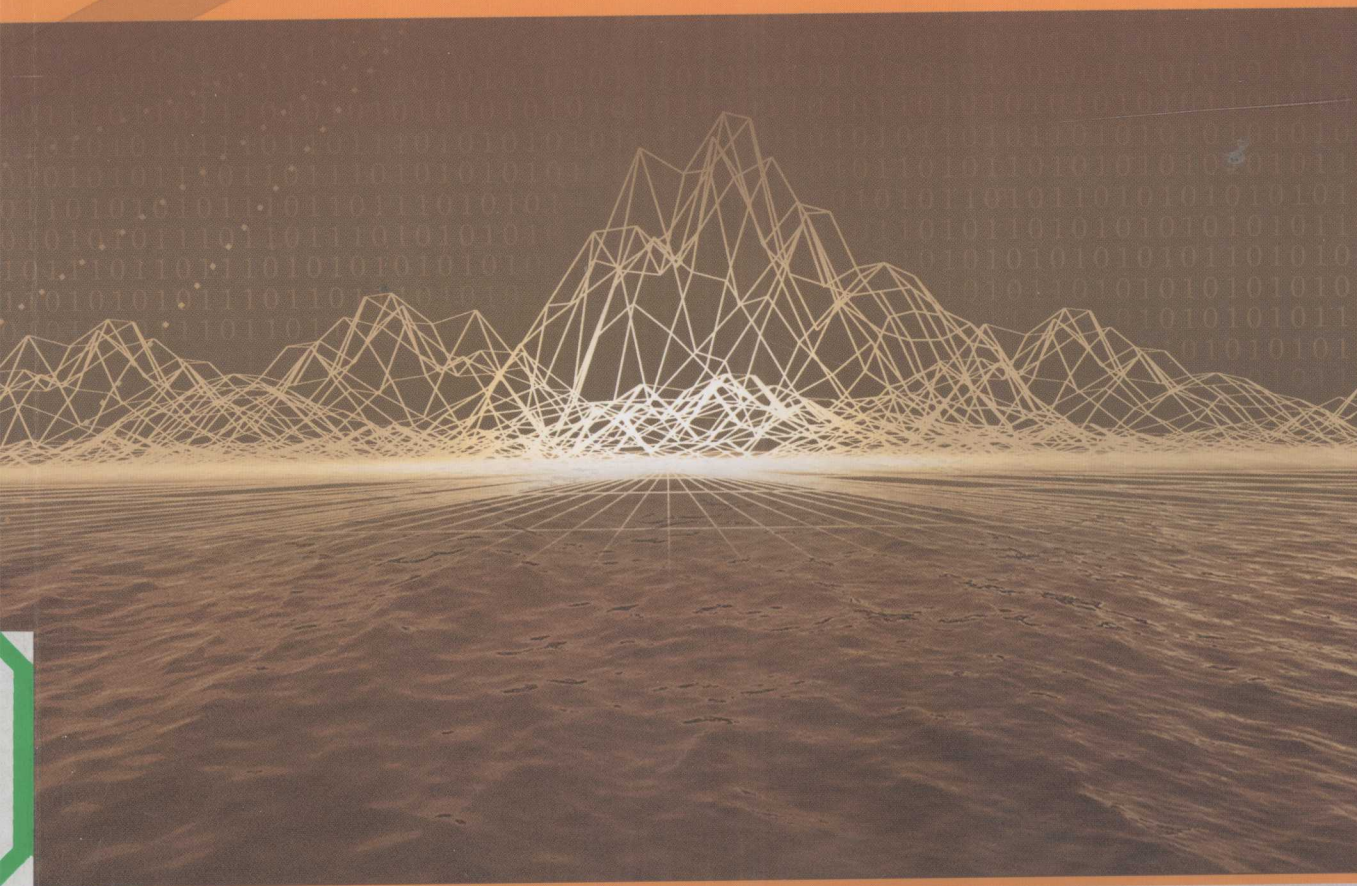


The Application and Research
of Mathematical Model
in Ecology

4

数学模型在生态学 的应用及研究

杨东方 高振会 编著



 海洋出版社

数学模型在生态学的应用及研究(4)

The Application and Research of Mathematical Model in Ecology(4)

杨东方 高振会 编著

海洋出版社

2009年·北京

内 容 摘 要

本书主要介绍了各种各样的数学模型在地理、地貌、水文和水动力以及环境变化、生物变化和生态变化等生态学不同领域的应用。详细阐述了数学模型建立的背景、数学模型的组成和结构以及数学模型应用的意义。

本书适合气象学、地质学、海洋学、环境学、生物学、生物地球化学、生态学、陆地生态学、海洋生态学和海湾生态学等有关领域的科学工作者和相关学科的专家参阅,也适合高等院校师生作为教学和科研的参考。

图书在版编目(CIP)数据

数学模型在生态学的应用及研究. 4/杨东方,高振会
编著. —北京:海洋出版社,2009. 3
ISBN 978-7-5027-7192-8

I. 数… II. ①杨…②高… III. 数学模型-应用-生态学-研究 IV. Q14

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2008)第 194293 号

责任编辑:方 菁

责任印制:刘志恒

海洋出版社 出版发行

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

北京市海淀区大慧寺路 8 号 邮编:100081

北京海洋印刷厂印刷 新华书店北京发行所经销

2009 年 3 月第 1 版 2009 年 3 月第 1 次印刷

开本:787 mm × 1092 mm 1/16 印张:20

字数:590 千字 定价:60.00 元

发行部:62147016 邮购部:68038093 总编室:62114335

海洋版图书印、装错误可随时退换

《数学模型在生态学的应用及研究(4)》编委会

主 编 杨东方 高振会

副主编 陈 豫 张饮江 余卫娟 黄 宏 崔维刚

编 委 (按姓氏笔画为序)

马文斋 尹维翰 尹琳琳 邓 婕 石 强

孙静亚 张友麓 李文凤 杨重阳 陈吉祥

徐焕志 秦 洁 董民辉 谢 利 蔡惠文

数学是结果量化的工具
数学是思维方法的应用
数学是研究创新的钥匙
数学是科学发展的基础

杨东方

要想了解动态的生态系统的基本过程和动力学机制,尽可从建立数学模型为出发点,以数学为工具,以生物为基础,以物理、化学、地质为辅助,对生态现象、生态环境、生态过程进行探讨。

生态数学模型体现了在定性描述与定量处理之间的关系,使研究展现了许多妙不可言的启示,使研究进入更深的层次,开创了新的领域。

杨东方

摘自《生态数学模型及其在海洋生态学应用》
海洋科学(2000),24(6):21-24.

前 言

细大尽力,莫敢怠荒,远迹辟隐,专务肃庄,端直敦忠,事业有常。

——《史记·秦始皇本纪》

数学模型研究可以分为两大方面:定性和定量的,要定性地研究,提出的问题是:“发生了什么?或者发生了没有?”要定量地研究,提出的问题是“发生了多少?或者它如何发生的?”前者是对问题的动态周期、特征和趋势进行了定性的描述,而后者是对问题的机制、原理、起因进行了定量化的解释。然而,生物学中有许多实验问题与建立模型并不是直接相关的。于是,通过分析、比较、计算和应用各种数学方法,建立反映实际的且具有意义的仿真模型。

生态数学模型的特点是:(1)综合考虑各种生态因子的影响。(2)量化描述生态过程,阐明生态机制和规律。(3)能够动态地模拟和预测自然发展状况。

生态数学模型的功能是:(1)建造模型的尝试常有助于精确判定所缺乏的知识和数据,对于生物和环境有进一步的定量了解。(2)模型的建立过程能产生新的想法和实验方法,并缩减实验的数量,对选择假设有所取舍,完善实验设计。(3)与传统的方法相比,模型常能更好地使用越来越精确的数据,从生态的不同方面所取得的材料集中在一起,得出统一的概念。

模型研究要特别注意:(1)模型的适用范围:时间尺度、空间距离、海域大小、参数范围。例如,不能用每月个别发生的生态现象来检测1年跨度的调查数据所做的模型。又如用不常发生的赤潮的赤潮模型来解释经常发生的一般生态现象。因此,模型的适用范围一定要清楚。(2)模型的形式是非常重要的,它揭示内在的性质和本质的规律,来解释生态现象的机制和生态环境的内在联系。因此,重要的是要研究模型的形式,而不是参数,参数是说明尺度、大小、范围而已。(3)模型的可靠性。由于模型的参数一般是从实测数据得到的,它的可靠性非常重要,这需要通过统计学来检测。只有可靠性得到保证,才能用模型说明实际的生态问题。(4)解决生态问题时,所提出的观点,不仅从数学模型支持这一观点,还要从生态现象、生态环境等各方面的事实来支持这一观点。

本书以生态数学模型的应用和发展为研究主题,介绍数学模型在生态学不

同领域的应用,如在地理、地貌、气象、水文和水动力以及环境变化、生物变化和生态变化等领域的应用,详细阐述了数学模型建立的背景、数学模型的组成和结构以及数学模型应用的意义。认真掌握生态数学模型的特点和功能以及注意事项。生态数学模型展示了生态系统的演化过程和生态数学模型预测了自然资源可持续利用。通过本书的学习和研究,促进自然资源、环境的开发与保护,推进生态经济的健康发展,加强生态保护和环境恢复。

本书获得国家海洋局海洋溢油鉴别与损害评估技术重点实验室基金和国家海洋局北海环境监测中心主任科研基金——长江口、胶州湾、莱州湾及其附近海域的生态变化过程(05EMC16)的共同资助下完成。

此书得以完成应该感谢浙江海洋学院苗振清院长和上海海洋大学生命学院李家乐院长;还要感谢刘瑞玉院士、冯士筭院士、胡敦欣院士、唐启升院士、汪品先院士、丁德文院士和张经院士。诸位专家和领导给予的大力支持,提供良好的研究环境,成为我们科研事业发展的动力引擎。在此书付梓之际,我们诚挚感谢给予许多热心指点和有益传授的其他老师和同仁。

由于作者水平有限,书中难免有疏漏之处,望广大读者批评指正。

沧海桑田,日月穿梭。抬眼望,千里尽收,祖国在心间。

杨东方 高振会
2008年12月16日

目 次

风环流对湖泊环流影响的数学模型	(1)
海冰模式化基本方程	(3)
港湾淤泥质海岸的岸线变化数值模拟	(5)
年平均海流热量输送的基本状况	(8)
功率谱估计公式	(11)
赤潮生态动力学模型	(13)
贝类的摄食率和滤除率	(17)
重磁异常反演式及 B 样条函数解积分方程	(19)
平均蛋白质增量计算公式	(24)
ADCP 测量悬沙浓度的理论基础	(26)
星湖水质模型	(29)
海流矢量合成	(31)
风遥感资料的提取方法	(34)
海面风速微波散射 Phillips 算法模式	(37)
渤海开边界潮汐的伴随法反演模型	(40)
海洋子区域中涡区域的确定公式	(43)
海洋中某一断面的体积和热、盐输运公式	(46)
热带太平洋小波的分析方法	(49)
海面、悬浮泥沙分别与海面光谱反射率的联系	(52)
落潮干道垂线平均流速和推移质输运的计算	(55)
黄、渤海泥质沉积区现代沉积速率	(59)
渤海水文和气象状况的长期变化及其相互关系	(61)
春季南海北部上混合层的数值模拟	(64)
黄河入海泥沙通量因素的统计关系	(66)
废黄河河口三角洲岸滩与水下地形横向蚀退计算模型及变化趋势	(69)
西太平洋暖池热含量及其耦合振荡	(71)
余流 Ekman 边界层和余流对数边界层	(74)
COD 浓度分布的数值模拟	(77)
太平洋北赤道流区上层海洋的斜压 2.5 层模式	(81)

南海多维海洋资料非线性检测的方法原理	(84)
黄海冷水团热结构模型	(86)
乐清湾泥沙输送的数值模拟	(90)
SAXS 与表面分形	(93)
南海环流的一个约化模式	(96)
千里崖海域真光层光衰减	(99)
砾石沉积物转动角的实验室测量	(101)
牙鲆的种群结构	(104)
海-陆风速比值简化模式	(106)
污染羽流运动路径和宽度的计算	(108)
湖泊水库潮流模拟系统	(112)
TOR 方法	(115)
Pope-Shepherd 多世代解析法	(118)
渤海海湾浅水潮波和污染物扩散方程	(121)
示踪砂漂移速度	(124)
结冰海区溢油行为数值模拟	(127)
估值类数据同化方法中背景场的确定——三维可分离的情况	(130)
罗源湾全日潮汐和潮流数值计算	(132)
温度对两种饵料金藻保存效果影响研究中脂肪酸的定量分析	(135)
ECOMSED 模型模拟磨刀门整治前后水动力场	(138)
刺参日摄食率、日瞬时生长率及吸收效率的计算	(141)
室内模拟添加氮对海水溶解无机碳体系的影响	(144)
浮游植物叶绿素 a 含量简易测定方法	(147)
西施舌肉营养价值评价方法	(150)
基于阶跃函数的红树林凋落物变化模型	(152)
海水垂直运动中的状态研究	(156)
海洋大气系统的热量收支模式及海面热量收支各分量的计算公式	(160)
东海群系带鱼资源估算的计算公式	(164)
正、反向磁化情况下均匀斜磁化的矩形条板组合体引起的磁异常计算公式	(166)
杭州湾北岸潮滩波浪的统计分布	(169)
海洋卫星定位中闭合差的计算及校正	(172)
东海沉积物间隙水中硅酸盐和硫酸盐的“扩散-平流-反应”模式	(175)
辽东湾斑海豹历史种群数量的估算公式	(180)
不依赖天气预报具有一定预报时效的风暴潮预报式	(183)

长江口南支河床质运动的表达式	(187)
底部边界层颗粒态物质迁移的描述方程	(189)
海浪雷达回波方程	(192)
南黄海海底地形趋势面分析方法	(194)
膜浓度差电池原理	(197)
热带环境场与副热带高压活动的遥相关分析模式	(199)
偏心海链藻的形态变异率	(202)
砷对浮游植物活性点抑制模式的关系式	(204)
肠道荧光法测定大磷虾肠道色素、排空率及摄食率的计算公式	(206)
沉积物粒度分布的拟合曲线——对数双曲线分布	(208)
环渤海区域大气水分平衡方程及其分量的计算公式	(210)
反演大气动力系统与中小尺度天气预报	(213)
欧式距离公式在中国银鲈属鱼种分类中的应用	(218)
五阶 Stokes 波参数的计算	(220)
变差函数与交叉变差函数	(223)
黄河水下三角洲表层沉积物对应分析	(225)
地球流体中有限振幅波解的一般形式	(227)
虾塘养殖中有机质自身污染速率计算公式	(231)
直接滴定法测定鱼油中的酸价	(233)
冬季青岛—石岛近海中尺度涡旋数值模拟	(235)
赤道海洋波动弱非线性动力学系统分析	(237)
溢油“指纹”的判别方法	(240)
双壳贝类同化率的计算	(243)
海岸带系统的可持续性指标	(245)
水声通信仪换能器参数计算	(247)
微型电子湿度计的参数计算	(250)
沉积物中分子扩散系数的测定	(253)
自回归模型在预报黄渤海的底层水温的应用	(256)
海表热通量的整体计算公式	(259)
三维荧光光谱特征参量	(262)
SAR 对南沙群岛暗礁的成像	(266)
二端员组分混合物的化学组成	(268)
非均匀质波场波向响应模式	(270)
海浪方向谱阵列资料实例分析	(273)

海浪外观波数谱与谱宽度最优确定	(276)
台湾海峡 M_2 分潮的三维数值模拟	(279)
波高分布解析形式	(281)
沉积速率和地质年代测定法	(283)
离水辐亮度估算黄海透明度	(285)
渤海埕北海域风暴潮的数值模拟	(288)
渤海及黄海北部年极值冰厚概率分布的统计分析	(291)
高度计大气湿度校正的方法	(296)
桶形基础负压沉贯渗流场有限元法	(300)
悬浮粒子 Stern 电位的测定原理和方法	(303)

风环流对湖泊环流影响的数学模型

1 背景

最近几年,人们对湖水运动问题进行了很多研究。通过对北半球的大湖和内海的考察发现,几乎全部存在一种反时针的大环流。这种现象的发现及其演变规律的研究,对总体上预报污染物从污染源依环流方向的扩散很有意义。对此,很多学者给出了不同的物理解释。通过对日本琵琶湖和中国太湖的实测资料的分析,结合动力气象学中的地转适应理论,得出了一种湖泊环流形成的动力机制。焦春萌等^[1]试图把该机制与“热力稳定度差异”机制结合起来,以解释湖泊环流的形成。

1986年5月至1987年10月,在中、日太湖、琵琶湖物理湖泊学合作研究中^[1],在太湖周围建立了三个水文气象观测点和一个水上平台,取得了风、水位、湖泊等资料。在理论分析的基础上,根据这些实测资料进行数值模拟,以寻求湖泊环流与风场的关系。

2 公式

根据太湖的实际情况,采用三维非线性水动力学偏微分方程组:^[1]

$$\begin{aligned}\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial(uv)}{\partial x} + \frac{\partial(uv)}{\partial y} + \frac{\partial(uw)}{\partial z} - fv + \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} - \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} \right) &= 0 \\ \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{\partial(vu)}{\partial x} + \frac{\partial(vv)}{\partial y} + \frac{\partial(vw)}{\partial z} + fu + \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} - \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial \tau_{yx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial z} \right) &= 0 \\ \frac{\partial P}{\partial z} + \rho g &= 0\end{aligned}$$

连续方程为:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$

上述方程在笛卡儿直角坐标系中,取 xoy 平面为静止的湖泊, x 轴向东为正, y 轴向北为正, z 轴以静止的水面为零点,铅直向上为正; u, v, w 分别是 x, y, z 方向上的流速; f = 柯氏力参数 $= 2\Omega \sin \phi$, Ω 为地球自转角速度; ϕ 为北纬纬度; P 为水体内的压力; ρ 为水体密度; $\tau_{xx}, \tau_{xy}, \tau_{xz}, \tau_{yx}, \tau_{yy}, \tau_{yz}$ 为湍流剪应力; g 为重力加速度。

把水平方向的湍流剪应力参数化,设 x, y 方向的湍流交换系一致,写成矢量形式,方程为:

$$\frac{d\vec{V}}{dt} = -2\vec{Q} \times \vec{V} - \frac{1}{\rho} \nabla \rho + \frac{A}{\rho} (\nabla^2 \vec{u} + \nabla^2 \vec{v}) + \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau}{\partial z}$$

式中, A 为水平湍流交换系数。

$$\nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2}$$

式中, $\vec{\tau}$ 为以 z 轴正方向为法矢量的平面上的湍流剪应力。

初始条件:

对于给定的计算区域:

$$\begin{aligned}\zeta(x, y, t) |_{t=0} &= 0 \\ u(x, y, z, t) |_{t=0} &= 0 \\ v(x, y, z, t) |_{t=0} &= 0 \\ w(x, y, z, t) |_{t=0} &= 0\end{aligned}$$

ζ 为关于静止湖面的相对水位。

边界条件:

在水陆交界面上:

$$\begin{aligned}\vec{V} \cdot \vec{n} |_{\Gamma} &= 0 \\ \frac{\partial \zeta}{\partial t} |_{\Gamma} &= - \frac{\partial V_n}{\partial n}\end{aligned}$$

式中, $\vec{n}$ 为岸线的法矢量。

地形条件:

在计算区域内给定湖底高程 $\zeta_0(x, y)$ 。

3 意义

结合太湖的实测资料,提出了一个三维非线性湖泊水动力学的数学模型。通过理论分析和数值试验,得到如下一些结果:风场经过湖面时,无论风向如何,总是产生一个反时针的附加风场;该风场的存在有利于湖泊反时针环流的形成;湖泊周围的不对称地形造成的风场不对称性,对湖泊环流的形成有影响;湖泊环流的强度在一年四季中是变化的,夏季最强(气旋式环流),冬季最弱,甚至是不稳定的环流;波浪在浅水湖泊中对动量输送起了重要作用。

本模式没有计入出入流的影响,使得计算结果与实测结果不能完全吻合;由于资料的缺乏,关于冬季湖泊环流形态及演变规律等问题尚待今后作进一步的探讨。

参考文献

- [1] 焦春萌,等. 湖区风环流对湖泊环流影响的探讨和数值模拟. 海洋与湖沼, 1991, 22(4): 329 - 337.

海冰模式化基本方程

1 背景

国际上许多国家在本国沿海、大洋北部、极地进行了长期的海冰观测和考察,并多国联合进行综合性野外海冰实验,提出各种数值模式,Hibler 等^[1]进行海冰生消、增长和漂移数值试验,并发展了海冰业务数值预报,例如芬兰从 1979 年冬开始建立的海冰业务数值预报一直在冬季航运中起着重要作用;一些气-冰-海耦合模式也被用来研究海冰对大气环流、海洋环流的作用,海冰和气候的相互作用。本研究^[2]讨论渤海海冰数值预报模式一些问题。

将一个复杂的物理过程抽象成数学模型,必须抓住该物理过程的基本特性。例如以前提出的大尺度数值天气预报模式、大气边界层模式和风暴潮模式等就是根据大尺度大气运动、旋转流体的湍流运动和强迫场作用的海面动力响应等物理过程的基本特点而设计的。海冰并不是单纯的刚体,冰块内既有气泡又有卤水以及其他杂质。海冰复杂成分既影响它的热力学特性,又决定它的力学强度。

2 公式

2.1 动量方程

模拟海冰动力过程的基本方程是动量方程:^[2]

$$m \frac{d\vec{V}_i}{dt} = -m f \vec{K} \cdot \vec{V}_i + A \vec{\tau}_a + \vec{A}_{rw} - mg \nabla H + \vec{F}$$

H 为海表面动力高度;

$\vec{F}$ 为冰内力; m 为单位面积冰质量。

$$m = \rho_i \vec{h} A$$

式中, ρ_i 为冰密度; $\vec{\tau}_a, \vec{\tau}_w$ 分别为冰表面空气应力和冰底海水应力。

2.2 热力过程

为了得到表面温度场,确定海面是否开始结冰,海冰是增长还是融化,海、气间和冰、气间热量交换作为海冰热力学模拟的基础,还必须考虑冰、水侧向交换,冰覆盖下的水域与开阔水域的侧向交换以及冰底的冰、水间垂直热量交换等。

对于开阔水面海洋混合层净得热量为:

$$Q_0 = H \downarrow + LE \downarrow + \varepsilon_w LW \downarrow + (1 - \alpha_w) SW \downarrow - \varepsilon_w \sigma T_{sf}^4 + F_w \uparrow$$

式中, $H \downarrow$ 为感热通量; LE 为潜热通量; ε_w 为水的长波辐射率; $LW \downarrow$ 为入射长波的辐射; $SW \downarrow$ 为太阳短波辐射; α_w 为水表面短波反射率; σ 为 Stefan-Boltzman 常数; T_{sf} 为表面水温; Q_0 为净入混合层的热通量之总和; $F_w \uparrow$ 为通过跃层进入的热量。

冰表面与大气热量收支关系为:

$$Q_{IS} = H \downarrow + LE \downarrow + \varepsilon_i LW \downarrow + (I - 0.4I_0)(I - \alpha_i)SW \downarrow - \varepsilon_i \sigma T_{sf}^4 + \frac{K_i}{h}(T_B - T_{sf})$$

式中, I_0 为净入射短波辐射率;

K_i 为冰热传导系数;

ε_i 为冰的长波辐射率;

α_i 为冰表面短波反射率;

T_B 为冰底面温度。

冰底的热通量为:

$$Q_{IB} = F_B \uparrow - \frac{K_i}{h}(T_B - T_{sf})$$

$F_B \uparrow$ 为通过冰底的冰水间热量交换。

2.3 连续方程

如果进入冰的总净热通量不为零, 则引起冰增长或融化, 即

$$\frac{\partial m}{\partial t} + \nabla \cdot (\vec{V}m) = \phi$$

式中, ϕ 为热力增长函数, 如果总净热通量为零, 海冰质量保持守恒, 即 $\phi = 0$ 。该式将热力过程与动力过程联结起来。

3 意义

根据大量观测和实验以及有关理论研究提出动力-热力过程的数学处理方法。海冰模式特点在于海冰本身是一种复杂的物质。模式冰作为一种黏性-塑性流体, 在同网格内既包括平整冰、脊冰, 又包括开阔水。引入热力增长函数表示气-冰, 气-冰-水的相互作用以及冰-水, 冰下水-水侧向热量交换的热力学过程。引入力学变形函数表示海冰受大气和海洋的强迫应力作用产生堆积, 甚至形成脊冰, 反过来影响冰厚和密集度分布。

文中讨论了水道、冰间湖和冰脊的参数化问题, 所提出的模式在渤海和波罗的海的模拟后报和试报结果证实上述方案是合理的、满意的^[2]。今后将进一步通过观测和数值试验研究冰脊和水道等参数化问题。

参考文献

- [1] Hibler W D. A dynamic thermodynamic sea ice model. J Phys Oceanogr, 1979, 9: 815-846.
- [2] 吴辉碁, 等. 海冰的动力-热力过程的数学处理. 海洋与湖沼, 1991, 22(4): 321-328.

港湾淤泥质海岸的岸线变化数值模拟

1 背景

一线模型中假定,海岸剖面始终处于平衡,并且只在一定深度范围内变动。剖面的平衡并不单纯与波浪作用有关,其变动厚度可以涉及多种物理现象。这些基本假定和认识同样适用于动态平衡的淤泥质海岸。

淤泥质海岸滩坡较缓,岸线位置受潮汐影响变动较大;但是,若将随潮变动的各动力因子均用平均海面情况予以反映,则可以采用平均海面与滩面的交线作为模拟岸线。这实际上,假定各种潮位情况下输沙对剖面的净贡献均发生于平均海面的条件之下。鉴于岸线模拟所采用的平衡剖面一般将泥沙长期(数年至数十年)有效运动范围包括在内,同时,岸线进退是以岸线单元楔块内沿岸进出沙量的对比来衡量的,这一假定是可以接受的。在这一岸线定义下,所涉及的野鸭山岸段,平均破波线正好位于实际潮滩波浪作用较强烈、浪蚀坑洼发育的部位,也表明了定义的合理性^[1~3]。

2 公式

岸线变化模拟只考虑沿岸输沙。一般而言,淤泥质海岸线附近(尤其在破波带内)的泥沙运动是以悬移质为主的,并由破波沿岸流沿岸输运^[1]。这在研究区内濒临潮汐通道的港湾淤泥质海岸的动力条件分析中可得到印证^[2]。因此,作为淤泥质海岸的初步模拟,可采用下式计算沿岸输沙率:^[3]

$$Q = \frac{S\bar{V}_l A}{a'}$$

式中, S 为实测含沙浓度(以体积比计);

a' 为泥沙孔隙系数;^[4]

A 为由破波水深、破波点离岸距离和滩坡构成的近岸三角形面积, m^2 ;

$\bar{V}_l$ 为破波特征值所决定的沿岸流速度, m/s 。

该式不涉及波浪掀沙机制和具体的含沙浓度剖面,从而使问题得以简化。含沙量和计算沿岸流的波浪资料采用年平均特征值,以较客观地反映当地动力泥沙条件的平均状况。对模型中其他要素的处理^[5],需要结合海岸的具体情况而定。将适合于研究的 $\bar{V}_l$ 代入上式,便得到输沙率方程:

$$Q = Q_0 \sin \alpha_b \cos \alpha_b$$

其中输沙率振幅: