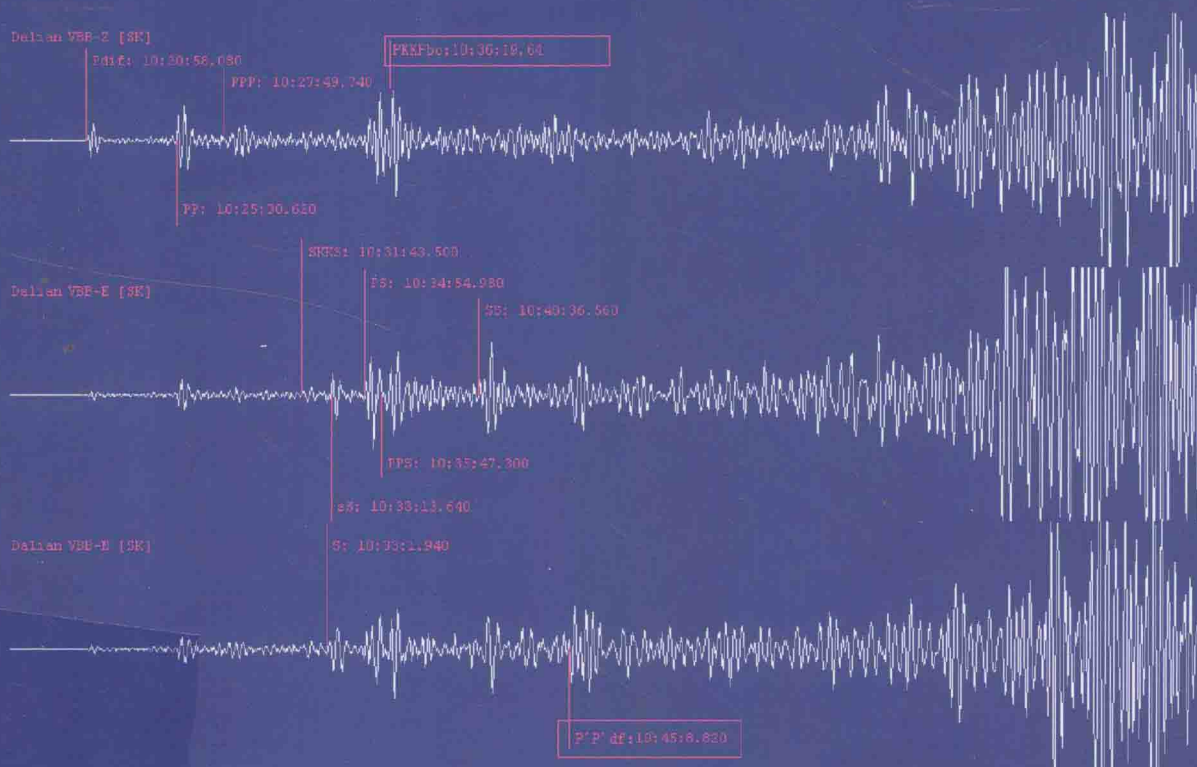


中国地震局监测预报专业重点教材

测震学原理与方法

中国地震局监测预报司 编



地震出版社

中国地震局监测预报专业重点教材

测震学原理与方法

中国地震局监测预报司 编

地震出版社

图书在版编目 (CIP) 数据

测震学原理与方法/中国地震局监测预报司编. —北京:地震出版社, 2017. 2

中国地震局监测预报专业重点教材

ISBN 978-7-5028-4725-8

I. ①测… II. ①中… III. ①测震学—教材 IV. ①P315.6

中国版本图书馆 CIP 数据核字 (2016) 第 021624 号

地震版 XM3746

测震学原理与方法

中国地震局监测预报司 编

责任编辑:刘素剑

责任校对:凌 樱

出版发行:地震出版社

北京市海淀区民族大学南路9号

邮编:100081

发行部:68423031 68467993

传真:88421706

门市部:68467991

传真:68467991

总编室:68462709 68423029

传真:68455221

专业图书事业部:68467971 dz_press@163.com

<http://www.dzpress.com.cn>

经销:全国各地新华书店

印刷:北京地大彩印有限公司

版(印)次:2017年2月第一版 2017年2月第一次印刷

开本:787×1092 1/16

字数:781千字

印张:30.5

书号:ISBN 978-7-5028-4725-8/P(5421)

定价:80.00元

版权所有 翻印必究

(图书出现印装问题,本社负责调换)

《测震学原理与方法》编写组

(按姓氏笔画排序)

马 强	王 俊	代光辉	闫民正	刘瑞丰	杨大克
杨 陈	陈书清	陈 阳	陈智勇	何少林	何家勇
张立文	张晁军	罗新恒	房立华	孟晓春	赵 永
赵仲和	侯建民	段天山	袁松湧	袁 顺	高景春
黄文辉	黄志斌	梁建宏	康 英	廖诗荣	薛 兵

序

地震学的研究、应用与发展，依赖于高质量的观测数据。

我国几代地震科技工作者经过数十年的不懈努力，建成了由国家台网、区域台网和流动台网构成的多层次的观测系统，实现了观测仪器数字化、观测系统网络化、地震速报自动化，这是我国地震监测工作的历史性突破，提升了地震观测数据应用于地震应急、社会服务及科学研究的效能。

然而，数字化地震观测网络系统的建设和运维，高质量观测数据的获取和处理，地震参数的测定与速报，波形数据的管理与服务，地震目录及观测报告的产出等，都要求我们的监测技术人员熟练掌握观测仪器原理、观测系统构成、观测数据质量评估及管理、地震参数测定的理论、方法和技术，并在实际工作中灵活应用。

中国地震局非常重视地震监测人员的知识更新和专业素质的提升，自2004年起，持续开展面向监测一线的岗位培训、知识更新培训等，并组织专家学者编写了配套培训教材《地震学与地震观测》。但是地震监测的技术发展很快，教材中的许多内容需要更新和充实，为此，测震学科协调组根据中国地震局监测预报司的总体部署，组织专家对现代地震观测理论与方法进行了系统的梳理和提炼，形成了本教材，并命名为《测震学原理与方法》，这也是国内首部以测震学为名的教材。

这本教材讲述了当前测震学的先进技术和方法，内容上突出理论与实践相结合。相信这本教材的出版，对于提升我国测震工作人员的业务能力和技术水平会起到重要作用。

测震学科技术协调组

2017年1月

前 言

测震学是地震学的重要分支。自从人类获得第一张地震记录图开始,历经近百年的发展,测震学逐渐发展成了一门成熟的观测学科。1912年俄国伽利津院士出版了他的经典著作《测震学讲义》。1955年苏联的E.Φ.萨瓦连斯基和Д.П.基尔诺斯编著了《地震学与测震学》,其介绍的测震学部分仅包括地震仪原理及仪器参数测定方法。而随着现代技术的发展,地震观测从单台模拟记录发展到数字化、网络化、自动化阶段,测震学的原理、技术和方法有了许多进步,逐渐形成了完善的测震学科。

本书是按照中国地震局监测预报司的总体要求和统一部署,由多人在对测震原理、技术和方法进行系统总结的基础上集体编著的一本专门讲述测震学的教材,书中主要介绍了地震观测基础知识、测震仪器基本原理、测震台站及台网建设、观测资料分析处理及解释应用等内容。本书适用于作为我国地震台站和地震台网中心测震岗位专业技术人员的培训教材,也可作为本、专科院校相关专业的教科书,并可供测震专业技术人员自学。

本书编写起始于2013年3月,于2014年5月12日完成征求意见稿,在地震速报竞赛培训、测震台站观测岗位资格培训中征求意见并作为参考教材使用。2014年7月新一届测震技术学科协调组成立之后,对教材给予了充分的重视,聘请近20位专家对教材进行了审核,并于2015年4月25日给出了修改意见。

教材编写组在认真研究各方面意见的基础上,利用半年多的时间对教材进行了全面梳理、修改和统编,形成出版稿。尽管教材编写组尽量努力地认真地对待每个科学和技术问题,但教材仍可能存在错误之处,请各位读者将书中的错误或者问题及时通知我们,再此表示感谢!

本书的第一章由孟晓春编写,第二章、第六章由薛兵编写,第三章由袁松

湧、薛兵、闫明正编写，第四章由段天山、袁顺、陈书清、薛兵、高景春、杨大克编写，第五章由何少林、代光辉、高景春、黄志斌、杨大克、杨陈、王俊、陈智勇编写，第七章由赵永、孟晓春编写，第八章由高景春、黄志斌、康英、黄文辉、梁建宏、廖诗荣、侯建民、杨陈编写，第九章由赵仲和、何家勇、高景春、康英、张立文、陈阳、罗新恒、王俊编写，第十章由孟晓春、房立华、张晁军、王俊编写，第十一章由刘瑞丰、马强编写，第十二章由赵仲和编写。全书由杨大克、孟晓春、薛兵、赵仲和、何少林、王俊负责统稿。编写此书所引用的主要文章、专著、相关标准和技术规定等，已经列在教材之后的参考文献之中，读者可以此为线索，进一步阅读相关的文章、专著、相关标准和技术规定。在此对这些文章、专著、相关标准和技术规定的作者表示衷心的感谢！

目 录

第一章 地震与地震波	1
第一节 地球内部结构	1
第二节 地震及地震带	2
第三节 地震波基础知识	4
第四节 地震波的走时规律	25
第二章 地震仪原理	54
第一节 地震仪概述	54
第二节 线性动态系统和传递函数	58
第三节 地震计	65
第四节 数据采集器	85
第五节 地震仪的频带与输出特性	99
第三章 常用地震仪器	108
第一节 常用地震计	108
第二节 常用地震数据采集器	132
第三节 模拟地震仪	137
第四章 测震台站	142
第一节 测震台站技术系统	142
第二节 台址勘选	147
第三节 台站建设	152
第四节 测震台站运行维护	165
第五章 测震台网	171
第一节 测震台网设计	171
第二节 测震台网传输链路	175
第三节 台网中心建设	181
第四节 测震台网运行	187
第五节 测震台网实例	189
第六节 流动观测与台阵	200
第七节 地震预警技术	206
第六章 观测质量评估	210
第一节 观测质量评估的主要内容	210
第二节 观测信噪比	216
第三节 台网监测能力	223

第四节 地震观测仪器检测·····	226
第七章 地震图解释 ·····	254
第一节 地震事件判定·····	254
第二节 震相识别·····	278
第三节 爆破地震与诱发地震·····	283
第四节 常见的干扰记录·····	289
第八章 地震速报 ·····	298
第一节 地震速报管理与流程·····	298
第二节 地震速报信息交换系统·····	303
第三节 自动地震速报系统·····	306
第九章 测震数据产出 ·····	317
第一节 测震数据概述·····	317
第二节 测震数据格式·····	321
第三节 测震台站产出·····	335
第四节 省级测震台网产出·····	336
第五节 国家测震台网产出·····	341
第六节 我国几种常用的人机交互软件·····	343
第十章 地震时空参数测定 ·····	361
第一节 发震时刻测定·····	361
第二节 几何法定位·····	363
第三节 计算法定位·····	381
第四节 地震定位误差·····	392
第五节 构建走时表·····	394
第十一章 地震震级及仪器地震烈度 ·····	405
第一节 地震震级·····	405
第二节 仪器地震烈度·····	421
第十二章 地震观测数据应用 ·····	428
第一节 震源力学模型·····	428
第二节 用初动符号测定震源机制解的手工方法·····	437
第三节 计算机求解震源机制·····	444
第四节 地震震源谱分析·····	453
参考文献 ·····	464

第一章 地震与地震波

俄国科学家伽利津在经典著作《测震学讲义》中写到：“可以把每个地震比作一盏灯，它燃着的时间很短，但照亮着地球内部，从而使我们能观察到那里发生了些什么。这盏灯的光虽然目前还很暗淡，但毋庸置疑，随着时间的流逝，它将越来越明亮，并将使我们能明了这些自然界的复杂现象……”测震学就是这样一门观测地震、分析处理地震信息、为利用地震研究地球内部结构、地震发生规律等提供科学依据的学科。本章主要介绍测震学所需要的地球内部结构、地震波及其走时规律等方面的知识。

第一节 地球内部结构

地震学家们通过对地震记录信息的分析和研究，获得了大量关于地球内部结构的研究成果，地球内部结构十分复杂，具有纵向和横向的不均匀性，纵向主体成层状结构，主要划分为4个圈层，即地壳、地幔、外核和内核。近期的研究成果还发现了内核中的层状结构。

一、地壳

1909年，莫霍洛维奇通过对巴尔干地区库勒巴山谷连续发生的地震进行研究，发现了莫霍洛维奇界面，简称莫霍面。地壳就是地表到莫霍面之间的范围。全球80%的地震发生在该层内。地壳存在严重的横向不均匀性，大陆地壳平均厚度约为33km，在青藏高原，地壳厚度达到70km。莫霍面是全球连续性好的界面，该面的纵波速度通常为6.0~8.2km/s；在活动带及大陆与海洋的过渡带，纵波速度只有7.6~7.8km/s；在某些古生代的褶皱带，纵波速度可达8.4~8.6km/s。地壳以康拉德面为分界面，分为上下地壳，上地壳主要为花岗岩层，下地壳主要为玄武岩层。康拉德面是1923年奥地利学者康拉德通过对奥地利东阿尔卑斯山地震的研究发现的。各地区康拉德面的深度不一致，陆地中平均深度约20km，最深处约40km，最浅约10km，康拉德面的连续性不好，不是所有地震都能反映出它的存在，在海洋地壳中该面基本缺失。海洋地壳的平均厚度为7km，一些研究成果将其从上至下分为3层，第一层为未固结的沉积物，在大西洋中平均厚度为1km，在太平洋底厚度仅0.5km；第二层为固结的沉积物，厚约1.7km，纵波速度约为5km/s；第三层为厚度不到5km的玄武岩或辉长岩层，纵波速度约为6.7km/s。

二、地幔

1914年，本诺·古登堡通过对地球上发生的一些大地震的研究，发现了深度为2900km的古登堡面。随后的PREM、IASP91、AK135等模型也证实该面的存在，埋深接近2900km（见附录A）。从莫霍面到古登堡面之间的部分为地幔，根据纵向速度梯度变化性质可分为上、下地幔。通常称660km以上为上地幔，上地幔的径向非均匀性变化较为明显，速度梯度较大，其间存在一个软流层，厚度约为100~300km，大陆地区在120km以下，海洋地区

在 60km 以下，软流层没有明显的分界面，具有逐步过渡的特点，是全球性的圈层；400 ~ 660km 处是过渡层，该层内的速度梯度变化很大。从 660km 至古登堡面为下地幔，下地幔的速度梯度变化较小，速度变化较为均匀。

三、地核

地核由外核、过渡层、内核构成。通过对地震记录的研究发现外核内的物质是液态的，深度范围为 2900 ~ 4980km；内核为固态物质，深度范围为 4980 至地心。宋晓东教授的最新研究成果表明，内核之中还有一个内核，而且内核存在自转现象；4980 ~ 5120km 是外核与内核之间的过渡层。2900km 深处的古登堡面是地幔与外核的分界面，地震纵波在该面顶层的波速为 13.6km/s，而在该面的底层纵波速度为 7.8 ~ 8.0km/s。

随着地震观测精度的提高、地震记录信息分析技术的发展，地震学家们得出了更加精细的地球结构，并且计算出了各层的厚度与速度。目前较为常用的有 PREM 模型、IASP 91 模型、AK135 模型等。由于模型所采用的数据及研究方法的不同，使得各个模型之间存在一定的差异，但总体上的趋势是一致的。具体见附录 A：常用地球结构模型。

第二节 地震及地震带

地震是指由于岩石破裂或者爆破等原因引起的地面振动。地震学者通过对所发生的地震进行统计，得出了地震活动的空间分布规律。

一、地震分类

我们经常见到一些名词，如构造地震，浅源地震等。这些名词常常描述的是同一个地震，例如：2015 年 4 月 25 日尼泊尔的第二大城市博克拉发生的 8.1 级地震即是构造地震，它也是浅源地震。

1. 按地震成因分类

按地震成因，可以分为天然地震、陷落地震、诱发地震等大类。通常将由于构造运动或火山活动引发的地震称为天然地震。发生在板块内部的地震称为板内地震。发生在板块边界的地震称为板间地震；由于岩石破裂或者断层发生错动等构造运动造成的地震称为构造地震；由于火山作用（火山喷发）引发的地震称为火山地震。由于地层陷落引发的地震称为陷落地震。由于人类活动引发的地震称为诱发地震，主要包括矿山诱发地震和水库诱发地震。

2. 按地震强度分类

在微观地震学中，用震级表示地震的强弱程度。根据 GB/T18207.1 - 2008 基本术语中的划分：震中附近的人不能感觉到的地震，为无感地震；震中附近的人能够感觉到的地震，为有感地震。震级 < 1 级，为极微震；1 级 ≤ 震级 < 3 级的地震，为微震；3 级 ≤ 震级 < 5 级的地震，为小（地）震；5 级 ≤ 震级 < 7 级的地震，为中（等）地震；震级 ≥ 7 的地震，为大（地）震；震级 ≥ 8 级的大地震，为特大地震。另外，造成人员伤亡和经济损失的地震，为破坏性地震；造成严重的人员伤亡和财产损失，使灾区丧失或部分丧失自我恢复能力，需要国家采取相应行动的地震，为严重破坏性地震。

3. 按震源深度分类

研究表明,构造地震的发生是过程性的,即从一个点开始逐渐破裂,例如,汶川 8.0 级地震的破裂过程达到 80s,破裂长度达到 200 多千米。为便于定量分析,经典地震学建立了点源模型,即将开始破裂点设为震源点,并假设地震是在瞬间发生的。震源在地面上的投影称为震中。震源深度是震源到震中之间的距离,通常以 h 表示。震源深度小于 60km 的地震称为浅源地震;震源深度大于 300km 的地震称为深源地震;震源深度在 60 ~ 300km 之间的地震称为中深源地震。全球有 80% 左右的天然地震是浅源地震。

4. 按震中距分类

震中到地震观测点之间的距离为震中距,通常以 Δ 表示。显然,震中距是指震中点到观测点之间的大圆弧长,通常用震中距这段弧长所对应的地心角的度数表示震中距,1°弧长相当于 111.19km。

震中距小于 100km 的地震称为地方震,震中距小于 10°的地震称为近震,震中距在 10° ~ 105°之间的地震称为远震,震中距大于 105°的地震称为极远震。需要特别说明的是,这个震中距值并不是绝对的,对于地震分析而言,更加重要的是看所记录到的地震波行进的路线,如果记录到的初至波是地幔波 P,即使震中距不到 10°也得按照远震进行分析。如果说某个地震是浅源远震,则表明该地震的震源深度小于 60km 且震中距在 10° ~ 105°之间。

二、地震带

地震带是指地震集中分布的区域,地震学者通过对地震规律的总结分析,得出全球三大地震带,即环太平洋地震带、欧亚地震带、海岭地震带。

环太平洋地震带的地震活动最为强烈,地球上 80% 左右的地震发生在该地震带上。该带还易发生深源地震,约 90% 的中深源地震及全部深源地震也发生在该地震带上。环太平洋地震带包括南北美洲太平洋沿岸和从阿留申群岛、堪察加半岛、日本列岛南下至我国台湾省,再经菲律宾群岛转向东南,直到新西兰。2011 年 3 月 11 日发生在该地震带上的日本东京附近海域 9.0 级地震就发生在该带上,并且引发了海啸。

欧亚地震带又称地中海—喜马拉雅地震带,主要分布在欧亚大陆,从印度尼西亚,经中南半岛西部和我国的云、贵、川、青、藏地区及印度、巴基斯坦、尼泊尔、阿富汗、伊朗、土耳其到地中海北岸,一直延伸到大西洋的亚速尔群岛。全球约 15% 的地震发生在该地震带上。2015 年 4 月 25 日尼泊尔的第二大城市博克拉发生了 8.1 级强烈地震,就发生在该地震带上。

海岭地震带主要分布在太平洋、大西洋、印度洋中的海岭地区。从西伯利亚北岸开始,穿过北极经斯匹次卑根群岛和冰岛,再经过大西洋中部海岭到印度洋的一些狭长的海岭地带或海底隆起地带,并有一分支穿入红海和著名的东非大裂谷区。

中国位于环太平洋和欧亚地震带之间,属于地震活动频度高、强度大、分布广的国家。受太平洋、印度洋和菲律宾海板块的挤压,地震断裂带十分发育。地震主要分布在华北、青藏、华南、新疆、台湾 5 个地震区的若干条地震带上,包括台湾地震带、东北地震带、喜马拉雅地震带、郯城—庐江地震带、海河华北平原地震带、燕山地震带、渭河平原地震带、黄河下游地震带、东南沿海地震带、贺兰山地震带、六盘山地震带、兰州—天水地震带、武都—马边地震带、安宁河谷地震带、滇东地震带、阿尔泰山地震带、北天山地震带、南天山地震

带、塔里木南缘地震带、河西走廊地震带、西藏中部地震带、康定-甘孜地震带、金沙江-元江地震带、怒江-澜沧江地震带等。

华北地震区主要包括太行山两侧、汾渭河谷、阴山-燕山一带、山东中部和渤海湾。涉及河北、河南、山东、内蒙古、山西、陕西、宁夏、江苏、安徽等省的全部或部分地区。历史上发生过多次强震的郯城-营口地震带、华北平原地震带、汾渭地震带、银川-河套地震带都处在该区内，如1679年9月2日发生的三河-平谷8.0级地震、1668年7月25日山东郯城8½级地震、1969年7月18日渤海7.4级地震、1974年7月5日海城7.4级地震、1976年7月28日唐山7.8级地震等。

青藏高原地震区包括兴都库什山、西昆仑山、阿尔金山、祁连山、贺兰山-六盘山、龙门山、喜马拉雅山及横断山脉东翼诸山系所围成的广大高原地域。涉及到青海、西藏、新疆、甘肃、宁夏、四川、云南全部或部分地区。该震区发生过多次8级以上的地震，如1950年8月15日西藏墨脱8.6级地震、2001年11月4日昆仑山口西8.1级地震、2008年5月12日的汶川8.0级地震等。

华南地震区主要是东南沿海地震带，包括福建、广东两省及江西、广西邻近的地区。历史上发生过1604年12月29日福建泉州8½级地震、1605年7月13日广东琼山7½级地震。本区又可分为长江中游地震带和东南沿海地震带。

新疆地震区和台湾地震区的地震活动性很强，经常发生破坏性地震，如2002月12日17时19分新疆维吾尔自治区和田地区于田县发生的7.3级地震，1999年9月21日凌晨1时47分，台湾南投县发生7.6级的大地震等。

第三节 地震波基础知识

地震所产生的能量以波动的形式向四周传播，这一事实从获得真正意义上的地震记录图时就已经被科学家们所发现，科学家们将获得的地震记录信息与当时的欧洲科学家伽利略、胡克、柯西、泊松、斯托克斯等人所研究的波动理论联系起来。1906年美国旧金山大地震后，美国学者里德根据对圣安德烈斯断层的研究，提出了“弹性回跳理论”，并认为地球是个弹性球体，且地震波是弹性波，这一观点被科学界广为接受。之后的若干年，科学家们借助强大的数理理论和弹性力学方法对地震波进行深入研究，建立了地震波理论。

一、应力与应变的关系

物体在外力作用下发生变形，当外力取消后，物体恢复到受力前的状态，这样的物体称为弹性体。弹性力学中对弹性体提出了5个基本假设：即连续性、均匀性、各向同性、线弹性、小变形性。不同的作用力对于不同的介质，都将表现出不同的力学响应。当地震、爆破等小规模、瞬间力作用到地球介质时，震源区外围介质对这种力表现出弹性响应，因此，用弹性波动方程描述地震波的传播。

1. 应力

为更好地描述地球受到外力作用时产生的内力，定义物体由于外力作用而产生的内力为应力，应力是定量地描述物体所承受的内力情况的量。如果物体在外力作用下，其内部过某点的一个平面元 ΔS 上会产生相应的内力 ΔF ，假若这个内力在此平面上是连续分布的，我们

定义这一点的应力为

$$\sigma = \lim_{\Delta S \rightarrow 0} \frac{\Delta F}{\Delta S} = \frac{dF}{dS} \quad (1.3.1)$$

若物体所承受的外力是均匀的，则应力的定义为单位面积上的内力。即

$$\vec{\sigma} = \frac{\vec{F}}{S} \quad (1.3.2)$$

应力不仅有大小而且有方向。应力的大小和方向取决于受力物体本身的性质和作用于物体上的外力的性质。受力物体各处的应力性质并不相同，为准确描述应力的大小和方向，通常将应力矢量在直角坐标系中进行分解：即分解为与3个坐标轴平行的应力分量。定义与考察面垂直的应力分量为正应力，与考察面平行的应力分量为切应力。通常用 σ_{ij} 表示，其中“ i ”表示应力的方向，“ j ”表示应力作用于与 j 轴垂直的面上。例如 σ_{yx} 表示应力作用方向为 y 方向，且作用于与 x 轴垂直的平面上，显然，这是一个切应力。再如 σ_{xx} 表示作用力的方向为 x 方向，且作用于与 x 轴垂直的平面上，此力则为正应力。

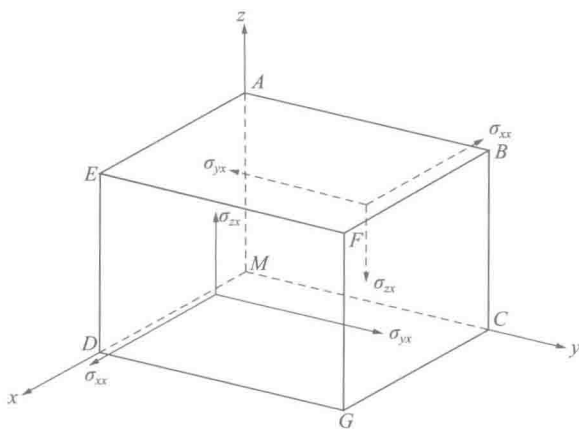


图 1.3.1 应力分解示意图

以一个处于直角坐标系中的小六面体为例（图 1.3.1），设该小六面体处于力平衡状态，则该六面体在6个截面上的应力分量可表示为表 1.3.1，可以证明，其应力分量是对称的。对于固体，有6个独立的应力分量，分别为 σ_{xx} 、 σ_{yy} 、 σ_{zz} 、 σ_{zx} 、 σ_{yz} 、 σ_{xy} 。

表 1.3.1 应力分量表

截面 应力	DEFG	ABCM	CBFG	AMDE	ABFE	CGDM
正应力	σ_{xx}	$-\sigma_{xx}$	σ_{yy}	$-\sigma_{yy}$	σ_{zz}	$-\sigma_{zz}$
切应力	σ_{yx}	$-\sigma_{yx}$	σ_{xy}	$-\sigma_{xy}$	σ_{xz}	$-\sigma_{xz}$
切应力	σ_{zx}	$-\sigma_{zx}$	σ_{zy}	$-\sigma_{zy}$	σ_{yz}	$-\sigma_{yz}$

若截面上的切应力等于零，则定义此时的正应力为主应力。主应力是应力分量中的极值，我们称张应力为最大主应力，压应力为最小主应力。主应力作用的面为主面，3 个主面相互垂直。当 3 个主应力的值互不相等时，如果其中 σ_{xx} 为最大主应力、 σ_{zz} 为最小主应力、 σ_{yy} 为中等主应力，最大切应力所在的截面的法线方向与最大主应力和最小主应力在同一平面内，且与最大主应力方向成 45° 角（图 1.3.2）。此时

$$\tau_{\max} = \frac{\sigma_1 - \sigma_2}{2} \tag{1.3.3}$$

这里的 $\tau_{\max}$ 表示最大切应力； σ_1 为最大主应力； σ_2 为最小主应力。

在国际单位制中，应力的单位是帕斯卡（Pa）。 $1\text{Pa} = 1\text{N} \cdot \text{m}^{-2}$ ， $1\text{N} = 1\text{kg} \cdot \text{m} \cdot \text{s}^{-2} = 10^5 \text{dyn}$ 。地球内部的压力随着深度的增大而增大（见附录 A 的表 A.1）。

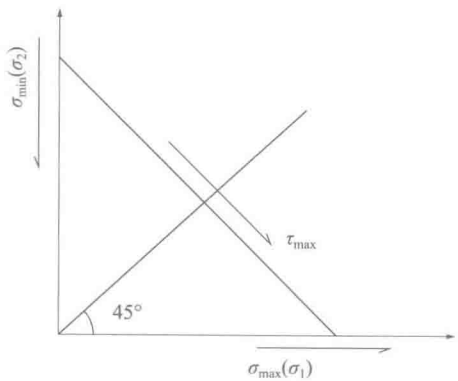


图 1.3.2 最大切应力与主应力关系图

2. 应变

弹性体受到外力作用时会产生形状和体积的变化，这种变化称为形变。应变是指形变量与原始量之比，通常用 ε 表示应变：

$$\varepsilon = \frac{\Delta V}{V} \tag{1.3.4}$$

式中, V 是形变前的原始量; ΔV 是形变量。物体形变的实质是一个物体的某些线段的长度变化及扭转时角度的变化。为简单起见, 将应变分为线应变、角应变及体应变进行讨论。

(1) 线应变: 一般来讲, 在正压力或张力作用下, 物体内部将产生正应力, 这种应力将给物体造成线应变。我们分析一个弹性正六面微分体受力时发生线应变的情况, 观察其中的一条边, 图 1.3.3 为该微六面体一条边发生形变后的放大图, 图中 A 、 B 两点原相距为 dx , 经拉伸后 A 移到 A' 、 B 移到 B' (此图仅指示 AB 边沿 x 方向的坐标变化, 没有沿 y 方向的坐标变化), 前者移动的距离为 u , 后者移动的距离为 $u + du$, 根据应变定义沿 x 方向上发生的线应变为:

$$\varepsilon_x = \frac{(u + du - u)}{dx} = \frac{du}{dx} \quad (1.3.5)$$

式中 dx 是正六面微分体沿 x 轴方向的长度, u 是沿 x 方向的位移, du 是边 dx 的伸长量。见图 1.3.3。同理, 沿 y 、 z 轴的线应变分别为:

$$\left. \begin{aligned} \varepsilon_y &= dv/dy \\ \varepsilon_z &= dw/dz \end{aligned} \right\} \quad (1.3.6)$$

其中 dy 、 dz 是正六面微分体 y 、 z 方向边的长度, v 、 w 分别是沿 y 、 z 方向的位移, dv 、 dw 分别是 dy 、 dz 的伸长量。

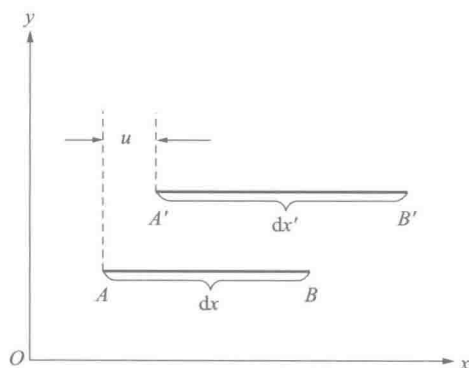


图 1.3.3 线应变示意图

(2) 角应变: 切应力的作用使物体发生形状的变化, 通常用角应变来描述物体的形状变化。

图 1.3.4 中的 $ABCD$ 面为正六面微分体上与 z 轴垂直的面, 其边长分别为 dx 、 dy , 在外力作用下, $ABCD$ 变形为 $A'B'C'D'$, 即由原来的矩形变成了平行四边形, 这其中发生了线应变及角应变。用 ε_{xy} 表示该面发生的角应变, α 、 β 角分别表示 $ABCD$ 的变形量。则有:

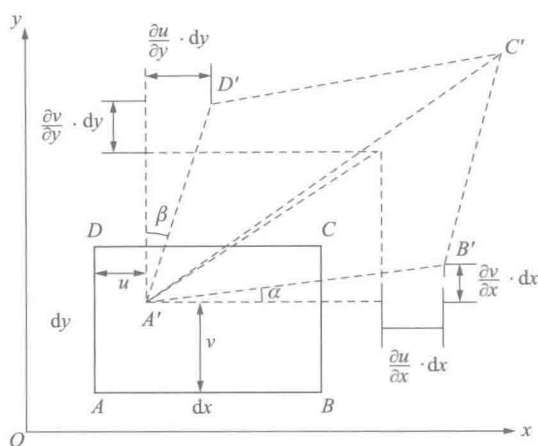


图 1.3.4 在切应力作用下，正六面微分体发生应变的示意图

$$\varepsilon_{xy} = \alpha + \beta = \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \quad (1.3.7)$$

式中， $\partial u / \partial y$ 表示 dy 边在 x 轴方向的偏转量， $\partial v / \partial x$ 表示 dx 边在 y 方向的偏转量。类似地，与 x 轴、 y 轴垂直的面上的角应变为：

$$\left. \begin{aligned} \varepsilon_{yz} &= \frac{\partial w}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial z} \\ \varepsilon_{zx} &= \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x} \end{aligned} \right\} \quad (1.3.8)$$

由此，不难看出，在一个正六面微分体的每个面上存在 3 个应变分量，对于弹性体而言，只有 6 个应变分量是独立的。即

$$\varepsilon_{xx} \quad \varepsilon_{yy} \quad \varepsilon_{zz} \quad \varepsilon_{xy} \quad \varepsilon_{yz} \quad \varepsilon_{zx}$$

(3) 体应变：由弹性体的性质可知，物体受力后，其质点间的相对位置不会发生改变，因此，一个六面体受力后仍然为一个六面体，设 dx ， dy ， dz 为正六面微分体受力前的边长，在受力发生形变后其边长为

$$\left. \begin{aligned} dx + \frac{\partial u}{\partial x} \cdot dx \\ dy + \frac{\partial v}{\partial y} \cdot dy \\ dz + \frac{\partial w}{\partial z} \cdot dz \end{aligned} \right\} \quad (1.3.9)$$