

气象仪器及测试技术

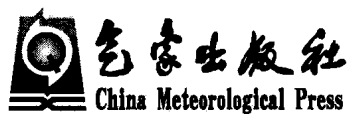
李 伟 贺晓雷 齐久成 著



 气象出版社
China Meteorological Press

气象仪器及测试技术

李 伟 贺晓雷 齐久成 著



内容简介

本书重点探讨了气象仪器及其传感器的测试技术:首先从观测对象出发,描述了大气的自身规律;其次介绍了观测手段,阐述气象仪器和传感器的工作原理,在此基础上介绍了测量误差的来源,以作为制定测试方法和进行试验设计的依据。本书还系统地介绍了气象仪器静态测试与动态测试方法,论述了气象仪器测试与计量检定的不同要求及其他它们之间的区别与联系,对气象仪器的整体合格判定的项目、要求和方法进行了探讨。本书可供使用气象仪器和从事其测试技术的人员参考。

图书在版编目(CIP)数据

气象仪器及测试技术/李伟,贺晓雷,齐久成著.

北京:气象出版社,2010.2

ISBN 978-7-5029-4937-2

I. 气… II. ①李… ②贺… ③齐… III. ①气象仪器 ②气象观测
IV. ①TH765②P41

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2010)第 027842 号

气象仪器及测试技术

李 伟 贺晓雷 齐久成 编著

出版发行:气象出版社

地 址:北京市海淀区中关村南大街 46 号

总 编 室:010-68407112

网 址:<http://www.cmp.cma.gov.cn>

责任编辑:李太宇

封面设计:王 伟

责任校对:永 通

印 刷:北京京科印刷有限公司

开 本:787mm×1092mm 1/16

字 数:608 千字

版 次:2010 年 3 月第 1 版

定 价:60.00 元

邮政编码:100081

发 行 部:010-68409198

E-mail: qxcbs@263.net

终 审:黄润恒

责任技编:吴庭芳

印 张:23.75

印 数:1~2000 册

印 次:2010 年 3 月第 1 次印刷

前 言

根据全国自然科学名词审定委员会 1996 年公布的《大气科学名词》，气象仪器定义为“用来定量、定性测量一个或几个气象要素的仪器”。而“气象要素”又定义为“表征一定地点和特定时刻天气状况的大气变量或现象，如温、压、湿、风、降水等”。大气变量除定义中说明的以外，还有辐射、蒸发、云高和能见度等，它们都是可以定量测量的。“大气现象”又称为“天气现象”，如云、雨、雪、霰、霜、雾、冰雹、雷电、龙卷风、沙尘暴、雨淞、雾淞、霾等，它们通常只能用有、无或大小、强弱来定性表示。

用来测量大气现象或变量的气象仪器是非常广泛的一类仪器。它包括各种单要素气象测量仪表，如温度表、湿度表、气压表、风向风速仪、雨量计、云高仪、电场仪、雷电探测仪和能见度仪等，同时还有进行综合测量的自动气象站、气候站以及进行远距离遥测、遥感测量的高空气象探测雷达、天气雷达、无线电经纬仪、风廓线仪、微波辐射计、激光测风雷达等仪器设备。测量和判别天气现象的仪器，如降水识别器、路面结冰识别器、烟雾识别器、雷电报警装置等也属于气象仪器。

“测试”可认为是一个复合词，即测量和试验。“测量”，在国家质量技术监督局发布的标准 JJF1001-1998，《通用计量名词术语定义》中的定义为“以确定量值为目的的一组操作”。根据《现代汉语词典》的解释，“试验”是“为了查看某事的结果或某物的性能而从事的某种活动”。显然，“测试”既要确定被测试对象所测量值的准确性，又要给出其他测量性能是否符合要求的结论。因此，“测试”是一个很广泛的概念。

目前，对气象仪器原理和应用方面的研究已很深入和全面，并出版了多种书籍，同时还有定期出版的气象仪器装备方面的刊物。对于气象仪器的计量检定，国家质量技术监督局已经颁布了几十种针对气象仪器的《检定规程》。但很少见到气象仪器鉴定、测试方面的书籍和报导。本书将在研究气象仪器及其传感器静态特性和动态特性的基础上，针对其测量原理，分析在业务使用、检定、校准和测试中的误差来源。同时针对气象要素变化的基本特性以及天气学、气候学对气象观测的要求，探讨对气象仪器进行静态测试、动态试验的方法，进而对气象仪器的出厂验收、检验及对新研制或革新改造的气象仪器能否投入业务使用给出判定的依据。

本书的重点在于探讨气象仪器及其传感器的测试技术。为此，将首先概述主要气象测量仪器和传感器的工作原理，在此基础上引出测量误差的来源，以作为制定测试方法和进行试验设计的依据。同时，根据气象仪器测试与计量检定的不同要求，论述它们之间的区别与联系，从而说明测试与计量检定是在气象仪器研究、设计、制造、业务使用以至淘汰的不同阶段或不同应用场合所做的工作。气象仪器测试技术是区别于计量检定和校准的一个全新的技术领域。

对气象仪器整体性能的测量和试验,通常包括静态特性、动态特性、可靠性、维修性、电气性能、安全性、稳定性及环境适应性等。本书所论述的测试技术只限于气象仪器的测量性能,包括静态特性和动态特性,不包括其他方面的具体技术内容,但对气象仪器的整体合格判定的项目、要求和方法进行了探讨。

由于目前对气象雷达、风廓线仪、无线电经纬仪、微波辐射计等采用遥测、遥感方式的测量设备,其测试技术还处于研究阶段,测试方法尚不成熟。因此,本书目前的主要内容主要针对地面气象测量仪器和探空仪及其高空风测量方法。另外,由于辐射测量仪器的试验方法尚不成熟,也没有收录。待时机成熟后,再对辐射仪器和高空探测设备的测试方法进行补充。

本书引用了国家军用标准 GJB6556.1~6556.8-2008,《军用气象装备定型试验方法》的相关内容,并得到了该标准起草人,中国白城兵器试验中心张玉存高级工程师的具体指导,特在此表示感谢。

参加本书编写的有:

中国气象局气象探测中心:赵培涛,杨荣康,陈曦,胡姮,刘凤琴,王緬,郭启云,王海深,王柏林。

总参气象水文局:张志杰,王卫平。

中国白城兵器试验中心:杨健,李清,赵士伟。

北京市气象局:李书严。

由于气象仪器测试是一项新技术,作者水平所限,不足之处在所难免,恳求读者批评指正。

作者

2010年3月

目 录

前言

第1章 地球及其大气的基本特性	(1)
1.1 太阳和地球	(1)
1.2 大气窗口	(3)
1.3 地球重力场	(5)
1.4 地球大气基本参数和状态方程	(8)
1.5 地面和近地层大气参数	(12)
1.6 空中大气参数	(20)
1.7 天气现象	(25)
第2章 气象仪器的测量特性	(29)
2.1 静态特性	(29)
2.2 动态特性	(33)
2.3 稳定性	(38)
2.4 影响特性	(40)
2.5 整机输出特性	(41)
2.6 测量性能指标及要求	(42)
第3章 气象仪器和观测方法	(45)
3.1 温度测量	(46)
3.2 湿度测量	(51)
3.3 气压测量	(66)
3.4 地面风测量	(77)
3.5 降水测量	(88)
3.6 云高测量	(95)
3.7 能见度测量	(99)
3.8 地面气象综合观测	(104)
3.9 空中温压湿探测	(115)
3.10 空中风探测	(138)
第4章 气象要素的测量标准	(159)
4.1 温度测量标准装置	(159)
4.2 湿度测量标准装置	(163)

4.3	气压测量标准装置	(175)
4.4	风速测量标准装置	(181)
4.5	雨量测量标准装置	(187)
第5章	气象仪器的静态测试	(189)
5.1	检定、校准和测试	(189)
5.2	静态测试的方法和要求	(191)
5.3	静态测试的数据处理	(199)
5.4	静态测试的结果评定	(205)
5.5	静态测试结果的不确定度	(207)
5.6	主要传感器的测试方法和要求	(210)
5.7	稳定性试验	(223)
5.8	影响特性试验	(224)
5.9	静态测试的误差计算实例	(225)
第6章	地面气象仪器的动态试验	(233)
6.1	动态比对试验的目的	(233)
6.2	静态和动态测试结果的不一致性	(234)
6.3	天气学和气候学对观测数据的要求	(236)
6.4	气象仪器的动态测量误差	(238)
6.5	气象观测数据的可比较性	(239)
6.6	动态试验的方法和要求	(241)
6.7	动态试验的数据分析和处理	(259)
6.8	动态试验的结论	(269)
6.9	动态试验数据和分析方法举例	(271)
第7章	探空仪的动态试验	(275)
7.1	基本要求	(275)
7.2	地面基值测定	(279)
7.3	施放及数据文件要求	(281)
7.4	比对施放试验	(282)
7.5	比对施放的数据处理	(285)
7.6	以探测高度反算气压	(292)
7.7	辐射误差及其试验	(299)
7.8	动态试验数据的综合评估	(303)
第8章	空中风测量方法的试验	(311)
8.1	空中风探测的标准设备	(311)
8.2	空中风测量方法试验的数据录取	(312)
8.3	对测风定位数据的修正和计算	(313)
8.4	风向风速的矢量运算和平滑处理	(317)
8.5	对气球定位方法的试验	(323)
8.6	对遥感测风设备的试验	(325)

第 9 章 气象仪器的整体合格判定	(333)
9.1 气象仪器的整体技术要求	(333)
9.2 外观和结构检查	(334)
9.3 可靠性试验	(335)
9.4 维修性试验	(346)
9.5 环境适应性试验	(349)
9.6 气象仪器的整体性能试验	(364)
9.7 气象仪器的整体综合性能评定	(370)
主要参考书目	(371)

第1章 地球及其大气的基本特性

气象仪器是测量气象要素和天气现象的一类仪器,要对气象仪器进行试验测试,了解其测量对象的特性是非常重要的。而在对气象仪器进行试验测试时,尤其是动态试验,太阳和地球的状态,云、雨、雷、电及太阳和周围物体的辐射等也对试验结果产生影响。因此,在研究气象仪器的特性及其测试技术时,必须具备地球、太阳、大气环境等基本知识。

1.1 太阳和地球

1.1.1 太阳高度角和方位角

在进行地面和高空探测仪器的辐射误差试验时,必须计算太阳高度角,有时也需要知道太阳方位角。由于地球自转轴与赤道平面成 56° 角,在围绕太阳公转时,太阳的直射位置在北纬和南纬 $23^\circ 27'$ 之间来回变化。在同一地点,即使相同的日期和时间,太阳方位角和高度角也是不同的。

在天文学中,为了简单直观地描述天体与地球的关系,提出了一个天球的概念。太阳方位角和高度角的计算就是基于天球模型的定义来确定的。

天球模型假设以观察者的眼睛为球心,做一个无穷大的正球体,将所有天体包括太阳投影到天球的球面上,这样,天体的具体位置就可以用其在天球上的投影所代替。

基于天球理论,太阳高度角和方位角可以推导为太阳赤纬,观测地点地理纬度和观测时刻太阳时角的函数。

太阳高度角用公式(1.1)计算。

$$h_\theta = \arccos(\sin s_w \sin w + \cos s_w \cos w \cos t) \quad (1.1)$$

式中 h_θ 为太阳高度角($^\circ$); s_w 为太阳赤纬($^\circ$), w 为观测地点的地理纬度($^\circ$); t 为观测时刻太阳时角($^\circ$)。

太阳方位角 A 可以用公式(1.2)计算。

$$A = \arcsin\left(\frac{\cos s_w \sin t}{\cos h_\theta}\right) \quad (1.2)$$

公式(1.1)和公式(1.2)中的时角 t 可用公式(1.3)进行计算。

$$t = (C_T + L_C + E_Q - 12) \times 15^\circ \quad (1.3)$$

公式(1.3)中, C_T 为地方标准时,又称为时区时。以中国为例,以东经 120° 的地方时为地方标

准时,称为北京时。 L_c 为以时间表示的经度修正值,每度对应的时间为4 min,如果地方子午圈在标准子午圈的东边,则 L_c 为正,反之为负; E_Q 为真太阳时与地方平均太阳时之差,用公式(1.4)进行计算。

$$E_Q = 0.0028 - 1.9857\sin(\theta_0) + 9.9059\sin(2\theta_0) - 7.0924\cos(\theta_0) - 0.6882\cos(2\theta_0) \quad (1.4)$$

公式(1.4)中, θ_0 用公式(1.5)进行计算。

$$\theta_0 = 2\pi \times 57.3 \times (N + \Delta N - N_0) \quad (1.5)$$

公式(1.5)中, N 为按天数顺序排列的积日。1月1日为0,2日为1;其余类推。

ΔN 为积日修正值,用公式(1.6)计算。

$$\Delta N = (\pm(D + M/60) \times 15 + S + F/60)/24 \quad (1.6)$$

公式(1.6)中, D 为观测点经度的度值, M 为分值,东经取负号,西经取正号。 S 为观测时刻的小时值, F 为分钟值。

公式(1.5)中的 N_0 用公式(1.7)进行计算。

$$N_0 = 79.6764 + 0.2422 \times (Y - 1985) - \text{INT}(0.25 \times (Y - 1985)) \quad (1.7)$$

公式(1.7)中, Y 为年份。

赤纬 S_w 可用公式(1.8)计算。

$$S_w = 0.3723 + 23.2567\sin(\theta_0) + 0.1149\sin(2\theta_0) - 0.1712\sin(3\theta_0) - 0.7580\cos(\theta_0) + 0.3656\cos(2\theta_0) + 0.0201\cos(3\theta_0) \quad (1.8)$$

公式(1.8)中, θ_0 用公式(1.5)计算。

在计算太阳高度角和方位角时没有考虑到大气对太阳光的折射,且是以太阳中心为测量点的值,由于太阳本身的视张角大约为 0.5° ,实际的计算误差并不大。

1.1.2 日落和日出

太阳从东方升起时,其上边沿与地平线相接的瞬间称为日出,当时的时刻称为日出时间;太阳西下时上边沿与地平线相接的瞬间称为日落,当时的时刻称为日落时间。由于大气对光的折射和散射作用,早晨太阳中心还在地平线 7° 以下时,天空就开始发亮了;同理,日落以后天空还有一段时间是明亮的,要到太阳中心落到大约地平线 7° 以下,天才会逐渐黑下来。因此,日落与天黑、日出与天亮并不是一回事。在需要了解日落和日出时间时,可以用计算太阳高度角的公式进行计算。

日出和日落的时间通常不需进行计算,目前计算机网络上有很多万年历都有日落日出时间可以直接查取。

1.1.3 太阳辐射

太阳辐射光谱的波长范围很广,在大气的上界,阳光还没有被空气吸收时,其能量主要集中在 $0.15 \mu\text{m} \sim 4 \mu\text{m}$ 之间。其中可见光区的波长为 $0.4 \mu\text{m} \sim 0.76 \mu\text{m}$,它的能量约占整个光谱范围的50%;红外光区约占43%;紫外光区约占7%。太阳最大辐射照度的波长为 $0.765 \mu\text{m}$ 。至地面,经大气吸收,太阳光谱的范围几乎没有改变,只是在大于 $0.5 \mu\text{m}$ 波长后有几个氧气和水汽吸收带,在吸收带上,相应波长光的衰减较大。

大气上界和地面的太阳辐射光谱和辐射照度如图 1.1 所示。

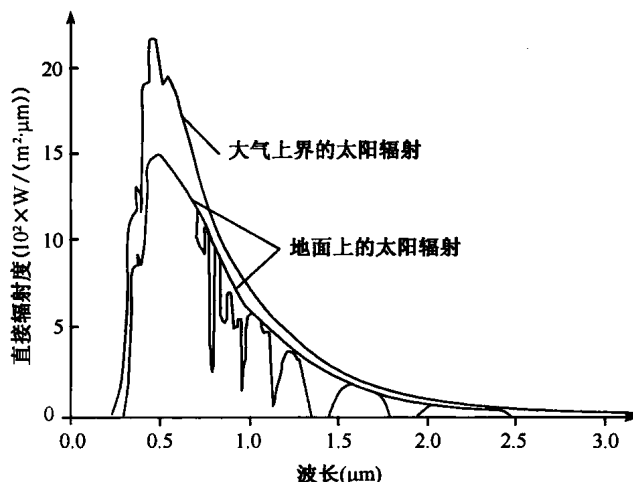


图 1.1 大气上界和地面的太阳辐射光谱

大气对太阳光谱各种波长的吸收率相差很大。在 $0.29\ \mu\text{m}$ 以下的紫外辐射几乎全部被吸收；在可见光区，大气的吸收很少，只有较弱的几个吸收带，而在红外光区则有几个较强的吸收带。大气中吸收太阳辐射的主要成分是氧气、臭氧和水汽，占大气 78% 的氮气几乎不吸收太阳辐射。二氧化碳、甲烷、氧化氮等在空气中的含量很少，对太阳辐射只有极少的吸收，即太阳辐射大部分都投射到了地面上。而地面吸收太阳的辐射后会变为红外向上辐射。近地层温度的升高主要是空气吸收了地面红外辐射的结果，这就是空气在对流层顶以下，越往上温度越低的原因。平流层的温度受臭氧等吸收太阳辐射的影响，温度有逐渐升高的趋势，但有较大的波动。

由于气温是空气分子平均动能的体现，而在平流层以上空气已很稀薄，大约至 100 km 高度，通常就不再提气温的高低了。

1.2 大气窗口

太阳辐射在穿过大气层时，大气对一些波段的电磁波吸收较少，使太阳辐射能够顺利通过，好像给太阳辐射开了一些窗口，称为“大气窗口”。在这些“窗口”内，大气对相应波段的电磁波衰减较少，可用于从地面向上探测云、雨等目标，也可以从卫星上对大地、海洋进行遥感测量。

在 1 GHz~300 GHz 的频率范围内，晴空大气层对电磁波的透过率如图 1.2 所示。在进行微波辐射测量时，必须根据不同的用途，选择不同的工作频率。

例如，为了测量大气中水蒸汽的特性，应选择 22 GHz 的工作频率。为了从地面上遥感大气层外的各种辐射现象或者从大气层外遥感地面和云层，应选择各窗口频率作为中心工作频率。

另外，在整个微波频段，各种微波辐射测量设备、雷达、通信设备等都在使用窗口频率资源。微波辐射测量设备是无发射机的，其他大都是有发射机的，为了防止干扰，人们进行了频

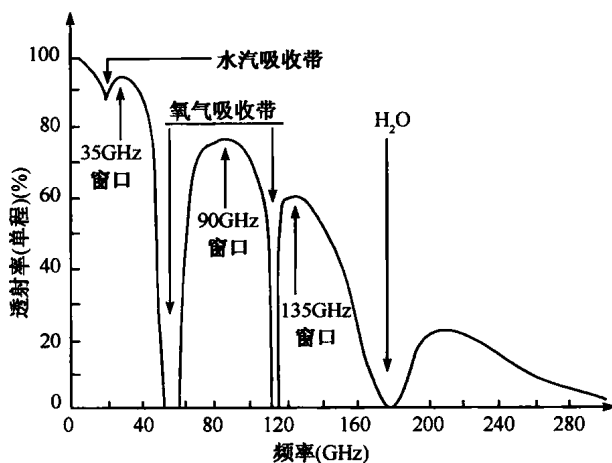


图 1.2 晴空大气层对电磁波的透过率

率分配。在其中的某些频率范围禁用发射机,以保护微波辐射测量,特别是射电天文观测仪器的正常工作。

太阳辐射波长短于 $0.3\ \mu\text{m}$ 的为紫外辐射,在地面几乎观测不到;因为 $0.2\ \mu\text{m}\sim 0.3\ \mu\text{m}$ 的紫外辐射被大气中的臭氧层吸收,只能穿透到距地面约 $50\ \text{km}$ 的高度; $0.1\ \mu\text{m}\sim 0.2\ \mu\text{m}$ 的远紫外辐射被氧分子吸收,只能到达约距地面 $100\ \text{km}$ 的高度;而大气中的氧原子、氧分子、氮原子、氮分子则吸收波长短于 $0.1\ \mu\text{m}$ 的辐射; $0.3\ \mu\text{m}\sim 0.7\ \mu\text{m}$ 的辐射在达到地面以前被选择性吸收,没有被吸收或吸收很少的太阳辐射频段即为大气“微波窗口”。

大气在吸收太阳辐射的同时也对其进行散射,达到地面时所有频段都有衰减现象,只是在窗口频率衰减较小。

水汽分子是红外辐射的主要吸收体,较强的水汽吸收带位于 $0.71\ \mu\text{m}\sim 0.735\ \mu\text{m}$, $0.81\ \mu\text{m}\sim 0.84\ \mu\text{m}$, $0.89\ \mu\text{m}\sim 0.99\ \mu\text{m}$, $1.07\ \mu\text{m}\sim 1.2\ \mu\text{m}$, $1.3\ \mu\text{m}\sim 1.5\ \mu\text{m}$, $1.7\ \mu\text{m}\sim 2.0\ \mu\text{m}$, $2.4\ \mu\text{m}\sim 3.3\ \mu\text{m}$, $4.8\ \mu\text{m}\sim 8.0\ \mu\text{m}$;在 $13.5\ \mu\text{m}\sim 17\ \mu\text{m}$ 处为二氧化碳的吸收带;在 $9.5\ \mu\text{m}$ 附近为臭氧吸收带。这些吸收带间的空隙形成一些“红外窗口”。其中最宽的红外窗口在 $8\ \mu\text{m}\sim 13\ \mu\text{m}$ 处。

$17\ \mu\text{m}\sim 22\ \mu\text{m}$ 为半透明窗口, $22\ \mu\text{m}$ 以后直到 1mm 波长处,由于水汽的严重吸收,对地面的观测者来说完全不透明。但在海拔较高、空气干燥的地方, $24.5\ \mu\text{m}\sim 42\ \mu\text{m}$ 的辐射透过率可达 $30\%\sim 60\%$;在海拔 $3.5\ \text{km}$ 高度处,能观测到 $330\ \mu\text{m}\sim 380\ \mu\text{m}$, $420\ \mu\text{m}\sim 490\ \mu\text{m}$, $580\ \mu\text{m}\sim 670\ \mu\text{m}$ 的辐射,也能观测到 $670\ \mu\text{m}\sim 780\ \mu\text{m}$ 和 $800\ \mu\text{m}\sim 910\ \mu\text{m}$ 的辐射。因此,可以利用高原条件在这些频段进行观测。

大气作为遥感测量必须经过的介质,又是遥感的对象。大气有许多对电磁波的吸收带,而这些频带又由许多根谱线组成。在这些吸收带内,同时又有强烈的辐射,这些辐射信息是进行大气遥感的基础,利用它可以进行大气遥感测量,得到大气不同层次的温度和湿度数据。在大气的各个吸收带之间,则可以通过这些“窗口”对远距离的目标进行测量。在进行雷达、风廓线仪、微波辐射计、探空仪等试验时必须了解和掌握这方面的知识。

常用的红外吸收带和主要用途有:

二氧化碳吸收带,中心波长在 $1\ \mu\text{m}$, $4.3\ \mu\text{m}$ 和 $15\ \mu\text{m}$,用于遥感大气的温度层结。

水汽吸收带,中心波长在 $6.3\ \mu\text{m}$ 和 $20\ \mu\text{m}$,用于遥感大气的湿度层结。

氧气吸收带,中心波长在 $2.53\ \text{mm}$ 和 $5\ \text{mm}$,用于遥感大气的温度层结。

$3.0\ \text{cm}$, $1.55\ \text{cm}$ 和 $8.0\ \text{mm}$, $3.3\ \text{mm}$ 和 $1.4\ \text{mm}$ 的水汽微波窗口主要用于从空间遥感云、雨、海洋和大陆。

1.3 地球重力场

大气中的任何物体都受到地心引力的影响。重力实际上是地心引力和地球自转离心力的矢量和。在两极,地球的自转显现不出来,只有地心引力而没有离心力,越是接近赤道,地球的自转离心力越大。

在施放气球时,气球克服重力做功产生上升运动,其上升的速度与重力加速度有关。而大气压本身也是地心引力和地球自转离心力对空气综合作用的结果。因而,用气压计算的高度与当地的重力加速度有关,称为“位势高度”(gpm),它并不是用计量单位“米”(m)表示的几何高度。在地球的不同纬度,位势高度与几何高度的对应关系是不同的,可用图 1.3 表示。

在两极,位势高度与几何高度是相同的,越接近赤道两者的差距越大。由于空气在等位势面上所受的力相同,对于空气来说没有重力分量,沿着等位势面运动的物体不克服重力做功,往往具有相同的性质,所以,在气象学领域通常用等位势高度上的气象参数进行天气形势分析,即通常用等压面来研究大气运动的规律和特性。

在研究地球的重力场时,通常不考虑地球本身的形状,而假设为一个闭合曲面,叫做大地水准面。大地水准面并不是一个圆球面,赤道半径比两极半径约大 $21\ \text{km}$ 。大地水准面是一个等位势面,若令大地水准面上的重力位势差为零,则在 z 高度上的重力位势 Z 可用公式(1.9)表示。

$$Z = \int_0^z g dz \quad (1.9)$$

即重力位势等于由海平面提升单位质量至高度 H 所做的功,即单位质量相对于平均海平面的位能。习惯上以位势高度 H 表示重力位势的大小,并定义:

$$H = \frac{1}{g_0} \int_0^z g dz \quad (1.10)$$

式中 $g_0 = 9.80665\ \text{m/s}^2$, g 为当地的重力加速度, z 为气层的厚度。

应该说明的是, g_0 只是重力位势两个单位“gpm”与“J/kg”间的换算因子,即 1 gpm 相当于 $9.80665\ \text{J/kg}$ 。而在一些教科书上,往往把北纬 45° 海平面的重力加速度称为标准重力加速度,且规定为 $9.80665\ \text{m/s}^2$ 。其实,北纬 45° 海平面的标准重力加速度为 $9.80616\ \text{m/s}^2$ 。但直到目前,仍把 $9.80665\ \text{m/s}^2$ 习惯称为标准重力加速度,是不符合其含义的。

1.3.1 重力加速度

重力加速度随地理纬度不同,在进行与重力加速度有关的气象仪器测试和试验时,试验地

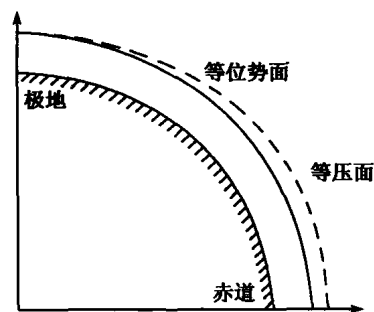


图 1.3 位势高度与几何高度的对应关系

点重力加速度的准确数值应由测绘部门用重力测量仪器进行实际的测量。

世界气象组织《气象仪器与观测方法指南》中提供了较为准确的计算公式,在要求不是很严格的场合,可以用公式计算当地的重力加速度。

应先用公式(1.11)计算当地海平面的重力加速度。

$$g_0 = 9.80616(1 - 0.0026373\cos(2\phi) + 0.0000059\cos^2(2\phi)) \quad (1.11)$$

式中 g_0 为地球海平面的平均重力加速度(m/s^2),相当于北纬 45° 海平面的值; ϕ 为当地的地理纬度($^\circ$)。

重力加速度对于不同地理环境是不同的,在陆地站的任意给定点,可用公式(1.12)计算。

$$g = g_0 - 0.000003068H + 0.000001118(H - H') \quad (1.12)$$

式中 g 为当地的重力加速度(m/s^2); g_0 为用公式(1.11)计算的当地海平面的重力加速度(m/s^2); H 为测量点的海拔高度(m); H' 为以测量点为中心,半径 150 km 范围平均海拔高度(m)。

在海上,若海拔高度不超过 10 km,用公式(1.13)计算。

$$g = g_0 - 0.000003068H + 0.000001118(D - D') \quad (1.13)$$

式中 D 为测量点下的水深(m); D' 为以测量点为圆心,半径 150 km 范围内的平均水深(m)。

若测量点在海岸或靠近海岸用公式(1.14)计算。

$$g = g_0 - 0.000003068H + 0.000001118(H - H') - 0.00000688(1 - \alpha)(D - D') \quad (1.14)$$

式中: α 为 150 km 范围内,陆地面所占的份数。

在某些工业部门和国家压力计量检定规程中规定采用公式(1.15)计算重力加速度 g ,并且以此给出了国内主要城市的重力加速度值。

$$g = \frac{9.80665(1 - 0.00265\cos 2\phi)}{1 + 2h/R} \quad (1.15)$$

式中 ϕ 为测量地点的重力加速度(m/s^2); h 为测量地点的海拔高度(m); R 为地球半径,取 6371000 m。

由于气象部门用的气压测量仪表要求的测量误差要比工业部门小得多,通常不采用公式(1.15)。

1.3.2 位势高度

在地球重力的作用下,大气处于流体静力平衡状态,假设大气在水平方向的压强、温度、湿度变化都很小,等压面、等温面近于水平,且空气无水平运动。在这种情况下,垂直气压梯度力与重力相平衡,即流体静力平衡。气压一位势高度公式由大气静力学方程导出,其公式是:

$$\frac{dP}{dz} = -\rho g$$

其中 P 为大气压, ρ 为大气密度, g 为重力加速度, z 为几何高度。

由于高空探测通常不直接测量空气密度,用温度、气压和湿度计算空气密度的公式为:

$$\rho = \frac{P}{RT_v}$$

其中 R 为通用气体常数, T_v 为空气的虚温,由上述关系可得:

$$g dz = -RT_v d(\ln P)$$

上式变为积分形式可用公式(1.16)表示。

$$\frac{1}{g_0} \int_{z_1}^{z_2} g dz = - \frac{R}{g_0} \int_{\ln P_1}^{\ln P_2} T_v d(\ln P) \quad (1.16)$$

公式(1.16)即为以标准位势米为单位的位势高度计算公式。

公式(1.16)不便于计算,可进一步导出用高空探测所测得气压、温度和湿度计算位势高度的实用公式(1.17)。

$$H_2 - H_1 = \frac{R \bar{T}_v}{g_0 \lg e} (\lg P_1 - \lg P_2) \quad (1.17)$$

其中 $\bar{T}_v$ 为 H_2 至 H_1 高度层间平均虚温,可用本章公式(1.29)计算, P_1 和 P_2 分别为与高度 H_1 和 H_2 对应的气压, e 为自然对数的底。

设 K 为气压一位势高度公式的常数,可用下式计算温度为 0°C 时的值:

$$K = \frac{R \cdot 273.16}{g_0 \lg e}$$

取 $R = 2.8705 \times 10^6$, $g_0 = 980.665$, $\lg e = 0.434294$, 则 $K = 18410.01$ 。由此可得气压-位势高度的实际计算公式(1.18)。

$$H_{P_1}^{P_2} = 18410.01 \frac{\bar{T}_v}{273.15} \lg \frac{P_1}{P_2} \quad (1.18)$$

将公式(1.18)中的温度用摄氏温度 t 表示,并将公式(1.32)的虚温算式代替虚温 T_v ,公式(1.18)可变换为公式(1.19)的形式。

$$H_{P_1}^{P_2} = 18410.01 \frac{273.15 + \bar{t}}{273.15} \lg \frac{P_1}{P_2} (1 + 0.378 \frac{\bar{e}}{\bar{P}}) \quad (1.19)$$

在实际应用时,温度 t 和水汽压 e 及计算虚温修正值所用的气压 P 都应是气层 P_1 与 P_2 间的平均值。

也可将公式(1.19)中的以 10 为底的对数改为以 e 为底的对数,用公式(1.20)计算位势高度。

$$H_{P_1}^{P_2} = 29.27096 \times \frac{273.15 + \bar{t}}{273.15} \ln \frac{P_1}{P_2} (1 + 0.378 \frac{\bar{e}}{\bar{P}}) \quad (1.20)$$

在实际探测时,探空仪给出的为温度、气压和相对湿度,公式中的水汽压 e 是计算得到的。其计算顺序是:先用温度 t 以饱和水汽压公式计算出饱和水汽压,然后用相对湿度 U 乘以饱和水汽压即可得到水汽压 e 。

在进行天气形势分析时,气象业务应用通常以等压面的气象要素和位势高度相比较,在高空探测业务中也常遇到位势高度的计算和应用问题。因此,在气象仪器的试验测试中,掌握位势高度计算的原理和方法是很重要的。

1.3.3 位势高度与几何高度间的转换

用空中温度、气压和湿度计算的位势高度与几何长度的单位量纲不同。这在气象业务应用的很多场合是不方便的。几何高度是以计量学长度单位确定的,而位势高度是与地球重力相联系,在温度、气压和湿度相同的情况下,位势高度的数值还与探空仪施放地点的重力加速度有关,且其方向是指向地心的,位势高度变换为几何长度是气象仪器试验测试经常遇到的

问题。

将位势高度换算为几何高度用公式(1.21)计算。

$$Z = \frac{r_{\varphi} H}{r_{\varphi} + H} \cdot \frac{g_{0\varphi}}{g_0} \quad (1.21)$$

由几何高度换算位势高度用公式(1.22)计算。

$$H = \frac{R_{\varphi} Z}{R_{\varphi} + Z} \cdot \frac{g_{0\varphi}}{g_0} \quad (1.22)$$

以上两式中, H 为位势高度(gpm); Z 为几何高度(m); R_{φ} 为当地的地球半径标定值, (m); g_0 为重力加速度的标称值, 取 980.665 m/s^2 ; $g_{0\varphi}$ 为当地海平面的重力加速度(m/s^2),

这里需要说明的是地球半径标定值 R_{φ} 的概念。

重力作为万有引力和地球自转离心力之矢量和, 具有一定的位势, 称为重力位势。这个势可用一个均匀球的势所代替, 在均匀球表面上的万有引力在数值和方向上, 都等于地球表面的万有引力, 若假设地球为这样的球, 其半径的值就是地球半径标定值。在两极, 由于地球的自转角速度为零, 没有离心力, 而赤道的离心力最大, 在实际的地球表明并不是这种情况。因而, 地球半径标定值是一个虚拟的概念, 只在位势高度与几何高度的转换中使用。

地球半径标定值并不等于地球的实际半径, 其数值随地理纬度不同而改变, 可用公式(1.23)计算。

$$r_{\varphi} = \frac{2g_{0\varphi}}{3.085462 \times 10^{-6} + 2.27 \times 10^{-9} \cos 2\varphi} \quad (1.23)$$

式中 r_{φ} 为纬度为 φ 处的地球半径标定值(m); $g_{0\varphi}$ 为纬度为 φ 处的重力加速度(m/s^2); φ 为当地的地理纬度($^{\circ}$)。

1.4 地球大气基本参数和状态方程

了解标准大气的基本参数, 对高空探测仪器的试验测试是至关重要的。在对测试数据的理论分析和处理时, 都需要了解大气各要素之间的关系和大气的状态方程。

1.4.1 理想气体的状态方程

对于质量为 m 、摩尔质量为 M 、气压为 P 、体积为 V 及温度为 T 的理想气体, 其状态方程可用公式(1.24)表示。

$$PV = \frac{m}{M} R^* T \quad (1.24)$$

式中 R^* 为普适气体常数, 取值为 $8.31 \text{ J/mol} \cdot \text{K}$ 。

公式(1.24)可以变换为公式(1.25)的形式。

$$P = \frac{m}{V} \frac{R^*}{M} T \quad (1.25)$$

令 $R = \frac{R^*}{M}$ 并称为比气体常数($\text{J/kg} \cdot \text{K}$), 由于 $\rho = \frac{m}{V}$, 为气体的密度, 则理想气体的状态方程可用公式(1.26)表示。

$$P = \rho R T \quad (1.26)$$

1.4.2 干空气状态方程

大气中许多气体在温度不太低、压强不太大的情况下都可以看作理想气体所组成的混合气体。设有 n 种不同理想气体混合成质量为 m 千克, 体积为 V , 温度为 T 气体, 由道尔顿分压定律可知:

每一种气体所占的体积为 V ; 混合气体的总压强等于各自分压强之和, 为:

$$\sum_{i=1}^n P_i = P_d$$

由于每一种气体成分都满足状态方程, 因此, 对于第 i 种气体成分有:

$$P_i V = \frac{m_i}{M_i} R^* T$$

式中 P_i 、 m_i 、 M_i 分别表示第 i 种气体的分压强、质量与摩尔质量。将 n 种气体的成分相加得到:

$$V \sum_{i=1}^n P_i = R^* T \sum_{i=1}^n \frac{m_i}{M_i}$$

设 $\bar{M}$ 为干空气的平均摩尔质量并令:

$$P_d V = \frac{m}{\bar{M}} R^* T$$

其中 P_d 为干空气的压强, 干空气的平均摩尔质量 $\bar{M} = 1 / \sum_{i=1}^n \frac{m_i}{m} \frac{1}{M_i}$, 因此, $R_d = \frac{R^*}{\bar{M}} = 287.05 \text{ J}/(\text{kg} \cdot \text{K})$, 称为干空气的比气体常数。

故干空气的状态方程可写为公式(1.27)的形式。

$$P_d = \rho_d R_d T \quad (1.27)$$

式中 ρ_d 为干空气的密度。

1.4.3 湿空气状态方程

湿空气理解为干空气的混合物。将水汽视为理想气体, 则有:

$$e = \rho_v R_v T$$

其中 e 为空气中的水汽压; ρ_v 为水汽密度; R_v 为水汽比气体常数, $R_v = 461.495 \text{ J}/(\text{kg} \cdot \text{K})$, $R_v = 1.608 R_d$ 。

设湿空气团的气压为 P , 温度为 T , 体积为 V , 质量为 m , 其中干空气的分压为 p_d , 密度为 ρ_d , 质量为 M_d , 水汽的分压为 e , 密度为 ρ_v , 湿空气密度可表示为:

$$\rho = (m_d + m_v)/V = \rho_d + \rho_v$$

利用干空气状态方程及水汽状态方程 $e = \rho_v R_v T$, 可将其式改写为:

$$\rho = \frac{(P - e)}{R_d T} + \frac{e}{R_v T}$$

将 $R_v = 1.608 R_d$ 代入得:

$$P = \frac{\rho R_d T}{(1 - 0.378 e/P)}$$

由于空气中的实际水汽压 e 远小于大气压 P , 将上式展开, 并略去高阶小项, 即可得到气