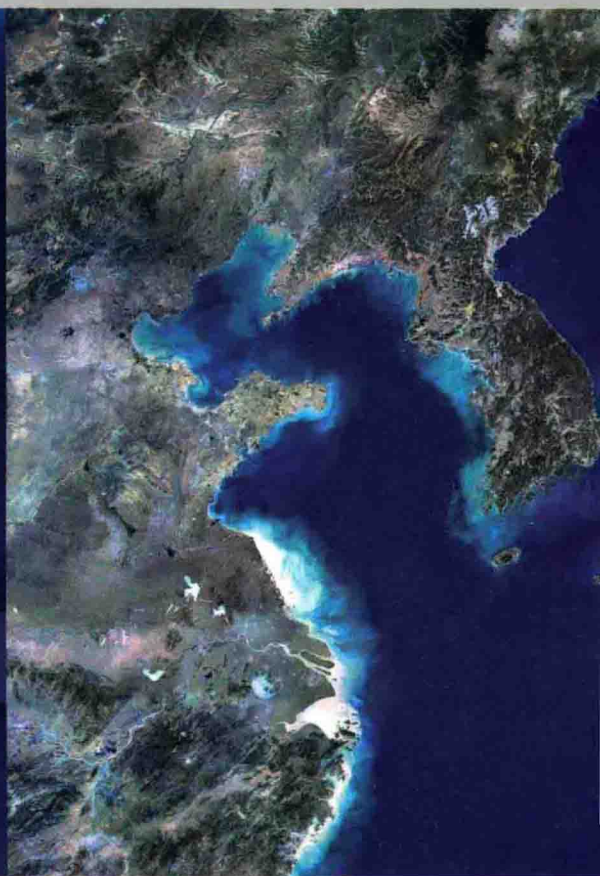


HUANGHAI HUANLIU
BIANYI DUI ZHUYAO
YUCHANG XINGCHENG
HE BIANQIAN DE
YINGXIANG YANJIU



黄海环流变异对主要渔场形成和 变迁的影响研究

夏长水 等 编著



海洋出版社

黄海环流变异对主要渔场 形成和变迁的影响研究

夏长水 等 编著

海洋出版社

2014 年 · 北京

图书在版编目 (CIP) 数据

黄海环流变异对主要渔场形成和变迁的影响研究/夏长水等编著.

—北京: 海洋出版社, 2014. 12

ISBN 978 - 7 - 5027 - 9022 - 6

I. ①黄… II. ①夏… III. ①黄海 - 环流异常 - 影响 - 渔场 - 研究 IV. ①S931.4

中国版本图书馆 CIP 数据核字 (2014) 第 291685 号

责任编辑: 王 溪

责任印制: 赵麟苏

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

北京画中画印刷有限公司印刷 新华书店北京发行所经销

2014 年 12 月第 1 版 2014 年 12 月第 1 次印刷

开本: 787 mm × 1092 mm 1/16 印张: 6.75

字数: 110 千字 定价: 40.00 元

发行部: 62132549 邮购部: 68038093 总编室: 62114335

海洋版图书印、装错误可随时退换

前 言

黄海是一个半封闭的西北太平洋边缘海。西侧和北侧为中国大陆，东侧为朝鲜半岛，南侧与东海连通。最大深度 140 m，平均水深为 44 m，在黄海中部又以山东半岛的最东端成山角与朝鲜半岛的长山串间的连线为界，将黄海分为两部分，南部简称南黄海。黄海最重要的水文现象是黄海暖流和黄海冷水团。黄海有中国重要的烟威、海州湾、连青石、吕四和大沙等良好的渔场。在全球气候变化的大背景下，加强黄海环流变异以及对主要渔场的影响研究具有重要的意义。

本书基于近 20 年来的观测资料分析阐述了黄海海区近岸温盐的主要季节变化特征以及对 El Niño 事件和 PDO 响应、黄海温盐和环流的年际变化特征、黄海渔场分布与变化规律；基于黄海环流数值模拟结果和渔业资料阐述了黄海南部环流年际变化对蓝点马鲛渔场分布的影响。本书的编著人员为夏长水、郭景松、王辉武、李瑞香和山峰。本书可以作为物理海洋和海洋渔业的科技人员和学生的参考书。

编 者

2014 年 5 月 1 日于青岛

目 录

第一章 数值模式的建立	(1)
1.1 基于 POM 的准全球海浪 - 环流模式的建立	(1)
1.2 基于 POM 的西北太平洋海浪 - 潮流 - 环流耦合模式的建立	(3)
1.3 基于 POM 的中国近海海浪 - 潮流 - 环流耦合模式的建立	(4)
1.4 模式特色和创新点	(6)
1.5 模式结果的验证	(9)
1.6 中国近海同化模式(1980—2003)的建立与后报	(14)
第二章 黄海水区近岸温盐的主要季节变化特征以及对 El Niño 事件和 PDO 响应	(18)
2.1 海区概况	(18)
2.2 温度主要季节变化特征	(19)
2.3 盐度主要季节变化特征	(23)
2.4 黄海近岸温盐对 El Niño 事件和北太平洋振荡(PDO)各自响应	(26)
2.5 黄海环流的主要季节变化特征	(65)
第三章 黄海温盐和环流的年际变化特征	(76)
3.1 数据资料介绍	(76)
3.2 数据处理方法	(77)
3.3 黄海暖流的基本特征	(78)
3.4 黄海暖流的年际变化	(81)
3.5 讨论与结论	(84)
第四章 黄海渔场分布与变化规律	(86)
4.1 黄海渔场概况	(86)
4.2 黄海渔业资源变化规律	(89)
第五章 黄海南部环流年际变化对蓝点马鲛渔场分布的影响研究	(91)
5.1 研究资料	(91)

5.2	蓝点马鲛在黄海南部水域洄游趋势·····	(91)
5.3	水温、风场和环流场的年际变化对蓝点马鲛渔场、渔期分布的影响·····	(92)
第六章	主要结论 ·····	(97)
6.1	黄海环流的变异·····	(97)
6.2	环流与渔场的关系·····	(97)
参考文献	·····	(98)

第一章 数值模式的建立

根据袁业立、乔方利提出的浪-流耦合理论,建立了基于 POM 的准全球 $(1/2)^\circ \times (1/2)^\circ$ 海浪-环流耦合模式。在准全球模式的基础上建立了西北太平洋、中国近海浪-潮流-环流耦合模式并首先进行了气候态环流的模拟。西北太平洋模式区域为 $(0^\circ-50^\circ\text{N}, 99^\circ-150^\circ\text{E})$, 水平分辨率为 $(1/6)^\circ \times (1/6)^\circ$, 中国近海模式区域为 $(15^\circ-41^\circ\text{N}, 105^\circ-135^\circ\text{E})$, 水平空间分辨率为 $(1/18)^\circ \times (1/18)^\circ$ 。用该模式模拟的中国近海特别是黄海温度、盐度和环流结构与实测结果符合较好;成功地重建了黄海环境要素的季节演变。为下一步模拟年际变化以及分析和评价工作打下了良好的基础。

1.1 基于 POM 的准全球海浪-环流模式的建立

本课题在 POM 模式的基础上建立了一个水平为 $(1/2)^\circ \times (1/2)^\circ$ 的准全球环流模式, POM 模式是目前物理海洋学研究领域应用最为广泛的数值模式之一。该模式最主要特征为:采用二阶湍流封闭模型来计算垂向混合系数且在垂直方向采用 σ 坐标,在水平方向采用正交曲线坐标和“Arakawa C”交错差分网格。该模式主要是为了模拟近岸问题而设计的,但是近年来 POM 模式被成功地运用到大尺度的海洋环流数值模拟研究中,如 Kagimoto 和 Yamagata (1997) 应用 POM 模拟整个太平洋的环流, Ezer 和 Mellor (1997) 应用 POM 模拟整个大西洋的环流, Guo et al. (2003) 采用三重嵌套模式研究了不同水平分辨率和 JEBAR 对黑潮模拟的影响,其模拟的最大区域几乎包含整个太平洋。本研究的计算区域为全球 $75^\circ\text{S}-65^\circ\text{N}$ 之间的大洋,垂直方向上分成 21 层(表 1.1),在海洋上层采用较高的分辨率,而在海洋深层分辨率较低。模式的东西边界取连续性边界条件,南北边界取固壁边界条件。模式的地形由全球 $5' \times 5'$ 的 Etopo 5 地形插值得到,同时模式中的地形相对于原始地形作了以下调整——按照 Mellor 的做法,平滑地形须满足以下条件:

$$\frac{|H_{i+1} - H_i|}{(H_{i+1} + H_i)} \leq \alpha$$

式中 H_{i+1} 和 H_i 是相邻的两个网格点的水深，平滑因子 α 取 0.2。图 1.1.1 给出了全球海流模式的计算网格，其中计算区域为 75°S — 65°N 之间的区域， 65°N 以北模式设置为陆地。

表 1.1.1 模式的垂直 σ 分层

层数	σ 值	层数	σ 值
1	0.000	12	-0.400
2	-0.002	13	-0.467
3	-0.004	14	-0.533
4	-0.008	15	-0.600
5	-0.017	16	-0.667
6	-0.033	17	-0.733
7	-0.067	18	-0.800
8	-0.133	19	-0.867
9	-0.200	20	-0.933
10	-0.267	21	-1.000
11	-0.333		

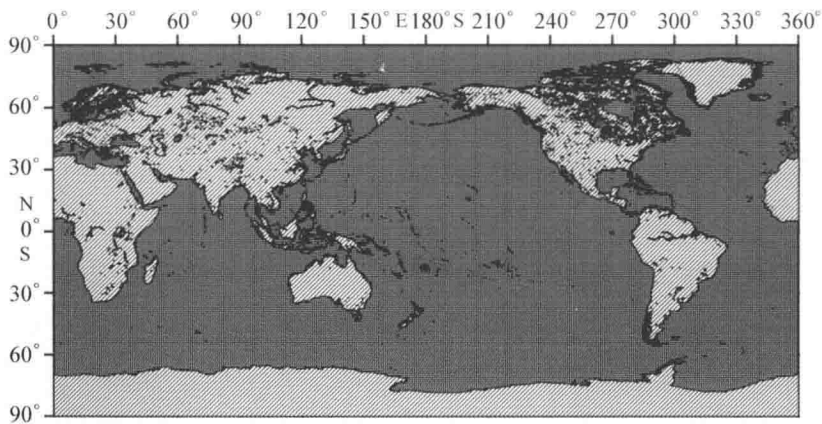


图 1.1.1 基于 POM 模式的准全球环流模式计算区域与网格划分图

基于 POM 的全球环流模式东西开界采用连续性 (cyclic) 边界条件，即最东面两列 ($i = IM, i = IM - 1$) 网格上的变量等于最西边两列 ($i = 1, i = 2$) 网格上的变量，即最西边 ($i = 1$) 一列网格上的变量等于最东面倒第三列

($i=3$) 网格上的变量。

模式初始温、盐场取自 Levitus 年平均温度和盐度, 全场水位、流速取为零。为了减小水平斜压梯度力的误差, 在进行水平斜压梯度力计算前扣除了水平平均密度, 水平平均密度取年平均的密度场。在模式的启动 (spinning up) 阶段, 风场、热通量采用空间分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$ 的 COADS 月平均统计结果 (Arlindo de Silva, 1994)。并在热通量中加入了简单大气反馈项进行修正 (Haney, 1971),

$$Q = Q_c + \left(\frac{dQ}{dT}\right)_c (T_c - T^o)$$

下角标 C 表示来自于 CODAS 资料。 T^o 表示模式计算的海表温度。

在模式的后报阶段, 再以 1980 年开始的实际 NCEP 日平均资料驱动。准全球模式为西北太平洋模式提供水位、流速和温盐开边界条件。

1.2 基于 POM 的西北太平洋海浪 - 潮流 - 环流耦合模式的建立

西北太平洋模式的计算区域为 (0° — 50°N , 99° — 150°E) (图 1.2.1)。水平空间分辨率为 $(1/8)^\circ \times (1/8)^\circ$, 地形由全球 $5' \times 5'$ 的 Etopo 5 的地形插值得到, 同样采用以下公式平滑,

$$\frac{|H_{i+1} - H_i|}{(H_{i+1} + H_i)} \leq \alpha$$

其中平滑因子 $\alpha = 0.4$, 最小水深设为 10 m。模式垂向分 21 层, 并在上层有较高的分辨率, 垂向分层见表 1.1。

在模式的启动 (spinning up) 阶段, 风场、热通量和蒸发降水采用空间分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$ 的 COADS 月平均统计结果 (Arlindo de Silva, 1994)。并在热通量中加入了简单大气反馈项进行修正 (Haney, 1971),

$$Q = Q_c + \left(\frac{dQ}{dT}\right)_c (T_c - T^o)$$

下角标 C 表示来自于 CODAS 资料。 T^o 表示模式计算的海表温度。

开边界处的水位、流速、温度、盐度由准全球模式的模拟结果采用双线性插值方法得到。为了加入潮流, 速度和水位开边界用辐射边界条件如下:

$$\begin{cases} U = U_B - (\pm) \sqrt{\frac{g}{H}} (\zeta_B - \zeta_M) \\ \zeta_B = \zeta_N + \zeta_T \end{cases}$$

其中 U_B 和 ζ_N 来自于准全球模拟结果 (夏长水等, 2004), H 为水深, g 是重力加速度, ζ_M 是模式计算的边界水位, $(\pm)$ 取决于入流的方向。 ζ_T 代表潮水位:

$$\zeta_T = \sum A \cos(\omega t - \phi)$$

其中 ω 为分潮的角频率, A 是振幅, ϕ 为迟角。振幅和迟角的开边界条件取美国俄勒冈州立大学的 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ TPXO.6 潮汐模型 (Gary et al., 1994), 网址为 <http://www.coas.oregonstate.edu/research/po/researchtideglobal.html>

模式启动 (spinning up) 阶段, 模式初始温、盐场取自 Levitus 年平均温度和盐度, 全场水位、流速取为零。水位、流速、温、盐度开边界条件利用 1.1 的建立的准全球海流模式的模拟结果嵌套得到。在模式的预报阶段, 模式的初始场由模式启动 (spinning up) 6 年后的气候态结果提供。在模式的后报阶段, 再以 1980 年开始的实际 NCEP 日平均气象场驱动。西北太平洋模式为中国近海模式提供水位、流速和温盐开边界条件。

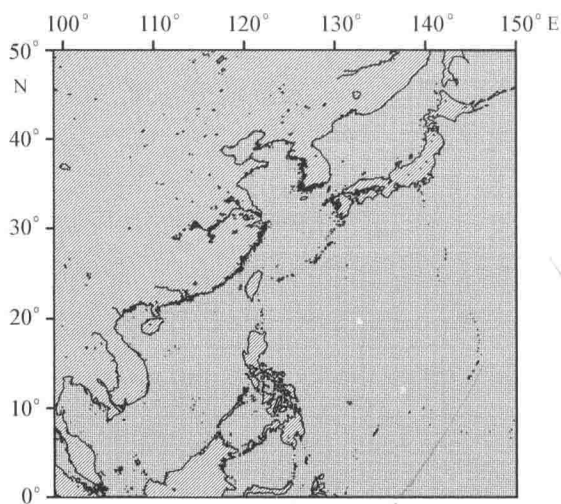


图 1.2.1 基于 POM 模式的西北太平洋计算区域与网格划分

1.3 基于 POM 的中国近海海浪 - 潮流 - 环流耦合模式的建立

中国近海模式的计算区域为 $(105^\circ\text{—}135^\circ\text{N}, 15^\circ\text{—}41^\circ\text{E})$ 。水平空间分辨率为 $(1/24)^\circ \times (1/24)^\circ$, 地形由搜集的海图地形为主, 并结合由全球 $5' \times 5'$ 的 Etopo 5 的地形插值得到; 并按以下公式平滑。

$$\frac{|H_{i+1} - H_i|}{(H_{i+1} + H_i)} \leq \alpha$$

其中平滑因子 $\alpha = 0.4$ ，最小水深设为 10 m。图 1.3.1 给出了计算区域的网格划分与地形。模式垂向分 21 层，并在上层有较高的分辨率和准全球大洋环流模式的垂向分层相同（表 1.1）。

在模式的启动（spinning up）阶段，风场、热通量和蒸发降水采用空间分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$ 的 COADS 月平均统计结果（Arlindo de Silva, 1994）。并在热通量中加入了简单大气反馈项进行修正（Haney, 1971），

$$Q = Q_c + \left(\frac{dQ}{dT}\right)_c (T_c - T^o)$$

下角标 C 表示来自于 CODAS 资料。 T^o 表示模式计算的海表温度。实现风浪流耦合后，风场、热通量场由大气模式提供。

在模式的启动（spinning up）阶段，模式初始温、盐场取自 Levitus 年平均温度和盐度，全场水位、流速取为零。水位、流速、温、盐度开边界条件利用 1.2 的建立的西北太平洋海流模式的模拟结果嵌套得到。为了加入潮流，速度和水位开边界用辐射边界条件如下：

$$\begin{cases} U = U_B - (\pm) \sqrt{\frac{g}{H}} (\zeta_B - \zeta_M) \\ \zeta_B = \zeta_N + \zeta_T \end{cases}$$

其中 U_B 和 ζ_N 来自于 1.2 的建立的西北太平洋海流模式模拟结果， H 为水深， g 是重力加速度， ζ_M 是模式计算的边界水位， $(\pm)$ 取决于入流的方向。 ζ_T 代表潮水位：

$$\zeta_T = \sum A \cos(\omega t - \phi)$$

其中 ω 为分潮的角频率， A 是振幅， ϕ 为迟角。振幅和迟角的开边界条件，结合实测资料与模式结果获得（方国洪等，JGR, 2004）。

在西北太平洋海流模式和中国近海环流模式中，长江冲淡水作为海盆边界流量加入，采用的是大通水文站 35 年的气候态月平均径流量。

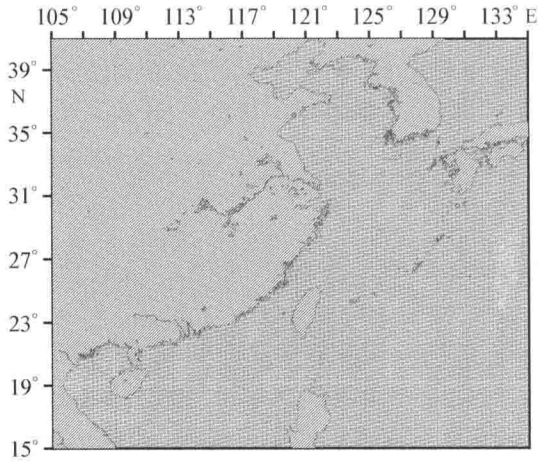


图 1.3.1 中国近海环流模式的区域和网格图

1.4 模式特色和创新点

本研究中建立的基于 POM 的西北太平洋和中国近海海浪 - 潮流 - 环流耦合模式采用了海浪 - 环流耦合技术和潮流 - 环流耦合技术, 考虑了浪致混合、潮致混合和潮余流对环流的作用, 成功地模拟了中国近海特别是黄海的温盐结构和环流特征。

1.4.1 海浪 - 环流耦合技术

POM 模式采用 Mellor - Yamada 二阶闭合湍混合方案 (Mellor and Yamada, 1982)。垂直混合系数 K_M 和 K_H 由下式定义:

$$K_M = q\lambda S_M, K_H = q\lambda S_H$$

系数 S_M 和 S_H 是 Richardson 数的函数, 分别表示为

$$S_H[1 - (3A_2B_2 + 18A_1A_2)G_H] = A_2[1 - 6A_1/B_1]$$

$$S_M[1 - 9A_1A_2G_H] - S_H[(18A_1A_2 + 9A_1A_2)G_H] = A_1[1 - 3C_1 - 6A_1/B_1]$$

其中 G_H 是 Richardson 数:

$$G_H = -\frac{\ell^2}{q^2} \frac{g}{\rho_o} \left[\frac{\partial \rho}{\partial z} - \frac{1}{c_s^2} \frac{\partial p}{\partial z} \right]$$

采用此垂直混合方案的环流数值模式一个常见的问题是所模拟的海洋表层温度均过高, 且模拟的夏季上混合层深度太浅 (Martin, 1985; Kantha and Clayson, 1994)。利用我国独立发展的海浪 - 环流耦合理论 (袁业立等,

1999; Qiao et al., 2004a), 建立了浪流耦合模式 (Qiao et al., 2004b), 得到了海浪对环流模式的三维波浪辐射应力和波浪运动对环流场的垂向混合作用。耦合模式中采用 MASNUM 海浪模式计算波浪运动对环流场的垂向混合系数 B_v 并将此垂向混合系数加到 POM 中由 Mellor - Yamada 二阶闭合湍混合方案计算出的垂向混合系数中, 这样表层的海浪垂直混合因素就得到了体现。 B_v 的表达式为:

$$B_v = \iint_{\vec{k}} E(\vec{k}) \exp \{2kz\} d\vec{k} \frac{\partial}{\partial z} \left(\iint_{\vec{k}} \omega^2 E(\vec{k}) \exp \{2kz\} d\vec{k} \right)^{1/2}$$

其中 $E(\vec{k})$, ω , k , z 分别为波浪的方向谱, 频率, 波数和从平均海面起算的水深。这样, 通过波浪数值模式积分可以得到波浪方向谱, 由上式可以计算出随时间和空间变化的 B_v 。

1.4.2 潮流 - 环流耦合技术

黄海是潮流十分显著的海区, 潮的能量占整个海域能量的 80% (方国洪, 1979), 强潮流区的潮流流速约为余流的 10 倍以上。潮汐和潮流对环流的作用体现在两各方面: 一方面潮流在近海底具有很强的流速剪切分布, 所激发的湍流混合在形成浅海热结构中起重要作用 (乔方利等, 2004)。赵保仁 (1987) 指出黄海的海洋锋基本属于潮生锋。在本研究中的西北太平洋海流模式和中国近海环流模式中在开边界处加入周期性的潮流流速, 这样潮流和环流同时模拟, 潮流激发的湍流混合通过 M - Y 二阶闭合湍混合方案得到体现。另一方面是潮余流对环流的贡献, 潮余流是潮波运动过程中因非线性作用引起的余流, 在岸边海域和地形复杂的海湾、河口等处就明显地表现出来。在黄海, 有些海域的潮余流值大体和环流 (如风海流和热盐环流) 值相当或超过环流值。潮余流是潮波运动引起的, 属潮流范畴, 但其表现和影响主要体现在环流方面。本研究将潮流和环流同时模拟, 将模拟出模式每个网格点的流场在一个 M_2 潮周期内作平均得到的欧拉余流来分析环流的特征, 这样潮余流就包含在环流的结果中了。

为了说明海浪 - 环流耦合技术和潮流 - 环流耦合技术的作用我们设计了三组数值实验, 分别有以下几项。

实验 1: 原始 POM;

实验 2: 海浪 - 环流耦合模式, 即加入浪致混合;

实验 3: 海浪 - 潮流 - 环流耦合模式, 即同时加入浪致混合和潮致混合。

图 1.4.1 为不同数值实验中黄海夏季 35°N 断面温度结构模拟结果及与实测资料的比较。从图 1.4.1a 可以看出, 在夏季黄海, 上层出现深度约为 15 m 的混合层, 下层温度呈台状结构, 且有两个低温核, 跃层亦在 10 ~ 30 m 之间摆动, 温度约从下层的 9°C 骤增到上层的 24°C , 这些现象在图 1.4.1a, 图 1.4.1d 中得到了较一致的体现。不过图 1.4.1d 与图 1.4.1a 中冷核的位置有所偏差, 尤其是东边冷中心的经度相差将近 1° , 我们认为这是由于地形平滑所造成的失真。另外, 从图 1.4.1d 中我们不难发现已经被多年的观测 (陈国珍等, 1992) 所证实的温跃层通风现象出现在 125° — 126°E 之间, 可是由于实测资料的局限, 从图 1.4.1a 中只能看到这种趋势。上文提到的该区域的强波浪及潮汐混合应该是温跃层通风的主要原因。而图 1.4.1b, 图 1.4.1c 中的跃层强度相比实测要小得多, 且不存在下层的台状结构, 这又一次说明潮汐运动控制着黄海下层的垂直混合。图 1.4.1c 中的混合层深度与图 1.4.1a, 图 1.4.1d 一致, 而图 1.4.1b 基本不存在混合层。

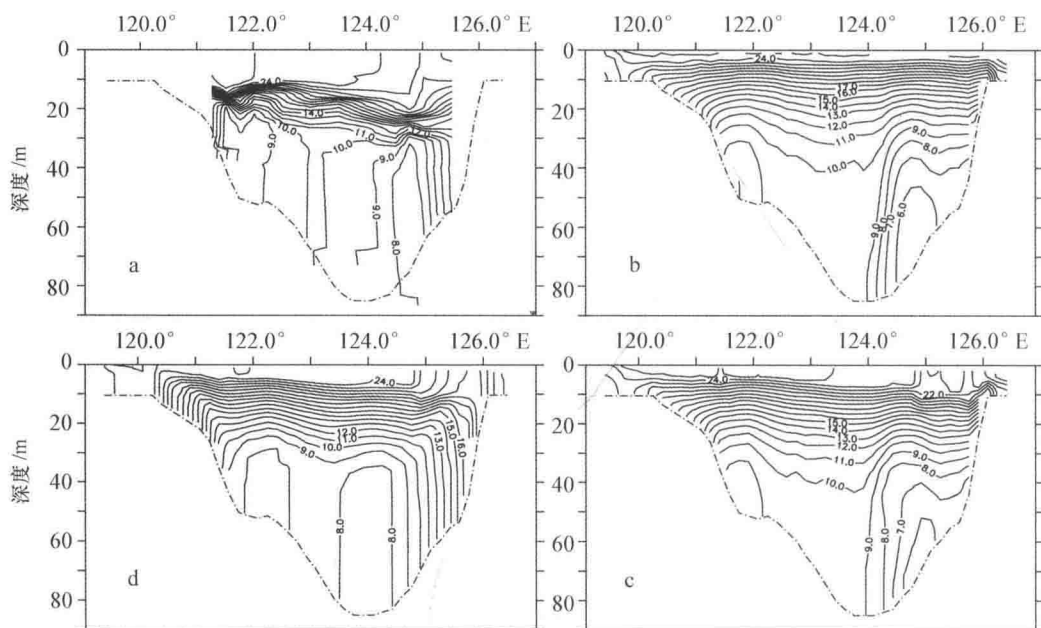


图 1.4.1 黄海夏季 35°N 断面温度的实测结果和三组数值实验的模拟结果对比
(等值线间隔为 1°C)

a. 实测, b. 原始 POM, c. 海浪 - 环流耦合模式, d. 海浪 - 潮流 - 环流耦合模式

图 1.4.2 给出了三组数值实验中垂向混合系数的分布。在 35°N 断面，湍流造成的混合（图 1.4.2a）仍然比较微弱，仅在 121°E 以西及 123.4° — 124.9°E 底层有分布且极大值约为 $28\text{ cm}^2/\text{s}$ 。波浪混合（图 1.4.2b，图 1.4.2d）的影响达到了 10 m 左右，极大值 $90\text{ cm}^2/\text{s}$ 出现在 125.2°E 附近。潮汐混合系数（图 1.4.2c，图 1.4.2d）的大值分布在（ 122°E ，40 m）至（ 126°E ，30 m），达到了 $1\,000\text{ cm}^2/\text{s}$ 。值得注意的是，无论海浪混合还是潮混合，都是西侧强于东侧。

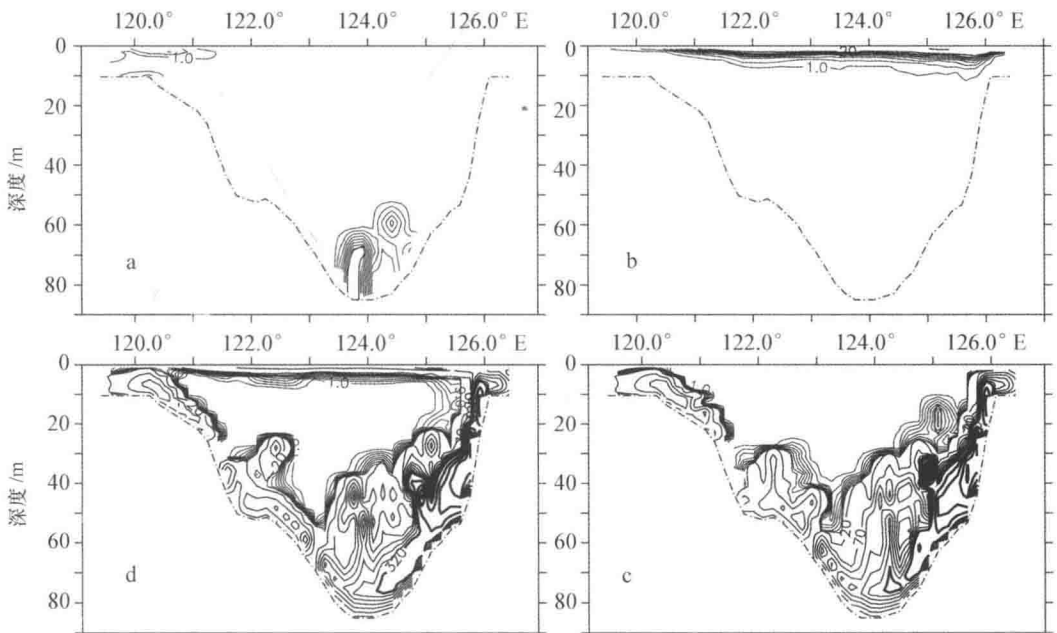


图 1.4.2 黄海夏季 35°N 断面混合系数分布 [等值线间隔为 $2\text{ cm}^2/\text{s}$ ($1\sim15\text{ cm}^2/\text{s}$, 细线), $50\text{ cm}^2/\text{s}$ ($20\sim320\text{ cm}^2/\text{s}$, 细线) 和 $200\text{ cm}^2/\text{s}$ ($320\sim1\,020\text{ cm}^2/\text{s}$, 粗线)]
a. 湍混合, b. 波浪混合, c. 潮混合, d. 总混合

从上面的分析可以看出，表层的海浪混合和下层的潮汐混合对黄海夏季混合层和温跃层的形成起着至关重要的作用。本研究建立的基于 POM 的西北太平洋和中国近海海浪—潮流—环流耦合模式能够同时考虑海浪混合和潮汐混合，成功地模拟出了黄海冷水团、上混合层、跃层和锋面等夏季黄海温度复杂的结构。

1.5 模式结果的验证

为了节省篇幅，这里仅给出模式得到的潮汐结果和沿 124°E 断面的温度和

实测的比较，后面的章节里结合黄海温度、盐度和环流的季节变化的论述会给出更多的比较。

1.5.1 潮汐调和常数和潮余流结果的验证

我们首先将全场温度设为 15℃，盐度设为 35 并保持不变，在开边界处只加潮汐强迫。在全场潮汐潮流达到稳定后对潮汐的时间序列进行了调和得到了 M_2 分潮的调和常数。图 1.5.1a 给出了模拟得到的 M_2 分潮的同潮图。在黄海中有两个无潮点，分别位于山东半岛东侧和苏北外海。该结果同文献中的结果（方国洪，1986；万振文等，1998；Lee and Beardsley, 1999；方国洪等，2004）基本吻合。

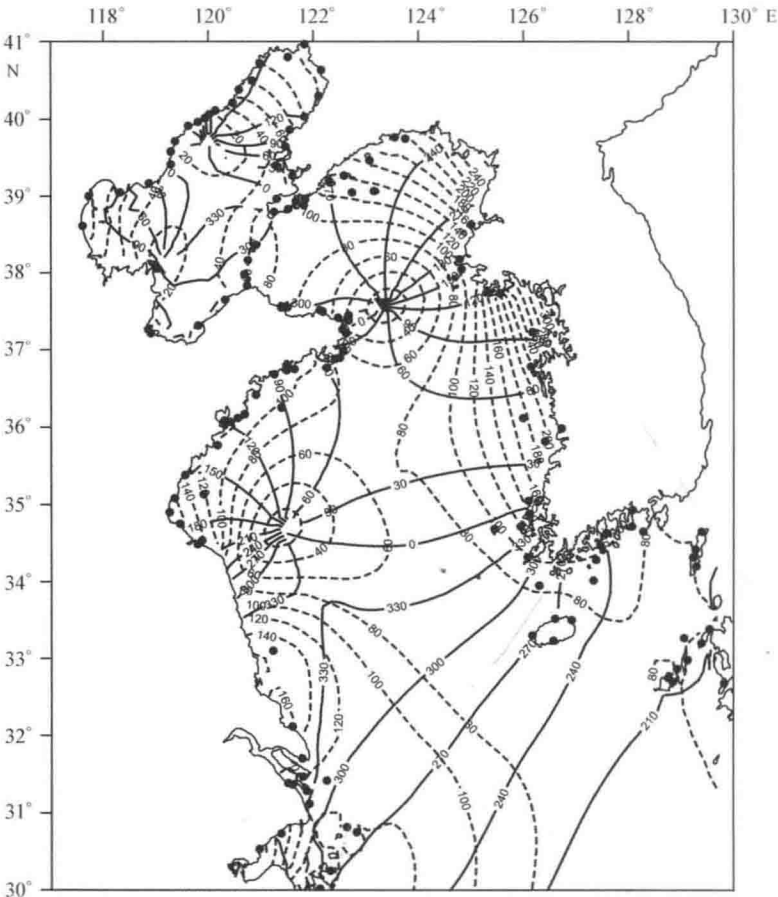


图 1.5.1a 由均匀海水模式得到的 M_2 分潮的同潮图

实线和虚线分别表示迟角（单位：°，相对于北京时间）和振幅（单位：cm）的分布，
黑点代表在图 1.5.1b 中与模拟结果相比较的潮汐的观测站位

本文将实测水位站附近的四个模式网格点上所模拟得到的调和常数插值到水位站点上, 然后和实测值进行了比较。实测资料由方国洪和魏泽勋研究员提供。图 1.5.1b 给出了比较的结果。从图中可以看出两者符合好。在所有 183 个站中, 振幅的绝对平均误差为 4.5 cm; 迟角的绝对平均误差 5.6°。这说明模拟得到的潮汐结果和实测结果符合较好。

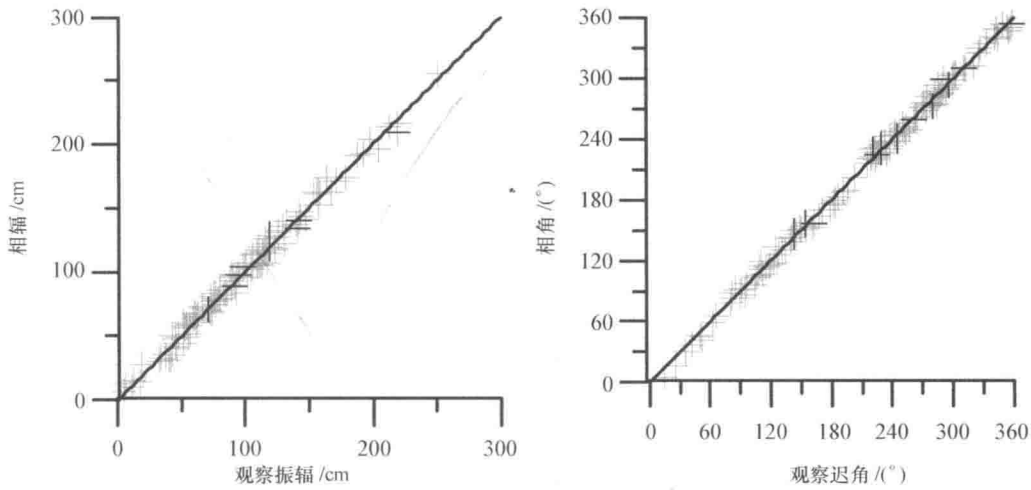


图 1.5.1b 模拟和实测的 M_2 分潮的调和常数的比较

左: 振幅, 右: 迟角, 纵坐标为模拟值, 横坐标为观测值, 潮汐的测站见 (图 1.5.1a)

图 1.5.1c 给出了模拟得到的欧拉潮余流。在朝鲜半岛西南侧沿海, 潮余流朝北较集中呈射流状, 流速可达 10 cm/s。在围绕长江堆海域, 潮余流方向为东南向, 流速较小, 流幅较宽。潮余流以 (34.8°N, 125.5°E) 为中心形成一个气旋式流环。模拟所得欧拉潮余流结果与赵保仁等 (1985) 和 Lee and Beardsley (1999) 的结果符合较好。

1.5.2 124°E 断面的温度

本文将模拟的 124°E 和 35°N 断面的温度结果同中韩黄海水循环动力学合作调查 (1996 年 4 月和 10 月, 1997 年 2 月和 10 月四个航次) 所获得实测结果进行和比较。应当指出的是由于模式中的热通量和风场采用的是多年平均的数据因此模拟的温度场代表气候态的结果, 与实测资料的对比应侧重分布特征。图 1.5.2 和图 1.5.3 分别给出了 124°E 断面的模拟和实测结果。在冬季