动化程度和效率都较高，扩大了解决地质问题的能力。

现在，地震勘探技术仍在以数字化为主要标志继续迅速发展。仪器方面正向遥控遥测、高采样率、超多道发展；野外工作方法技术方面则是发展非炸药震源、高分辨率勘探、三维勘探、多波多分量勘探和垂直地震剖面（单井和多井）测量，以解决复杂构造、深层构造、地层岩性圈闭、储层研究以及直接找油、气等地质问题；在数据处理方面，为了适应地震数据采集量猛增的需要，估计不久之后可以实现用光盘进行地震记录（单盘即可记录几十亿字节），并大力提高计算机的处理能力，采用向量计算机，为了充分利用地震波的信息，正在发展层析技术和研究粘弹性介质、双相介质、各向异性介质等波动方程求解正、反演问题的理论和计算方法，不断地引进其它基础学科和新兴技术的先进成就，并发展人机联作的自动处理解释系统。预计本世纪末，地震勘探将会有新的突破性进展。

第一章 地震波的动力学

人工激发的地震波随着时间增加在地下岩层中传播。这种地震波传播的动态特征集中反映在两个方面，一是波传播的时间与空间的关系，称为运动学特征，另一是波传播中它的振幅、频率、相位等的变化规律，称动力学特征。前者是地震波对地下地质体的构造响应，后者则更多地是地下地质体岩性特征，有时亦是地质体结构特征的响应。如同重力场、磁场和电场一样，地震波的运动学和动力学特征可以统称为地震波的波场特征。地震勘探的基本任务就是研究波场特征，以指导找矿和解决其它地质问题。

本章的重点是讨论地震波场的动力学特征。鉴于地下实际介质是多种多样的，有必要将实际复杂的地质体用理想化的模型加以简化，既便于问题的讨论又不失其一般。为此，本章首先讨论地震地质模型的理想化问题，然后讨论地震波在各种理想化的地震地质模型中传播的动力学特征。

§ 1 地震地质模型的理想化

目前，地震勘探大部分工作都是在沉积岩地区进行。沉积岩相对于火成岩、变质岩来说，具有沉积稳定，横向变化缓慢，成层性好等特点。但在漫长的地质历史时期发生过多地壳运动，使地层出现各种各样的褶皱断裂、剥蚀、风化等地质现象，致使本来比较简单的地质结构有时变得很复杂。为此，有必要从实际地质介质的性质、结构、成分、形状等特征出发，在不同的条件下，建立不同的地震地质模型，使问题得以简化。

一、理想弹性介质和粘弹性介质模型

实际地质介质大多数是固体，按固体的力学性质（指在外力作用下的固体形变特征）可以将固体分成弹性体和塑性体两类。弹性力学已指出，任何一种固体，受外力作用后其内部质点就会产生相互位置的变化，使固体的体积大小和形状发生变化（统称形变）。外力取消后，由于内力起作用，使固体恢复到原来的状态，即所谓的弹性。如果外力取消后能完全地恢复为原来状态的物体，称之为理想弹性体或完全弹性体。反之，固体还保持其受外力作用时的形态，称之为理想塑性体。

自然界大部分物体，在外力作用下，既可显示为弹性，又可显示为塑性。除温度、压力等影响外，重要的条件是决定于外力作用的大小和时间的长短。当外力很小且作用时间很短时，大部分固体可以近似地看成是理想弹性体。反之固体显示为塑性，甚至发生破碎。

地震勘探除震源附近的岩石由于受到震源作用（如爆炸）而破碎外，在远离震源处，它们受到的作用力都非常小（位移小于 $1\mu\text{m}$ ）且作用时间短（小于 100ms ）⁽¹⁾，因此除震源附近以外的绝大部分波传播的地区，岩石都可以近似地看作理想弹性体来研究。这种理想化的地震地质模型是至关重要的，因为弹性力学许多问题的讨论都基于这种理想弹性介质的假设。有了这种前提，弹性力学的许多基本理论可以直接地引用到地震勘探中来。

诚然，建立理想弹性介质模型可以在一定程度上近似实际介质的要求，但是人们发现“实际工作中所获得的似正弦状地震记录与经典弹性理论所预言的脉冲地震记录之间存在巨大的差异”^[2]，说明波在实际岩层中传播时，岩石对地震波有吸收作用，吸收激发脉冲波中的某些频谱成分，使其能量损耗。因此，岩石固体既有弹性，又表现出像粘性流体那样的粘性，称这样的物体为粘弹性体，实际的岩石固体接近于粘弹性体。从理想弹性介质模型到粘弹性介质模型是使理想化了的模型更接近于实际介质。

二、各向同性介质和各向异性介质模型

弹性理论按固体的性质，通常把固体分为各向同性体和各向异性体两种。凡弹性性质与空间方向无关的固体，称为各向同性体，反之则称为各向异性体。岩石弹性性质的方向性取决于组成岩石的矿物质点的空间方向性及矿物质点的排列结构和岩石成分。矿物质点的方向性由矿物晶体的结构决定，但是从晶体的线度来说，它远远小于地震波波长，因此晶体引起的各向异性完全可以被忽略。而对矿物质点排列的结构来说，沉积比较稳定的沉积岩大都由均匀分布的矿物质的集合体所组成，即使在横向上变化也是极为缓慢的，较少表现出岩石各向异性的性质。因此，常把实际介质看成是各向同性介质模型，在这种介质中，弹性系数，例如 λ 、 μ （拉梅系数）是常量，不随空间方向变化。

三、均匀介质、层状介质和连续介质模型

固体的弹性性质不仅同上述的空间方向有关，而且同空间分布有关，特别表现在由弹性性质决定的波传播速度的空间分布上。根据速度的空间分布规律，可以把固体介质分为均匀介质和非均匀介质两大类。速度值不随空间坐标而变的介质定义为均匀介质。反之，若速度是空间坐标的函数，则称为非均匀介质。在非均匀介质中，凡速度值相同的点可以构成一个区域，于是整个介质被分成若干个区域，每个区域内介质可以看成是均匀的。速度不同的各介质区域的分界处，从地震勘探的角度来说称为界面。这些界面可以是平面，亦可以是曲面。如果非均匀介质中，介质的性质表现出成层性，那么称这种介质为层状介质，其中每一层的速度值是不变的。两个界面之间的间隔称为该层的厚度。在以后讨论中将会指出，地震界面的弯曲程度和地震层位的厚薄程度都是相对概念。由于沉积岩地区岩层有很好的成层性，各岩层可由不同的弹性性质的岩石组成，因此岩层的岩性分界面有时同岩层的弹性分界面非常一致，把实际介质理想化成层状介质就具有很大的实际意义。

层状介质模型（包括界面是水平面、倾斜面或曲面）是地震勘探中最常用的物理模型，但是它们仍然是实际介质的一种近似。不少地区，特别是沉积旋回比较发育的地区，往往有很多薄层，每一个薄层具有一种速度，于是可以认为波的速度是沿地层沉积方向连续变化的，亦即波的速度是空间坐标的连续函数。把这种波速是空间连续变化函数的介质定义为连续介质。连续介质是层状介质模型的一种极限情况，当层状介质中的层数无限增加，每层的厚度无限减小，这时层状介质就过渡为连续介质。

沉积岩地区，在一定范围内岩性横向（水平方向）的变化较之沉积方向（垂直方向）变化缓慢。大量实际测井资料统计表明，速度 V 随垂直深度 z 连续变化的规律可用下式表示

$$V = V_0(1 + \beta z)^{1/n} \quad (6.1-1)$$

式中 V_0 表示 $z=0$ 时的初始速度； β 表示速度在深度方向上的变化率； n 为等于或大于1的整数。 $n=1$ 时，速度随深度呈线性变化，这种介质称线性连续介质。 $n>1$ 时，称非线性

连续介质。

如果地下存在好几套岩性不同的地层，每一套地层介质为连续介质，则称这种介质为层状连续介质。

四、单相介质和双相介质模型

对实际介质按上述各种模型简化时，都只考虑岩相的单一性，亦即把组成地层的岩石都视为单一的固体相，把建立各种模型时只考虑单一相态的介质称为单相介质。但是实际上许多岩石往往由两部分组成，一部分是构成岩体的骨架、称为基质，另一部分是由各种流体（或气体）充填的孔隙，例如某些含油砂岩是由呈球状的岩石颗粒构成岩石基质和石油流体充填的孔隙组成。由于波经过岩石基质和流体孔隙传播的速度是不一样的，因此从波传播来说，这种岩石实际上是由两种相态构成的，我们称这种岩石为双相介质^[3]。当地震勘探的精度需要提高到研究不同孔隙充填物对波传播的影响时，则要考虑建立双相介质的模型。它对岩性地震勘探及直接找油气的研究有重要意义。

§ 2 地震子波的动力学参数

由震源激发、经地下传播并被人们在地面或井中接收到的地震波通常是一个短的脉冲振动，应用信号分析领域中的广义术语，称该振动为地震子波。它可以被理解为有确定起始时间和有限能量，在很短时间内衰减的一个信号。地震子波其振动的一个基本属性是振动的非周期性。因此，它的动力学参数应有别于描述周期振动的振幅、频率、相位等参数，而用振幅谱、相位谱（或频谱）等概念来描述。

根据傅里叶（Fourier）变换理论，任何一个非周期的脉冲振动 $g(t)$ 可以用傅里叶积分写成如下形式^[4]

$$g(t) = \int_{-\infty}^{\infty} G(f) e^{j2\pi ft} df \quad (6.1-2)$$

$$G(f) = \int_{-\infty}^{\infty} g(t) e^{-j2\pi ft} dt \quad (6.1-3)$$

式中 t 是时间； f 是频率； $G(f)$ 称频谱，一般是复变函数。式 (6.1-2) 是表示一个非周期振动 $g(t)$ 和周期的谐和振动之间的关系，它的物理意义是：任何一个非周期振动 $g(t)$ 是由无限多个不同频率、不同振幅的谐和振动 $G(f)e^{j2\pi ft}$ 之和构成。每一个频率的谐和振动的振幅和初相位由复变函数 $G(f)$ 决定。 $G(f)$ 可以写成

$$G(f) = A(f) e^{j\Phi(f)} \quad (6.1-4)$$

其中 $A(f)$ ， $\Phi(f)$ 都是实变函数。 $A(f)$ 表示每一谐和振动分量的振幅，称为振幅谱； $\Phi(f)$ 表示每一个谐和振动分量的初相位，称为相位谱。于是式 (6.1-2) 中的被积函数可以写成

$$G(f) e^{j2\pi ft} = A(f) e^{j[2\pi ft + \Phi(f)]} \quad (6.1-5)$$

可见 $A(f)$ 表示了每一个谐和振动分量对振动 $g(t)$ 的贡献大小，而 $\Phi(f)$ 表示组成 $g(t)$ 的谐和振动之间在时间分布上的相互关系。图 6.1-1 表示由许多不同频率、不同振幅、不同起始相位的谐和振动合成一个非周期振动的示意图。

式 (6.1-3) 的物理意义是：如果已知非周期振动 $g(t)$ 的形状，那么可以求得频谱 $G(f)$ ，进而按式 (6.1-4)，复变谱 $G(f)$ 的模 $A(f)$ 即为振幅谱，见图 6.1-2。即

$$A(f) = |G(f)| = [a^2(f) + b^2(f)]^{1/2} \quad (6.1-6)$$

式中 $G(f) = a(f) + jb(f)$ ， $a(f)$ 表示 $G(f)$ 的实部， $b(f)$ 表示 $G(f)$ 的虚部。

复变谱 $G(f)$ 的幅角就是相位谱，见图 6.1-3。即

$$\Phi(f) = \text{tg}^{-1} \frac{b(f)}{a(f)} \quad (6.1-7)$$

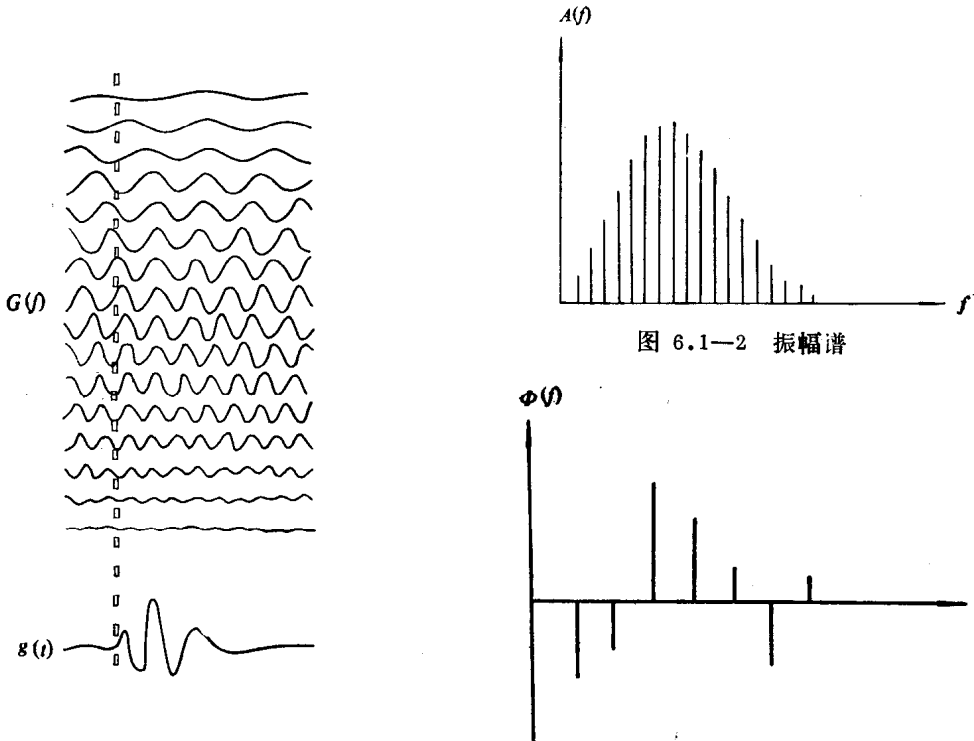


图 6.1-1 谐和振动合成非周期振动示意图

图 6.1-3 相位谱

振幅谱和相位谱的物理意义是十分重要的，以后研究波的动力学特征，主要是研究影响这些频谱变化的规律。

值得指出的是：式 (6.1-2)，(6.1-3) 是一对傅里叶变换，前者称傅里叶正变换，后者为反变换，它们之间具有互相单值对应的关系，亦即任何一个形状的地震波都单一地对应于它的频谱，反之任何一个频谱都唯一地确定着一个地震波波型。这就是说地震波的动力学特征既可以用随时间而变化的波形来描写，也可以用其频谱特性来表述。前者是地震波的时间域表征，后者则是其频率域表征。由于它们具有单值对应性，因此在任何一个域内讨论地震波都是等效的。

地震子波的另一个属性是它具有确定的起始时间和有限的能量，因此振动经过很短的一段时间即衰减，它的衰减时间长短称为地震子波的延续时间长度，以后将会讨论到，它决定了地震勘探的分辨能力，而且可以很容易地证明：地震子波的延续时间长度同它的频谱的频带宽度是成反比的。在频谱分析中，具有无限长延续时间的单频谱和振动对应着很窄的线谱，而仅有单位时间延续长度的 $\delta(t)$ 脉冲则具有无限宽的白噪声谱即是这种关系。

的二个极限例子。

至此，我们仅对地震子波的动力学参数进行了静态的描述和讨论。然而，地震勘探的重要任务是研究地震波在实际介质中传播时的动态特征，以下各节都为此而讨论。

§ 3 地震纵波和横波传播的动力学特点

遵循由简到繁，由浅入深的原则，首先讨论最简化的均匀、各向同性、理想弹性介质模型。这种模型意味着在整个空间充满着各向同性的理想弹性体而无边界。众所周知，在这种介质中只存在纵波和横波两种波动。本节先讨论它们传播的动力学特点，然后描述波场的定量计算。

一、地震波的球面扩散

从固体弹性理论可知，在均匀、各向同性的理想弹性介质中，三维波动方程可以用矢量表示为

$$\rho \frac{\partial^2 \mathbf{u}}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \text{grad} \theta + \mu \nabla^2 \mathbf{u} + \rho \mathbf{F} \quad (6.1-8)$$

式中向量 \mathbf{u} 表示介质质点受外力 \mathbf{F} 作用后的位移，称位移向量；向量 \mathbf{F} 为作用的外力，称力向量；常数 λ 、 μ 是介质的弹性常数，称拉梅 (Lame) 常数；常量 ρ 是介质的密度；标量 θ 称体变系数，亦可表示为 $\theta = \text{div} \mathbf{u}$ 。

标符 ∇^2 为拉普拉斯 (Laplace) 算子

$$\nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2}$$

如果对作用外力分别取散度 (div) 和旋度 (rot)，则式 (6.1-8) 可分别写成

$$\frac{\partial^2 \theta}{\partial t^2} - \frac{\lambda + 2\mu}{\rho} \nabla^2 \theta = \text{div} \mathbf{F} \quad (6.1-9)$$

$$\frac{\partial^2 \boldsymbol{\omega}}{\partial t^2} - \frac{\mu}{\rho} \nabla^2 \boldsymbol{\omega} = \text{rot} \mathbf{F} \quad (6.1-10)$$

式中 $\boldsymbol{\omega} = \text{rot} \mathbf{u}$ 。

这说明如果对这种介质分别作用胀缩外力 $\text{div} \mathbf{F}$ 和旋转外力 $\text{rot} \mathbf{F}$ 的话，则在介质中分别存在二种扰动，胀缩力作用下产生由体变系数 θ 决定的介质体积相对胀缩的扰动，这就是纵波；在旋转外力作用下，则产生由向量 $\boldsymbol{\omega}$ 决定的角度转动的扰动，这就是横波。这二种独立的扰动，分别以速度 V_p 和 V_s 传播。

$$V_p = \left(\frac{\lambda + 2\mu}{\rho} \right)^{1/2} \quad \text{和} \quad V_s = \left(\frac{\mu}{\rho} \right)^{1/2} \quad (6.1-11)$$

如同重力场可用重力位，电场可用电位来描述一样，地震波场亦可用质点位移的位移位来描述。

根据亥姆霍兹 (Helmholtz) 涡流理论^[5]，任何一个矢量场，如果在定义域内有散度和旋度，则该矢量场可以用一个标量位的梯度场和一个矢量位的旋度场之和表示。则上面式中的位移向量 \mathbf{u} 和力向量 \mathbf{F} 可分别用位函数表示成

$$\begin{aligned} \mathbf{u} &= \mathbf{u}_p + \mathbf{u}_s = \text{grad} \varphi + \text{rot} \psi \\ \mathbf{F} &= \mathbf{F}_p + \mathbf{F}_s = \text{grad} \Phi + \text{rot} \Psi \end{aligned} \quad (6.1-12)$$