

052379



053079

石油地质勘探技术培训教材

地震勘探原理及资料解释

陆基孟 等编 陆邦干 审校



00469524



200400048



石油工业出版社

内 容 提 要

本书从地震波的基本概念和反射波法的基本原理入手,并依序阐述了地震资料的采集、数字处理和解释方法,最后介绍了“地震地层学”和“物探新技术”。本书主要在于讲清概念,说明公式的物理意义,尽量避免繁琐的数学推导和冗长的推理。它是地质工作者熟悉地球物理勘探的一本比较理想的参考书。

石油地质勘探技术培训教材 地震勘探原理及资料解释

陆基孟 等编 陆邦干 审校

*

石油工业出版社出版
(北京安定门外安华里二区一号楼)
石油工业出版社排版印刷
新华书店北京发行所发行

*

787×1092 毫米 16 开本 18¹/₄ 印张 450 千字 印 1-2,000

1991 年 2 月北京第 1 版 1991 年 2 月北京第 1 次印刷

ISBN7-5021-0352-X / TE · 342

定价: 4.90 元

前 言

《石油地质勘探技术培训教材》自1982年内部发行后，受到广大读者欢迎。当时共印一万套，很快就被读者全部订购。石油工业部石油勘探司和教材编委会陆续收到数百封来函、来电，给予较高评价，并迫切希望得到教材。根据读者要求和工作需要，经领导批准，石油勘探司决定，适当调整和加强编委会力量；在现有基础上，吸取各方面的有益意见，改进不足之处，补充新内容，删简修订，由石油工业出版社正式出版。

补充修订的原则是：

- 一、反映在石油地质理论上不断开拓新领域的进展情况；
- 二、反映当代石油地质勘探技术的新理论、新工艺、新方法；
- 三、列举国内外石油地质勘探技术的新成果；
- 四、满足现场工作者解决理论和方法问题的实际需要。

教材正式出版的宗旨是：

- 一、补充、更新现有石油地质技术干部的专业技术知识；
- 二、作为石油地质勘探技术干部进修培训的课本，同时也可作为教学、科研人员的参考丛书；
- 三、推动石油地质勘探事业的发展。

教材内容的选取，既照顾该学科的系统性和完整性，又保证它的先进性和实用性。这些书是编委会成员数十年工作、教学、科研经验的积累，也是石油地质勘探技术理论的结晶。希望能在发展我国石油地质勘探事业中起到应有的作用。

教材编委会的成员有：

郝石生（主编） 翁文波 陆邦干 胡朝元 李德生 陈发景 吴崇筠 王曰才
王鸿勋 张 愷 钱绍新 黄第藩 裘亦楠 应凤祥 刘和甫 陆克政 谭廷栋 尚作源
张一伟 贾振远 樵汉生 彭振南 沈修志 戴金星 戚厚发 陆基孟 赵激林 钟国森
曾文冲 欧阳健 何登春 朱恩灵 徐树宝 尚慧芸 李晋超 郭舜玲 陈丽华 缪 昕
成云芯 袁幼庸 王雪吾

教材编委会的学术顾问是闫敦实、翟光明、李国玉、查全衡同志。

北京石油勘探开发科学研究院、华东石油学院北京研究生部对教材编委会的工作给予了大力支持和帮助，谨致深切谢意。

编委会成员以业余撰写为主，加以时间仓促，水平有限，不足之处恳请读者批评指正。

石油工业部石油勘探司

1985年10月

作 者 的 话

《地震勘探原理及资料解释》一书是为培训地质师以上技术干部而编写的教材之一。全书共九章，第一章结合地震勘探介绍振动和波动的基本概念，可以看作是对物理学中有关内容的复习和深化。有时我们对地震勘探一些新方法的原理感到不好理解，原因之一是与对振动和波动的一些基本概念理解不深有关，由此可见，在学习地震勘探时首先搞清这些基本概念是很必要的。第五章介绍地震波动力学的基本概念，是本书重点章节之一。这一章对波动方程，地震波的振幅、频谱，物理地震学，地震反射记录的褶积模型等基本理论和波动方程偏移，亮点技术，模型计算等新技术、新方法都作了介绍，这些概念也就是用地震勘探研究岩性的依据和理论基础。第七章也是本书的重点章节，系统地介绍了地震资料解释的原理、方法和步骤。

本书不是对地震勘探作全面系统的介绍，主要是介绍在地震勘探数字化之后与资料解释工作关系密切的一些新概念、新方法。

应该指出，今天在地震勘探中，已广泛应用数字电子计算机进行地震信息处理，许多过去无法进行的繁复计算已变得较易实现。因而就有可能使用比过去更复杂的数学理论和计算方法。在地震勘探中的一些基本理论和概念，只有运用适当的数学工具才能表达得更简明扼要和准确。书中在必要的时候列出一些重要的公式来说明问题。我们把重点放在说明公式的物理意义上。

考虑到本书读者都是具有较丰富实践经验的同志，手头上也有较多的实际资料和图件，因此书中实例资料和附图尽量从简，以减少篇幅。

为适于培训班使用，本书各章之间有一定的独立性，培训班根据学员的情况和地震勘探课学时的多少，讲课时可以选用某些章节。

本书第一章至第六章由陆基孟编写，第七章除其中第七节由王强编写外，其余各节均由钟国森编写，第八章由钱绍新编写，第九章由陆邦干编写。全书由陆邦干修改审核。

由于时间仓促，水平所限，对地震勘探中一些新方法新技术研究不够，再加上书中的选材不一定都适应石油地质工作者的要求和需要，错误、不足之处，诚恳希望提出批评指正。

编者

目 录

第一章 地震波的基本概念	(1)
第一节 振动及其表示	(1)
一、什么是振动	(1)
二、振动曲线	(1)
三、谐振动及其重要特征	(2)
四、谐振动的数学表示法	(4)
第二节 波动及其数学表示	(6)
一、什么是波	(6)
二、波动的几种分类	(7)
三、波的几个特征	(7)
第三节 波的传播规律	(12)
一、反射和透射	(12)
二、反射定律和透射定律	(12)
三、费马原理与惠更斯原理	(14)
四、折射波	(15)
第四节 与地震勘探有关的弹性波的性质	(16)
一、地震波是在岩层中传播的弹性波	(16)
二、与地震勘探有关的各种地震波	(16)
第二章 反射波法的基本原理	(18)
第一节 地震勘探原理	(18)
第二节 一个分界面情况下反射波的时距曲线	(20)
一、时距曲线的概念	(20)
二、共炮点反射波时距曲线方程	(21)
三、共反射点反射波时距曲线方程	(23)
第三节 多层介质情况下的反射波时距曲线	(25)
一、水平层状介质	(25)
二、平均速度的概念	(25)
三、水平层状介质的共炮点反射波时距曲线	(27)
第四节 覆盖层是连续介质时的反射波时距曲线	(29)
一、连续介质模型	(29)
二、地震波在连续介质中的传播规律	(29)
三、覆盖层是连续介质时的反射波时距曲线	(31)
第五节 把地震记录转换成地震剖面的方法	(32)
一、为什么要进行动校正	(32)
二、动校正量的计算公式	(32)

三、倾斜界面的动校正问题	(33)
第三章 地震资料的采集	(35)
第一节 野外工作概述	(35)
一、地震勘探野外工作内容	(35)
二、地震测线	(35)
第二节 数字磁带记录原理	(36)
一、对地震仪的基本要求	(36)
二、把地面的机械振动转变成电讯号	(37)
三、数字磁带记录原理与记录过程	(37)
第三节 观测系统及其图示方法	(43)
一、观测系统的概念	(43)
二、一次覆盖的简单连续观测系统	(43)
三、观测系统的图示	(43)
四、多次覆盖的观测系统	(44)
第四节 野外工作中两种重要的方法——组合和多次覆盖	(45)
一、检波器组合	(45)
二、多次覆盖	(47)
第四章 地震波的速度	(49)
第一节 地震波在岩层中的传播速度	(49)
一、与岩石弹性常数的关系	(49)
二、与岩性的关系	(50)
三、与密度的关系	(50)
四、与构造历史和地质年代的关系	(50)
五、与埋藏深度的关系	(51)
六、与孔隙度和孔隙中流体性质的关系	(52)
第二节 平均速度	(53)
一、平均速度 (V_{av})	(53)
二、平均速度的测定	(53)
第三节 叠加速度与均方根速度	(54)
一、叠加速度	(54)
二、均方根速度	(55)
三、均方根速度的重要性	(58)
第四节 层速度	(59)
一、层速度概念	(59)
二、速度层的求取	(59)
第五节 速度资料的利用	(61)
第五章 关于地震波动力学的一些基本概念	(62)
第一节 波动方程	(62)
一、什么是弹性波波动方程	(62)
二、研究波动方程的意义	(64)

第二节 反射波的振幅	(65)
一、研究振幅的意义	(65)
二、影响反射波振幅的因素及其补偿	(65)
三、亮点技术原理简介	(69)
第三节 地震波的频谱	(71)
一、频谱的概念	(71)
二、地震波频谱资料的获得	(74)
三、地震波频谱的特点及其利用	(75)
四、与数字频率滤波有关的频谱理论	(76)
第四节 物理地震学	(77)
一、物理地震学的基本概念	(78)
二、物理地震学的计算	(79)
三、物理地震学的主要结论	(81)
第五节 地震模型与褶积	(84)
一、模型计算概述	(84)
二、一维模型的计算	(84)
三、二维模型的计算	(88)
第六章 地震资料的数字处理	(91)
第一节 数字处理概述	(91)
一、数字处理的一般概念	(91)
二、地震资料数字处理方法分类	(91)
第二节 获得水平叠加剖面的处理流程	(92)
一、把地震信息输入计算机	(93)
二、预处理	(93)
三、静校正和动校正	(95)
四、叠加和叠加后的加工	(96)
第三节 偏移归位	(98)
一、偏移叠加问题的提出	(98)
二、偏移叠加原理	(99)
三、波动方程偏移简介	(101)
第四节 计算速度谱	(103)
第五节 数字频率滤波原理	(105)
一、数字频率滤波的简单例子	(105)
二、数字频率滤波原理	(107)
三、对数字化地震信息用褶积进行数字频率滤波的实际计算公式	(108)
四、数字滤波的各种形式	(108)
第六节 反滤波	(109)
第七章 地震勘探资料的解释	(111)
第一节 地震剖面的获得	(113)
一、资料处理成果	(113)

二、剖面显示	(113)
三、时间剖面的特点	(113)
四、深度剖面的获得及其特点	(114)
第二节 地震剖面解释	(119)
一、记录的形成	(119)
二、时间剖面的对比	(120)
三、剖面的地质解释	(123)
四、反射层的全区解释	(126)
第三节 与复杂地质现象有关的地震波	(128)
一、绕射波	(128)
二、断面反射波	(132)
三、弯曲界面反射波	(134)
第四节 断层解释	(137)
一、断层在时间剖面上的标志	(137)
二、断层解释	(138)
第五节 复杂地质现象的解释	(143)
一、地震资料的精细处理和特殊处理	(143)
二、复杂构造、断层断块解释	(154)
三、各种岩性解释	(159)
四、烃类检测	(174)
第六节 地震构造图的绘制	(178)
一、反射界面的空间位置	(178)
二、绘制 t_0 时间或深度等值线图	(181)
三、由等 t_0 图进行空间校正绘制构造图	(183)
四、采用二维偏移剖面绘制构造图	(186)
五、等厚线图	(187)
第七节 三维地震资料解释	(190)
一、三维地震资料数据体的特点	(190)
二、三维资料解释的特点	(191)
三、地震水平切片	(191)
四、解释设备	(193)
五、三维资料解释方法	(197)
六、彩色显示技术的应用	(204)
第八章 地震地层学	(205)
第一节 区域地震地层学	(205)
一、地震反射的地质意义	(205)
二、地震层序分析	(206)
三、沉积过程中水面相对变化的分析	(208)
四、地震相的分析	(210)
五、地震相的地质解释	(215)

六、生储盖条件的评价·····	(216)
七、陆相地层地震相解释的实例·····	(220)
第二节 局部地震地层学·····	(222)
一、地震资料的分辨率·····	(222)
二、合成地震记录·····	(226)
三、合成声波测井·····	(227)
四、多种信息的利用·····	(230)
第九章 物探新技术·····	(245)
第一节 新技术概论·····	(245)
一、引言·····	(245)
二、地震采集技术·····	(246)
三、地震资料处理·····	(247)
四、横波勘探·····	(250)
五、地震地层学·····	(250)
六、高分辨率地震勘探·····	(250)
七、三维地震勘探·····	(250)
八、垂直地震剖面·····	(251)
九、重力测量·····	(251)
十、电法直接找油·····	(251)
十一、三瞬参数剖面·····	(252)
十二、地震资料的解释应用·····	(254)
十三、未来地震技术的发展·····	(254)
第二节 横波地震勘探·····	(256)
一、横波原理·····	(256)
二、横波勘探的野外工作方法及装备·····	(257)
三、横波资料的解释·····	(258)
四、横波勘探中的难题·····	(260)
第三节 垂直地震剖面法·····	(263)
一、引言·····	(263)
二、垂直地震剖面法的野外采集·····	(264)
三、垂直地震剖面法的资料处理·····	(267)
四、垂直地震剖面的解释和应用·····	(273)
第四节 三维地震勘探·····	(277)
一、三维地震的野外采集·····	(278)
二、三维地震的资料处理·····	(279)
三、三维地震资料的显示·····	(280)
四、三维地震的简化工作方法·····	(280)

第一章 地震波的基本概念

地震勘探是根据地震波在地下传播的情况来研究地下构造的。因此，应对有关地震波的基本理论有所了解。地震波的基本理论分为运动学和动力学两大部门。本章介绍地震波的一般概念。地震波的运动学和动力学的基本理论将分别在第二章、第五章介绍。

第一节 振动及其表示

一、什么是振动

振动是一种非常重要的物质运动形式，在日常生活和各门学科中都经常会遇到，在地震勘探中尤其如此。地震检波器记录的是所在点地面的机械振动，地震仪接收到的是来自检波器的电振动（电信号）。例如一根弹簧的上端固定，下端焊了一个小球，这样的装置叫做弹簧振子。当没有别的东西碰它时，小球静止于它的平衡位置。如果把小球向上或向下碰一下，它就会在平衡位置附近一上一下地来回运动起来。这时，我们就说振子受到了激发，而振子的（或小球的）运动就是一种典型的振动。概括地说：振动就是平衡位置附近的往返运动。

关于上述这种振动定义，还需要加些补充说明。第一，有时候物体只振动或跳动一下，似乎谈不到“往返”。但是那毕竟还是一次“往返”，这样的振动叫做脉冲。第二，以上所举，只是最简单的例子：只有一个运动的物体，从而也只有一个平衡位置。在更复杂的例子中，可以有许多互相联系的振动物体，每一个物体都有自己的平衡位置。这样多个振动物体的集体，叫做一个振动系统；而那些平衡位置的总体则叫振动系统的平衡状态。因此，广义地说，振动就是振动系统在平衡状态附近进行的往返运动。第三，在物理学中，物体位置随时间的变化过程叫做机械运动。以上所举的，都是机械振动的例子。事实上，客观世界中物质运动的形态是多种多样的。除了机械运动以外，还有电磁运动、热运动等许多别种形态的振动。例如，检波器在地震波到达时，它的振动所输出的电压就是一个时正时负、时大时小的电振动。因此，说得更广泛一些，每一个随时间变化的物理量，只要是时大时小，就反映着一种振动过程。

二、振动曲线

振动曲线是表示振动过程的一种方法，理解其意义十分必要。监视记录和地震时间剖面，就是由若干条振动曲线组成的。图 1-1-1 示意地表示地震监视记录上的一条振动曲线。

在回放监视记录时，大致如图 1-1-2 所示，仪器中有一个可振动的笔尖（或光点）。在纸鼓转动过程中，如果笔尖不动，纸上就会出现一条直线，纸上不同的点代表着不同的时刻，因此这条直线可以叫做时间轴。实际上，笔尖是左右往返振动的。假如纸鼓不转，笔尖就只能在记录纸上来回地画出一条横线。这样的一条横线可以叫做位移轴，因为它标志着笔尖离开平衡位置的位移。由于纸鼓也转，笔尖也动，结果就在纸上画了一条曲线，如图 1-1-1 所示。当曲线在时间轴的上方时，就表示图 1-1-2 中的笔尖偏向右方；这时我们定

义笔尖的位移为正值。当曲线在时间轴的下方时，就表示笔尖偏向左方，这时的位移定义为负值。有了这条曲线，就能知道笔尖的振动过程。

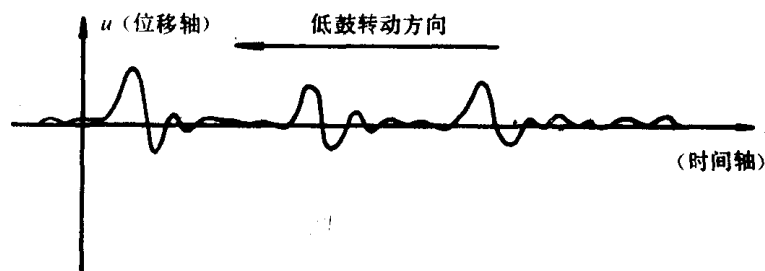


图 1-1-1 地震监视记录中的一条曲线

其他振动过程也可以用这样的办法来表示。振动的规律不同，得到的曲线也就不同。从原理上说，知道了准确的振动曲线，就等于全面地掌握了那一振动的规律。因此，振动曲线就是研究振动过程的重要手段之一。

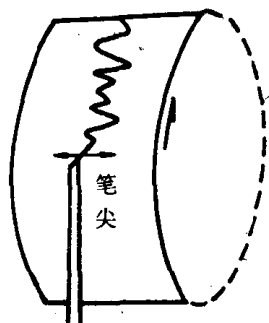


图 1-1-2 笔尖记录示意图

这里有几点需要说明。第一，图 1-1-2 中的笔尖绝不是沿着图 1-1-1 中那样的复杂曲线运动的，它只是左右摆动而已。如果纸鼓不转，笔尖就只能在纸鼓上来回地画一小段横线，这就是笔尖运动的轨迹。知道了一个运动点（如笔尖）的轨迹，并不等于完全知道了它的运动规律，因为还无法求出它的速度和加速度等。反之，知道了振动曲线，原理上就完全知道了运动规律，因为可以求出速度和加速度等。在这个意义上，振动曲线比轨迹重要得多。第二，为了具体，我们通过分析回放装置中笔尖的振

动，得出了振动曲线的概念，这时我们把图 1-1-1 中的纵轴叫做“位移轴”。但是，振动曲线不但可以用来表示机械振动的位移，也可以用来表示其他种类的振动。例如，表示检波器两端的电压变化过程，则纵坐标代表的就是电压值而不是什么位移，从而纵轴不能再叫做位移轴而叫电压轴了。除了这种改动以外，其他方面都和以上所讲的作法基本相同。第三，在地震勘探中习惯将振动曲线叫做地震道，将若干条振动曲线组成的全体叫做“地震记录”。

三、谐振动及其重要特征

最简单和最基本的振动是谐振动（又叫简谐振动）。谐振动的特点是，该振动系统总是在与位移（或其他物理量）成正比的、并且与位移方向相反的一个力作用下作振动（可用 $F = -Ku$ 表示， F 为作用力， u 为位移， K 为与系统性质有关的常数，一号表示力与位移方向相反）。谐振动的振动曲线是正弦曲线或余弦曲线，二者差别只是开始时间前者取位移最小的时间，后者则取位移最大的时间。

前述弹簧振子便是一个典型的谐振动，小球离开平衡位置的位移 u 随时间 t 而变化的振动曲线如图 1-1-3 所示。这里须假设空气无阻力的条件。把小球向下拉一下，位移 u 就向下，而且向下越大，随之产生的拉力就越大，且是向上的，这正符合谐振动的条件。

严格说来,任何一个系统的振动,都不会是真正的(绝对的)谐振动,因为任何实际的振动都有其开始的时刻(激发时刻),而正弦曲线则是一条无始无终的周期曲线。尽管如此,谐振动概念仍是振动学中很重要的概念。这是因为:第一,有些系统的振动很近似谐振动;第二,以后将讲到,利用多个谐振动,可以叠加成各种实际的复杂振动,而许多复杂振动也都可以分解成一些不同的谐振动,所以说谐振动是一种“最基本的”振动。

描述一个谐振动需要引用一些重要的特征或参数,如从图 1-1-3 (a) 所示的这条曲线上可以看到:

①振幅——谐振动曲线中代表振动系统离开平衡位置的最大位移叫做谐振动的振幅,通常用 A 来表示,是不随时间而变的常量。振幅可以是一个距离、角度或电压值等等,随所考虑的振动性质而定。

②周期——谐振动系统完成一次振动所需要的时间,叫做谐振动的周期,通常用 T 来表示。是沿着时间轴从一个最高点到相邻最高点的“时间间隔”,周期的单位是秒或毫秒等等。谐振动的周期也是一个常量。

③频率——谐振动系统在一秒钟内完成的振动次数,叫做谐振动的频率,通常用 f 来表示。频率的单位是赫(或周/秒)。也有用角频率 ω 表示的。它们和周期的关系是:

$$f = \frac{1}{T} \quad \text{和} \quad \omega = 2\pi f \quad (1-1-1)$$

频率自然也是一个常量,角频率也叫圆频率,它的单位是弧度。

④初始相位——与谐振动开始的时间有关的一个量,下面将另行介绍。

总起来说,描述谐振动的四个常量,就是振幅、周期、频率(角频率包括在内)和起始相位。必须指出,只有对于谐振动,这些概念才有直接的、精确的意义。对于更复杂的振动,这些概念必须经过修改才能应用。例如,图 1-1-4 中有一条比较复杂的振动曲线。这条曲线有

若干各不相等的极大值 $A_1, A_1', A_2, A_2', A_3, A_3' \dots$ 。由于它们并不相等,笼统地谈论振动的振幅是毫无意义的。这些极大值叫做振动的视振幅;它们是一系列的值,而不仅仅是一个值。“视”就是“表面上的”或“可看出来的”意思。同样,相邻的两个极大值之间的时间,如图中表示出的 A_1, A_2 之间的 T_{a12} , A_2, A_3 之间的 T_{a23} 等,叫做振

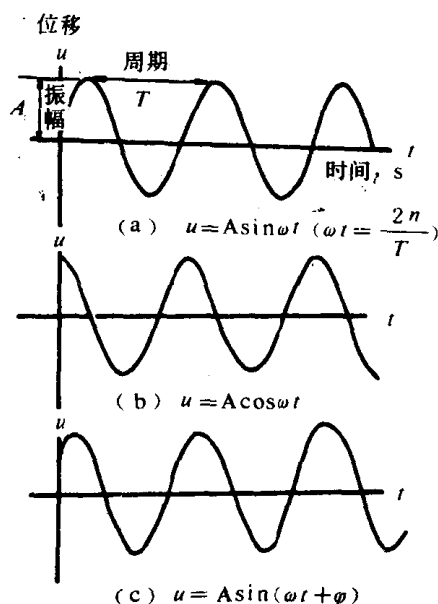


图 1-1-3 谐振动曲线举例

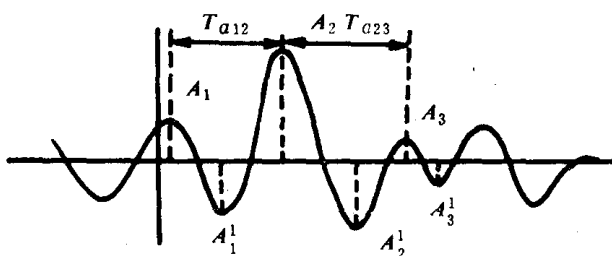


图 1-1-4 视振幅和视周期

动的视周期，其倒数 $f_a = \frac{1}{T_a}$ 叫做振动的视频率。

四、谐振动的数学表示法

用振动曲线来反映振动过程具有较大的直观性，这是它的优点。但是，要进行定量的讨论，那就要引用数学工具。例如用谐振动函数来表示谐振动。谐振动函数应取如下形式：

$$u = A \sin (2\pi f t + \varphi_0) \quad (1-1-2)$$

式中 A ——谐振动的振幅；
 f ——它的频率；
 t ——时间变量；
 φ_0 ——它的初相（初始相位）。

(1-1-2) 式也可写成：

$$u = A \sin (\omega t + \varphi_0) \quad (1-1-3)$$

(1-1-2) 和 (1-1-3) 就是常用的谐振动函数。但是，我们知道，正弦曲线和余弦曲线的形状是相同的；通过时间轴起点的改变，二者可以互变。象图 (1-1-3) 中的三条形状相同但时间起点不同的曲线，可以依次表达如下：

曲线 (a) $u = A \sin \omega t$

其中 $\varphi_0 = 0$ ，时间起点在最小位移时，也可表达为

$$u = A \cos \left(\omega t - \frac{\pi}{2} \right), \quad \varphi_0' = -\frac{\pi}{2}, \quad \text{与上式中 } \varphi_0 \text{ 二者相差 } \frac{\pi}{2}.$$

曲线 (b) $u = A \cos \omega t$ ，其中 $\varphi_0 = 0$ ，时间起点在最大正位移时，也可表达为

$$u = A \sin \left(\omega t + \frac{\pi}{2} \right), \quad \varphi_0' = \frac{\pi}{2}, \quad \text{与上式中 } \varphi_0 \text{ 二者相差 } \frac{\pi}{2}.$$

同样 曲线 (c) $u = A \sin (\omega t + \varphi_0)$ 其中 $0 < \varphi_0 < \frac{\pi}{2}$ ，时间起点在位移为 $A \sin \varphi_0$ 时，

也可表达为 $u = A \cos \left(\omega t + \varphi_0 - \frac{\pi}{2} \right), \quad \varphi_0' = \varphi_0 - \frac{\pi}{2}, \quad \text{与上式中 } \varphi_0 \text{ 二者相差 } \frac{\pi}{2}.$

有了谐振动函数，通过求导数很容易得出运动质点的速度和加速度。例如，将 (1-1-3) 式对 t 求导数，就得到质点的速度：

$$V = \frac{du}{dt} = \omega A \cos (\omega t + \varphi_0) \quad (1-1-4)$$

再求一次导数，就得到加速度：

$$a = \frac{dV}{dt} = \frac{d^2 u}{dt^2} = -\omega^2 A \sin (\omega t + \varphi_0) \quad (1-1-5)$$

(1-1-5) 式可以写成下列形式：

$$\frac{d^2 u}{dt^2} = -\omega^2 u \quad (1-1-6)$$

这样的等式叫做二阶常系数微分方程，有了这个微分方程就可以用适当的数学方法求出方程中的未知函数，得出谐振动函数。我们将 (1-1-6) 这个微分方程叫做谐振动方程，现在就可以更确切而全面地给谐振动定义了：凡是满足 (1-1-6) 这种形式的微分方程的变化过程，就叫做谐振动。换句话说，如果有一个随时间变化的物理量，它的二阶导数和它本身成比例而符号相反，这样的变化过程就叫做谐振动。如果那物理量是力学的量（例如距离、角度等等），振动就叫做机械谐振动，如果是电磁学的量（例如电位，电压等等），振动就叫做电磁谐振动。这里可与式 $F = -Ku$ 对比，在机械振动中，根据牛顿第二定律则 $F = ma$ ，其中 m 为质量， a 为加速度，即位移的二阶导数 $\frac{d^2 u}{dt^2}$ ，则可得 $\frac{d^2 u}{dt^2} = -\frac{K}{m}u = -\omega^2 u$ ，故 $\omega^2 = \frac{K}{m}$ ，即角频率只与系统的固有特性有关，后面还要谈到它。

下面进一步谈谈谐振动的相位概念。设有某一个谐振动，如式 (1-1-3)：

$$u = A \sin(\omega t + \varphi_0)$$

可以改写为 $u = A \sin \varphi$ ， $\varphi = \omega t + \varphi_0$ (1-1-7)

这里 $\varphi = \omega t + \varphi_0$ 就叫做谐振动的相位或周相。

在震害勘探工作中，特别是解释工作常用到“相位”一词，但那是指如图 1-1-4 所示的那种复杂振动的极大值，有几个极大值就说这个振动有几个“相位”。相位一词在这两种情况下的含义是完全不同的。在式 (1-1-7) 中的相位则是时间变量 t 的线性函数，它在不同的时刻有不同的数值并决定着该时刻的位移值。

由式 (1-1-7) 可见，当 $t=0$ 时， $\varphi = \varphi_0$ ，因此把 φ_0 叫做初相。 φ_0 的值完全取决于计时起点 $t=0$ 的取法，而在实际的观测中，计时起点的取法常常是任意的。如图 1-1-3 中三条同样形状的曲线，前面已提到，按正弦函数可以有三个初相 $(0, \frac{\pi}{2}, \varphi_0)$ ，按余弦函数，也可以有三个初相 $(-\frac{\pi}{2}, \frac{\pi}{2}, \varphi_0 - \frac{\pi}{2})$ ，由于初相有着这样的任意性，相位函数 $\varphi = \omega t + \varphi_0$ 当然也有同样的任意性。这里说的“任意性”，是说它们的值取决于 $t=0$ 的选法。计时起点一经选定，这种任意性当然就被排除了。这么说来，提出 φ_0 还有什么意义呢？干脆把它取作零不就得了吗？不能，事情也不那么简单。因为我们经常遇到的情况是要同时考虑几个谐振动，它们的初始相位并不相等，换句话说，它们的振动曲线不能“对齐”。这样的几个谐振动，各自有其初相。因此，当作为研究多个谐振动的第一步来考虑一个谐振动时，必需考虑 $\varphi_0 \neq 0$ 的这种一般情况。

我们须指出，谐振动方程 (1-1-6) 是描述自由振动的微分方程，因为方程中并不包含同阻尼或周期性外力相对应的项。在作自由振动时，系统的周期和频率都是它固有的特征，既不会因为计时起点选择的不同而不同，也不会因为激发条件的不同而不同。换句话说， T 、 f 和 ω 取决于系统的物理结构，系统作好了，这些特征量就定下来了。要想改变它们，只有改变系统的结构才行。这一事实，已经反映在谐振动方程中。即只包含 ω （也就等于包含 f 或 T ）而不包含 A ，更不包含 φ_0 ；这就表明 ω （和 f 、 T ）比 A 和 φ_0 来，具有更为根本的性质，因此可叫固有角频率（和固有频率、固有周期）。

谐振动的特征量，可分成三“级”。第一级是 ω 、 f 和 T ；它们是振动系统的固有特征。



第二级是 A ，它取决于系统的结构和振动的激发条件。同一个系统按照激发能量的多少可以有大小不同的振幅。第三级是初相 φ_0 ，它的任意性最大，取决于计时起点的人为选择。至于相位 $\varphi = \omega t + \varphi_0$ ，那是和 φ_0 具有同等任意的一个函数。它在描述谐振动时非常有用，但它只是一个次要的特征量。

谐振动过程还有其他一些表示方法，如参考圆法、旋转矢量法和复数法等。特别是复数法在以后讨论问题时常常要用到，这里简单谈谈。根据欧拉公式有：

$$Ae^{j\omega t} = A\cos\omega t + jA\sin\omega t \quad (1-1-8)$$

如果我们要研究的谐振动函数是 $A\cos(\omega t + \varphi_0')$ ，于是，它正好是复变数 $Ae^{j(\omega t + \varphi_0')}$ 的实部。因此可以用 $Ae^{j(\omega t + \varphi_0')}$ 这个复变数来代替 $A\cos(\omega t + \varphi_0')$ 这个函数，进行各种运算。算出结果之后，再取实部（虚部就不要了）。这样得到的结果同直接对函数 $A\cos(\omega t + \varphi_0')$ 进行运算时得到的结果相同。

第二节 波动及其数学表示

一、什么是波

前面所以要研究振动是因为它本身是一种很重要，很常见的运动形式，是了解波动的先决条件。而地震勘探正是以弹性波动为基础的。

关于波动的感性认识，可通过观察水面上各点的运动来得到。如果将一石块扔进平静的湖水中，水面上就会出现一圈圈的波纹。水面的这种运动，就是最直观的一种波动。水面上被石头打中的那一点叫做波源，因为所有的波纹都似乎是从那一点“发源的”。应该注意，每一条波纹都不是固定在水面上，而是不断变化，不断扩大，不断运动的。任何一种固定的画面，都不能真正代表波动过程。

不难看出，当波纹从源向外传播时，湖水并不会从波源向四周流去。如果水面上漂浮着一片小树叶，我们将会看到，当小树叶受到“波及”时，它并不向湖岸运动，而是看来似乎是一上一下地振动，实际上每个水面的质点是就地近似地做圆周运动的。

当石头刚刚掉下去时，水面上被石头打中的那一部分就开始下陷；然后，在表面张力等的作用下，那一部分水面又开始上升。这样被打中的一部分水面就首先开始振动起来而形成波源。但是，水面是一个整体，它的各个部分是互相联系着的。一个部分一经振动，势必牵动周围的其他部分也随后振动起来，这些被牵动的部分接着又牵动更远的部分。于是，从一个部分（波源）开始的振动，就通过水面上各个相邻部分的联系而由近及远地传播开去。在这个例子中，振动是沿着水面传播的。这种传播振动的物质叫做媒质或介质。一般所说的波或波动，就是振动在周围介质中的传播。

振动在介质中传播是需要时间的。当波源开始振动一段时间以后，远处的介质才开始振动。这就是说，振动是以一定的速度在介质中传播的，叫做该介质的波速。波速的大小决定于介质的性质和状态，也决定于波动本身的某些特征。必须指出，波的传播速度和各部分介质本身的振动速度，就像水波的传播速度和水面质点的振动速度是完全不同的两个概念。在地震勘探中，了解各种地层中地震波的传播速度是十分重要的，这个问题将在第四章里讨论，而地面质点的振动速度则反映在地震波的波形经过微分后的数值上，一般是不研究的。

人们通过各种生产活动和科学实验，发现了越来越多的自然现象和水波的运动过程十分

相似，例如声音、弹性体中的应变、光波、迅变电磁场等的传播。于是，就有了关于声波、弹性波、光波、电磁波等等的理论。勘探工作中遇到的地震波，就是地下岩层中的弹性波。它也遵循关于波的一般运动规律。

二、波动的几种分类

1. 正弦波和非正弦波

如果我们对波源不是只激发一次，而是对它加一个适当的周期性的力，使它进行等幅的、接近于谐振动的受迫振动，那么，当传到介质中别的一部分时，各部分的振动都是频率相同的谐振动，这样的波就叫做正弦波。不满足这个条件的波叫做非正弦波。正弦波又叫做单频波，非正弦波又叫做复合波，因为一般的非正弦波可以认为是由许多频率不同的正弦波叠加（复合）而成的。

正弦波是一种理想的情况，也象谐振动一样，它在客观世界中是不存在的。但是，正弦振动学中的谐振动一样，正弦波也是波动学中一种非常重要的概念。

2. 横波和纵波

前面说过，介质的波速和介质中某点的振动速度是完全不同的两个概念。这里我们要说，介质中波的传播方向和介质中各点的振动方向也是完全不同的两个概念。理论和实验研究证明，介质中各点的振动方向和波的传播方向可以是不同的。介质中各点的振动方向和波的传播方向相垂直的波是横波。介质中各点的振动方向和波的传播方向相同的波就是纵波。更形象地说，在传播着纵波的弹性介质中，在同一时刻各点的密度是不同的，有的部分受到压缩（密度增大），有的部分发生膨胀（密度减小）；随后，压缩的部分会变为膨胀，而膨胀的部分却变为压缩。介质中各个部分这样一胀一缩地交替变化着，也就是介质中各点振动方向与波的传播方向相同。因此，纵波又叫做疏密波或压缩波。另外，由于纵波似乎是受推动（Push）产生的，常简称为P波。空气中的声波就是一种纵波。在地震勘探中，目前主要利用的是纵波。在传播横波的弹性介质中，同一时刻各点的密度不变，但各点介质似乎是垂直于波的传播方向剪切似地在摇动（Shake，故常称为S波），因此也叫切变波或剪切波。绳子一端固定在墙上，另一端轻轻抖动引起的就是横波。地震勘探中已开始使用横波。

力学理论可以证明，在同一种固体介质中，纵波的速度比横波的速度高。至于流体（气体和液体）介质，却只能传播纵波，而不能传播横波。正是由于纵波和横波能反映介质的不同特性，如果同时利用纵波和横波进行勘探，就有可能取得更多关于介质性质的资料，减少推断地下地质情况的多解性。

3. 体波和面波

前面讲的是在同一介质的体积内传播的波，例如地层内传播的地震纵波和横波，这种波叫做体波。通常看到的水波，那不是在水的内部，而是在水和空气的分界面上传播的一种波。这种在介质的分界面上传播的波叫做面波。

在地震勘探中，爆炸不但会在地层中引起体波，而且会在地表以及在地下的地层分界面上引起复杂的面波。特别是沿地面传播的面波，已知存在有好几种类型，通常统称为“地滚波”。这种波在地表最强，但随深度衰减很快，这样他们就近似地按柱面（而不是按球面）在地表向四周扩展，并因此可在相当大的距离上仍保持强的振幅。它是地震勘探工作中遇到的最强烈的干扰波，幸而大多数情况下，它的频率低于反射波，可用频率滤波方法将它削弱。沿地下界面传播的面波，到达地面时几乎已衰减得无法记录了，通常都构不成干扰。

三、波的几个特征

波前、波后和波面

设想在某一时刻 t_0 开始在介质中激起波源的振动。过了一段时间，到了时刻 t_0' ($t_0' > t_0$)，波源的振动可能就停止了。再过一段时间，到了时刻 t_1 ，波已传播了一段距离。这时，介质中分成了几个区域，如图 1-2-1 所示。在离波源最近的区域 V_0 中，波已经走了过去，介质的振动已经停止。在其次一个区域 V_1 中，介质的运动正在进行。在更远的一个区域 V_2 中，波还没有传到，介质的振动还没开始。在 V_1 和 V_2 的分界面 S 上，介质中的各点刚刚开始振动。这一曲面 S ，叫做波在时刻 t_1 的波前。在 V_0 和 V_1 的分界面 S' 上，介质中的各点刚刚停止了振动。这一曲面 S' ，叫波在时刻 t_1 的波后（又叫波尾）。必须记住，波是不断前进的，从而波前和波后这两个曲面也在随着时间不断地推进。不指明哪一个时刻来谈论波前或波后是没有确切意义的。

波前和波后的大小（面积）一般会不断地扩大，它们的几何形状决定于波源的分布和介质的性质。如果介质是均匀的和各向同性的，而波源可以看成是一个点（叫做点波源），则波前和波后都是球面。

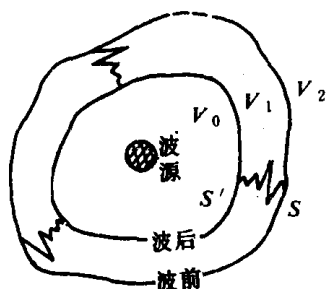


图 1-2-1 波前和波后示意图

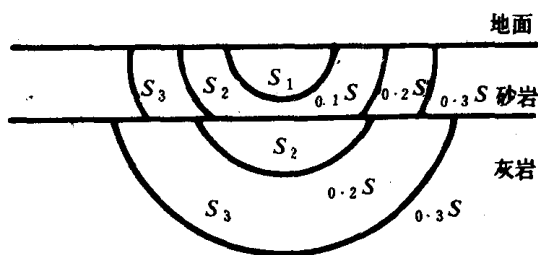


图 1-2-2 波面是波前的“遗迹”

在图 1-2-2 中， S_1 是波在时刻 t_1 （设 $t_1 = 0.1$ 秒）的波前。过了一段时间，到了时刻 t_2 （设 $t_2 = 0.2$ 秒），波前已经向前推进到了 S_2 的地方了。但是， S_1 这个固定的曲面仍然有很重要的意义，因为介质中位于 S_1 上的各点是同时（在时刻 t_1 ）开始振动的，它们的振动是同相的。介质中每一个这样的曲面都叫做一个波面，又叫做一个等时面，波面是波前的“遗迹”。在波的传播过程中，波前将不断推进而扫过介质的全部。因此，在介质中任取一点 P ，再找出介质中各个和 P 点同时开始振动的那些点，将这些点连成一个曲面，就是通过 P 点的波面。注意图中画的是两层速度不同的介质，在 $t > 0.2$ 秒时，等时面在分界面上就不连续了。

按照波面的形状，可以对波进行分类。如果所有的波面都是球面的波就叫做球面波，如果都是柱面就叫做柱面波，如果都是互相平行的平面就叫做平面波。波面的形状取决于波源的形状和介质的性质。当离波源很远而只考虑波面上一个小部分时，一般可以把球面波看成平面波。例如，在地震勘探中，炸药包只有几米长，而地下界面的深度往往超过一千米。因此，可以把炸药包近似地看成一个点；如果认为界面以上的介质是均匀的，就可以把地震波看成球面波。当地震波从界面反射回来到达地面时，如果只考虑整个波前面积的一小部分，就可以把反射波近似地看成平面波。

2. 射线

实际的波前图是很复杂的，特别在地层为多层介质时以及考虑到反射波、异常波的条件