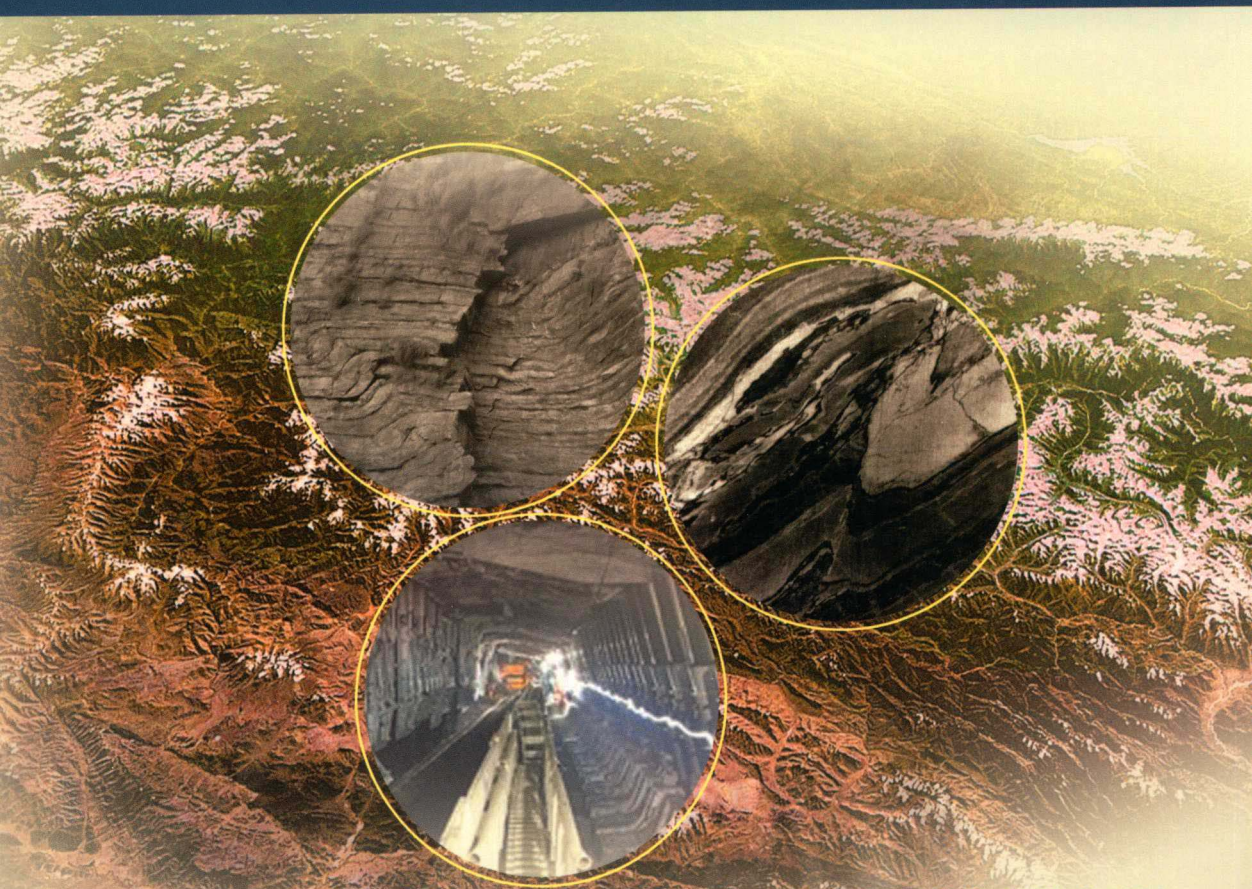
中国矿业大学“卓越工程师培养计划”教材
江苏高校品牌专业建设工程项目（TAPP）
教育部新工科研究与实践项目

采矿地球物理学基础

牟宗龙　窦林名　曹安业　何江　主编

Caikuang Diqiu Wulixue Jichu



中国矿业大学出版社

需要全本请访问 www.ertongbook.com

越工程师培养计划”教材
江苏高校品牌专业建设工程项目(TAPP)
教育部新工科研究与实践项目

采矿地球物理学基础

主　编　牟宗龙　窦林名
曹安业　何　江



中国矿业大学出版社

内 容 简 介

本书主要介绍了采矿地球物理学的基本内容、采矿地球物理方法的技术原理，以及在典型矿井煤岩动力灾害预测预报、监测预警方面的应用。主要内容包括：采矿地球物理学的基本任务、煤岩动力灾害的发生机理，矿山开采诱发的震动监测、煤岩变形破裂的声发射监测、震动波探测、煤岩变形破裂的电磁辐射监测等方法的技术原理及在解决采矿问题中的应用。

本书主要用于采矿工程专业的本科生及研究生教学使用，也可供从事煤岩动力灾害研究领域的科技工作者及工程技术人员参考使用。

图书在版编目(CIP)数据

采矿地球物理学基础 / 牟宗龙等主编. —徐州：中国矿业大学出版社，2018.10

ISBN 978-7-5646-4225-9

Ⅰ. ①采… Ⅱ. ①牟… Ⅲ. ①矿山开采—地球物理学 Ⅳ. ①TD8

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2018)第 253544 号

书　　名　采矿地球物理学基础
主　　编　牟宗龙　窦林名　曹安业　何　江
责任编辑　陈红梅
出版发行　中国矿业大学出版社有限责任公司
（江苏省徐州市解放南路　邮编 221008）
营销热线　(0516)83884103　83885105
出版服务　(0516)83995789　83884920
网　　址　http://www.cumtp.com　**E-mail**：cumtpvip@cumtp.com
印　　刷　徐州中矿大印发科技有限公司
开　　本　787×1092　1/16　**印张** 14.75　**字数** 368 千字
版次印次　2018 年 10 月第 1 版　2018 年 10 月第 1 次印刷
定　　价　29.50 元

（图书出现印装质量问题，本社负责调换）

前　言

采矿地球物理学是现代采矿科学与地球物理学的分支学科和交叉学科。目前地球物理方法在矿井中的应用越来越广泛，尤其是在解决煤岩动力灾害问题方面体现出明显的优势。经过多年在国内外数十个矿井的成功实践表明，相比传统监测技术手段，地球物理方法具有不损伤煤体、劳动强度小、实时、连续、动态、非接触监测等优点，在煤岩动力灾害危险性预测预报及监测预警中具有极大的应用前景。21 世纪，采矿地球物理方法将是应用在采矿安全技术以及矿井经济、高效开采等领域最基本的监测手段。

基于采矿工程专业学生培养目标需求，为使学生在学习传统煤矿监测技术基础上进一步了解和掌握新技术、新方法，提升解决实际问题的能力和水平，编者在原使用的教学资源基础上，通过广泛参阅相关研究成果，编写了适合采矿工程专业学生使用的《采矿地球物理学基础》一书。

全书共分 8 章：第一章介绍了采矿地球物理学的基本任务，包括地球物理学发展、地球物理场、地球物理方法在采矿中的应用；第二章讲述了矿山开采中的典型煤岩动力灾害，包括矿震和冲击矿压的概念及特征、动静载叠加诱冲机理及特征等内容；第三章介绍了微震监测原理与技术，包括矿山震动现象、矿震对环境的影响、矿震产生机理、震动波场特征及传播规律、煤岩动力灾害的微震监测技术原理及应用等；第四章介绍了岩石破裂的声发射监测，包括声发射监测物理基础、岩石声发射特点、冲击动力灾害的声发射监测预警等；第五章介绍了震动波探测矿山压力的物理力学与实验基础，包括震动波探测的物理力学基础、煤岩样受载与纵波波速耦合实验、震动波评价矿山压力问题的模型等内容；第六章介绍了震动波层析成像反演技术原理与应用，包括震动波探测方法、震动波层析成像技术原理、预测冲击危险的震动波层析成像技术及应用等；第七章介绍了煤岩变形破裂的电磁辐射监测，包括煤岩破坏的电磁辐射现象、机理、预警准则、动力灾害的监测预警技术及应用、煤岩动力灾害与电磁辐射耦合规律等内容；第八章介绍了其他采矿地球物理方法，包括热红外辐射法、地电法、重力法等技术方法的原理及在采矿中的应用等。

本书由中国矿业大学多位老师编写而成，各章编写分工及人员名单如下：

第一章：牟宗龙、窦林名；

第二章：牟宗龙、窦林名；

第三章：曹安业、蔡武；

第四章：贺虎；

第五章：牟宗龙、巩思园；

第六章：巩思园；

第七章：何江；

第八章：何江。

本书编写过程中参阅了大量的专业文献，谨向文献的作者表示感谢。华亭煤业集团有限责任公司、兖矿集团有限公司、徐州矿务集团有限公司、义马煤业集团股份有限公司、鹤岗矿业集团有限责任公司、大同煤矿集团有限责任公司、淮北矿业(集团)有限责任公司、大屯煤电(集团)有限责任公司等技术应用单位为本书提供了大量现场数据资料，王富奇、卢熹、赵从国、杨随木、朱海洲等对本书的编写提出了宝贵建议，中国矿业大学矿业工程学院及煤炭资源与安全开采国家重点实验室、深部煤炭资源开采教育部重点实验室、江苏省矿山地震监测工程实验室对本书中的试验内容提供了平台支持，冲击矿压课题组的研究生在书稿的文字录入、绘图排版和校对等方面付出了辛勤劳动。本书还得到了中国矿业大学“卓越工程师培养计划”及“江苏高校品牌专业建设工程”项目的资助，在此一并表示感谢。

由于编者水平有限，书中难免有不足之处，敬请读者不吝指正。

编　者

2018 年 10 月

需要全本请访问 www.ertongbook.com

目　录

第一章　采矿地球物理学基本任务 …… 1
第一节　地球物理学简介 …… 1
第二节　地球物理场 …… 2
第三节　基本任务 …… 22

第二章　矿山开采中的典型煤岩动力灾害 …… 25
第一节　矿震 …… 25
第二节　冲击矿压 …… 26
第三节　动静载叠加诱冲原理 …… 28

第三章　微震监测原理与技术 …… 36
第一节　矿震现象 …… 36
第二节　矿震的影响 …… 37
第三节　矿震产生机理 …… 43
第四节　震动波传播衰减规律 …… 60
第五节　煤岩动力灾害的微震监测技术 …… 87
第六节　典型案例 …… 110

第四章　岩石破裂的声发射监测 …… 124
第一节　声发射监测的物理基础 …… 124
第二节　岩石声发射的特点 …… 124
第三节　组合煤岩体变形破裂的声发射效应试验 …… 130
第四节　冲击矿压动力危险的声发射预警 …… 133
第五节　实例分析 …… 139

第五章　震动波法探测矿山压力的物理力学与实验基础 …… 145
第一节　震动波法探测的物理力学基础 …… 145
第二节　震动波法探测的实验基础 …… 146
第三节　震动波法评价采矿矿压问题的模型 …… 159

第六章　震动波层析成像反演技术原理与应用 …… 164
第一节　震动波探测技术方法 …… 164

第二节　震动波层析成像反演原理与计算…… 167
第三节　典型案例…… 174

第七章　煤岩变形破裂的电磁辐射监测…… 189
第一节　煤岩变形破裂的电磁辐射现象…… 189
第二节　煤岩变形破裂的电磁辐射机理…… 193
第三节　煤岩破裂的电磁辐射监测预警准则…… 194
第四节　煤岩动力灾害电磁辐射监测预警技术…… 200
第五节　煤岩动力灾害与电磁辐射的耦合规律…… 214

第八章　其他采矿地球物理方法…… 216
第一节　煤岩变形破裂的热红外辐射…… 216
第二节　岩体地电特征…… 218
第三节　开采引起的重力场…… 222

参考文献…… 225

第一章　采矿地球物理学基本任务

第一节　地球物理学简介

地球物理学是一门以地球为研究对象的应用物理学。自 20 世纪 60 年代以来，对固体地球的研究获得了极大发展，已成为地球科学的重要组成部分，并且渗透到地球科学的许多分支中。它是天文学、物理学与地质学之间的边缘科学，与地质学、地理学、地球化学一样，在地球科学中占据重要地位。

地球物理学的研究范围很广，包括从地球最深部的地核到大气圈的边界，由地震学、地磁学、地电学、重力学、地热学、大地测量学、大地构造物理学、地球动力学等基础科学组成。地球物理学采用物理学的原理和方法研究地球的形状、内部构造、物质组成及其运动规律，探讨地球起源、形成以及演化过程，为维护生态环境、预测和减轻地球自然灾害、勘探与开发能源和资源做出贡献。图 1-1 所示为地球物理学的形成和发展示意图。

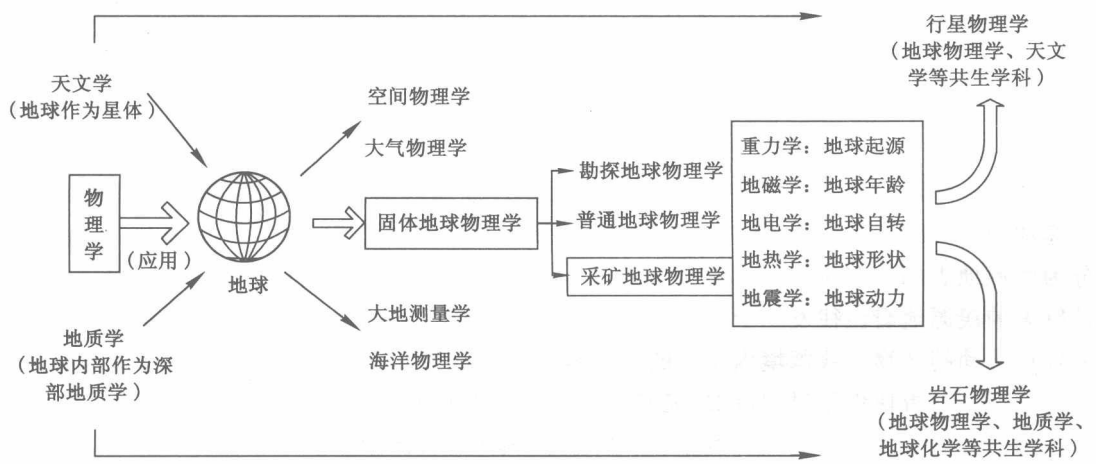


图 1-1　地球物理学的形成和发展示意图

按照研究的对象，即地球的大气圈、水圈和岩石圈，可把地球物理学分为大气物理学、流体物理学（或称海洋物理学）与固体地球物理学。习惯上，人们常说的地球物理学是指固体地球物理学，即狭义地球物理学。按照应用范围，狭义地球物理学又可分为以下几类：理论地球物理学或“纯”地球物理学、勘探地球物理学或应用地球物理学和采矿地球物理学。

人类观察和研究地球物理现象已经有几千年的历史，早在公元前 1177 年的商朝，我国

就有关于地震的记载。实际上，现代物理学是从研究地球物理问题开始的，例如牛顿通过研究地球和月球的运动发现了万有引力定律，克雷若研究地球的形状，拉普拉斯研究地球的起源，高斯研究地球磁场，开尔文研究地球的弹性、热传导和其他与地球物理相关的问题。18～19 世纪，地球物理学成为物理学中的一门重要分支；到了 20 世纪初，它就自成体系；进入 20 世纪 30 年代，由于把地球物理学方法用于矿产资源勘探当中，使它得以迅猛发展。

第二节　地球物理场

地球从诞生到今天已有 46 亿年，在这样一个漫长的历史时期内，地球有其自身的演化过程。原始的地球被一层浓厚的气体（主要是氢、氦）包围着，由于陨石物质的冲击、放射性物质的衰变生热及原始地球的重力收缩使得地球的温度升高，加上来自太阳的辐射能量，气体分子的动力增大，地球的引力不足以吸引它们，这些质轻的气体分子很快地逃离地球的引力场，散逸到宇宙空间。所以，在地球的幼年时代，它的表面是光秃秃的，没有山脉也没有海洋，这个时期持续了约 10 亿年，地质学家把地球的这次脱气称为第一次脱气。

由于地球温度升高，致使物质发生熔化，熔化后的物质呈液态，易于对流。在地球重力的作用下，密度大的铁镍物质下沉形成地核，密度小的硅酸盐物质上升成为地表。早期形成的放射性元素，使得地球内部的温度越来越高，靠近地核的固态物质熔解为液体，这样地球就有了一个液态核。由于硅酸盐的熔点高于铁镍的熔点，而硅酸盐的密度又低于铁镍的密度，所以当地球内部的温度足以使铁镍熔化时，硅酸盐仍为固体，它们浮到液态核的上面形成地幔。随着地幔和地壳的分化，以镁、铁为主的硅酸盐构成地幔，以铝、铁为主的硅酸盐构成地壳。

当地幔获得足够的热量后，开始发生对流，初始的海底扩张使散热作用加速，地幔固结了，但外核仍为液态，而外核的对流是产生现今地球磁场的原因。最后，地球在其数十亿年的演化过程中形成了地震、地磁场、重力场及温度场等地球物理场。

一、地震

地震是地球内部具有能量的、最直接的证据。地球内部能量于瞬间释放时引起的地球快速颤动，从而引发大小不等、形式多样的地震活动。按照震源深度（h）的不同，地震可以分为浅源地震（$h<70$ km），中源地震（70 km$<h<$300 km）和深源地震（$h>300$ km）。破坏性巨大的浅源地震往往发生于板块内部，特别是发生在陆壳板块的内部，被认为是各种断层突发性活动的产物。我国境内发生的多数地震属于浅源地震，而中源地震和深源地震多被认为主要是与板块作用过程有关，尤其是与板块边缘的俯冲、碰撞过程密不可分。

岩石圈板块的运动有两种类型：一种是陆—陆碰撞，即碰撞发生于两个大陆板块之间；另一种是洋—陆俯冲，即在大陆板块和大洋板块之间进行。在陆—陆碰撞的情况下，地震主要沿着碰撞板块的结合带边缘分布，发生于碰撞形成的断层带内[图 1-2(a)]。由此引发的地震多数为浅源地震，也可有少量的中源地震发生。在洋—陆碰撞的情况下，洋壳板块沿着海沟带往大陆板块下部俯冲，并一直下插到地幔深度。在俯冲板块的不同部位，应力分布的状态是不相同的：俯冲板块的后缘处于相对拉张的构造环境，中、前部则受到强烈的挤压。在这种情况下，全部 3 种震源深度的地震都有可能发生，如图 1-2(b)所示。

此外，无论是陆—陆碰撞还是洋—陆俯冲，在陆壳板块的内部都会因为构造应力的局部集中而产生板内地震，这类地震一般多为浅源型。

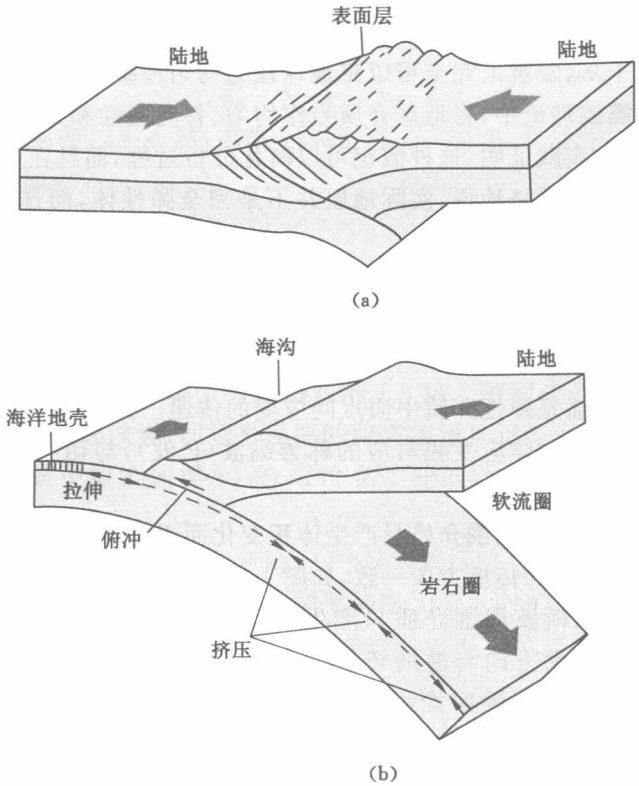


图 1-2　岩石圈板块运动类型
(a) 陆—陆碰撞;(b) 洋—陆碰撞

1. 地震波

任何一个物体受外力作用后,其体积和形状将发生变化,统称为形变。当外力消失后,如果这个物体立刻恢复到原来的状态,称该物体为完全弹性体;反之,如果该物体仍保持其受外力作用时的状态,称其为塑性体。在外力作用下,自然界中的大部分物体既可以显示为弹性,也可以显示为塑性,主要取决于物体本身的性质、外力的大小及作用时间长短、温度、压力等外界因素。当外力很小且作用时间很短时,大部分物体接近于完全弹性体。弹性力学中,通常将介质视为均匀、各向同性及完全弹性的连续介质,尽管这些假设具有很大的近似性,但使许多基本理论问题的讨论得以简化。

在地球内部,由人工激发或天然原因产生的地震,其能量以波动形式向周围传播,这就是地震波,即人工地震波和天然地震波。在讨论地震波的传播问题时,需要应用弹性力学的原理。地震观测大都在远离震源的地方进行,除了在震源附近,介质所受的力一般都是很小的,而且作用时间也极为短促。因此,可以将震源以外的介质视为完全弹性体。

在弹性理论研究中,通常还把物体的性质分为各向同性和各向异性两种。凡弹性与空间方向无关的介质,称为各向同性介质;否则,称为各向异性介质。构成地球介质的岩石是由矿物组成的,矿物晶体的排列方向是任意的,没有一个主要方向,因而可视地球介质为各向同性介质。

提到地球介质的均匀和连续时，人们会想到各种复杂的地质构造以及岩石性质的剧烈变化，微观上这种均匀和连续的假设显然不成立。但是我们所讨论的天然地震波，其波长一般达数百米，甚至数千米，宏观上完全可以将地球视为均匀连续的介质。

综上所述，在地震波理论中，将地球介质当作均匀、各向同性和完全弹性介质来处理，只是一种简化了的假定。实践证明，这种假定可以简化分析过程，而且在多数情况下可以得到与观测数据近似的结果。严格地说，实际地层并不是完全弹性体，而是黏弹体，但这并不影响我们引用弹性力学的基本理论。

地震波主要有两种类型：一类是能在整个地球介质内传播的体波；另一类是只能沿地球表面或分界面传播的面波。

(1) 体波

实际上震动波的传播是弹性介质中质点间应变的传递。弹性介质中只有两种基本的应变——体应变和切应变。与体应变相对应的称为纵波(P 波)；与切应变相对应的称为横波(S 波)。

在胀缩力的作用下，纵波周围介质只产生体积变化而无旋转运动，质点交替发生膨胀和压缩，质点的震动方向与波的传播方向一致，如图 1-3(a)所示。

在旋转力的作用下，横波周围介质只产生转动而体积不发生任何变化，质点间依次发生横向位移，质点的震动方向与波的传播方向垂直，如图 1-3(b)所示。只有在固体中才能传播横波，它又可分为两种形式：质点的横向位移发生在波传播方向垂直面内的称为垂直横波，记作 SV 波；质点的横向位移发生在波传播方向水平面内的称为水平横波，记作 SH 波。

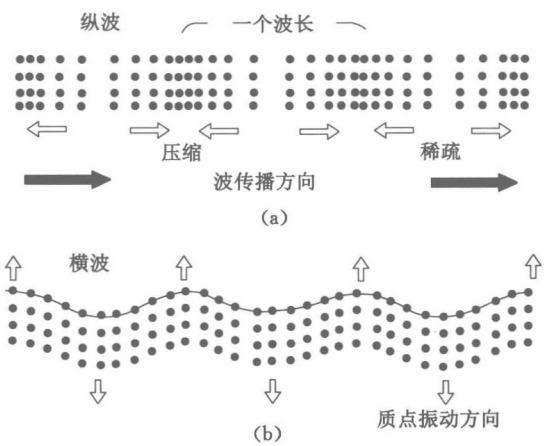


图 1-3　地震纵波和横波引起的质点震动

在各向同性介质中，地震波的传播速度仅与本身的物理性质有关：

$$v_P = \sqrt{\frac{(1-\mu)E}{(1+\mu)(1-2\mu)\rho}} \tag{1-1}$$

$$v_S = \sqrt{\frac{E}{\rho} \cdot \frac{1}{2(1+\mu)}} \tag{1-2}$$

需要全本请访问 www.ertongbook.com

式中：v_P，v_S 分别为纵、横波的传播速度；E 为杨氏弹性模量；μ 为泊松比；ρ 为介质密度。

由式(1-1)与式(1-2)可求纵、横波的速度比：

$$\frac{v_P}{v_S}=\sqrt{\frac{2(1-\mu)}{1-2\mu}} \tag{1-3}$$

对于大多数岩石来说，$\mu\approx0.25$，得出 $v_P\approx1.73v_S$。可见，P 波比 S 波的传播速度要快得多。

(2) 面波

面波是体波在地球表面或界面因干涉而产生的，常见的面波有瑞利波和拉夫波两种。

瑞利波是一种沿空气与介质分界面(即地球表面或自由界面)传播的波，如图 1-4 所示。其质点震动有水平和垂直两个方向，运动轨迹为一个逆进椭圆，椭圆轨道的长轴垂直于地面，短轴与波的前进方向一致，长轴大致为短轴的 1.5 倍。瑞利波的能量主要集中在地表，水平振幅随距离的衰减比体波慢，而垂直振幅随距离的增加迅速衰减。瑞利波的传播速度 v_R 较低，约为同一介质中横波速度 v_S 的 0.92 倍。此外，它的传播速度随频率升高而降低，即：

$$v_R=v_{R\infty}(1+a/f) \tag{1-4}$$

式中：a 为随频率而改变的某一常数；$v_{R\infty}$ 为频率趋于无穷大时的速度。这种速度随频率而异的现象称为频散。

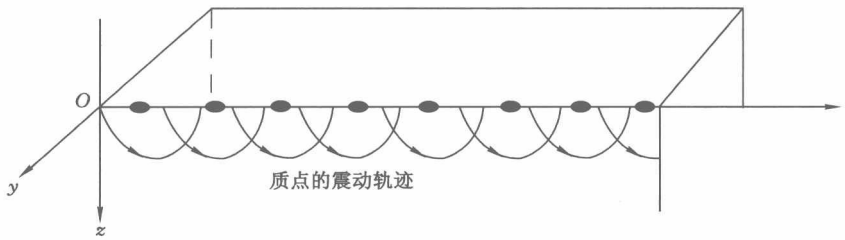


图 1-4　瑞利波的传播方向和质点的震动方向

拉夫波是在低速层(横波速度为 v_{S1})覆盖于波速较高的半无限空间(横波速度为 v_{S2})情况下产生的，如图 1-5 所示。拉夫波沿界面传播时，其质点的震动方向与波的传播方向垂直；而震动平面与界面平行。所以，拉夫波本质上是一种 SH 波，同瑞利波一样，也存在频散现象，它的传播速度 v_L 介于 v_{S1} 和 v_{S2} 之间。

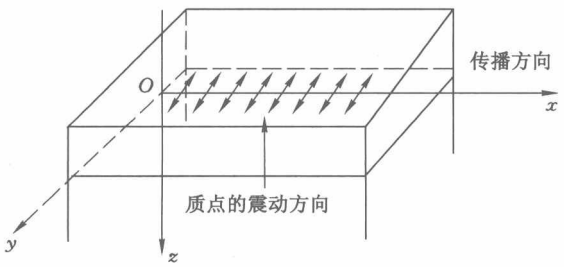


图 1-5　拉夫波的传播方向和质点震动方向

在爆炸地震学中(主要是进行地质普查和勘探),P 波是最重要的波,S 波的作用也在提高。在天然地震学中,P 波和 S 波对于研究地球的内部都很重要。另外,面波波散的研究在了解地球表层及内部的速度结构方面,已成为一种有效的手段。

2. 天然地震

地震是一种自然现象,就其成因可分为构造地震、火山地震和崩塌地震 3 类,它是地下某处在极短时间内释放大量能量的结果。地下岩石受到长期的构造作用积累了应变能,岩石断裂时,应变能全部或部分地释放出来,便产生地震,这就是构造地震。无论从规模还是数量上讲,构造地震都占了地震的绝大多数。

地下发生地震的地点叫作震源,震源在地面上的投影叫作震中。震源其实不是一个点,而是一个区域,所以震中也不是一个点而是一个区域,叫作震中区。

地震在全球的分布是不均匀的,有的地方地震多,有的地方地震少。地震多的地区叫作地震区,地震区的震中常呈带状分布,所以也叫作地震带。全球性的地震带有 3 个:环太平洋地震带、海岭地震带和欧亚地震带。

环太平洋地震带环绕太平洋周围,是地球上地震活动最强烈的地带。它集中了全球 80%以上的浅源地震和几乎所有的深源地震,所释放的地震能量约占全部能量的 80%,但其面积仅占世界地震区总面积的 1/2。

海岭地震带分布在环球海岭的轴部和两海岭之间的破碎带上,加利福尼亚和东非地震带可能是海岭地震带的延伸,海岭地震带的特点是宽度很小,一般只有数十千米。海岭地震的强度不大,且皆为浅震。由于这里的地壳很薄,因此与大陆浅震不同,多发生在地幔顶部,而不是在地壳里。

欧亚地震带包括地中海、土耳其、伊朗以及喜马拉雅弧的地震带,它与第三纪阿尔卑斯褶皱带基本一致,所以也称为阿尔卑斯地震带。欧亚地震带的地震活动性仅次于环太平洋地震带,常造成很大的灾害,释放的地震能量约占全部能量的 15%。

我国也是地震多发区,破坏性地震大都聚集在一些狭窄地带内,而且地震发生的时间、强度和空间分布也都有一定的规律,并与地质构造有关。按照地震活动性和地质构造特征,可把我国分成 23 个地震活动带,如图 1-6 所示。

地震在时间上的分布也是不均匀的,全球每年释放的地震波能量起伏很大。在有些地区,较大地震会在原地点附近重复发生,但时间间隔并不均匀。地震活动是有间歇性的,但并无固定的周期。

表示地震的强弱有两种方法:一种是表示地震本身的大小,它的量度叫作震级;另一种是表示地震影响或破坏的大小,它的量度叫作烈度,震级和烈度都表示地震的强弱。

震级是地震固有的属性,它仅与地震释放的能量有关,而与观测点的远近或地面土质情况无关,所以可利用地震波的最大振幅、平均周期和震中距来计算震级。震级既可以用体波也可以用面波来计算,但对同一地震,计算出的体波震级和面波震级是不同的。

对于震中距大于 20 km 的浅源地震,面波水平振幅最大值的周期一般都在 20 s 左右。因此,面波的震级为:

$$M = \lg A + B \tag{1-5}$$

式中:A 是以微米为单位的面波振幅;B 是与震中距和测点地质条件有关的常数。

式(1-5)中未出现周期,但实际限制了周期必须在 20 s 左右,对于其他周期的面波,用

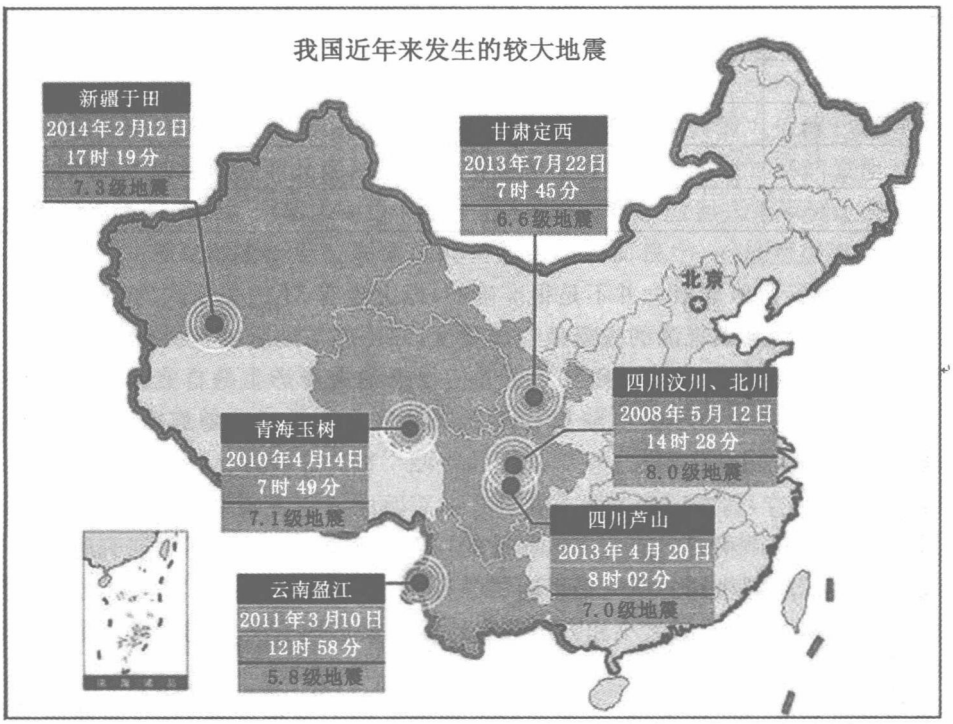


图 1-6　我国近年来较强地震分布示意图

下式计算震级：

$$M=\lg(A/T)+1.66\lg\Delta+3.3 \tag{1-6}$$

式中：T 为最大振幅的周期；Δ 为震中距。

对于深源地震，面波的能量很弱，因而必须用体波来计算震级，体波的震级为：

$$m=\lg(A/T)+B \tag{1-7}$$

式中：A 为体波振幅，T 为最大振幅的周期；B 为常数，由经验确定。

面波震级 M 和体波震级 m 之间的关系为：

$$m=2.9+0.56M \tag{1-8}$$

由于震级是由地震波振幅所确定的，故震级与地震波能量 E 之间有一定量关系。假设地震波是简谐波，则 E 与 A^2 成正比，于是得 $\lg E=a+2M$，式中 a 是常数。但是，这个关系并不准确，因为地震波并非简谐波，即 M 的系数 2 不可靠，可以采取上述式的函数形式，令

$$\lg E=A+BM \tag{1-9}$$

A 和 B 是两个待定系数，可以由许多地震记录图来确定最佳的 A 和 B 值。

现在最通用的数值是 $A=4.8$，$B=1.5$，即：

$$\lg E=4.8+1.5M \tag{1-10}$$

式中，E 的单位为 J。

不同震级的地震所释放的能量见表 1-1。

表 1-1　　地震释放的能量

震级	震动能量/J	震级	震动能量/J
1	2×10^{5}	7	2×10^{15}
2.5	4×10^{8}	8	2×10^{16}
5	2×10^{12}	8.5	4×10^{17}
6	6×10^{13}	8.9	1×10^{18}

需要强调的是，震级的概念并不是很准确的，以上含有 M 的关系式均是经验公式。

地震烈度是地面某点观测的地震效应的量度，它不但与地震的震级有关，而且与震中距离、震区地质条件及建筑物的类型等相关。人们根据地震所产生的自然现象以及对建筑物的破坏和人的感觉，将地震烈度分为 12 个等级。烈度主要是反映地震所造成的破坏情况，对于采取抗震措施有指导作用。

3. 震源机制

地震是地下岩石中积累的应力突然释放的一种表现，震源机制则是研究这一深部构造运动的力学过程。震源机制的研究是以断层学说为基础的，此前提下震源错动的方式（震源模型）、断层的产状、错动力的大小和方向等与地震直接成因有关的问题均属震源机制研究的范畴。

震源机制的研究方法很多，但主要是应用地震波动力学特征的方法，即利用 P 波初动方向求震源机制解（称为 P 波初动解）。这种方法简便易行，可利用的资料比较丰富，也较之其他方法严格。其他研究震源机制的途径包括利用 S 波、体波的频谱、面波及地面形变等。

（1）弹性回跳假说

全世界有 90%以上的地震属于构造地震。关于构造地震的成因有各种学说，其中断层学说已经成为一种被普遍接受的学说，与断层成因相应的机制理论成为弹性回跳理论。其基本观点是：当地壳变形时，能量以弹性应变能的形式储存在岩石中，直到某一点积累的形变超过了极限，岩石就发生破裂，或者说产生了断层。断层两盘回跳到平衡位置，储存在岩石中的应变能便释放出来，一部分应变能转化为热，另一部分用于使岩石破碎，还有一部分转化为使大地震动的震动波能量。该理论是雷德在 1906 年旧金山地震后分析了震前和震后观测到的中加利福尼亚跨圣安德烈斯断层两侧的三角测量网的变化后于 1910 年提出的。在断裂前，断层附近的剪切应变如图 1-7 所示，经历了正常状态、应力集中、岩层破裂等阶段，地震时岩层发生弹性回跳恢复正常。

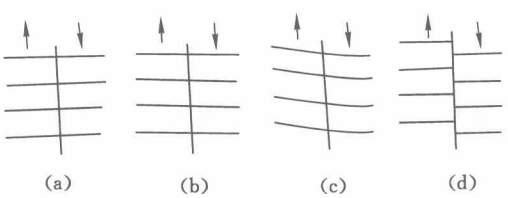


图 1-7　弹性回跳理论示意图

由断层活动诱发地震发生的具体过程可以用断层的弹性回跳模型来解释：

① 引起构造地震的岩石破裂是由于周围地壳的相对位移产生了大于岩石强度的弹性应变的结果。

② 断层的相对位移一般是在一个比较长的时期内逐渐达到其最大值的。

③ 地震时发生的运动是破裂面两边的物质向没有弹性应变的地方突然发生弹性回跳，这种移动随着离破裂面的距离增大而逐渐变小，延伸距离可以达到几千米到十几千米。

④ 地震引起的震动源于断层破裂面。破裂的初始表面很小，一旦断层发生滑动，破裂面将迅速变大。

⑤ 地震时释放的能量在岩石破裂前是以弹性应变能的形式储存在岩石中的。

总之，由于断层在孕育过程中积累了大量能量，一旦断层发生整体断裂和滑移，被积累的能量就因为断层的运动和变形而迅速释放，从而导致地震。

但后来的研究发现，地震并非在整个断层的所有段落上都是同时发生的。因此，有人提出了断层闭锁段的概念，认为在断层内部往往存在着一到多处闭锁段，它(们)在断层开始做整体变形和运移时，只发生剪切应变而不发生宏观滑移，即处于闭锁状态(图 1-8)。

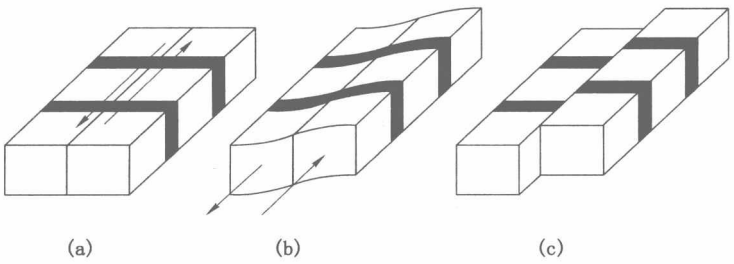


图 1-8　有断层闭锁段的地震断裂示意图

修正的地震弹性回跳假说：

① 地层受到剪切作用而开始剪切变形。

② 除闭锁段外，断层其他部分均以发生显著滑移。

③ 断层闭锁段被彻底剪断而发生瞬时滑移，地震因断层闭锁段的弹性回跳而产生，闭锁段也随之消失。

可以看到，断层闭锁段大致上呈一椭圆形区域，其范围随着断层的活动演化而变化。在开始阶段，由于断层在整体上还没有发生宏观滑移，断层闭锁段的范围也不明显[图 1-8(a)]；此后，随着断层整体滑移量的增加，断层闭锁段的区域也随之增大[图 1-8(b)]。但当断层内剪切应力的积聚超过了闭锁段的强度极限后，断层闭锁段即因其自身发生了宏观尺度的快速滑移而消失[图 1-8(c)]。由于除断层闭锁段外的其他部位在断层运动的全过程中，都大致作相对均匀的滑移，故在这些段落，剪切应力也随着断层的滑移而做相对匀速的释放，这样就难以在短期内积聚起大量的应力而导致骤发性地震。但是，在断层活动的多数时间内，闭锁段并不随同滑移，因此其剪切应变和应力的增长就显著地高于断层的其他部位。而一旦闭锁段被剪断，它又势必于瞬间产生突然的位置回跳，以调整与断层其他部分的空间关系，并因此快速地释放出其积累的弹性应变能。这样，以断层闭锁段为中心的地震就成为必然。

按照这种修正的断层回跳假说，研究得最详细的例子是北美圣安德列斯断层。距今 1.5 亿年以来，圣安德列斯断层在整体上一直保持左行剪切的趋势，断层两盘在这期间已相对滑移了约 560 km，具有大约每年 5 cm 的平均滑移速率。关于断层活动的记录表明，只是在 1906 年弗兰西斯科地震和 1994 年加利福尼亚地震等几次强震期间，断层闭锁段有明显加强的活动迹象外，在 80 年左右的时间内，两个断层闭锁段并未随着断层的整体滑移而活动，这成为上述修正模式的有力证据。

对地震而言，著名的古登堡—里希特(Gutenberg-Richter)公式和大森公式都揭示出在地震频度与震级等参量之间存在着统计分形分布的规律，因此地震很可能是一种自组织临界现象。巴克(Bak)等也进一步指出，大小地震产生于同样的机械过程，古登堡—里希特定律正是地震被锁定于永久的自组织临界态的证据。这种解释为研究地震的机制和预报问题提供了新的思路和判据，但要真正做到准确地预报地震，在相当长的时期内仍将是一件任重而道远的事。

(2) 震源模型

从地震记录中可以看到，有的台站的 P 波初动方向是指向震中的(对接收点来说是膨胀)；有的台站的 P 波初动方向是背离震中的(对接收点来说是压缩)。通过分析和研究，人们认识到上述现象是与震源运动过程中断裂的产状及力的作用形式有直接关系。为求 P 波初动解，可以引入模拟断层错动的震源力学模型。

如图 1-9(a)所示，单力偶在 XOY 平面内沿 Y 轴作用，YOZ 平面相当于直立的震源断层面。如图 1-9(b)所示，当 P 波到达时，箭头前方介质受到压缩，而后方介质受到拉伸，位移的垂直分量分别是向上和向下(常用“+”号和“−”号表示)。震源周围的空间被两个互相正交的平面(称为节面)分隔成初动压缩和膨胀交替排列的 4 个区域。随后，两节面扩展后与地面的交线(称为节线)把 P 波初动符号分成正负相间的 4 个象限。

双力偶模型是在 XOY 平面内沿 X 轴和 Y 轴同时作用着一对大小相等、方向相反的力。显然，双力偶模型所引起的 P 波初动符号分布与单力偶模型相同，并且两个模型均等效于图 1-9(c)中的主压应力 p 和主张应力 T，即由两个模型模拟产生的地震波相当于由上述主应力释放产生的地震波。

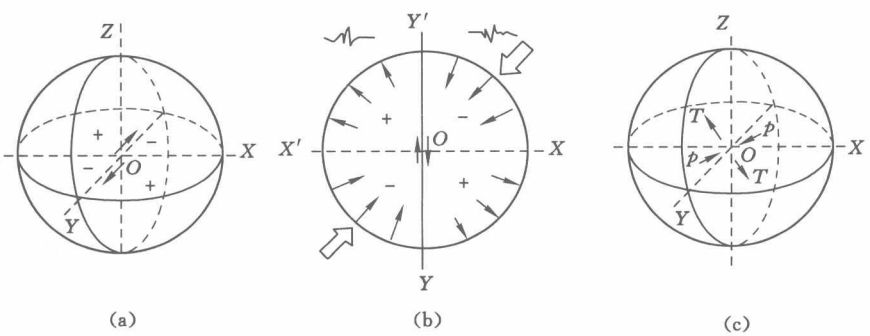


图 1-9　震源力学模型

(a) 单力偶模型；(b) 双力偶模型；(c) 断层平面解

理论和实践均表明，用双力偶模型模拟震源运动较为合理。根据 P 波初动方向可求得

需要全本请访问 www.ertongbook.com