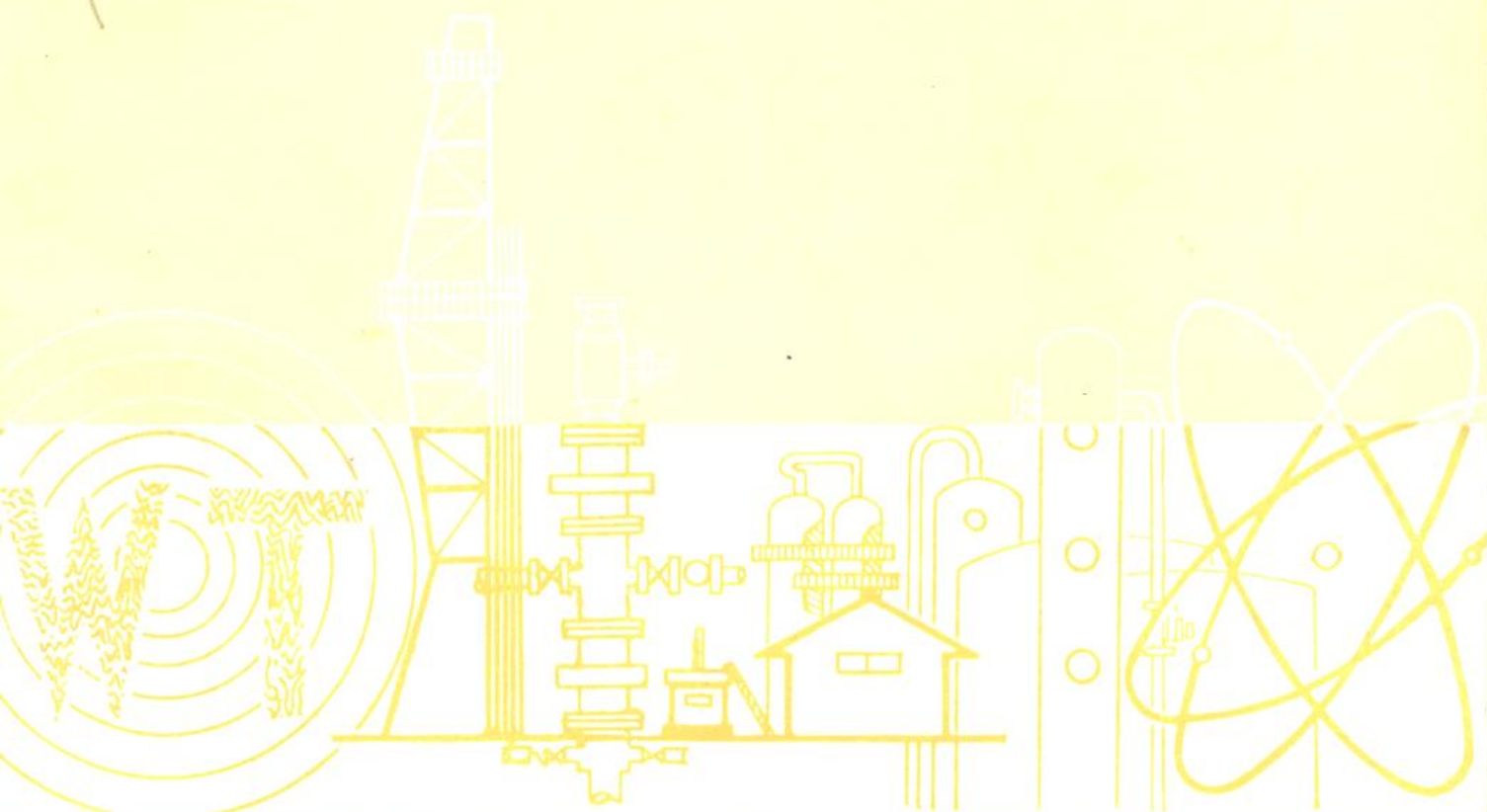




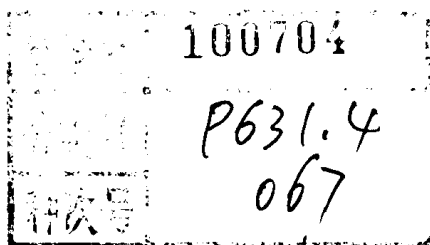
石油技工学校试用教材

地震勘探基础

石油部地球物理勘探局技工学校 周学亮 主编



石油工业出版社



石油技工学校试用教材

地震勘探基础

石油部地球物理勘探局技工学校 周学亮 主编



5471/3



石油工业出版社

(京)新登字082号

内 容 提 要

本书从讨论地震波入手,进而叙述了地震勘探的基本原理、野外工作方法和资料解释等,最后对地震地层学、三维地震勘探、横波勘探等新技术做了极为扼要的介绍。通俗易懂、重点突出是本书的特点。本书除作为地震勘探专业的统编教材外,也可供职工培训、职业高中和现场工程技术人员参考。

责任编辑:孔秀兰

石油技工学校试用教材

地 震 勘 探 基 础

石油部地球物理勘探局技工学院 周学亮 主编

石油工业出版社出版发行

(北京安定门外安华里二区一号楼)

北京昊海印刷厂排版印刷

787×1092毫米16开本15印张354千字印8,501—11,500

1987年10月北京第1版 1993年3月北京第4次印刷

ISBN 7-5021-0236-1/TE·232

定价:9.40元



绪 论

一、地震勘探研究对象及方法简介

地震勘探是地球物理勘探（简称物探）中重要的方法之一。正如其它物探方法都是以研究岩石的某一种物理性质为基础一样，地震勘探是以研究岩石弹性差异为基础的。一种物探方法。地壳由于受到岩浆活动或构造运动影响发生变动引起的地震，叫天然地震。多年来人们通过对天然地震的长期观察，认识到组成地壳的岩石是具有弹性的，它能够传播地震波。地震勘探方法就是人们在与天然地震作斗争的实践中总结出来的。它的基本方法是利用炸药或非炸药震源人工激发地震波，用特殊的物理仪器（检波器和地振仪）接收和记录。地震波在介质中传播时，其路径、振动强度、波形随介质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，根据接收到的地震波的旅行时间和速度资料，就可以了解波的传播路径，推断地层的有利构造形态，从而达到间接找矿的目的，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，达到直接找矿的目的。

地震波传播路径所遵循的规律与几何光学极相似。在传播过程中，当地震波投射到弹性分界面上时，将产生反射、透射和折射现象。根据接收的地震波不同，可把地震勘探分成反射波法、折射波法及透过波法三种。

反射波法是按一定的观测系统，在离震源较近的若干观测点上，测定和记录地震波从震源到不同物性地层分界面上反射回到地面的旅行时间，当地层倾角不太大时，经过处理和校正，各接收点的时间可变成垂直往质时间，该时间的变化就反映了地下地层起伏形态的变化。因此，用反射波法可以搞清地层构造特点和分布规律，特别是对圈定与石油和天然气有关的背斜、断层、礁块等构造比较有效。在理想条件下能够以几米的精度测定构造的起伏。

折射波法是记录和研究沿速度分界面上滑行波引起的地面质点振动情况的一种方法。当地震波射线以临界角入射到速度分界面（地震波在该界面下边的速度 V_2 大于上边速度 V_1 ）上时，就会产生沿界面以 V_2 的速度传播的滑行波，进而引起上覆地层质点发生振动形成折射波（不同于光学的折射），并传播到地面被接收。折射波到达不同观测点的时间包含着速度界面深度及层速度的信息。因而可以确定速度界面的起伏形态，但折射法得不到反射波法那样多的资料和那样高精度的构造图，只是折射层速度数据较准确对岩性解释有利。

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。工作时激发点和接收点分别位于地下弹性分界面或地质体两侧。此法大多在有钻井时应用，根据所接收的透过波的传播时间，可以测定钻井附近地层波速及地质体的外表形状。

以上三种方法中，以反射波法应用最广，是本教材主要讲授对象。折射波法应用较少，透过波法只是一种辅助手段，但因各有特点，因此在解决实际地质问题时要具体选择不同方法或适当配合。

地震勘探与其它物探方法（重力、磁法、电法等）相比，突出的优点是精度高，分辨率高，穿透深度大；但即使采用现代化的技术和方法，仍有少数地区得不到可靠的地震信息。此外，地震勘探也是物探方法中投资最大的一种方法，所以任何时候都应有综合使用各种物

探资料和方法的思想。

地震勘探对有弹性差异、成层性好地质体的研究特别有效。主要用于勘探石油、天然气、煤田及盐岩矿床，其次，在寻找地下水资源、建设大的建筑物、水坝、公路、铁路、港口等工程勘测和地壳测深中也有重要作用；由于金属矿体和围岩之间界面的不规则性，目前在金属矿勘探中，地震方法用的很少，一般只占百分之几，大部分工作量是其它物探方法。但对个别成层的或沉积型金属矿、地震法还是有效的。

目前，地震勘探已经成为石油勘探中应用最广泛，而且也是最有效的勘探方法。世界上，资本主义国家在石油勘探方面的总投资中 90% 左右是用于地震勘探的。我国自大庆油田发现以来，也有 90% 以上的新油田是用地震勘探方法找到的。现在，在我国的石油物探队伍中绝大部分是地震队。

二、地震勘探发展情况

地震勘探最早开始于 1913 年，当时只是利用声波的反射测量水深和冰山，但由于仪器制造技术方面的困难，直到 1927 年前后，反射波法地震勘探才在工业上得到应用。

地震勘探从它出现到现在六、七十年来，围绕着地震波传播的基本理论，仪器设备，野外工作方法，处理技术和解释手段等方面不断地改进和发展。这个发展过程，以记录仪器改进为标志，可以分为三个阶段。

(1) 光点记录阶段。所谓光点记录，就是把地面振动情况用照相的方法变成地震波的波形记录。地震仪主要采用电子管元件，这种仪器装置所得资料的主要缺点是不能改变因素反复处理，更不能用于多次迭加；动态范围小（约 20 多分贝）、频带窄、信噪比低；资料整理全靠人工进行，效率低，同时作为原始资料的像纸记录不便于长期保存。

(2) 模拟磁带记录阶段。1951 年第一台模拟磁带地震仪出现后，地震勘探进入了一个新阶段，使勘探能力提高了一步，为多次覆盖观测提供了有利条件。模拟磁带记录就是把地震波引起的地面振动，经电磁转换变为磁信号录制在专门的磁带上（与磁带录音类似），由回放仪可以随时回放出可视的波形记录，在回放时能改变因素反复处理，获得最佳结果。磁带仪动态范围比较大（约 40 至 50 分贝），频带较宽，信噪比也有较大提高。资料处理实现了半自动化。通过回放可以得到直观的反映地下地质构造特征的地震时间剖面。

(3) 数字磁带记录阶段。1955 年开始试制数字地震仪，1964 年开始使用，使地震勘探进入数字记录阶段，勘探能力有了更大提高。所谓数字磁带记录，就是将地震波的振幅离散值记录在磁带上，而不是记录连续波形。由于采用了数字磁带记录，就大大提高了原始资料的质量。数字化优点很多：便于高覆盖次数观测；资料采用数字计算机处理，处理方法更加完善、灵活、精确，资料整理自动化程度和工作效率都有很大提高；记录动态范围很大，一般为 84 分贝到一百多分贝，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。

地震勘探在野外工作方法方面，也有过两次重要改进。地震勘探出现初期，每道只用一个检波器接收，五十年代采用了组合技术，即在同一接收点上用若干个检波器按一定方式排列，同时接收地震波，并把它们接收到的信号迭加起来，作为该点接收的地震信号。这种技术有效地压制了面波及微震之类的干扰，提高了原始记录的信噪比。

六十年代中期，随着模拟磁带技术的应用，又提出了多次覆盖野外工作方法和共反射点迭加技术，并于七十年代初开始用于地震勘探，使地震资料质量有了很大提高。地震勘

探技术又获得一次重大进步。人们普遍认为，多次覆盖技术和数字地震技术的出现是现代地震勘探技术发展到一个新水平的两个主要标志。

现在，地震勘探技术仍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，多接收道发展；各种非炸药震源将得到更为广泛的应用和发展。地震勘探技术还在向着更高次覆盖、高分辨率勘探、三维地震以及横波地震勘探等方面发展，以解决复杂构造、深层构造、地层岩性圈闭等地质问题，并为促进直接找油的研究取得更大的进展；在数据处理方面，为了适应地震数据采集量猛增的需要，正在大力提高计算机的处理能力和扩展专用设备，不断引进其它基础学科先进技术成果，发展人机联作的自动处理解释系统。

我国的地震勘探工作在解放前是一项空白。解放后，在党的领导和关怀下，有了很大的发展。1951年建立了第一个地震队，初步开展了地震工作，但因成本高、效率低、地质效果也不好，当时，地震勘探在我国各种石油物探方法中只处于一般地位。那时整个石油物探工作的重点是在西部地区。五十年代后期，石油物探重心逐渐转移到东部。地震队发展也很快，从50个发展到200多个。六十年代初，在大庆油田的勘探开发中，地震勘探获得了极大的成功，从此确立了地震勘探在我国寻找石油的各种物探方法中的优越地位。在勘探胜利、任丘、大港、下辽等油田中，地震勘探进一步发挥了主要作用，并在用地震法研究断层方面取得了较好的效果，初步总结出了一套我国地震勘探工作的经验。

1965年我国自制成功第一台模拟磁带地震仪，到七十年代初实现了模拟磁带化。这期间多次覆盖技术也得到了推广。野外工作，资料处理，解释方法等方面都有了较大的进步。许多新油田的发现，老油田的扩展，模拟磁带技术发挥了巨大作用。在迅速实现模拟磁带化的同时，从1970年开始，加紧了地震数字化的仪器研制和方法研究试验工作。1972年试制出第一台数字地震仪。1973年我国自行设计制造的第一台百万次电子计算机和地震专用外围设备正式用于处理地震资料，在陆地和海洋的石油勘探中起了重大的作用。现在，全国各油田的地震资料已全部采用数字电子计算机处理，野外数字地震仪逐渐增多和普及。我国的地震勘探技术正向数字化迅速发展。近几年，我国西部地区的勘探工作重新得到加强，海上石油物探工作也有了较大发展。目前我国的地震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，从二维勘探向三维勘探发展，并取得了显著成效。当然，也应看到，目前我国的地震勘探技术同世界先进水平相比，还有较大差距。仪器设备，特别是震源和运载工具比较落后，地震勘探基础理论研究工作也比较薄弱，对整个地震勘探生产过程的各个环节缺乏科学的管理，这些问题都需要认真解决，只有这样才能使我国的地震勘探得到更快的发展。

目 录

绪论	(1)
一、地震勘探研究对象及方法简介	(1)
二、地震勘探发展概况	(2)
第一章 地震波的基本概念	(1)
第一节 振动与波	(1)
一、物体的弹性和塑性	(1)
二、形变和应力的关系	(1)
三、振动与波	(3)
第二节 地震波的形成	(4)
一、破坏圈	(4)
二、塑性带	(4)
三、弹性形变区	(4)
第三节 地震波的类型	(5)
一、体波	(5)
二、面波	(7)
第四节 地震波的特征	(8)
一、地震波动力学的几个基本概念及其特征	(8)
二、地震波运动学的几个基本概念	(10)
第五节 地震波的频谱	(12)
一、复杂周期振动的频谱	(12)
二、非周期振动的频谱	(12)
第六节 地震波在岩层中传播速度	(14)
第二章 地震波的传播	(16)
第一节 地震波传播原理	(16)
一、惠更斯原理(波前原理)	(16)
二、费马原理(射线原理或最小时间原理)	(17)
第二节 地震波在分界面上的传播	(17)
一、斯奈尔定律	(18)
二、反射波的形成及其特点	(19)
三、透射波的形成及其特点	(20)
四、折射波的形成及其特点	(21)
第三节 地震波在均匀介质、层状介质、连续介质中的传播	(21)
一、地震波在均匀介质中的传播	(23)
二、地震波在均匀层状介质中的传播	(24)
*三、地震波在连续介质中的传播	(25)
第四节 地震波的振幅衰减	(28)
一、球面发散	(28)
二、透射损失	(29)

三、吸收衰减	(30)
四、波的散射	(31)
第五节 地震地质条件	(31)
一、表层地震地质条件	(31)
二、深部地震地质条件	(33)
第六节 反射波时距曲线	(34)
一、虚震源原理	(35)
二、反射波时距曲线方程	(36)
三、反射波时距曲线的特点	(37)
第三章 多次覆盖	(41)
第一节 多次覆盖原理	(41)
一、均匀介质水平界面共反射点时距曲线	(41)
二、均匀介质倾斜界面共中心点时距曲线	(42)
三、水平层状介质共中心点时距曲线	(44)
第二节 动校正	(48)
一、共炮点时距曲线动校正	(48)
二、共中心点时距曲线动校正	(50)
第三节 静校正	(52)
一、井深校正	(52)
二、地形校正 (接收点校正)	(52)
三、低速带校正	(52)
第四节 多次覆盖的迭加效应	(53)
一、有效波与干扰波	(53)
二、规则干扰波的迭加效应	(54)
三、不规则干扰波的迭加效应	(55)
四、有效波的迭加效应	(55)
*第五节 多次覆盖参数选择	(55)
一、迭加特性曲线	(55)
二、各参数对迭加效果的影响及其选择	(58)
第四章 地震勘探野外工作	(61)
第一节 勘探设计及测线部署	(61)
一、地震勘探阶段划分	(61)
二、地震测线部署	(62)
三、地震勘探设计	(64)
第二节 野外工作方法	(65)
一、试验工作	(65)
二、生产阶段	(65)
第三节 观测系统及图示法	(67)
一、观测系统的概念	(67)
二、单次覆盖观测系统	(69)
三、多次覆盖观测系统	(71)
第四节 干扰波分析	(79)

一、干扰波的类型和特点	(85)
二、干扰波的观测方法	(85)
三、干扰波资料分析整理	(85)
第五节 低(降)速带的测定	(84)
一、低(降)速带测定的基本原理	(85)
二、低(降)速带测定方法	(89)
三、对低(降)速带资料整理的要求	(93)
第六节 组合检波基本原理	(94)
一、组合检波的原理	(94)
二、组合参数的选择	(101)
*三、检波器组合的频率特性	(102)
第七节 地震波的激发	(104)
一、地震波激发的要求	(104)
二、陆上用炸药震源	(104)
*三、陆上用非炸药震源简介	(106)
四、与激发条件选择有关要求	(107)
第八节 地震波的接收	(108)
一、对地震仪器的基本要求	(108)
二、道间距 Δx 的选择	(108)
三、检波器的安置条件	(109)
第九节 地震记录的评价	(111)
一、怎样看监视记录	(111)
二、记录评价注意事项	(112)
三、记录评价标准	(113)
第五章 地震波的速度	(116)
第一节 几种常见的速度概念	(116)
一、平均速度 $\bar{V}$	(116)
二、迭加速度 V_s	(117)
三、均方根速度 V_r	(117)
四、层速度 V_n	(119)
第二节 地震测井	(120)
一、地震测井原理	(120)
二、地震测井的野外工作	(121)
三、地震测井资料的整理	(123)
*第三节 超声波测井求速度	(125)
一、超声波测井的基本原理	(125)
二、超声波测井资料的整理	(126)
第六章 地震勘探资料的数字处理	(128)
第一节 电子计算机的工作原理和结构	(128)
第二节 地震资料数字处理常规方法简介	(129)
一、预处理	(130)
二、动校正	(131)

三、水平迭加和迭加后的加工	(132)
四、迭加偏移	(134)
五、其它处理	(135)
第七章 特殊波	(141)
第一节 绕射波	(141)
一、断棱绕射波的时距曲线方程	(141)
二、断棱绕射波的主要特点	(142)
三、水平迭加剖面上的绕射波	(145)
第二节 断面反射波	(147)
一、断面反射波产生条件	(147)
二、断面反射波的特点	(147)
三、利用断面反射波确定大断层	(148)
第三节 回转波	(148)
一、回转波的形成	(148)
二、回转波的时距曲线方程	(149)
三、回转波的特点	(150)
第四节 多次反射波	(150)
一、多次反射波的产生及类型	(150)
二、全程多次波的时距曲线方程和主要特点	(151)
第八章 时间剖面的对比解释	(154)
第一节 时间剖面的显示及特点	(154)
第二节 地震记录面貌的形成	(156)
一、地震子波的形成	(156)
二、单波、复波的形成	(157)
三、地震记录与反射界面的关系	(159)
第三节 时间剖面的初步整理	(159)
一、展测线交点	(159)
二、在时间剖面上震动校正变速点	(161)
三、展井位	(161)
第四节 时间剖面的对比原则	(161)
一、振幅标志	(162)
二、波形标志	(162)
三、相位标志	(162)
第五节 时间剖面的对比方法	(163)
一、强相位对比	(163)
二、多相位对比	(163)
三、波组和波系的对比	(163)
四、整条测线对比法	(164)
五、相邻剖面的对比	(164)
六、干涉带的对比	(164)
第六节 时间剖面的地质解释	(165)
一、时间剖面地质解释的主要任务	(165)

二、标准层的选择	(165)
三、确定标准层的地质层位	(165)
四、标准层的对比追踪	(168)
五、剖面的闭合	(169)
六、时间剖面联合对比	(170)
七、反射层对比的一些具体问题	(170)
第七节 断层解释	(171)
一、断层分级	(172)
二、断层解释的要求	(172)
三、断层在时间剖面上的主要标志	(173)
四、断层解释	(175)
第八节 断层的屏蔽作用	(177)
一、断面对反射能量的屏蔽作用	(177)
二、断面对射线的畸变作用	(177)
第九节 断层在剖面上偏移相交	(179)
一、断层的偏移	(179)
二、断层的相交、切割	(179)
第十节 几种常见地质现象的解释	(181)
一、不整合	(181)
二、超覆	(182)
三、逆牵引	(183)
四、古潜山	(184)
第九章 深度剖面及构造图的绘制	(185)
• 第一节 深度剖面的绘制	(186)
一、均匀介质 t_0 法	(186)
二、线性连续介质曲射线 t_0 法	(186)
三、曲射线 t_0 法绘制剖面效果	(191)
第二节 等 t_0 构造图的制作	(191)
一、等 t_0 构造图层位的选择	(191)
二、构造图常用符号及规定	(192)
三、比例尺与等值线距的选择	(193)
四、制作等 t_0 图的准备工作	(193)
五、等 t_0 图的制作	(193)
第三节 等 t_0 图的空间校正	(196)
一、三种垂直深度概念	(196)
二、空间校正的基本原理和方法	(197)
第四节 深度构造图	(202)
一、深度构造图的绘制	(202)
二、构造图的检查	(203)
三、空校作图对剖面解释的要求	(203)
四、怎样看构造图	(204)
• 第十章 地震勘探新技术简介	(208)
第一节 三维地震勘探	(208)

一、三维地震勘探的一般特点	(208)
二、三维地震勘探的野外工作	(209)
第二节 地震地层学	(214)
一、区域地震地层学	(215)
二、局部地震地层学	(219)
三、亮点技术简介	(220)
第三节 横波地震勘探	(222)
一、横波原理	(222)
二、横波野外工作方法及设备	(223)
三、横波资料解释简介	(225)
四、横波勘探的难题与设想	(226)
参考文献	(227)

第一章 地震波的基本概念

第一节 振动与波

一、物体的弹性和塑性

任何物体在一定的条件下都表现出一定的性质。例如，用手把小皮球捏扁，手一松开，皮球立即恢复原状；用力把弹簧慢慢拉长，力一去掉，弹簧立即又缩回去，象皮球，弹簧这类物体在外力作用下发生形变，当外力去掉后立即恢复原状，这样的特性称为弹性。具有这种性质的物体叫做弹性体。在外力作用下弹性体所发生的体积或形状的变化叫弹性形变。另一种情况，当物体在外力作用时发生形变，如果去掉外力作用后，物体不恢复原状，仍旧保持其受外力时的形变状态，这种特性称为塑性，具有这种性质的物体叫做塑性体。如粘胶泥之类的物体就是塑性体。而其所发生的形变称为塑性形变或永久形变。

弹性和塑性是物质具有的两种互相对立的特性。自然界的大多数物质都同时具有这两种特性，在外力作用下即产生弹性形变，也产生塑性形变。但是，物体在外力作用下主要表现为弹性形变还是塑性形变？这要取决于物体本身的物理性质，作用在其上外力的大小和特点（作用力延续时间的长短、变化快慢等）以及物体所处的外界条件（温度、压力等）。当外力很小而且作用时间又很短时，大部分物体主要表现为弹性性质，即使是粘胶泥，如果在作用力很小，作用时间很短或变化很快的条件下也可以表现出弹性性质。当外力很大且作用时间又较长时，所有物体都会表现为塑性体，即使弹簧也是如此。在作用力很大，作用时间很长的情况下，当外力去掉以后也不会再恢复原状，而保持其受外力作用时的形状，这时的弹簧将表现出塑性体的塑性性质。所以，物体的弹性和塑性是相对的，在一定条件下可以互相转化。

对一个物体来说：如果所受外力作用由小到大不断增加时，物体将先后经过三种变化状态。开始时外力很小，不超过物体的弹性限度，这时，外力去掉后，物体立即恢复原状，这是弹性形变；当外力继续增大，超过了物体弹性限度时，外力去掉后，物体就不再恢复原状，保留了在外力作用下所产生的形变；如外力再继续增大，超过了物体的极限强度，则物体就会遭到破坏。

上述的结论完全适用于岩石，因此，在一定条件下，可以把岩石看作弹性体。

二、形变和应力的关系

为了了解地震波的形成和岩石弹性形变的关系，必须先了解岩石弹性形变和应力的内在联系。

岩石和一切固体一样，在外力（震源）作用下所发生的弹性形变，虽然是多种多样的，但是，我们可以归结为两种最基本的形变：体积形变（简称体变）和形状形变（又叫切变）。对于形变的各种复杂情况，都可以看作是这两种基本形变复合的结果。

为了讨论方便起见，我们假定在弹性形变区域中取出岩石的一个小立方体单元来研究，

如图 1-1 所示。所谓体积形变，是指在外力作用下，只使小立方体的体积发生变化，而形状（各边夹角）保持不变，如图 1-1(a) 所示；所谓形状形变，是指在外力作用下，保持立方体的体积不变，而改变它的形状（各边夹角），如图 1-1(b) 所示。可见体变（膨胀或压缩）是与垂直作用于小立方体各个面上的外力有关；而切变则是由平行于小立方体各个面上的外力所引起的。

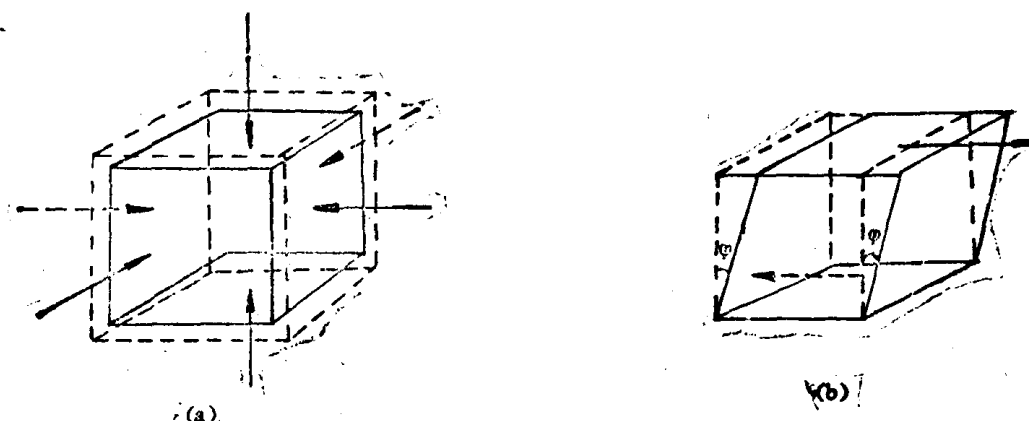


图 1-1 弹性形变

这时我们要问：当外力很小且作用时间很短，物体可以看作是完全弹性体的情况下，外力既然能引起物体形变，为什么不能使物体无限制地变形下去呢？而外力去掉之后，物体又为什么能够恢复原状呢？要想回答这个问题，就需要引入“应力”的概念。

我们知道，一切物体都是由物质微粒所组成的，这些微粒之间存在着相互作用力（即有引力又有斥力），这些力都是随着微粒间距离增大而减小的，不过斥力随距离增加而减小的程度要比引力随距离增大而减小的程度快的多。根据物理学的理论和实践证明：一般引力 $F_{引}$ 与距离 r 的平方成反比；斥力 $F_{斥}$ 与距离 r 的 n 次方成反比（ $n=3\sim 11$ ）。可用下式表示

$$F_{斥} \propto \frac{1}{r^n} \quad (n=3\sim 11)$$

$$F_{引} \propto \frac{1}{r^2}$$

当外力作用于物体，其内部微粒间的相对位置发生变化时，引起物体形变，此时物体内部微粒间的相互作用力（引力和斥力）就要阻止这种变化。这种物体微粒间的相互作用力叫做物体的弹力或内力。而把作用在单位面积上弹力或内力的大小称为应力。即应力是弹力和内力的强度。

从上述讨论可以得出两点结论：

（1）应力是由形变引起的（物体在平衡状态时，无应力表现出来），物体在外力作用下发生了形变，就有了相应的应力。

（2）当外力作用使物体发生形变时，应力起到阻止形变的作用，当外力停止作用后，应力又起到使物体恢复原状的作用。

由此可见,小立方体由于形变引起应力,当外力作用时,立方体内的应力起到阻止形变的作用。所以小立方体不会无限制的形变下去;当外力去掉后,应力就使小立方体立刻恢复原状。实践证明,在一定范围内,应力与形变成正比。该范围叫做弹性限度。

三、振动与波

了解了形变与应力的关系后,再来讨论岩石是如何产生弹性振动的?振动又是如何通过弹性介质传播出去的?

1. 振动

振动是一种重要的物质运动形式,在日常生活,生产实践和科学研究中都经常遇到。地震勘探工作尤其如此。如地震检波器记录的就是所在点的地面机械振动。

什么是振动?我们在弹性介质中沿某一个方向取出若干岩石质点,如图 1-2(a) 所示。各个质点是互相联系在一起的,好象相邻质点间有小弹簧连着。设质点间的距离都相等。它

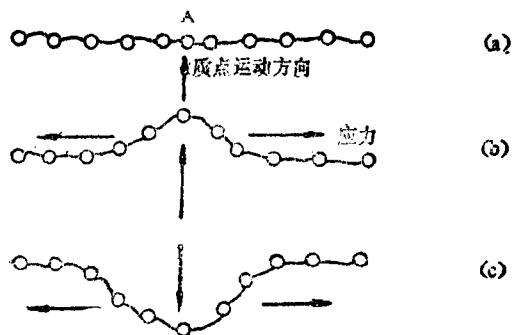


图 1-2 振动在弹性介质中的传播

们在未受外力时,各自在它的平衡位置相对静止。当某个质点 A 受到一个向上作用的外力时, A 点就要发生位移离开其平衡位置,使弹性介质在 A 点附近发生形变,这时 A 点与相邻质点间便产生了相互作用的应力,如图 1-2 (b) 所示。当作用在 A 点的外力去掉后, A 点就在应力的作用下,向它的平衡位置运动,恢复原状。但是由于惯性的作用,质点不能立即停止在平衡位置上,要继续离开平衡位置向下运动,这时又

发生形变,同时又产生反抗形变的应力,使 A 点再回到平衡位置。于是, A 点就在它的平衡位置附近发生振动,即形成了岩石质点的弹性振动。

由于 A 点在振动过程中与相邻质点间存在着相互作用的弹力或内力,就必然引起相邻质点的振动。而相邻质点的振动又会引起更远一些质点的振动。因此,在弹性介质中振动就以质点 A 为中心,由近及远,按一定速度传播出去而形成波。

这里需要指出的是:振动通过弹性介质向外传播时,仅仅是把振动这种运动“形式和能量”向外传播,而质点本身并不随波的传播向前移动。

从上面的讨论可以看到:振动的质点都有一个平衡的位置,当没有受到外力作用时,质点静止在平衡位置上,一旦受到外力作用,质点就在平衡位置附近往返地运动起来。所以,振动就是物体在其平衡位置附近的往返运动。

应注意的是:

(1) 有时物体只跳动一下或几下,即振动延续时间很短,这样的振动叫做脉冲,也是一种振动。在地震勘探中,地震波就是一个脉冲振动。

(2) 由许多个互相联系的振动物体所组成的集体叫做一个振动系统,各个振动物体平衡位置的总体叫振动系统的平衡位置或平衡状态。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。

(3) 在物理学中, 物体位置随时间的变化过程叫做机械运动。事实上, 物质运动形态是多种多样的, 除机械运动外, 还有电磁运动, 热运动, 化学运动等等。

2. 波

我们讨论振动不仅因它是一种常见的运动形式, 而且, 了解振动是了解波(或波动)的先决条件, 而波动又是一种很常见、很重要的运动形式。

什么是波? 以机械波为例来说明波的概念。波是一种常见的现象, 例如声波、水面波、地震波等。敲鼓时因鼓面振动带动它周围的空气分子振动, 这种振动通过空气向外传播便形成声波。石子投入水中, 引起水的质点发生振动, 这种振动就沿着水表面由近及远向四周传播出去, 便形成水面波。在陆地地震勘探中, 常用炸药在岩石层中爆炸。使岩层质点发生振动, 这种振动通过岩层传播出去就形成地震波。

综上所述, 所谓波就是质点的振动在介质(空气、水、岩石等)中的传播过程。由上面各种波的实例可知, 没有振动就谈不上振动的传播, 波也就不存在了。所以波的形成首先要有开始振动的震源存在, 而且要有传播振动的弹性介质。这就是地震波和所有机械波形成的必备条件。地震波也是一种机械波, 其实质是在地下岩层中产生并传播的一种弹性波。因此, 要了解地震波形成, 就必须很好地掌握前面所讲的有关物体弹性性质的问题。

第二节 地震波的形成

目前, 我国在陆地上的地震勘探工作中, 一般采用炸药震源, 也有些单位采用非炸药震源(如可控震源)来激发地震波。我们以炸药震源来分析激发时地震波是怎样形成的?

假设地下岩石是均匀介质, 它的各部分之间有着弹性联系, 当炸药在岩层中爆炸后, 一般形成三个区域, 如图 1-3 所示。

一、破坏圈

当炸药在井中爆炸时, 它所产生的高温高压气体对炸药周围的岩石产生了巨大的压力, 靠近炸药附近的岩石, 由于压力大大超过了岩石的抗压强度而被压碎, 形成了一个空洞的破坏圈。

二、塑性带

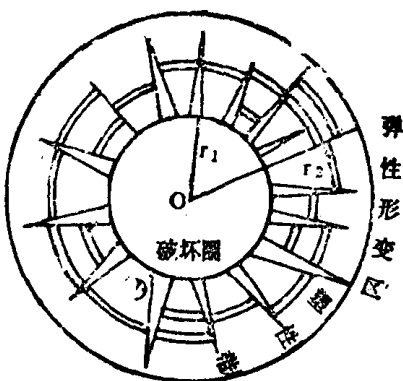


图 1-3 爆炸对岩石的影响

在破坏圈内, 由于爆炸的能量有一部分在压碎岩石和发热过程中消耗掉, 并随着离开震源距离的增加, 炸药爆炸的能量将传给越来越多的岩石单元, 因而岩石单位体积上的能量将迅速减少, 在离开炸药一定的距离时, 炸药的能量将小于岩石的抗压强度, 此时, 岩石虽不再受破坏, 但压力还是超过岩石的弹性限度。因此, 这一带的岩石具有塑性形变的特点, 在岩石中出现以震源为中心向四周扩张的辐射状的裂隙, 这个地带叫塑性带。

三、弹性形变区

过了塑性带以后, 随着离开震源距离的增大, 爆炸的能量将变得更小。在这个区域内, 由于爆炸

所产生的压力作用变得很小，作用时间也很短，所以此区域的岩石已处在弹性限度以内，可以把岩石看成是完全弹性体，这个区域称为弹性形变区。该区受力后岩石质点将发生弹性形变，同时，也产生与之相对抗的应力，使这一部分岩石质点在原来的平衡位置附近产生弹性振动。由于岩石各部分之间有弹性联系，所以这一部分岩石的形变又要引起它周围各部分岩石的形变。例如，某一部分岩石的膨胀，就使它周围各部分岩石压缩。于是，周围各部分岩石的形变和应力相互对抗的结果，又形成了周围各部分岩石的弹性振动，这样的弹性振动将由近及远的传播出去，就形成了在地下岩层中传播的弹性波——地震波。

在海上地震勘探中，是利用水的不可压缩特征，常用非炸药震源，如可控震源、蒸汽枪、电火花震源等，激发后在海水中产生弹性振动，并向周围岩层传播出去，便形成了地震波。

综上所述，形成地震波必须具备的条件：

(1) 震源，即作用于岩层质点的外力（爆炸产生的能量）必须很小，而且作用时间很短或变化很快；

(2) 岩石具有弹性，即传播弹性振动的岩石必须是完全弹性体。

由此可见，在岩层中激发时，只有在弹性形变区域才能形成地震波，而在破坏圈和塑性带内均不能形成地震波。

第三节 地震波的类型

由前面的讨论可知，地震波的传播实际上是岩层中弹性形变的传递。但是，任何复杂的弹性形变都可以分解为两种基本形变——体变和切变。其中体变反映了岩石质点之间的膨胀或压缩；切变反映了岩石质点之间的相互滑动。质点具体产生什么形变，取决于受外力情况，不同形变的传递就会形成不同类型地震波。

一、体波

体波是能够在整个弹性体内传播的地震波。按照弹性形变的基本类型或岩石质点振动的不同形式，体波又可以分为纵波（用符号 P 表示）和横波（以符号 S 表示）两种。

1. 纵波

当弹性介质中（如岩层）某一部分受外力作用发生体积形变时，由于体变与法向应力的相互作用，使质点成层的发生振动。这种振动表现为各质点之间的膨胀与压缩。并使这种振动沿整个弹性介质传播出去。即形成膨胀与压缩互相交替着的纵波，如图 1-4(a) 所示。纵波的特点是质点的振动方向与波传播方向一致（平行）。

2. 横波

当弹性介质中某一部分受到外力作用发生切变时，由于切变和切向应力的相互作用，也会使质点成层的发生振动。这种振动表现为不同平面上各质点间来回的滑动，并使这种振动沿着整个弹性介质传播出去。如图 1-4(b) 所示。横波的特点是质点振动方向与波传播方向垂直。而且横波只在固体弹性介质中传播。

在地震勘探工作中，不论用炸药震源还是非炸药震源，一般是向外产生均匀对称的压缩力。因此，使质点发生体变，故主要产生纵波。但由于地层的不均匀性和激发作用不完全具有球形对称性质，所以也同时产生横波。如果地层不均匀性和激发作用的不对称性越明显，