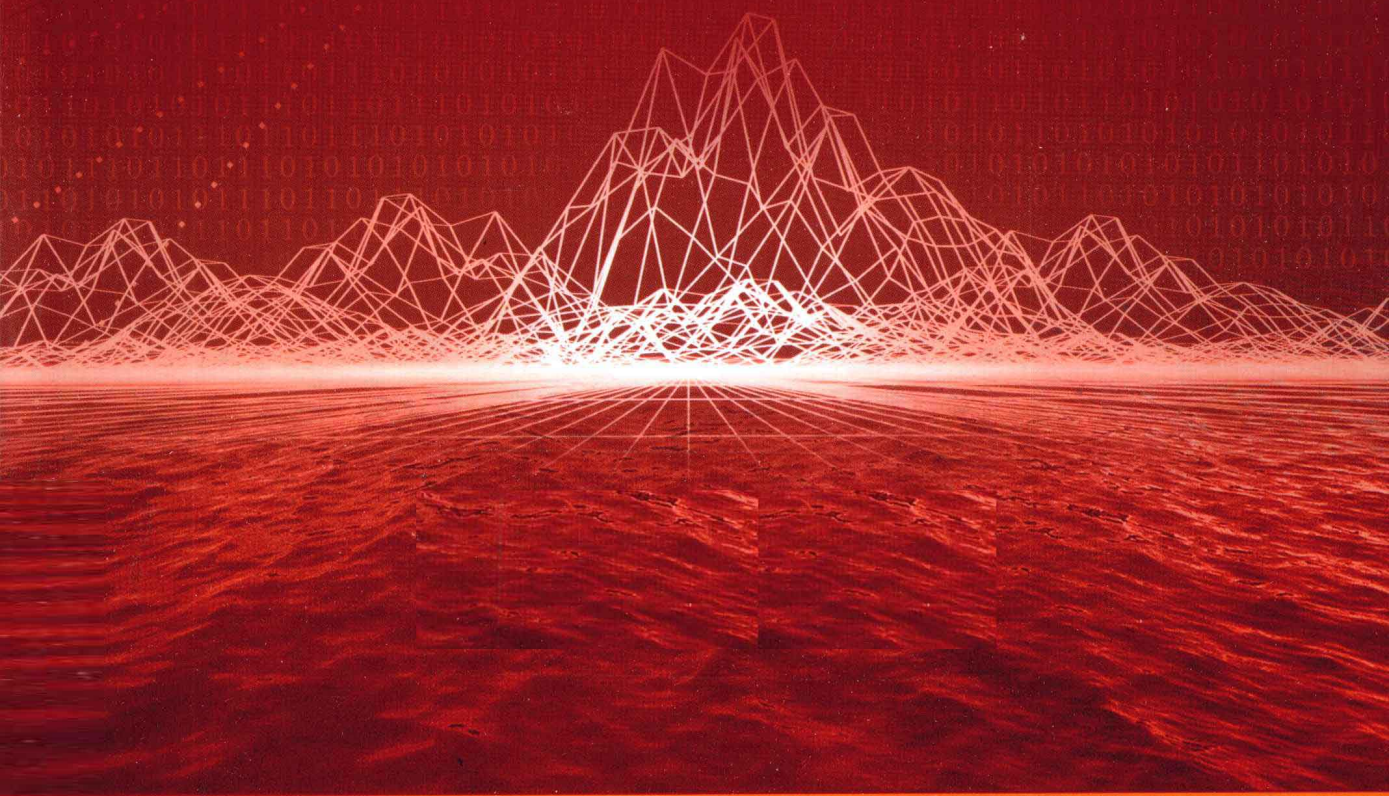


The Application and Research
of Mathematical Model
in Ecology

数学模型在生态学 的应用及研究

| 杨东方 苗振清 编著



 海军出版社

数学模型在生态学的应用及研究(11)

The Application and Research of Mathematical Model in Ecology(11)

杨东方 苗振清 编著

海洋出版社

2010年·北京

内 容 提 要

通过阐述数学模型在生态学的应用和研究,定量化地展示生态系统中环境因子和生物因子的变化过程,揭示生态系统的规律和机制以及其稳定性、连续性的变化,使生态数学模型在生态系统中发挥巨大作用。在科学技术迅猛发展的今天,通过对该书的学习,可以帮助读者了解生态数学模型的应用、发展和研究的过程;分析不同领域、不同学科的各种各样生态数学模型;探索采取何种数学模型应用于何种生态领域的研究;掌握建立数学模型的方法和技巧。此外,该书还有助于加深对生态系统的量理解,培养定量化研究生态系统的思维。

本书主要内容为:介绍各种各样的数学模型在生态学不同领域的应用,如在地理、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及其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. 11/杨东方,苗
振清编著. —北京:海洋出版社,2010.9
ISBN 978-7-5027-7817-0

I. ①数… II. ①杨…②苗… III. ①数学模型—应
用—生态学—研究 IV. ①Q14

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2010)第 163825 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

2010 年 9 月第 1 版 2010 年 9 月第 1 次印刷

开本:787 mm×1092 mm 1/16 印张:20.25

字数:580 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(11)》编委会

主 编 杨东方 苗振清

副主编 丁跃平 杨端阳 石 强 孙静亚 吴绍渊

编 委 (按姓氏笔画为序)

丁咨汝 冯志纲 白红妍 宋秀霞 李 龙

李文凤 杨重阳 杨丹枫 苏 艳 陈 晨

陈 豫 徐焕志 高国瑞 董民辉 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有关的。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为:(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为:(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,不能用每月的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、本质的规律,来解释生态现象的机制、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,这是通过统计学来检测。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其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。

本书获得浙江海洋学院出版基金、浙江海洋学院承担的“舟山渔场渔业生态环境研究与污染控制技术开放”和“近海水域预防环境污染养殖模型”项目、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、浮山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北海环境监测中心崔文林主任和上海海洋大学的李家乐院长;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。

本书内容新颖丰富,层次分明,由浅入深,结构清晰,布局合理,语言简练,实用性和指导性强。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 苗振清

2010年5月8日

目 次

次表面压力和海底压力公式	(1)
测高仪校准程序公式	(3)
潮高订正公式	(5)
广义相关时延估计方法的公式	(7)
跑道视程和云高探测的公式	(10)
信道与声回波的估计公式	(13)
曲线拟合补偿法公式	(17)
悬浮泥沙的细颗粒动力学判断公式	(19)
细颗粒悬浮泥沙的长期输运公式	(22)
岸式波能装置的水动力学计算	(25)
海洋对洋面风应力的动力模式	(29)
测波浮筒的水平距离公式	(32)
LMS 自适应时间延迟估计公式	(35)
浅层工程地震折射波法原理	(38)
全潮观测的富里埃回归公式	(40)
瞬时动态桩基检测原理	(42)
超短基线定位系统	(45)
新型地磁方位仪设计原理	(47)
磁力浮沉子密度计的测定公式	(50)
变尺度法——BFGS 方法	(52)
求简约温标转换公式	(54)
次级线圈感应电势模型	(57)
半日潮平均大潮流场数值模拟	(61)
信号电压与悬浮颗粒散射体声强的公式	(64)
悬浮颗粒浓度与散射强度的公式	(66)
利用多普勒效应求解海流速度公式	(68)
电波流速仪对流速的测量	(70)
自由边界条件公式	(72)
“平均位置法”的波高计算公式	(74)

水下探头的相关公式	(76)
多模式卡尔曼滤波公式	(80)
声学剖面的彩色浓度计算	(83)
混合相关法测速原理	(85)
声学信号与悬浮物浓度的关系式	(88)
互相关时延估计法公式	(90)
互功率谱法时延估计公式	(92)
深标太阳能电池供电系统的配置计算	(95)
船位坐标的计算	(97)
连续波列波能变化的微分公式	(100)
最大熵谱分析模型	(103)
气室内压力和水面速度的关系式	(106)
潜水器水平面运动的动力学方程	(108)
潜水器所受水动力及力矩的表达式	(110)
钢沉井下沉的冲刷深度计算	(112)
动力定位系统的水平面运动方程	(114)
波束照射面与水深和波束入射角的关系式	(116)
高压水射流的冲击作用公式	(119)
桩身稳定性的非线性有限元	(121)
海底管道极限载荷计算公式	(125)
筒基桩坑的体积计算	(128)
长基线系统的定位原理	(130)
声速修正的数值迭代模型	(133)
水槽正态模型和变态大模型	(136)
人工岛自振频率的能量公式	(138)
地震动土压力的计算	(141)
航道整治线宽度公式	(143)
造波水槽内二维浮体运动方程	(145)
浮体的水动力格林函数的边界元法	(148)
人工神经网络和 π 定理的挖掘模式	(153)
排桩框架动力响应模型	(156)
离散系统 LQR 无限时间状态控制	(161)
水下机器人载体的动力学模型	(163)
船底运动小直径圆柱载荷	(166)

板式锚的极限抗拔力传统经验公式	(170)
干涉谱测深原理	(172)
正交频分复用的基本原理	(175)
霍夫变换原理与实现方法	(177)
海洋平台安全评价模型	(179)
畸形波的随机波列生成	(182)
锥体冰力谱计算方程	(185)
潜艇近水面运动模型	(188)
波高的 Gumble 概率分布函数	(191)
岸坡稳定的有限元强度折减法	(193)
粗糙集数据分析和最小决策集	(195)
近岸的能量平衡方程 SWAN 模型	(198)
浅水的抛物型缓坡方程 REF/DIF 模型	(201)
钢筋混凝土裂缝宽度计算	(203)
海底管道所受外荷载计算公式	(208)
氯离子在混凝土中的扩散模型	(210)
柔性张力腿平台结构的运动方程	(213)
固-液混合体运动的偏微分方程组	(218)
最大相关系数法和相关松弛法	(220)
流体体积法 (VOF)	(223)
再悬浮物质的通量计算	(225)
海雾生成条件的模型	(227)
海平面的外推预测法	(230)
水声环境条件的分析模型	(232)
遥感测量原理	(234)
地转流速度的计算	(237)
近岸破碎波高概率分布模型	(239)
海洋资料的 Levitus 方法和 Laplacian 插值法	(243)
耕地质量多功能评价	(245)
氮肥利用率的公式	(247)
水土保持价值的复合计算模型	(250)
产沙量和面积	(253)
活性有机碳含量	(256)
陆地生态系统服务价值	(259)

土地利用的变化模型	(262)
景观特征指数	(265)
土壤种子库群落组成的相似性	(268)
土壤生态环境响应的评价	(270)
容重与饱和含水量的关系式	(272)
容重空间和土地利用的统计	(275)
森林生态系统健康型评价	(277)
土壤重金属含量的半方差函数	(280)
土壤剖面的表聚系数	(283)
人工林枯落物的有效拦蓄量	(285)
土壤侵蚀系数	(287)
风速廓线拟合方程	(289)
土壤的几何粒径	(291)
土地利用动态度	(294)
生态风险指数	(296)
土壤质量综合评价指数	(298)
土壤水分扩散率计算	(300)
林地对径流和泥沙的削减率	(302)
景观压力指数	(304)
林地土壤的持水量测定	(306)
灰色关联度计算	(308)
饱和导水率估算模型	(311)

次表面压力和海底压力公式

1 背景

海平面的变化与气候有明显的关系,因为海表面以下 3 m 海水的热容量相当于整个大气的热容量。实际的气候程序可以监测海平面的变化。这是因为海平面研究能提供许多必要的指导性经验,从而了解海洋热储存转换的重要性和海洋流域尺度的大小以及周期从几天到几年的变化情况,而科研人员就一直期望卫星高度技术能与验潮仪、海面到海底密度结构的观测相结合,这会在目前和未来该领域的研究中起到关键性作用。以前,一直使用传统的验潮仪,但是它难以维修,特别是在边远地区,因而目前正广泛使用压力记录式验潮仪。J-M Verstraete^[1]曾对此做过研究。

2 公式

海洋平静时,海底压力 P_{-h} 、在深度 $Z = -h$ 平均海面以下时,属于静压平衡。

$$P_{-h} = P_0 + \int_{-h}^0 \rho_z g dz + \rho_0 g \zeta \quad (1)$$

其中, ζ 是在 $Z = 0$ 以上时自由海面高度; ρ_0 为海面水的密度; ρ_z 为深度 Z 时海洋密度; P_0 为海面大气压; g 为重力加速度(标准值: $g \approx 9.80665 \text{ ms}^{-2}$)。式(1)中垂直加速度可忽略不计。

海洋不平静时,式(1)为近似静压,平均海平面以下的压力 $\rho_0 g \zeta$ 与 $Z = -h$ 时的海底压力间的关系取决于作用在海表面上的时空尺度(风应力、大气压、热增益)、水体中密度结构以及水体厚度等。

现规定固定点上次表面的压力为

$$SSP = P_0 + \rho_0 g \zeta \quad (2)$$

次表面压力是有效指数,它的解释不同于它的两个分量 P_0 和 ζ 的解释。

对于均质海洋, $\rho(Z) = \rho_0$, 而且

$$P_{-h} = \rho_0 g h + SSP \quad (3)$$

在单层海洋中,次表面 $\rho_0 g \Delta \zeta$ 和海底压力变化 P_{-h} 必须相同。这种情况与分层海洋的正压

响应相近。对于正压波, SSP 对海底压力之比是

$$SSP/P_{-h} = \cos(Nh/c) \quad (4)$$

其中, N 为常量 Vaisaia 频率, h 为海洋深度, c 为非旋转海洋中自由前进波的相速。对于正压波, $Nh/c \ll 1$, 而次表面和海底压力基本相同。

3 意义

这种仪器是利用了卫星高度技术与验潮仪、海面到海底密度结构的观测相结合而研制的, 精确度较传统仪器好, 同时构造比较简单, 易于维修; 但是深海压力式验潮仪测不出立体变化, 为了获得海平面立体项的季节性计算值, 有必要同时观测密度结构, 而该立体项是气候相关程序中最重要的一项。尽管浅水压力式验潮仪能够作为传统式验潮仪记录斜压信号, 也有必要观测密度结构, 以便能使斜压结构与海平面观测发生关系。

参考文献

- [1] J-M. Verstraete. 浅海压力式验潮仪的精确度. (张淑芝, 译) 海洋技术, 1994, 13(2): 28 - 33.

测高仪校准程序公式

1 背景

测量海表面形态的卫星测高系统主要包括两项技术:雷达测高技术和精确的轨道测量技术。雷达测高就是准确测量海表面与卫星之间的距离。精确的轨道测量是测量卫星轨道与地球质量中心之间的距离。这两者之差便给出了大洋表面的高度(因为对于地心而言,它们处于同一坐标系中)。有一点必须明确,当前的主要任务是利用卫星资料开展全球大洋环流研究,为了搞清楚海流的三维结构,这种测量还必须清楚地了解地球和海洋的密度场^[1]。要达到上述目标,要求在几百千米的空间范围内,使海平面高度测量的准确度达到几厘米。这其中包括各种误差源带来的偏差,如测高仪自身的误差,雷达脉冲在电离层和对流层传播过程因干扰而产生的测距误差,雷达脉冲与海浪相互作用引起的电磁偏差,卫星轨道测量误差等。最近,就卫星测高仪数据的校准问题已发表了许多篇论文进行讨论。其中沃克等人提出了一个最简单的测高仪校准程序公式。

2 公式

(1) 根据轨道跟踪数据 h_{orb} 计算出的轨道来确定卫星的飞行高度。

(2) 根据站位准确定位的验潮仪数据同步测出海平面的高度 h_{ssh} 。(以上这两个量是相对一个参考椭球而言)。

(3) 测量海平面以上测高仪的高度 h_{alt} 。

后两个数与第一个数的差便可给出高度计偏差。

$$b = h_{alt} + h_{ssh} - h_{orb}$$

式中: b 测高仪高度偏差。 h_{alt} 测得的海平面以上测高仪的高度,该值已对仪器性能、传播因素及地球质量中心偏移做了修正。 h_{ssh} 为参考椭球以上的海面高度,是由验潮仪测出的。这个值包括: h_t 为卫星过顶时大地水准面以上的潮位高度; Δh 为非潮汐性的海面瞬间变化。 h_g 为测高仪星下点上的大地水准面高度。这样, $h_{ssh} = h_g + h_t + \Delta h$

于是便有:

$$b = h_{alt} + (h_g + h_t + \Delta h) - h_{orb}$$

在通常情况下,根据精确的轨道测定,这其中包括激光跟踪、DORIS 跟踪以及未来像

GPS 那样的其他新技术应用,便可获得 h_{orb} 值。但是,仅就校准而言,只有设在校准点附近的激光跟踪器才有可能使轨道高度达到几厘米的精确度。卫星高度计校正的基本要求如下:①一台由卫星激光测距装置(SLR)组成的跟踪系统,该系统要尽可能靠近校正点。②一套海面观测系统,该系统可用设在校正点上的验潮仪系统代替。③一个验潮仪数据和激光测高数据共用的水准校正系统。④一些校准点所需的专用仪器。这些仪器可用以对卫星测高计和激光测得的海况,对流层等的偏差作局部修正。

3 意义

对卫星测高仪数据进行校准是很有必要的。利用这种技术的仪器有利于减小各种误差源,将全部误差都考虑在内的话,使用这种专用的测高仪,TOPEX 卫星的全球误差平方和的平方根为 14 cm,POSEIDON 卫星则是 11 cm,精确度比较高,在海洋学研究中的应用比较广泛。

参考文献

- [1] 葛运国,译. 卫星测高技术的校正和性能. 海洋技术,1994,13(2):38-46.

潮高订正公式

1 背景

高(低)潮挑取方法《海滨观测规范》已详细介绍,潮汐观测人员已掌握,但对高(低)潮潮时、潮高的订正方法规范作如下规定:第2.6.2.3.2中“挑出高(低)潮后,读取潮时、潮高并填在相应的高(低)潮处,进行订正,其方法采用两个整点订正值进行内插订正。如果高(低)潮恰在两个整点中间,且两个整点订正值相差1 min或1 cm时,则用后一个整点的订正值进行订正……。”潮汐观测人员对规范第2.6.2.3.2中的规定理解不够,所以执行起来不一致,从而造成高(低)潮出现不应有的误差,为了减少高(低)潮出现的误差,并且便于观测人员掌握,毕立海^[1]曾经对高(低)潮潮时、潮高订正方法进行过探讨。

2 公式

2.1 高、低潮潮高订正方法

当潮时不需订正,而高(低)潮出现在两个整点之间,且两个整点的潮高订正值的差值等于或大于1 cm时,高(低)潮的潮高订正值可由下式计算求得:

$$D_i = \frac{D_L - D_H}{60} t_i + D_H$$

式中: D_i 为 i 时刻的潮高订正值; D_L 为后一个整点的潮高订正值; D_H 为前一个整点的潮高订正值; t_i 为 i 时刻的自记纸分钟数。

举例说明:上午8:00 换上纸时校测潮高订正值为0,20:00 校测时潮高订正值为1,高潮出现在13:30处。高潮处潮高订正值的计算,根据规范要求求出13:00 潮高订正值为0,14:00 潮高订正值为1,再根据上式求13:30处的订正值 D_{30} 为0.5(四舍五入)为1,即将整理出的高潮潮高加上1 cm 便为高潮潮高。

2.2 高、低潮潮时订正方法

当潮高不需订正,而高(低)潮又出现在两个整点之间,且两个整点的潮时订正值差值等于或大于1 min时,高(低)潮的潮时订正值可由下式计算求得:

$$D_i = \frac{D_m - D_n}{60 - (D_m - D_n)} t_i + D_n$$