



672701

35843

海洋湖沼科学理论丛书

3148

风暴潮导论

冯士祯 编著

科学出版社

海洋湖沼科学理论丛书

风 暴 潮 导 论

冯 士 笱 编著

科 学 出 版 社

1 9 8 2

内 容 简 介

本书是《海洋湖沼科学理论丛书》之一,主要论述风暴潮的基本概念,风暴潮的机制(即封闭或半封闭的浅海理论、大洋和陆架动力学)和风暴潮数值预报及经验预报等内容。可供海洋、气象、航海科技工作者及有关专业教学人员阅读参考。

海洋湖沼科学理论丛书

风 暴 潮 导 论

冯士琯 编著

责任编辑 张立政

*

科 学 出 版 社 出 版

北京朝阳门内大街 137 号

中国科学院印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行 各地新华书店经售

*

1982年10月第 一 版 开本: 787×1092 1/16
1982年10月第一次印刷 印张: 15 3/4
印数: 0001—1,200 字数: 357,000

统一书号: 13031·1980

本社书号: 2697·13—17

定价: 2.50 元

《海洋湖沼科学理论丛书》

出 版 前 言

海洋学和湖沼学是研究水体环境的两门姐妹学科，其主要内容包括海洋、湖泊、河川和沼泽等水体的物理、化学性质及其运动规律，水体与大气的相互作用，基底的形态构造特点、沉积物的性质（成分）及其变化规律，水体中（水层及水底）各种生命现象及其与环境因子的相互关系，各种自然资源的分布、蕴藏、再生及其开发利用，水体自然环境保护……等等。海洋学与湖沼学的研究内容基本相同，只是研究对象有所区别。前者研究世界大洋及其边缘海，而后者研究内陆水体。因此，近年来关于如何利用湖泊来进行海洋科学模拟实验等问题，受到了广泛的重视。瑞士的日内瓦湖目前已成为国际海洋水文动力模拟实验的场所就是一个明显的例子。

海洋学和湖沼学对人类的社会实践有巨大的意义。近二十年来，海洋学由于同国防建设和经济建设的关系日益密切而受到临海国家的极大重视。特别是近十年来，随着世界范围的能源和食物来源的探索 and 开发利用等方面的迫切需要以及有关海洋权益等国际政治、经济问题的日益尖锐化，海洋这个无比富饶的资源宝库和巨大水体引起了人们的更大关注。目前，世界上许多临海国家，竞相投入大量的人力物力，采取各种有效措施，大举向海洋进军，从而使得海洋学研究有了全面而迅速的发展。同样地，湖沼学的研究也由于它在工农业生产、城市规划、工业布局、交通运输、土地利用、环境保护等方面的重要性日益显著，在规模和发展速度上近年来也有了显著的扩大和提高，并取得了一些重要成果。

我国的海洋和湖沼科学，原有基础比较薄弱，只是在全国解放后，由于党和国家的重视，才得到迅速的发展。新中国建立二十多年来，我国广泛地开展了全国规模的海洋调查和内陆湖泊、河川、沼泽的调查研究，积累了系统的资料，从而对我国近海和内陆水体的基本状况及特点有了比较全面的认识。无论在海洋和淡水生物资源开发利用与增殖、养殖研究方面，或者在海流、潮汐、波浪等海水运动规律研究方面，都取得了比较显著的进展；与此同时，也逐步培养了一支有丰富实践经验和一定理论水平的科技队伍。但是，我国目前的海洋科学和湖沼科学研究，无论在理论水平和技术力量方面，远远不能适应四个现代化建设的需要，和世界先进水平相比，还有较大的差距。

为了促进我国海洋和湖沼科学研究的迅速发展，加快科技人员的培养和提高，进一步适应我国国民经济迅速发展的新形势和四个现代化建设的迫切需要，中国海洋湖沼学会和科学出版社决定组织全国海洋与湖沼科学方面的力量，编写出版一套《海洋湖沼科学理论丛书》。这套丛书的选题，包括海洋学、湖沼学，海洋水文、气象、物理、化学、地质和地球物理以及海洋生物学等各分支学科和研究领域；而在内容方面，则本着“侧重基础，侧重提高”的要求，主要介绍各分支学科和研究领域的基础理论，反映最新研

74.5.10.3

究成果和发展前景,以使读者获得较全面的基础理论知识及其应用途径,并在学科发展方向上受到启发。因此,这套《丛书》在很大程度上具有专业参考书的性质,它既不同于大专院校有关专业的教科书,也区别于专题论著,其主要读者对象是有一定专业基础的科研人员、研究生、高等院校有关专业的教师和高年级学生以及有关生产部门的科技人员。

由于本《丛书》的内容比较广泛,涉及的分支学科和研究领域较多,具体选题将根据我国海洋科学和湖沼科学各分支学科发展的需要和当前科学研究工作的实际情况逐步确定,并陆续出版。

在我国,编辑出版这样一套专业性较强的基础理论丛书,还是初次尝试。缺点和错误在所难免,我们衷心希望读者提出宝贵意见,特别是有关选题和内容方面的建议,共同为编写好这套《丛书》而努力。

《海洋湖沼科学理论丛书》编委会

1979年

《海洋湖沼科学理论丛书》编委会

主 编

曾 呈 奎

副 主 编

赫崇本 何恩典 刘健康 施成熙 张立政

委 员

毛汉礼	文圣常	方宗熙	叶治铮	朱元鼎	刘瑞玉
纪明侯	李法西	严钦尚	陈吉余	陈清潮	季中淳
赵焕庭	姚明达	秦蕴珊	柴 岫	倪达书	黄 胜
景振华	管秉贤	黎尚豪	濮培民		

序

目前撰写一部风暴潮专著的主、客观条件或许尚不十分具备——这是因为风暴潮毕竟是一种少见的异常现象,所积累的历史观测资料较少,以致其自身所包含的演变过程和运动规律尚未被足够地揭示出来;更何况,作者本人对于已揭示出来的这些过程和规律的认识和理解又相当肤浅。不过,作者之所以还是接受了《海洋湖沼科学理论丛书》编委会的委托,作了编著这一部《风暴潮导论》的尝试,这主要是迫于现实的需求。

我国是一个风暴潮危害严重的国家——从南到北沿海各地几乎都不同程度地遭受到台风或寒潮(或冷空气)所激发的风暴潮的袭击;譬如,本世纪六十年代,仅十年中渤海的莱州湾和渤海湾沿岸就遭受了三次大型风潮的侵袭;东南沿海各省更是频繁出现台风潮灾,它荒芜农田、冲垮盐场、摧毁码头、破坏沿岸的国防和工程设施,也是开发浅海油田时难防的大患,总之,给国防、工农业生产和国民经济都会带来意外的巨大损失;特别在解放前,沿海受灾地区的人民更是背井别乡、颠沛流离,造成了人民财产的损失和生命的惨重伤亡!无疑,及时准确的预报将会把伤亡和损失减少到最低程度。因此,风暴潮的预报及风暴潮的发生、发展和衰亡等物理机制的研究,对我国来说,确实具有迫切的现实意义。

由本世纪六十年代初期开始,我国开展了关于风暴潮预报的研究工作,从七十年代,特别一九七七年四月在广西省北海市建立了风暴潮全国联络网以后,风暴潮的机制和预报的研究进一步深入。不仅只限于教学和研究机构,而且各海洋台站、沿海各省的水文站和气象台站以及有关各工程单位也开始参与了风暴潮预报和有关海港工程设计参数的研究工作。可以说,风暴潮是我国海洋科学近十年来在研究方面进展较迅速的分支学科之一。然而,目前国内、外分散而为数不多的专题报告和论文并不适应这一迫切需求的形势;因而,无论是科研和教学的需要,也无论是预报工作的迫切要求,都在客观上提出了需要一本较系统地介绍和论述风暴潮基本知识的参考书。这就是促使编著《风暴潮导论》的一个现实背景。

此外,风暴潮的研究不仅只具有迫切防灾的现实意义,而且对于海洋学科的理论发展也必然会有相当的影响。由于风暴潮起源于大气对海洋的强迫作用,而且其成长和发展总是在沿岸的浅水域中,故其本质上乃是一湍流的非线性现象,从而通过对风暴潮原理和机制的探讨必将丰富海洋-大气相互作用力学、浅海动力学或陆架动力学的理论,并对其发展有一定的贡献。因而,从这些理论问题的考虑出发,作者认为,作为一个导引,把目前国内、外关于风暴潮的最基本的研究成果,从原理上尽可能作一较系统的概括和论述,也许能起到一个抛砖引玉的作用吧!这就是尝试写作《风暴潮导论》的另一个原因。

作者无意把此书写成一部囊括所有最新成果的综合论著,也无意把它变成一册能立竿见影的具体的预报指南。《导论》,顾名思义,是论述的基本原理和方法。因而,本书着重于突出动力学概念和预报原理的阐述。为此,同时也为了考虑到更多的读者的需要,书中尽量选择 and 杜撰了一些简单的动力学模型,并力求采用相对简单的数学方法。

又由于手头没有专门系统介绍风暴潮的专著作为借鉴，故无论就书中内容重点的选择，也无论就其论述的系统，可能都过多地反映了作者个人的主观见解。不妥和错误之处当所难免，尚祈诸位专家和读者不吝指正。

在编写本书的过程中，曾得到山东海洋学院物理海洋和海洋气象系党政领导的关怀，副院长赫崇本教授、副院长兼物理海洋和海洋气象系主任文圣常教授和科研处副处长施正铨同志的深切关心和鼓励；也曾得到我国风暴潮界的同行，尤其是中国科学院海洋研究所副研究员刘凤树先生、交通部第一航务工程局设计研究院陈建贤先生、国家海洋局第二海洋研究所应仁方先生、水文气象预报总台王喜年同志和科技情报所张德山同志的热情鼓励，在此一并致以诚挚的谢意！

作者特别感谢赫崇本教授，他的指导和审阅对本书的质量有决定性的影响。

作者也特别感谢在风暴潮的研究中与之合作的秦曾灏副教授、孙文心先生、吴德兴同志、国家海洋局水文气象预报总台的施平同志和郭洪寿先生，在书中的若干地方可以见到他们辛勤工作的成果。

最后，感谢张增辉先生为本书绘制了全部插图。

作 者

1979年于青岛

目 录

序	v
第一章 风暴潮的基本概念	1
第一节 概况	1
第二节 定义和分类	2
第三节 分析和估值	4
第四节 海洋和大气交界面处湍的发生	9
第五节 界面应力	11
第六节 基本方程组 (I) —— 三维方程组	14
第七节 基本方程组 (II) —— 全流方程组	20
第八节 天文潮和风暴潮的非线性耦合	25
参考文献	28
第二章 封闭或半封闭的浅海理论	30
第一节 浅水风暴潮问题的一般提法	30
第二节 狭长矩形等深封闭海中的风潮	36
第三节 海底的坡度效应	39
第四节 狭长封闭海或大湖中的风潮 (I) —— 线性模型, 形状因子 N	41
第五节 狭长封闭海或大湖中的风潮 (II) —— 非线性模型	45
第六节 狭长半封闭水域中的定常风潮	49
第七节 风潮的爬滩和外溢	51
第八节 风暴潮线性化模型的定常问题——一般情形之讨论	53
第九节 非定常准平衡的线性模型	58
第十节 准平衡线性模型中的准定常阶段的特征	64
第十一节 非定常的线性模型——惯性效应	68
第十二节 f -平面上的准平衡线性模型——Coriolis 力效应	72
第十三节 f -平面上的三维空间线性模型	87
第十四节 非线性的准平衡模型——变湍粘系数的影响	92
参考文献	98
第三章 大洋和陆架动力学	100
第一节 大洋中风暴潮的产生和传播	100
第二节 Coriolis 力效应	105
第三节 岸界的影响	107
第四节 大陆架上风暴潮的深转模型	112
第五节 胁振风暴潮	117
第六节 边缘波 (I) —— 半无限宽陆架上的零阶波	121

第七节 边缘波 (II) ——有限宽陆架上的一种模型	128
第八节 边缘波 (III) ——一般分析	140
参考文献	146
 第四章 风暴潮的数值预报	 148
第一节 引言	148
第二节 一个简单的数值预报模型	149
第三节 二维全流模型——H.N方法	160
第四节 空间问题的一种线性模型	172
第五节 空间问题的一种非线性模型	176
第六节 岸边极值增水剖面的预报——SPLASH 模型	187
参考文献	201
 第五章 风暴潮的经验预报	 203
第一节 引言	203
第二节 极值预报	205
第三节 过程预报 (I)	213
第四节 过程预报 (II)	218
第五节 建立预报方程的逐步回归方法	231
参考文献	240

第一章 风暴潮的基本概念

第一节 概 况

风暴潮是自然界的一种巨大的灾害现象。像台风、洪水、地震、海啸和火山爆发一样，其来势凶猛，大有“排山倒海山为摧”之势！

风暴潮系指由于强烈的大气扰动——如强风和气压骤变所招致的海面异常升高的现象。它结合了通常的天文潮、特别是若恰好赶上了高潮阶段，则往往会使其影响所及的海域水位暴涨，乃至海水浸溢内陆、酿成巨灾！

中外历史上风暴潮灾的严重事例是很多的^[1]。如，日本大阪湾，于1934年9月21日所遭受的一次台风潮（由台风引起的风暴潮），毁坏房屋达16,793间，1,888人死亡；1959年9月26日，日本伊势湾遭受的台风潮夺去了5,200人的生命，毁坏房屋计35,025间。又如，1953年1月31日至2月1日在欧洲北海发生的那次大型风暴潮，它冲毁了荷兰的很多堤坝，淹没了25,000平方公里的土地，夺去了2,000人的生命，使600,000人背井离乡、流离失所。再如，美国墨西哥湾沿岸的加尔维斯敦于1900年9月8日曾发生过一次历史上著名的飓风潮（由飓风引起的风暴潮），风速为60米/秒，海水高出平均海面5米左右，该城全部冲毁，6,000余人死于风暴潮灾。孟加拉湾也是风暴潮肆虐的地域，1864年和1876年两次风暴潮就使250,000人丧生；而1970年11月13日的那次震惊世界的毁灭性的风暴潮一次就夺去了300,000人的生命！淹毙500,000头牲畜，使1,000,000人无家可归……。

我国沿海也是一个多风暴潮的区域。解放前，风暴潮曾给沿海人民造成了许多难忘的悲剧，至今还存留在当地居民中老者的记忆里，留传于乡镇村落之间；许多风暴潮灾的事例已列入地方志中。如，1895年4月28日至29日，渤海湾曾被风暴潮袭击，它几乎摧毁了大沽口全部建筑物，整个地区变为泽国，“海防各营死者两千余人”；又如，1782年的特大潮年中，曾于旧历八月初五莱州湾沿岸七县同时出现风暴潮灾，寿光县志记载说：“秋八月初五日，风暴大作，海水溢百余里，溺死人畜无算”。除北方外，我国东南沿海更是频繁遭受台风潮的侵袭。如1922年8月汕头地区之台风潮，据史料记载：“一九二二年农历六月初十日（1922年8月2日），下午三时，风初起，傍晚愈急，九时许风力益厉，震山撼岳，拔木发屋；加以海汐骤至，暴雨倾盆，平地水深丈余，沿海低下者数丈，乡村多被卷入海涛中，居民死者万余人。”解放后，我国东南沿海各地区又多次受到台风潮的袭击；北方的渤海，仅在六十年代十年之中就有三次风潮侵袭了渤海湾和莱州湾沿岸地区、造成巨灾。

风暴潮灾的严重情况已引起了世界上许多沿海国家和科研机构的重视。目前，国外开展风暴潮观测、研究和预报工作的国家计有美、英、德、法、荷兰、比利时、苏联、日本、泰国和菲律宾等国。我国在这方面的开始得较晚，除六十年代的一些个别的以外，只是在进入了七十年代以后才较全面地开展了风暴潮机制和预报的研究工作。

第二节 定义和分类

1. 定 义

首先应该给风暴潮下一个确切的定义,以便使我们的研究对象具有精确的涵义。

由水位谱的观点来定义,风暴潮位于气象潮的高频段。而气象潮的周期约为 10^8 — 10^6 秒,约1—100小时,介乎低频天文潮和地震海啸之间^[2]。

往往也有人由风暴潮产生的原因来定义它,这就是前节所述:风暴潮系指由于强烈的大气扰动——如强风和气压骤变所招致的海面的异常升高现象^[3]。无疑,在相反的气象条件下,也会产生海面的异常下降,有人称之为“负风暴潮”。

风暴潮,也有人称之为“风暴增水”或“风暴海啸”,乃至“气象海啸”;“负风暴潮”也可称为“风暴减水”。

在给风暴潮下了一个定义以后,跟着产生的一个问题是:如何由复杂的海面变化中取得风暴潮这一客观现实呢?

当风暴潮发生的同时恰赶上海啸至这一重合事件,我们自然认为是小概率的,一般说来,可以不必考虑它。

伴随着风暴潮确实产生显著的短重力波,自然,在取得海面变化的验潮仪曲线中已把这些波浪都滤掉了。但应强调指出,与这些重力短波相伴的某些效应,如水的非线性迁移等是包含在验潮曲线中的;从而,把它们分出去是不可能的,故在风暴潮中将包含这一效应。

海水的结冰、溶化、加热和冷却等气象因子和气候变化乃至地球物理因素所造成的所谓“海面异常变化”,也混杂于验潮曲线中。不过,它们与风暴潮相比都是很小的变化。为了消除它们,多半采用以月平均海平面为起算点这一简单办法。应指出的是,特别在河口地区伴随风暴而倾泻的暴雨或其所形成的洪峰,往往是风暴潮水位中不能忽略的成份,一般要计及。

天文潮是验潮曲线中的主要成份,这一点是众所周知的。因而,在验潮曲线中消除天文潮、亦即把天文潮和风暴潮分离开是首要的任务。但,从动力学的观念出发,在天文引潮力和气象强迫力的共同作用下的海水运动是一种非线性的现象;这种非线性的相互耦合是由验潮曲线中把二者分离开的基本困难。

通常采用的分离方法是由验潮曲线中减去潮汐预报曲线,所获“差值”即作为“风暴潮曲线”。无疑,这种基于线性叠加原则的分离方法,只有当上述的非线性耦合不严重时,方为良好的近似方法。在某些情况下,上述差值曲线含有明显的潮周期。如果排除了天文潮预报的误差和潮汐观测技术的不足,则差值曲线明显含有天文潮周期的这一现象就可归结为风暴潮和天文潮之间的非线性耦合。这种非线性效应,在大潮差的浅海中表现得特别严重;此时必须采用另外的分离途径^[2]。

2. 分 类

风暴潮分类的方法并不是唯一的。

如果按照诱发风暴潮的大气扰动之特征来分类,通常把风暴潮分为由热带风暴(如

台风、飓风等)所引起的和由温带气旋所引起的两大类。其实,在我国北方的黄、渤海还存在另一种类型的风暴潮尚未引起国际上风暴潮界的注意^[4]。

热带风暴在其所路经的沿岸带都可能引起这种类型的风暴潮,以夏秋季为常见。经常出现这种潮灾的地域非常之广,包括有北太平洋西部、南中国海、东中国海,北大西洋西部,墨西哥湾,孟加拉湾,阿拉伯海,南印度洋西部,南太平洋西部诸沿岸和岛屿等处。如日本沿岸,因受太平洋西部台风的侵袭,遭受风暴潮害颇多,特别是面向太平洋及东中国海的诸岛更易遭受潮害。我国东南沿海也是频频遭受台风潮的侵袭。同样,在墨西哥湾沿岸及美国东岸遭受由加勒比海附近发生的飓风的侵袭而酿成飓风潮。印度洋发生的热带风暴,通常称为旋风,旋风也诱发风暴潮;譬如,印度洋中孟加拉湾的风暴潮,其势如上所述,是举世罕见的。

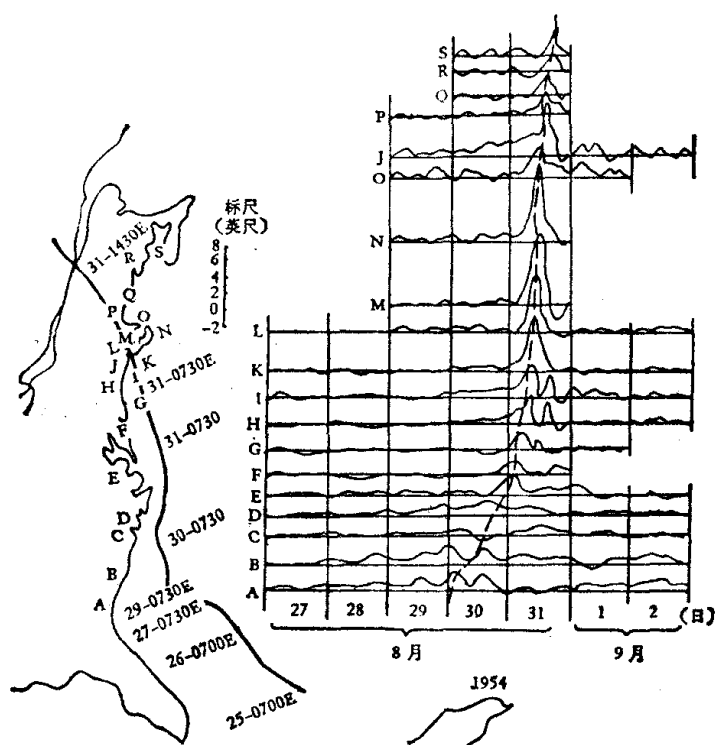


图1.2-1 飓风 Carol 引起的风暴潮在美国东岸诸地的时变过程曲线

作为风暴潮之一例,在图1.2-1上绘制了1954年8月27日至9月2日飓风Carol引起的风暴潮在美国东岸诸地的分布曲线。图中A, B, C, ……S等字母代表沿岸诸城市的名字,譬如, G为大西洋城 (Atlantic City), L为新伦敦 (New London), N为伍兹霍尔 (Woods Hole) 等。

温带气旋引起的风暴潮主要发生于冬、春季节。北海和波罗的海沿岸的风暴潮即为这种类型的风暴潮;此外,美国东岸也有。至于日本沿岸也出现这类风暴潮,不过其高度最大也就是1米左右而已。

这两类风暴潮的明显差别在于:由热带风暴引起的风暴潮,一般伴有急剧的水位变化;而由温带气旋引起者,其水位变化是持续的而不是急剧的。可以认为,这是因为热带风暴比温带气旋移动迅速、而且其风场和气压变化也来得急剧的缘故。

此外,尚存在另一种类型的风暴潮,大概是我国渤、黄海所特有的。在春、秋过渡

季节，渤海和北黄海是冷、暖气团激荡较激烈的地域，由寒潮或冷空气所激发的风暴潮是显著的；其特点为水位变化持续而不急剧。由于寒潮或冷空气不具有低压中心，因而可称这类风暴潮为风潮。

图1.2-2和图1.2-3分别绘制了产生渤海风潮时的主要天气型式和塘沽的一次风暴潮位时变过程曲线，或简称之为过程曲线。

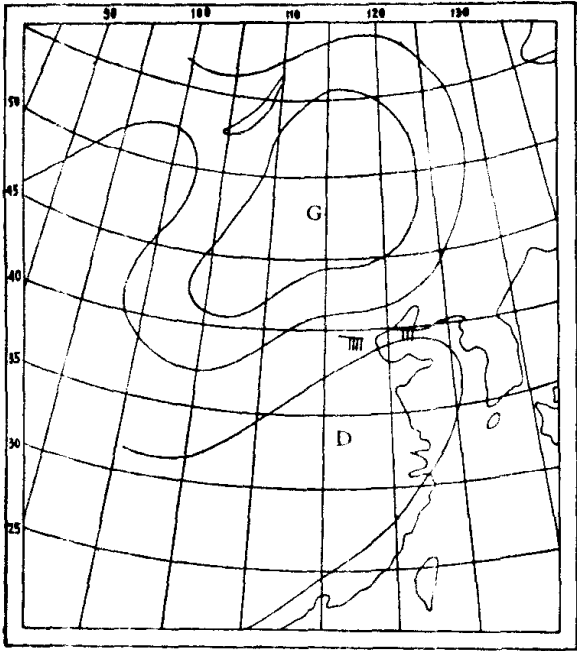


图 1.2-2 激发渤海风潮的主要天气型式

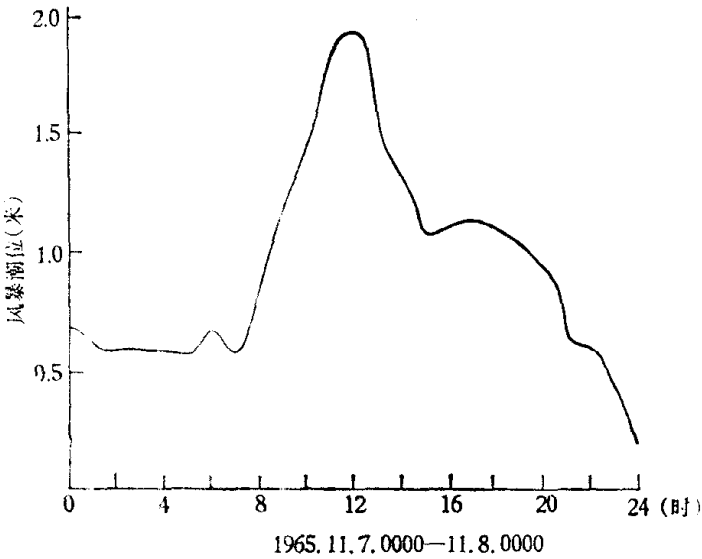


图 1.2-3 塘沽一次风潮的时变过程曲线

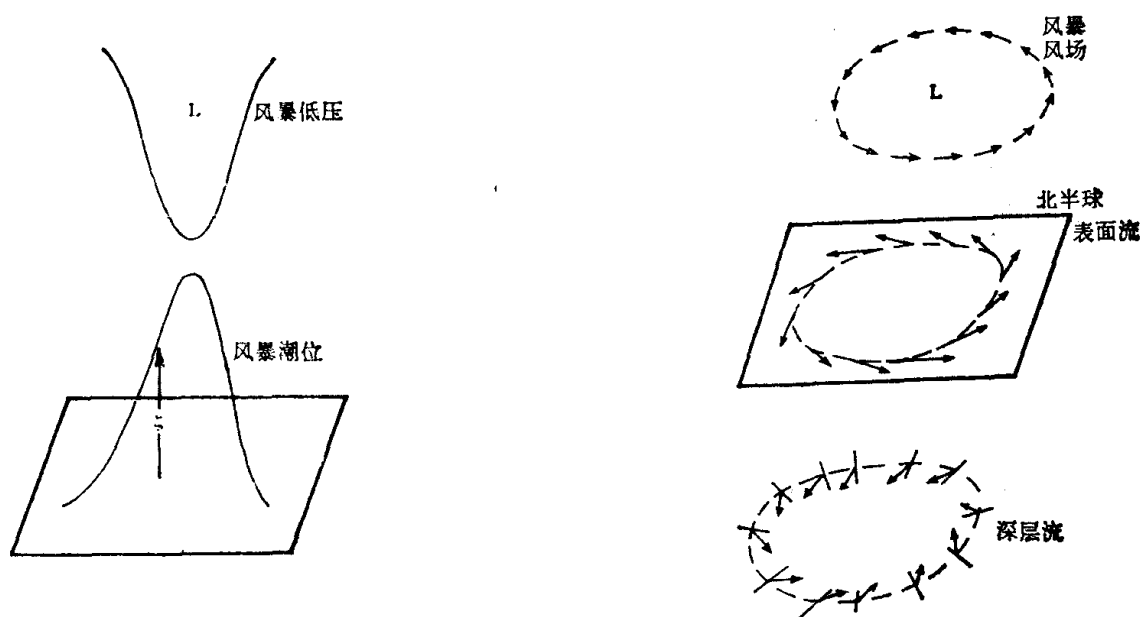
另一类风暴潮的分类方法是依据产生风暴潮的水域之特征来进行分类的。如果说，前一种分类方法是依据产生风暴潮的外因来分类的话，那么，这种分类方法就多多少少带有依据风暴潮内因来分类的性质。按这一分类，其一为封闭海或大湖和半封闭海或海湾中的风暴潮，它的主要特征是：海域中的水体或多或少地是以整体在对大气扰动力进行反应。其二为：当大气扰动移行于广阔的海域上空时所产生的具有前进波形式的风暴潮，显然，这种情形是大气扰动系统的幅员小于水域的水平尺度。如，欧洲的北海、美国的奥基乔比湖(Okeechobee)中所产生的风暴潮，一般是属于前一种类型，我国渤海和北黄海中的风暴潮也大多属于此列。而美国东海岸和我国东南沿海大陆架上的风暴潮皆属于第二种类型的风暴潮。由于它们具有不同的动力学特征，故当我们介绍风暴潮机制的时候，正是根据这种分类，分别安排了第二章和第三章的内容。

第三节 分析和估值

风暴潮的运动规律是以流体动力学的湍流方程组来描述的，由此可见，从本质上说，风暴潮是一种非线性的湍流现象。对于这种复杂的非线性湍流问题，在逐一展开它的数学-流体力学的定量或至少半定量的描述以前，首先从纯现象和物理的观点来描绘和分析一下它的形成和传播的机制，特别是在近岸浅水域中的特征和各种效应，看来是

必要的。此外，在其中，给出了一些重要参数的估值。

我们假定在大洋或者海面上突然出现了一个风暴(见图1.3-1)。在风暴中心的低压区将立刻引起了海水的上升(见图1.3-1a)，海面水体的升高与气压降低约成静压效应，即气压下降1毫巴时，水位约增长1厘米。同时，风暴中心周围的强风将以湍流切应力的作



(a) 洋面对风暴的反应

图 1.3-1

(b) 风暴在大洋中诱发的流场

用引起表面海水形成一个与风场同样的气旋式的环流，但由于地球自转所形成的 Coriolis 力场的作用，海流在北半球将向右偏（在南半球相反），故形成了一个表面海水的辐散。由于海水运动连续性的要求，深层水必将来补偿，这就形成了在深层海水的辐聚——一开始是沿着径向流向中心，其后，由于 Coriolis 力的作用，海流向右偏，于是，就建立了深层水中的气旋式环流（见图1.3-1b）。设若风暴停留不动，且海水密度均匀，则这种运动能渗入到海洋中较深的水层。但，实际上，这个渗入的深度是有限的，这是因为大洋中的海水原是层化的，而风暴本身又是移动的。另外，应指出，只要风暴移行速度远小于长波速度，这种海面对于大气压强的反应仍高度近似于静压效应，但流对风场的适应却不能这样迅速。风暴过去了，往往在其后很长一段时间内，还遗留有风海流的残余。

海面受局部低气压的作用，以及深层流继而辐聚所形成的部分海面隆起，似一个孤立波一样，随着风暴的移行而传播。在广阔的洋面上，它可以看作一个强迫进行波。在这个波形成的同时，也形成了由风暴中心向四面八方传播出去的自由长波，它们是以通常的长波速度移行的。例如，当风暴在大洋面上以25米/秒的速度携带着上述的洋面强迫孤立波向前传播时，若取大洋深度为6250米，则自由长波将以250米/秒的速度向前传播，可见，自由波系是远远领先而奔向岸边的。当它们传播到陡峭的岸旁，将被反射。但是，当它们传播到如大陆架上这种浅水域时，特别是风暴所携带的强迫风暴潮波爬上了大陆架浅水域，或进入边缘浅海、海湾或江河口的时候，由于水深变浅，再加上强风的直接作用、地形的缓坡影响，能量急剧集中，风暴潮也就急剧地发展起来！

图1.3-2所绘乃1944年9月14日至15日大西洋城的一次飓风潮的记录。该曲线是验潮曲线与潮汐预报曲线的差值。由该记录不难看出，热带风暴所引起的风暴潮传到大陆架或港湾中所呈现出的一种特有现象，它大致可分为三个阶段，分述如下。

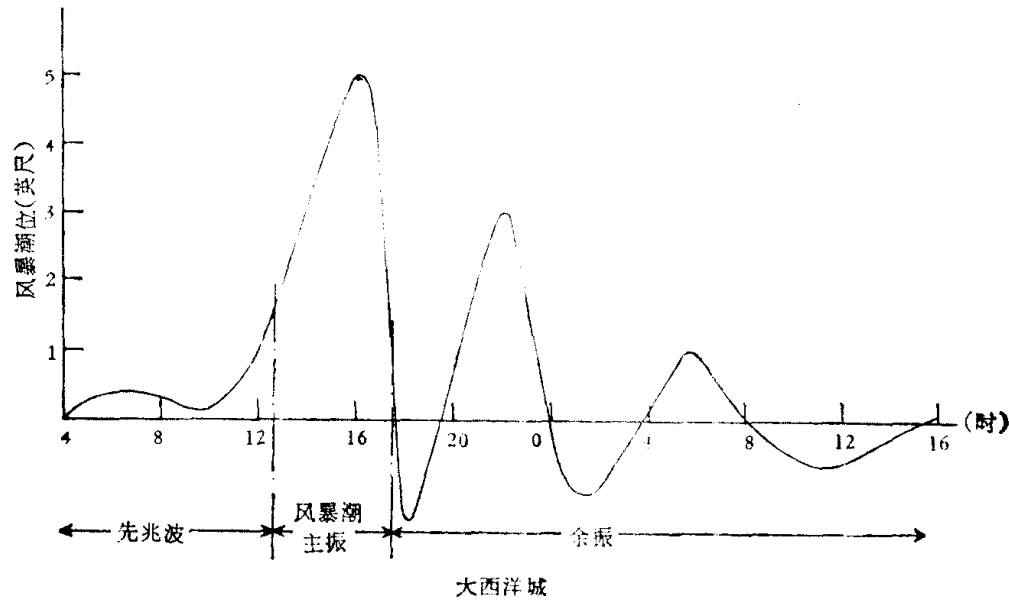


图 1.3-2 大西洋城 1944年9月14日—15日 风暴潮过程曲线

第一阶段。在台风或飓风还远在大洋或外海的时候，也就是说，在风暴潮尚未到来以前，我们在验潮曲线中已能觉察到潮位受到了相当的影响，有时可达到20或30厘米波幅的缓慢的波动。这种在风暴潮来临前趋岸的波，谓之“先兆波”。先兆波可以表现为海面的微微上升、也有时表现为海面的缓缓下降。虽然，可以用前述的自由长波来部分地解释它，但，其机制至今尚无定论。必须指出，先兆波并非是必然呈现和存在的现象^[5]，因此，试图从先兆波来预报台风或飓风引起的风暴潮的这一设想，恐怕也未必能时时奏效吧。

第二阶段。风暴已逼近或过境时，此时，该地区将产生急剧的水位升高。招致风暴潮灾主要是在这一阶段，潮高能达到数米；故谓之主振阶段。但，这一阶段时间不太长，也就是数小时的量阶。

第三阶段。当风暴过境以后，即第二阶段，亦即风暴潮的主振阶段过去之后的情况，往往仍然存在一系列的振动——假潮或（和）自由波。在港湾乃至大陆架上都会发现这种假潮，特别当风暴几乎平行于海岸移行的时候，在大陆架上，往往显现出一种特殊类型的波动即所谓“边缘波”。图1.3-2所表明的一次在大西洋发生的风暴潮过程曲线就是一个非常生动的例子。这一系列的事后的振动，谓之“余振”。在这个余振阶段的最危险的情形在于它的高峰若恰巧与天文潮高潮相遇的时候，则此时完全有可能由此形成的实际水位（即余振曲线对应地叠加上潮汐预报曲线）超出了该地的“警戒水位”，从而，再次泛滥成灾！因为这往往是出乎意料的，更要特别警惕。

当台风或飓风登陆的时候，如果我们面对海岸以足够的视野拍一个快照，并且滤掉天文潮，就会获得在这一瞬间的风暴潮水位沿着海岸的空间分布。我们会发现，这个分布是严重不对称的。若观察者依海面陆，且以风暴登陆点为中心，则会发现，其水位的

分布是右高左低。一个典型的示意图可参看第四章、第六节中的图4.6-5a。这种不对称的现象可以简单地用风暴的非对称的气旋式风场来解释。

强调指出一种险恶的情形，即当风暴携带风暴潮的移行速度接近当地的长波波速时，共振现象发生了！共振的结果将导致异常高的水位，波阵面非常陡峭，严如潮涌（参考第三章，第一节中的图 3.1-3）。

即使没有风暴过境，在边缘海、海湾和大陆架上也可能出现风暴潮。这往往是由于外海产生的风暴潮波以自由波的形式传入近岸浅海所致。这种外来的风暴潮有点类似于“胁振潮”，故可谓之“胁振风暴潮”。在欧洲的北海和英吉利海峡都出现过这种自由波，如，有一次，它像 Kelvin 波一样，逆时针绕北海一周，这是一个风暴潮史上很知名的例子^[1,2]。

如上所述，强烈的风暴潮总是在浅水中发生或成长起来的。无疑，在大陆架上，在封闭的或半封闭的浅海中，在港湾乃至河口，对风暴潮的发展和成长是极为有利的。

浅水风暴潮的一个重要特征是：风应力与气压变化相比较，风应力是风暴潮的主要强迫力。只要风暴潮幅度与海深相比没有达到同量阶，则线性模型可以作为零阶近似，非线性效应只不过是一个附加的一阶效应而已。进而，如果风暴的幅员不小于风暴潮发生的海域的水平尺度的话，则可以给风暴潮幅度一个良好的近似估值公式：

$$\zeta = k \frac{\tau_0 L}{\rho g h}, \quad (1.3-1)$$

其中： ζ 代表风暴潮的幅度； τ_0 为海面上风应力； L 为海域水平尺度， h 为水深； ρ 为海水密度； g 为重力加速度； k 为经验常数。

风应力 τ_0 可以采用下述公式计算：

$$\tau_0 = c \rho_a W^2, \quad (1.3-2)$$

其中： ρ_a 为空气密度； W 为海面上的风速； c 为经验常数，可取值为 2.6×10^{-3} 。

由风暴潮公式可以看出，风暴潮的幅度 ζ 反比于海深 h ，这表明了何以在浅海中风暴潮发展得特别激烈。

Pierre Welander^[1]利用上述公式估值了1953年在欧洲北海发生的那次著名的大型风暴潮。他取 W 为35米/秒， ρ_a 为1.3千克/米³， ρ 为10³千克/米³， g 为10米/秒²， L 为 7×10^5 米， h 为100米和 k 取1.5，有 ζ 约为4米——这是一个正确的量阶估值。

但是，当风暴潮幅度 ζ 与海深 h 相比为同量阶时，非线性效应就非常显著了，即 ζ 与 h 相比不能忽略；上述估值公式必须修正，即应以 $(h + \zeta)$ 来代替公式中分母上的 h 。例如，美国的奥基乔比湖，其平均水深为两米半，而风暴潮幅度已高达一米了，故非线性是显著的。

可以给这个浅水风潮估值公式一个物理解释，即海面风应力 τ_0 对水体 (hL) 所作的功，除了一部分消耗于海底湍摩擦效应以外，其余全部转化为该水体势能的增加，经验系数 k 包含了这种分配的比例。

也有人把上述估值公式应用于大陆架浅水域中的风暴潮；一般说，由于大陆架为开

阔海域，风暴的水平尺度小于水域的水平尺度，故 L 应理解为风暴的水平尺度。实际上，这种情况比封闭海或海湾要复杂。地转效应是我们所熟知的；而大陆架上的风暴潮问题，往往表现出另一种所谓“深转效应”同时也出现前述的陆架上的各种振荡和波系。这些效应常会显著地影响风暴潮的时空分布和极值的大小（参看第四章、第六节中的图4.6-5b, c）。

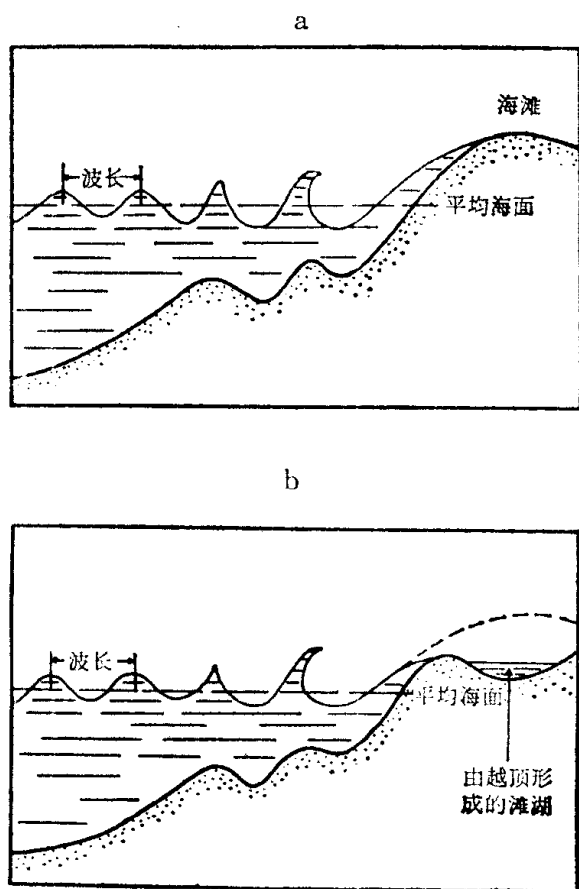


图 1.3-3 伴随风暴潮的表面波效应

此外，在影响水位高度的重要因子中还必须提及近岸浪的水量迁移^{[5]-[7]}。众所周知，充分发展的风暴也引起可观的巨浪。虽然这些表面波在外海时对于向岸的水量迁移几乎没有什么贡献，但在近岸处这一效应却可能颇为显著。当这些表面波在近岸处破碎的时候，朝向岸边运动的水质点将具有显著的动量，它们能在一个倾斜的海滩上冲出平均海面达到或超过它们破碎前的两倍波高的高度。这个过程已形象地绘于图1.3-3a上。如果海滩上的滩肩比较狭窄，且其高度比波峰高不太多，则海水可能越过滩肩而内泻。设若越过滩肩的海水被阻而不能回流，则将形成滩湖，并且，其中的平均水位将超过滩肩和外海之间的平均水位，其值可能达到数十厘米，甚至一米以上^[8]。这个过程可参见图1.3-3b。这个效应显然会增加最终的实际潮位；它能持续数小时、乃至数天。甚至深入到内陆相当远的距离，形成淹水。此外

也可以推想，被淹没的沙洲或暗礁能起到像滩肩同样的作用。

如果海浪在离岸较远处破碎，破碎的浪向岸迁移的水量来不及回流，这将导致在外海和海滩之间出现一个水位梯度；甚至在没有风的近岸处，向岸传播的波浪也能引起这种水位的增高。这种波浪增水的现象称之为“拥水”^[9,10]。

拥水造成的水位增量能否体现在验潮曲线中那要看拥水过程如何，也和验潮井的相对位置有关。但可以肯定的是，拥水的部分效应和波浪上爬、越顶及形成滩湖所导致的水位升高不会被验潮仪记录下来；因为，基于验潮的目的，验潮站要求设在一定深度的水中。因之，实际水位的高度总要比验潮仪记录的高一些。

最后我们还要指出，正如上一节中所提及的，在风暴潮问题中降雨因素也是往往要考虑的。如果雨量足够大，并且在风暴潮之前足够长的时间就已开始降雨，那么当风暴移行比较缓慢时，由于降雨发生的涨潮对总水位可能产生重要影响。与此相关联的是江河入海口的地方受到上游泻下的洪峰的影响，这个因素有时也要考虑^[11]。

由此可见，引起和影响风暴潮的因素是相当复杂的。我们要强调指出的是：在最具有实际意义的沿岸浅水域中，无疑，风应力和低压所引起的共振是导致风暴潮的主要因