



普通高等教育地质矿产类规划教材

工程与环境物探教程

陈仲候 王兴泰 杜世汉 编

地质出版社

(京)新登字 085 号

内 容 摘 要

本书在选材和内容安排上考虑到工程与环境物探的特点,以浅层地震和电法勘探为主,其它物探方法为辅。书中着重介绍各种方法的基础知识、基本原理和实际应用,并在每部分后附有复习思考题。

本教程除作为工程与环境地质及水文地质专业相应课程的教材外,尚可作为有关专业研究生及工程技术人员的参考书。

* * *

本书由周鸿秋、金焕东主审,并经地质矿产部地球物理基础和勘探方法课程教学指导委员会桂林会议审定,同意作为高等学校教材出版。

* * *

普通高等教育地质矿产类规划教材

工程与环境物探教程

地质矿产部教材编辑室 编辑

陈仲候 王兴泰 杜世汉 编

*

责任编辑:林清漫

地质出版社出版

(北京和平里)

北京地质印刷厂印刷

(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: 17.25 字数: 404000

1993年9月北京第一版·1993年9月北京第一次印刷

印数: 1—3000册 定价: 8.30元

ISBN 7-116-01335-0/P·1104

前 言

根据地质矿产部“地球物理基础和勘探方法”课程教学指导委员会西安会议的决定，为适应高等院校工程与环境地质及水文地质等专业的教学需要，组织编写这本《工程与环境物探教程》作为相应课程的教材。该书也可作为有关专业的研究生及工程技术人员 的参考书。

本书编写以高等院校工程地质和水文地质专业的物探教学大纲为基础，并参考了国内外一些主要的有关教材和书刊。在选材和内容安排上考虑到工程与环境物探的特点，以常用方法浅层地震和电法勘探为主，其它物探方法为辅。书中着重介绍了各种方法的基础知识、基本原理、基本概念和实际应用，对一些繁复的数学推导和方法细节则尽可能地从简或省略，力求深入浅出、通俗易懂。在各方法部分后面附有复习思考题，以供复习参考。

全书共分四部分，十三章，由陈仲候负责主编。其中绪论和浅震部分（第一、二、三、四章）由陈仲候编写（傅唯一和邓一谦在第三、四章中参加了部分编修工作）；电法部分（第五、六、七、八章）由王兴泰编写；其它部分的第九、十两章由邓一谦编写；第十一章和综合应用部分（第十二、十三章）由杜世汉和安海忠编写。

该书由中国地质大学周鸿秋老师和西南交通大学金焕东老师负责主审，中国地质大学贾苓希老师协助审阅了部分稿件。在审稿中提出了许多宝贵的意见和建议，在此向他们表示衷心的感谢。在本书编写过程中，还得到了成都地质学院物探系和绘图室的有关同志在工作中给予方便和协助。在此一并表示深切的谢意。

由于我们经验不足，水平有限，书中疏漏错误和不当之处在所难免，恳请读者批评指正。

编 者

1993年3月

目 录

绪论	1
第一章 地震勘探的理论基础	3
第一节 弹性介质与地震波	3
一、弹性介质	3
二、应力、应变与弹性参数	3
三、振动与地震波	6
第二节 地震波的描述	6
一、振动图和波剖面图	7
二、时间场和等时面	8
三、视速度和视速度定理	9
第三节 地震波的类型及其传播特征	10
一、地震波的类型	10
二、地震波的频率和振幅	11
三、地震波的传播速度	15
四、地震波传播原理	16
五、地震波的反射、透射和折射	17
六、地震波的绕射和散射	21
第四节 地震勘探的地质基础	21
一、影响地震波速度的因素及岩石的波速特征	21
二、岩土介质对地震波的吸收	24
三、浅层地震地质条件	25
第二章 浅层折射波法和反射波法	27
第一节 数据采集	27
一、数据采集的主要仪器设备	27
二、观测系统	28
三、影响采集质量的其它因素	31
第二节 理论时距曲线	32
一、直达波理论时距曲线	32
二、折射波理论时距曲线	33
三、反射波理论时距曲线	41
第三节 资料处理及解释	47
一、折射波的资料处理和解释	47
二、浅层反射波的资料处理和解释	51
第三章 浅震中的新技术和新方法	62
第一节 纵、横波速测试技术及其应用	62
一、动弹性参数测试原理	62

二、波速测试方法	62
三、动、静弹性参数之间的关系	66
四、岩土波速的应用	68
第二节 瑞利面波法	71
一、基本原理	71
二、工作方法	72
三、实例	74
第三节 地震波层析技术 (CT)	75
一、透射波层析	75
二、折射波层析	77
三、反射波层析	79
第四节 垂直地震剖面法	80
第五节 桩基动态无损检测法	82
一、桩基的类型	82
二、桩基无损检测方法	82
三、模型试验及实际应用	86
第六节 地微动观测	87
第四章 声波探测	89
第一节 声波探测原理及工作方法	89
一、声波探测原理	89
二、声波仪	90
三、声波探测的工作方法	90
第二节 声波探测在工程和环境检测中的应用	91
一、岩体动弹性力学参数的测定	91
二、岩体的工程地质分类	92
三、围岩应力松弛带的测定	94
四、滑坡、塌陷等灾害监测	96
五、声波测井	96
复习思考题	98
主要参考书刊	98
第五章 电阻率法的基础知识	100
第一节 岩土介质的电阻率	100
一、岩土介质的电阻率	100
二、影响电阻率的因素	101
三、层状介质的电阻率	101
第二节 大地电阻率的测定	102
一、稳定电流场的基本规律	103
二、点电源电场	104
三、大地电阻率的测定	106
第三节 电阻率法的物理实质	106
一、视电阻率及其定性分析方法	106

二、积累电荷的概念及电阻率法的物理实质	107
三、电流密度随深度的分布	108
第四节 电阻率法的仪器、设备简介	110
一、对电测仪器的一般要求	110
二、电子自动补偿仪的工作原理	110
三、电阻率法的主要装备	111
第六章 电剖面法	112
第一节 联合剖面法	112
一、两种岩石直立接触面上联合剖面 ρ_s 曲线	112
二、良导脉状体上联合剖面 ρ_s 曲线	114
三、低阻球体上联合剖面 ρ_s 曲线	115
四、联合剖面法的干扰分析及校正	116
第二节 其它电剖面法	119
一、对称剖面法	119
二、中间梯度法	121
三、高密度电阻率法	121
第三节 电剖面法的应用实例	124
一、寻找岩溶裂隙水	124
二、在地质填图中的应用	126
三、在地热勘查中的应用	127
第七章 电测探法	128
第一节 水平层状地电断面电测深曲线的类型及其特征	128
一、电测深电极装置及结果图示	128
二、地电断面及曲线类型	129
三、电测深曲线的特征分析	130
四、电测深曲线的等价现象	132
第二节 电测深的资料解释	133
一、电阻率参数	133
二、电测深资料的定性解释	133
三、电测深曲线的定量解释	135
第三节 其它类型的电测深法	143
一、三极测深法	143
二、环形测深法	145
三、五极纵轴测深法	145
第四节 电测深法应用实例	149
一、在平原区第四系水资源调查中的应用	149
二、用电测深法探测古河道	149
三、在地热勘查中的应用	149
第八章 其它电探方法	152
第一节 充电法	152
一、充电法的基本原理	152

二、充电法的实际应用	153
第二节 自然电场法	155
一、自然电场的成因	155
二、自然电场法的应用	157
第三节 激发极化法	159
一、激发极化效应及其成因	159
二、激发极化特性及测量参数	161
三、极化球体上的激电异常曲线	163
四、激发极化法在水文地质调查中的应用	165
第四节 交变电磁场法	166
一、交变电磁场的基本知识	166
二、频率测深法	169
三、甚低频电磁法	172
四、无线电波透视法	173
五、地质雷达	175
复习思考题	178
主要参考书刊	179
第九章 放射性探测	180
第一节 放射性探测的基本知识	180
一、放射性核素及其衰变规律	180
二、射线与物质的相互作用	181
三、核辐射测量常用的量及单位	182
四、放射性核素在自然界中的分布	182
第二节 放射性测量方法及其应用	183
一、 γ 测量法	183
二、 α 测量法	186
第三节 放射性测井	188
一、自然 γ 测井	189
二、 γ - γ 测井	190
三、中子测井	191
习题及思考题	192
主要参考书刊	193
第十章 地温测量	194
第一节 有关传热的基本知识	194
一、温度与热量	194
二、岩石的热物理性质	195
三、热交换方式	196
第二节 地温测量	197
一、地球的热场	197
二、地热异常	200
三、地温测量方法	200

习题及思考题	203
主要参考书刊	203
第十一章 重力勘探和磁法勘探	204
第一节 重力勘探	204
一、重力勘探的基本概念	204
二、重力仪和重力勘探工作方法	206
三、重力资料的解释	208
第二节 磁法勘探	213
一、磁法勘探的基本概念	213
二、磁力仪和磁法勘探工作方法	215
三、磁异常的推断解释	216
复习思考题	219
主要参考书刊	219
第十二章 地热及地下水调查的综合物探方法及应用实例	220
第一节 地热田勘探中的物探方法	220
一、地温测量	220
二、电法勘探	221
三、其它物探方法	225
第二节 孔隙水勘查中的物探方法	226
一、山前冲积平原地下水探测中的物探工作	226
二、河谷型地下水探测中的物探工作	226
三、河流冲积沉降平原的水文物探工作	228
四、黄土分布区寻找地下水的物探工作	230
第三节 裂隙水勘查中的物探方法	232
一、基岩风化裂隙水探测中的物探工作	232
二、粘土裂隙水探测中的物探工作	233
三、红层基岩裂隙水勘查中的物探工作	236
四、构造裂隙水勘查中的物探工作	238
第四节 岩溶水勘查中的物探方法	238
一、电阻率法	240
二、充电法	240
三、甚低频电磁法	242
四、激电法	243
第十三章 工程与环境地质调查的综合物探方法及应用实例	244
第一节 工程地质调查的综合物探方法及应用实例	244
一、地基土勘测的物探方法	244
二、岩体的波速测试	246
三、地下电缆及管道探测	253
四、铁路路基病害勘查	256
第二节 环境及其它地质调查的综合物探方法及应用实例	259
一、煤田陷落柱探测	259

二、水污染监测	260
三、地下洞穴和古墓探测	263
四、核废料场地选址勘测	264
参考文献	266

绪 论

随着社会主义建设事业的发展，一大批新兴的城市、经济开发区、旅游区等正在蓬勃兴起，诸如高层大楼、大型厂房、地下铁道、高速公路、桥梁、港口、机场、水坝以及核电站等各类新型的高标准工程项目日益增多。这不仅对各种工程的基础地质条件提出了更高的要求和对环境资源要作出相应的评价，而且要求用较少的资金，快速可靠地完成工程勘测和环境资源调查任务。因此，地球物理勘探（简称“物探”）就成了完成上述各种任务的重要方法，并在工作中取得了明显的经济效益和地质效果。

那末，什么是物探？在工程与环境勘查中它能解决哪些问题呢？

一、物探及其分类

物探是通过观测和研究各种地球物理场的变化来解决地质问题的一种勘查方法。在自然界，不同的物理作用具有不同的物理场，例如，在重力作用的空間有重力场；天然或人工建立的电（磁）力作用的空間有电（磁）场；波动传播的空間有波场等等。而组成地壳的不同的岩土介质往往在密度、弹性、电性、磁性、放射性以及导热性等方面会存在差异，这些差异将引起相应地球物理场的局部变化，对于这种与地下岩土介质局部变化有关的地球物理场之变化，通常称为异常场。地球物理勘探就是通过专门的仪器观测这些地球物理场的分布和变化特征，然后结合已知地质资料进行分析研究，推断出地下岩土介质的性质和环境资源等状况，从而达到解决地质问题的目的。

由于物探可以根据地面上地球物理场的观测结果来推断地下介质的变化，因此它比钻探等其它直接的地质勘查手段具有快速、经济的优点，已被各系统各部门广泛地采用，并成为一种不可缺少的重要手段。

在各种物探方法中，根据其所研究地球物理场的不同，通常可分为以下几大类：（1）以地下介质密度差异为基础，研究重力场变化的方法称为重力勘探；（2）以介质磁性差异为基础，研究地磁场变化规律的方法称为磁法勘探；（3）以介质电性差异为基础，研究天然或人工电场（或电磁场）的变化规律之方法称为电法勘探（或电磁法勘探）；（4）以介质弹性差异为基础，研究波场变化规律的称为地震勘探；（5）以介质放射性差异为基础，研究辐射场变化特征的称为放射性勘探；（6）以地下热能分布和介质导热性为基础，研究地温场变化的方法称之为地热测量等。随着科学技术的发展和计算机技术的应用，许多新方法、新技术将不断地被引入物探领域，为地球物理勘探的进一步发展开辟了广阔的前景。

此外，就其工作的空間而言，物探观测不仅可以在地面进行，而且还可以在空气中，海洋和钻孔中进行。将物探仪器按装在飞机上于空中进行观测称为航空物探，在海洋上进行观测的方法称为海洋物探，以及在坑道或钻孔中进行观测的地下物探和通常在地面进行工作的地面物探，从而大大地开拓了物探的探测范围。

按照不同的工作目的和应用范围，人们又常常习惯于将物探工作分为：与探测金属矿（及非金属矿）有关的金属（及非金属）物探；与探测石油及天然气有关的石油物探；以及工程地质勘探和环境、水文等调查有关的工程与环境物探。

在上述各种分类中，第一种是按各种物探方法不同的物理实质进行分类的，是其它分类法的基础。因为后两种分类法中所涉及的具体物探方法都是根据第一种分类来命名的。例如，本教材的内容为工程与环境物探，但其涉及到的具体方法则有地震勘探、电法勘探、放射性勘探、地温测量以及重力和磁法勘探等多种。对于同一种物探方法，当应用于不同的领域时，其方法原理虽然相同，但由于工作目的和探测对象的不同，在工作模式上则往往有较大的差异，并形成各自的特点。因此后两种分类法也是很有实用意义的，并得到了大家的认可。

二、物探在工程与环境调查中的应用

物探是进行地质调查的方法之一，由于它是以观测各种地球物理场的变化规律为基础的，因此，当应用物探方法来解决各种地质问题时，它必须具有一定的地质及地球物理条件，才能取得满意的效果。这在工程与环境调查中也不例外。这些条件主要是：（1）探测对象与周围介质之间必须有较明显的物性差异；（2）探测对象必须具有一定的规模（即其大小相对于埋藏深度必须有相应的规模），能产生在地面上可观测的地球物理异常场；（3）各种干扰因素产生的干扰场相对于有效异常场必须足够小，或具有不同的特征，以便能进行异常的识别。这些条件也就是物探工作能取得良好效果的前提。此外，在物探资料的解释中还存在多解性的问题，即对于同一异常场有时可得出不同的地质解释。这种情况往往是由于复杂的地质条件和地球物理场理论自身的局限性造成的。为了克服这种多解性的影响，应尽可能地利用多种物探方法的成果，尤其是已知的地质资料，进行综合分析解释，以便得到确切的地质结果。

尽管物探方法有许多应用的先决条件，但由于它具有工作效率高、成本低等特点，仍然是各领域被广泛应用的重要勘查手段之一。在工程与环境调查中物探方法主要可用来解决以下各方面的问题：

- （1）测定覆盖层、风化带的厚度及基岩面的起伏形态。
- （2）探测断层、裂隙破碎带及地下溶洞等地质体的空间分布。
- （3）岩石动弹性参数（杨氏模量，剪切模量，泊松比等）的测定及岩体的波速分类和稳定性评价。
- （4）地基场地土的分层和评价。
- （5）滑坡、陷落柱、洞穴等探测以及各类路基、水坝等病害地基的勘查。
- （6）灌浆质量和混凝土工程（如桩基）质量的检测评价。
- （7）地基及建筑物的常时微动观测。
- （8）探测地下电缆、管道的分布及检查其有关腐蚀、渗漏等情况。
- （9）地下水资源的勘查与评价。
- （10）环境污染及有关地质灾害的监测等。

根据以上介绍可以看出，各种物探方法虽然有一定局限性，但在工程与环境调查中的应用仍然是十分广泛的。可以预料，随着经济建设和科学技术的不断发展，物探工作应用的广度和深度必将进一步的扩大和加强，并将得到更加广泛的应用。

第一章 地震勘探的理论基础

第一节 弹性介质与地震波

在浅层地震勘探中主要是研究人工激发的地震波在岩、土介质中的传播规律，以探测浅部地层和构造的分布，或测定岩、土的力学参数特征等。研究中，通常把岩、土介质看作各向同性的弹性介质，把地震波看作弹性波。这样假设虽然不完全符合真实情况，但有很大的相似性，是简化复杂问题的重要途径之一。因此首先讨论有关弹性介质的概念。

一、弹性介质

任何固体介质在外力作用下，其内部质点的相互位置会发生变化，使得介质的形状或大小产生变化，这就是通常所说的形变。若某物体在外力作用下产生形变，当外力去掉之后，物体能迅速恢复到受力前的形态和大小，物体的这种性质称为弹性，该介质称之为弹性介质。反之，若外力去掉之后，物体仍保持形变后的某种形态，不能恢复原状，则说该物体具有塑性。自然界中大部分的物体，在外力作用下，既可以显示出弹性，也可以显示出塑性。这取决于介质的物理性质以及外力的大小和作用持续时间的长短。在一般情况下，当作用力较小且作用持续时间短时，大部分介质都可以近似的看作为弹性介质。

在地震勘探中，人工震源的激发是脉冲式的，作用时间极短，且激发的能量对于地下岩层和接收点处介质所产生的作用力较小，因此可以把它们近似地看作弹性介质，并用弹性理论来研究地震波的传播问题。在弹性理论的研究中，根据介质的不同特征可分为各向同性和各向异性两类。凡是弹性性质与空间方向无关的称之为各向同性介质；反之则为各向异性介质。研究表明，大部分岩、土介质在地震勘探中都可看作是各向同性介质，从而可以将一些基本弹性理论引用到地震波的研究中来。

二、应力、应变与弹性参数

为了描述介质的弹性性质，有必要介绍一些能表示介质弹性的参数和有关的概念，现简述如下：

1. 应力和应变

将一个各向同性的均匀介质圆柱体样品进行拉伸试验，借以说明应力与应变以及介质的弹性性质等基本概念。

如图1.1.1(a)所示，圆柱状样品长度为 l ，直径为 d ，截面积为 s 。该柱体在一个不太大的外力 F 拉伸下发生形变，长度变为 $l' = l + \Delta l$ ，直径变为 $d' = d + \Delta d$ （在拉伸变形时 Δd 本身为负值）。同时，柱体内部分子之间会产生内聚力以维持平衡。显然，柱体内每个横截面上的内聚力应和外力 F 相等，但方向相反。若增加拉力 F ，则形变程度和样品内聚力会相应地增加。若将 F 逐渐减小到零，该柱状样品也能逐渐恢复到原来的形状和体积。这样的形变称为弹性形变，组成该样品的物质称为弹性介质。

在弹性理论中，将单位长度所产生的形变 $\Delta l/l$ ，称为应变；将单位横截面所产生的

内聚力 F/S 称为应力。在上述样品的拉伸试验中,应力与应变的关系曲线见图1.1.1(b)。曲线在第一象限的部分表示拉伸,在第三象限的部分表示挤压。曲线的这两部分一般并不完全对称。

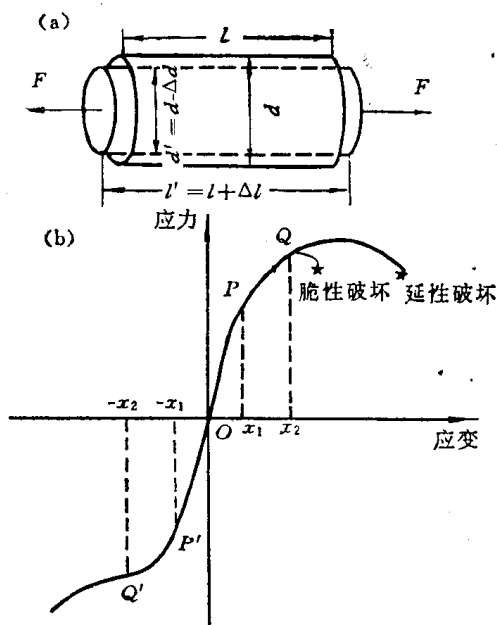


图 1.1.1 柱状样品拉伸试验中的应力与应变

2. 杨氏模量和泊松比

在图1.1.1(b)中的 $P'P$ 段近似为一段直线。这表明,当外力不大应变在 $-x_1$ 到 x_1 区间之内时,应力与应变成正比关系,遵从胡克定律。该区间称为线性弹性形变区或完全弹性形变区。这时,应力与应变的比值称为杨氏模量(拉伸模量),以符号 E 表示。

从图1.1.1(a)可以看到,在拉伸形变中,样品的横截面会减小;反之,在轴向挤压时,横截面将增大。换句话说,在拉伸或压缩形变中,纵向增量 Δl 和横向增量 Δd 的符号总是相反的。介质的横向应变与纵向应变的比值称为泊松比,以符号 σ 表示。 E 和 σ 是一对表示介质弹性性质的参数,它们的数学表达式如下

$$\left. \begin{aligned} E &= \frac{F/S}{\Delta l/l} \\ \sigma &= -\frac{\Delta d/d}{\Delta l/l} \end{aligned} \right\} \quad (1.1.1)$$

其中第二个式子的右方写上负号,是为了使 σ 成为正值。

根据(1.1.1)式,显然, E 是应变为1时(即 $\Delta l = l$)的应力,其量纲与应力的量纲相同; σ 和应变一样,都是无量纲的纯数。

在线性形变区以外,一般还有一个非线性形变区。这时,形变虽已不能用胡克定律描述,但在外力消失后,样品仍能恢复原来的体积和形状。 Q 点是该介质的弹性极限点。当外力很大以致应变超出相应的 $-x_2$ 到 x_2 的区间之外,就会发生永久性形变。对于脆性材料,一超过这个极限,很快出现脆性破坏;对于延性材料,则随着应变绝对值的增加,还有一段不可复原的塑性形变过程,直到被拉断或压碎为止。

3. 体变模量和切变模量

根据弹性力学的理论,任何复杂的形变均可分为体积形变与形状形变两种简单的形变类型。现以一个小立方体单元受力后的形变情况,说明这两类形变的特征。

图1.1.2(a)表示一个体积为 V 的立方体样品,在静水柱压力 P 的挤压下所发生的体积形变。即每个正截面的压应力均为 P 时,体积缩小了 ΔV 。

图1.1.2(b)表示上下两底面的面积为 S 的立方体样品,由于受到平行于上、下两底面的剪切力 F 的作用而发生了形状形变(亦称剪切形变)。这时,样品的体积没有变化,但形状变了,前后两侧面扭动了一个角度 θ 。这个角一般很小,且因切应变 $\Delta l/l = \tan \theta$,

故可用 θ 角近似地表示其切应变的数值。

对于这两种简单形变，其应力与应变的比值分别称为体变模量（压缩模量）和切变模量（刚性模量），相应的符号是 K 和 μ ，并用下式表示。

$$\left. \begin{aligned} K &= \frac{P}{\Delta V/V} \\ \mu &= \frac{F/S}{\Delta l/l} \left(\approx \frac{F/S}{\theta} \right) \end{aligned} \right\} \quad (1.1.2)$$

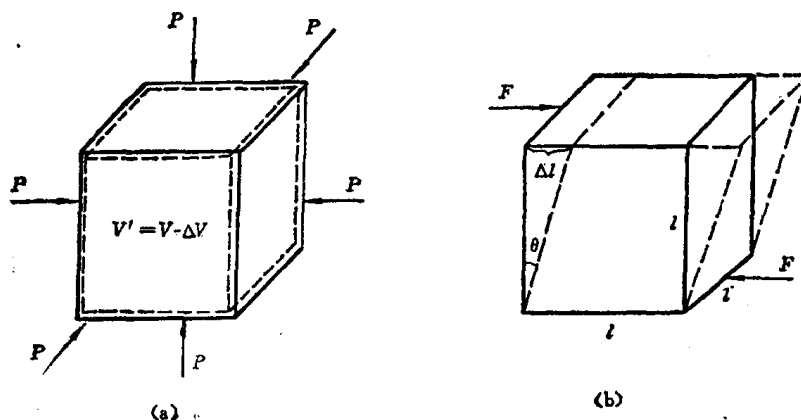


图 1.1.2 立方体单元受力后的形变

4. 拉梅系数

在弹性力学中，总是用三维直角坐标系来描述受力物体的应变与应力情况。一般说来，受力体内任意点所受的力可以沿坐标轴分为三个分力，每个分力都会引起纵向和横向的沿三个轴的应力与应变，因而每个点有九个应力和九个应变分量，其中各自有六个是独立的。按照胡克定律，应力与应变之间存在线性关系，可以写出一个线性方程组，于是应有三十六个弹性系数。但对于各向同性的均匀介质来说，这些系数大都对应相等，可归结为应力与应变方向一致和互相垂直时的两个系数 λ 和 μ ，合称拉梅系数。其中的 μ 就是切变模量，其表达式如 (1.1.2) 式中所示，而系数 λ 的表达式为

$$\lambda = K - \frac{2}{3} \mu \quad (1.1.3)$$

综上所述，决定各向同性均匀介质弹性性质的参数有 $E, \sigma, K, \mu, \lambda$ ，理论上可证明，只要知道其中两个，就可以求出其余三个参数，这样就会有許多组关系表达式，例如

$$\left. \begin{aligned} E &= \frac{\mu(3\lambda + 2\mu)}{\lambda + \mu} \\ \sigma &= \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)} \\ K &= \lambda + \frac{2}{3} \mu \end{aligned} \right\} \quad (1.1.4)$$

等。这些参数表示介质抗形变的能力，其数值越大，表示该介质越难以产生形变。

介质的泊松比都在 $0 \sim 0.5$ 之间变化。流体的 σ 值为 0.5 ，软沉积物的 σ 值可达 0.45 ，

大多数岩石的 σ 值在 0.25 左右, 极坚硬的刚性岩石 σ 值可减小到 0.05。表 1.1.1 中举出一些岩石和介质的与弹性性质有关的参数。

表 1.1.1 介质的弹性参数

参 数 介 质	杨氏模量 E	体变模量 K	切变模量 μ	拉梅系数 λ	泊松比 σ	密度 ρ
	Pa					g/cm ³
钢	20	17	8	11	0.30	7.70
铝	7	7.5	2.5	5.5	0.35	2.70
玻 璃	7	5	3	3	0.25	~2.55
花岗岩	7	3	2	2.5	0.25	~2.67
石灰岩	5.5	3.5	2	3.5	0.20—0.32	~2.65
砂 岩	4.5	3	1.5	2.5	0.23—0.28	~2.45
页 岩	3	2	1	1	0.22—0.40	~2.35

三、振动与地震波

1. 弹性振动和弹性波

弹性体在外力的作用下, 其介质内质点会离开平衡位置发生位移而产生形变, 当外力解除以后, 产生位移的质点在应力的作用下都有一个恢复到原始平衡位置的过程, 但是由于惯性力的作用, 运动的质点不可能立刻停止在原来的位置上, 而是向平衡位置另一方向移动, 于是又产生新的应力, 使质点再向原始的平衡位置移动, 这样应力和惯性力不断作用的结果, 使质点围绕其原来的平衡位置发生振动。这和弹簧及琴弦的振动过程十分相似, 称之为弹性振动。

另外, 在振动过程中, 由于振动的质点和其相邻质点间的应力作用, 必然会引起相邻质点的相应振动, 这种振动在弹性介质中不断地传播和扩大, 便形成了以激发点为中心, 以一定速度传播开去的弹性波。因此, 弹性波是振动形式在介质中的传播, 是能量传播的一种形式。

2. 地震波的形成

目前在浅层地震勘探中所采用的震源, 一般多为锤击、落重等机械震源或炸药爆炸震源, 有时也用电火花等其它形式的震源。它们均以瞬时脉冲式激发。实践表明, 不论使用哪种震源, 在激发时, 激振点附近的一定区域内所产生的压强将大大地超过其介质的弹性极限而发生岩石的破裂和挤压形变等, 形成一个塑性和非线性形变带, 再向外其压强不断地减小, 直至其周围介质能产生完全的弹性形变。上述震源点附近的非线性形变区称之为等效空穴, 等效空穴边缘的质点, 在激发脉冲的挤压下, 质点将产生围绕其平衡位置的振动, 形成了初始的地震子波, 这种振动是一种阻尼振动, 在介质中沿射线方向向四面八方传播, 形成地震波。又因为接收和研究地震波传播的空间一般都远离震源点, 其介质受到的力很小, 介质表现为完全弹性的性质, 故又称为地震弹性波。

第二节 地震波的描述

地震波的振动特征和传播过程, 可以通过数学物理的方法和图形的方法等进行描

述。由于数学物理方法需要作较多的数学推演，在实际工作中则常用一些比较直观、简便的图形方法来描述。现就几种常用的描述地震波的方法和有关概念介绍如下。

一、振动图和波剖面图

1. 振动图

如图1.2.1所示，假设在离震源距离为 r_1 的 A 点观测质点振动位移随时间的变化规律，用时间 t 为横坐标，质点位移 u 为纵坐标作图，可得到图 1.2.1(b) 所示的图形，从图中可看出该点地震波振动的位移大小(称之为振幅值变化)、振动周期(T)、延续时间(Δt)等特征。这种用 $u \sim t$ 坐标系统表示的质点振动位移随时间变化的图形称为地震波的振动图。在实际地震记录中，每一道记录就是一个观测点的地震波振动图。

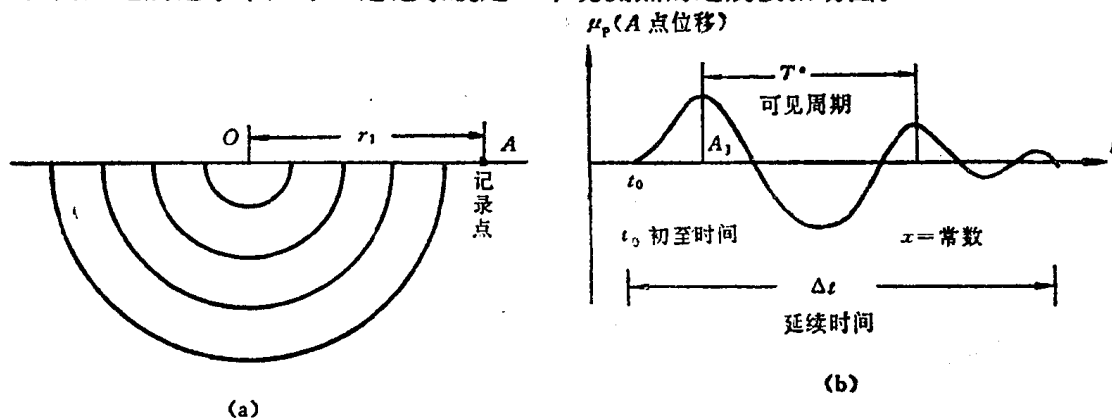


图 1.2.1 振动图示意图

2. 波剖面图

如图 1.2.2 所示，假设在某一确定的时刻 t ，在距离震源点 O 的一定范围内的各不同距离的点上，同时观测它们质点振动的情况，并以观测点与震源 O 的距离 x 为横坐标，以质点离开平衡位置的位移 u 为纵坐标作图，所得图形如图 1.2.2(b) 所示，从图中可以看出质点振动的波长 λ 和该时刻的起振点 x_2 (波前)及停振点 x_1 (波尾)等特征。这种描述某一时刻 t 质点振动位移 u 随距离 x 变化的图形称之为波剖面图。

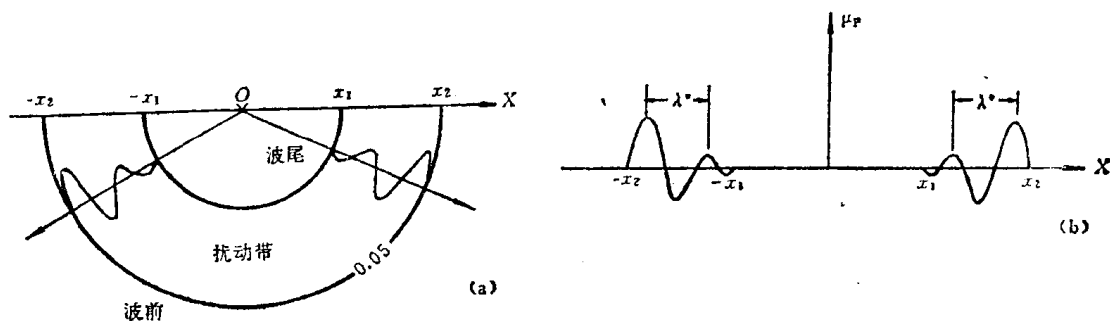


图 1.2.2 波剖面示意图

根据上述讨论，地震波的振动图形和波剖面图与震源及传播介质的性质密切相关，而当震源和传播介质一定时，振动位移 u 是时间 t 和观测位置 x 的函数，即 $u = u(t, x)$ 。若

固定一个变量来研究 u 随另一个变量的变化关系，则分别成为振动图和波剖面图。这两者图形之间有密切的联系，只是从不同的角度来观察而已，在图 1.2.3 中以简谐振动为例表示出波剖面图和振动图之间的关系。

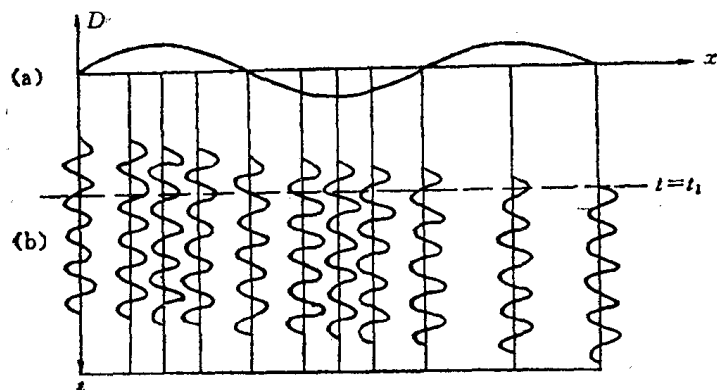


图 1.2.3 波剖面图和振动图之间对应关系图

二、时间场和等时面

时间场和等时面的概念是根据地震波传播过程中时间和空间的关系提出来的。根据波沿直线传播的波射线原理，可以确定地震波的传播时间和波前面所在空间位置的关系。假设地震波在一均匀各向同性介质中传播，当波到达介质中任意一点 M 时，都有一个对应的传播时间 t ，于是可把波前面传播的时间 t 看作是空间位置的函数。取以震源点为原点的三维直角坐标系，空间任意点的位置用 x, y, z 来表示，则波前面的传播时间 t 可写成如下函数形式

$$t = t(x, y, z) \quad (1.2.1)$$

知道了该函数关系，即可算出波前面到达任意点的时间 t ，从而确定了时间 t 的空间分布。这种时空函数所确定的时间 t 的空间分布称之为时间场。

在时间场中，如果将时间值相同的各点连接起来，在空间构成一个面，在面上的任意点地震波到达的时间相等，称之为等时面。

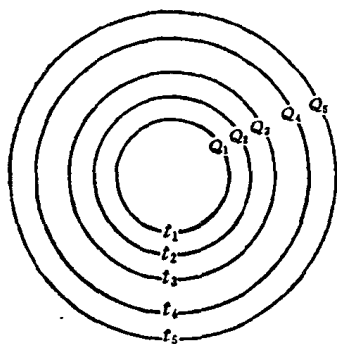


图 1.2.4 均匀介质中的等时面是同心球面

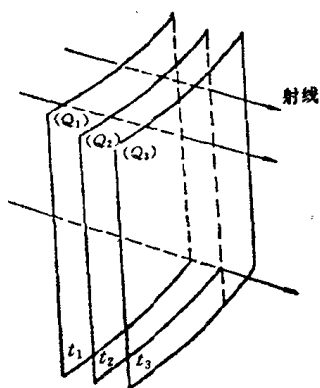


图 1.2.5 等时面族同射线族的正交关系

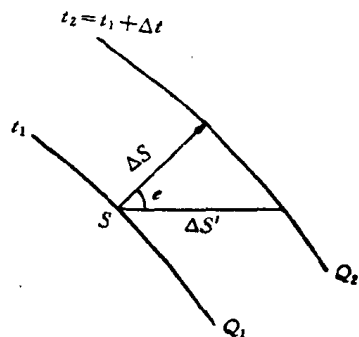


图 1.2.6 时间场的梯度方向（即波射线方向）

显然，地震波在传播过程中不同时刻的波前面位置和该时刻的等时面完全重合。在均匀各向同性弹性介质中点震源作用下的等时面是一系列以震源点为中心的同心球面，如图