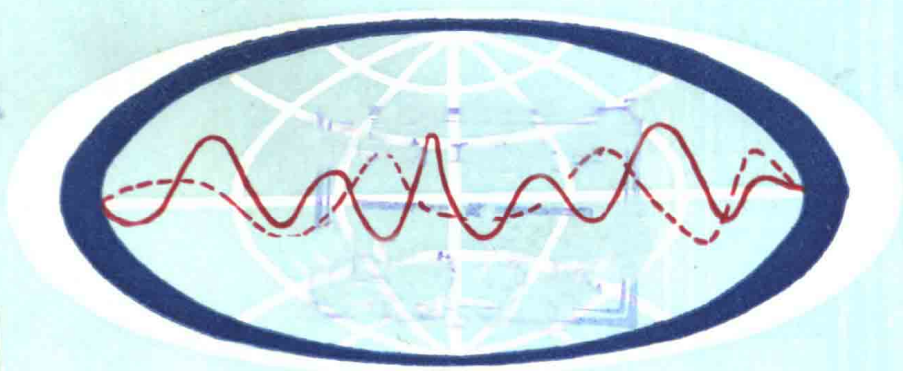


地球物理学 原理及应用

恽玲舫 胡德昭 朱慧娟 等编



南京大学出版社

地球物理学原理及应用

恽玲玲 胡德昭 朱慧娟 等编

南京大学出版社

1987·南京

编写者: 恽玲舫 胡德昭 朱慧娟
姜永基 徐鸣洁 王良书

地球物理学原理及应用

恽玲舫 胡德昭 朱慧娟 等编

*

南京大学出版社出版

(南京大学校内)

江苏省新华书店发行 练湖印刷厂印刷

开本: 850×1168 1/32 印张: 14.75 字数: 383千

1987年7月第1版 1987年7月第1次印刷

印数: 1—2300

*

ISBN 7-305-00000-0/P·1

统一书号: 13336·030 定价: 4.50元

责任编辑 王舟

前 言

随着科学技术的发展,地学各学科之间的横向渗透已势在必行。地球物理方法在地质学领域中占有重要的地位,但现在已出版的有关教材中,还没有较适合于综合性大学地质类专业学生使用的教材,编写一本适合综合性大学地质系使用的地球物理学教材是个亟待解决的问题。我们在多年教学的基础上,参考国内外有关教材和文献,根据理科大学的特点,编写了这本书,目的在于使学生能全面地了解各种地球物理方法的基本原理、技术以及在地质学中的应用,在工作实践中能综合地运用地球物理资料,解决地质学中的问题。

考虑到地质系学生的课程设置,在编写时尽量做到使内容保持如下特点:

本书取材于地球物理学及勘探地球物理学两方面的内容,较全面地阐述了关于地震(含天然地震)、重力、地磁、古地磁、地电、地热等学科的基本原理、资料处理、解释方法以及在地质学研究中的应用,力求反映地球物理学各个领域中新水平。

内容侧重于地球物理与地质的结合及如何利用地球物理方法解决地质问题,强调了有关数学公式的物理意义,避免冗长的数学理论推导,代之以简明的物理模式,使学生获得明晰的物理图象,力求深入浅出。

与目前已出版的勘探地球物理学教材相比本书明确阐述了地球物理方法的应用条件和应用效果,而对于野外勘探技术仅作简要的介绍。书中收入的天然地震、古地磁、大地电磁测深、地热等章节,所述方法对于研究地球深部构造和地球表里演变史极为重要。

本书由南京大学地质系构造地质-地球物理教研室部分教师编写。具体分工是：王良书(第一章第二、三、四、五、六节)，恽玲龄(第一章第一节、第二章)，朱慧娟(第三章)，胡德昭(第四章、第七章)，徐鸣洁(第五章)，姜永基(第六章)，恽玲龄负责全书通编定稿。大部分图件由范信清绘。

由于本书涉及的内容广泛，不当之处在所难免，恳请读者予以指正。

编者

1986年12月

目 录

第一章 人工地震	(1)
1.1 地震波传播的基本规律	(1)
1. 理想弹性介质及弹性常量	(1)
2. 地震波	(3)
3. 波的反射和透射	(5)
4. 影响岩石中波速的因素	(10)
1.2 人工地震探测基本方法	(12)
1. 折射波方法	(12)
2. 反射波方法	(19)
3. 共反射点(共深度点)方法	(26)
1.3 地震探测的野外工作方法	(29)
1. 测线布置与观测系统	(29)
2. 地震仪	(36)
3. 地震波的激发与接收	(38)
1.4 共反射点迭加资料处理与解释	(40)
1. 处理流程	(41)
2. 速度谱	(47)
3. 时间剖面对比	(52)
4. 时间剖面地质解释	(56)
1.5 深部地壳和上地幔探测	(64)
1. 概述	(64)
2. 波速分布的确定	(65)
3. 深部界面的绘制	(72)

1.6	地壳上地幔结构	(76)
1.	莫霍不连续的性质	(76)
2.	地壳分层结构	(80)
3.	壳内低速层	(82)
4.	大陆地壳结构	(83)
5.	大洋地壳结构	(86)
第二章	天然地震	(91)
2.1	震相及走时方程	(91)
1.	近地震震相及走时方程	(92)
2.	远地震震相	(97)
2.2	天然地震仪及参数测定	(107)
1.	地震仪(固定台站的)	(107)
2.	地震参数测定	(109)
2.3	地震波射线性质及地球内部地震波速度的计算	(115)
1.	地震波射线性质	(115)
2.	由走时曲线确定地球内部地震波速度	(122)
2.4	用天然地震波研究地球内部结构	(125)
1.	用近震体波研究地壳上地幔结构	(125)
2.	由远震体波获得地球内部速度结构	(127)
3.	通过面波研究地壳和上地幔结构	(132)
4.	地震波与Q值	(136)
2.5	天然地震发生规律及现代构造应力场	(140)
1.	地震活动与板块构造	(140)
2.	震源机制与现代构造应力场	(142)
第三章	重力	(151)
3.1	地球重力场	(151)
1.	地球的形状	(151)
2.	地球的重力场	(152)
3.	旋转椭球体和正常重力公式	(157)

4.	由重力测量确定大地水准面形状	(159)
5.	地球内部重力场	(165)
3.2	固体潮	(166)
1.	固体潮的概念	(166)
2.	与地球固体潮有关的地球物理现象	(168)
3.3	地壳均衡及地壳上地幔结构	(169)
1.	均衡理论	(169)
2.	地壳及上地幔结构的性质	(173)
3.4	重力观测方法	(176)
1.	绝对重力测量	(176)
2.	相对重力测量	(177)
3.	重力仪观测	(179)
4.	海洋重力测量	(180)
3.5	重力校正和重力异常	(181)
1.	高度改正和自由空气异常	(181)
2.	布格改正和布格异常	(182)
3.	均衡改正和均衡异常	(184)
3.6	重力异常的正反演问题	(185)
1.	简单形体的重力效应	(185)
2.	任意截面形状二度体正演计算	(191)
3.	单一密度界面的正反演问题	(192)
3.7	重力异常的划分	(194)
1.	图解法	(194)
2.	重力场的解析延拓	(197)
3.	重力位高阶导数法	(200)
3.8	重力异常的研究	(202)
1.	布格异常与地壳结构	(202)
2.	均衡异常和现代地壳运动	(216)
3.	海洋重力异常	(219)
第四章	地磁	(226)

4.1	地磁场的基本概念	(226)
1.	磁场强度和磁位	(226)
2.	地磁场的基本性质	(229)
3.	地磁场的结构	(232)
4.2	基本磁场	(233)
1.	地磁图	(233)
2.	地心偶极子的磁场	(241)
3.	地球的磁矩	(245)
4.	地磁场的长期变化	(250)
4.3	变化磁场	(254)
1.	平静变化	(254)
2.	干扰变化	(257)
4.4	磁法勘探	(260)
1.	岩石和矿石的磁性	(260)
2.	磁力仪与野外观测	(262)
3.	磁测数据的整理与图示	(267)
4.	磁性体的磁场	(271)
5.	磁异常解释的定量计算	(283)
6.	磁法勘探的应用	(287)

第五章 古地磁 (298)

5.1	岩石剩余磁性的成因	(298)
1.	铁磁性概述	(298)
2.	岩石剩余磁性的类型	(302)
5.2	古地磁的工作方法和资料整理	(304)
1.	标本的采集	(306)
2.	样品的磁性测定	(306)
3.	退磁	(312)
4.	资料整理	(314)
5.3	古地磁学的研究成果及其应用	(318)
1.	在地磁学方面的成果和应用	(318)

2.	在地学其他方面的成果和应用	(326)
第六章	电法	(335)
6.1	电阻率法基本原理	(336)
1.	岩石、矿物的电阻率及其影响因素	(336)
2.	电阻率法测量原理	(337)
3.	视电阻率的概念	(343)
4.	几种常用的电阻率法	(344)
5.	电阻率法的仪器设备	(345)
6.2	电阻率测深法	(346)
1.	水平地层电测深曲线分析	(346)
2.	水平地层电测深曲线的定量解释	(354)
6.3	电测深法应用概况	(359)
1.	地质构造方面的应用	(359)
2.	石油、天然气、煤田普查方面的应用	(360)
3.	金属矿床普查的应用	(363)
4.	地下水资源普查的应用	(364)
6.4	电阻率剖面法概述	(365)
1.	四种电剖面法的装置特点和视电阻率表达式	(365)
2.	电剖面法应用	(369)
6.5	大地电磁测深法的场源	(372)
1.	可利用的天然变化电磁场	(372)
2.	大地电磁场的微交特点	(374)
3.	天然变化电磁场的源	(375)
6.6	平面电磁波的特性及一维波阻抗的计算	(376)
1.	谐变场的麦克斯韦方程组	(376)
2.	平面电磁波的传播特性	(377)
3.	平面电磁波的表面阻抗	(380)
4.	一维介质的正演方法	(381)
6.7	二维波阻抗的计算理论与观测数据的处理方法	(383)

1.	平面电磁波在二维介质中的传播形式	(383)
2.	二维波阻抗的计算	(384)
3.	观测数据的处理方法	(387)
6.8	曲线畸变对解释的影响	(389)
1.	二维介质的畸变效应及三维介质畸变效应的研究	(390)
2.	水平非均匀介质中视电阻率曲线的解释准则	(401)
6.9	计算机自动反演法	(402)
1.	初始模型的选择	(403)
2.	目标函数的选择	(404)
3.	如何评价理论曲线和实测曲线的符合程度	(404)
6.10	大地电磁测深法的应用	(405)
1.	地壳上地幔电性结构的研究	(405)
2.	对沉积盆地构造研究的应用	(409)
3.	在地热田勘探中的应用	(410)
4.	在地震预报方面的应用	(410)
6.11	频率电磁测深法简介	(411)
1.	频率电磁测深法基本原理	(411)
2.	频率电磁测深曲线及解释	(413)
3.	应用举例	(417)
第七章	地热	(422)
7.1	地球内部的热源	(422)
1.	地热学中常用的物理量	(422)
2.	地热的来源	(423)
7.2	地球内部热的传输	(428)
1.	热传导方程	(428)
2.	地壳与上地幔温度计算公式的应用条件	(429)
3.	热导率 κ 随深度的变化	(429)
4.	热的对流	(430)
7.3	地面热流	(431)
1.	热流和地质年代的关系	(432)

2.	热流与放射性物质热产量的关系	(433)
3.	大陆热流与海洋热流的相似性	(437)
4.	地面热流与板块构造	(439)
5.	我国地热场分布与大地构造	(440)
7.4	地球内部温度分布	(443)
1.	地壳的温度	(444)
2.	地幔的温度	(445)
3.	地核的温度	(449)
附 录	地球物理学常用参数及转换	(452)

第一章 人工地震

地震学是地球物理学中内容最丰富的一门分支，作为一种探测方法，地震法是地球物理方法中研究地球结构最重要的方法之一，地震法按地震波的能源分为两大类。第一是在选定的地点用人工爆破产生地震波，以获得区域构造和局部构造的资料，即地震勘探或称人工地震探测方法；另一类是研究天然地震的自然震波，据以推断地球内部的物理性质和结构。随着观测技术的发展，已扩大了这两类方法的应用领域，以致有相当大的重叠。本章仅讨论人工地震法，天然地震方法作为第二章的内容。

1.1 地震波传播的基本规律

1. 理想弹性介质及弹性常量

地震方法的基础是地震波在岩石中的传播规律，而岩石的弹性性质决定了地震波的传播规律。自然界大部分物体，在外力作用下，既可以显示为弹性，也可以显示为塑性，重要的条件是决定于物体本身的性质和外力作用的大小和时间长短。当外力很小且作用时间很短时，它们可以近似地看成为理想弹性体；反之，在很大的作用力或力的持续时间很长时，显示为塑性，甚至破碎。

在地震探测中，除地震源附近四周岩石受到震波作用而遭到破坏外，在远离震源的介质，它们所受作用力非常小，且作用时间短，因此，在地震波传播范围内，绝大多数岩石可以近似地看

成理想弹性体或完全弹性体中研究。因此，弹性力学中许多基本理论可以引用到地震学领域中来。

物质的弹性性质可用几个弹性模量或常量来表达，它们可以定量地描述不同类型的应力和应变的关系。

应力是与物体所受外力作用联系在一起的单位面积上力的一种量度，即 F/S (F 为作用在 S 面上的合力)，应变则是应力所引起形变的一种量度，应变有三种类型：线应变、体应变和切应变。在弹性限度内，应变和应力成正比（虎克定律）。

当线应变（纯伸长或纯压缩）时，应力和应变由下式关系表示

$$\frac{F}{S} = E \frac{\Delta L}{L}$$

式中 ΔL 是纵向应力引起的长度变化， E 为杨氏模量。

当体应变（纯流体静压强 P 引起体积变化）时，应力和应变由下式表示

$$\frac{F}{S} = K \frac{\Delta V}{V}$$

或

$$P = K \frac{\Delta V}{V}$$

式中 ΔV 是静压强所引起的体积变化量， K 为体弹性模量，它的倒数为压缩系数。

单纯发生剪应力（剪切力）时，应力和应变满足下式

$$\frac{F}{S} = \mu \phi$$

切应变是不发生体积变化的形变，常用形变角 ϕ 来量度， μ 为剪切模量或刚度。

一个长度为 L ，直径为 b 的圆柱物体，在拉力作用下，沿纵向伸长 ΔL 的同时，还要沿横向收缩 Δb ；在压力作用下，沿纵向缩短 ΔL 的同时，还要沿横向膨胀 Δb 。则其相对变化是 $\Delta L/L$

和 $\Delta b/b$ ，显然 $\Delta L/L$ 和 $\Delta b/b$ 是密切相关的； $\Delta L/L$ 愈大， $\Delta b/b$ 愈大，它们之间的比值为

$$\sigma = -\frac{\Delta b/b}{\Delta L/L}$$

式中 σ 也是弹性常数，称作泊松比。 σ 对于不同性质的物质是不同的，一般在 $0 \sim 0.5$ 范围内变化；对于大多数各向同性物质， σ 约为 0.25 。式中的负号表示 Δb 和 ΔL 变化方向相反。

上述的 E, K, μ, σ 四个弹性常量都是由物质本身性质所决定的；反之，有了这些弹性常量就能描写弹性波的传播性质，例如，在各向同性的弹性介质中体波的传播速度为

$$V_P = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{(1-\sigma)E}{(1+\sigma)(1-2\sigma)\rho}} \quad (1.1.1)$$

$$V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{2\rho(1+\sigma)}} \quad (1.1.2)$$

式中 ρ ——介质密度；

V_P ——纵波的波速；

V_S ——横波的波速。

在这四个弹性常量中只有两个是独立的，只要知道其中任意两个，其他可根据下面公式求出

$$\begin{aligned} K &= \frac{E}{3(1-2\sigma)} & \mu &= \frac{E}{2(1+\sigma)} \\ E &= \frac{9K\mu}{3K+\mu} & \sigma &= \frac{3K-2\mu}{6K+2\mu} \end{aligned}$$

2. 地震波

1) 体波（在整个地球内部传播）

由天然震源或人工震源所激发周围介质的振动的传播叫做地震波，在远离震源周围介质中地震波可视为弹性波。

弹性波的传播，实际上是介质中弹性应变的传播。任何复杂的弹性应变都可分解为两种基本应变——体变和切变来分别研究。以体应变相应的称为纵波（以 P 表示）；以切应变相应的称为横波（以 S 表示）。

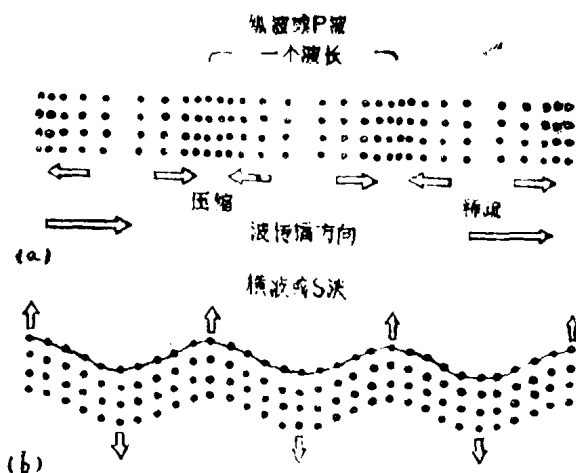


图 1·1·1 纵波和横波引起的质点运动

纵波传播时，质点振动方向与传播方向平行；横波传播时，质点振动方向与波的传播方向垂直。在纵波传播区域中，介质中产生了膨胀区和压缩区，在同一地点，随着时间的变化而变化，交替地成为膨胀区和压缩区见图(1·1·1a)。横波传播的区域中，在垂直于传播方向的不同平面内，质点彼此之间发生横向位移，见图(1·1·1b)。应该指出，纵波在固体、液体、气体三态中都能传播，而横波只能在固体里传播。这是因为横波传播时，介质发生部分弯曲，即纵向层间有了相对移动，这种移动，仅在固体内可以产生弹力；而在液体和气体内，各邻近层间可以自由滑动，不会产生弹力，因此就没有形成波的可能性。

2) 面波（沿某些层表面传播）

通常面波的能量集中在界面附近，并沿地表或层面传播，也

有将面波统称为导波。面波的振幅随深度的增加按指数规律很快衰减；面波速度是随周期（频率）而变化的。这种面波的速度随波的频率（周期）而变化的现象，就是通常所说面波的频散（波散）现象。

面波由于质点振动的轨迹不同，可分成瑞利(Rayleigh)波（记作 L_R ）和勒夫(Love)波（记作 L_Q ）两种基本类型。

瑞利波是质点纵向振动和横向振动的不同程度的组合。它的轨迹是沿着波行进的垂直平面内作逆椭圆形运动，如图(1·1·2a)所示。自由表面的瑞利波的速度约为 $0.9V_s$ （横波波速）。

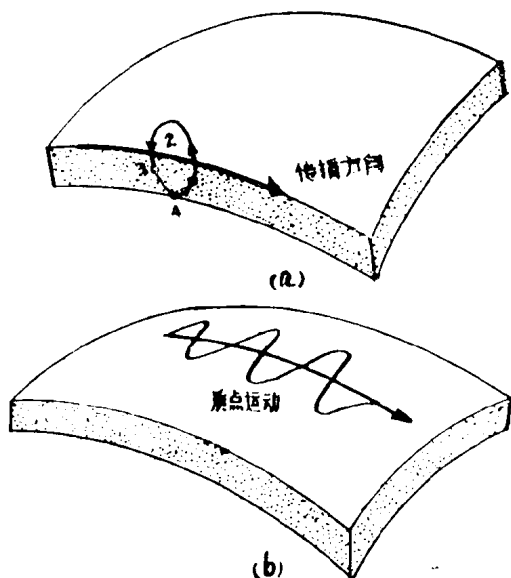


图 1·1·2 瑞利波和勒夫波质点运动

勒夫波是在层状介质覆盖于较高速度的半空间时产生的，波在表层里沿水平方向传播（图1·1·2b），且垂直于波的传播方向。

在应用地震学中， P 波是迄今最重要的波，它在地质普查和石油、天然气勘探方面起着重要的作用；在天然地震学中，除了根据 P 波和 S 波研究地球内部结构外，利用面波频散资料研究地壳上地幔的速度结构方面，已成为一种有效的手段，它补充了体波的资料。

3. 波的反射和透射

在均匀无限弹性介质中，地震波从扰动源规则地向各个方向