

高等学校教材

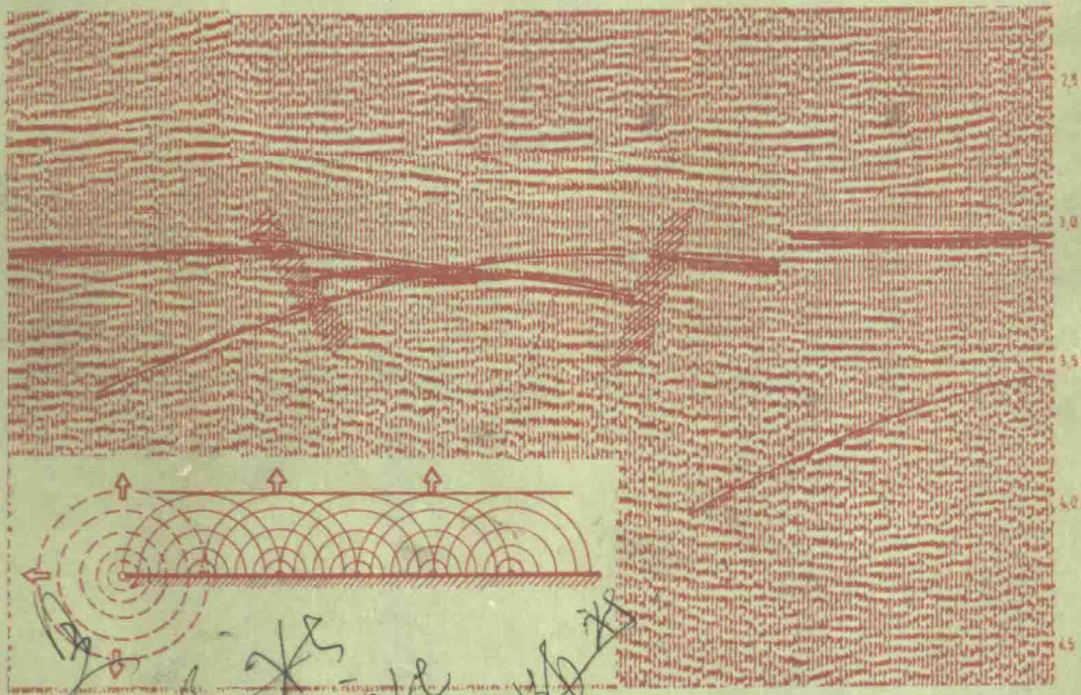
604088

604088

604088

地震勘探原理 和方法

何樵登 主编



地质出版社

Handwritten notes and signatures in black ink, including the name '何樵登' (He Qiaodeng) and other illegible characters.

高等学校教材

地震勘探原理和方法

何樵登 主编

地质出版社

内 容 提 要

本书共有十一章。系统地介绍了地震波的基本理论、野外地震勘探方法和技术、地震勘探数据的数字处理、资料的构造地质解释和岩性分析等内容。

本书在加强基础、拓宽专业面、适应教学的实用性、补充新内容、调整体系等方面都比原教材有所改进。

• 本教程是石油物探专业学生的通用教材，也可供勘查地球物理专业学生作为选修课的教材，并供从事地震勘探的物探工作者参考。

高等学校教材 地震勘探原理和方法

何樵登 主编

责任编辑：林清溪

地质出版社出版
(北京西四)

地质出版社印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行·各地新华书店经售

开本：787×1092¹/₁₆ 印张：25¹/₂ 插页一张 字数：595,500

1986年10月北京第一版·1986年10月北京第一次印刷

印数：1—3,770册 定价：4.00元

统一书号：13038·教249

前 言

本教材基本上参照地质矿产部教育司1981年审订的石油物探专业“地震勘探”教学大纲的要求，根据对原有试用教材几年来的教学实践经验，并考虑到教育改革的新精神而改编的。

本教材与1980年出版的试用教材的主要区别是：

1. 力求加强基础、拓宽专业面，使学科的基本理论更加系统化和深化。考虑到应用上工作对象的多样性，对内容进行了适当扩张。对近年来新方法、新技术的某些进展，也做了介绍。

2. 努力提高教材的思想性、科学性、先进性和教学的适用性，体系和章节安排更合理。

3. 少而精，份量更适当。由于删除了与其它学科重复的内容，减少了操作细节的叙述，本教材比原教材约减少了十万字。

本书由何樵登（绪论、第一章附录C，第二章§6、第三、四、五、八、九章，第十章§3、§4、§5、§6、§8，第十一章）、熊维纲（一、二章）、赵志超（第六章）、刘馥（第七章）、包吉山（第八章§2、第十章§1、§2、§7）、杨宝俊（第八章§4）等同志编写。全书最后由何樵登修改统编，由熊维纲主审。由于我们水平所限，编写和统编时间较紧，难免有错误或缺点，欢迎读者指正。图件由长春地质学院、武汉地质学院绘图室清绘，在编写和讨论过程中，教材编审委员曾提出宝贵的意见，在此，一并向对本教材的编写和出版给予帮助的单位 and 同志表示由衷的感谢。

编 者

1985年6月

目 录

绪论

§1 地震勘探方法简介	1
§2 地震勘探的发展概况	2

第一章 地震波的基本理论

§1 理想弹性介质中的波	5
一、从地质模型到理想的弹性介质模型	5
二、三维波动方程、叠加原理和初始条件	7
§2 地震波在无限理想弹性介质中传播的特点	10
一、纵波、横波的形成及其特点	10
I、胀缩震源时纵波的特点	10
II、旋转震源时横波的特点	15
III、点震源作用下的纵波和横波	16
IV、任意震源时弹性波的传播	17
二、地震波动力学特点的基本概念	18
I、球面纵波传播特点、波前和波尾	18
II、波剖面和振动图	20
III、能量密度和球面扩散	22
IV、平面纵波	23
V、波场的频谱分析	24
VI、地震波的极化	25
三、地震波运动学的基本理论和概念	26
I、惠更斯-夫列涅尔原理	26
II、绕射积分理论-克希霍夫公式	26
III、泊松公式	27
IV、费马原理和射线概念	28
V、时间场和视速度定理	29
§3 地震波在两种不同均匀介质分界面上的反射和透射	31
一、平面波的反射和透射	32
二、弹性分界面上波的转换和能量分配,法线入射和倾斜入射	33
三、球面波的反射和透射以及首波的形成	41
四、瑞雷面波的形成及其特点	43
§4 地震波在多层岩层中的传播	47
一、非完全弹性介质中地震波的传播和大地的滤波作用	47
二、多层介质中地震波的传播	50
三、一个反射波记录道形成的物理机制	55
四、绕射	58
五、地震波导效应	61

六、弹性波在岩石中的传播速度及其影响因素.....66

七、地震地质条件.....66

附录I.A 克希霍夫绕射积分公式及其推导.....68

附录I.B 瑞雷面波存在条件的证明.....73

附录I.C 关于反射系数的讨论.....77

第二章 地震波的运动学.....77

§1 反射地震波的运动学.....77

一、反射波时距曲面方程的建立.....77

二、一个水平层的反射波时距曲线和正常时差.....79

三、一个倾斜层的反射波时距曲线和倾角时差.....81

四、非纵测线和弯曲测线的反射波时距曲线.....83

五、界面曲率对反射波时距曲线的影响.....84

六、多层介质的反射波时距曲线.....85

七、连续介质中波的时间场和反射波时距曲线.....91

§2 折射波的时间场和时距曲线.....97

一、一个水平层时折射波的时距曲线.....97

二、多个水平层时折射波的时距曲线.....99

三、倾斜界面和弯曲界面的折射波时距曲线.....101

四、折射波的时距曲面.....104

§3 绕射波及垂直断层上各种波的时距曲线.....105

一、绕射波的时距曲线.....105

二、垂直断层附近各种波的时距曲线.....106

§4 多次反射波的时距曲线.....107

§5 转换反射波的时距曲线.....110

§6 透过波时距曲线, 各种波的垂直时距曲线.....111

一、透过波时距曲线.....111

二、各种波的垂直时距曲线.....112

§7 τ -P域内各种波的运动学特点.....115

第三章 地震勘探的野外工作方法.....117

§1 有效波和干扰.....117

一、规则干扰波.....117

二、不规则干扰波.....122

§2 数据采集系统简介.....123

§3 观测系统.....126

一、接收点间距的选择.....126

二、观测地段的选择.....127

三、观测系统的图示.....128

四、反射波法的观测系统.....130

五、折射波法的观测系统.....135

六、综合观测系统.....137

七、透射波法的观测系统.....138

传播速度
传播方向
同轴传播

如, 马林纳
及其推导

讨论
讨论
讨论
讨论
讨论
讨论

汉语拼音
汉语拼音

观测系统
观测系统
观测系统
观测系统
观测系统
观测系统

局

§4 地震勘探的不同阶段和测线的布置	138
一、选择测网的根据	138
二、区域地震勘探工作	139
三、普查地震勘探工作	140
四、详查地震勘探工作	140
§5 地震波的激发	142
一、炸药震源激发的地震波	142
二、爆炸能量与岩石的耦合关系及安置条件	143
三、水中激发时气泡效应的问题	145
四、非炸药震源	145
五、横波的激发	151
§6. 地震波的接收	152
一、频率滤波	152
二、利用振动方向的方法	152
三、组合法	155
四、检波器的安置条件	163
§7. 共深度点勘探(多次覆盖)	163
一、共深度点叠加原理	164
二、多次覆盖观测系统的设计和施工特点	170
三、列线图和波列图	172
四、影响叠加效果的因素	173
第四章 地震勘探的工作技术	176
§1 地震波速度的测定	176
一、地震测井(积分测井或声测井)	176
二、微分地震测井(连续速度测井或声测井)	177
三、垂直地震剖面	179
四、在露头或标本上测定地震波速度	179
§2 低速带测定	180
§3 试验工作	182
一、试验工作的基本原则	182
二、试验工作的内容	182
§4 陆地地震勘探的测地、钻井和爆炸工作	183
§5 海上勘探时的工作方法和设备	185
§6 折射波法的工作特点和技术	188
第五章 地震勘探数据的数字处理概述及数字滤波	190
§1 地震勘探理论反演问题与它的求解	190
一、解反演问题的可能性	190
二、反演问题的适定性及有效地震地质模型	191
三、解反演问题过程的框图	192
§2 处理流程	193
一、预处理	193
二、处理分析	196

三、处理	196
§3 关于滤波器的基本概念	197
一、线性系统的概念	198
二、滤波器的响应特性和滤波机理	198
三、数字滤波	199
四、子波的概念	200
五、滤波器的稳定性	202
§4 一维滤波	202
一、滤波器的类型	202
二、数字滤波的特殊性	205
三、滤波器的选择与最佳滤波	208
§5 二维滤波	211
一、地震波二维滤波的原理	211
二、扇形滤波	213
§6 反滤波(反褶积)	215
一、基本概念	215
二、反褶积算子的计算	216
三、反褶积的应用	219
四、其它类型的反褶积	221
第六章 速度分析	225
§1 速度分析的判别准则	225
一、多道信号的最佳估计	225
二、速度分析的判别准则	226
§2 速度谱	227
一、速度谱的原理	228
二、叠加速度谱	229
三、用其它方法计算速度谱	232
四、速度谱的应用	233
§3 速度扫描	234
§4 适用于倾斜界面的连续速度分析	236
§5 三维速度分析	238
第七章 反射时间的校正	242
§1 动校正	242
一、动校正量的计算方法	243
二、动校正的实现	245
三、动校正中的波形畸变及其处理	246
§2 静校正处理	249
一、野外静校正	249
二、剩余静校正	251
§3 高精度动静校正(高保真校正)	262
一、高精度校正方法的提出	262
二、高精度动静校正的实现	262

附录 VII A 倾角扫描方法	263
第八章 水平叠加和偏移处理	265
§1 水平叠加	265
一、实现水平叠加时数据排列的两种形式	265
二、自适应加权水平叠加	266
三、修饰性处理及剖面显示	268
§2 弯曲测线水平叠加	274
一、共反射面元的概念及其条件	274
二、弯线水平叠加的影响因素分析	275
三、弯线资料处理	279
四、对野外工作的要求	281
五、应用实例	282
§3 偏移处理	283
一、绕射双曲线法(绕射扫描)	285
二、偏移参数	286
§4 波动方程偏移	287
一、有限差分波动方程偏移	287
二、频率波数域波动方程偏移	293
三、克希霍夫积分偏移	295
四、不同偏移方法的优缺点	297
§5 三维叠加和偏移	298
附录 VIII. A 关于 $u_{,r}$ 可忽略的证明	300
VIII. B 关于用差分方程近似微分方程	300
第九章 反射波法资料的构造地质解释	304
§1 引言	304
一、地震勘探的分辨率	304
二、各种速度的概念和用途	305
三、解释的步骤	311
§2 时间剖面的对比	311
一、地震波同相轴的特征	311
二、时间剖面对比的实际方法	313
三、三分量地震观测时波的对比	316
§3 地震剖面的地质解释	316
一、地震剖面地质解释的任务和基础工作	316
二、地震剖面上断层的解释	319
三、不整合面的解释	322
§4 解释中可能出现的假象	323
一、与速度有关的假象	325
二、几何因素造成的假象	326
三、处理引起的假象	328

四、表层变化引起的假象	328
§5 时间剖面的偏移校正	329
一、均匀介质情况下的偏移校正	329
二、连续介质情况下的偏移校正	330
✓ §6 构造图的绘制	330
一、法线深度、视深度、真深度的相互关系	331
二、构造图层位和比例尺的选择	331
三、构造图的绘制	332
四、空间校正及真深度构造图的制作	333
五、对构造图的分析	335
六、地震作图精度的估计	337
§7 三维显示及其解释	338
一、切片显示	338
二、立体显示	340
第十章 地层岩性与烃类分析	341
§1 反演方法	342
一、波阻抗分析	342
二、瞬时速度分析	345
§2 复数道分析	348
一、复数道分析的基本概念	348
二、希尔伯特(Hilbert)变换	350
三、瞬时参数的求取	352
四、参数图示	354
五、地震瞬时参数在解释中的应用	355
§3 地震模拟技术	356
一、计算机模拟	356
二、物理模拟	359
§4 地震地层学的解释方法	390
一、地震层序分析	360
二、地震相分析	360
三、海平面相对变化的分析	362
§5 地层圈闭的解释	363
一、礁块	363
二、尖灭与其它削蚀	364
三、砂岩透镜体及河床砂岩	365
四、岩相变化的发现	368
§6 垂直地震剖面的数据处理和应用	371
一、下行波场	371
二、处理	373
三、应用于地层岩性勘探的可能性	375
§7 地震烃类指示分析	376

一、亮点、暗点、平点	376
二、地层参数研究	378
三、合成记录分析	380
四、碳氢检测显示技术 (油气信息预测)	381
§8 人机联作解释	381
第十一章 折射波法的资料解释及地震勘探的其它应用	385
§1 折射波法波形图的解释	385
一、位置对比	386
二、波的识别	386
§2 折射界面的构制方法	388
一、应用延迟时间概念的方法	388
二、 f_0 法和差数时距曲线	390
三、时间场法(波前法)	392
四、浅层折射的解释	393
五、根据非纵时距曲线绘折射界面	393
§3 折射资料的数据处理	394
§4 工程地震勘探	395
§5 深部地震测深	396

绪 论

§1 地震勘探方法简介

地震勘探是地球物理勘探的一种方法。每一种物探方法都是以研究岩石的某一种物性为基础的，地震勘探所依据的是岩石的弹性。地震勘探采用人工的办法(用炸药或其它能源)激发弹性波，沿测线的不同位置用地震勘探仪器检测大地的振动，通常把数据以数字形式记录在磁带上，以便通过计算机处理来提高信噪比，提取有意义的信息；并以易于进行地质解释的形式显示其结果。由于地震波在介质中传播时，其路径、振动强度和波形将随所通过介质的弹性性质及几何形态的不同而变化，如果掌握了这些变化规律，根据接收到的波的旅行时间和速度资料，可推断波的传播路径和介质的结构；而根据波的振幅、频率及地层速度等参数，则有可能推断岩石的性质，从而达到勘探的目的。

地震波的传播路径所遵循的规律与几何光学极其相似。波在传播过程中，当遇到弹性分界面时，将产生反射和折射；接收其中不同的波，就构成不同的地震勘探方法。

反射波法是在离震源较近的若干测点上，测定地震波从震源到不同弹性的地层分界面上反射后回到地面的旅行时间，当地层倾角不大时，反射波的全部路径几乎是垂直地面的，因此，在测线的不同位置上法线反射时间的变化就反映了地下地层的构造形态。一般单次激发可以得到六千多米深以内的反射，所以在大多数地区能够测定整个沉积剖面的地质构造，特别是圈定与石油和天然气储集有关的背斜、断层、礁块等构造。在理想的条件下能够以几米的精度测定构造的起伏。根据速度、频率和吸收特性，反射波法也可用来判别岩性。

折射波法是研究在速度分界面（波在这个界面之下地层中的传播速度 V_2 大于波在其上面地层中的传播速度 V_1 ）上滑行波所引起的振动。当地震射线以临界角入射时，透射角为 90° ，射线以速度 V_2 沿界面滑行，进而引起 V_1 介质中的质点发生振动，并返回地表，这种波称为首波或折射波。但是，这种波不是光学中的折射波，而是与炮弹或飞机以超音速飞行时，在空气中所引起的弹道声波相似。首波到达不同观测点的时间包含着速度界面的深度和速度的信息，虽然它得不到象反射波法那样多的资料和那样高精度的构造图，但它的界面速度数据却比反射波法容易给出岩性解释。

透过波法是研究穿透不同弹性分界面的地震波，这种波与光学中的折射波相同。它要求激发点和接收点分别位于地下弹性分界面或地质体的两侧，大多在有坑道或钻井时才可应用，根据透过波的传播时间，可以测定钻井或坑道附近地质体的形态及波在介质中传播的速度。

以上三种方法中，反射波法应用最广，折射波法次之，透过波法只作为辅助手段，但因各有特色，在解决实际地质问题时要具体选择不同方法或相互配合。和其他物探方法相比，地震勘探方法的主要优点是精度高、分辨率高、探测深度大。迄今为止，地震方法已

成为最重要的地球物理技术，它在石油勘探中的广泛应用证明了地震工作的重要性。多年以来，西方世界在物探方面的投资中百分之九十几用于地震勘探。

从物理和地质结合的观点，地震勘探对寻找有弹性差异的、成层性好的地质体特别有效，因此它主要应用于勘探石油、天然气、煤田及盐岩矿床。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。此外，地震勘探在寻找地下水资源、地热资源以及工程勘测和地壳测深中也有着重要作用，甚至可用于圈定古墓的位置。由于金属矿体和围岩之间界面的不规则性，地震方法很少直接应用于金属矿勘探。目前在金属矿的物探工作总量中，地震勘探一般只占百分之几。还有少数地区，即使采用了现代化的技术和方法，仍未能得到可靠的地震信息。因此，任何时候都必须有综合地使用各种物探方法的思想。

§2 地震勘探的发展概况

地震勘探作为一门科学，它是地震学的产物。地震是地球上发生的一种自然现象，是破坏性极大的灾害，几千年来人们不断地研究地震现象，我国远在公元前1177年(商朝)，就有关于地震的记载。我国是世界上最早有地震记载的国家，也是第一个设计成功观测地震仪器的国家。公元132年，我国东汉时期杰出的自然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0-2-1。该仪器设在洛阳，曾记录到发生在千里之外的甘肃的地震，还能够测定发生地震的方向，其原理如图0-2-2；仪器中间有一倒立摆，重心很高，当某方向发生地震而有地震波传来时，由于惯性的关系，摆就会倒向波传来的方向，敲击杠杆连动机构，使该方向龙嘴里的小球掉出来，指示发生地震的方向。这种利用惯性记录的原理，就是在近代地震仪器中，也仍被采用。

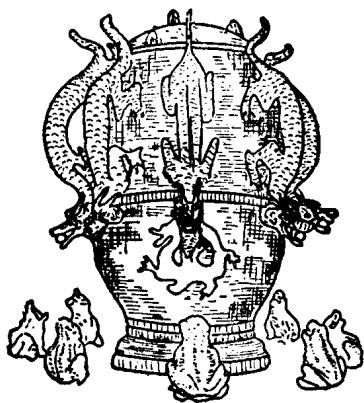


图 0-2-1 候风地动仪

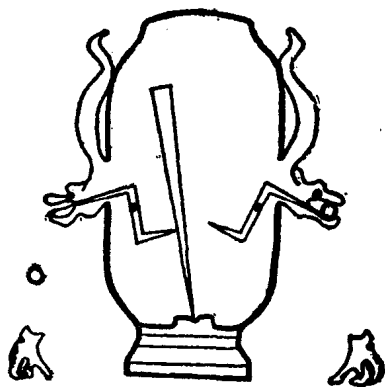


图 0-2-2 地动仪原理

尽管研究地震的历史很早，但在漫长的时期内，由于封建统治和生产规模的狭小，限制了人们的眼界，不可能从根本上掌握地震的科学，只是到了十九世纪，随着大工业的发展，大量工程建筑的兴起，数学、力学、弹性力学得到了发展。1818年，科西(Cauchy)关于波传播的论文得到了法国研究院的大奖。1828年泊松(Poisson)从理论上证明了纵波

和横波的独立存在, 1899年诺特(Knott)提出了地震波传播及它们的反射和折射的文章, 1907年佐普瑞兹(Zoeppritz)等发表了关于地震波的著作。1885年瑞雷(Rayleigh)、1911年勒弗(Love)和1924年斯通莱(Stoneley)建立了他们的面波理论。

反射地震勘探实际上开始于1913年, 当时费森登(Fessenden)应用声波测量水深和冰山, 但由于在制造仪器方面的技术困难, 反射波法直到1927年才得到工业上的应用。1914年德国的明特罗普(Mintrop)发明了能观测爆炸波的机械地震仪。在第一次世界大战期间, 德国和同盟国双方都试验了用地震仪来测定敌方的炮位。战后, 地震波应用于工业就发展起来了。1919年, 明特罗普获得了折射初至波法的专利, 利用这种方法, 从1924~1930年找到了大量浅的盐丘; 此后, 由于初至法在地质条件稍为复杂时容易造成解释中的错误, 而逐渐让位于反射波法。1922年在瑞典试验了地震方法用于矿业, 在荷兰进行了找煤的试验。1927年进行了第一个地震测井, 也是这一年, 在美国科罗拉多矿业学校首次开设了地球物理勘探课程。1933年开始在反射法中应用组合检波。反射法工作在1937年采用6~8道仪器是标准的, 1940年发展为10~12道, 第二次世界大战后增至24道, 1960年以后48道已很普遍, 到1981年, 大多数队采用48~96道, 个别采用更多道的仪器。1939年, 苏联甘布尔切夫把反射波法的技术应用于折射波法, 创造了折射波对比法, 不仅记录初至而且在续至区内追踪波, 这样扩大了折射波法的应用范围。1944年起海洋地震勘探开始发展, 1949年首次采用了漂浮拖缆。

1936年, 里伯(Rieber)提出了用声谱仪法记录地震数据使它可回放, 但直到1952年磁带记录出现时才得到实际应用。以记录仪器的发展为标志(因为方法技术也随之变革), 六十年来, 地震勘探的发展可分三个阶段:

第一阶段(1927年至1952年): 以光点记录、资料人工处理为特点。地震仪采用电子管元件, 以照相的办法获取地震波的波形记录。这种记录装置的主要缺点是所得资料不能重新处理, 更不能做多次叠加; 动态范围小(约二十多分贝), 频带窄, 信噪比低; 人工整理、效率低、结果不便于保存。

第二阶段(1953年至1963年): 以模拟磁带记录、多次覆盖观测、资料用模拟电子计算机处理为特点。地震仪采用晶体管元件, 用磁带记录, 然后在室内用回放仪以不同接收因素反复处理, 尽可能获得最佳结果。动态范围稍大(约40~50dB)、频带稍宽、信噪比有较大提高, 每天可处理数百张磁带、达到半自动化、回放结果可得到直观反映地质构造的地震时间剖面。

第三阶段(1964年至现在): 以数字磁带记录、高覆盖次数观测、数据用数字电子计算机处理为特点。数字化的优点很多: 记录动态范围很大一般为84~100dB以上, 能适应地震波的动态范围; 精度高; 提高信噪比的手段多而灵活, 提高了资料处理的质量, 扩大了解决地质问题的能力; 自动化程度和效率高, 每天可处理数千张记录; 并为设备的轻便化和遥测遥控等新技术、新方法的应用提供了条件。

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、多道发展; 野外工作方法技术方面则是发展非炸药震源、用更高的覆盖次数观测、发展高分辨率勘探、三维勘探、横波勘探和垂直地震剖面, 以解决复杂构造、深层构造、地层岩性圈闭以及直接找油、气等地质问题; 在数据处理方面, 为了适应地震数据收集量猛增的需要, 正大力提高计算机的处理能力和扩展专用设备, 为了充分利用地震

(2) 内 1 2 12

波的信息特别是动力学信息，正在发展精确求解波动方程的理论和计算方法及处理技术，不断地引进其他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。

我国在解放以前，受着三座大山的深重压迫，勘探资源的工作操纵在帝国主义和买办资产阶级手中，他们对战略资源进行掠夺式开采，石油地球物理勘探工作尤其落后，连一个地震队也没有。新中国成立后，1951年成立了第一个地震队，不到十年时间，地震队的数目跃增至一百个，为大庆、胜利等油田的发现和粉碎“中国贫油”论作出了重要贡献。六十年代中后期，我国制成了模拟磁带地震仪，几年之间实现了模拟磁带化，推广了多次覆盖技术，使一些多次波严重干扰和断裂发育的地区的找油工作得到了突破。七十年代初，我国设计制成的第一台百万次数字电子计算机及地震资料处理的专用外围设备正式投产，更为海洋石油勘探、古潜山高产油气田的勘探等发挥了重大的作用。近几年数字磁带地震仪开始正式投产，研制了可控震源，陆续建成了二十多个计算站，对部分模拟地震资料进行了数字处理，使成果质量有显著提高。目前，勘探工作正在从简单构造向复杂构造，从浅、中层向深层；从构造勘探向地层岩性勘探和直接找油气；从二维勘探向三维勘探发展。同时结合我国许多地区的复杂地震地质条件（例如黄土、沙漠、戈壁、沼泽、石灰岩覆盖地区和山区等）进行方法攻关。我们有优越的社会主义制度，有中国共产党的领导，有马列主义、毛泽东思想的指导，只要充分发扬我国的长处并吸收外国有益的东西，我们就一定能够攀登世界地震勘探科技的高峰。

第一章 地震波的基本理论

地震勘探是研究由人工激发的扰动在岩石中传播规律的一门科学。扰动传播的介质是实际地质介质，在这种实际地质介质中传播的扰动称为**地震波**。实际地质介质无论从构成它的岩石成分的性质来说，或是从它空间分布的结构来说都是十分复杂的。人们不可能直接从这些复杂的情况出发来研究地震波的传播规律。作为对问题的一种研究方法，总是希望由简到繁、由易到难地逐步深化对问题的讨论。于是如何把实际的地质介质理想化、使复杂的地质模型简化成理想化的物理模型来讨论而又不失其一般，这就是我们首先要讨论的问题。

§1 理想弹性介质中的波

一、从地质模型到理想的弹性介质模型

目前，地震勘探大部分工作都是在沉积岩地区进行的。沉积岩地区相对于火成岩、变质岩地区来说具有沉积稳定、横向变化缓慢，成层性好等特点。但是，它亦经受了长时期的地壳运动，使地层出现各种各样的褶皱、断裂、剥蚀、风化等现象，致使相对简单的地质结构有时变得很复杂。为此，我们有必要从实际地质介质的性质、结构、形状等特征出发，在不同的条件下给予理想化以求得问题的简化。

I. 理想弹性介质和粘弹性介质

鉴于地震勘探研究的地质介质大多数是固体，按固体的力学性质（指在外力作用下固体的形变特征）可以将固体分成弹性体和塑性体两类不同性质的物体。任何一种固体，受外力作用后它的质点就会产生相互位置的变化，使固体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，其结果使固体恢复到原来的状态，这就是所谓的**弹性**。如果外力取消后能够立即**完全地**恢复为原来状态的物体，我们称它为**理想弹性体**，又称为**完全弹性体**。反之，若外力去掉后，固体还保持其受外力作用时的形态，我们称这种固体为**塑性体**。

自然界大部分物体，在外力作用下，既可以显示为弹性体也可以显示为塑性体，除了与物体所处的状态（如温度、压力）有关以外，重要的条件取决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理想弹性体。反之，在很大的作用力下或力的延续时间很长，则多数固体都显示为塑性；甚至被破碎。

地震勘探通常都在远离震源处进行观测，除震源附近的岩石由于受到震源作用（如爆炸）而遭到破坏外，在远离震源处的介质，它们受的作用力都非常小（位移小于1mm），且作用时间短（小于100ms）^[1]，因此除震源附近以外的绝大部分地区，岩石都可以近似地当作理想弹性体或完全弹性体来研究。这种理想化是至关重要的，因为弹性力学许多问题的

恢复到原来状态

讨论都是基于理想弹性介质的假设，有了这种理想化的假设前提，就可以把弹性力学中的许多基本理论直接引伸应用到地震勘探范畴中来，以简化对问题的讨论。我们以后在绝大多数问题中都是以理想弹性体来近似实际地质介质。

诚然，建立理想弹性介质的物理模型可以在一定范围内满足近似实际介质的要求，但是在这种模型中引用经典弹性固体理论的缺陷在于“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状地震记录之间存在巨大差异”〔2〕。也就是说单纯应用理想弹性介质模型有时已不能解释许多实际问题。人们发现实际岩层对在其中传播的地震波有吸收作用，吸收激发脉冲波的某些频谱，使其能量发生损耗。因此实际岩石固体既有弹性，又表现出像粘性流体那样的粘性，我们把这样的物体称为粘弹性体，实际的固体接近于粘弹性体〔3〕。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向实际模型跨了一大步。

II. 各向同性介质和各向异性介质

从固体的性质来说，在弹性理论研究中通常把固体分为各向同性和各向异性两种。凡弹性性质与空间方向无关的固体，称为各向同性介质。反之，则称为各向异性介质。岩石弹性性质的方向性取决于组成岩石、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，因此由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，即使在横向上有变化也是极其缓慢的，较少表现出岩石各向异性的性质。最后，岩石成分对各向异性有较大影响。因此，常常把实际地质介质看成是各向同性介质，较少应用各向异性的模型。

III. 均匀介质、层状介质和连续介质

固体的弹性性质不仅同上述的空间方向有关。而且还决定于弹性性质的空间分布，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。均匀介质指的是在空间每个点上速度相同的介质，亦即速度值是不随空间座标而变的。反之，若速度值是随空间座标而变的介质则称为非均匀介质。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。速度不同的介质区域的交界处我们称为界面或速度分界面，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，那么我们称这种介质为层状介质，其中每层的速度值是不变的，界面之间的间隔称为该层的厚度。必须强调，这里指的界面的弯曲程度和地层的厚薄程度都是相对概念，它们都是相对于地震波的波长而言。当界面的起伏线度比波长长很多时，这种起伏界面便可以用若干平界面来近似它。同样，当层的厚度大于或者等于波长时才称为厚层，反之则称为薄层。

把实际地质介质理想化为层状介质具有很大现实意义，因为沉积岩地区的岩层一般成层性很好，岩层的成层性又常由不同岩性所决定，不同岩性则往往有不同的弹性性质，因此岩层的岩性分界面有时同岩层的弹性性质分界面非常一致。

层状介质物理模型（包括界面是水平面、倾斜面、曲界面以及地层是厚层或薄层）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明显的地区往往有很多薄层地层，这时可以认为波速沿地层沉积方向是连续渐