

分类号 TP399

学号 15060021

UDC 004

密级 公开

工学硕士学位论文

四维变分资料同化技术在南海 海洋环境模拟中的应用研究

硕士生姓名 李松

学科专业 计算机科学与技术

研究方向 海洋资料同化

指导教师 张卫民 研究员

国防科技大学研究生院

2017 年 10 月

**Application of 4-Dimension Variation Data
Assimilation Technique in the Marine
Environment Numerical Simulation of the
South China Sea**

Candidate: LI Song

Advisor: Prof. ZHANG Weimin

A dissertation

Submitted in partial fulfillment of the requirements

for the degree of Master of Engineering

in Computer Science and Technology

Graduate School of National University of Defense Technology

Changsha, Hunan, P. R. China

October, 2017

独创性声明

本人声明所呈交的学位论文是我本人在导师指导下进行的研究工作及取得的
研究成果。尽我所知，除文中特别加以标注和致谢的地方外，论文中不包含其他
人已经发表和撰写过的研究成果，也不包含为获得国防科技大学或其他教育机构
的学位或证书而使用过的材料。与我一同工作的同志对本研究所做的任何贡献均
已在论文中作了明确的说明并表示谢意。

学位论文题目：四维变分资料同化技术在南海海洋环境模拟中的应用研究

学位论文作者签名：李松 日期：2017年10月16日

学位论文版权使用授权书

本人完全了解国防科技大学有关保留、使用学位论文的规定。本人授权国防
科技大学可以保留并向国家有关部门或机构送交论文的复印件和电子文档，允许
论文被查阅和借阅；可以将学位论文的全部或部分内容编入有关数据库进行检索，
可以采用影印、缩印或扫描等复制手段保存、汇编学位论文。

(保密学位论文在解密后适用本授权书。)

学位论文题目：四维变分资料同化技术在南海海洋环境模拟中的应用研究

学位论文作者签名：李松 日期：2017年10月16日

作者指导教师签名：张成 日期：2017年10月16日

目 录

摘 要	i
ABSTRACT	ii
第一章 绪论	1
1.1 研究背景和意义	1
1.2 文献综述	2
1.2.1 ROMS 模式在区域海洋模拟中的应用现状	2
1.2.2 四维变分同化技术的发展及应用	2
1.2.3 中尺度涡识别的进展	4
1.3 研究内容	5
1.4 论文内容安排	6
第二章 中国南海区域四维变分同化试验系统的设计实现	7
2.1 ROMS 模式简介	7
2.1.1 ROMS 模式的特点	7
2.1.2 模式基本方程	8
2.1.3 垂直坐标变换	8
2.2 本研究使用的数据集简介	9
2.2.1 气候态数据集	10
2.2.2 真实场数据集	10
2.2.3 地形集	10
2.2.4 观测资料	11
2.3 中国南海区域四维变分资料同化试验系统的实现思路	11
2.4 中国南海区域 ROMS 的配置	12
2.4.1 模式格点的设置	12
2.4.2 模式适应的初始场构建 (SPIN-UP)	13
2.4.3 实际海洋环境场模拟	15
2.5 ROMS 四维变分同化方法的介绍与选择	17
2.6 观测资料的预处理	20
2.7 小结	20
第三章 背景误差协方差矩阵 B 的构建和检验	22
3.1 B 的通常形式	22
3.1.1 背景误差相关系数 C	23
3.1.2 线性平衡算子 \mathbf{K}_b	24

3.2	背景误差协方差矩阵的构建	26
3.2.1	构建初始场误差协方差 \mathbf{B}_x	26
3.2.2	构建强迫场误差协方差 \mathbf{B}_f	28
3.2.3	构建边界场误差协方差 \mathbf{B}_b	30
3.3	背景误差协方差矩阵效果的检验	32
3.3.1	检验标准差矩阵 Σ	32
3.3.2	检验归一化系数矩阵 Λ	33
3.3.3	检验 \mathbf{B} 对同化结果的影响	34
3.4	小结	35
第四章	卫星高度计资料的同化设计实现	38
4.1	卫星高度计海表高度	38
4.2	海表高度异常与中尺度涡的识别	39
4.3	同化方法	41
4.3.1	ζ 与 SLA	41
4.3.2	获取平均动力地形 (MDT)	42
4.3.3	ζ 的误差估计	44
4.4	实验设置	45
4.5	同化结果	45
4.5.1	海表高度结果总览	45
4.5.2	中尺度涡模拟效果的检验	46
4.5.3	其他结果	49
4.6	小结	51
第五章	总结与展望	53
致谢		54
参考文献		55
作者在学期间取得的学术成果		60

表 目 录

表 2.1	ROMS 模式控制方程中的变量说明	9
表 2.2	ROMS 观测资料数据结构	21
表 4.1	利用海表高度异常场 (SLA) 识别的中尺度涡数量统计	46

图 目 录

图 2.1	荒川 -C 网格示意图	7
图 2.2	中国南海区域四维变分同化系统实现思路	11
图 2.3	中国南海区域 ROMS 格点概览	13
图 2.4	SPIN-UP: SSH 、 SST 、 SSS 分布 (1 月 1 日)	14
图 2.5	SPIN-UP: 流场分布 (1 月 1 日)	14
图 2.6	2010 年 6 月 1 日 SODA 边界场: TEMP	15
图 2.7	2010 年 6 月 1 日 SODA 边界场: SALT	16
图 2.8	2010 年 6 月 1 日 SODA 边界场: U	16
图 2.9	2010 年 6 月 1 日 SODA 边界场: V	17
图 2.10	2010 年 6 月 1 日 SODA 边界场: ζ	17
图 2.11	2010 年 6 月 1 日强迫场	18
图 2.12	I4D-VAR 算法流程图	20
图 2.13	ROMS 观测资料预处理流程图	21
图 3.1	初始场 \mathbf{B} 矩阵分布 (六月)	28
图 3.2	强迫场 \mathbf{B} 矩阵分布	29
图 3.3	海温边界场标准差	31
图 3.4	海温边界场归一化系数	31
图 3.5	海盐边界场标准差	31
图 3.6	海盐边界场归一化系数	31
图 3.7	纬向流速 u 边界场标准差	31
图 3.8	纬向流速 u 边界场归一化系数	31
图 3.9	经向流速 v 边界场标准差	32
图 3.10	经向流速 v 边界场归一化系数	32
图 3.11	海表高度边界场标准差	32
图 3.12	海表高度边界场归一化系数	32
图 3.13	海表高度初始场标准差 (ROMS)	33
图 3.14	海表高度初始场标准差 (POM)	33
图 3.15	WC13 示例各变量归一化系数矩阵分布 [50]	34
图 3.16	-80m 温度增量水平分布	34
图 3.17	14.5°N 剖面温度增量分布	34
图 3.18	-80m 盐度增量水平分布	35
图 3.19	-80m 经向流速 u 增量水平分布	36

图 3.20	-80m 纬向流速 v 增量水平分布	36
图 4.1	2010 年 6 月 3 日 SLA 及其标准差分布 (AVISO)	41
图 4.2	6 月平均动力地形及其标准差分布 (ROMS)	42
图 4.3	6 月平均动力地形及其标准差分布 (POM)	42
图 4.4	观测 SSH 及其标准差分布 (2010 年 6 月 3 日)	44
图 4.5	单日同化实验流程	45
图 4.6	2010 年 6 月 3 日海表高度分布对比	46
图 4.7	2010 年 6 月 3 日海表高度异常 (SLA) 及涡分布对比	47
图 4.8	观测场与后验场涡识别结果区域对比	47
图 4.9	2010 年 6 月 3 日先验场、后验场、观测场涡活动区域分布对比	49
图 4.10	2010 年 6 月 3 日海表温度分布对比	50
图 4.11	2010 年 6 月 3 日海表盐度分布对比	50
图 4.12	2010 年 6 月 3 日同化前后 u 、 v 、 t 、 $salt$ 增量分布 (表层)	51
图 4.13	代价函数	52

摘 要

资料同化是获取海洋数值模式初始场的重要手段，四维变分资料同化一种是将不同时刻、不同地区、不同性质的观测资料利用起来的资料同化方法。由于海洋观测资料的匮乏，利用四维变分同化技术提高南海区域的海洋环境模拟水平对我国国家安全具有重要战略意义。

本文基于 ROMS 四维变分系统设计实现了中国南海区域的四维变分实验系统，构建了适应南海区域的背景误差协方差矩阵 \mathbf{B} ，并通过温度增量单点实验检验了其有效性和合理性。实验结果表明，本文构建的适应南海区域的背景误差协方差矩阵 \mathbf{B} 是合理的，且构成背景误差协方差矩阵 \mathbf{B} 的相关矩阵 \mathbf{C} 和平衡算子 \mathbf{K}_b 分别通过调整模式变量自身的空间结构和平衡与其他模式变量之间的物理化学关系来有效传播观测资料的影响。

本文设计并实现了卫星高度计资料的同化，并通过中尺度涡的识别效果检验其同化效果。实验结果表明，同化卫星高度计资料极大改善了海表高度场的模拟。相较于通常的利用原始卫星高度计观测场 (SLA) 进行中尺度涡识别，同化了 SLA 的后验场具有更高分辨率，因此能识别出更精细的中尺度涡结构。同时，基于中尺度涡自动识别算法，本文提出了一种定量评估同化效果的新方法，这或可得到进一步推广应用。

关键词: 区域海洋模式；四维变分资料同化；南海；背景误差协方差矩阵；卫星高度计；中尺度涡

ABSTRACT

Data assimilation is a key method to obtain a good initial field for ocean models. And 4-Dimensional Variation Data Assimilation (4D-VAR) is a popular data assimilation method which can combine observation data from different time, different regions and different types. Due to the severe lack of ocean observation in the South China Sea (SCS) region, it is of vital significance to using 4D-VAR technique to improve the numerical simulation level for SCS region.

This article illustrated how to establish a 4D-VAR experimental system for the SCS region. A background error covariance matrix \mathbf{B} adapting for the SCS region was also constructed. And it was tested by a single experiment with a temperature observation assimilated. The result shows that the \mathbf{B} is reasonable. The correlation (\mathbf{C}) and multivariate balance operator (\mathbf{K}_b), which combine together as \mathbf{B} , can transform observation influence by adjusting self-structure in model space and balancing relations between different model state variables respectively.

Finally, the satellite altimeter data assimilation was designed and realised in the SCS region 4D-VAR system. And a new method was proposed to evaluate data assimilation performance by taking a vortex-identification algorithm. The experiment shows that the identifying result derived from posterior field had a better performance compared to prior field. Furthermore, it displays a strength for identifying mesoscale eddies as the model owes a higher spatial resolution than *SLA* observation, which means that it may reveal more accurate structures for mesoscale eddies.

Key Words: ROMS; 4D-VAR; South China Sea; error covariance; *SLA*; mesoscale eddies

第一章 绪论

1.1 研究背景和意义

自上世纪 60 年代计算机的计算能力开始显著提高,科学家们尝试对海洋环境进行数值模拟,经过几十年的发展,目前世界上已经发展了很多业务化的海洋模式,包括 HYCOM (Hybrid Coordinate Ocean Model)、ROMS (Regional Oceanic Modeling System)、MOM (Modular Ocean Model) 等。

与大气数值模拟相比,海洋数值模拟最大的挑战是缺乏足够的观测资料。一方面,随着技术的飞速进步,非常规观测资料近年来不断增多,包括卫星观测资料、Argo 资料及航测资料等;另一方面,不断增多的资料仍然无法满足高精度的海洋环境模拟和预报的要求。这主要是由海洋环境观测的复杂性造成的。因此,如何利用好这些有限的观测资料来更准确地进行海洋环境模拟和预报是当前科学家们面临的重要问题。

海洋观测资料种类繁多,包括地转海洋实时观测阵 (Argo)、抛弃式深度仪 (XBT)、温盐深仪 (CTD) 等实地测量资料及卫星高度计 (SSH)、卫星海表温度 (SST) 和卫星海表盐度 (SSS) 等非常规卫星观测资料,具有量大、稀疏、均一性差等特点,这对合理统一使用这些资料造成了一定的挑战。

海洋资料同化技术极大提高了这些观测资料的利用效率、改善了海洋数值模拟的水平。其中四维变分同化技术又是海洋资料同化技术中一种极具发展潜力的方法。因此,研究四维变分同化技术在中国南海区域海洋环境数值模拟中的应用具有重要的意义:

- 1) 充分利用南海区域的卫星观测资料及航次实测资料,改善南海海洋的数值模拟效果,为南海区域提供高质量的分析数据;
- 2) 进行技术积累,为下一步大规模应用 Argo 观测资料在南海海域的数值同化做技术准备;
- 3) 中尺度涡在中国南海中非常活跃,它对南海区域的动量、热量、盐度和生物有机质的交换运输起着重要作用,同时对理解夏秋季节影响我国的台风的形成和运动有很大助益。本研究选取南海特定的物理现象——中尺度涡进行研究,有助于加深我们对南海中尺度涡的认识和理解。

在我国“走向深蓝”的海洋强国战略背景下,充分了解、认识我国领海的重要组成部分南海是迫在眉睫的任务。通过本课题的研究,我们相信四维变分同化

技术在认识南海、了解南海的过程中一定够大有所为，发挥其独特而不可替代的作用。

1.2 文献综述

1.2.1 ROMS 模式在区域海洋模拟中的应用现状

本研究拟采用区域海洋模式 (ROMS, **R**egional **O**cean **M**odeling **S**ystem) 作为同化系统的动力模块。它最初设计为近岸区域的应用，后来扩展到深海区域、洋盆尺度以及全球海洋的应用 [1]。ROMS 在海洋研究中已得到广泛的应用，同时它也被成功应用于南海环流数值模拟的研究中。

Haidvogel 等 [2] 分析了海洋模式在运行中由于时间分步引发的几种潜在误差来源，并设计了一种明确的时间步策略应用于 ROMS 来规避它们。Lorenzo [3] 结合真实海岸线和地形数据，利用 ROMS 对南加利福尼亚湾流进行了季节动力学的调查研究。Dinniman 等 [4] 利用高分辨率的 ROMS 对罗斯海绕极深水 (CDW, **C**ircumpolar **D**eep **W**ater) 的位置及其对罗斯海的动力学影响作用进行了研究。Marchesiello 等 [5] 利用 ROMS 对具有开边界条件的地区和近岸区域进行了调查研究并取得了满意的结果。Peliz 等 [6] 利用 ROMS 针对伊伯利亚极向流的生成和不稳定演变过程进行了模拟研究。Warner 等 [7] 使用 ROMS 系统对哈德逊河口进行了数值模拟，并与实测数据进行对比研究。

Chai 等 [8] 结合 ROMS 和 CoSINE 模式 (Carbon, Si(OH)₄, Nitrogen Ecosystem) 对中国南海的碳循环进行了季节性和年代际变量的研究。Nan 等 [9] 针对黑潮对南海的影响，利用基于 ROMS 搭建了太平洋区域模式对其进行近二十年的模拟研究，结果发现黑潮对南海的影响正在逐步减弱。Wang 等 [10] 利用 ROMS 对南海的西边界问题进行了探讨研究。Fan 等 [11] 基于 ROMS 平台对南海的温跃层季节变量进行了数值模拟研究。

1.2.2 四维变分同化技术的发展及应用

资料同化方法主要分为顺序资料同化和连续资料同化两大类，近几十年来，资料同化技术取得了快速的发展，从早期简单的逐步订正和最优差值等客观分析法发展到现今较为复杂的三维变分、四维变分、集合卡尔曼滤波和粒子滤波等方法。

每一个非线性数值预报模式都对应着一个伴随模式，数值预报模式的伴随模式是由四维变分同化首先引入到气象应用领域的，利用伴随模式的伴随方法是在现有计算机上实现四维变分同化的一个关键技术 [12]。

四维变分同化方法在时间窗口内利用完整的动力模式作为强约束自动调整模式误差使同化结果更可靠。而且，规定在某一时间段上的观测数据均可纳入同化

系统。背景场误差协方差隐式发展，误差信息随动力模式向前传播，这些是四维变分的主要优势。然而由于四维变分方法需要求解伴随模式，且代价函数的求解通常采用最速下降法、共轭梯度法等迭代方法求解，由此造成计算量特别大，这是四维变分最大的缺点。除此之外，四维变分尤其是强约束四维变分在同化时间窗口内隐含了“完美”模式假设，当模式误差大的时候，这一假设本就不成立。另外，实现伴随算子的编程本身是一件相当繁重和复杂的工作，物理过程参数化也会引起目标泛函产生不连续问题，对同化时间窗口长度的确定尚未形成较统一的方法 [13]。

卫星遥感技术和其它观测技术的不断发展和成熟为我们提供了日益丰富的海洋观测资料，但相对于大气观测来说仍是远远不足。因此如何尽可能多地从这些资料中提取有意义的信息以加深我们对海洋的认识和理解是我们的重要任务之一。这其中包括以下科学问题的解决：

- 1) 如何利用有限的观测资料为海洋数值模式提供合理的初始场；
- 2) 如何由可直接观测到的海洋要素反演无法直接观测到的海洋要素；
- 3) 如何由海洋的表面信息揭示海洋的内部结构。

资料同化中的伴随方法是解决上述问题的重要手段之一。海洋作为一个有机联系的整体，其各要素之间、不同时刻的海洋状态之间以及海表状况和海洋内部结构之间是相互联系的，且这种联系具体体现在海洋不同物理过程的数学模型中。伴随方法利用海洋数学模型的离散形式充分发挥现有观测资料的作用，由可观测的海洋要素反演未知的海洋要素，由海洋表面信息推知海洋内部结构，从而提高我们对海洋的认识水平 [14]。。

1.2.2.1 四维变分技术在深化对物理海洋现象认识中的应用研究

Thacker 和 Long[15] 采用一个简单的一维海洋模式用于刻画赤道海洋中海洋表面高度随时间的变化。他们利用伴随方法，把海表高度资料同化到上述模式中，得到优化的海表高度的初始状态，从而提高了模式刻画海表高度随时间变化的精度。Tziperman 和 Thacker[16] 在上述工作的基础上，在一个封闭区域中建立非线性正压准地转漏度方程模式，利用海洋中某些观测要素对不能直接测定的要素和参数进行最优逼近。Sheinbaum 和 Anderson[17] 通过伴随办法，把 XBT 资料同化到一个非线性的约化重力模式中，用于确定优化的赤道太平洋中上混合层的厚度，他们的试验结果表明选取合理地选取初始条件的初始猜测场，可以减少迭代次数，加快收敛速度，并提高优化效果。Moore[18] 将伴随方法应用于湾流区外洋准地转 OGCM 进行资料同化，用于同化的资料分别是 AXBT 资料、卫星高

度计资料和 GEOSAT 海平面高度观测资料。不同的试验都显示出伴随方法的资料同化能够修正 OGCM 中的急流轴位置,而且能重建 OGCM 模拟时所不能分辨出的诸多实际海洋的特征。Yu 和 O' Brein [19] 运用伴随方法在海洋 Ekman 模式中由资料来变分估计风应力拖曳系数和海洋垂直湍扩散系数,由此确定的最优估计应用到海洋数值模拟中其精度比采用经验参数的模拟结果有较大提高。Lardner 等 [20] 使用伴随方法来构建耗散函数的梯度,将海流观测和潮汐观测同化进一个准三维潮汐模式中,从而估计湍扩散系数、底摩擦系数、水深和风拖曳系数。

王东晓和朱江 [21] 探讨了伴随方法在海洋数值模式中的应用问题,认为伴随方法这种最优控制的变分方法使海洋模式和观测资料之间建立起一种可信而又客观的联系,使两者可以同时趋于双向匹配:由海洋数值模式同化观测资料,由观测资料优化海洋模式中的某些参数。朱江等 ([22] 使用伴随算子法通过岸边潮位资料来估计潮汐模式的开边界条件。结果表明伴随算子法在许多情况下可很好估计出潮汐模式开边界条件,并较之传统的方法有提高潮汐模拟和计算精度的潜力。韩桂军 [23] 利用伴随方法研究了潮汐和海洋温度资料的同化。王东晓等 [24] 尝试了卫星高度计资料的同化,采用简单的牛顿松弛逼近同化技术,仅提取高度计资料的海表信息,未考虑垂向投影技术,同样取得了不错的效果。同化结果有效地修正了南海大尺度环流特征,南海天气尺度涡旋亦被同化所“唤醒”。

吕咸青和方国洪 [25] 利用四维变分方法同化了验潮站和卫星测高的潮汐信息。张学峰等 [26] 利用伴随方法,将海洋天气站的上层温度观测同化到 Mellor-Yamada 2.5 阶湍流闭合方案的一维单点剖面模式中,从而反演波能因子和 Charnock 数。Peng 等 [27] 利用伴随方法估计了一个三维海洋模式中的风应力拖曳系数,从而改进了风暴潮的预报效果。

1.2.2.2 四维变分技术在业务上的应用

近年来,四维变分资料同化技术在构建海洋预报系统方面也得到了广泛应用。在 NEMO 模式的基础上,欧洲数值预报中心 (ECMWF) 使用最优插值 (OI) 和四维变分方法建立了全球海洋再分析和预报系统 (Mogensen 等, 2009), 意大利则使用三维变分和四维变分结合的方法建立了地中海海洋预报系统。日本气象研究所联合多家单位开发了自己的大洋环流模式 (Usui N 等 [28]), 于 2010 年利用三维变分建立了全球和西北太平洋海洋预报系统,并在 2012 年将同化方法升级为四维变分同化。美国海军基于 HYCOM 模式利用 4D-VAR 方法建立了全球海洋预报和再分析系统 (Burnett 等, [29])。

1.2.3 中尺度涡识别的进展

海洋中尺度涡的研究过程中出现了很多自动识别大量涡的算法。Chaigneau 等 [30] 使用改进的风向角算法对秘鲁地区进行了海洋涡旋的动力学研究。Xiu 等

[31] 利用 OW 参数识别算法对中国南海中尺度涡进行了统计研究。Chelton 等 [32] 提出了一种基于海表高度的无阈值识别算法对全球非线性中尺度涡进行了调查研究。总结来讲，目前对海洋中尺度涡的识别主要有以下三种方法：

- 1) 基于物理参数的方法；
- 2) 基于流场几何特性的方法；
- 3) 物理参数与流场特性相结合的方法

以上三种方法都存在着多核涡的识别问题，为了解决多核涡的识别问题，Yi 等 [33] 发展了一种融合了 OW 判定准则与海表高度异常的几何轮廓相结合的混合识别算法。Halo 等 (2014) 也采取了相似的融合策略利用高度及数据和大量模型输出结果对莫桑比克海峡的涡旋进行研究。除此之外，研究者们还对多核涡结构进行了物理实验和数值实验两种层面的研究。以上研究基本上都针对单核涡的识别，然而当多个涡彼此距离很近时常常发生融合形成多核涡结构。研究者们首先要将这种单核涡、多核涡结构识别划分出来。Li 等 [34] 提出了一种简单划分策略来识别划分单核涡，这种方法策略存在的问题是它将所有涡都划分成了单核涡，与实际的物理情形不相符，无法表现涡的融合、分离过程。在此工作的基础上，Yi 等 [35] 提出了一种基于高斯面拟合的方法来判断是否将相邻的单核涡识别一个多核涡，并取得了较好的效果。

1.3 研究内容

林士伟 [36] 利用 ROMS 系统对中国南海北部区域进行了四维变分资料同化的应用研究，本课题将在他的工作基础上，建立通用的中国南海区域四维变分同化试验平台，并针对性构建一个合适的背景误差协方差矩阵，然后利用此同化试验平台实现了卫星高度计资料的同化。总结起来，本课题主要包括以下三个方面的研究内容，分别是：

- 1) 设计并实现中国南海区域四维变分同化平台，为进一步应用观测资料做平台支撑；
- 2) 构建适合中国南海区域的背景误差协方差矩阵，并通过实验验证其合理性；
- 3) 实现卫星高度计资料的同化，并通过对中尺度涡的识别检验同化效果。

设计实现中国南海区域四维变分同化试验平台主要考虑三个问题：一是模式在中国南海区域的设置，二是四维变分同化方法的选择，三是观测资料的选择和

预处理；构建适合中国南海区域的背景误差协方差矩阵则是从背景误差协方差矩阵的理论出发，构建一个适合 ROMS 海洋模式及南海区域的背景误差协方差矩阵，并通过一个同化实验验证其合理性；实现卫星高度计资料同化则是通过在观测算子中引入平均动力地形实现，同时通过中尺度涡的模拟表现检验同化效果。

1.4 论文内容安排

本文分五章内容。第一章介绍课题的背景和意义以及国内外的研究情况，同时给出论文的总体结构安排；第二章介绍设计实现中国南海区域四维变分试验系统的方法和详细步骤；第三章介绍适合中国南海区域的背景误差协方差矩阵的设计实现方法；第四章针对高度计资料同化问题，设计了高度计资料在南海区域四维变分同化系统中的同化，并探究了同化高度计资料对中尺度涡模拟的影响；第五章是总结和展望，总结了本文的主要内容和创新点，并提出进一步的工作方向。

第二章 中国南海区域四维变分同化试验系统的设计实现

在本章中，我们将详细叙述基于 ROMS 海洋模式设计实现中国南海区域四维变分同化试验系统的方法和步骤，并指出在实现试验系统过程中需要注意的问题。

2.1 ROMS 模式简介

2.1.1 ROMS 模式的特点

ROMS 模式具有多个版本，本研究采用的 ROMS 是由 Rutgers 大学发布的 ROMS-Rutgers 版本。ROMS 是一个非线性原始静力方程的通用环流海洋模式，它具有随地形变化的垂直坐标系统，这使得它在浅水区和复杂测深条件下具有更高的垂直分辨率。ROMS 具有以下特点：

- 1) 显式时间差分格式求解动量方程中正压模及斜压模；
- 2) 水平方向采用正交曲面网格，能较好地贴合海岸线，有限差分方案采用“荒川-C”网格方案；
- 3) 垂向坐标采用 S 坐标，在大陆架或海底山等地形较为陡峭的区域能较好地模拟底部地形；
- 4) 具有多种水平对流混合方案及垂向混合方案供选择。

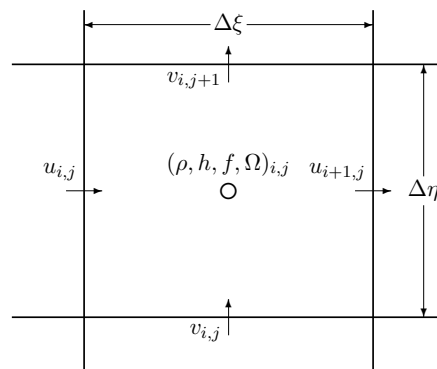


图 2.1 荒川-C 网格示意图 [37]

根据研究的实际区域和具体物理过程，我们需要设置合适的参数建立模式网格点。同时，针对不同的物理过程对应着不同的边界条件的选择，因此我们还需要选择设置合理的边界条件。

2.1.2 模式基本方程

ROMS 利用静压及 Boussinesq 近似求解雷诺平均的 Naïve Stokes (NS) 方程, 笛卡尔坐标系下的控制方程组如下。

水平运动方程:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \vec{\nabla} \cdot \nabla u - fv = \frac{\partial \phi}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial z}(\overline{u'w'}) - \nu \frac{\partial u}{\partial z} + \mathcal{F}_u + \mathcal{D}_u \quad (2.1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \vec{\nabla} \cdot \nabla v + fu = -\frac{\partial \phi}{\partial y} - \frac{\partial}{\partial z}(\overline{v'w'}) - \nu \frac{\partial v}{\partial z} + \mathcal{F}_v + \mathcal{D}_v \quad (2.2)$$

垂直运动方程:

$$\frac{\partial \phi}{\partial z} = \frac{-\rho g}{\rho_0} \quad (2.3)$$

连续方程:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (2.4)$$

标量输运方程:

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \vec{\nabla} \cdot \nabla C = -\frac{\partial}{\partial z}(\overline{C'w'}) - \nu_\theta \frac{\partial C}{\partial z} + \mathcal{F}_C + \mathcal{D}_C \quad (2.5)$$

状态方程:

$$\rho = \rho(T, S, P) \quad (2.6)$$

其中, 雷诺力和湍流通量方程:

$$\overline{u'w'} = -K_M \frac{\partial u}{\partial z} \quad (2.7)$$

$$\overline{v'w'} = -K_M \frac{\partial v}{\partial z} \quad (2.8)$$

$$\overline{C'w'} = -K_C \frac{\partial C}{\partial z} \quad (2.9)$$

2.1.3 垂直坐标变换

ROMS 模式中的垂直坐标变换使用 UCLA-ROMS 中提供的最新变化方法, 其变换形式如下:

$$z(x, y, s, t) = \zeta(x, y, t) + [\zeta(x, y, t) + h(x, y)]Zo(x, y, s) \quad (2.10)$$

表 2.1 ROMS 模式控制方程中的变量说明

变量名	描述
C	标量, 如温度、盐度、营养物浓度
$\mathcal{D}_u, \mathcal{D}_v, \mathcal{D}_C$	可选水平扩散项
$\mathcal{F}_u, \mathcal{F}_v, \mathcal{F}_C$	强迫 / 源项
$f(x, y)$	科氏力参数
g	重力加速度
$h(x, y)$	平均海表高度下的水深
$H_z(x, y, z)$	垂向网格距
ν, ν_θ	分子黏性系数、耗散系数
K_M, K_C	垂向湍流黏性系数、耗散系数
P	总压力
$\phi(x, y, z, t)$	动力压力 $\phi = P/\rho_0$
$\rho_0 + \rho(x, y, z, t)$	总实地密度
$S(x, y, z, t)$	盐度
t	时间
$T(x, y, z, t)$	位温
u, v, w	速度分量
x, y	水平坐标
z	垂直坐标
$\zeta(x, y, t)$	海表高度

其中

$$Zo(x, y, s) = \frac{h_c s(k) + h(x, y)C(k)}{h_c + h(x, y)}$$

$$Zo(x, y, s) = 0 \quad \text{for } s = 0, C(s) = 0, \quad \text{at the surface}$$

$$Zo(x, y, s) = -1 \quad \text{for } s = -1, C(s) = -1, \quad \text{at the bottom}$$

z 是垂直深度 (负值), ζ 是随时间变化的海表自由面高度, h 是水深 (正值), h_c 是关键层 (斜压层、密跃层) 深度 (正值), s 是无量纲的垂直拉伸系数, 其值介于 -1 到 0 之间。

2.2 本研究使用的数据集简介

在本研究中, 我们主要应用以下数据集用于模式的构建及同化: SODA 数据集、WOA2009 数据集、ICoads 数据集、ETOPO2 数据集、ECMWF ERA-Interim

数据集、AVISO 海表高度异常数据、AVHRR 海表温度数据以及 HYCOM 再分析场数据。以上数据均可从网络上公开下载得到。

2.2.1 气候态数据集

2.2.1.1 WOA2009 数据集

WOA09 (World Ocean Atlas 2009) 数据集是分辨率为 1° 的格点产品, 它是气候态实地温度场、盐度场、溶解氧等的客观分析, 逐年、逐季度、逐月提供了多个标准深度层的全球海洋数据。同时, 它也包含了由海洋观测廓线数据差值到各标准层深度的相关统计场 [38]。

2.2.1.2 ICOADS 数据集

ICOADS (International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set) 逐月提供了过去三个世纪以来海表数据, 1800-1960 年的数据分辨率为 $2^\circ \times 2^\circ$, 1960 年以后的数据分辨率则提高到 $1^\circ \times 1^\circ$ 。它包含了几百年来各种各样不同观测系统的观测, 它可能是目前世界上现存的最全面的海表数据集 [39]。

2.2.2 真实场数据集

2.2.2.1 SODA 数据集

SODA (The Simple Ocean Ddata Assimilation) 数据是海洋再分析数据集, 它包含了全球海洋的格点变量 (温盐流等) 和一些导出场。该数据集旨在提高仅基于观测或数值模拟方法估计海洋状态的水平 [40]。

SODA 数据集的可用时间为 1870/01-2010/12, 逐月提供全球海洋范围的数据, 水平分辨率为 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, 垂直分布多层。

2.2.2.2 ECMWF ERA-Interim 数据集

ECMWF ERA-Interim 是由欧洲中尺度天气预报中心发布的全球大气再分析产品, 它从 1979 开始可用且至今仍在实时更新, 它的空间分辨率大约为 $80km$, 垂直分布 60 层, 顶层气压为 $0.1hPa$ [41]。

2.2.2.3 HYCOM 再分析场

HYCOM (HYbrid Coordinate Ocean Model) 再分析场数据是分辨率为 0.08° 的均一化格点数据, 范围从 $80.48^\circ S$ 到 $80.48^\circ N$, 垂直分布 40 层标准层, 提供了海表高度、海水温度、海水盐度、经向流速及纬向流速 5 个标准变量场的值 [42]。

2.2.3 地形集

2.2.3.1 ETOPO2 数据集

ETOPO2 (2-Minute Gridded Global Relief Data) 是分辨率为 $2'$ 的全球地形集, 覆盖了 $89^\circ 58' S$ 到 $90^\circ N$, $180^\circ W$ 到 $179^\circ 58' E$ 的范围 [43]。

2.2.4 观测资料

2.2.4.1 AVISO MSLA 资料

全球海表高度异常数据 (*MSLA*, **Maps of Sea Level Anomalies**) 是由法国海洋卫星数据归档标定中心 (*AVISO*, **Archiving Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data**) 发布的, 它由 *Topex/Poseidon*, *Jason-1 & -2*, *ERS-1&2*, *Envisat*, *CryoSat-2* 以及 *SARAL/Altika* 等卫星提供的卫星高度计资料反演融合得到。它的空间分辨率为 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$, 为逐日格点资料, 纬度范围从 89.875°S 到 89.875°N , 经度范围从 0.125° 到 359.875°E , 时间从 1992 年开始可用 [44]。

2.2.4.2 AVHRR 海表温度

最优插值海表温度 (*OISST*, **Optimum Interpolation Sea Surface Temperature**) 是 NOAA 发布的分辨率为 $1/4^\circ$ 的逐日数据, 它由卫星平台搭载的超高分辨率辐射计 (*AVHRR*, **Advanced Very High Resolution Radiometer**) 反演得到并插值到常规格点上 [45]。

2.3 中国南海区域四维变分资料同化试验系统的实现思路

构建 ROMS 四维变分同化平台主要考虑一下三个方面: ROMS 海洋模式、ROMS 四维变分同化技术以及海洋观测资料的获取和预处理 (如图2.2示)。

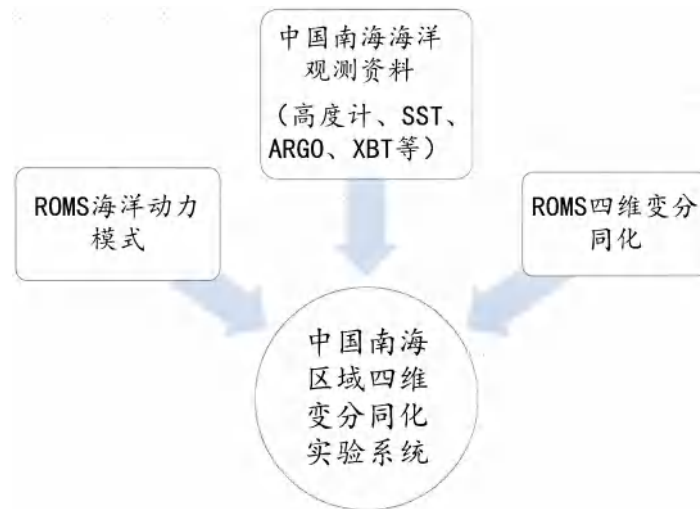


图 2.2 中国南海区域四维变分同化系统实现思路

ROMS 海洋模式早期设计用于近岸区域的海洋环境模拟, 因其在复杂地形条件下具有更高的垂直分辨率, 它逐渐扩展应用于其他具有复杂地形条件的海域。中国南海区域具有较为复杂的海底地形条件, 使用 ROMS 模式进行研究正为合适。关于 ROMS 海洋模式在中国南海区域的设置见本章后续内容。

目前 ROMS 已发展的四维变分同化技术有三种：增量四维变分同化 (I4DVR)、物理空间分析方法 (PASA) 以及代表子方法 (R4DVAR)。I4DVAR 是一种强约束四维变分方法，后两者是弱约束四维变分方法。在本研究中，我们选择增量四维变分方法 (I4DVAR)，这是由于增量四维变分方法具有更好的数值稳定性和更快计算速度，更适合本研究的研究目的，关于增量四维变分方法的介绍详见本章后续内容。选择好同化方法后，我们需要针对选择的同化方法构建适合模式的背景误差协方差矩阵，这一步的详细过程见第三章。

海洋观测资料一直是制约海洋环境模拟预报的重要因素。目前应用比较广泛、成熟的海洋观测资料包括卫星资料（卫星高度计资料、卫星海表温度、卫星海表盐度等）、ARGO 资料、XBT 资料等，而随着国家科研力量对海洋科学的持续投入，可以预见海洋观测资料的种类将更丰富、质量将更可靠、分辨率将更高。然而目前我国应用海洋观测资料水平还比较有限，因此如何更好地利用持续增长的海洋观测资料来提高海洋环境模拟和预报水平是我们面临的一个重要挑战。为了将各种各样的海洋观测资料接入到 ROMS 四维变分同化系统中，我们需要对其进行预处理，使之符合 ROMS 接入要求，观测资料预处理的介绍详见本章后续内容。

2.4 中国南海区域 ROMS 的配置

ROMS 模式在同化实验平台的构建中需要三种操作，一是设置模式格点，二是进行长时间的自适应模式积分，三是进行真实场模拟，从而为同化试验提供一个好的背景场。

2.4.1 模式格点的设置

本研究中，我们在南海区域设置 $1/12^\circ$ 的水平分辨率、垂直 32 层的垂直分辨率。经纬度起始区域为： 4°N - 26°N ， 105°E - 128°E 。使用的地形数据为 ETOPO2 资料，其分辨率为 $2'$ 。构建的南海区域网格点如图2.3示。模式格点最大水深为 6000m ，最小水深为 1.5m ，平均水深 1500.4m 。

在构建 ROMS 模式格点时，为了避免在某些狭小海湾内可能发生的模式“Blow-up”的现象发生，我们对个别狭小海湾区域强制设置为陆地标记，由于我们的主要研究对象并不包含这些狭小海湾，因此这种处理几乎不影响我们的研究结果。

由图2.3可以看出，中国南海海深从大陆架向中部逐渐加深，南海中部海域水深为 3000m - 4000m ，南海周边近岸海域水深普遍在 1000m 以下。在台湾岛以东、菲律宾以东以北的西太平洋海域，其水深普遍高于 5000m 。

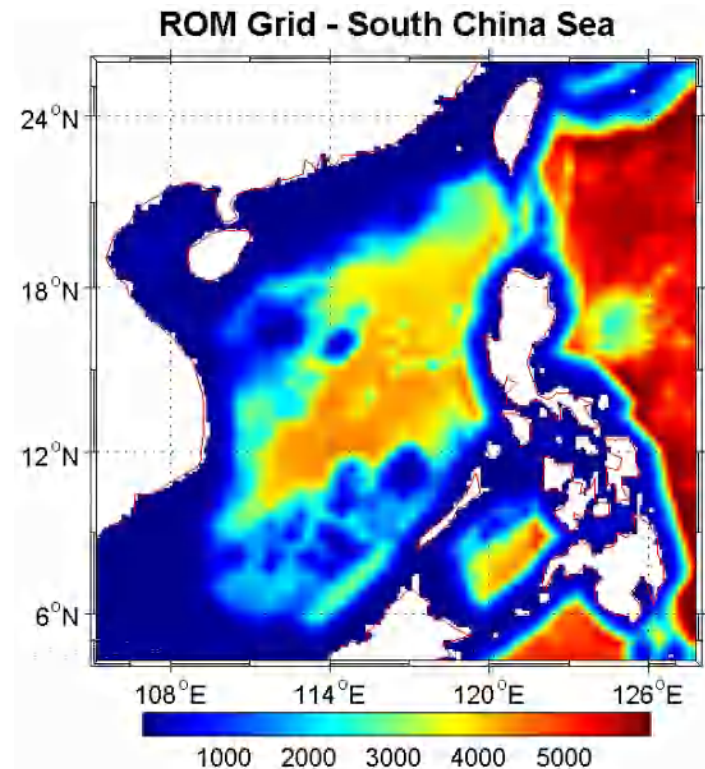


图 2.3 中国南海区域 ROMS 格点概览。填色图表示水深，单位为 m 。

2.4.2 模式适应的初始场构建 (SPIN-UP)

在将 ROMS 模式应用于实际海洋环境模拟前，我们首先需要对模式进行气候态适应性积分模拟，以获取模式适应的初始场，这一过程简称为 SPIN-UP。顾名思义，SPIN-UP 需要输入气候态强迫场、气候态边界场以及气候态初始场启动海洋模式。海洋模式从静止状态开始输入气候态温盐统计值和相应的大气驱动场，经过海洋模式诸参数和边界条件的调整和优化后积分若干年，使模式运行达到稳定，动力与热力过程相互适应，并能据此分析检验海洋模式对气候态三维温盐流场的模拟效果。

本研究使用的气候态初始场和边界场由 2009 版世界海洋数据集 (World Ocean Atlas directory 2009, WOA2009) 提供。气候态强迫场由 2005 版全面海气数据集 (International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set 2005, ICOADS05) 提供。

以 1 月 1 日为起点，使用上述气候态初始场、边界场、强迫场驱动 ROMS 海洋模式，进行为期 20 年的适应性积分 (SPIN-UP) 过程后，我们得到一个可用于下一步真实场模拟的、与动力与热力过程相互适应的稳态初始场，它的海表高度分布、海表温度分布、海表盐度分布以及海流流速分别如图 2.4 及图 2.5 所示。理

论上，适应性积分时间越长，模式越趋于稳定，越适合提供模式实际模拟的初始场。

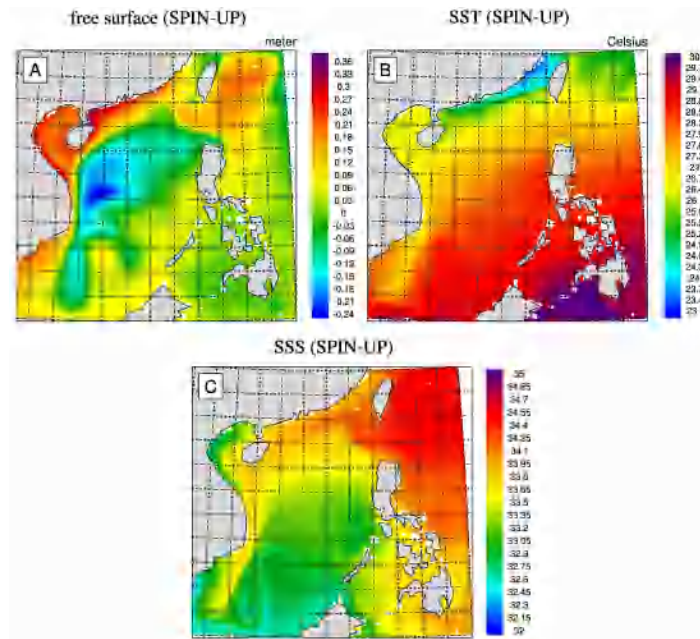


图 2.4 SPIN-UP: 海表高度 (SSH)、海表温度 (SST)、海表盐度 (SSS) 分布 (1 月 1 日)。图 A 为 SSH 分布, 图 B 为 SST 分布, 图 C 为海表盐度 SSS 分布。

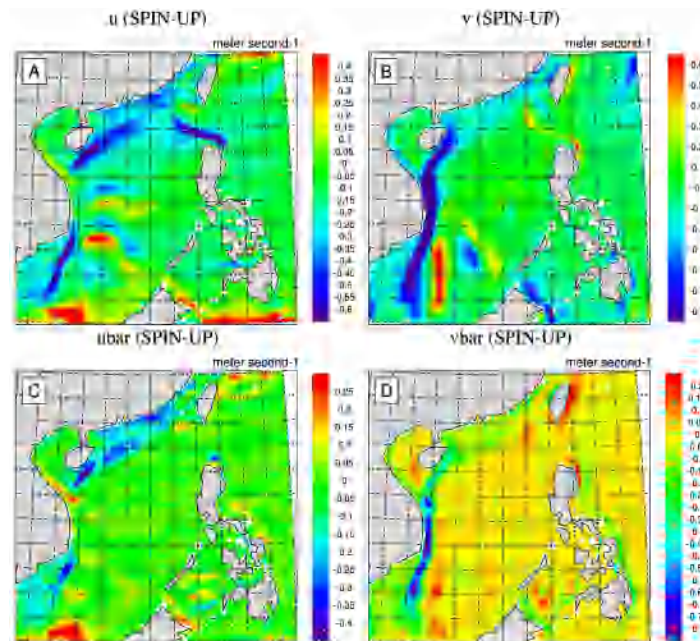


图 2.5 SPIN-UP: 流场分布 (1 月 1 日)。图 A 为表层 u 分布, 图 B 为表层 v 分布, 图 C 为正压流速 $ubar$ 分布, 图 D 为正压流速 $vbar$ 分布。

2.4.3 实际海洋环境场模拟

ROMS 模式经过 SPIN-UP 过程后, 取最新的模式场作为实际海洋环境场模拟的初始场, 这一步要注意区分月份。同时取实际观测的强迫场和边界场作为模式强迫场和边界场的输入, 运行模式进行实际海洋环境的模拟。在进行实际海洋环境场模拟足够长时间后, 可以选取其模式场作为同化实验的起点和背景场。

本研究使用的实际观测边界场由全球海洋资料同化数据集 (Simple Ocean Data Assimilation Dataset, SODA) 提供, 实际观测的强迫场由 ECMWF ERA-Interim 数据集提供。

我们选取 2010 年 6 月 1 日的实际观测边界场来展示其主要特征, 主要变量 (温、盐、流、海表高度) 的边界场分布如图 2.6-图 2.10 所示。

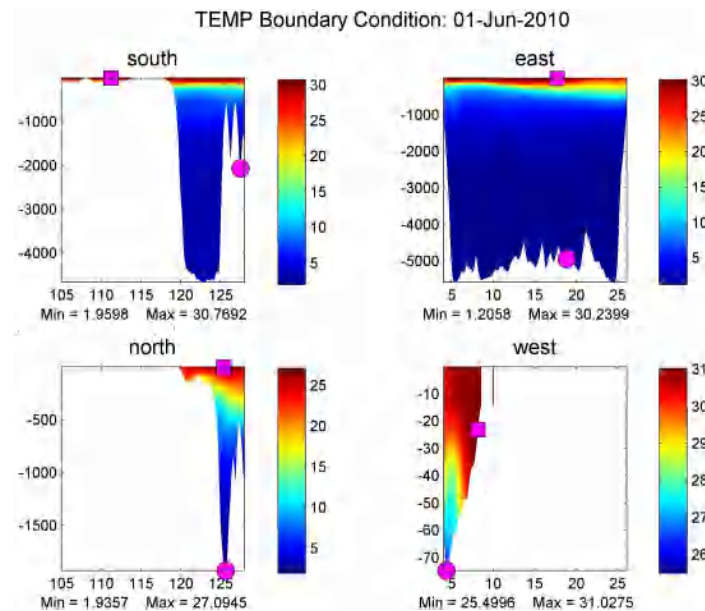


图 2.6 2010 年 6 月 1 日 SODA 边界场: 温度。南北边界条件分布图横坐标为经度值 (E), 东西边界条件分布图横坐标为纬度值 (N), 纵坐标均为海水深度负值 (m); 正方形色块标记了温度最高值的分布位置, 圆形色块标记了温度最低值的分布位置; 单位为 $^{\circ}\text{C}$ 。

我们选取 2010 年 6 月 1 日某个时刻的实际强迫场来展示强迫场的主要特征。表面风应力 (u 、 v 风)、表面净热通量、表面净水通量的分布见如图 2.11 所示。

理论上, 进行实际海洋环境模拟场模拟的时间越长, 越适合在其基础上开展同化实验。实际海洋环境场模拟的结果见下一章同化结果先验场的分布。

在经过上述三步后, ROMS 海洋四维变分同化平台模式部分配置完成, 构建同化平台的下一步是选择 ROMS 四维变分同化技术。

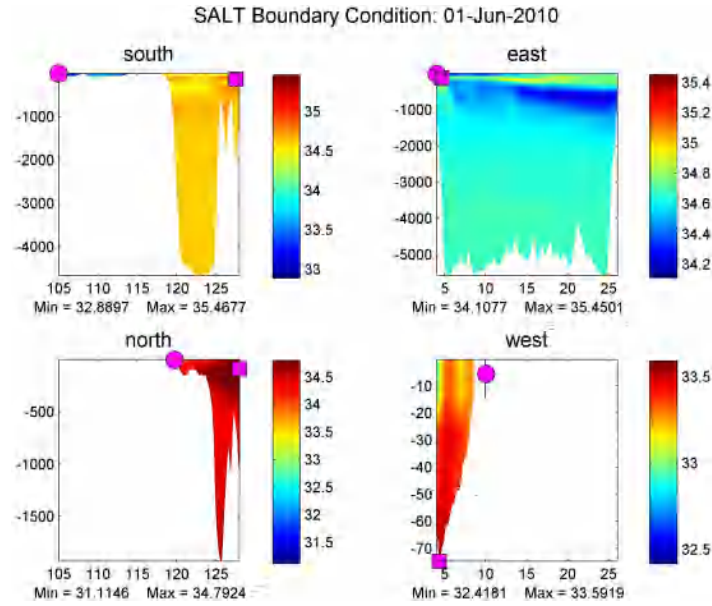


图 2.7 2010 年 6 月 1 日 SODA 边界场：盐度。南北边界条件分布图横坐标为经度值 (E)，东西边界条件分布图横坐标为纬度值 (N)，纵坐标均为海水深度负值 (m)；正方形色块标记了盐度最高值的分布位置，圆形色块标记了盐度最低值的分布位置。

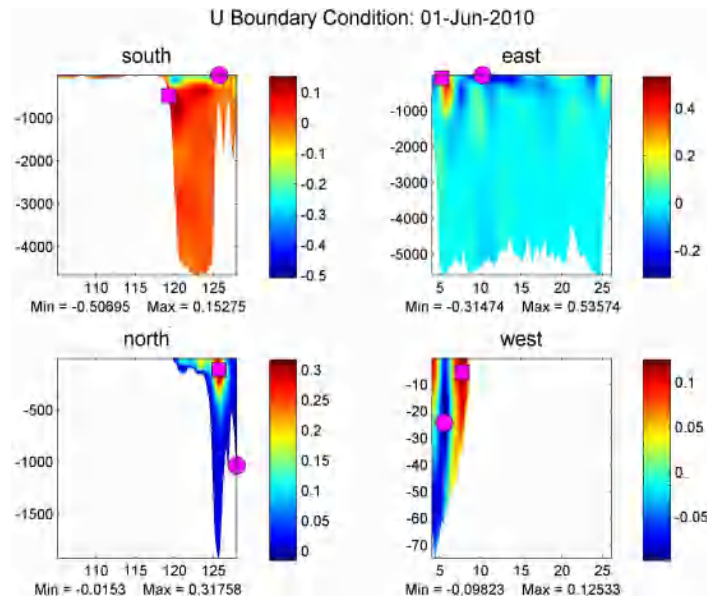


图 2.8 2010 年 6 月 1 日 SODA 边界场：水平流速 U 。南北边界条件分布图横坐标为经度值 (E)，东西边界条件分布图横坐标为纬度值 (N)，纵坐标均为海水深度负值 (m)；正方形色块标记了水平流速 U 最高值的分布位置，圆形色块标记了水平流速 U 最低值的分布位置；单位为 $m \cdot s^{-1}$ 。

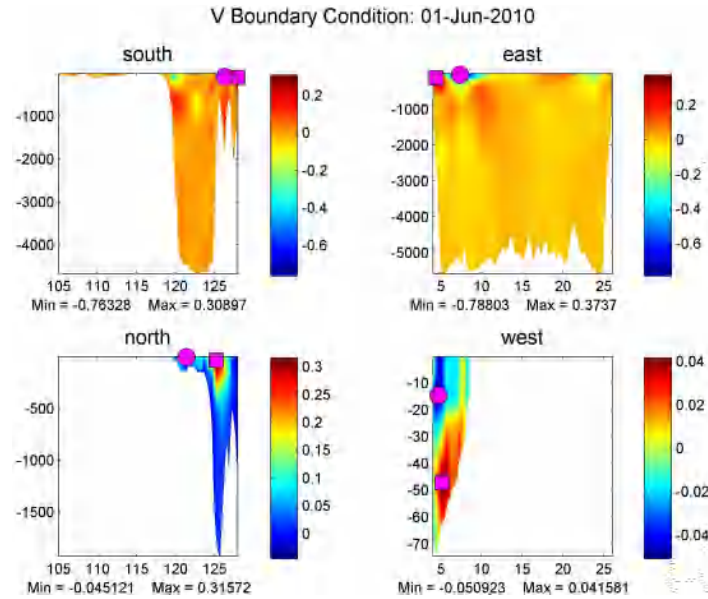


图 2.9 2010 年 6 月 1 日 SODA 边界场：水平流速 V 。南北边界条件分布图横坐标为经度值 (E)，东西边界条件分布图横坐标为纬度值 (N)，纵坐标均为海水深度负值 (m)；正方形色块标记了水平流速 V 最高值的分布位置，圆形色块标记了水平流速 V 最低值的分布位置；单位为 $m \cdot s^{-1}$ 。

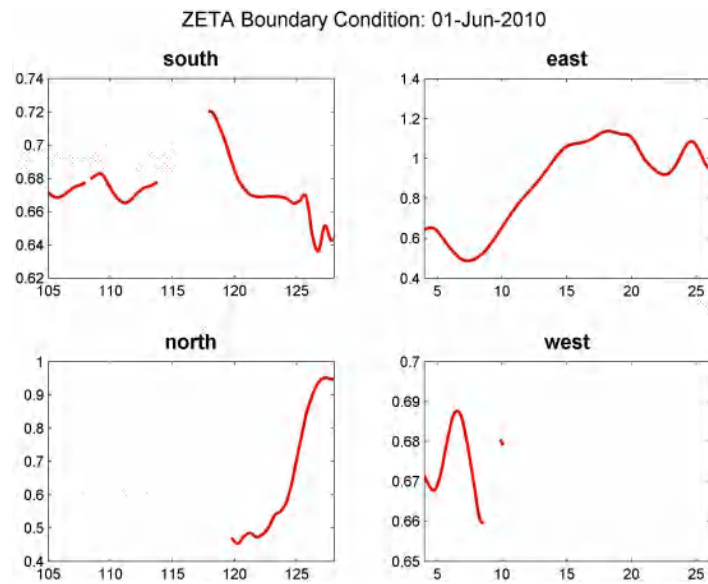


图 2.10 2010 年 6 月 1 日 SODA 边界场：海表高度。南北边界条件分布图横坐标为经度值 (E)，东西边界条件分布图横坐标为纬度值 (N)，纵坐标均为海表高度 (m)。

2.5 ROMS 四维变分同化方法的介绍与选择

ROMS 四维变分同化系统存在以下几个假设：假设背景误差、观测误差、边界条件误差和强迫条件误差是互不相关的，假设不存在时间自相关，假设背景误

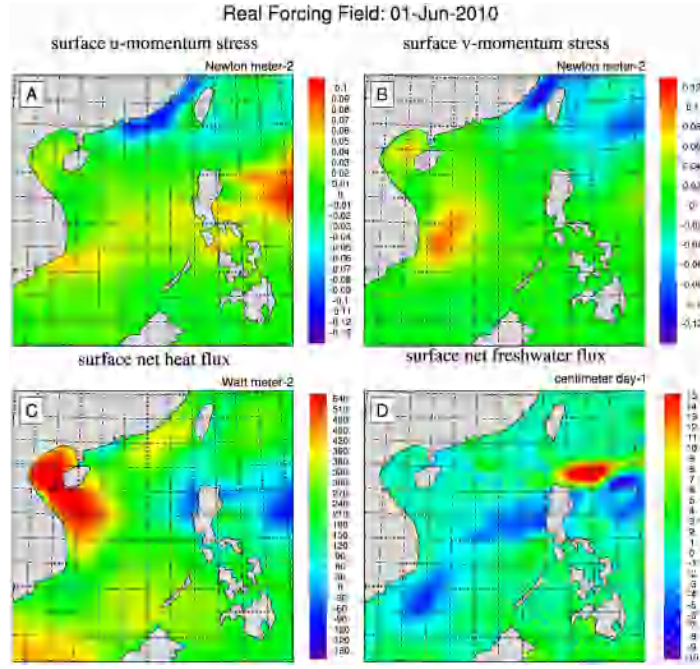


图 2.11 2010 年 6 月 1 日强迫场。图 A 为 u 风应力分布，图 B 为 v 风应力分布，图 C 为表面净热通量分布，图 D 为表面净水通量分布。

差协方差时不变。ROMS 中的诊断变量是位温 (T)、盐度 (S)、水平速度 (u, v) 和海表位移 (ζ)，原始方程离散到 ROMS 格点上时每个格点在 t_i 时刻的模式矢量记为 $x(t_i) = (T, S, \zeta, u, v)^T$ 。模式矢量在离散化的非线性海洋模式中随时间向前演化，且服从强迫条件 $f(t_i)$ 和边界条件 $b(t_i)$ 。模式矢量的演化可表示成非线性形式：

$$x(t_i) = M(t_i, t_{i-1})(x(t_{i-1}), f(t_i), b(t_i)) \quad (2.11)$$

这个形式记为 NLROMS。由 NLROMS 可以得到三个常用的独立子模式，分别为切线性模式 TLROMS、伴随模式 ADROMS 和代表模式 RPROMS，这三种模式的详细介绍见 [1]。ROMS 主要支持三种实现四维变分的方法：原始方程的增量强约束四维变分资料同化 (I4D-VAR)，对偶方程的基于物理空间统计分析系统 (4D-PSAS) 以及对偶方程的基于代表子方法 (R4D-VAR)。I4D-VAR 在模式空间寻找最优估计，4D-PSAS 和 R4D-VAR 在观测空间中寻找最优估计。I4D-VAR 只实现了强约束四维变分资料同化方法，而后两种方法则实现了强约束和弱约束方法。

相对于 ROMS 四维变分同化的另外两种方法，I4D-VAR 方法具有更好的数值稳定性 [36]，本研究的主要目的之一是实现中国南海区域的四维变分同化试验系统，选择数值稳定性更高的方法有利于减小实验的难度和提高实验的成功率，因此本研究选择 I4D-VAR 方法作为同化试验系统的同化技术。故本文仅介绍

I4D-VAR 方法的基本原理，其余两种同化方法的基本原理参见 Andrew 的相关论文 [1]。

I4D-VAR 方法的目标函数为：

$$\begin{aligned}
& \mathcal{J}(\delta \mathbf{x}(t_0), \delta \mathbf{f}(t_1), \dots, \delta \mathbf{f}(t_k), \dots, \delta \mathbf{b}(t_1), \dots, \delta \mathbf{b}(t_k), \dots, \delta \boldsymbol{\eta}(t_1), \dots, \delta \boldsymbol{\eta}(t_k)) \\
&= \frac{1}{2} \delta \mathbf{x}^T(t_0) \mathbf{B}_x^{-1} \delta \mathbf{x}(t_0) \\
&+ \frac{1}{2} \sum_{k=1}^N \sum_{j=1}^N \{ \delta \mathbf{f}^T(t_k) \mathbf{B}_f^{-1}(t_k, t_j) \delta \mathbf{f}(t_j) + \delta \mathbf{b}^T(t_k) \mathbf{B}_b^{-1}(t_k, t_j) \delta \mathbf{b}(t_j) \\
&+ \delta \boldsymbol{\eta}^T(t_k) \mathbf{Q}^{-1}(t_k, t_j) \delta \boldsymbol{\eta}(t_j) \} \\
&+ \frac{1}{2} \sum_{i=1}^n \sum_{l=1}^n ((\mathbf{H}_i \delta \mathbf{x}(t_i) - \mathbf{d}_i)^T \mathbf{R}_{i,l}^{-1} (\mathbf{H}_l \delta \mathbf{x}(t_l) - \mathbf{d}_l)) \quad (2.12)
\end{aligned}$$

其中 $\delta \mathbf{x}(t_k) = \mathbf{x}(t_k) - \mathbf{x}^b(t_k)$ 表示模式增量， $\mathbf{d}_i = \mathbf{y}_i^o - H_i(\mathbf{x}^b(t_k))$ 表示观测增量， H_i 表示观测算子， \mathbf{H}_i 表示观测算子 H_i 的切线性算子， \mathbf{y}_i^o 是 t_i 时刻的观测值， \mathbf{B}_x 是初始场误差协方差矩阵， \mathbf{B}_f 是强迫场误差协方差矩阵， \mathbf{B}_b 是边界场误差协方差矩阵， \mathbf{Q} 是模式误差协方差矩阵， \mathbf{R} 是观测误差协方差矩阵。令：

$$\mathbf{z} = \mathbf{z}^b + \delta \mathbf{z} \quad (2.13)$$

$$\delta \mathbf{z} = (\delta \mathbf{x}^T(t_0), \delta \mathbf{f}^T(t_1), \dots, \delta \mathbf{f}^T(t_k), \dots, \mathbf{b}^T(t_1), \dots, \mathbf{b}^T(t_k), \dots, \delta \boldsymbol{\eta}^T(t_1), \dots, \delta \boldsymbol{\eta}^T(t_k))^T \quad (2.14)$$

$\delta \mathbf{z}$ 用来描述控制变量的增量。进一步的，将差值 / 转换增量 $\mathbf{H}_i \delta \mathbf{x}(t_i)$ 表示成 $\mathbf{H}_i \mathcal{M}(\mathbf{t}_i, \mathbf{t}_0) \delta \mathbf{z} = \mathbf{G}_i \delta \mathbf{z}$ ，其中 $\mathcal{M}(\mathbf{t}_i, \mathbf{t}_0)$ 是一种切线性模式。引入：矩阵 $\mathbf{G} = (\dots, \mathbf{G}_i^T, \dots)^T$ ，矢量 $\mathbf{d} = (\dots, \mathbf{d}_i^T, \dots)^T$ ，对角阵 \mathbf{R} (以 \mathbf{R}_i 为对角元素)，对角阵 \mathbf{D} (以 \mathbf{B}_x 、 \mathbf{B}_f 、 \mathbf{B}_b 和 \mathbf{Q} 为对角元素)，则代价函数简化成：

$$\mathcal{J}(\delta \mathbf{z}) = \frac{1}{2} \delta \mathbf{z}^T \mathbf{D}^{-1} \delta \mathbf{z} + \frac{1}{2} (\mathbf{G} \delta \mathbf{z} - \mathbf{d})^T \mathbf{R}^{-1} (\mathbf{G} \delta \mathbf{z} - \mathbf{d}) \quad (2.15)$$

要求解的分析增量 $\delta \mathbf{z}^a$ 由最小化代价函数 \mathcal{J} 得到，即对应的方程 $\partial \mathcal{J} / \partial \mathbf{z} = 0$ 的解：

$$\partial \mathcal{J} / \partial \mathbf{z} = \mathbf{D}^{-1} \delta \mathbf{z} + \mathbf{G}^T \mathbf{R}^{-1} (\mathbf{G} \delta \mathbf{z} - \mathbf{d}) \quad (2.16)$$

$$\delta \mathbf{z}^a = (\mathbf{D}^{-1} + \mathbf{G}^T \mathbf{R}^{-1} \mathbf{G})^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{R}^{-1} \mathbf{d} \quad (2.17)$$

$$= \mathbf{D} \mathbf{G}^T (\mathbf{G} \mathbf{D} \mathbf{G}^T + \mathbf{R})^{-1} \mathbf{d} \quad (2.18)$$

(2.17) 式表示原始方程形式的增量，(2.18) 式表示对偶形式的增量。

由此，所求解为 $\mathbf{z}^a = \mathbf{z}^b + \mathbf{K} \mathbf{d}$ ，增量矩阵 \mathbf{K} 为：

$$\mathbf{K} = \mathbf{D} \mathbf{G}^T (\mathbf{G} \mathbf{D} \mathbf{G}^T + \mathbf{R})^{-1} \text{(对偶形式)} \quad (2.19)$$

$$\mathbf{K} = (\mathbf{D}^{-1} + \mathbf{G}^T \mathbf{R}^{-1} \mathbf{G})^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{R}^{-1} \quad (\text{原始形式}) \quad (2.20)$$

I4D-Var 算法 (原始方程形式)

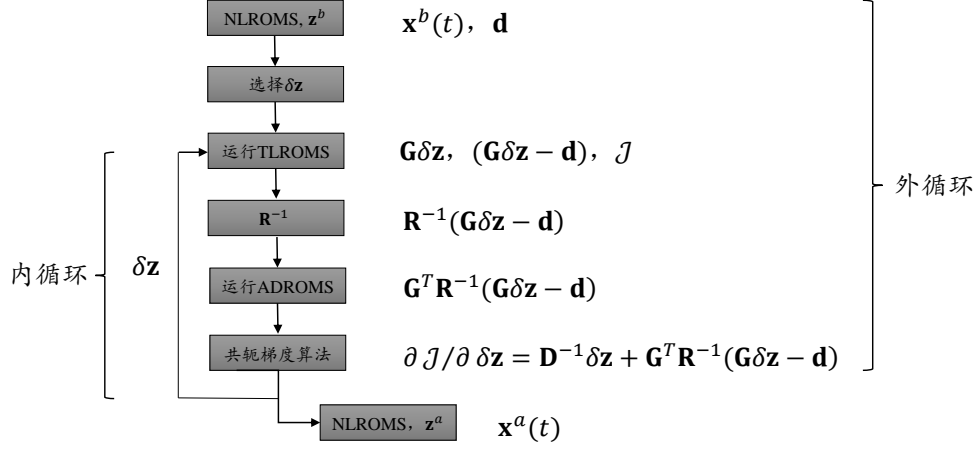


图 2.12 I4D-VAR 算法流程图

I4D-VAR 的计算流程图如图2.12所示。根据各变量的定义，在每一步外循环中，首先通过运行非线性模式 NLROMS 选定 $\delta \mathbf{z}$ ，然后进入内循环。在每一步内循环中，首先运行切线性模式 TLROMS 得到 \mathbf{G} ，进而得到观测增量 $(\mathbf{G}\delta \mathbf{z} - \mathbf{d})$ ；然后对观测误差协方差矩阵求逆得到 \mathbf{R}^{-1} ；接着运行伴随模式 ADROMS 得到 \mathbf{G}^T ，进而求得 $\mathbf{G}^T \mathbf{R}^{-1}(\mathbf{G}\delta \mathbf{z} - \mathbf{d})$ 及代价函数 \mathcal{J} ；最后通过共轭梯度法求得 \mathcal{J} 的极小值，完成一次内循环。

2.6 观测资料的预处理

ROMS 四维变分系统对观测资料的格式有着严格的要求，观测资料的格式如表2.2所示。

观测预处理的过程主要包括时空窗口筛选数据、质量控制、时间排序、坐标转换、格点数据平均及转换数据结构等步骤，其流程如图2.13所示。

在将每一种新的观测加入到同化系统中时，我们都需要严格按照表2.2中所要求的数据结构按照预处理流程将观测数据转换成适应模式输入的观测文件。本研究成功将卫星高度计资料和卫星海表温度数据进行了预处理，使之作为观测资料进入同化系统进行实验。

2.7 小结

本章设计并实现了中国南海区域四维变分资料同化试验系统。设计实现同化试验系统要综合考虑海洋模式的设置、四维变分同化方法的选择以及观测数据的选取等三个方面，其中核心是选择四维变分同化方法。而实现四维变分同化方法

表 2.2 ROMS 观测资料数据结构

维数变量	说明
survey	独立数据调查的次数
state_Variable	ROMS 状态变量的数量
datum	观测计数
其他变量	说明
Nobs(survey)	每次调查的观测数量
survey_time(survey)	调查时间 (天)
obs_variance(state_variable)	全球时空观测方差
obs_type(datum)	观测状态
obs_provenance(datum)	观测起点
obs_time(datum)	观测时刻 (天)
obs_lon(datum)	观测经度 (东经)
obs_lat(datum)	观测纬度 (北纬)
obs_depth(datum)	观测深度 (米 / 层)
obs_Xgrid(datum)	观测位置的 X 格点 (无量纲)
obs_Ygrid(datum)	观测位置的 Y 格点 (无量纲)
obs_Zgrid(datum)	观测位置的 Z 格点 (无量纲)
obs_error(datum)	观测误差协方差
obs_value(datum)	观测值

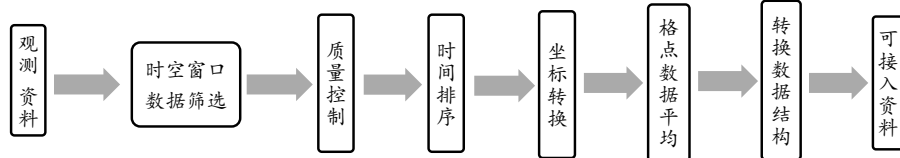


图 2.13 ROMS 观测资料预处理流程图

的重点和难点在于如何构建一个好的背景误差协方差矩阵，这一部分的详细介绍见下一章。

第三章 背景误差协方差矩阵 \mathbf{B} 的构建和检验

背景误差协方差矩阵 \mathbf{B} 在四维变分同化系统中十分重要，它决定了观测信息从观测位置向模式空间传播的方式。在区域四维变分同化系统的设计中必须要针对海洋模式及本地海域的特点构建合适的 \mathbf{B} 。本章将从 \mathbf{B} 的构造理论出发，构建一个适应中国南海区域及 ROMS 模式的背景误差协方差矩阵，并通过实验检验其合理性。

3.1 \mathbf{B} 的通常形式

式2.12中的背景误差协方差矩阵 \mathbf{B}_x 、 \mathbf{B}_f 、 \mathbf{B}_b 和 \mathbf{Q} 是关于背景场的先验假设，它通过在空间中扩散观测和背景场的影响来调整估计结果。在四维变分同化中，背景误差协方差 (\mathbf{B}) 的表示是一个巨大的挑战和难题。计算资源和存储资源的限制导致了 \mathbf{B} 无法被完全估计和存储 (\mathbf{B} 是 $N \times N$ 的矩阵，模式变量的维度 N 通常大于 10^6)，因此我们需要隐式表示 \mathbf{B} 。

研究者们通常将 \mathbf{B} 定义为一串可以容易获得的算子组合。从定义上看， \mathbf{B} 是对称的正定矩阵，它的对角和非对角元素分别是背景状态的误差和协方差。协方差部分可以分为两部分：块对角元素和其它元素。其中块对角元素表示某一特定模式变量在格点间的自协方差 (\mathbf{B} 的单变量成分)，其它元素表示不同模式变量在格点间的互协方差 (\mathbf{B} 的多变量成分)。

Derber 和 Bouttier[46] 提出了一种非常有用的表示背景误差协方差矩阵的方法，这种方法将 \mathbf{B} 的单变量成分与多变量成分划分成不同的算子。模式变量首先被划分成平衡项部分与非平衡项部分 (除了一个全局变量外)，然后基于这个全局变量建立与其他变量之间的平衡关系，这一步的实现通过平衡算子 \mathbf{K}'_b (作用于非平衡变量) 来实现。由于模式增量定义为平衡项与非平衡项的和，因此完整的平衡算子为 $\mathbf{K}_b = \mathbf{K}'_b + \mathbf{I}$ ，其中 \mathbf{I} 是单位矩阵。

由此， \mathbf{B} 用平衡算子可以表示成：

$$\mathbf{B} = \mathbf{K}_b \mathbf{B}_u \mathbf{K}_b^T \quad (3.1)$$

其中 \mathbf{B}_u 是非平衡变量的误差协方差矩阵，根据定义，它是块对角结构：

$$\mathbf{B}_u = \mathbf{\Sigma} \mathbf{C} \mathbf{\Sigma}^T \quad (3.2)$$

其中 $\mathbf{\Sigma}$ 是一个背景误差标准差的对角矩阵， \mathbf{C} 是一个非平衡变量的背景误差相关系数的对称矩阵。由此，背景误差协方差 \mathbf{B} 可以表示成如下形式：

$$\mathbf{B} = \mathbf{K}_b \mathbf{\Sigma} \mathbf{C} \mathbf{\Sigma}^T \mathbf{K}_b^T \quad (3.3)$$

3.1.1 背景误差相关系数 \mathbf{C}

相关系数矩阵 \mathbf{C} 可以被表示成一个扩散方程的解 [47]。考虑一个关于标量 θ 的二维扩散方程：

$$\partial\theta/\partial\tau = \kappa\nabla^2\theta \quad (3.4)$$

其中 κ 是空间不变的扩散系数， ∇^2 是笛卡尔坐标系下的拉普拉斯算子。当 (3.4) 式离散到模式格点上，格点值按照一个矢量 θ 的形式排列时，(3.4) 方程在区间 $\tau = [0, \tau_d]$ 上的解可以表示为

$$\theta(\tau) = (4\pi\kappa\tau)^{-\frac{1}{2}}\mathbf{C}\theta(0) \quad (3.5)$$

其中 \mathbf{C} 是一个时不变的均质各向同性高斯相关函数，它的相关长度的平方为

$$L^2 = 2\kappa\tau_d \quad (3.6)$$

初始条件 θ_0 是相关矩阵作用的场，它近似成比例地保持了相关函数的性质。

Weaver 和 Courier[47] 探讨了 (3.4) 方程在球面上的通解，发现 $L^2 \approx 2\kappa\tau_d$ 仍然是一个很好的近似。

在三维情形下时，通常把相关矩阵分成水平项 \mathbf{C}_h 和垂直项 \mathbf{C}_v ：

$$\mathbf{C} = \mathbf{C}_h\mathbf{C}_v \quad (3.7)$$

这种近似主要是为了计算上的方便，并没有确切的证据表明真实海洋中的垂直相关和水平相关是可以分开的。与 \mathbf{C}_h 类似， \mathbf{C}_v 通过解一个一维扩散方程得到。在 ROMS 模式的开边界条件中，背景误差协方差矩阵 \mathbf{B}_b 的水平相关也由沿边界的一个一维相关替代。要说明的一点是，如果式 (2.12) 中相关矩阵的时间依赖项与空间依赖项分开处理，可以抽象成一个自动回归过程。不过在目前的 ROMS 4D-VAR 系统中并没有考虑相关矩阵的时间相关。

由于计算时对格点的依赖，实际计算式 (3.4) 的过程比较复杂。模式格点在水平与垂直方向的格点距并不一致，为了在构造 \mathbf{C}_h 和 \mathbf{C}_v 时保持相关函数的性质，有必要说明格点单元维度的变化。在实践中， \mathbf{C}_h 和 \mathbf{C}_v 被分解成如下形式 [47]：

$$\mathbf{C}_h = \Lambda_h \mathbf{L}_h^{\frac{1}{2}} \mathbf{W}_h^{-1} (\mathbf{L}_h^{\frac{1}{2}})^T \Lambda_h = \mathbf{C}_h^{\frac{1}{2}} (\mathbf{C}_h^{\frac{1}{2}})^T \quad (3.8)$$

$$\mathbf{C}_v = \Lambda_v \mathbf{L}_v^{\frac{1}{2}} \mathbf{W}_v^{-1} (\mathbf{L}_v^{\frac{1}{2}})^T \Lambda_v = \mathbf{C}_v^{\frac{1}{2}} (\mathbf{C}_v^{\frac{1}{2}})^T \quad (3.9)$$

其中 \mathbf{W} 是一个对角矩阵，对 \mathbf{W}_h 而言它的元素是格点面积，对 \mathbf{W}_v 而言它的元素是垂直层的厚度； \mathbf{L} 表示解扩散方程获取矩阵的算子，对 \mathbf{L}_v 而言解一维扩散方程，对 \mathbf{L}_h 而言解二维扩散方程； Λ 是一个对角矩阵，它的元素是归一化系数，以

确保 \mathbf{C}_h 和 \mathbf{C}_v 的取值在 $[-1, 1]$ 范围内。式 (3.8) 和式 (3.9) 进行了平方根分解，这是为了在每次发生舍入误差时确保 \mathbf{C}_h 和 \mathbf{C}_v 的对称性，平方根通过对式 (3.4) 在区间 $\tau = [0, \tau_d/2]$ 上积分得到。

在构建协方差时最耗时的部分是估计归一化系数 Λ 。由于水平和垂直相关长度在循环同化中不变，因此 Λ 只需要计算一次。对 Λ 的精确计算通常需要极大的计算量，但这是可行的。不过 ROMS 同时提供了一种随机方法来估计 Λ [48]，这种方法将耗费更少的计算量。

在中尺度和及更大尺度的海洋环流中，初始条件增量的主要的动力平衡关系包括地转平衡和静力平衡，我们利用这些关系设计平衡算子 \mathbf{K}_b 来构建初始条件背景误差协方差矩阵 \mathbf{B}_x 。计算开边界条件协方差矩阵 \mathbf{B}_b 时，由于开边界条件通常通过另一个具有更大模式区域的模式计算获取，其增量要求的平衡关系与初始条件增量的需求类似。计算强迫场增量协方差矩阵 \mathbf{B}_f 时，表面强迫通常通过大气预报模式产品获取，它可能包含了误差统计特征，与 \mathbf{B}_x 类似，控制海气表面动量、热、淡水通量的动力平衡关系可以用在 \mathbf{K}_b 的 \mathbf{B}_f 分量中。然而在目前的 ROMS 四维变分系统中，仅考虑了初始条件和模式误差增量的平衡关系，并未考虑开边界条件和强迫场增量的平衡关系。

3.1.2 线性平衡算子 \mathbf{K}_b

ROMS 中的模式状态变量由位温 T 、盐度 S 、海表高度 (SSH) ζ 和水平流速 $\mathbf{u}^h = (u, v)^T$ 组成。这些变量与自由面静力全球环流模式 (OGCM) 的诊断变量对应。平衡算子 \mathbf{K} 将非平衡变量转换成模式变量，即算子 \mathbf{K}^{-1} 将模式状态 $\mathbf{x} = (T, S, \zeta, \mathbf{u}^h)^T$ 转换成非平衡状态 $\hat{\mathbf{x}} = (T, S_U, \zeta_U, \mathbf{u}_U^h)^T$ ：

$$\mathbf{x} = \mathbf{K}(\hat{\mathbf{x}}) \quad (3.10)$$

其中 $\hat{\mathbf{x}}$ 的元素 T 、 S_U 、 ζ_U 和 $\mathbf{u}_U^h = (u_U, v_U)^T$ 近似认为不相关。

总结来说，平衡算子可以用下列方程来归纳 [49]：

$$\left. \begin{aligned} T &= T, \\ S &= K_{ST}(T) + S_U = S_B + S_U, \\ \zeta &= K_{\zeta\rho}(\rho) + \zeta_U = \zeta_B + \zeta_U, \\ u &= K_{up}(p) + u_U = u_B + u_U, \\ v &= K_{vp}(p) + v_U = v_B + v_U, \end{aligned} \right\} \quad (3.11)$$

其中

$$\left. \begin{aligned} \rho &= K_{\rho TS}(T, S) \\ p &= K_{p\rho}(\rho) + K_{p\zeta}(\zeta) \end{aligned} \right\} \quad (3.12)$$

K_{xy} (K_{xyz}) 表示将变量 y (y, z) 转变为变量 x 。角标 B 表示相应变量的平衡项。将 ρ 、 p 隐式表现在平衡算子中，让各变量只与模式状态变量有关，得到下列方程：

$$\left. \begin{aligned} T &= T, \\ S &= K_{ST}(T) + S_U &= S_B + S_U, \\ \zeta &= K_{\zeta T}(T) + K_{\zeta S}(S) + \zeta_U &= \zeta_B + \zeta_U, \\ u &= K_{uT}(T) + K_{uS}(S) + K_{u\zeta}(\zeta) + u_U &= u_B + u_U, \\ v &= K_{vT}(T) + K_{vS}(S) + K_{v\zeta}(\zeta) + v_U &= v_B + v_U, \end{aligned} \right\} \quad (3.13)$$

在海洋中，平衡关系主要基于以下物理、化学过程构建：水平相关、温盐关系、地转平衡、静力平衡以及状态方程。除了温盐关系 (K_{ST}) 和状态方程 (见式3.17) 为非线性外，其他平衡关系全部可以近似成线性平衡关系。应用线性平衡近似并将变量表示成增量形式，得到增量形式的线性平衡关系：

$$\left. \begin{aligned} \delta T^k &= \delta T^k \\ \delta S^k &= \mathbf{K}_{ST}^{k-1} \delta T^k + \delta S_U \\ \delta \zeta^k &= \mathbf{K}_{\zeta T} \delta T^k + \mathbf{K}_{\zeta S} \delta S^k + \delta \zeta_U \\ \delta u^k &= \mathbf{K}_{uT} \delta T^k + \mathbf{K}_{uS} \delta S^k + \mathbf{K}_{u\zeta} \delta \zeta^k + \delta u_U \\ \delta v^k &= \mathbf{K}_{vT} \delta T^k + \mathbf{K}_{vS} \delta S^k + \mathbf{K}_{v\zeta} \delta \zeta^k + \delta v_U, \end{aligned} \right\} \quad (3.14)$$

其中 \mathbf{K}_{xy} 表示变量 x 、 y 之间的线性平衡关系。上标 k 表示第 k 次外循环，平衡算子 \mathbf{K}_{ST}^{k-1} 基于 $k-1$ 次外循环时海洋状态的海水性质计算得到。

ROMS 的温盐 ($T-S$) 关系由下式定义：

$$\delta S_B^k = \gamma^{k-1} \frac{\partial S}{\partial z} \bigg|_{S=S^{k-1}} \frac{\partial z}{\partial T} \bigg|_{T=T^{k-1}} \delta T^k \quad (3.15)$$

ζ 的平衡关系主要由静力平衡和状态方程共同构建。假设 ζ 的平衡项与非平衡项对别对应环流的斜压成分和正压成分，则斜压项贡献了海表自由面高度 (SSH) ζ_B [49]：

$$\nabla \cdot H \nabla \delta \zeta_B^k = -\nabla \cdot \int_{z=-H}^0 \int_{z'=z}^0 (\nabla \delta \rho^k(z') / \rho_0) dz' dz \quad (3.16)$$

其中 H 表示海深。式中的 $\delta\rho^k$ 由下式计算得到：

$$\delta\rho^k = \rho_0(-\alpha^{k-1}\delta T^k + \beta^{k-1}\delta S^k) \quad (3.17)$$

其中

$$\begin{aligned} \alpha^{k-1} &= \left. \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial T} \right|_{S=S^{k-1}, T=T^{k-1}}, \\ \beta^{k-1} &= \left. \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial S} \right|_{S=S^{k-1}, T=T^{k-1}} \end{aligned}$$

\mathbf{u} 的平衡关系 $\mathbf{K}_{\chi T}$ 、 $\mathbf{K}_{\chi S}$ 和 $\mathbf{K}_{\chi\zeta}$ ($\chi = u, v$) 在非赤道地区基于地转平衡假设构建。在赤道附近，由于科氏参数 $f \rightarrow 0$ ，纬向速度增量 δu 采取地转平衡并采用 β 平面近似计算，经向速度增量 δv 则减小到 0。

3.2 背景误差协方差矩阵的构建

对强约束增量四维变分方法，假定模式误差为 0，因此我们只需获取初始场、边界场以及强迫场的背景误差协方差 (\mathbf{B}_x 、 \mathbf{B}_b 以及 \mathbf{B}_f)。根据上节的内容，在运行同化实验前我们需要进行的数据准备包括两部分，一是相关变量的标准差 Σ ，二是相关系数中归一化系数矩阵 Λ 。本节将针对三种误差协方差矩阵分别给出相应的计算方法以及结果分析。

3.2.1 构建初始场误差协方差 \mathbf{B}_x

ROMS 中通过统计的方法获取初始场标准差矩阵 Σ ，然后通过运行归一化模块求解归一化系数 Λ 。

本研究使用 ROMS 模式两年的真实模拟结果作为数据样本按月统计初始场误差标准差 Σ (2009 年 1 月 1 日 -2010 年 12 月 31 日)。在真实模拟过程中，每 2 天输出一个结果，每月输出 14-15 组数据，因此逐月统计的标准差样本数量为每月 28-30 组数据。

回忆上一节相关矩阵 \mathbf{C} 的定义， \mathbf{C} 是扩散方程 (3.4) 的解：

$$\partial\theta/\partial\tau - \kappa\nabla^2\theta = 0 \longrightarrow \mathbf{C}'\theta$$

在这一步中 \mathbf{C}' 是任意的，它离相关函数还差一个归一化过程。归一化矩阵 Λ 因此而生：

$$\mathbf{C} = \Lambda\mathbf{C}'\Lambda^T$$

Λ 是对角元素为 $(c'_{ii})^{-1/2}$ 的对角矩阵。

ROMS 提供了两种计算协方差归一化系数 Λ 的方法，一种是精确的空间滤波的方法，它需要运行 N_{grid} 次扩散算子 (N_{grid} 是模式格点数量)，这在模式格点较多的情形下不具备计算的可行性。另一种则是随机的估计方法。随机方法计算量更小，因此在本研究中采用随机方法计算归一化系数矩阵 [48]。随机方法基于代价函数的 Hessian 矩阵和协方差矩阵梯度的等价关系来估计 Hessian 矩阵的对角元素，在归一化模块中可以设置随机样本数来控制计算准确度：

$$\mathbf{C}' \approx \frac{1}{M} \sum_{i=1}^M \xi \mathbf{C}' \xi^T = \tilde{\mathbf{C}}$$

其中 ξ 是随机变量且服从正态分布： $\xi \rightarrow N(\mathbf{0}, \mathbf{I})$ ， M 是样本大小，当 $M \rightarrow \infty$ 时， $\tilde{\mathbf{C}} \rightarrow \mathbf{C}'$ 。 Λ^{-1} 中元素的不确定度为 $(2M)^{-1/2}$ 。在实际操作中要求 $M \ll N_{grid}$ 。

总结来说，在实践中获取归一化系数矩阵 Λ 的算法见算法3.1所示。

算法 3.1 归一化系数矩阵 Λ 获取算法

已知：初始场标准差矩阵 Σ_x ，边界场标准差矩阵 Σ_b ，强迫场标准差矩阵 Σ_f
求：初始场归一化系数矩阵 Λ_x ，边界场归一化系数矩阵 Λ_b ，强迫场归一化系数矩阵 Λ_f （以下统称为 Λ ）

- 1: 选择合适的样本大小 M (eg. $M = 5000$)
 - 2: 选择一个随机数种子，运行归一化模块，得到归一化系数矩阵 Λ
 - 3: **repeat**
 - 4: $\Lambda_1 \leftarrow \Lambda$
 - 5: 选择另一个随机数种子，并运行归一化模块得到归一化系数矩阵 Λ_2
 - 6: $\Lambda \leftarrow (\Lambda_1 + \Lambda_2)/2$
 - 7: **until** Λ_1 与 Λ_2 相似
-

通过统计模式真实场模拟结果和运行归一化模块，我们获得了初始场标准差 Σ 和归一化系数 Λ 。其中六月份初始场的海表高度、海表温度、海表盐度的标准差和归一化系数如图 3.1 所示。

由图3.1可知，对所有模式变量 (SSH 、 SST 、 SSS) 的归一化系数，陆地周围海域和边界上的值都远低于海洋中部的值，海洋中部的值则呈现不规则分布。

对初始场海表高度标准差分布，绝大部分海域的 SSH 标准差低于 $0.04m$ ，在吕宋海峡以西位置存在一个 SSH 标准差的极大值分布，这可能与该海域存在的活跃中尺度涡有关；大陆沿岸特别是中国大陆东南沿岸海域出现高值分布，推测这是由于海陆差异分布造成的。

对初始场海表温度标准差分布，以海南岛南侧纬度为界（约 $18^\circ N$ ），以南海域 SST 标准差普遍低于 0.5° ，以北海域 SST 标准差普遍在 1° 以上，甚至接近 2° 。造成这种南北差异的一个可能解释是，6 月份太阳直射点在 $18^\circ N$ 以北海域

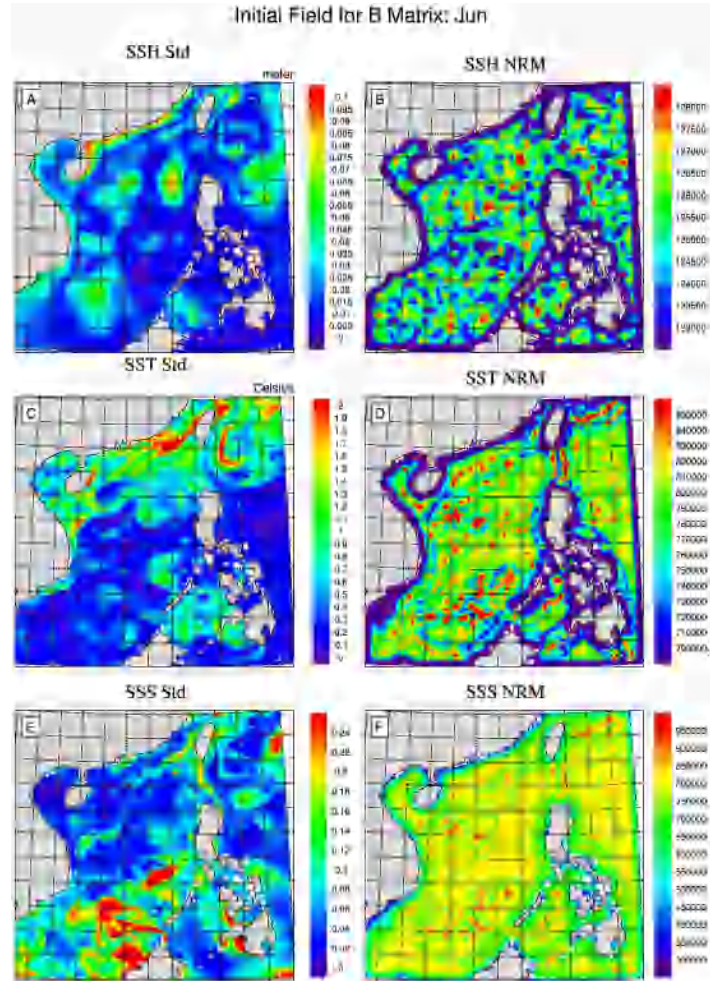


图 3.1 初始场 **B** 矩阵分布 (六月)。图 A 是海表高度场标准差分布, 图 B 是海表高度场归一化系数分布; 图 C 是海表温度场标准差分布, 图 D 是海表温度场归一化系数分布; 图 E 是海表盐度场标准差分布, 图 F 是海表盐度场归一化系数分布。

先向北 (至 6 月 22-23 日) 后向南移动, 由此带来的太阳辐射变化造成了该海域 *SST* 波动较大; 而在 18°N 以南海域, 太阳直射情况相对来说变化较小, 从而导致该海域的 *SST* 波动较小。*SST* 波动越大, 其标准差越大, 因此 18°N 以北海域 *SST* 标准差普遍大于 18° 以南海域的值。

对初始场盐度标准差, 南海南部海域 *SSS* 标准差高于其他海域, 南海北部及台湾岛以东、菲律宾以东以北海域 *SSS* 标准差普遍分布在 0.06 以下。

3.2.2 构建强迫场误差协方差 B_f

ROMS 获取强迫场误差协方差矩阵的方法与获取初始场误差协方差的方法类似, 唯一的不同在于标准差的统计变量为强迫场变量。经过统计和归一化模块运算, 六月份强迫场的风应力 (u 、 v 风)、海表净热通量及海表净盐通量的标准差和归一化系数如图 3.2 所示。

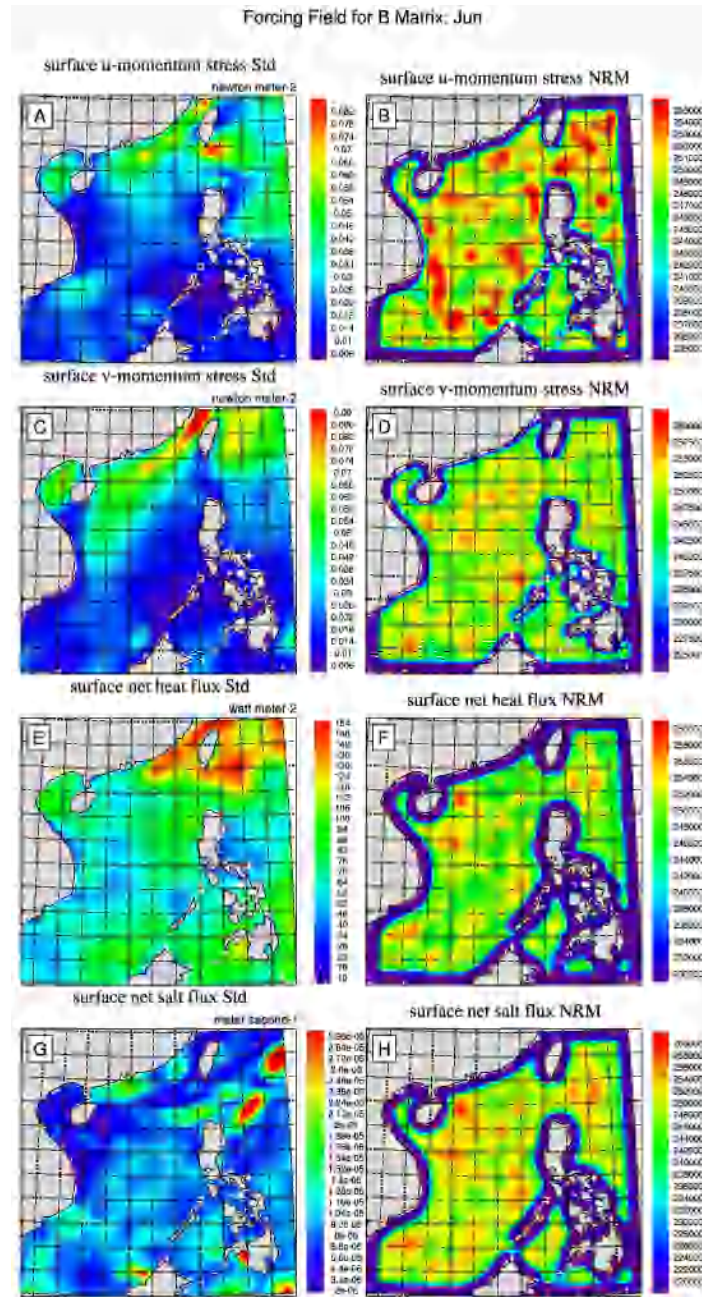


图 3.2 强迫场 **B** 矩阵分布。图 A 为海表 u 风应力标准差分布，图 B 为海表 u 风应力归一化系数分布；图 C 为海表 v 风应力标准差分布，图 D 为海表 v 风应力归一化系数分布；图 E 为海表净热通量标准分布，图 F 为海表净热通量归一化系数分布；图 G 为海表净盐通量标准差分布，图 H 为海表净盐通量归一化系数分布。

由图3.2可知，强迫场各变量（表面 u 风应力、表面 v 风应力、表面净热通量、表面净盐通量）的归一化系数分布与初始场各变量的分布特征一致，即邻近陆地周边海域及边界上的值都远低于海洋中部的值。

对六月 u 风应力矢量标准差分布（图3.2-A），除中国大陆东南沿海及台湾岛南部海域值较大外，其他海域值普遍低于 $0.04\text{N}\cdot\text{m}^{-2}$ 。对六月 v 风应力标准差分布

(图 3.2-C), 与 u 风类似, 除中国大陆东南沿海即台湾岛东部海域值较大外, 其他海域值普遍低于 $0.04\text{N}\cdot\text{m}^{-2}$ 。

对海表净热辐射通量标准差分布 (图 3.2-E), 除台湾岛周边海域值较大外, 其他海域值普遍低于 $110\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。对海表净盐通量标准差分布 (图 3.2-G), 除台湾岛以东、吕宋海峡以东局部海域值较大外, 其他海域的净盐通量标准差值普遍低于 $1.5 \times 10^{-5}\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$; 特别地, 在北部湾、海南岛南部及越南以东海域, 海表净盐通量标准差呈现极低值分布。

3.2.3 构建边界场误差协方差 \mathbf{B}_b

获取边界场误差协方差矩阵的方法有很多种。在 ROMS 中, 获取边界场误差协方差矩阵 \mathbf{B}_b 的方法不同于 \mathbf{B}_x 和 \mathbf{B}_f 。其中边界场标准差矩阵 Σ 是从现存的初始条件标准差文件中提取的, 这在操作上很容易实现。对边界场的相关矩阵由沿边界的一个一维相关替代, 垂直相关与 \mathbf{B}_x 的计算方法一致。边界场各主要变量的标准差及相关系数分布如图 3.3-3.12 所示 (纵坐标均为为 z 坐标, 单位为 m)。

由 \mathbf{B}_b 分布可知, 本课题研究的模式海域 (南海区域) 除东边界条件完全开放外, 其他三个边界均有陆地或岛屿阻隔。借各变量的东边界条件分布我们亦可分析模式变量误差协方差矩阵的垂直分布特征。

由各变量边界场标准差分布图可知, 除海表高度 ζ 外, 其余模式变量在东边界及南边界的标准差较北边界和西边界分布较为均匀, 垂向分布无明显变化。这可能与东、南边界多为海洋、较少被陆地阻隔有关, 海陆交替造成的海洋深度强烈变化在 σ 坐标中引发拉伸、收缩或平滑, 从而导致相应变量的标准差有较大波动。

由各变量边界场归一化系数分布图可知, 除海表高度 ζ 外, 其余所有模式变量在全部边界上的垂向分布特征几乎完全一致。

对边界场的海表高度标准差, 大部分边界上的海表高度标准差分布在 $0.01\text{--}0.03\text{m}$; 对边界场的海表高度归一化系数, 与初始场和强迫场类似, 陆地周围及边界上的值及远低于海洋中部的值, 海表中部的值呈小幅度振荡分布。

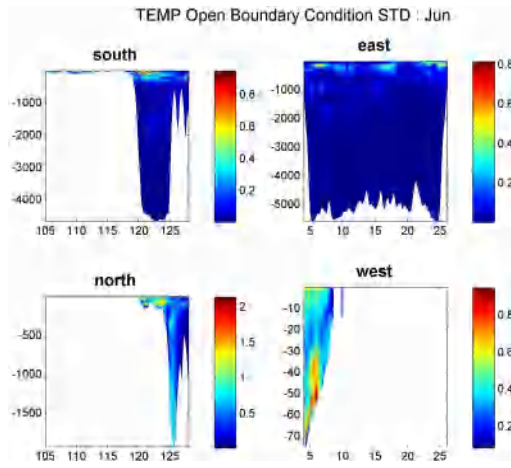


图 3.3 海温边界场标准差

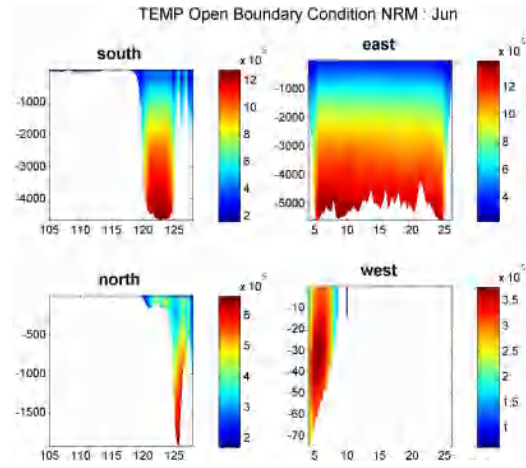


图 3.4 海温边界场归一化系数

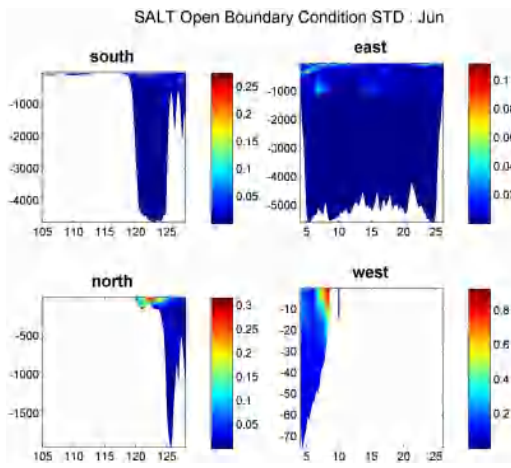


图 3.5 海盐边界场标准差

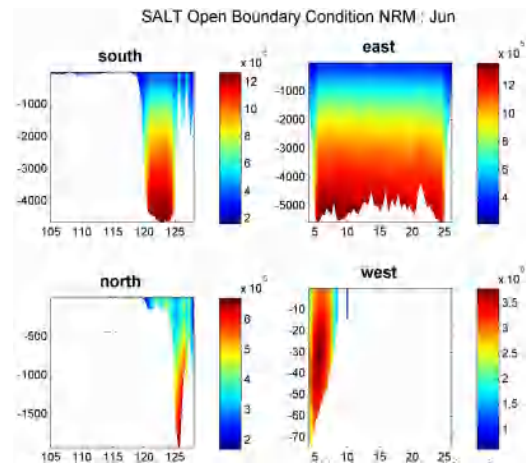


图 3.6 海盐边界场归一化系数

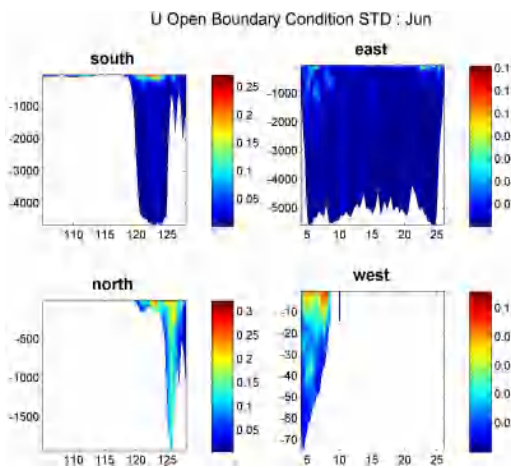


图 3.7 纬向流速 u 边界场标准差

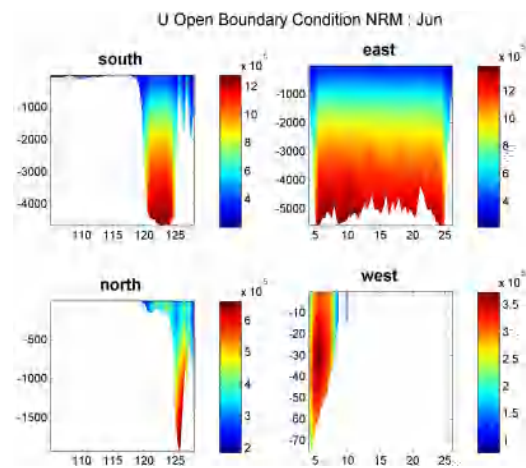


图 3.8 纬向流速 u 边界场归一化系数

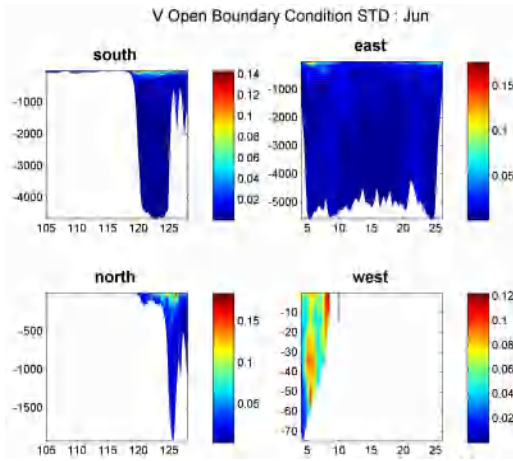
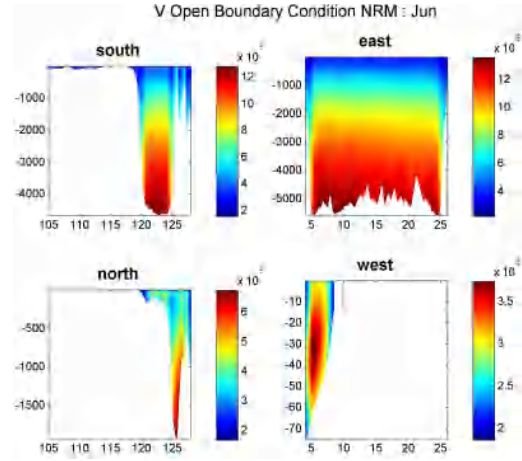
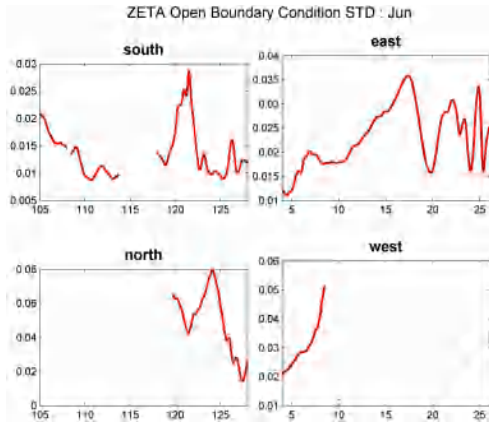
图 3.9 经向流速 v 边界场标准差图 3.10 经向流速 v 边界场归一化系数

图 3.11 海表高度边界场标准差

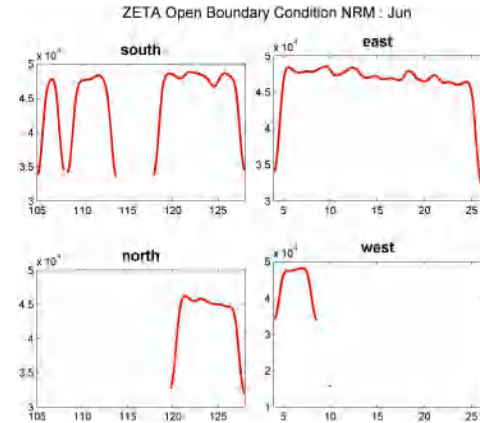


图 3.12 海表高度边界场归一化系数

3.3 背景误差协方差矩阵效果的检验

我们主要通过检验标准差矩阵 Σ 和归一化系数矩阵 Λ 来检验背景误差协方差矩阵，它基于默认接受 ROMS 四维变分同化系统构建背景误差协方差的方法这一前提。我们采取对照的方法检验标准差矩阵 Σ 和归一化系数矩阵 Λ ，即对照已发表的类似结果或其他模式的类似结果来初步说明其合理性。

3.3.1 检验标准差矩阵 Σ

检验标准差矩阵 Σ 时，对照的结果为普林斯顿海洋模式（Princeton Ocean Model, POM）的统计运行结果，统计的方法与 ROMS 中获取 Σ 的方法相同。普林斯顿海洋模式是普林斯顿大学发展的三维斜压原始方程海洋数值模式，由 Fortran 源码编写，代码简洁，结构清晰，易于上手。

我们以初始场海表高度（SSH）为例来阐述标准差的检验结果。

对比 ROMS 和 POM 的海表高度 (*SSH*) 初始场标准差结果 (图3.13、图3.14), 两者的总体特征和量级分布基本一致, 在大陆沿岸海域均表现出高值分布, 在吕宋海峡西南海域均表现出一个极大值分布; 然而在台湾岛以东的西太平洋海域, POM 的结果呈现出一个大面积的高值区域, 这在 ROMS 的结果中是不存在的。造成这种局部差异的原因有很多, 并表现出很大的不确定性, 其中最主要原因的是模式差异, 其它原因还包括模式积分的时长、真实场资料的选取等诸多不确定性因素。

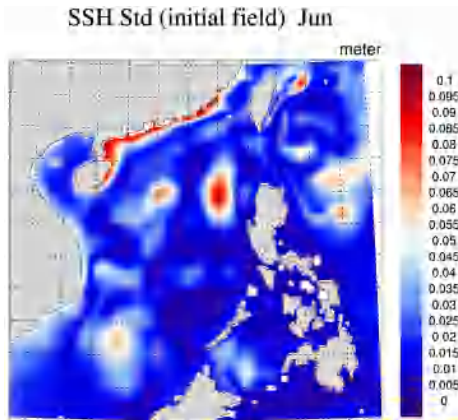


图 3.13 海表高度初始场标准差 (ROMS)

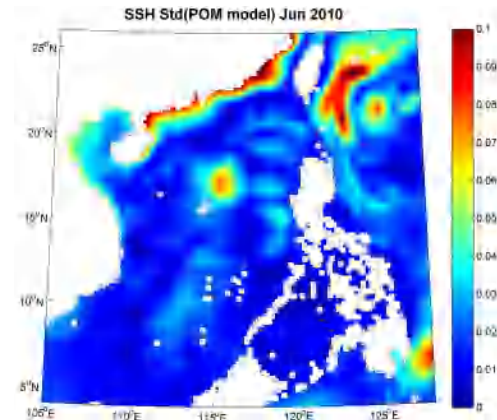


图 3.14 海表高度初始场标准差 (POM)

通过 ROMS 模式统计得到的标准差矩阵基本可靠, 由两个不相关的模式的对照结果的相似性可以较大程度说明这点。

3.3.2 检验归一化系数矩阵 Λ

检验归一化系数矩阵 Λ 时, 对照结果为 ROMS 发布者提供的 WC13 示例结果 (如图 3.15所示)。

在 ROMS 发布者提供的 WC13 示例中, 各变量的归一化系数矩阵 Λ 呈现明显的陆地周边海域及边界上的低值分布特征, 这与本研究得到的南海区域各归一化系数矩阵的特征表现一致; 除此之外, 两者的量级也一致 (10^5)。综合二者我们可以认为目前获取的归一化系数矩阵 Λ 是合理的。

总结来说, 本研究是凭借经验结果对背景误差协方差矩阵 \mathbf{B} 进行对照检验, 对照过程并不十分严谨, 甚至无法确保验证结论完全正确, 但检验过程和结果证明了目前获得 \mathbf{B} 具有较强的可靠性, 足以支撑进一步的同化实验。

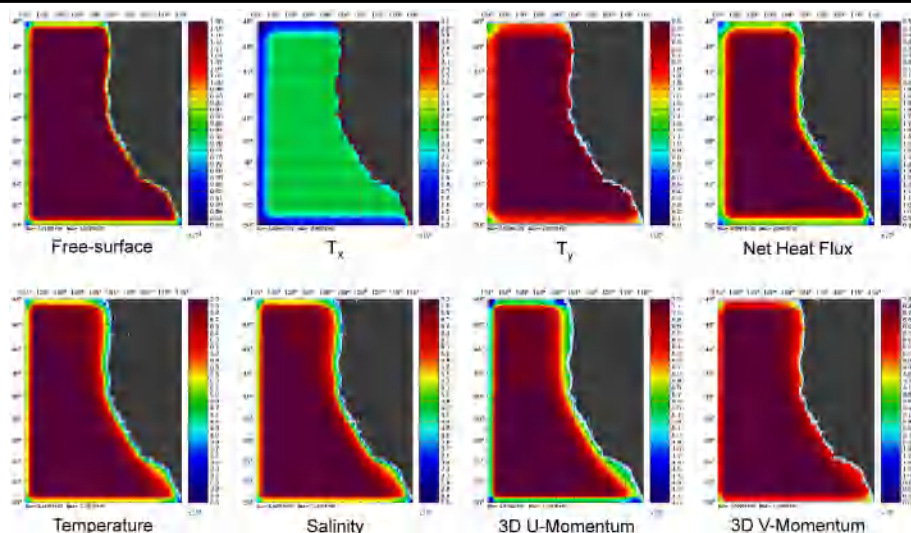


图 3.15 WC13 示例各变量归一化系数矩阵分布 [50]

3.3.3 检验 \mathbf{B} 对同化结果的影响

在本章第一节中我们探讨了背景误差协方差矩阵 \mathbf{B} 的通常形式，由式 (3.3) 可知， \mathbf{B} 主要包含了两种信息：一是变量自身的相关，包括水平相关和垂直相关，必要时也可以考虑时间相关；二是变量之间的平衡关系，它体现了变量之间的联系。这两种信息共同影响代价函数的计算，从而影响同化实验的效果。本节将通过一个单点实验来检验 \mathbf{B} 矩阵对同化结果的影响。

单点实验设置如下：在同化起始时刻（2010 年 6 月 3 日 0 时），在水深 80m、(114°E、14.5°N) 的位置设置一个 2°C 的温度增量，同化窗口设置为 12 小时。分析其同化结果分别检验 \mathbf{B} 中的相关系数 \mathbf{C} 及平衡算子 \mathbf{K}_b 在同化中的影响。

3.3.3.1 相关矩阵 \mathbf{C} 对同化效果的影响

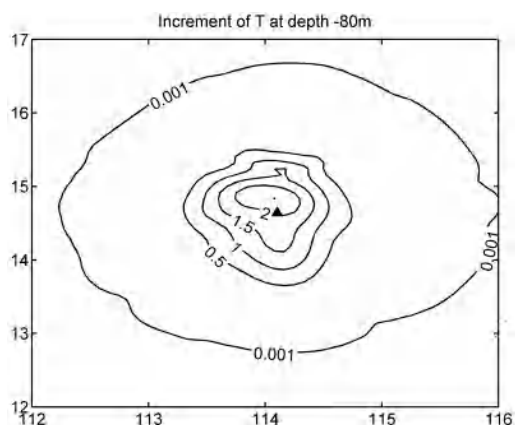


图 3.16 -80m 温度增量水平分布。黑色三角形描述了观测增量的位置（下同）。

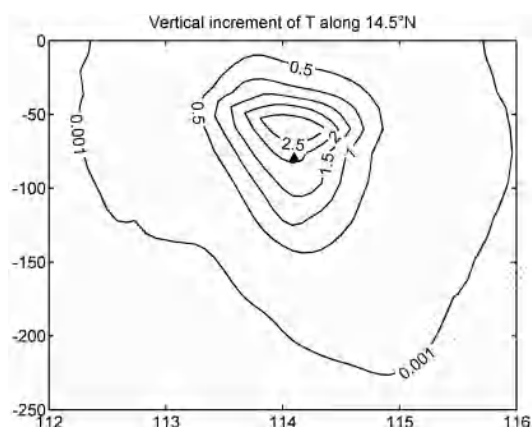


图 3.17 14.5°N 剖面温度增量分布。

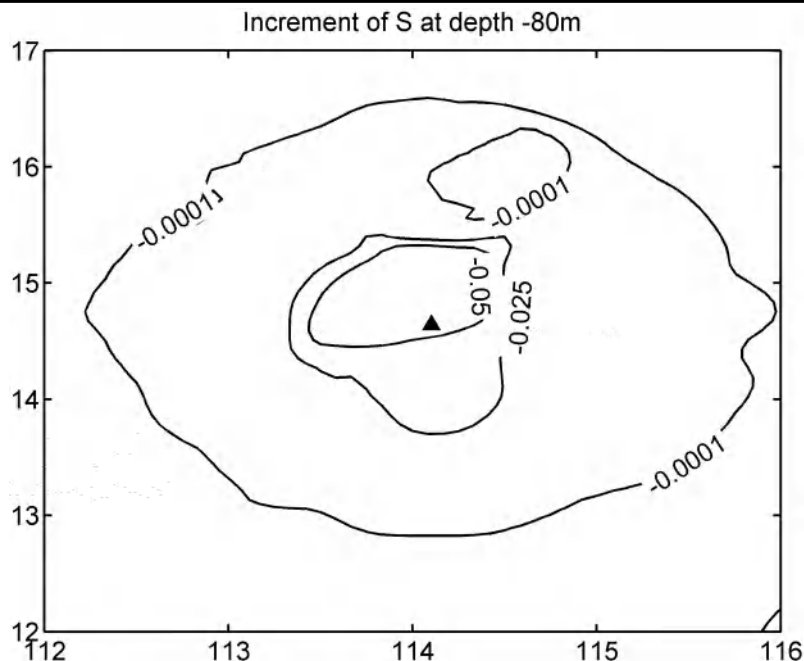


图 3.18 -80m 盐度增量水平分布。

对比观测温度增量附近的水平温度增量 (图3.16) 和垂直温度增量分布 (图3.17), 对水平温度增量分布, 我们可以看出观测影响以观测点为中心向周围水平扩散, 呈现类椭圆形的扩散特征, 这表现了 **B** 矩阵中水平相关系数 C_h 的影响。理论上, 扩散方程的解是一个椭圆方程, 实验结果中不规则椭圆的表现则是由四维变分同化中模式前向积分和伴随模式后向积分导致的。垂直温度增量的结果与水平情形类似, 观测影响也是以观测点为中心分别向上、下垂直扩散。对水平扩散和垂直扩散, 一个共同的特点是观测点的影响都随着与观测点的距离的增大而显著减小, 这与扩散运动的物理常识相一致。

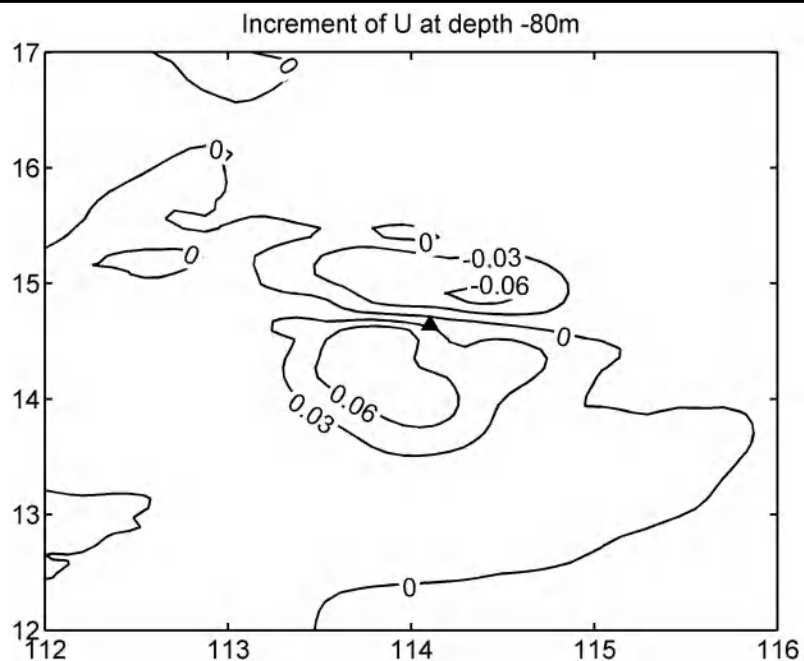
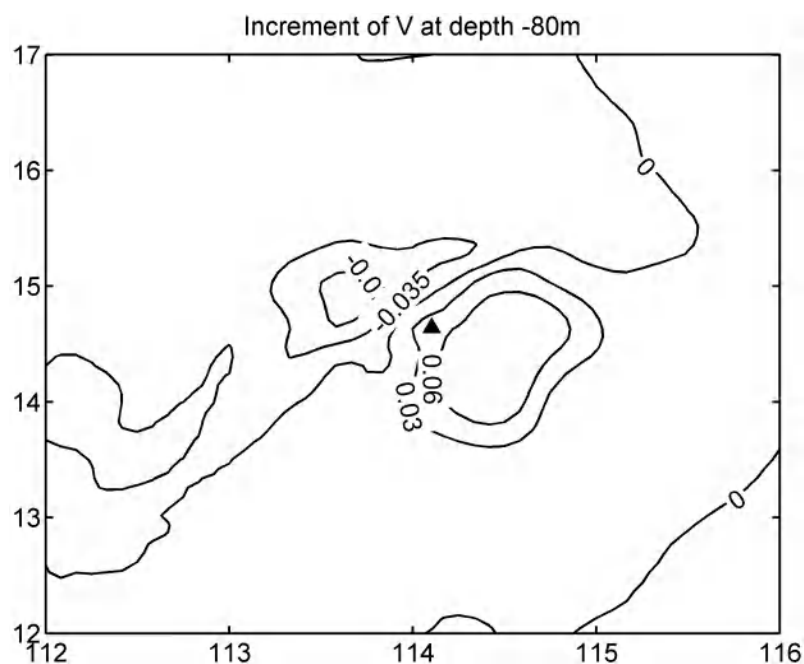
3.3.3.2 平衡算子 K_b 对同化效果的影响

图3.18、图3.19、图3.20分别表现了观测点附近盐度和经向、纬向流速的水平分布特征。由平衡关系的定义可知, 温度增量会对盐度、流速的分布产生影响, 这三幅图分别正体现了这种影响。

需要注意的是, 观测点的温度增量对其他空间位置的非温度变量的影响并不是直接进行的。首先, 温度增量通过平衡关系影响其他变量 (盐度、流速等) 在观测位置的分布, 然后相关系数矩阵将相应变量的影响向空间位置扩散影响。

3.4 小结

本节介绍了 **B** 矩阵的通常形式和构造方法, 详细给出了适合中国南海区域和 ROMS 模式的 **B** 矩阵构造方法, 并通过设置一个单点同化实验, 检验了 **B** 矩阵的合理性及在同化过程中的影响。总结来说, 构成 **B** 矩阵的相关系数矩阵 **C** 和平衡

图 3.19 -80m 经向流速 u 增量水平分布。图 3.20 -80m 纬向流速 v 增量水平分布。

算子 \mathbf{K}_b 分别通过调整模式变量自身的空间结构和平衡与其他模式变量之间的物理化学关系来传播观测资料的影响。从单点同化实验中我们可以看到，相关系数矩阵 \mathbf{C} 和平衡算子 \mathbf{K}_b 的结合使得温度增量信息向三维空间扩散，与此同时，温度增量也导致观测点附近的盐度 SSS 、海流 $\mathbf{u}(u, v)$ 等变量的分布产生一定调整。

因此，一个好的 **B** 的构造是十分必要的，它对目前如何最大化利用有限的海洋观测资料意义尤甚。

第四章 卫星高度计资料的同化设计实现

本章设计并实现了卫星高度计资料在中国南海区域四维变分同化试验系统中的同化。单日同化卫星高度计的实验指出,同化卫星高度计资料能对海表高度产生明显的调整,使之与再分析资料高度一致。通过进一步的中尺度涡模拟效果的检验,我们发现同化卫星高度计资料不仅对海表高度场的分布产生了较大改善,而且也能显著改善中尺度涡的模拟效果。除此之外,同化卫星高度计资料也能对表层及更深层的温、盐、流场产生有限调整,但研究最后指出,如果需要对流、盐、流场产生更具实际意义的调整,仍需要直接同化相应的资料。

4.1 卫星高度计海表高度

目前存在的大多数海洋观测都是遥感观测且仅表层海洋变量可以被观测,海洋内部实时观测资料的缺乏严重限制了资料同化系统在研究海洋中尺度问题上的能力。因此,海洋内部的特性只能通过表层的观测信息进行反演推断(通过背景误差协方差建立变量与变量之间、变量不同深度之间的联系,详见第四章)。其中,卫星高度计资料是一类极为重要的海表观测资料,它能测量记录海表高度 SSH 的时空变化。而海表高度 SSH 的变化与海洋中温跃层的变化密切相关。在海洋动力学中,主要通过中尺度涡和海洋锋面引起海平面变化,因此通过研究海表高度 SSH 的变化也可以反演出中尺度涡和海洋锋面。

卫星高度计资料是以相对于时间平均场的海表高度异常值(Sea Level Anomaly, SLA)提供的。时间平均消除了未知的大地水准面,同时也消除了平均动力地形(Mean Dynamic Topography, MDT)。因此观测 SLA 与模式变量 ζ 之间相差一个平均动力地形 MDT 。

在美国海军耦合海洋资料同化系统(NCODA)的3DVAR模块中,提供了两种方式来确定卫星高度计的采样位置,一是直接同化观测位置的沿轨资料,二是进行高度计资料二维水平分析后在海平面变化超过规定噪声域的等高线内合成廓线位置。在本研究中,我们使用的卫星高度计资料是格点化的产品,因此直接对应了模式格点的代表位置,不需采用额外的方法确定采样位置。

一旦获取高度计的采样位置,在NCODA中,则可通过两种方法将高度计资料以合成温度和盐度廓线的形式投影到不同深度,即将高度计资料同化进模式中。第一种是模块化海洋资料同化系统(MODAS)中利用历史廓线资料的分析值模拟动力高度与不同深度的海温,以及固定位置的温度与盐度的协变性的时间平均值的方法,此方法中使用的 MDT 由历史水文资料得到;第二种是“直接法”,即直接调整模式预报密度场来匹配模式预报海表高度与高度计测量的海

表高度之间的差异，此方法中使用的 *MDT* 是模式模拟的海表高度 *SSH* 的平均值。“直接法”的优点是它依赖于模式动力的先验信息而不是固定在同化起始时刻的统计值，它的缺点是不能直接校正预报模式的分层误差，在缺乏真实资料约束时会出现模式漂移。*MODAS* 方法则不受这些限制，但 *MODAS* 方法存在边际效应，它主要是由历史廓线资料采样的局限性以及高度计资料的非比容信号或其他因素导致的比容高度和不同深度的温度之间的弱相关性导致的。

在 *ROMS* 四维变分同化系统中，海表高度 ζ 是模式预报变量，它直接调整匹配模式预报海表高度和高度计测量的海表高度之间的差异，并通过背景误差协方差矩阵 \mathbf{B} 将这种差异传递到不同深度的温盐流场中。因此在 *ROMS* 同化系统中同化高度计资料的主要核心是如何将模式海表高度 ζ 与高度计海表高度对应起来，即如何设计观测算子。

本研究使用的卫星高度计资料为 *AVISO* 发布的海表高度异常 (*Sea Level Anomaly, SLA*) 资料，该资料为逐日的 1440×720 的格点数据，数据范围为全球，分辨率为 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 。

4.2 海表高度异常与中尺度涡的识别

中尺度涡控制了全球海洋中超过一半的动能，它是海流中无处不在的涡旋，其空间尺度从几十到几百千米不等，时间尺度从几天到数月不等。中尺度涡在全球海洋的热量、无机盐、生物有机质的输运过程中起着重要作用。卫星遥感方法为研究者们提供了大量的长期高度计数据来监测海洋涡的动力过程。监测海洋涡首先需要准确识别其位置、强度等信息，研究者们已发展出多种识别涡的方法，其中依赖海表高度异常 (*SLA*) 来识别中尺度涡是一种较为成熟且常用的方法。

本研究中，我们采用中国科大孙亮课题组提出的较为成熟的涡识别算法，利用海表高度异常 (*SLA*) 识别中尺度涡的位置、振幅及活动范围等信息，从而定量分析同化高度计资料对中尺度涡模拟的影响 [34][51][52]。该识别算法仅依赖于海表高度异常 *SLA* 分布信息，识别内容包括中尺度涡的位置、振幅、范围等信息，识别的涡满足以下四点判据：

- 1) 涡是一个单连通像素点的集合；
- 2) 集合中有且只存在一个海表高度异常 (*SLA*) 极值点；
- 3) 涡的振幅比资料的总体误差大；
- 4) 反气旋涡（气旋涡）内所有像素点的海表高度异常 *SLA* 值全部大于（小于）一个给定阈值。

根据中尺度涡识别判据，中尺度涡识别算法见算法4.1所示。

算法 4.1 中尺度涡识别算法

已知：格点化海表高度异常 SLA 数据，格点大小 I_{max} 、 J_{max} ， SLA 阈值，资料误差

求：涡的极值点位置、振幅、范围等信息

```

1: 对  $SLA$  数据做轻微滤波处理
2: 初始化格点扫描标记矩阵
3: for  $i = 1$  to  $I_{max}$  do
4:     for  $j = 1$  to  $J_{max}$  do
5:         if 格点  $(i, j)$  未被扫描 then
6:             搜索格点  $(i, j)$  的连通区域  $C$  包含的所有格点
7:             在  $C$  中搜索  $SLA$  极值点
8:             if 若  $C$  中的极值点大于等于 1 个 then
9:                 根据单核涡划分策略 [52] 依据极值点数量将  $C$  划分成
                     $C_1, C_2, \dots, C_k$  共  $k$  个连通域，每个连通域  $C_l$  确保只包含
                    一个极值点
10:                for  $l = 1$  to  $l = k$  do
11:                    振幅  $\leftarrow C_l$  中极大值与极小值的差
12:                    if 振幅大于资料误差 then
13:                        剔除格点  $C_l$  中大于（小于）给定阈值的的
                            格点
14:                        if 若剔除后  $C_l$  不再是连通域 then
15:                            仅将格点  $(i, j)$  标记为已扫描
16:                        else
17:                            将极值点位置标记为涡中心位置， $C_l$ 
                                中的所有格点标记为该涡所有，同时
                                记录振幅、极值信息
                                将  $C_l$  中的所有格点标记为已扫描
18:                        end if
19:                    else
20:                        将  $C_l$  中的所有格点标记为已扫描
21:                    end if
22:                end for
23:            else
24:                将  $C$  中所有格点标记为已扫描
25:            end if
26:        end if
27:    end for
28: end for
29: end for

```

4.3 同化方法

我们利用已构建的中国南海区域四维变分资料同化试验系统运行同化实验，试验系统采用的同化方法为强约束的增量四维变分方法 (I4D-VAR)。在实际同化卫星高度计资料时，我们面临的主要挑战是如何建立卫星高度计资料与模式变量之间的映射关系，即如何设计观测算子。

4.3.1 ζ 与 SLA

在 ROMS 模式中，与卫星高度计相对应的模式变量是海表面自由高度 ζ ，但卫星高度计资料是以海表高度异常 (SLA) 的形式提供的，它与 ζ 之间相差一个平均动力地形 MDT 。理论上， ζ 、 SLA 与 MDT 之间的关系为：

$$\zeta = SLA + MDT \quad (4.1)$$

根据式 (4.1)，我们建立了 SLA 与海表高度之间的映射关系。

海表高度异常 SLA 及其标准差的分布如图4.1所示，其中 SLA 标准差也是由 AVISO 发布的。由图4.1-A 的 SLA 分布可知，中国南海及周边海域活跃着大量中尺度涡，在吕宋海峡以东海域及南海中部，中尺度涡的活动尤其活跃。如果将一段连续时间内的海表高度异常 SLA 做成动画，可以清晰地观察到中尺度涡的生成、演变、融合以及消亡等过程。这提示我们可以借助对中尺度涡的模拟水平来检验同化卫星高度计的效果。

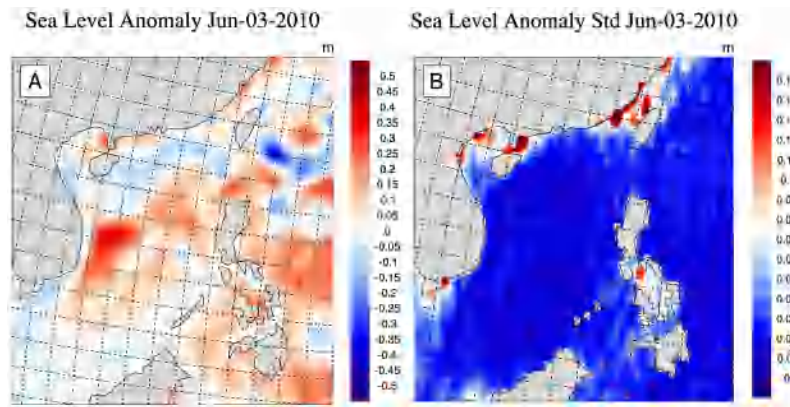


图 4.1 2010 年 6 月 3 日 SLA 及其标准差分布 (AVISO)。图 A 为海表高度异常 (SLA) 分布，图 B 为海表高度异常标准差分布。

由图4.1-B 的 SLA 标准差分布可知， SLA 标准差在大陆周边的值较大，在台湾海峡以及琼州海峡尤其如此，这主要是近岸海域受潮汐影响导致的观测质量较低 [53]。

4.3.2 获取平均动力地形 (MDT)

平均动力地形 MDT 是描述地形基本特征的物理量，它表征了长期时间内地形的平均状态。 MDT 的获取有多种方式选择，目前常用的方法如下：

- 统计模式多年的积分结果；
- 采用多年的再分析资料进行统计；
- 从历史水文资料中获取；

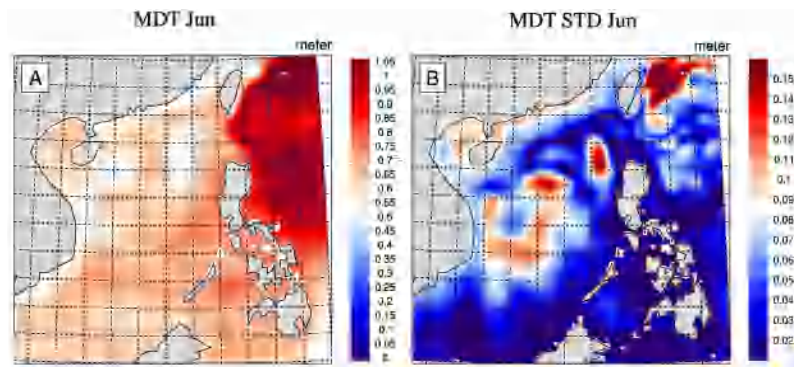


图 4.2 6 月平均动力地形及标准差分布 (ROMS)。图 A 为平均动力地形，图 B 为平均动力地形的标准差。

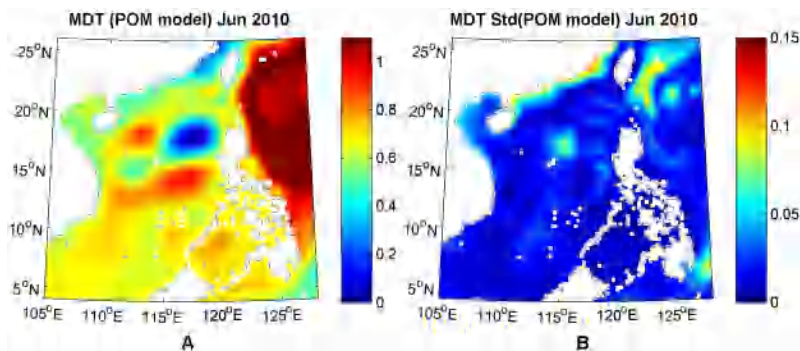


图 4.3 6 月平均动力地形及标准差分布 (POM)。图 A 为平均动力地形，图 B 为平均动力地形的标准差。

通过多年的再分析资料统计获取平均动力地形的优点是 MDT 较准确，缺点是可能不适应模式本身的特性。理论上，完美模式对应真实情形的平均动力地形，但由于并不存在完美模式，这意味着对某一特定模式来说平均动力地形并不是绝对意义上的越准确越好。通过历史水文资料获取平均动力地形的优点是简单，缺点除了可能不适应模式本身特性外，还有无法反映平均动力地形可能发生的演变。通过统计模式多年的积分结果获取平均动力地形的优点除了处理简单

外，同时也能避免上述两个方法中可能不适应模式特性的问题。因为它本身就是由模式结果统计的，所以能保证观测更好地适应模式特性，避免在模式运行时出现可能的“blow-up”问题。但统计模式积分结果获取 MDT 的方法存在准确度不高的问题，为了在适应模式特性的前提下尽可能提高 MDT 的准确度，我们需要使用尽可能长时间的模式积分结果进行统计。

综合以上三种方法的优缺点，在本研究中我们采取统计模式多年积分结果的方法获取平均动力地形，获取 MDT 的详细步骤如下：

- 1) 采用真实场数据（实际边界场、强迫场等）运转 ROMS 模式，获取多年积分结果；
- 2) 对上一步多年的积分结果按月进行均值统计，统计变量为海表面自由高度 ζ ，将其均值结果估计成平均动力地形 MDT ，同时统计相应的标准差 σ_{MDT} 作为 MDT 的误差。

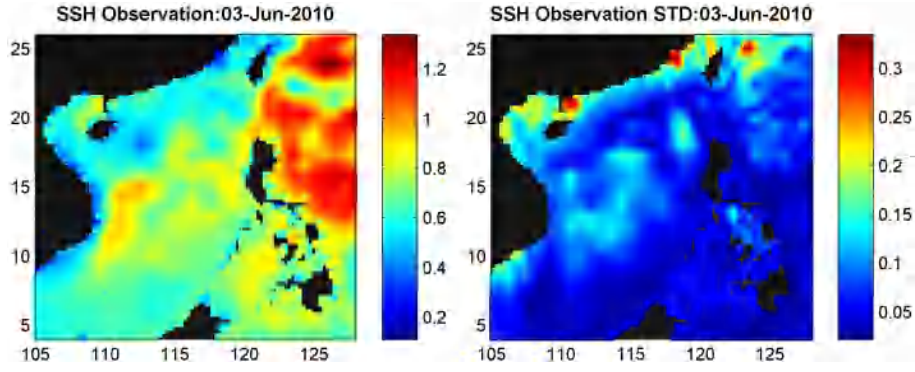
真实场模式积分从 2009 年 1 月 1 日 -2010 年 12 月 31 日，每两天输出一组结果，每月 28-30 组结果，以这些结果为样本统计 ζ 的均值及标准差得到 MDT 及其标准差的估计。6 月份的平均动力地形 MDT 及其标准差如图 4.2 所示。

由图 4.2-A 的 MDT 分布可知，台湾岛以东、菲律宾以东以北的西太平洋海域的平均动力地形明显高于其他海域，且其值普遍高于 $0.9m$ ，南海中部的 MDT 分布较为均匀，其值主要位于 $0.6-0.7m$ 区间内，局部海域低于 $0.5m$ 。由图 4.2-B 的 MDT 标准差分布可知， MDT 的标准差在绝大部分海域小于 $0.05m$ ，在台湾岛以东的西太平洋和南海中部局部海域超过 $0.12m$ 。

进一步的，我们通过对照 POM 模式的结果来检验获取的 MDT 的合理性。POM 模式的运行时间为 2010 年一整年， MDT 及标准差的统计方法与 ROMS 中的一致，其统计结果如图 4.3 所示。

对比 ROMS 和 POM 的结果，二者的平均动力地形 MDT 统计结果无论是从值上还是分布特征上来说都比较一致，台湾岛、吕宋海峡以西的西太平洋海域分布着 $0.9m$ 以上的高值区，南海中部则都是低值区。不过在 POM 模式的结果中，南海中部区域存在较为明显的两个极值区，其中一个低值区，一个高值区，这在 ROMS 模式的结果中并不明显。对于平均动力地形 MDT 的标准差分布，ROMS 与 POM 的结果总体分布特征一致，大部分海域的标准差值均低于 $0.05m$ ，在大陆沿岸及台湾岛以东的西太平洋海域均出现高值区分布，不过在南海中部局部海域 POM 与 ROMS 的结果略有差异：POM 的 MDT 标准差分布较为均匀，而 ROMS 的 MDT 标准差则呈现多个高值区域分布特征。

造成 ROMS 与 POM 模式结果局部差异有很多原因，其中最根本的原因是模式本身的差异，其他原因还包括二者统计的样本积分时长不同（ROMS 进行了

图 4.4 观测 SSH 及其标准差分布 (2010 年 6 月 3 日)

2009-2010 年两年的积分统计, POM 只进行了 2010 年的积分统计) 等。我们据此无法判定 ROMS 和 POM 的结果孰优孰劣, 同时我们也没有必要去辨别二者的好坏, 因为正如上文提到的, 适应自身模式的结果才是最好的。两个不同模式结果在大局上的一致性互相佐证了其模式积分结果都是合理的, 我们把不同模式的结果进行对照也是为了说明这点。

4.3.3 ζ 的误差估计

根据误差分析理论, 由式4.1可得, 观测海表高度 ζ 的误差为:

$$\sigma_{\zeta} = \sigma_{SLA} + \sigma_{MDT} \quad (4.2)$$

σ_{SLA} 的误差在其发布时已经附带提供, 直接从观测数据中读取即可; σ_{MDT} 则在统计获取 MDT 时同步统计得到 (见图4.2-B)。二者相加即可得到观测海表高度 ζ 的误差。要额外说明的一点是, 由于 σ_{MDT} 的值与模式格点对应, 而 σ_{SLA} 对应发布时的格点位置, 二者之间存在数据位置不匹配及分辨率不一致的问题, 因此无法直接相加。为了解决这一问题, 我们将 σ_{SLA} 映射到模式格点中, 即取模式格点附近一定范围所有 σ_{SLA} 的算数平均作为该模式格点的 σ_{SLA} 代表值。这样模式格点的 σ_{SLA} 代表值与 σ_{MDT} 直接相加即可得到 σ_{ζ} 。毫无疑问, 获取模式格点的 σ_{SLA} 代表值这一步引进了新的误差项, 但由于 σ_{SLA} 本身就很很小, 因此统计 σ_{SLA} 代表值引进的新的误差可以忽略不计。

根据上述步骤我们得到了观测海表高度 ζ 及其误差的分布, 如图4.4示。由图 4.4SSH 分布可知, 观测海表高度 ζ 在中国南海及周边海域的分布特征如下: 台湾岛、吕宋海峡及菲律宾群岛以东的西太平洋海域海表高度普遍超过 $1m$, 局部海域甚至超过 $1.2m$, 而南海中部的海表高度绝大部分位于 $0.4-1.0m$ 。海表高度的特征分布显示了在南海以东的西太平洋海域存在多个强烈的暖涡, 在南海中部存在多个强度一般的冷暖涡。

由图4.4SSH标准差分布可知，观测海表高度 ζ 标准差除大陆沿岸区域值较大外，其他海域的标准差分布普遍低于0.1m。

对比HYCOM分析场（见图4.6-C）可知，无论从量级还是特征分布上来看，我们获取的观测 ζ 都是合理的。

4.4 实验设置

我们设置同化实验来研究同化卫星高度计资料对模拟中尺度涡的影响，实验设计如图4.5所示。

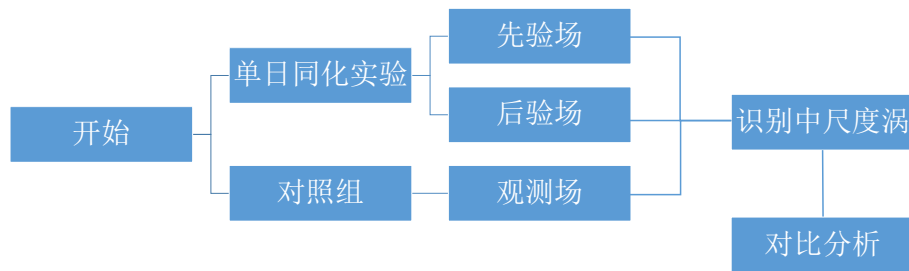


图 4.5 单日同化实验流程

同化实验关键参数设置如下：设置时间窗口为24h，同化起始点时间为2010年6月3日0时-2010年6月4日0时，时间步长设为240s，外循环设置为1，内循环设置为50。真实场模拟的2010年6月3日的数据作为同化实验的初始场。同化的资料为AVISO海表高度异常(SLA)资料（2010年6月3日），共计5948个数据。

4.5 同化结果

4.5.1 海表高度结果总览

海表高度的同化结果见图4.6示。对比子图A、子图B、子图C可以看出，海表高度的先验分布和后验分布的主要特征均与HYCOM再分析场一致，但海表高度的后验分布相对于先验分布有很大改进和提高，一些细节特征与HYCOM再分析场分布高度一致。尤其在台湾岛以东、菲律宾以东以北的西太平洋海域，后验海表高度分布包含了更多细节信息。将海表高度后验分布场与先验分布场相减得到海表高度增量分布，如子图D所示。增量分布中体现了许多中尺度信息，稍后我们将看到这其中很多是中尺度涡。

另一方面，相较于HYCOM再分析场，后验海表高度分布还有一定的提升空间，在南海中部，后验海表高度分布值总体偏小。事实上，在整个研究海域，后验海表高度分布的值都总体偏小。造成其总体偏小的原因可能有以下几个：

1. 初始场海表高度总体偏小；

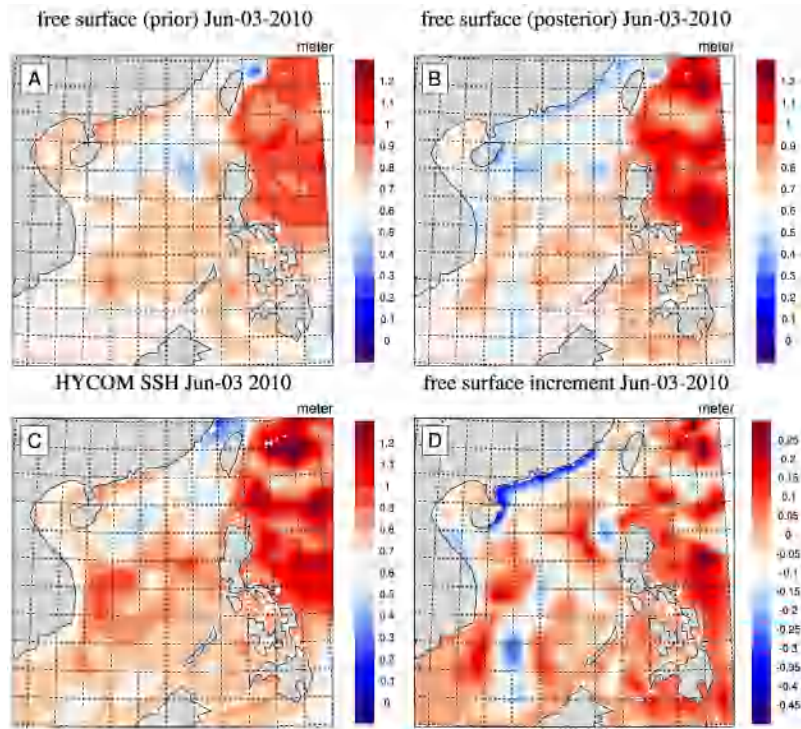


图 4.6 2010 年 6 月 3 日海表高度分布对比。图 A 为先验场分布，图 B 为后验场分布，图 C 为 HYCOM 分析场分布，图 D 为同化前后海表高度增量分布。

2. 平均动力地形 (MDT) 偏小，造成观测 SSH 偏小；
3. 积分时间不够长。

4.5.2 中尺度涡模拟效果的检验

表 4.1 利用海表高度异常场 (SLA) 识别的中尺度涡数量统计

	数量 (个)	平均振幅 (m)	平均面积	总面积
先验场	36	-0.006	4.04	145.6
后验场	69	0.036	2.98	205.6
观测场	43	0.076	5.03	216.2

将模式先验和后验的海表高度 ζ 减去模式平均动力地形 MDT 后分别得到模式先验和后验的海表高度异常分布，如图 4.7 所示 (子图 A、B)，图 4.7 中同时给出了原始 SLA 数据的分布 (子图 C)。与此同时，以先验 SLA 、后验 SLA 及 AVISO SLA 数据为输入，分别应用李秋阳 [52] 的单核涡识别算法，得到先验、后验以及 AVISO 的单核涡识别结果。其中识别的每个单核涡极值位置如图 4.7 中的蓝色倒三角标记所示。三种 SLA 分布场识别单核涡的统计信息见表 4.1 所示。

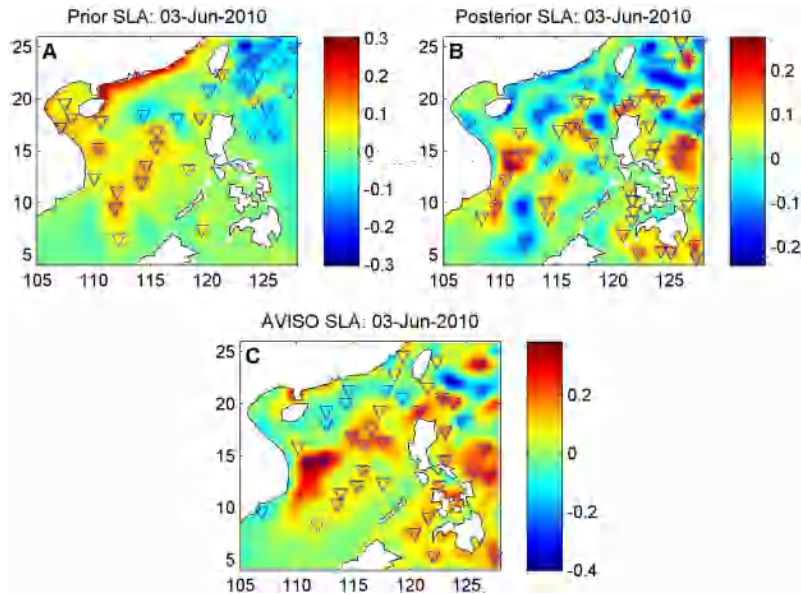


图 4.7 2010 年 6 月 3 日海表高度异常 (SLA) 及涡分布对比。图 A 为模式先验海表高度异常 (SLA) 分布，图 B 为模式后验海表高度异常 (SLA) 分布，图 C 为 AVISO 海表高度异常 (SLA) 分布。图中蓝色倒三角标记了涡的极值点位置。

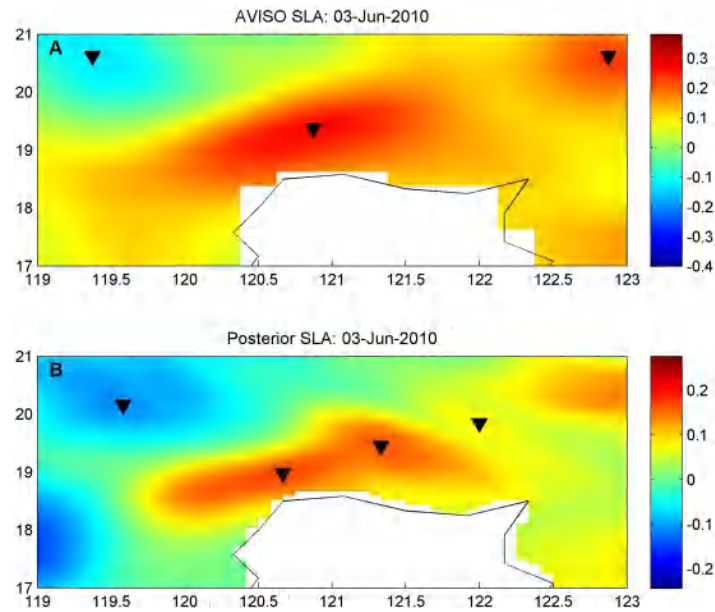


图 4.8 观测场与后验场涡识别结果区域对比。图 A 为 AVISO 海表高度异常分布，图 B 为模式后验海表高度异常 (SLA) 分布，黑色倒三角标记了涡的极值点位置。

由表 4.1 可知，从先验场 SLA 中识别出来的单核涡数量最少，只有 36 个；从后验场 SLA 中识别出来的单核涡数量最多，达到 69 个，超过了从 AVISO 观测 SLA 中识别出来的单核涡数量 43 个。从图 4.7 中涡的分布也可以看出，在观测场中每个涡的附近，后验场中基本上都有对应的涡分布，这在先验场中是无法办到的。然而另一方面，后验场的涡分布更为密集，涡的数量相比观测场中的涡数量

增加一半以上；在观测场中被识别为一个涡的位置上，后验场可能识别成多个涡，如紧挨菲律宾最北端的海域的情形：在观测场中被识别为一各涡，但在后验场中则被识别为 2 个涡（如图4.8所示）。从模式和涡识别程序的角度综合考虑，这可能由以下几点因素造成：

- 1) 模式结果的分辨率 ($1/12^\circ$) 远高于观测 *SLA* 的分辨率 ($1/4^\circ$)，因此模式后验结果或能表现更精细的结构，图4.8也印证了这一点：模式结果更加细腻，呈现出的细节信息更为丰富；
- 2) 为了去除 *SLA* 数据本身毛刺影响，在涡识别程序中进行了轻微滤波处理，且为了保证识别结果的可比性，对模式结果和观测场采用了相同的滤波参数。但分辨率更高的模式结果较观测场或存在更多毛刺，因而需要更高强度的滤波处理才能达到与观测场同等的去除毛刺影响的效果。

表4.1中的面积定义为经度范围与纬度范围的乘积，姑且称之为经纬面积，它的单位为 $1^\circ \times 1^\circ$ 。由于地球是不规则的椭球体，经纬面积与实际面积并不相等，但在南海区域范围内（低纬且纬度范围较小）可以用经纬面积粗糙表征面积信息。涡识别结果给出了每个涡占据的格点数量，每个格点的经纬面积由其分辨率决定。例如 $1/4^\circ$ 分辨率的 *AVISO* 数据的格点经纬面积为 $1/16$ ，水平 $1/12^\circ$ 分辨率的 *ROMS* 模式结果的格点经纬面积为 $1/144$ 。由此我们可以计算得到每个涡占据的经纬面积，从而得到每个涡的平均经纬面积和所有涡的总面积，表 4.1 的第四、五列即分别给出了每个涡的平均经纬面积和所有涡的总经纬面积。由表可知，后验场、先验场和观测场的平均涡面积均有较大差异，分别为 2.98、4.04 和 5.03；但后验场的总面积 (205.6) 与观测场的总面积 (216.2) 十分接近，都远高于先验场的总面积 (145.6)。为了更直观的表征这一特征，将先验场、后验场、观测场中识别的涡区域标记作图如图 4.9所示。

由图4.9可以看到，后验场较先验场能识别出更多区域的涡活动，尤其在菲律宾群岛南部以东的海域，先验场没有识别出此海域的涡活动，但后验场和观测场都在该海域识别出强烈的涡活动信息。图4.9也解释了为什么从后验场中识别出的涡数量远多于从观测场中识别出的涡数量：两者识别出的涡活动区域相近，但相较于后验场，观测场的涡活动区域彼此联系更加紧密，在后验场中相邻涡之间有更明显的分界，而对应的在观测场中则表现为连成一片。因此，相较于观测场，从后验场中识别出的涡的平均面积更小，但识别出的涡的数量则更多。

再从涡识别结果的振幅上分析后验场相较于先验场的改进。由表4.1可知，先验场的平均振幅 ($-0.006m$) 远低于后验场 (0.036) 和观测场 (0.076) 的结果，后验场有了较之有极大的改进。

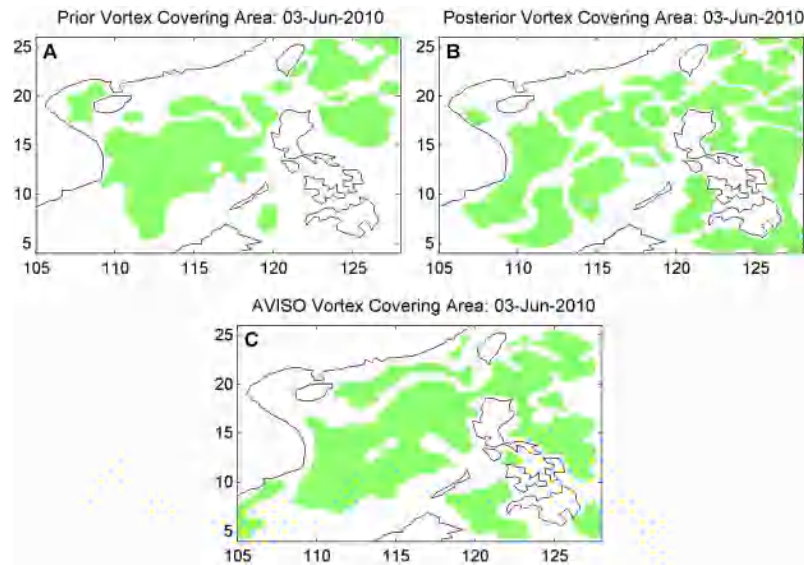


图 4.9 2010 年 6 月 3 日先验场、后验场、观测场涡活动区域分布对比。图 A 为模式先验场识别结果分布，图 B 为模式后验场识别结果分布，图 C 为 AVISO 观测场识别结果分布。

通过对比先验场、后验场以及观测场的涡识别结果，综合识别涡的数量、平均振幅和涡识别区域等信息，我们可以看到后验场结果相对于先验场有了极大的改善和提高，在与观测场结果的对照中我们还可以得出以下结论：高分辨率的模式结果或可改善低分辨率观测下的中尺度涡模拟。

4.5.3 其他结果

4.5.3.1 海表温度

海表温度的同化结果见图4.10示。从图中可以看出，海表温度的先验分布和后验分布相对于 HYCOM 分析场均有较大差异。后验海表温度分布与先验海表分布的总体特征高度一致，局部差异见图4.12-C 示。图 4.12-C 表征了海表温度后验分布相对于先验分布的增量分布，由图可以看出同化高度计资料对海表温度也有一定的调整，但绝大部分海域调整比较有限，因而在整体上并不能对海表温度的分布产生明显的改进。

4.5.3.2 海表盐度

海表盐度的同化结果见图4.11示。从图中可以看出，与海表温度类似，海表盐度的先验分布和后验分布相对于 HYCOM 分析场均有较大差异。后验海表盐度分布与先验海表盐度分布的总体特征一致，局部差异见图4.12-D 示。图 4.12-D 表征了后验海表盐度分布相对于先验分布的增量分布，由图中可以看出，除了局部地区的盐度有较大调整外（南海南部、菲律宾西岸附近），其他海域的盐度调整十分有限。因而仅同化高度计资料在整体上无法对海表盐度的分布产生明显的改进。

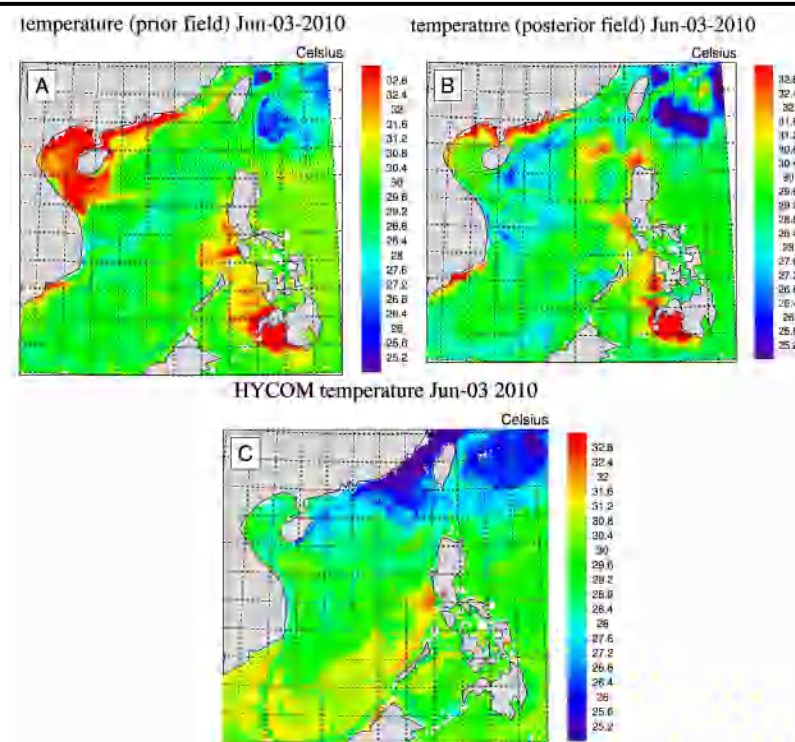


图 4.10 2010 年 6 月 3 日海表温度分布对比。图 A 为先验场分布，图 B 为后验场分布，图 C 为 HYCOM 分析场分布。

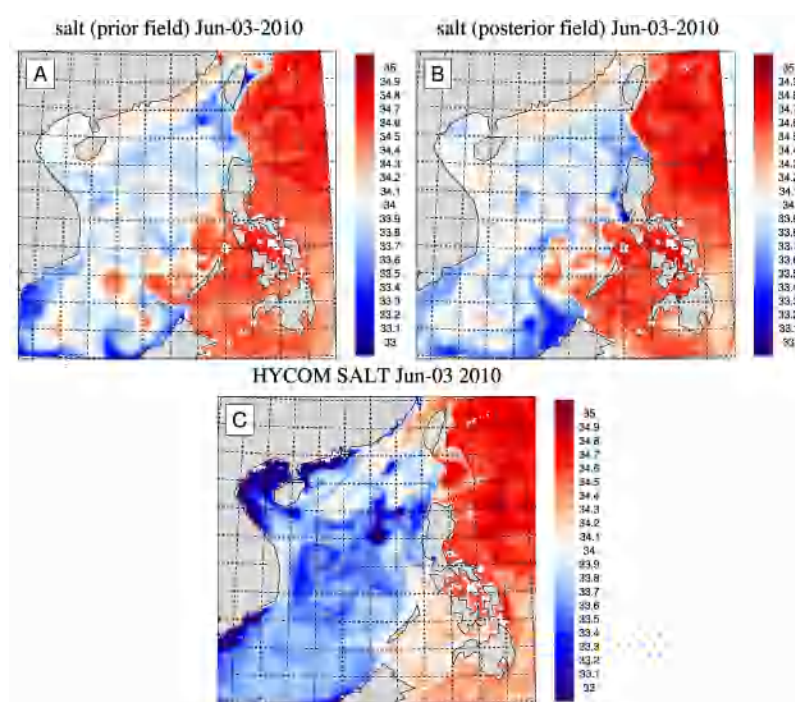


图 4.11 2010 年 6 月 3 日海表盐度分布对比。图 A 为先验场分布，图 B 为后验场分布，图 C 为 HYCOM 分析场分布。

4.5.3.3 增量分布特征

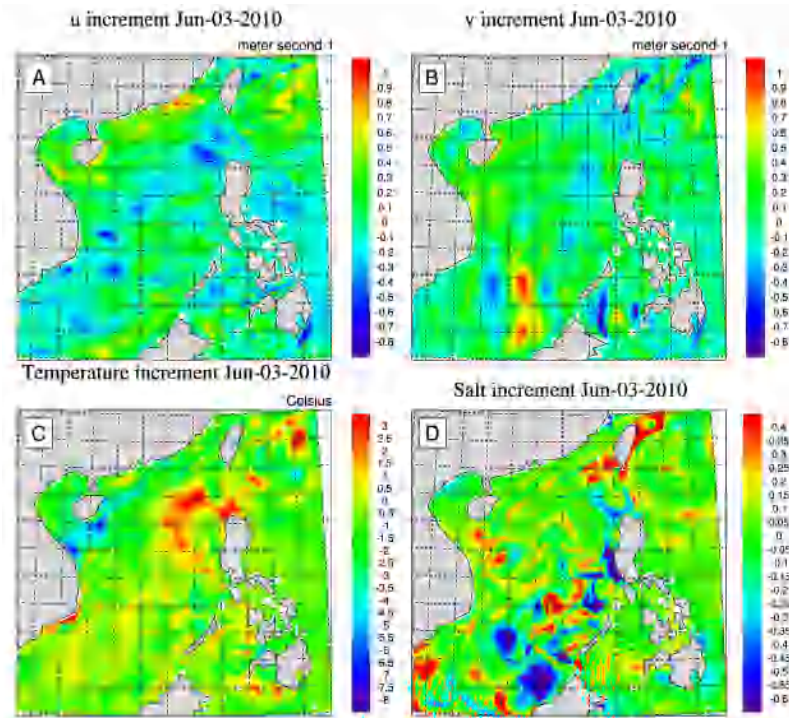


图 4.12 2010 年 6 月 3 日同化前后 u 、 v 、 t 、 $salt$ 增量分布 (表层)。图 A 为 u 增量, 图 B 为 v 增量, 图 C 为 $Temp$ 增量, 图 D 为 $Salt$ 增量。

将后验分布场与先验分布场相减得到相应的流 (u 、 v)、温、盐同化增量分布, 见图 4.12 示。整体来看, 流、温、盐的同化增量分布都不大, 这并不难理解。因为同化的资料仅有高度计资料, 它主要调整的还是海表高度分布, 虽然平衡关系和温盐关系能将海表高度信息与温、盐联系起来, 并将信息从海表传到海面以下, 但其影响的增量十分有限。

总结来说, 如果要想将流、温、盐场得到有意义的调整, 我们需要直接增加相应的观测资料直接进行同化, 比如同化海表温度资料从而调整海表温度分布, 同化流场资料调整流场分布等。

4.5.3.4 代价函数

本次同化实验的代价函数如图 4.13 所示。从图中可以看出仅同化高度计资料时代价函数的迭代速度非常快, 内循环迭代到第 15 步时就已经收敛。

4.6 小结

在本章中, 我们主要设计并实现了卫星高度计资料的同化, 并引入中尺度涡识别算法对同化效果进行定量检验。第一节详细介绍了同化高度计资料的方法,

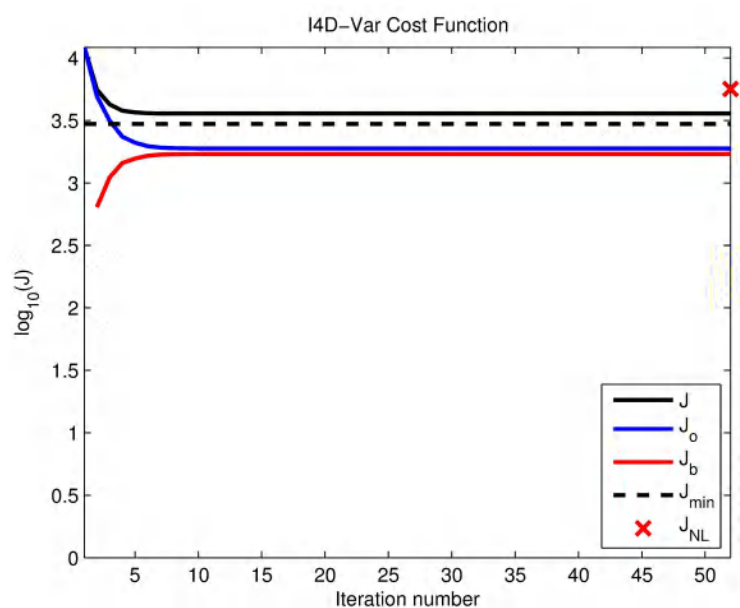


图 4.13 代价函数。 J 为总代价函数， J_o 为代价函数的观测部分， J_b 为代价函数的模式部分。

强调了同化高度计资料的关键为获取合适的平均动力地形 MDT 。第二节介绍了海表高度异常与中尺度涡的密切关系，并引入了一种中尺度涡自动识别算法来定量评估模拟效果。在第三、四节中，我们分别给出了实现高度计资料同化的详细步骤和实验设计。第五节中，我们对同化结果进行了细致的分析，尤其是对中尺度涡识别结果进行详尽的对比分析。实验结果表明，同化了高度计资料的后验场对中尺度涡的模拟较先验场有了极大的改善和提高，同时有证据表明，在中尺度涡模拟上，高分辨率的模式后验场相较于低分辨率的观测场或有一定优势，它能分辨出更为精细的结构，但这仍需进一步的实验进行验证。

第五章 总结与展望

海洋资料同化是面对海洋观测资料稀少现状，提高海洋观测资料利用效果和海洋环境预报质量的重要手段。随着国家对海洋科学领域的重视和投入持续增大，海洋资料的种类和数量将不断增加、质量将更加可靠，如何更为高效利用这些不断丰富的资料是我们目前面临的一个重要挑战。本研究针对中国南海海域构建了一个 ROMS 四维变分同化试验系统，旨在为下一步应用多种观测资料提供平台支撑。

在四维变分资料同化中，背景误差协方差矩阵 \mathbf{B} 至关重要，本研究首先针对中国南海区域的实际情况构建了一个合理的背景误差协方差矩阵 \mathbf{B} ，并通过实验检验了其合理性。进一步的，我们针对一个实际的物理过程——中尺度涡进行了研究，旨在研究同化平台的实际效果。实验结果显示，同化卫星高度计资料能显著改善中尺度涡的模拟能力。与此同时我们提出一种利用中尺度涡识别算法定量检验同化效果的新方法。

本研究的创新主要包括以下几点：

- 1) 构建了适合中国南海区域和 ROMS 模式的背景误差协方差矩阵，并通过了实验检验；
- 2) 设计并实现了卫星高度计资料的同化，并极大改善了中尺度涡的模拟效果；
- 3) 提出一种利用中尺度涡识别算法定量检验同化效果的新方法。

下一步，我们需要对其他常规海洋观测数据在中国南海区域四维变分试验系统的可用性和可靠性进行评估，如 Argo 资料、XBT 资料等。另外，我们还可以利用同化卫星高度计的方法针对中尺度涡的模拟做进一步深入研究。

致 谢

在本文的完成过程中，衷心感谢导师张卫民老师的悉心指导和帮助，在选题、进行实验及撰写毕业论文的过程中张老师体现的严谨、广博的学识令我受益匪浅；感谢林士伟师兄对于 ROMS 四维变分系统的基础性工作，本文的工作即是基于士伟师兄的工作深化拓展而来；感谢王品强师兄在课题完成阶段给予的指导和帮助。此外，本课题的中尺度涡识别工作得到了中国科大地球和空间科学学院孙亮副教授和李秋阳师姐的帮助，在此特别感谢。

短暂的硕士求学生涯转瞬即逝，回首过往生活，不胜唏嘘。自 2015 年 9 月 1 日踏入此门已两载有余，然心未老，志已先衰。彷徨蹉跎两春秋，除却此文竟无它得。

感谢恩师张卫民老师亦师亦父的指导和帮助，感谢两年以来教授过我课程的所有老师，感谢所有参与本课题开题、预审及答辩的评审老师们。

感谢朱孟斌、孙敬哲师兄在科研上的鼓励，感谢邢德、林士伟、赵盼盼师兄在生活上的陪伴，感谢陈妍师姐在学术上的耐心指导，感谢余意师姐在生活上的真挚关怀，感谢戴海璿师兄在留学申请上给予的无私指导和帮助，感谢实验室其他师兄师姐师弟师妹的包容和帮助。

感谢室友们在生活上的关心和包容，感谢篮球场上陪我一起奋战过的兄弟，感谢每一次三公里测试上给我加油鼓劲的战友。感谢好友岳皓、宋江龙的陪伴。

有幸结识诸君，已然无憾。

最后，感谢父母家人的理解和支持，家永远是最温馨的港湾。

参考文献

- [1] Moore A M, Arango H G, Broquet G, et al. The regional ocean modeling system (roms) 4-dimensional variational data assimilation systems : part i – system overview and formulation [J]. *Progress in Oceanography*. 2011, 91 (1): 34–49.
- [2] Haidvogel D B, Arango H G, Hedstrom K, et al. Model evaluation experiments in the North Atlantic Basin: simulations in nonlinear terrain-following coordinates [J]. *Dynamics of Atmospheres & Oceans*. 2000, 32 (3–4): 239–281.
- [3] Lorenzo E D. Seasonal dynamics of the surface circulation in the Southern California Current System [J]. *Deep-Sea Research Part II*. 2003, 50 (14): 2371–2388.
- [4] Dinniman M S, Klinck J M, Jr W O S. Cross-shelf exchange in a model of the Ross Sea circulation and biogeochemistry [J]. *Deep Sea Research Part II Topical Studies in Oceanography*. 2003, 50 (22–26): 3103–3120.
- [5] Marchesiello P, McWilliams J C, Shchepetkin A. Open boundary conditions for long-term integration of regional oceanic models [J]. *Ocean Modelling*. 2001, 3 (1–2): 1–20.
- [6] Álvaro Peliz, Dubert J, Haidvogel D B, et al. Generation and unstable evolution of a density-driven Eastern Poleward Current: The Iberian Poleward Current [J]. *Journal of Geophysical Research Oceans*. 2003, 108 (C8): 343–367.
- [7] Warner J C, Geyer W R, Lerczak J A. Numerical modeling of an estuary: A comprehensive skill assessment [J]. *Journal of Geophysical Research Oceans*. 2005, 110 (C5): 297–314.
- [8] Chai F, Liu G, Xue H, et al. Seasonal and interannual variability of carbon cycle in South China Sea: A three-dimensional physical-biogeochemical modeling study [J]. *Journal of Oceanography*. 2009, 65 (5): 703–720.
- [9] Nan F, Xue H, Chai F, et al. Weakening of the Kuroshio Intrusion into the South China Sea over the Past Two Decades [J]. *Journal of Climate*. 2013, 26 (20): 8097–8110.
- [10] Wang D X, Liu Q Y, Xie Q, et al. Progress of regional oceanography study associated with western boundary current in the South China Sea [J]. *Chinese Science Bulletin*. 2013, 58 (11): 1205–1215.
- [11] Fan W, Song J, Li S. A numerical study on seasonal variations of the thermocline in the South China Sea based on the ROMS [J]. *海洋学报 (英文版)*. 2014, 33 (7): 56–64.

-
- [12] 邹晓蕾. 资料同化理论和应用 [M]. 北京, 中国: 气象出版社, 2009.
- [13] 李宏, 许建平. 资料同化技术的发展及其在海洋科学中的应用 [J]. 海洋通报. 2011, 30 (4): 463–472.
- [14] 兰健. 资料同化中的伴随方法及其在海洋中的应用 [J]. 中国海洋大学学报 (自然科学版) 自然科学版. 1998 (2): 175–178.
- [15] Thacker W C, Long R B. Fitting dynamics to data [J]. Journal of Geophysical Research Oceans. 1988, 93 (C2): 1227–1240.
- [16] Tziperman E, Thacker W C. An Optimal-Control/Adjoint-Equations Approach to Studying the Oceanic General Circulation [J]. Journal of Physical Oceanography. 1989, 19 (10): 1471–1485.
- [17] Sheinbaum J, Anderson D L T. Variational Assimilation of XBT Data. Part 1 [J]. Journal of Physical Oceanography. 2010, 20 (5): 672–688.
- [18] Moore A M. Data Assimilation in a Quasi-geostrophic Open-Ocean Model of the Gulf Stream Region Using the Adjoint Method [J]. Journal of Physical Oceanography. 1991, 21 (3): 398–427.
- [19] Yu L, O'Brien J J. Variational Estimation of the Wind Stress Drag Coefficient and the Oceanic Eddy Viscosity Profile [J]. Journal of Physical Oceanography. 2010, 21 (5): 709–719.
- [20] Lardner R, Song Y. Optimal estimation of Eddy viscosity and friction coefficients for a Quasi-three-dimensional numerical tidal model [J]. Atmosphere-Ocean. 1995, 33 (3): 581–611.
- [21] 王东晓, 朱江. 伴随方法在海洋数值模式中的应用 [J]. 地球物理学进展. 1997, 12 (01): 98–107.
- [22] 朱江, 曾庆存, 郭冬建, et al. 利用伴随算子法从岸边潮位站资料估计近岸模式的开边界条件 [J]. 中国科学:. 1997 (5): 462–468.
- [23] 韩桂军. 伴随法在潮汐和海温数值计算中的应用研究 [D]. [S. l.]: 中国科学院海洋研究所, 2001.
- [24] 王东晓, 施平, 杨昆, et al. 南海 TOPEX 海面高度资料的混合同化试验 [J]. 海洋与湖沼. 2001, 32 (1): 101–108.
- [25] 吕咸青, 方国洪. 渤海开边界潮汐的伴随法反演 [J]. 海洋与湖沼. 2002, 33 (2): 113–120.
- [26] 张学峰, 韩桂军, 吴新荣, et al. 同化海温观测数据研究波浪破碎对海洋上层结构的影响 [J]. 热带海洋学报. 2011, 30 (5): 48–54.
-

-
-
- [27] Peng S, Li Y, Xie L. Adjusting the Wind Stress Drag Coefficient in Storm Surge Forecasting Using an Adjoint Technique [J]. *Journal of Atmospheric & Oceanic Technology*. 2013, 30 (3): 590–608.
- [28] Usui N, Ishizaki S, Fujii Y, et al. Meteorological Research Institute multivariate ocean variational estimation (MOVE) system: Some early results [J]. *Advances in Space Research*. 2006, 37 (4): 806–822.
- [29] Burnett W, Harper S, Preller R, et al. Overview of Operational Ocean Forecasting in the US Navy: Past, Present, and Future [J]. *Oceanography*. 2014, 27 (3): 24–31.
- [30] Chaigneau A, Gizolme A, Grados C. Mesoscale eddies off Peru in altimeter records: Identification algorithms and eddy spatio-temporal patterns [J]. *Progress in Oceanography*. 2008, 79 (2–4): 106–119.
- [31] Xiu P, Chai F, Shi L, et al. A Census of Eddy Activities in the South China Sea During 1993-2007 [J]. *Journal of Geophysical Research-Oceans*. 2010.
- [32] Chelton D B, Schlax M G, Samelson R M. Global observations of nonlinear mesoscale eddies [J]. *Progress in Oceanography*. 2011, 91 (2): 167–216.
- [33] Yi J, Liu Z, Du Y, et al. A Gaussian-surface-based approach to identifying oceanic multi-eddy structures from satellite altimeter datasets [C]. In *International Conference on Geoinformatics*. 2014: 1–5.
- [34] Li Q Y, Sun L. Technical Note: Watershed strategy for oceanic mesoscale eddy splitting [J]. *Ocean Science Discussions*. 2015, 11 (2): 1719–1732.
- [35] Yi J, Du Y, He Z, et al. Enhancing the accuracy of automatic eddy detection and the capability of recognizing the multi-core structures from maps of sea level anomaly [J]. *Ocean Science*. 2014, 10 (1): 825–851.
- [36] 林士伟. 南海北部四维变分资料同化应用研究 [D]. [S. l.]: 国防科学技术大学, 2016.
- [37] Technical Manual for A Coupled Sea-Ice/Ocean Circulation Model (version 3) [R].
- [38] National Centers for Environment Information (NOAA). World Ocean Atlas 2009 [R/OL]. 2015. https://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOA09/pr_woa09.html.
- [39] National Oceanic and At Administration. International Comprehensive Ocean-Atmospheric Data Set [R/OL]. <http://icoads.noaa.gov/>.

-
-
- [40] National Center for Atmospheric Research Staff (Eds). The Climate Data Guide: SODA: Simple Ocean Data Assimilation [R/OL]. 2016. <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/soda-simple-ocean-data-assimilation>.
- [41] European Centre for Medium-Range Weather Forecasts. ERA-Interim [R/OL]. <https://www.ecmwf.int/en/research/climate-reanalysis/era-interim>.
- [42] Hybrid Coordinate Ocean Model Global Reanalysis [R/OL]. <https://hycom.org/dataserver/gofs-3pt0/reanalysis>.
- [43] National Centers for Environmental Information. 2-Minute Gridded Global Relief Data [R/OL]. 2006. <https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/etopo2.html>.
- [44] Archiving Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic Data. AVISO Global Sea Surface Height Products [R/OL]. <https://www.aviso.altimetry.fr/en/data/products/sea-surface-height-products/global.html>.
- [45] National Centers for Environmental Information. Optimum Interpolation Sea Surface Temperature (OISST) [R/OL]. <https://www.ncdc.noaa.gov/oisst>.
- [46] Derber J, Bouttier F. A reformulation of the background error covariance in the ECMWF global data assimilation system [J]. *Tellus Series A-dynamic Meteorology & Oceanography*. 1999, 51 (2): 195–221.
- [47] Weaver A, Courtier P. Correlation modelling on the sphere using a generalized diffusion equation [J]. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 2001, 127 (575): 1815–1846.
- [48] Fisher, Courtier M. Estimating the covariance matrices of analysis and forecast error in variational dataassimilation [J]. *Ecmwf*. 1995.
- [49] Weaver A T, Deltel C, Machu E, et al. A multivariate balance operator for variational ocean data assimilation [J]. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 2005, 131 (613): 3605–3625.
- [50] The error covariance normalization coefficients for free-surface, surface wind stress components, and surface net heat flux [R/OL]. https://www.myroms.org/wiki/index.php?title=4DVar_Normalization_Tutorial&oldid=4281.
-

- [51] Li Q Y, Sun L, Lin S F. GEM: a dynamic tracking model for mesoscale eddies in the ocean [J]. Ocean Science Discussions. 2016, 12 (6): 1–27.
- [52] Li Q Y, Sun L, Liu S S, et al. A new mononuclear eddy identification method with simple splitting strategies [J]. Remote Sensing Letters. 2014, 5 (1): 65–72.
- [53] 曾学智. 南海海洋再分析产品及其在南海中尺度涡研究中的应用 [D]. [S. l.]: 中国科学院大学, 2015.

作者在学习期间取得的学术成果

发表的学术论文

- [1] 李松, 岳皓. 计算抛物方程中乘积形式的 Padé 系数 [J]. 声学技术, 2016(12), Vol 35.
- [2] Song LI, Liang SUN. A Gaussian-surface Fit to Oceanic Mesoscale Eddies[J]. Recent Developments in Mechatronics and Intelligent Robotics, 2018.