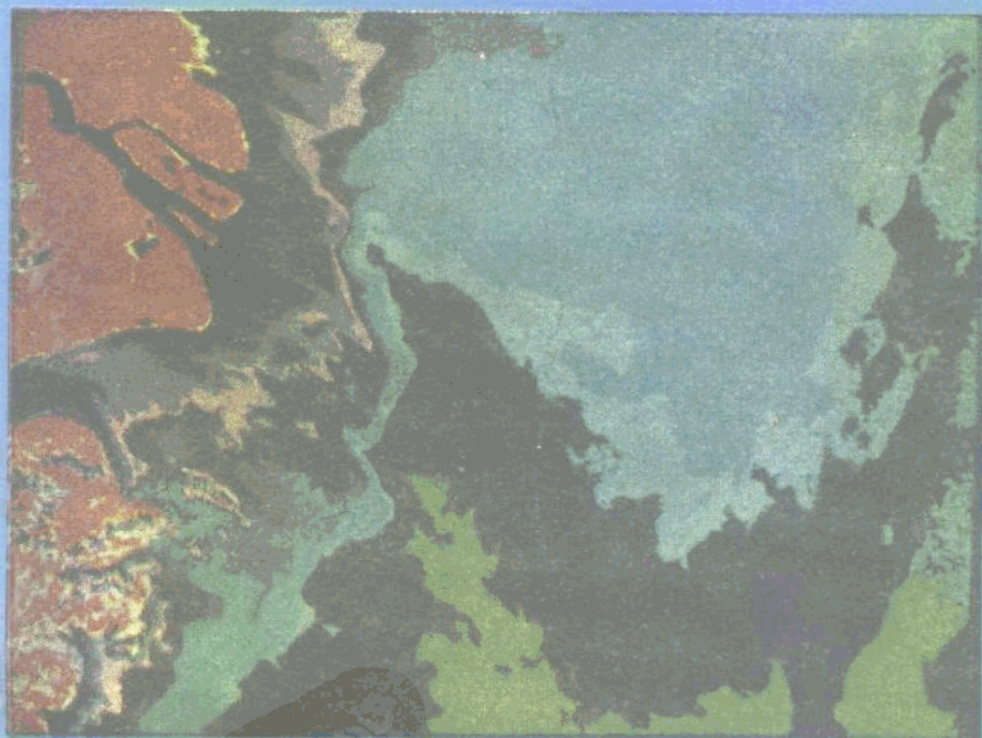


空间海洋学

[美] R. H. 斯图尔特 著



海洋出版社

序

我国有辽阔的海域,开发海洋、监测海洋环境和维护海洋权益乃是当务之急。为此,发射我们自己的海洋卫星是很有必要的。目前,我国正在积极开展卫星资料的海洋应用研究,急需有一本对海洋遥感技术及其应用作系统论述的中文书。由于我国在这方面的研究工作尚落后于世界先进国家,因此以翻译国外专著为好。

本书作者 Robert H. Stewart 博士在世界著名的斯克里普斯海洋研究所负责遥感研究工作,并在与遥感技术密切有关的加州理工学院喷气推进实验室(Jet Propulsion Laboratory)兼职。他是美国将要发射的海洋卫星“TOPEX”的科学技术总负责人,在国际海洋遥感界享有相当威望。这本书全面、系统地阐述了空间海洋学的基本内容和本学科的发展方向,对有关专业研究者的工作有重要的参考与指导意义。这本译著的出版,必将促进我国海洋事业的发展。

苏纪兰

1989年10月26日

译 者 的 话

几个世纪以来,海洋学由于受到时、空度量上的限制,进展缓慢。空间海洋学作为一门新兴的边缘学科,以跨越学科界限的新范式,新思想,新理论,新技术促进海洋学的发展。多维的视野、全方位的态势和准确、快速的信息,使海洋学获得突破性的进展,揭示了许多有重大科学意义的全球性的海洋现象,使某些长期以来一直模糊不清的认识正在得到解决。

原著于1982年写成初稿,几经补充,修改于1985年出版。它全面、系统地总结该领域20年来的科研成果,在理论与实验工作的基础上归纳了本学科的基本内容和发展方向。

本书第一章至第五章由徐柏德翻译,沙兴伟、林寿仁校对;第六章至第七章由沙兴伟翻译,徐柏德、林寿仁校对;第八章至第九章及第十四章至第十六章由沙兴伟翻译,徐柏德校对;第十章至第十三章由徐柏德翻译,沙兴伟校对。

本书译稿工作中得到苏纪兰教授的指导和帮助,特表示深切的谢意,也感谢仰红、方斌华、张美秀同志帮助工作。

限于水平,译文中难免有错误和不妥之处,欢迎读者批评、指正。

原版序言

在过去的十年内,已经把用于研究地球和行星的许多电磁技术应用于研究海洋。这些技术在许多著作中都描述过,又几乎都在不断地渗透到海洋领域。随着海洋研究工作的迅速发展,这些技术都已进入使用阶段。

在本书中,我力图阐明从无线电波到光波段的电磁辐射与大气和海洋的相互作用原理;叙述利用这些相互作用去研究海洋的技术;综述目前正应用的仪器和卫星的类型;检验测量精度和用途。在书中,我特别侧重于表面测量和遥远观测的比较试验,而不是理论研究;强调卫星技术,并不是排斥海岸测量及航空测量,因为这些测量常常与空间的测量相同,所不同的仅是卫星技术更方便些。本书没有深入描述仪器和由此得到的信息处理结果,而详细地介绍了足以使读者(使用者)理解那些对资料用途或分析方面有影响的内容。

虽然我列举了有利于海洋研究的卫星资料的例子,但没有详细地描述它对海洋学的特殊贡献。卫星仅仅是一个平台,它描述海洋并不比船只调查海洋更灵敏。两种平台都携带有效的仪器,两者都对海洋学有贡献,但是对海洋认识中的每一个进展都是理论和各种方式观察相结合的结果。本书是海洋学教科书的合适题材。

书中的解释将采用一些熟知的物理性质、计算方法和傅里叶变换理论,但物理过程的描述要比精确的数字表达多。这是为了使各专业的科学技术工作者更有兴趣地把卫星技术应用到自己的工作中去。

各章节使用的符号大多是常用符号,但这些符号容易混淆,因为资料来源于物理海洋学、气象学、行星学、天体物理学、光学和无线电科学等各个领域。因此,相同的或者相似的词汇、术语、符号,有时所对应的概念殊不相同。为了减少不必要的麻烦,我定义了合理的术语,且给出单位及一些可能的数值。

在参考文献中,我引证了一些有用的资料,特别是能清楚地解释概念的那些资料,避免写空洞报告、会议录及技术文件,大部分内容是其他著作中没有的。虽然我不希望削弱首先发展本书描述的技术的科技人员们的作用,但我仍没有去追溯早期的情况。

在本书的准备过程中,许多同事给予帮助,特别感谢 Walter Munk 和 William Nierenberg,没有他们的支持鼓励,本书是不可能完成的。同样,衷心地感谢那些帮助作了评论的人们,其中有 W. Alpers, K. Baker, R. Bernstein, F. Carsey, M. Chahine, B. Douglas, B. Farmer, K. Kelly, J. Marsh, E. Njoku, C. Paulson, R. Stevenson, Y. Yasuda, and C. Wunsch. 感谢 Ruth Zdvorak 帮助绘图和 Elaine Blackmore 帮助打印、校对及排字。本工作普遍地得到海军研究办公室, Scripps 海洋研究所研究生部以及通过对加州理工学院喷气推进实验室签订合同的 NASA 等单位的支持。

R. H. S.

目 录

第一章 引言	(1)
1.1 为什么要遥感海洋?	(1)
1.2 与本书有关的著作	(5)
第二章 海表面和上层空气的特性	(7)
2.1 海洋上方的气流	(8)
2.2 海洋波浪谱	(13)
2.3 表面流	(18)
第三章 电磁辐射	(22)
3.1 电磁辐射性质	(22)
3.2 辐射波段名称	(25)
3.3 辐射测量单位和术语	(28)
3.4 黑体辐射	(31)
3.5 天然辐射源	(33)
3.6 基尔霍夫定律	(34)
第四章 大气吸收	(35)
4.1 气体影响	(35)
4.2 电离层影响	(39)
4.3 辐射传递方程	(43)
4.4 大气传输	(45)
第五章 大气散射	(50)
5.1 单个粒子的散射:米氏散射	(51)
5.2 粒子的采集	(55)
5.3 粒子的辐射传递	(57)
5.4 粒子的集合效应	(59)
第六章 辐射与表面的相互作用	(63)
6.1 菲涅耳反射系数	(63)
6.2 表面介电常数	(66)
6.3 在边界上的辐射传递	(73)
6.4 粗糙表面	(74)
第七章 可见光观测	(76)
7.1 仪器	(76)
7.2 海面特征观测	(80)
7.3 海洋水色和叶绿素浓度	(87)

7.4	大气对海洋水色观测的影响	(91)
7.5	海洋水色的卫星观测	(96)
第八章	红外辐射观测	(98)
8.1	仪器	(98)
8.2	大气中的误差源	(103)
8.3	消除大气的影响	(104)
8.4	海面引起的误差	(109)
8.5	海洋观测	(111)
8.6	辐射计算	(115)
第九章	无线电频率辐射观测	(118)
9.1	天线分辨率	(118)
9.2	天线增益和接收功率	(121)
9.3	辐射计	(123)
9.4	无线电发射源	(126)
9.5	辐射计观测海洋	(129)
9.6	雨的观测	(133)
第十章	海洋无线电波散射理论	(137)
10.1	散射截面	(137)
10.2	镜点散射理论	(139)
10.3	共振散射	(140)
10.4	组合表面散射	(142)
10.5	理论与测量比较	(143)
第十一章	海面十米波段无线电波散射	(146)
11.1	无线电波散射理论	(146)
11.2	脉冲多普勒雷达观测散射	(148)
11.3	接收天线及合成孔径雷达的概念	(151)
11.4	超视距雷达	(152)
11.5	高频(HF)散射观测海洋	(153)
第十二章	海面厘米波的散射	(158)
12.1	观测平均散射截面积及其与风的相关性	(158)
12.2	观测风速的误差	(161)
12.3	星载散射计	(165)
第十三章	合成孔径雷达	(171)
13.1	工作原理	(171)
13.2	合成孔径雷达数据处理	(176)
13.3	星载合成孔径雷达	(178)
13.4	目标运动的影响	(180)
13.5	海洋波浪图像	(181)
13.6	海洋的卫星图像	(188)

13.7	宽频带雷达观测波浪	(198)
第十四章	卫星测高	(200)
14.1	海洋起伏和大地水准面	(200)
14.2	卫星高度计	(202)
14.3	高度计误差	(205)
14.4	高度计观测大地水准面	(211)
14.5	海洋面起伏和表面流	(214)
14.6	高度计观测海洋	(216)
第十五章	轨道	(222)
15.1	坐标系	(222)
15.2	低高度卫星绕着地球运动	(225)
15.3	一些特殊轨道	(229)
15.4	精确轨道	(232)
15.5	卫星轨道精度	(234)
15.6	卫星轨道潮汐	(236)
第十六章	卫星系统	(238)
16.1	卫星的名称	(238)
16.2	美国观测地球的主要卫星系列	(238)
16.3	卫星装置	(245)
16.4	数据处理和传输系统	(247)
16.5	资料来源	(249)
16.6	资料收集系统	(251)
参考文献		(253)

第一章 引言

几个世纪以来,海洋学一直依赖于在海上作业的几条船只艰难地进行有限的深海测量,而现在卫星只需花几天时间,就可进行几乎是全球性的海洋观测。但是,这些从海表面观测到的资料与今天的海洋学课题如何联系呢?卫星取样如何更好地适合海洋的时间、空间度量呢?什么样的海洋现象才能被观察到?观察方法是什么?观察精度又如何?从空间提取海洋信息应采用什么样的仪器和系统?这些问题可以通过各种文献资料找到答案。总的说来,适用于从空间观察海洋的仪器研制和部署已经由传统海洋学团体以外的单位来完成。探索研究宇宙现象的无线电天文学家首先必须了解通过大气的电磁辐射传播。行星学家使用地球上和宇宙飞船上的发射机,通过经月亮、火星、金星和水星散射回来的无线电波,论证了这样的辐射可以探测粗糙表面的实用方法。研究无线电信号传播的科学家常常应用他们周围的技术设备研究影响信号传播的现象,并把通讯噪声转变成地球物理信号。气象学家仔细地分析由卫星观察到的红外信号,表明他们能够绘制表面的热象图。科学家们注意了各种方式的电磁辐射与物质的相互作用,并利用对他们有利的这种相互作用。一方面,他们研究了粗糙表面散射和辐射的一般特性,且编制一些可以用来观察海洋表面不寻常的方法;另一方面,通过研究提出了对海洋专用仪器的设计与构造。迄今为止,这些资料表明可以测量海面风、波浪、温度、海流、浮游植物、鱼群、盐度、内波、海冰甚至海洋测深。

由于这些新的海洋观测技术常常是其他有关普通观测技术的特例,因此这些技术自然首先在海洋学文献以外的刊物中报道。这就使得对一些专业性强的技术(称为微波辐射测量术)发展状况的评价更加困难,而且海洋学家倾向于他们直接感兴趣的特殊应用的情报资料,例如海表面温度的微波测量,而不是通过大气吸收,散射的测量术的一般理论。一种技术的新用户如果不了解从专用仪器中得到资料解译的方法,那么他们就会感到十分困难,这些困难在海洋卫星上尤其突出,因为海洋卫星领域迅速发展,使得许多技术的总结工作跟不上,文件、资料的缺乏,妨碍技术的推广应用。

海洋卫星领域的迅速发展是由于受到许多因素的影响,但几个观测海洋的新卫星,特别是 Seasat, Geos-3, Nimbus-7, and Tiros-13 的设计和发射无疑是十分重要的。它是从其他卫星的传感器上提取海洋资料而发展起来的一种新技术。利用气象卫星进行红外观测,显示海表面的热象图,便是一个明显的例子。现在已经开始应用这些新卫星资料去研究海洋问题,期望这种应用得到更进一步的发展。

1.1 为什么要遥感海洋?

人们希望从空间或飞行器上研究海洋的直接原因有三个:(1)为了研究整个海盆现象需取得全球海洋图;(2)观测船舶不易到达的区域,例如冬季南极洲周围的南部海洋;(3)

采用普通方法测量有困难或不可观测到的那些方面,例如观测海洋降雨或者海表面的小波分布。

对全球或整个海盆的观测特别适用于最近崭露的两个海洋研究领域:(1)从以月为周期到以年为周期的气候以及海气相互作用;(2)海洋动力学研究和行星波或罗斯贝波以及中尺度涡流的作用。

以气象研究探索估算海洋表层热储量及与大气或由海流带往别处的热交换率。表面风、海水温度和云量分布的测量尤为重要。例如 1978 年 Namais 作图示出北太平洋海表面温度异常分布对海洋风暴位置的影响(图 1.1),并依次影响着北美上空的气候和太平洋海表面温度异常的分布,造成了北美东海岸 1976~1977 年极端寒冷的冬天。为了定量地研究这些现象,气象学家使用试图包括海洋影响的数字模型计算大气环流。为了获得成功,要求计算这些边界条件时,及时地观测随整个海盆变化的表面温度。

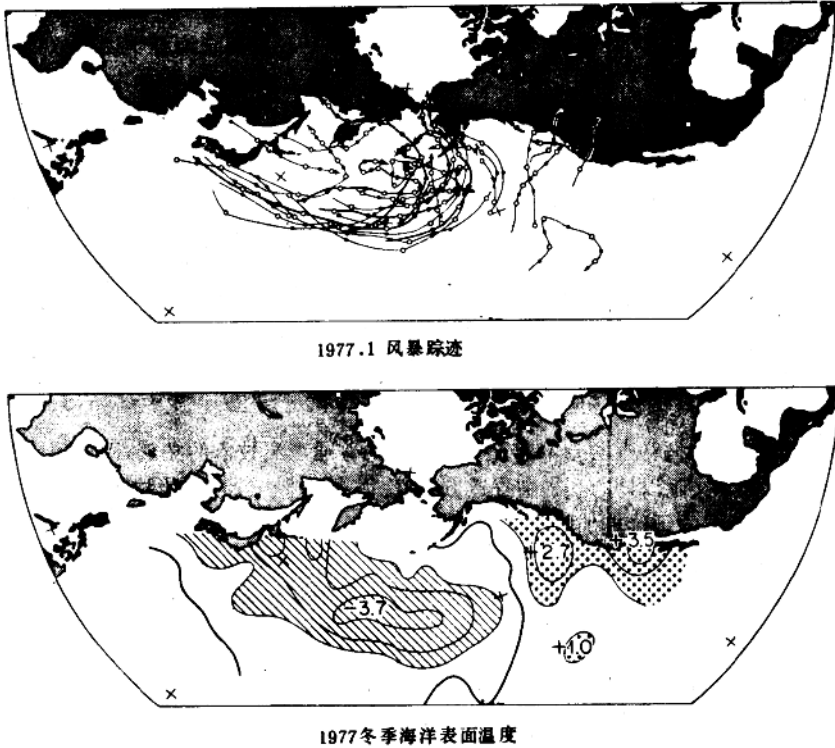


图 1.1 海表面温度对风暴的影响

(上图)北太平洋上主要海面旋风的中心路径(取自海洋气象记录,1977)。(下图)12月、1月、2月季节平均海表面温度偏差($^{\circ}\text{F}$)。阴影面积是超过 1°F (取自 Namais 1978)

海洋动力学研究要求更详细的观测。近来物理海洋学家开始认识到海洋动力学中海流起伏的重要性。就是包括远大于平均运动的所有动能的起伏的速度(图 1.2)及起伏变化是不能忽视的。但是一个多世纪以来,他们的注意力一直放在对海洋平均运动的描述上,他们所以有这样的转变是由于近 10 年的海洋学研究及所取得的进展促使的。现在许

多人正打算以波浪类型和扰动运动的分类,从而评价它在海洋动力学中的作用,估算平均运动的各种不稳定性的的重要性以及计算波动场中的相互作用。这些运动包括斜压和正压罗斯贝波(行星波),潮汐以及中尺度涡流。另外,为了理解这些运动并把这些运动参数化,就要求在各种不同条件下,以几十公里空间分辨率反复进行大面积的海洋观测(Duing, 1978)。

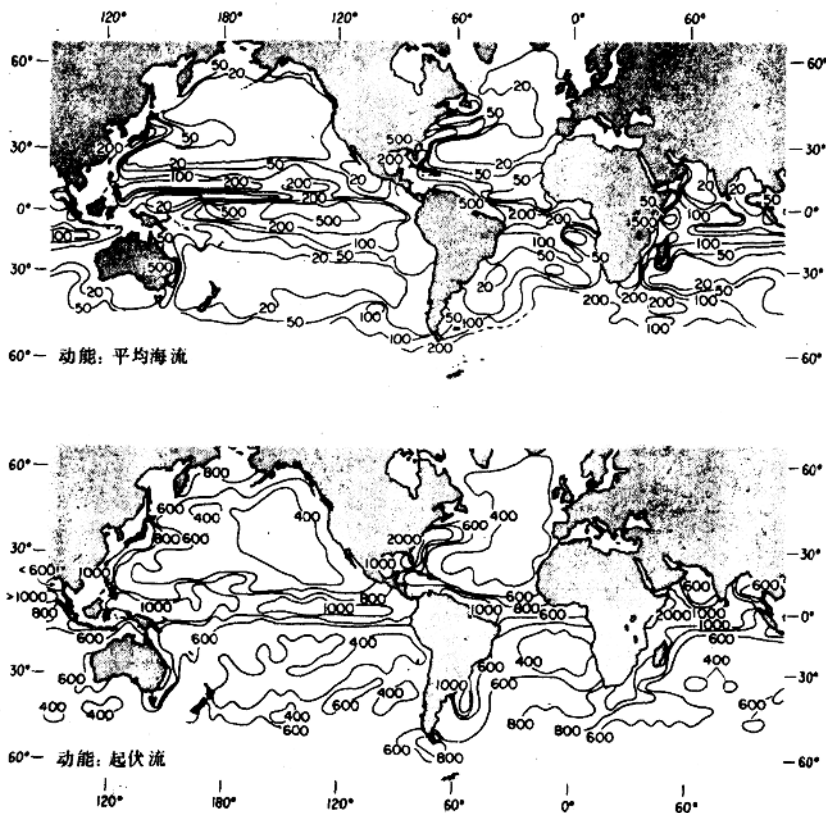


图 1.2 经纬度 5°见方面积上平均海表面流的动能(cm^2/s^2)

上图为平均流的动能;下图为起伏流的动能(取自 Wyrki Mgaard 和 Hager, 1976)

尽管他们了解海流起伏的重要性,但资料缺乏,总要妨碍对全球气候和海洋动态以及许多其他方面的海洋研究,况且他们的研究主要依赖于商船和军舰进行的几次传统式的常规观测。由于世界上的海洋船队太小,所以不能从事全球性的研究。这个局限性导致覆盖全球的观测有大的空白点,尤其在南半球,也包括太平洋中西部(图 1.3)。我们注意到(NASA, 1981),现有的收集海洋情报资料网络与大学科学工作者在小区域进行为期几天的观察而建立的气象网络相比较,显而易见海洋资料太少了,因此时常采用几个跨越国界的观测小组的情报资料来补充。每几百英里建立这样一个观测组,目的是为了测量气压及进行无线电探空观测。

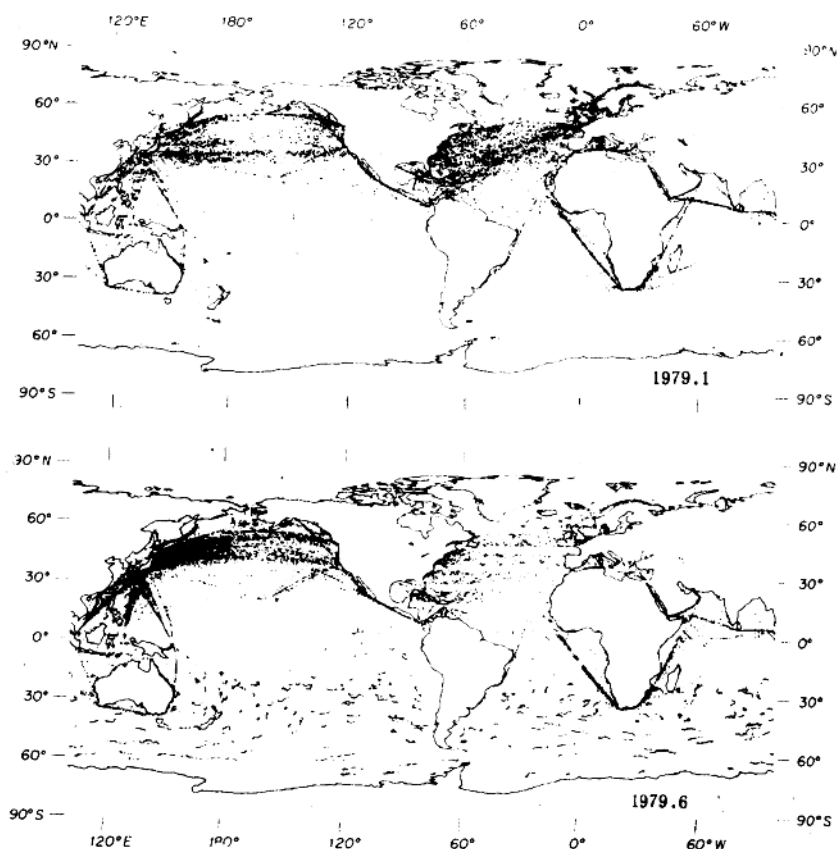


图 1.3 船、浮标及加利福尼亚,蒙特里的诺阿太平洋海洋环境组接收的海表面观测的月分布(由 Douglas McClain 绘制)

注意增加了为开展全球气候试验采用漂移浮标测得的 1979.7 南部海洋上观测,以及陆地上空出现的不正确资料

显然,由非熟练观测者进行甚至是最基本类型的可靠系统的全球观测也是不合适的。获取精确定量测量的表面海流、浮游生物、波浪高度或海-气温度差的资料是十分困难的。然而,只要时间和空间度量合适,卫星观测便可填补这些空白。

最后,当全球研究引起注意时,常常需要用海表面最小度量的参数表示法,因为这些度量给出了海-气之间的动能、热量和水的交换。海洋、大气这两大储蓄流体之间的传输性质是什么呢? 小子波和表面膜的作用是什么? 前者使边界粗糙,并扰动空气气流;后者阻尼子波和抑制水团交换。为进一步了解这些问题而计划的研究,在船上进行是有困难的,特别在风暴中,风越强,交换也越大。例如能量交换随风速三次方而变化,80 m/s 速度的台风,一天内转移到海上的能量相当于 8 m/s 的信风在三年内所转移的能量。

幸运的是,海面对无线电厘米波的散射和在某种程度上海面无线电噪声的发射都与海表面小尺度粗糙度相关,可以方便地利用它研究这些现象。事实上,关于海洋子波、子波与风速的关系、作为长波浪相位函数的子波分布以及由观测海洋微波散射得到的海洋子

波对海流的响应等方面的大部分性质是了解的。甚至更长的如十米波长的波也能加以有效研究。在本例中, 劳兰 A 系统的波长为 160 m 的无线电信号提供了深海 80 m, 波长 7 s 周期波的定向分布及其对风速的响应的最精确测量。

1.2 与本书有关的著作

至今还没有一本专门描述卫星海洋学这一课题的著作, 虽然有关遥感书籍的一些章节包括了海洋研究, 几种海洋学期刊出版专集介绍这一课题的特殊内容, 但一般都是肤浅的。这里包括有关本课题的最近的通俗书籍和专门期刊目录及其一些有益的评论。当然, 在各教科书有关章节中, 关于海洋遥感的许多特殊内容, 同样可以参考的。

Barrett, E. C. 1976. Introduction to environmental remote sensing. London; Curtis, 336 PR

该书未包括特殊技术或专用仪器的详细资料, 适用于大学肄业生。

——1974. Climatology from satellites. London; Methuen, 418 pp.

这是一本强调从卫星上获取资料的气候学书, 它很好地阐明了气象卫星资料的使用价值, 接收的卫星资料倾向于作校正用, 并未深入分析资料的精度。

Derr, V. E., ed. 1972. Remote sensing of the troposphere. Washington; U. S. Government Printing Office.

该书的许多章节包括了海洋遥感, 但内容陈旧了一点。

Ewing, G. C., ed. 1965. Oceanography from space. Woods Hole; Woods Hole Oceanographic Institution.

这是本早期的论文集, 大部分是展望未来, 确定可能作为航空海洋研究的内容, 该书显著的特点是讨论了目前存在的所有技术。

Gower, J. F. R., ed. 1981. Oceanography from space. New York; Plenum Press.

这是一本内容丰富的论文集。为第一次空间海洋学会议的 16 周年而编辑, 对 80 年代中期的空间海洋学作了总结。

Pouquet, Jean, 1974. Earth sciences in the age of satellites. Holland; D. Reidel, 169 pp.

该书包括了感兴趣的图象, 表格及许多参考资料, 并几乎提供了所有观测陆地的例子, 也有一些大气、海洋的例子。

Reeves, Robert G., ed. 1975. Manual of remote sensing. Falls Church VA; American Society of Photogrammetry, 2123 pp.

这是本内容丰富的综合手册, 包括了许多关于海洋遥感的详细资料。

Schanda, Erwin, ed. 1976, Remote sensing for environmental sciences. Berlin; Springer-Verlag, 367 pp.

该书包括了两章精彩的无线电观测海洋的内容, 但光学这章内容较为贫乏。

Slater, P. N. 1980. Remote sensing, optics and optical systems. Reading; Addison-Wesley, 575 pp.

该书全面地论述了用于遥感的光学仪器, 以及 Ulaby, Moore 和 Fung 合著本提供了扎实的卫星遥感技术的基本原理。

Swain, P. H., and Davis, S. M., eds. 1978. Remote sensing; The quantitative approach. New York; McGraw-Hill, 396 pp.

应用适合于观测陆地和农作物的可见光和红外光, 深入浅出地论述遥感技术。

Ulaby, F. T. , Moore, R. K. , and Fung, A. K. Microwave remote sensing, Active and passive.

Vol. 1. 1981. Microwave remote sensing fundamentals and radiometry. 456 pp.

Vol. 2. 1982. Radar remote sensing and surface scattering and emission theory. 608 pp.

Vol. 3. Volume scattering and emission theory, advanced systems, and applications.

Reading, Addison-Wesley. Forthcoming

这些书详细地论述无线电频率和无线电遥感基本原理。

第二章 海表面和上层空气的特性

对我们讨论的许多问题来说了解海表面、大气和海表面的边界层、海洋波浪以及表面流是十分重要的。卫星仅是观察海表层,而不是较深的水层;波浪强烈地影响海表面辐射的传播;感兴趣的海洋变化,例如海洋表面流的流速或风速需要明确地确定。但最重要的是海表层区域本身令人感兴趣,它在动力学上十分活跃,影响气候和气象,它是贸易和渔业区以及生活在沿海数百万人民越来越重要的工作和活动的场所。

从海面上刮来的风首先扰动表面层,然后开始形成小波。在较大距离范围内刮的风持续时间越长,则产生的波浪越大。在数百公里范围内,持续数天的强风会产生风暴型的大波浪。从空气吸取动能不仅形成了波浪,而且迅速地削弱海面上的风,同时建立大气边界层,并沿着海表层拖曳,产生表面海流(图 2.1)。随着时间、天数、季节的流逝,把风作的功、太阳的加热、蒸发和冷却,交织在一起,形成整个海盆流。但这过程并不就此终止,而是海流反复扰动地球热量,影响大气并促进风的形成,最后风又扰动海洋。

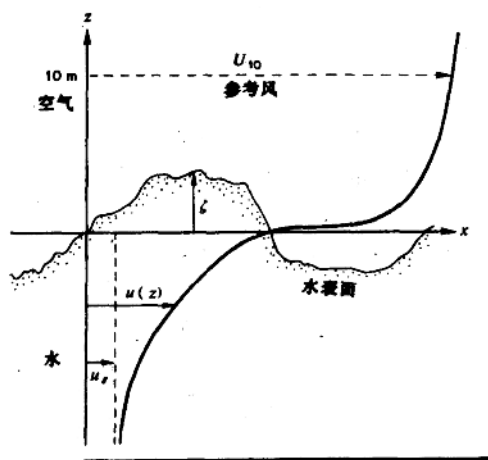


图 2.1 大气与海表面边界层示意图

表示起伏海表面附近海风和海流二者的速度 $U(z)$ 变化。在离海面几百米的范围内,海流与大气和海洋的地转流 U_g 相混合,注意该图实际上仅适用于在海表面几米范围内的区域,该区域上面及下面的流向在旋转,埃克曼旋转

下面几节仅提供这些过程的重要概况和有利于卫星海洋学技术讨论的几个例子。这方面内容更完整的论述可在标准教科书中查到,本书适当地参考了部分教科书。

2.1 海洋上方的气流

海洋上方的气流是扰动的,分子运动过程仅在海表面上下约毫米范围内起主要作用。海表面上方几米层气流用空气动量损耗和随高度变化的缓慢速度增量表征。在较高的高度上,气流受空气和水之间温差及地球自转引起的密度变化的影响。最后,离海面更高一点的高度上,海表面产生的影响就微弱了,那里的气流一般由大气环流控制。我们讨论的仅最低层,即离海表面 20 m 内的那层是重要的。

我们对大气和海表面边界层的认识,在很大程度上依赖于经验,其数学表达式通过量纲分析推导出。描述扁平、弯曲表面上气流的工作在几年前就开始了,这便是空气动力学研究。该研究有利于机翼和飞行器的设计。气流的风洞研究表明,部分气流例如扁平面上方那部分,能采用几个简单的法则或相互关系论述。Hinze(1975)和 Schlichting(1968)等的教科书为理解以后的讨论内容奠定基础。后来,研究深入到田野和港湾等现场,取得那儿的相关关系是有好处的。在从塔上和稳定的浮动观测平台(FLIP)上进行大量的仔细测量,使这项工作达到了高潮,并形成对海洋上方气流的初步论述。讨论中需要的更多情报资料,更深入的基础理论知识,可以在著作中查得,便如 Kraus(1972)或 Kitaigorodskii(1973)著的教科书。在 Brown 和 Liu(1982)以及 Kondo(1975)的著作中讨论了实际应用。

在表面上方 1 cm 到 10 cm 间的范围内,海表面的影响控制了大气,并可用水平动量通量、通过海表面的显热和潜热三个基本的重要变量描述(参看 Leavitt 和 Paulson, 1975)。假定风是恒定的,水平面上均匀,那么通量用湍动风的垂直分量分别与水平风、温度和水汽之间的相互关系确定,这些参数测量全在海表面几米层内进行。

$$\tau = \overline{\rho u w} \approx \rho \overline{u w} = \rho u_*^2$$

$$H = \overline{c_p \rho w t} \approx \rho c_p \overline{w t}$$

$$E = L_E \overline{w q}$$

式中,一小横表示时间上的平均量,通常在小时内平均,符号如表 2.1 所示。这些相互关系的测量都很困难,一般用经验公式表示。

经验公式涉及的参数是比较容易测量的。例如风速,海-气温度差,这些系数的关系如下:

$$\tau = \rho C_D U_{10}^2$$

$$H = \rho c_p C_H U_{10} (T_s - T_a)$$

$$E = C_E L_E U_{10} (Q_s - Q_a)$$

表 2.1 描述海洋上方气流公式的符号

C_D 曳力系数	c_p 空气的比热值[1030 J · kg ⁻¹ · K ⁻¹]
C_H 湿度转换系数	E 潜热通量[W · m ⁻²]
C_E 显热转换系数	g 重力加速度[9.8 m · s ⁻²]

H 显热通量 [$\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$]	u 摩擦速度 [$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$]
L Monin-Obukhov 度量长度 [m]	u, w 风的水平、垂直分量 [$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$]
L_H 热蒸汽比热 [$2.4 \times 10^3 \text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$]	$U(z)$ 平均水平风 [$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$]
q 水汽密度 [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$]	U_{10} 平均海平面上方 10 m 参考高度上的平均风速 [$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$]
Q_0 在参考高度上平均水-汽密度 [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$]	z 平均海平面上方的高度 [m]
Q_s 紧靠海表面的平均水-汽密度 [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$]	z_0 粗糙高度 [m]
t 空气温度 [K]	κ 卡曼常数 [0.4]
T_s 在参考层上的平均空气温度 [K]	ρ 空气密度 [$1.15 \text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$]
T_s 平均海表面温度 [K]	τ 通过海表面的动量通量(风应力) [Pa]

注意,虽然在海表面附近通量几乎与高度无关,但大部分关系式仍依赖于风速,是一个依赖于海拔高度的量。这样,测量通常几乎总是与 10 m 标准高度相关。在一些卫星专门著作中,这个高度取 19.5 m 是由于历史原因造成的。早期几只气象船在 19.5 m 的高度上有风力表,并没有把他们的观测转换为 10 m 甚至 20 m 参考高度上的风,简单地把资料列成表并注上高度。在以后讨论中,我们特别感兴趣的是曳力系数 C_D 和随高度的风速变化。 C_D , C_H 和 L_H 的其他一些关系以及他们随风速变化的关系已由 Kondo(1975)作了论述。

靠近海表面的风速随高度而剧烈变化。风速剖面形状依赖于风应力和空气柱的稳定性。暖水上空的冷空气从低层开始受热,并趋向于对流。此时空气柱变得不稳定,热和动量的转换不再仅仅依赖于由风的切变力产生的湍流,但随温度不稳定产生的湍流将增大。对比之下,冷水上方为暖空气时,湍流被减弱。

浮力在水域上面的一些重要高度上起作用,切变总是在接近表面处起作用。二者大致可比较时,高度用 Monin-Obukhov 度量长度给出:

$$L_f = - \frac{u_*^3 T_s \rho C_p}{\kappa g H}$$

$$L \approx - \frac{(C_D)^{1/2} T_s U_{10}^2}{\kappa g (T_s - T_a)}$$

假定 $C_D = C_H$, 通过利用大量的系数等式由第一式可推得第二式,且二式都假设温度影响比湿度影响严重。这种情况在中纬度常常会遇到的,只在热带地区和海表面蒸汽迅速变化时,湿度影响才需要加以考虑。度量长度更为普通的表达式由 Pond 等(1971)给出,它包括湿度对稳定性的影响。

对流条件是这样的:

$$\frac{z}{L} < 0 \quad \text{不稳定空气}$$

$$\frac{z}{L} > 0 \quad \text{稳定空气}$$

$$\frac{z}{L} \approx 0 \quad \text{介于稳定和 unstable 之间}$$

为了获得 L 的粗略估算值,考虑一种很稳定的(或不稳定的)边界层,利用

$$U_{10} = 10 \text{ m/s}$$

$$C_D = 1.1 \times 10^{-3}$$

$$(T_s - T_a) = 10 \text{ K}$$

$$T_s = 300 \text{ K}$$

则得到

$$L = 25 \text{ m}$$

因为海-气温差很少超过 10 K, 且几乎总是小于 2 K, 因此除非风很弱, 我们希望 L 总是大于 30 m。这样, 在我们讨论中感兴趣的那些接近海面的高度上, 稳定性的影响通常是很小的。

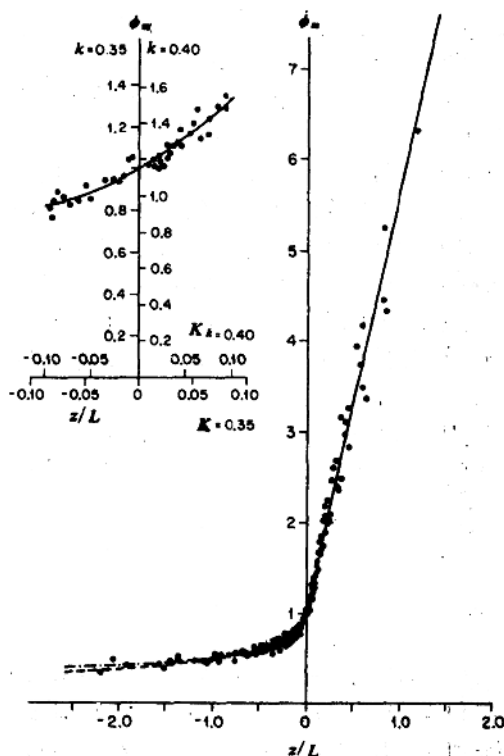


图 2.2 无量纲的风的切变 ϕ_M 为 z/L 的函数

其中 z 为高度, L 为 Monin-Obukhov 长度, 插图表示卡曼常数为 0.35 时的最佳拟合值(取自 Businger 等, 1971)

如果稳定性可忽略, 则海面上风速分布随高度呈对数变化。当考虑稳定性时, 速度分布图上的无量纲梯度由下式给出:

$$\frac{\kappa z}{u_*} \frac{dU}{dz} = \phi_M$$

$$\phi_M = \text{函数}(z/L)$$

对梯度的积分可得到速度分布图。在特殊情况下, 当 ϕ_M 等于 1 时, 则得到的是对数分布图。 ϕ_M 的函数形式仅在经验上已知, 主要来自于在勒萨斯小麦地上进行的一系列测量及 Businger 等人 (1971) 的报告 (图 2.2), 他们发现:

$$\phi_M = (1 - 15 z/L)^{-1/4} \quad z/L < 0$$

$$\phi_M = (1 + 4.7 z/L) \quad z/L > 0$$